Laboratoire d'Hydrologie ORSTOM Montpellier Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique Paris XI Orsay

## UNIVERSITE PARIS SUD

# HYDROCHIMIE ET HYDRODYNAMIQUE DE LA NAPPE PHREATIQUE AU NIGER SUD ORIENTAL

### PAR STEPHANE SABLJAK

**DEA** (DIPLOME D'ETUDES APPROFONDIES)

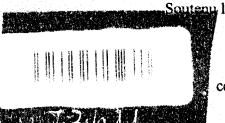
HYDROLOGIE, HYDROGEOLOGIE, GEOSTATISTIQUE ET GEOCHIMIE.

FILIERE GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote: A \* 14732Ex: 1

Soutenu le 1<sup>er</sup> juillet 1998 devant la commission d'examen



co-directeurs de mémoire: MARLIN Christelle et LEDUC Christian

Laboratoire d'Hydrologie ORSTOM Montpellier Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique Paris XI Orsay

# **UNIVERSITE PARIS SUD**

# HYDROCHIMIE ET HYDRODYNAMIQUE DE LA NAPPE PHREATIQUE AU NIGER SUD ORIENTAL

## PAR STEPHANE SABLJAK

**DEA** (DIPLOME D'ETUDES APPROFONDIES)

HYDROLOGIE, HYDROGEOLOGIE, GEOSTATISTIQUE ET GEOCHIMIE.

FILIERE GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

Soutenu le 1<sup>er</sup> juillet 1998 devant la commission d'examen

co-directeurs de mémoire: MARLIN Christelle et LEDUC Christian

## **AVANT-PROPOS**

Au moment où je termine mon mémoire, je souhaite adresser un message de tendresse a toutes les personnes de mon entourage qui m'ont soutenu tout au long de ce stage.

Bien sûr, je tiens à remercier en premier lieu mes deux directeurs de mémoire, Christelle Marlin et Christian Leduc, pour leurs idées, leurs conseils et la gentillesse dont ils ont fait preuve à mon égard. Ayant deux points de vue différents sur l'hydrogéologie, j'ai pu bénéficier de deux fois plus d'approches qui ne convergeait pas toujours dans le même sens mais qui me seront forts utiles pour mon avenir.

Je tiens à porter un remerciement général pour toute l'équipe de recherche UR 1 de l'ORSTOM de Montpellier pour les discussions professionnelles mais aussi extra professionnelles qui facilitent l'insertion au sein d'une équipe de travail. La diversité de l'origine des stagiaires m'a permis d'élargir certains points de vue sur la vie courante qui sont nécessaire pour évoluer de façon positive.

Je ne peux pas oublier dans ces remerciements toute l'équipe du Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotopique de l'université Paris Sud. Depuis les techniciens jusqu'aux professeurs en passant par les étudiants, tous m'ont aidé pendant mes deux premiers mois de stage. Je tiens quand même à remercier plus particulièrement Annick Raguideau (alias Même San), Roger Njitchoua, Anne-Céline Philippot et Marie-Solange Oga.

Je tiens enfin à remercier Guillaume Favreau qui a échantillonné la mission 1997 avec l'aide des techniciens de l'ORSTOM de Niamey et de la DDH de Diffa sans qui, je n'aurai certainement pas effectué ce stage.

Merci à Wenceslao Martin Rosales (docteur de l'université de Grenade) pour tous les moments de connivence, de plaisir mais aussi de tristesse que nous avons partagé. ¡ Es una pena!

Un merci particulier à Jean-Denis Taupin pour les mesures en isotopes stables qu'il m'a communiqué.

Pour terminer, je voudrais finir par une phrase que m'a souvent répétée Christian Leduc : "l'hydrogéologie c'est surtout beaucoup de bon sens". J'essayerai de m'en souvenir.

## **SOMMAIRE**

#### INTRODUCTION

## I PRESENTATION GENERALE DE L'AQUIFERE

## I.1 PRESENTATION GEOGRAPHIQUE

- I.1.1 Localisation du site d'étude
- I.1.2 Cadre climatique
  - I.1.2.1 Mécanismes météorologiques
  - I.1.2.2 Les précipitations et l'évapotranspiration
  - I.1.2.3 Hydrographie

## I.2 PALEOCLIMATOLOGIE ET GEOLOGIE GENERALE

- I.2.1 Evolution géologique anté-pliocène
- I.2.2 Géomorphologie et sédimentation plio-quaternaire
- I.2.3 Néotectonique
- I.2.4 Evolution du lit de la Komadougou Yobé

#### I.3 HYDROGEOLOGIE

- I.3.1 Identification des systèmes aquifères
- I.3.2 L'aquifère quaternaire
  - I.3.2.1 Limites horizontales de l'aquifère
  - I.3.2.2 Limites verticales de l'aquifère
  - I.3.2.3 Caractéristiques hydrodynamiques

#### II ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE DES EAUX

#### II.1 LES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

- II.1.1 La température
- II.1.2 Le pH
- II.1.3 Etude de la conductivité

## II.2 LA CHIMIE DES EAUX

- II.2.1 Traitement des données chimiques
  - II.2.1.1 Analyse en composantes principales
  - II.2.1.2 Classification ascendante hiérarchique.
- II.2.2 Les faciès hydrochimiques.
  - II.2.2.1 Les eaux bicarbonatées calciques.
  - II.2.2.2 Les eaux bicarbonatées sodiques.
  - II.2.2.3 Les eaux sulfatées sodiques.

## III ETUDE ISOTOPIQUE

#### III.1 LES ISOTOPES STABLES DE LA MOLECULE D'EAU.

#### III.2 LES ISOTOPES DU CARBONE

III.2.1 A<sup>14</sup>C et  $\delta$ <sup>13</sup>C

III.2.1.1  $A^{14}C$ 

III.2.1.2  $\delta^{13}$ C

III.2.2 Origine du CITD

III.2.3 A<sup>14</sup>C et estimation de la recharge

#### IV ETUDE DE LA RECHARGE

## IV.1 ETUDE PIEZOMETRIQUE

IV.1.1 Critiques et analyses des données

IV.1.1.1 Critiques des données

IV.1.1.2 Analyse piézométrique

IV.1.2 Evolutions piézométriques

IV.1.2.1 Variations piézométriques annuelles

IV.1.2.2 Evolution piézomètrique à moyen terme

IV.1.2.3Les pièzomètres du Kadzell

## IV.2 COMPARAISON AVEC D'AUTRES ESTIMATIONS DE LA RECHARGE.

IV.2.1 Le modèle "Tritium"

IV.2.2 Modélisation numérique

## **CONCLUSION GENERALE**

## LISTE DES FIGURES

- Figure I.1 : Localisation de la zone d'étude
- Figure I.2 : Circulation au-dessus de l'Afrique occidentale (d'après Gallaire, 1990)
- Figure I.3: Variations des précipitations annuelles sur N'Guigmi
- Figure I.4: Variations des précipitations annuelles sur Maïné-Soroa
- Figure I.5: Moyennes des précipitations annuelles pour la période 1981-1996
- Figure I.6: la Komadougou Yobé à Bagara
- Figure I.7 : évolution du débit en m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> de la Komadougou au cours d'une année pour la station de Bagara
- Figure I.8: Débit moyen annuel en m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> de la Komadougou Yobé
- Figure I.9: Evolution du débit de la Komadougou le long de son cours
- Figure I.10: Différents stades de remplissage du lac Tchad( d'après Olivry et al., 1996)
- Figure I.11: Structure et hydrographie au Niger sud Oriental (d'après Durand, 1995)
- Figure I.12: Géomorphologie de la partie Sud du site d'étude (d'après Durand et al., 1984)
- Figure I.13: Carte géologique du Niger sud oriental (d'après Pirard, 1962)
- Figure I.14: Représentation de l'aquifère quaternaire (d'après Leduc, 1998)
- Figure I.15 : Distribution des débits spécifiques des différentes campagnes
- Figure II.1: Localisation des points de mesure de la mission 1997
- Figure II.2 : Distribution spatiale des conductivités électriques en µS.cm<sup>-1</sup>
- Figure II.3 : Distribution comparée des conductivités électriques de l'ensemble des puits et des puits éloignés de la Komadougou
- Figure II.4: Répartition spatiale des conductivités inférieures à 500 µS.cm<sup>-1</sup>
- Figure II.5: Représentation des analyses chimiques dans un diagramme de Piper
- Figure II.6: Représentation des variables dans le plan des deux premiers axe
- Figure II.7: Représentation de la classification ascendante hiérarchique
- Figure II.8 : Répartition spatiale des différents faciès chimiques
- Figure II.9 : Diagramme [Cl<sup>-</sup>] vs [Na<sup>+</sup>] des eaux bicarbonatées calciques
- Figure II.10 : Diagramme [HCO<sub>3</sub>-] vs [Na<sup>+</sup>] des eaux bicarbonatées calciques
- Figure II.11: Diagramme [HCO<sub>3</sub>] vs [Ca<sup>2+</sup>] des eaux bicarbonatées calciques
- Figure II.12 : Evolution du milieu en fonction de la côte du lac Tchad (d'après Carmouze, 1976)
- Figure II.13: [HCO<sub>3</sub>] vs [Na<sup>2</sup>] des eaux bicarbonatées sodiques
- Figure II.14 : [Cl<sup>-</sup>] vs [Na<sup>+</sup>] des eaux bicarbonatées sodiques
- Figure II.15 : [HCO<sub>3</sub>] vs [Ca<sup>2+</sup>] des eaux bicarbonatées sodiques
- Figure II.16 : [Ca<sup>2+</sup>] vs [SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>] des eaux sulfatées sodiques
- Figure II.17 : [Mg<sup>2+</sup>] vs [Ca<sup>2+</sup>] des eaux de la nappe phréatique
- Figure II.18 : distribution de la conductivité électrique des eaux bicarbonatées sodiques et des eaux bicarbonatées calciques
- Figure II.19 : Diagrammes de stabilité des eaux de la nappe quaternaire

Figure III.1: Distribution des teneurs isotopiques des pluies sur N'Djaména (IAEA, 1991)

Figure III.2: Teneurs en isotopes stables des eaux du bassin du lac Tchad

Figure III.3 : Distribution des teneurs en oxygène-18 de la nappe phréatique et des eaux libres sur l'ensemble du bassin Tchad

Figure III.4 : Répartition des A<sup>14</sup>C de la nappe phréatique (mission 1997)

Figure III.5: Diagramme A<sup>14</sup>C vs CITD (eaux de la mission 1997)

Figure III.6 : Diagramme  $A^{14}C$  vs  $\delta^{13}C$ 

Figure III.7 : Diagramme δ<sup>13</sup>C vs pH

Figure III.8: Renouvellement de la nappe phréatique

Figure IV.1 : Distribution des puits utilisés pour l'élaboration de la carte piézométrique

Figure IV.2 : Carte piézométrique de la nappe quaternaire

Figure IV.3 : Fluctuation de la piézométrie aux abords de la Komadougou

Figure IV.4.a: Variations piézométriques à Bagara

Figure IV.4.b : Variations piézométriques à Gueskerou

Figure IV.5: Piézométrie et hauteur de la rivière à Bagara

Figure IV.6 : Localisation des piézomètres du Kadzell

Figure IV.7.a: Piézométrie du Kadzell

Figure IV.7.b : Piézométrie du Kadzell

Figure IV.8: les termes du bilan en eau à l'issue du calage (Leblanc, 1997)

## **INTRODUCTION**

Ce mémoire est l'aboutissement d'un stage de 5 mois (février à juin 1998) effectué dans le cadre du DEA "Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie". Il s'est déroulé en deux parties :

La première partie réalisée au Laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie Isotopique de l'université Paris Sud dans le but d'apprendre et de pratiquer les techniques d'analyses des isotopes stables de la molécule de l'eau et des isotopes du carbone d'une part et d'initier la recherche bibliographique d'autre part.

La seconde partie effectuée au laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM de Montpellier (d'avril à juin) au sein de l'unité de recherche UR1 (Variabilité climatique et impacts régionaux) afin de traiter et d'analyser toutes les données hydrogéologiques disponibles.

Les premières synthèses sur les ressources en eau du département de Diffa (Niger sud oriental) ont été réalisées dans le courant des années 70, PNUD/UNESCO (1972), PNUD/FAO (1973) et Greigert (1979) puis repris par en 1991 par Leduc (PNUD/DCTD, 1991).

La situation de la zone d'étude se situe à l'extrême Est du Niger. L'unique route traversant le Niger, le nombre de piste est limité au Niger oriental rendent difficile l'accès à la zone d'étude. L'hydrogéologie de l'aquifère quaternaire n'a donc que très rarement été l'objet de rapports quel qu'ils soient. Cela représente encore une zone "neuve".

Il s'agissait donc, dans un premier temps, de regrouper le plus possible des mesures entreprises depuis environ trente ans, de les analyser et de les synthétiser pour proposer un schéma si possible cohérent du fonctionnement hydrogéologique de cette zone. Les incertitudes sont nombreuses:

- 1. Les analyses chimiques ne présentent pas toujours un équilibre dans les balances ioniques.
- 2. Les données lithologiques sont très rares. Données par les pétroliers, les informations succinctes ne portent que sur la nature du sédiment (argile ou sable),
- 3. Les données piézométriques approximatives pour lesquelles la somme des incertitudes peut induire une différence de 10 mètres avec la réalité,

Il fallait donc, dans un deuxième temps porter une analyse critique sur ces données.

Toutes ces incertitudes, combinées aux manques de données limitent considérablement les interprétations. A chaque fois que cela était nécessaire, les incertitudes ont été spécifiées dans les différents chapitres afin de bien faire comprendre combien l'étude hydrogéologique d'un tel aquifère est complexe et repose sur la fiabilité (assez mince) des données.

## Ce mémoire comprend quatre parties :

Une première partie servant à la connaissance du milieu où seront présentés les cadres géographique, géologique et hydrologique du Niger sud oriental. Cette partie permettra aussi de poser les bases de la réflexion. Les différents chapitres exposent de manière succincte les éléments participant à la recharge de l'aquifère.

Un seconde partie où l'on essayera de caractériser la chimie de la nappe phréatique. La complexité des dépôts continentaux quaternaires a conduit, après une première analyse des données chimiques, à traiter faciès hydrochimique par faciès. Ceci a permis de confirmer, de nuancer ou d'émettre des hypothèses sur les relations, envisagées lors de la première partie, entre l'aquifère quaternaire et son environnement.

Une troisième partie qui traitera, à partir d'analyses anciennes et de celles effectuées en première partie de stage au LHGI, de la géochimie isotopique des eaux de la nappe phréatique. Grâce à celle-ci, nous affirmerons certaines relations entre la nappe et le système hydrographique d'une part et éclaircirons les phénomènes de mélanges de la nappe phréatique avec les autres nappes d'autre part.

Enfin, la quatrième partie, basée sur les relevés piézométiques, permettra d'envisager les évolutions de la nappe phréatique à court ou moyen terme. Le dernier point sera la comparaison de l'estimation de la recharge effectuée grâce aux activités <sup>14</sup>C avec les autres estimations (modèle tritium et modélisation numérique) déjà effectuées.

La conclusion présentera un résumé de tous les phénomènes de recharge et décharge subit par la nappe. Les perspectives afin d'approfondir et de préciser ces différentes relations viendront clore ce mémoire.

## I PRESENTATION GENERALE DE L'AQUIFERE

## I.1 PRESENTATION GEOGRAPHIQUE

## I.1.1 Localisation du site d'étude

Le Niger se situe au cœur de l'ouest africain. Il partage ses frontières avec sept pays qui sont : le Tchad, la Libye, l'Algérie, le Mali, le Burkina Faso, le Bénin et le Nigeria. L'Océan Atlantique se trouve environ à 700 km au Sud et 1900 km à l'Ouest, la Méditerranée est environ 1200 km au nord ; il s'agit d'un pays entièrement continental dont les zones désertiques ou semi-désertiques occupent les 4/5 des 1 330 000 km².

La zone d'étude se localise au Sud-Est du Niger, au Nord-Ouest du lac Tchad (Figure I.1). Délimitée approximativement par les latitudes 13° N et 15° N et les longitudes 11° E et 14° E, elle correspond à peu près au département de Diffa (qui s'étend sur une superficie totale d'environ 200 000 km²) et regroupe les cantons de Goudoumaria, Maïné-Soroa, Chétimari, Komadougou, Bosso et N'Guigmi.

Le relief présente une grande homogénéité, les altitudes augmentant en très faible pente depuis 275 mètres à la périphérie du lac Tchad jusqu'à environ 400 mètres aux pieds des massifs granitiques du Mounio à l'Ouest et des massifs crétacés de Termit au Nord-Ouest, d'Agadem au Nord et du Koutous à l'Ouest.

## I.1.2 Cadre climatique

#### I.1.2.1 Mécanismes météorologiques

Au-dessus de la zone d'étude et plus généralement au-dessus de l'Afrique de l'ouest, la circulation atmosphérique méridienne se résume par les présences de l'alizé boréal et de l'alizé austral.

L'harmattan, alizé boréal qui souffle environ de novembre à avril, en provenance de l'anticyclone des Açores va tout d'abord s'assécher puis se réchauffer lors de son passage audessus de l'Atlas puis du Sahara. Ceci lui confère donc des caractéristiques chaudes et sèches.

L'alizé boréal, que l'on peut appeler mousson, issu de l'anticyclone de Ste-Hélène va se charger en humidité en passant au-dessus du Golfe de Guinée. Il représente la principale source d'humidité au-dessus de l'Afrique de l'ouest avec un maximum d'effet de juillet à septembre.

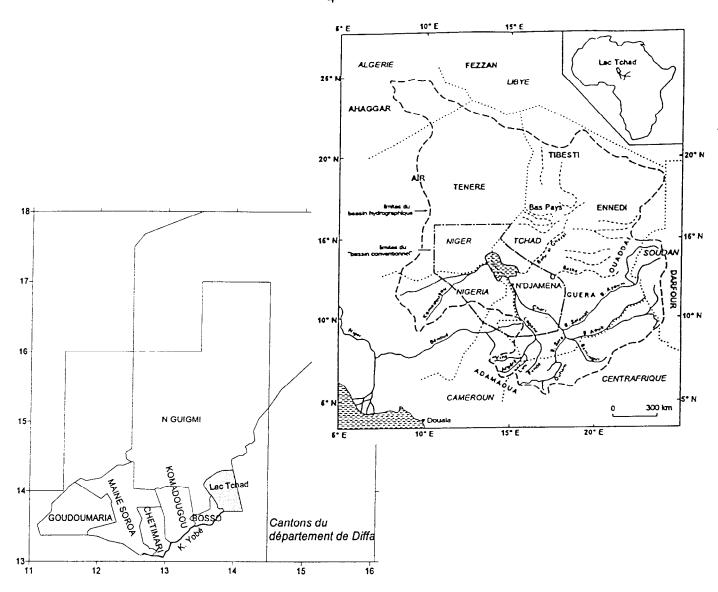


Figure I.1: Localisation de la zone d'étude

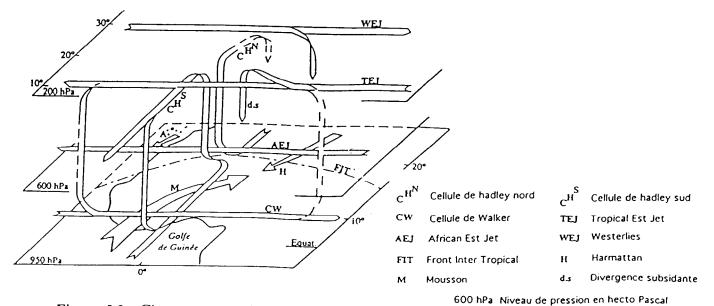


Figure I.2: Circulation au dessus de l'Afrique occidentale (Gallaire, 1990)

La convergence entre les types d'alizés détermine l'équateur météorologique et se nomme front intertropical (FIT) au niveau du sol et zone de convergence intertropicale (ZCI) en altitude (Figure I.2).

La ZCI est le lieu de formation des nuages à fort développement vertical. Ces systèmes nuageux prennent naissance dans la zone centre africaine et se déplacent, ensuite, le long de la ZCI. 90 % des précipitations au-dessus de la bande sahélienne proviennent des Systèmes Convectifs de Mesoechelle.

La circulation zonale, mise en évidence par Walker, détermine les courants «JET» dont le principal est le Jet d'Est Tropical (JET) de direction Est-Ouest; son action, limitée d'août à septembre, rapporte une vapeur d'eau originaire de l'océan Indien (De Felice et al., 1982 in Le Gal La Salle, 1990).

Le Jet d'Est Africain (JEA), lui aussi de direction Est-Ouest mais plus bas en altitude que le précédent, transporte de la vapeur d'eau formée au-dessus de l'Afrique entre la cote Est et Dakar (Cadet et Nmole 1987 in Gallaire, 1992) et probablement de la vapeur originaire de l'océan Indien (De Felice et al.,1982 in Gallaire, 1992).

La mousson, et donc les pluies, est directement dépendante du dynamisme de ces « JET ». En occurrence pluvieuse, le JEA relativement faible ne contrarie pas l'appel d'air provoqué par le JET. L'ascendance de la mousson est ainsi renforcée et les précipitations s'intensifient. A l'opposé, en occurrence sèche le JEA, renforcé par une importante énergie radiative reçue au nord du Sahel, stoppe l'ascendance de la mousson et amoindrit, ainsi, les précipitations.

## I.1.2.2 Les précipitations et l'évapotranspiration

## Les précipitations

Les données climatiques servant de référence sont celles de quatre stations : Goudoumaria, Maïné-Soroa, Diffa et N'Guigmi sur la période 1952-1996.

Comprise entre les isohyètes 50 et 400 mm, la zone d'étude présente une grande variabilité spatiale et temporelle des précipitations comme en témoignent les graphiques représentant l'évolution pluri-décennale de N'Guigmi et de Maïné-Soroa (Figure I.3 et I.4).

Les précipitations décroissent du Sud vers le Nord mais également, moins sensiblement, d'Ouest en Est. Les précipitations moyennes enregistrées s'étendent de 213 mm.an<sup>-1</sup> pour N'Guigmi à 361 mm.an<sup>-1</sup> pour Maïné-Soroa avec des écarts types respectifs de 106 et 109 mm. Cette variabilité atteignant même 121 mm à Goudoumaria pour une pluviosité moyenne de 324 mm.an<sup>-1</sup>.

La figure I.5 présente un plus grand nombre de stations pour une période beaucoup plus courte. En comparaison avec les stations de référence, les quantités précipitées annuelles semblent en décroissance. Elles sont le reflet des conditions de sécheresse qui sévissent en Afrique sahélienne depuis les trente dernières années.

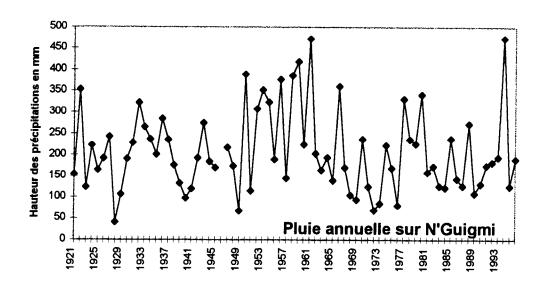


Figure L3: Variations des précipitations annuelles sur N'Guigmi (1921-1996)

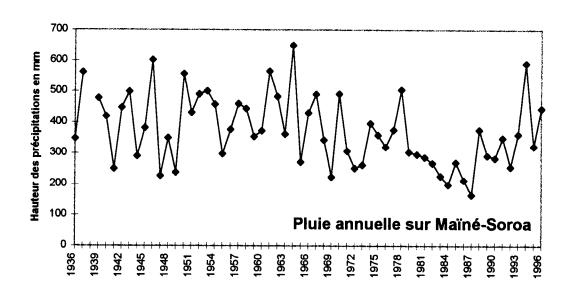


Figure I.4: Variations des précipitations annuelles sur Maïné-Soroa (1936-1996)

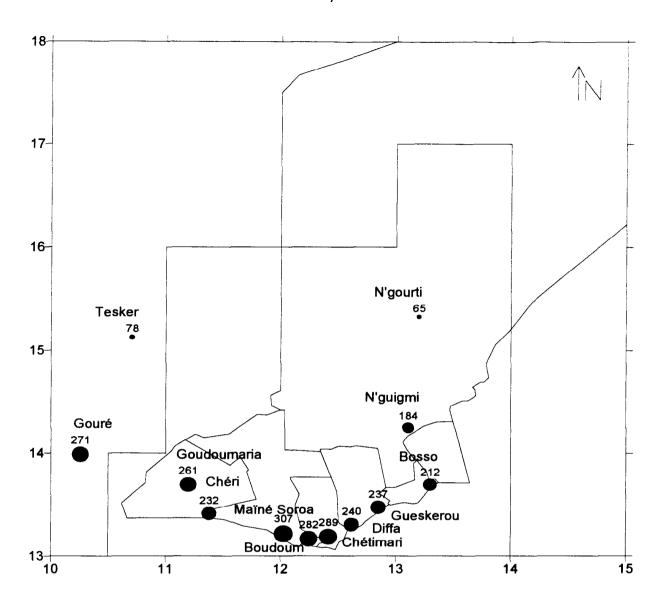


Figure L.5: Moyennes des précipitations annuelles pour la période 1981-1996

## L'évapotranspiration

Quelques mesures d'évapotranspiration potentielle (ETP) fournissent des valeurs élevées. Elles varient selon les stations et surtout selon les saisons. Les moyennes annuelles à Maïné-Soroa et à N'Guigmi sont respectivement de 9,7 et 8,8 mm.jour<sup>-1</sup>. En saison des pluies, elles fluctuent entre 4,5 et 9,5 mm.jour<sup>-1</sup> (PNUD/DCTD, 1991). Sous le 14<sup>eme</sup> parallèle, nous pouvons considérer l'ETP comme constante, sur la zone d'étude, autour de 2500 mm.an<sup>-1</sup>.

Avec cette forte valeur de l'ETP (>2000 mm.an<sup>-1</sup>) et des faibles précipitations annuelles (< 350 mm.an<sup>-1</sup>) on peut penser qu'une recharge diffuse par les apports météoriques est très faible voire nulle. Il faut savoir que la recharge s'effectue en fait par accumulation des ruissellements dans les dépressions inter-dunaires. L'existence d'une recharge est donc possible, aussi minime qu'elle soit.

## I.1.2.3 Hydrographie

Le réseau hydrographique du Niger sud oriental est constitué de deux éléments majeurs, la Komadougou Yobé et le lac Tchad, ainsi que d'un ensemble moins important de mares plus ou moins temporaires.

En période climatique moyenne, la Komadougou, frontière entre le Niger et le Nigeria sur 150 km, présente un écoulement durant environ 7 mois. Le débit augmente très rapidement depuis le mois de juillet jusqu'au mois de septembre (ce qui correspond aux mois les plus arrosés) puis l'augmentation de débit se poursuit plus lentement jusqu'au mois de novembre pour atteindre sa valeur maximale. Le débit décroît alors très brutalement pour devenir quasi nul dès la fin du mois de décembre.

Toutes les eaux de la rivière sont issues de l'amont du bassin versant au Nigeria Le débit décroît lentement d'amont en aval. Cette diminution est la résultante des phénomènes d'évaporation et d'infiltration.

La station de Bagara étant la plus complète, elle sert donc de représentation des variations naturelles de la rivière. Il convient cependant d'effectuer quelques critiques sur des paramètres tels que le volume écoulé, le débit maximum ou encore le module annuel. En effet, toutes ces données sont calculées à partir d'une courbe de tarage obtenue grâce à une échelle limnimétrique. Si pour une raison quelconque cette échelle est déplacée, les données en dépendantes sont alors erronées. C'est apparemment ce qui a dû se produire lors de l'année 1986 puisque le nombre de jours d'écoulement était bien trop faible par rapport aux paramètres calculés grâce à l'échelle. C'est pourquoi ne sont reportés, sur la figure I.6, les volumes écoulés et le débit maximum annuel jusqu'en 1985 seulement. En fonction du nombre de jours d'écoulement annuel et des hauteurs d'eau dans la rivière, le module annuel a été recalculé par calage. C'est pourquoi les valeurs jusqu'en 1996 sont présentées sur la figure I.6.

Sur la période 1965-85, le nombre de jours d'écoulement varie entre 134 et 323 avec une moyenne de 239  $\pm$  51 jours ; le débit maximum varie entre 25 et 59.8 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> pour une moyenne de 47,6  $\pm$  4,6 m<sup>3</sup>.s<sup>-1</sup> (Figure I.7)

La figure I.8 indique les débits calculés entre les stations de Bagara et Gueskerou sur les périodes 1962-69 et 1988-97. Il existe une bonne corrélation entre les débits à Bagara et à Gueskerou. Il semble simplement que pour la deuxième période de comparaison, les différences sont légèrement plus faibles. Cela peut simplement être induit par les nouveaux calculs sur la station de Bagara.

Dans le rapport FAO/PNUD (1970) sont indiquées des moyennes de débit pour différentes stations, malheureusement les périodes sur lesquelles ont été obtenues ces moyennes ne sont pas définies. Elles confirment cependant une diminution du débit jusqu'à son embouchure dans le lac Tchad (Figure I.9). D'après IWACO (1985), en année moyenne, le débit annuel est d'environ 1,3 milliard de m³ à Gashua (Nigéria), 526 millions de m³ à Bagara, 397 millions de m³ à Gueskerou et 337 millions de m³ à Yau près de son embouchure dans le lac Tcad. Le débit atteignant le lac ne représente qu'un quart du débit mesuré à Geidam au Nigeria (Leduc et al., 1998).

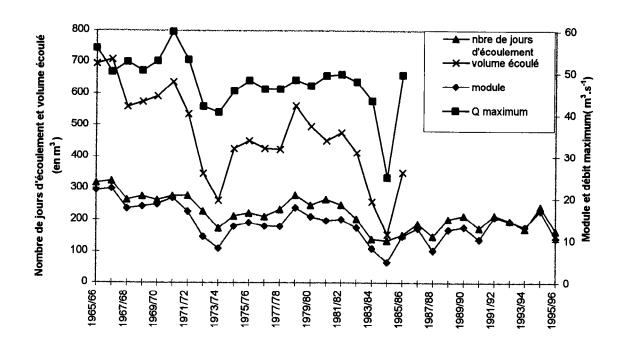


Figure I.6: la Komadougou Yobé à Bagara

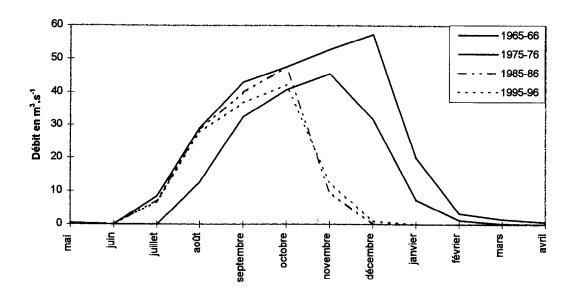


Figure I.7 : évolution du débit en m³.s¹ de la Komadougou au cours d'une année pour la station de Bagara

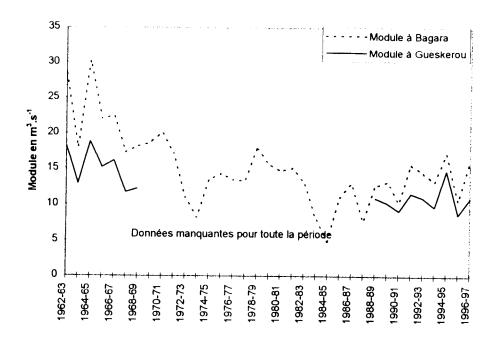


Figure I.8: Débit moyen annuel en m3·s-1 de la Komadougou Yobé

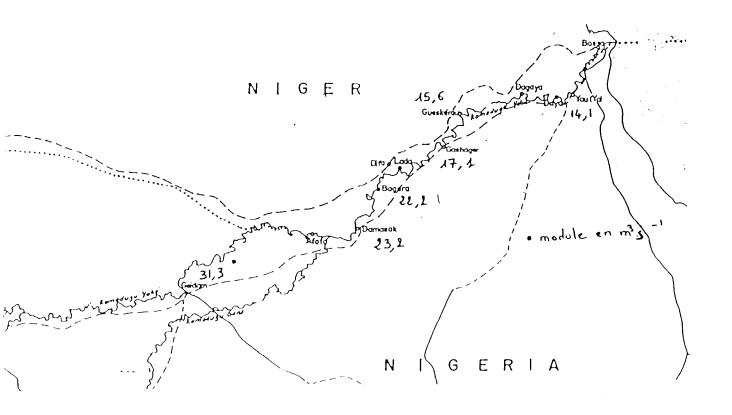


Figure 1.9 : Evolution du débit de la Komadougou le long de son cours

Le lac Tchad, en fonction des conditions climatiques, recouvre une superficie variable. Sur le dernier siècle, cette superficie varie entre un maximum proche de 20 000 km² pour les années 1917-19 et 1967-69 et un minimum d'environ 13 000 km² pour les années 40 et depuis 1974 (Olivry et al., 1996).

En fait, le lac est constitué par deux cuvettes (Nord et Sud) séparées par un haut fond (grande barrière). Les variations de la cote du lac dépendent très largement de cette particularité topographique. L'alimentation du lac est essentiellement assuré par la rivière Chari au Tchad dont le bassin versant remonte jusqu'en Centrafrique. Quand les conditions climatiques sont trop sèches, les eaux amenées par le Chari sont beaucoup plus faibles et ne peuvent plus franchir le seuil de la grande barrière ; la cuvette Nord se trouve donc isolée et s'assèche progressivement (Figure I.10). Depuis la fin des années 1960 le niveau baisse. Son retrait de la cuvette Nord s'initie en 1972. A partir de 1984, le lac s'est retiré du territoire nigérien. Seule la crue de 1988-89 a remis le lac en eau sur le sol nigérien.

Les mares saisonnières, essentiellement situées dans les cantons de Goudoumaria et de Maïné Soroa, sont des cuvettes d'accumulation des eaux de pluie lors de la saison des pluies. La nappe phréatique est, en général, très proche du sol ; les phénomènes d'évaporation sont donc très importants mais ces cuvettes jouent un rôle indéniable dans l'alimentation de la nappe.

Plus à l'est, il existe d'autres mares semi-permanentes à permanentes. Elles occupent généralement d'anciens méandres de la Komadougou Yobé. Elles peuvent, elles aussi, jouer un rôle dans l'alimentation de la nappe.

## Conclusion

Les précipitations, la Komadougou Yobé, le lac Tchad et les dépressions représentent les fonctions entrée de l'aquifère quaternaire.

Par l'intermédiaire des précipitations nous avons montré que le terme de taux de renouvellement sera faible.

Les apports vers la nappe depuis le système hydrographique peuvent donc prendre une place prépondérante dans la recharge de l'aquifère. Dans une région semi-aride comme le Niger sud oriental, la présence d'un tel réseau est complètement dépendant des variations climatiques à moyen terme et à l'échelle saisonnière.

L'étude hydrochimique de la nappe phréatique est alors envisagé afin de repérer l'influence des éléments majeurs du réseau de surface sur la nappe.

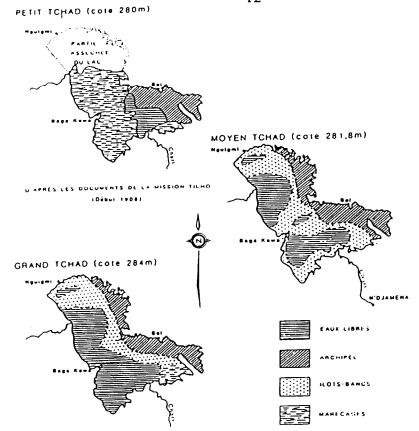


Figure I.10: Différents stades de remplissage du lac Tchad (d'après Olivry et al., 1996)

#### **1.2 PALEOCLIMATOLOGIE ET GEOLOGIE GENERALE**

## I.2.1 Evolution géologique anté-pliocène

Les affleurements rencontrés dans la zone d'étude sont essentiellement des terrains sablo-limoneux quelquefois argileux dépendant des conditions climatiques variables durant le Quaternaire. Ils terminent une puissante série de quelques milliers de mètres de sédiments secondaires.

Cette puissante série d'accumulation débute avec le comblement d'un rift d'orientation Nord-Sud depuis le nord du Ténéré jusqu'au nord-est du lac Tchad.

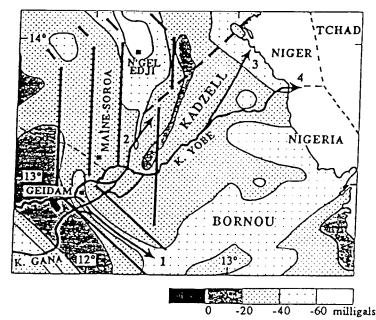
Ce système de rift se distingue dans la zone d'étude par le satellite de N'Gel Edji limité par deux failles normales de 2500 mètres de rejet dont la faille occidentale se situe à l'est de Maïné-Soroa (Figure I.11).

Ce graben continental de 150 km de long pour 40 km de large est le reflet d'une dynamique d'extension qui s'initie au moins au Mésozoïque. Le remplissage du rift débute par des dépôts terrigènes du Continental Intercalaire issus du démantèlement des reliefs érigés lors de la seconde partie du Paléozoïque.

L'accumulation se poursuit ensuite avec une importante sédimentation marine résultant de la transgression du Crétacé supérieur.

A la fin du Crétacé se produit une phase de fracturation en distension. Il y a reprise de l'érosion des reliefs; on assiste, alors, à la mise en place du Continental Terminal.

Du Miocène au Pléistocène, la distension de direction Est-Ouest s'accentue, affectant ainsi toute l'écorce. Il y a alors mise en place du volcanisme basaltique alcalin de direction ENE-WSW (Figure I.13).



Structures et hydrographie.
Carte des anomalies de Bouguer
(d'après Louis, 1970), et failles
(d'après Genik, 1993 et Durand, 1993).
Cours successifs de la K. Yobé et de la
K. Gana: 1: Pléistocène inférieur et
moyen; 2: Pléistocène supéneur et
Holocène inférieur; 3: Holocène
moyen et supérieur; 4: Actuel.

Figure I.11: Structure et hydrographie au Niger sud Oriental (d'après Durand, 1995)

## I.2.2 Géomorphologie et sédimentation plio-quaternaire

Au Plio-Pléistocène on assiste à une sédimentation argileuse, d'une puissance de 300 à 400 mètres, à niveaux sableux, argileux et diatomitiques.

Cette série argileuse est recouverte au Pliocène moyen par un ensemble de sables blancs fluviatiles, dits sables inférieurs éoliens (antérieurs à 50 000 voire 65 000 ans BP), dont l'épaisseur totale est de 50 à 100 mètres.

Ces sables subissent ensuite un remaniement en surface par la mise en place d'un grand erg. Cet épisode correspond à une grande période aride (entre 35 000 et 29 000 ans BP) intercalée dans la phase humide du Ghazalien (estimée entre 40 000 et 21 000 ans BP).

Ce grand erg, qui s'étend depuis le Ténéré, est ultérieurement aplani par la formation d'un premier delta (jusqu'à environ 26 000 ans BP) de la Komadougou Yobé, au sud de la plage de Sayam et probablement par un ruissellement venant du Nord. A cet aplanissement se superposent des dépôts fluvio-deltaïques. L'érosion de ce premier delta conduit à la formation d'une haute terrasse entre 26 000 et 20 000 ans BP. Pendant le Kanémien (estimé entre 21 000 et 12 000 ans BP) dont le maximum d'aridité se situe autour de 19 000 ans BP, se déposent les sables intercalaires éoliens.

Entre 19 000 et 16 500 ans BP il y a mise en place, en aval du premier delta, d'un second delta. Dès 12 000 ans BP, la remontée de la nappe phréatique favorise le dépôt dans les creux inter-dunaires de l'ancien erg des sédiments palustres.

La sédimentation palustro-lacustre, après une interruption de 600 ans environ, reprend avec la mise en place de niveaux à diatomées. Ces dépôts sont soit liés au lac Tchad, soit à de grandes mares formées dans les creux de l'erg ancien. Ils correspondent à la grande phase humide du Nigéro-Tchadien (estimée entre 9500 et 6500 ans BP). Ils semblent s'interrompre vers 7200

ans BP dans la zone d'étude ; il s'agit probablement du dernier optimum climatique humide dans cette région (Durand et al., 1982).

On a, par la suite, érosion du second delta avec mise en place de la terrasse moyenne ; un troisième delta vient alors, en aval, recouvrir le second. Les dépôts liés à ce delta, témoins d'une période de bilan hydrique excédentaire (Tehet et al., 1990) sont datés entre 4000 et 1800 ans BP.

Depuis 2000 ans BP, le site d'étude se trouve en période d'aridité. A cette dernière coïncide la mise en place de la basse terrasse (Figure I.12).

Enfin, nous pouvons signaler la mise en place très récente d'un quatrième et dernier delta qui prolonge le cours de la Komadougou Yobé dans le lac Tchad sur une dizaine de kilomètres.

Pour résumer, les terrains superficiels du Sud sont représentés par une série sableuse à caractère deltaïque d'une puissance de 60 à 100 mètres avec intercalations argileuses salifères. La sédimentation au Nord est, quant à elle, essentiellement sableuse.

Le réexamen des formations fluvio-deltaïques sur des bases géomorphologiques, a montré l'importance de la dynamique éolienne dans la zone de dépôt du site d'étude. Ainsi ces formations ne présentent pas les caractéristiques attribuées aux deltas comme le granoclassement par exemple. La prédominance de dépôts sableux, anciennement éolisés et constituant des séquences souvent granodécroissantes, peut traduire une sédimentation alluviale dans un environnement marqué par des phénomènes éoliens (Durand, 1993).

## I.2.3 Néotectonique

A l'Ouest de Maïné Soroa existe une bande de terrain relativement plate, large de 10 km et longue de 30 km, orienté approximativement Nord-Sud.

Elle est limitée à l'Est par un escarpement d'environ 10 mètres au Sud, et s'atténuant au Nord ; à l'Ouest, elle est en continuité avec les inter-dunes de l'erg ancien.

Elle fut tout d'abord interprétée comme une plage ancienne du lac Tchad à l'altitude de 330 mètres (Pirard, 1965).

Les analyses géomorphologiques et sédimentologiques montrent que cette formation est en continuité avec le premier delta, aplani entre 26 000 et 20 000 ans BP (Cf. I.2.2).

L'examen gravimétrique et les sondages électriques (Louis, 1970) démontrent, dans le prolongement exact de la structure observée au sol, l'existence de la faille normale du fossé de Nguel Edji.

Il s'agit donc d'un phénomène de néotectonique, postérieur à 20 000 ans BP, affectant une faille ancienne avec un rejeu minimum d'une dizaine de mètres.

Les dépôts fluvio-deltaïques du troisième delta, épais de 4 à 5 mètres, recouvrent ceux du second aux abords immédiats du cordon péri-lacustre actuel. Ce cordon, ainsi qu'un linéament rectiligne (visible sur photo aérienne) sont orientés N130. Ils peuvent très bien s'interpréter comme un soulèvement d'environ 5 mètres d'une faille ayant joué postérieurement à la mise en place du second delta. D'après Roset (1987 in Durand, 1995), ce rejeu se serait produit aux alentours de 7500 ans BP.

## I.2.4 Evolution du lit de la Komadougou Yobé (Figure I.11)

Au Pléistocène, la rivière empruntait le fossé de Geidam où elle rejoignait la Komadougou Gana pour aboutir au bassin de Bornou.

Les deux rivières sont ensuite venues dans le fossé de Nguel Edji. Les dernières phases de dépôt constituant la moyenne terrasse.

Un nouveau rejeu de la faille à l'est de Maïné Soroa aurait provoqué un effet seuil bloquant ainsi les deux rivières. L'incision de la moyenne terrasse coïncide avec le franchissement de ce seuil.

Par la suite, on distingue encore une importante modification du cours aval de la Komadougou Yobé. Son cours est devenu Est-Ouest au lieu de Sud-Nord et a été déplacé d'environ 50 km vers le Sud-Est.

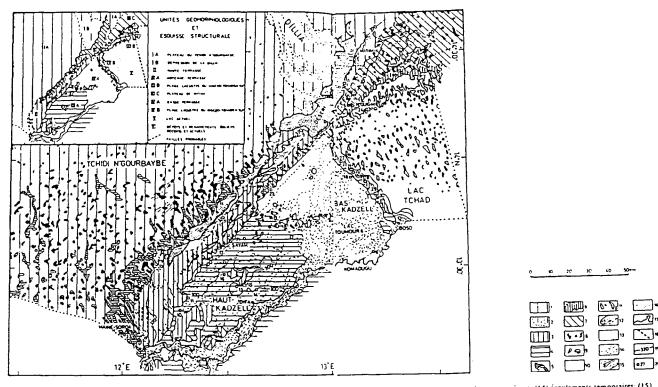


Figure – Zarte géomorphologique du Kadzell. (1) erg ancien remanié et arasé, constituant le plateau du Tchidi n'Gourbaybé: (2) vailées larges, zones de ruissellement diffus (zones tectoriques?). (3) haute terrasse formée à partir de l'erg ancien remanié, par le ruissellement au Nord, par le premier delta au Sud, et par le vent d'Est en Ouest; (4) moyenne terrasse constituée par le deuxième delta; (5) ehenaux à fonds argilo-sableux. (6) plage lacustre du Nigero-Tchadden inférieur (12 000-7 000 environ); (7) plateau de Mittim (ancienne plage lacustre); (8) cuvettes interdunaires à dépôts argileux diatomitiques et évaporitiques, (9) mares liées à la nappe phréatique, (10) troisième delta relie à l'amont à la basic terrasse de la Komadugu, et à l'aval à la plage lacustre du Nigero-Tchadien supérieur (11) erg ancien submergé par le lac. (12) remaniements écliement seu divordon de 320 m°, la limite est généralement peu distincte à l'Est; (13) refrechts du 'cordon de 320 m°, la limite est généralement peu distincte à l'Est; (13) re-

maniements eolients du cordon périlacustre récent. (14) écoulements temporaires: (15) crusion éolients. (16) remaniements éolients diffus; (17) cours d'eau permanent: Romadusu. (18) faille probable. (19) courbe de niveau en mètres: (20) coupes ou observations: no.1: Jajim. no.2: Kelakam: no.3: Maine-Soroa; no.4: Dardaria; no.5: Gazourmadye; no.6: Kourmana no.7: Marga; no.8: Ngel Boutou: no.9: Isar; no.10: Mesa, no.11: Kardioum Tilo: no.12: Boudoum, no.13: Difa Mamari: no.14: Kangarawa; no.15: Malam Bouramari; no.16: Ndyel Ndyaki, no.17: Ngel Boutou; no.18:Metegondor; no.19: Bwon, no.20: Arkoukouri, no.21: Mourichati; no.22: Ngelewa; no.23: Widi; no.24: N'Guigmi-aéroport; no.25: N'Guigmi-banco; no.26: Tal; no.27: Ranch; no.28: Baroua Gana; no.29: Tchoukoudjani, no.30: Fielbouloua.

Figure I.12 : Géomorphologie de la partie Sud du site d'étude (d'après Durand et al., 1984)

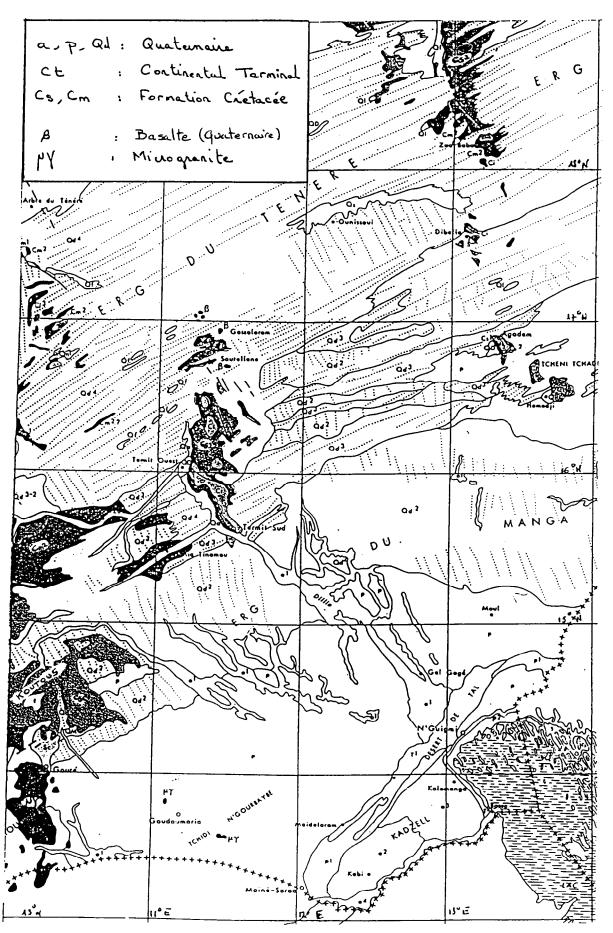


Figure I.13: Carte géologique du Niger sud oriental (d'après Pirard, 1962)

#### Conclusion

La géologie de la zone d'étude présente d'importantes variations latérales et horizontales de faciès sédimentologiques.

Dans le Sud du département de Diffa, les apports de la Komadougou confèrent à la sédimentation quaternaire un caractère fluvio-deltaïque. La sédimentation est alors assez complexe et souvent limono-argileuse. Au nord du 14<sup>eme</sup> parallèle, la sédimentation est beaucoup plus homogène, essentiellement éolienne.

Il existe peu de coupes de forages sérieuses au Sud, encore moins au Nord. Cette méconnaissance générale des variations de la sédimentation engendre des incertitudes pour la compréhension générale des mécanismes hydrochimiques de la nappe.

#### **I.3 HYDROGEOLOGIE**

## I.3.1 Identification des systèmes aquifères

Cette étude concerne l'aquifère des séries sablo-argileuses quaternaires du Niger sud oriental. D'autres niveaux aquifères sont connus dans la région. Ainsi, on distingue de la profondeur vers la surface :

- Le Continental Intercalaire est repéré à partir de 650 et 700 mètres de profondeur à Chaoua et Nguel Gandi.
- Le Continental Hamadien présente de larges variations de lithologie et d'épaisseur.
   Localisé à 1 300 mètres de profondeur au Nord dans une série sableuse, on le retrouve à moins de 300 mètres à Nguel Gandi et à Chaoua dans une série à dominante argileuse.
- Le Continental Terminal, caractérisé par des niveaux graveleux détritiques, est aussi extrêmement variable : de 650 mètres de profondeur à Madama à 150 à Iaguil en passant par 300 mètres Chaoua et Nguil Gandi, et 250 mètres à Kelakam.
- Enfin, une nappe captive se retrouve dans les sables et silts pliocènes aux environs de 300 mètres de profondeur. Dans la partie centrale du Manga, à l'ouest du 12,3°E, son toit remonte rapidement aux alentours de 200 mètres.

#### 1.3.2 L'aquifère quaternaire

#### I.3.2.1 Limites horizontales de l'aquifère

L'aquifère quaternaire de la zone d'étude ne représente qu'une petite partie de l'aquifère superficiel du bassin du lac Tchad.

Les dépôts continentaux quaternaires se rencontrent jusqu'aux affleurements cristallins du Mounio au Sud-Ouest de Gouré.

Au Nord-Ouest, la limite est représentée par les grès crétacés du Koutous et de Termit et par ceux d'Agadem au Nord. Entre ces deux massifs (région de Madama et Fachi), le système est en continuité avec les sables du Manga. Enfin, à l'est et au sud, les dépôts du bassin quaternaire du Tchad et du Nigeria prolongent ceux du Niger.

Comme nous l'avons déjà dit, le quaternaire du bassin du lac Tchad est essentiellement sabloargileux. Seuls les affleurements de Djajiri et Kaewa, entre Goudoumaria et Gouré, viennent troubler cette lithologie assez simple. Ils sont le reflet, en surface, d'un bombement du socle selon une direction WNW-ESE.

## I.3.2.2 Limites verticales de l'aquifère

Le mur de l'aquifère est constitué par le sommet d'une épaisse couche d'argiles lacustres grises ou vertes, parfois schisteuses à nombreux mais relativement fins bancs de diatomites (PNUD/FAO, 1970).

Les quelques niveaux silteux ou argileux rencontrés dans le Quaternaire n'ont pas une extension latérale suffisante pour donner un caractère captif à la nappe. C'est pourquoi, nous considérerons la nappe comme une nappe libre dont le toit n'est autre que la surface du sol.

A l'Ouest du département de Diffa, dans la région de Djajiri, le socle qui représente alors le mur se situe environ à 50 mètres de profondeur à quelques kilomètres des affleurements.

Plus à l'est, l'épaisseur du Quaternaire augmente pour atteindre 130 mètres dans la zone de Goudoumaria avant de décroître jusqu'à 50 mètres environ aux abords de Gouré.

A Maïné Soroa, les niveaux sableux quaternaires les plus bas sont repérés entre 65 et 94 mètres de profondeur.

Dans la partie centrale de la nappe phréatique, à l'est du 12° E et au sud du 15° S, l'altitude du mur de l'aquifère est assez constante aux alentours de 220 mètres.

Dans le Nord de la zone d'étude, les indications proviennent des forages de recherches pétrolières. Le mur quaternaire remonterait, en pente faible, du Sud vers le Nord jusqu'à un seuil à 270 mètres d'altitude environ, entre les massifs gréseux de Termit et d'Agadem, pour redescendre, ensuite, au Nord en direction d'Araga (PNUD/DCTD, 1991).

La figure I.14 représente les variations de l'altitude du toit de l'aquifère.

## I.3.2.3 Caractéristiques hydrodynamiques

Les puits et les forages du département de Diffa n'ont que très rarement fait l'objet d'essais de pompages. Seulement 21 mesures issues de tests assez longs ou d'essais de débits par palier peuvent être retenues. Les conditions dans lesquelles sont effectuées ces tests sont inconnues. Il faut alors garder des réserves sur ces résultats.

Pour ces 21 mesures (provenant des forages Balakhany,1971, Ofèdes, 1984 et 88 et FORACO, 1985) les valeurs de transmissivités varient de 8.10<sup>-5</sup> à 2.8.10<sup>-2</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup> avec une médiane à 5,7 m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>. Malheureusement ces données proviennent de trois zones

(Goudoumaria, Bagara et Dagaya) du Sud et ne sont donc pas représentatives de la totalité de l'aquifère quaternaire.

D'autres essais de plus courte durée dans des puits moins profonds ont été entrepris sur le département. Ils sont donc plus encore sujet à caution que les valeurs précédemment citées. Les transmissivités sont comprises entre 2.10<sup>-4</sup> et 2.10<sup>-2</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup> (PNUD/DCTD,1991).

A l'opposé sur une grande partie des puits du département ont été réalisés des essais de débits. La distribution des 176 valeurs est représentée sur la figure I.15.

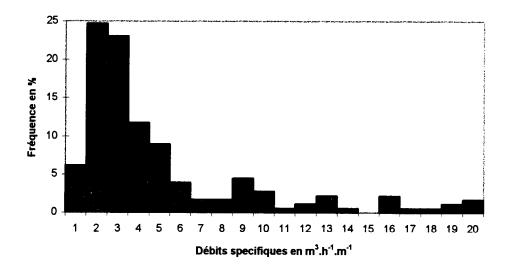


Figure L15: Distribution des débits spécifiques des différentes campagnes

Une fois de plus, les valeurs peuvent être biaisées. Les valeurs les plus fortes (30 et 80 m³.h¹.m¹) sont probablement dues à une réinfiltration de l'eau pompée. Plus de 50 % des débits spécifiques sont inférieures à 3 m³.h¹.m¹. Sans les deux valeurs précédemment citées, la moyenne s'établit à 5,0 m³.h¹.m¹ et la médiane est de 2,7 m³.h¹.m¹.

La seule valeur de porosité connue pour tout le Manga ne provient pas de l'exploitation de l'un des rares pompage d'essais mais de l'interprétation des diagraphies géophysiques des forages de Kangartilo (PNUD/DCTD, 1991). Cette unique valeur, proposée pour les niveaux sableux entre 50 et 95 mètres de profondeur, est de 15,5 %. Elle n'est en aucun point représentative de l'aquifère mais elle est la seule.

#### Conclusion

L'étude de l'extension de l'aquifère quaternaire et la géométrie des autres aquifères de la région permet d'envisager les possibilités d'échanges entre les différents aquifères.

Pour notre site d'étude, les différences de charge (pouvant atteindre 50 mètres) entre l'aquifère pliocène et l'aquifère quaternaire autorisent un apport depuis le premier vers le second.

Les différences d'altitude entre les aquifères crétacés (Koutous, Agadem ou Termit) et l'aquifère quaternaire, ainsi que des lignes de sources aux pieds de ces massifs permettent une recharge vers la nappe phréatique.

Les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe phréatique sont rares et certainement pas représentatives de la totalité de l'aquifère. Les quelques valeurs connues suggèrent des mouvements très lents au sein de l'aquifère quaternaire.

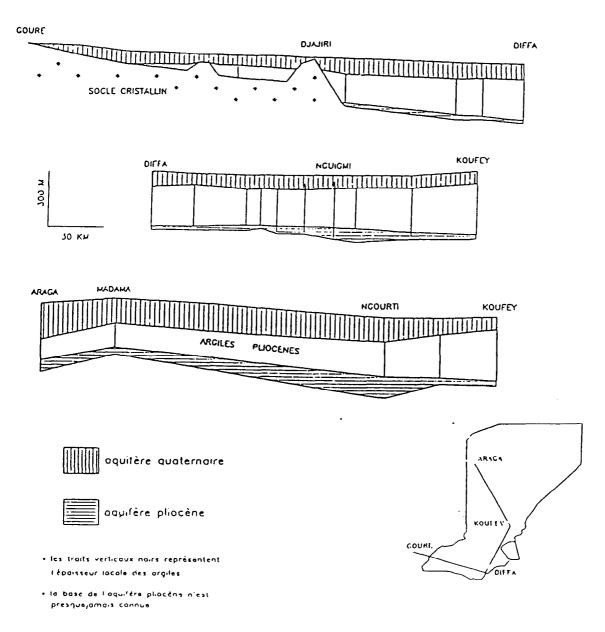


Figure I.14: Représentation de l'aquifère quaternaire (d'après Leduc, 1998)

## II ETUDE PHYSICO-CHIMIQUE DES EAUX

#### II 1 LES PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES

On va utiliser à la fois des données récentes, issues d'une mission en 1997 (Figure II.1), et des données plus anciennes issues de diverses campagnes (1976 à 1988) ou de la DDH (direction départementale de l'hydraulique) de Diffa (1996).

Toutes les mesures de la mission 1997 ont été effectuées in situ. Les appareils de mesures sont régulièrement testés ou étalonnés. Les mesures sont donc fiables. Nous ne possédons aucune indication sur la façon dont ont été effectuées les autres mesures. Les données issues de la DDH doivent être analysées avec la plus grande prudence. Les appareils de mesures ne sont pas toujours très fiables.

La majeure partie de ces mesures provient de puits ou forages du Sud de la région étudiée. On aura donc dans notre échantillonnage une sous-représentation importante de l'aquifère au Nord du 15<sup>ème</sup> parallèle.

## II.1.1 La température

La température des eaux de la nappe phréatique est assez homogène. Les valeurs s'échelonnent de 28,7 à 31,5 °C avec une moyenne de  $30,1\pm0,9$ °C pour les eaux de la mission 1997.

Ces valeurs sont très proches de la température moyenne de l'atmosphère au Niger, 28°C (Le Gal La Salle, 1992 et Monfort, 1997). Nous pouvons donc penser que l'aquifère est en équilibre thermique avec l'atmosphère.

Quelques analyses plus anciennes donnent une gamme un peu plus grande ( DDH de Diffa). Avec des valeurs extrêmes de 15,3 et 32°C mais une moyenne de 27,4  $\pm$  3,7 ° C. Nous restons dans la gamme des températures de l'air rencontrée dans cette zone.

## II.1.2 Le pH

Les valeurs de pH sont très homogènes et proches de la neutralité. Toutes les mesures recensées varient entre 6,10 et 8,50 et présentent une moyenne de  $7,10\pm0,50$ . Elles varient dans la même gamme de 6,10 à 7,35 pour la mission 1997.

Les paramètres physico-chimiques de l'échantillonnage de la mission 1997 rentrent dans les gammes de valeurs de toutes les analyses effectuées. Certaines anciennes valeurs extrêmes, comme pour le pH par exemple sont sujettes à caution. En effet, nous ne savons pas comment ces mesures ont été entreprises. Ont-elles été réalisées in situ ou en laboratoire ? L'étalonnage du pH-mètre est-il fait fréquemment ?

Cela dit, ces paramètres semblent relativement constants dans le temps et dans l'espace.

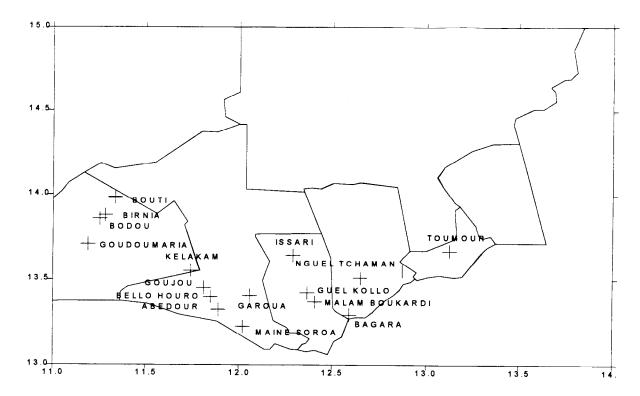


Figure II.1: Localisation des points de mesure de la mission 1997

## II.1.3 Etude de la conductivité

Reflet de la minéralisation totale, les variations de la conductivité électrique permettent de différencier des eaux possédant des compositions ioniques différentes. Elles permettent aussi de mettre en évidence des phénomènes de recharge par des eaux dont la conductivité est assez éloignée de celle généralement rencontrée dans la nappe.

A l'opposé des températures, la conductivité électrique des eaux échantillonnées est très hétérogène. Les valeurs varient de 190 à 5000 μS.cm<sup>-1</sup> pour une médiane de 800 μS.cm<sup>-1</sup> pour les eaux de la mission 1997. Les points proches de la Komadougou Yobé présentent une conductivité inférieure à 500 μS.cm<sup>-1</sup> tandis que, pour le reste de l'aquifère, il ne semble pas y avoir une organisation spatiale très précise, ces valeurs variant de 290 à 5000 μS.cm<sup>-1</sup>.

Toutes les valeurs de conductivités mesurées entre 1967 et 1997 ont subi une analyse critique. Pour les quelques puits possédant différentes valeurs, la valeur la plus faible a été retenue, cette dernière reflétant le mieux l'aquifère en considération des possibles contaminations. Les mesures sont généralement faites dans des puits villageois qui sont largement ouverts à de possibles contaminations (par exemple : déjections animales, particules et objets transportés par le vent). Les variations sur des puits situés à quelques centaines de mètres dans une même ville peuvent s'expliquer par des contaminations anthropiques.

Après traitement des données, un peu plus de 600 conductivités ont servi à l'élaboration d'une carte de conductivité (Figure II.2).

Cette figure permet d'entrevoir une distribution spatiale :

- Près de la Komadougou, les conductivités sont en très grande partie inférieures à 500 μS.cm<sup>-1</sup>.
- Les abords du lac Tchad montrent des eaux ayant une conductivité supérieure à 1000 μS.cm<sup>-1</sup>, atteignant parfois 8000 μS.cm<sup>-1</sup>.
- Au Nord d'une ligne 11° Est, 14° Nord 13°30' Est, 14°30' Nord, les conductivités sont inférieures à 1000 μS.cm<sup>-1</sup>.
- Une zone centrale, comprenant notamment les cuvettes entre Goudoumaria et Maïné Soroa, où les conductivités sont beaucoup plus variables.

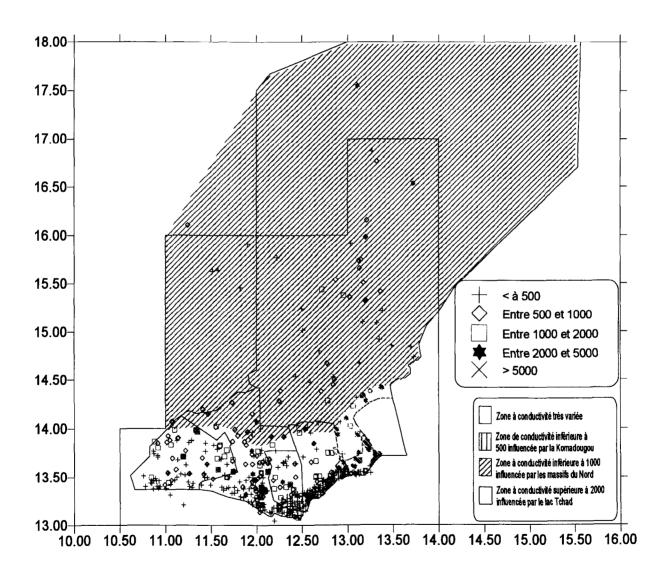


Figure II.2: Distribution spatiale des conductivités électriques en µS.cm<sup>-1</sup>

Statistiquement, les conductivités s'échelonnent de 94 à 9400  $\mu S.cm^{-1}$  avec une médiane à 410  $\mu S.cm^{-1}$ .

Généralement inférieures à 1000 µS.cm<sup>-1</sup>, environ 5 % des mesures dans le Nord de l'aquifère dépassent cette valeur. L'explication peut résider dans un phénomène d'évaporation lié à un très faible gradient hydraulique d'une part ou une contamination par des variations locales de la sédimentation d'autre part.

De plus si l'on regarde en détail la localisation de ces points, on s'aperçoit que les valeurs nettement supérieures à 1000 µS.cm<sup>-1</sup> sont en bordure des massifs crétacés du Continental Terminal (Dibella ou Homodji). On pourrait donc avoir la trace d'un apport d'eau provenant d'un aquifère à signature bien différenciée du Quaternaire. Malheureusement, on ne dispose pas d'échantillons spécifiques en provenance des massifs crétacés.

La grande partie des conductivités dans le Sud du département est inférieure à 500 µS.cm<sup>-1</sup>. Ceci, surtout aux abords de la Komadougou, laisserait envisager une très large influence des eaux de la rivière sur la conductivité de la nappe phréatique.

Afin de repérer le véritable impact de la rivière, la distribution des conductivités inférieures à 1400 μS.cm<sup>-1</sup> est représentée sur la figure II.3. La différence entre la distribution de l'ensemble des conductivités et celle des conductivités auxquelles ont été retirées celles susceptibles d'être influencées par la Komadougou (12°E;13°12'N-13°15'E;13°30'N) est la plus grande pour l'intervalle de valeur 200-300 μS.cm<sup>-1</sup>. Or en premier lieu, l'impact de la rivière aurait du se refléter pour une gamme de valeur inférieure (entre 70 et 200 μS.cm<sup>-1</sup>), les conductivités mesurées de la rivière se situant toujours entre 45 et 80 μS.cm<sup>-1</sup> ( IWACO, 1985).

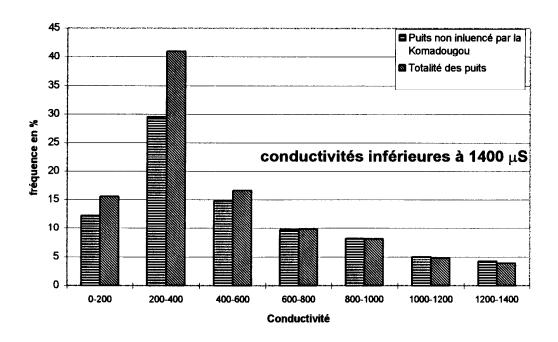


Figure II.3 : Distribution comparée des conductivités électriques de l'ensemble des puits et des puits éloignés de la Komadougou

La figure II.4 montre que les conductivités les plus faibles se situent plus à l'est par rapport à la rivière. Il convient donc de nuancer l'impact des apports de la Komadougou. La grande homogénéité des valeurs de la conductivité dans toute la zone Sud (inférieure à 500 µS.cm<sup>-1</sup> pour 88 % des mesures) peut, cependant, très bien masquer les apports très faibles d'eau à 60 µS depuis la rivière vers la nappe.

De plus, les transits semblant très faibles (PNUD/DCTD, 1991), l'eau s'infiltrant peut se minéraliser au contact de l'aquifère.

Parallèlement, les indices de colmatage peuvent différer le long du lit de la rivière et permettre ainsi des zones d'échanges privilégiées entre les deux types d'eau.

Le manque de données sur des puits très proches de la Komadougou ne permet pas de cerner la véritable relation entre la rivière et la nappe. Malheureusement, il est donc à l'heure actuelle, impossible de déterminer qualitativement et spatialement les apports de la Komadougou Yobé.

La zone ouest du lac Tchad semble aussi avoir une influence sur la conductivité de la nappe phréatique. Les fonds du lac Tchad sont constitués, en partie, de dépôts évaporitiques. Les pluies s'infiltrant se chargent en éléments dissous (Olivry et al., 1996) et conduisant à avoir des eaux très minéralisées.

Les fortes valeurs de conductivités pourraient alors induire une participation de la zone du lac Tchad dans la recharge de la nappe et confirmer le transit de cette eau vers le centre du Kadzell

Les variations de conductivités que l'on repère au sud-ouest du département peuvent s'expliquer par la situation du puits dans la dépression inter-dunaire.

Le centre d'une cuvette est l'endroit où la nappe est la plus proche de la surface et donc où l'évaporation est la plus forte.

Jahiel (1992) montrait, dans le rapport du projet Palmeraie de Diffa, l'importante variation spatiale et temporelle de la conductivité. En fonction de l'implantation du puits dans une cuvette (ici, Kojiméri) et de la saison les valeurs pouvaient varier de 200 à 35 000 µS.cm<sup>-1</sup>. Les valeurs les plus fortes se situent au centre de la dépression. Elles baissent progressivement lorsque l'on s'approche des bords.

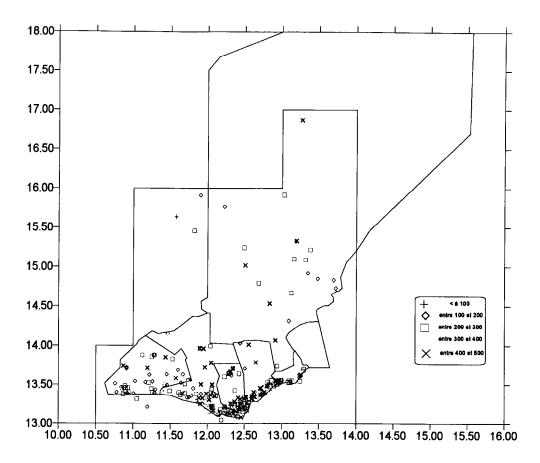


Figure II.4: Répartition spatiale des conductivités inférieures à 500 μS.cm<sup>-1</sup>

## Conclusion

Nous pouvons donc penser que la véritable valeur de conductivité de la nappe phréatique se situe aux alentours de 200 µS.cm<sup>-1</sup>. Dans cet environnement siliceux, une telle valeur est raisonnable. Ainsi, dans le contexte assez semblable des environs de Niamey, la minéralisation moyenne de la nappe phréatique du Continental Terminal est de l'ordre de 100 µS.cm<sup>-1</sup> (Leduc et Taupin, 1997). Elle peut augmenter sensiblement soit par pollution de l'ouvrage soit par variation lithologique locale.

La très grande hétérogénéité des valeurs des eaux du département du département de Diffa peut être due soit à la position des puits dans les dépressions, soit aux pompages irréguliers des puits par les villageois, soit aux variations locales de sédimentologie.

Le lac Tchad provoquerait une augmentation de la conductivité par des phénomènes de dissolution de dépôts évaporitiques ou simplement par infiltration d'eau lacustre lorsque le lac était en eau.

La Komadougou Yobé ne semble jouer qu'un rôle mineur dans l'alimentation de la nappe au vu des valeurs de conductivités.

Les massifs du Nord semblent provoquer une augmentation de la minéralisation, laissant supposer un possible apport des aquifères du Continental Terminal et Crétacé vers le Quaternaire.

## II.2 LA CHIMIE DES EAUX

Près de deux cents analyses chimiques ont été traitées pour reconstituer la distribution des faciès hydrochimiques au sein de l'aquifère Quaternaire. Ces données nécessitent une approche critique. En effet, un grand nombre de ces analyses présente un fort déséquilibre ionique et sont donc inutilisables. Environ 50 % des analyses a été retenu ; il apparaît clairement une très grande variation de la chimie de la nappe. Tous les faciès hydrochimiques, représentés dans un diagramme de Piper, coexistent sur l'ensemble de la nappe phréatique (Figure II.5).

## II.2.1 Traitement des données chimiques

## II.2.1.1 Analyse en composantes principales

Afin d'orienter l'étude hydrochimique, une Analyse en Composantes Principales a été effectué (Figure II.6).

Le premier axe (F1) exprime 48,5 % de la variance totale, le deuxième 17,5 % et le troisième 12 %. Ces trois axes suffisent donc pour expliquer la variance du système.

Dans l'espace des variables, le premier axe regroupe la conductivité, le calcium, le magnésium, le sodium, les sulfates et les bicarbonates. Il reflète donc la minéralisation totale. Le deuxième axe regroupe essentiellement les nitrates, le potassium et en moindre partie les chlorures. Il pourrait donc représenter la pollution des eaux.

L'ACP indique seulement que les principaux ions des eaux de la nappe phréatique sont ceux qui se regroupent autour du premier axe.

## II.2.1.2 Classification ascendante hiérarchique.

Cette analyse permet de distinguer trois ensembles d'eau (Figure II.7) :

- des eaux très fortement minéralisées qui se situent essentiellement aux abords du lac Tchad (catégorie A).
- des eaux faiblement minéralisées. C'est la catégorie la mieux représentée ; elle serait donc, à première vue, le reflet de la chimie de la nappe phréatique (catégorie B).
- enfin, des eaux dont la minéralisation est intermédiaire et qui présentent, pour la plupart, de fortes proportions en potassium ou en nitrates. Elles indiqueraient des éventuels phénomènes de pollution (catégorie C).

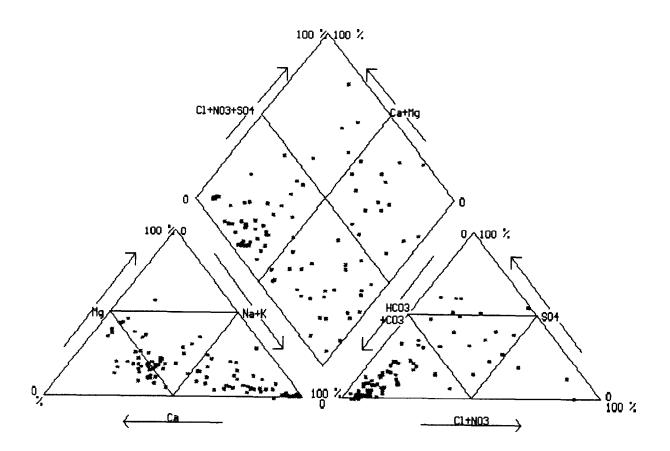


Figure II.5: Représentation des analyses chimiques dans un diagramme de Piper

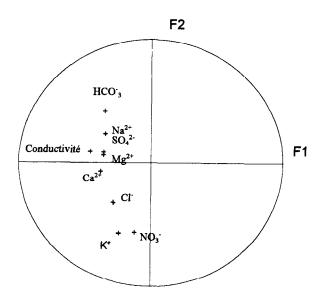


Figure II.6: Représentation des variables dans le plan des deux premiers axe

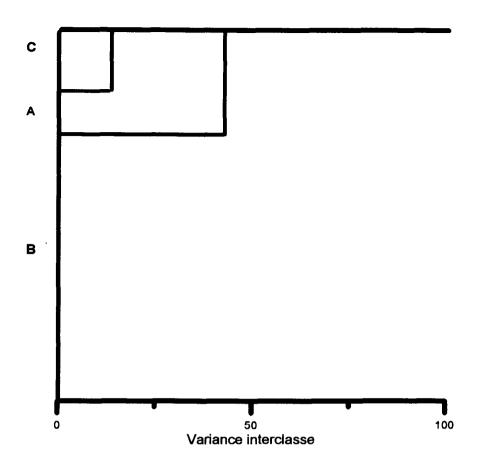


Figure II.7: Représentation de la classification ascendante hiérarchique

#### II.2.2 Les faciès hydrochimiques.

Pour éclaircir les variations de faciès chimique, la figure II.8 représente la distribution géographique des différents faciès. Quatre zones géographiques peuvent y être distinguées :

- dans le sud du Kadzell, le long de la Komadougou Yobé, le faciès est essentiellement bicarbonaté calcique.
- au nord du 14<sup>eme</sup> parallèle, le faciès sulfaté sodique coexiste avec le faciès bicarbonaté sodique.
- à l'est du département, dans la zone des cuvettes entre Goudoumaria et Maïné-Soroa, une chimie très hétérogène où les nitrates et les chlorures peuvent devenir les anions dominants.
- enfin, la majeure partie du département, notamment le Kadzell, représentée par le faciès bicarbonaté sodique.

Afin de comprendre les processus chimiques gouvernant la minéralisation des eaux de la nappe phréatique, chaque faciès a été traité, de manière qualitative, quantitative et spatiale, indépendamment des autres.

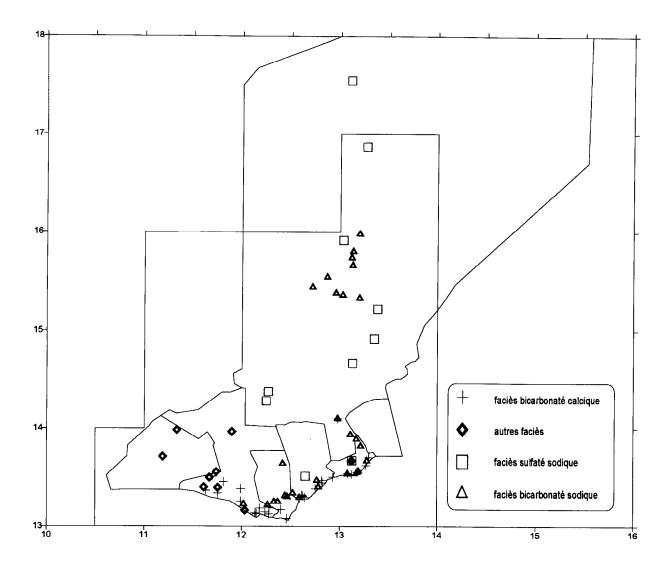


Figure II.8: Répartition spatiale des différents faciès chimiques

### II.2.2.1 Les eaux bicarbonatées calciques.

Les puits présentant ce faciès sont exclusivement concentrés dans le sud du département près de la Komadougou Yobé ou dans la zone des dépressions inter-dunaires entre Maïné-Soroa et Goudoumaria. Ces puits se situent dans les zones préférentielles de recharge (Cf. Chap. I.1.3.2). Les pluies sur N'Djaména sont bicarbonatées calciques (Chouret et al.,1977), tout comme les eaux de la rivière (IWACO,1985).

Le diagramme [Cl<sup>-</sup>] vs [Na<sup>+</sup>] (Figure II.9) indique un excès en sodium par rapport à la droite de pente 1, que l'on peut supposer être représentative de celle des précipitations. Certaines eaux se situent sur une droite de pente 1 dérivant des teneurs de l'eau de pluie ou de sa concentration. Quatre de ces puits ont été suivis au cours de l'année 1996 (deux ou trois analyses chimiques correctes suivant les puits).

Pour les analyses des eaux de Toumour (IRH 14271) des mois de mars, juin et septembre 1996 le rapport [Na<sup>+</sup>]/[Cl<sup>-</sup>] passe de 1 à environ 3,2 avant de retomber à 1.

Le plus étonnant est que la concentration en ions chlorure reste constante et que celle en sodium du mois de septembre redescend au niveau de celle du mois de mars.

D'autres puits, comme Bosso, Frewa ou Rillé présentant des rapports [Na<sup>+</sup>]/[Cl<sup>-</sup>] proches de 1 pour les mois de mars ou septembre 1996 et des rapports respectifs de 4.5, 6.5 et 10 pour le mois de juin 1996.

Les points particuliers présentant de telles variations de teneurs en Na<sup>+</sup> se localisent aux abords du lac Tchad, dans les cantons de Bosso et de N'Guigmi.

Le lac Tchad est, en condition moyenne (Cf. I.3.1.2), en hauteur par rapport à la nappe phréatique. Son pourtour est donc favorable aux infiltrations qui sont, de plus, facilitées par la nature sableuse des terrains quaternaires.

Le sodium est le cation dominant dans les eaux du lac Tchad (concentrations 18 fois plus importantes que les apports fluviatiles). De 1967 à 1972, alors que le lac commence à baisser les concentrations relatives en sodium augmentent encore (Carmouze, 1976). Il n'est donc pas étonnant que les ions sodium soient les plus susceptibles de s'infiltrer même en période d'assèchement du lac.

En période de petit lac, la sédimentation devient évaporitique (Figure II.12). Cette sédimentation peut ensuite subir un lessivage par les premières pluies des saisons humides successives.

Même si on ne le trouve pas dans notre zone d'étude (manque de données lithostratigraphiques) le natron est très souvent cité dans la sédimentation des milieux évaporitiques en bordure du lac Tchad. Les eaux du lac Tchad (lorsqu'elles étaient présentes) possèdent les caractéristiques nécessaires susceptibles de donner par évaporation naissance à des sels carbonatés ou bicarbonatés sodiques (Maglione, 1968).

Le mois de juin est le mois des premières pluies ; malgré tout, il ne semble pas que la faible quantité de précipitations (inférieure à 50 mm pour le mois de juin 1996) puisse engendrer une telle augmentation des ions sodium dès le même mois. Il n'est donc pas sûr que les variations observées dans les puits soient représentatives d'une variation réelle dans l'aquifère.

Cela dit, l'influence du lac se marque sur la figure II.10 où 3 groupes peuvent être identifiés.

- (1) Les puits situés proche du lac et assez éloignés de la Komadougou ont des concentrations en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> comprises entre 11,4 et 17,2 meq.l<sup>-1</sup> et des concentrations en Na<sup>+</sup> comprises entre 7,6 et 10,4 meq.l<sup>-1</sup>.
- (2) Un groupe majoritaire pour lequel les concentrations en Na<sup>+</sup> sont inférieures à 1,7 meq.l<sup>-1</sup> et les concentrations en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> inférieures à 3,6 meq.l<sup>-1</sup>, l'eau de la Komadougou possédant les valeurs les plus faibles.
- (3) Enfin un groupe dont les concentrations sont intermédiaires. Ces eaux se situent près du lac mais aussi de la Komadougou Yobé. Elles pourraient donc être le reflet des infiltrations depuis la cuvette Nord du lac et depuis le lit de la rivière.

On pourrait, au vu de ce diagramme penser qu'il y a tout simplement une augmentation croissante des concentrations. Il faudrait alors imaginer que tous les puits résultent d'un mélange entre une eau lacustre et d'une eau douce. L'influence du lac ne peut pas être aussi importante.

Enfin, sur le diagramme [Ca<sup>2+</sup>] vs [HCO<sub>3</sub>-] (Figure II.11), nous pouvons noter que les puits situés près du lac Tchad ne présentent pas la même signature chimique que les autres échantillons.

Les points ne se situent pas sur la droite décrivant l'équilibre stoechiométrique de la dissolution de la calcite. Il n'y aurait donc pas intervention des carbonates dans le processus de minéralisation de la nappe. Ceci sera vérifié avec l'étude des isotopes du carbone (Chap. III.2) et paraît logique dans cet aquifère essentiellement siliceux.

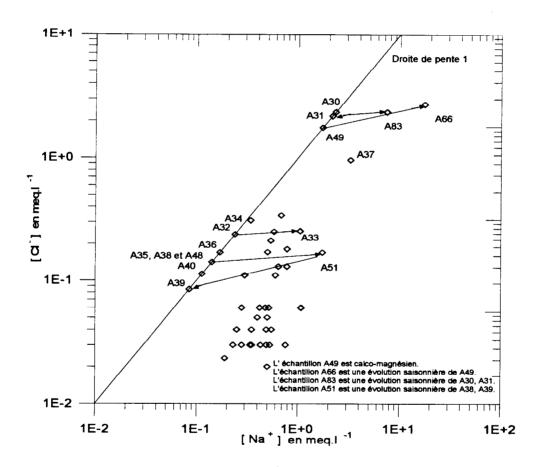


Figure II.9: Diagramme [Cl-] vs [Na+] des eaux bicarbonatées calciques

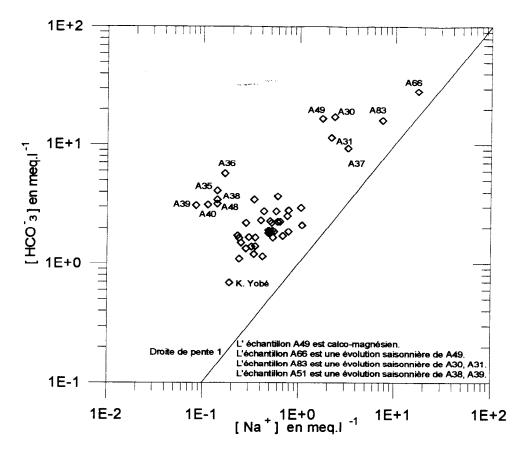


Figure II.10 : Diagramme [HCO<sub>3</sub>] vs [Na<sup>+</sup>] des eaux bicarbonatées calciques

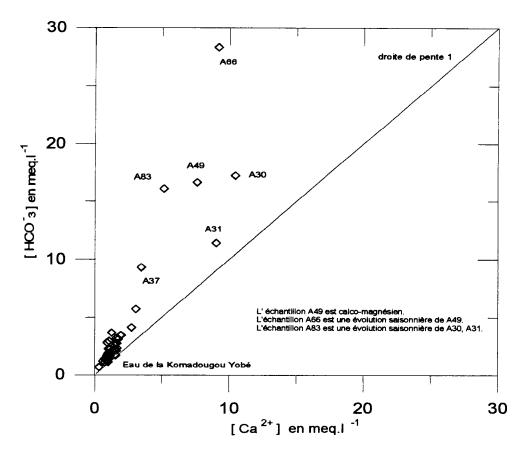


Figure Π.11 : Diagramme [HCO<sub>3</sub>] vs [Ca<sup>2+</sup>] des eaux bicarbonatées calciques

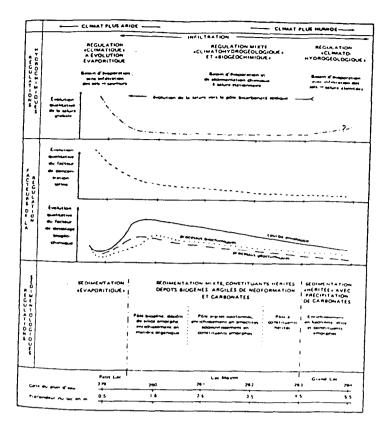


Figure II.12: Evolution du milieu en fonction de la côte du lac Tchad( d'après Carmouze, 1976)

### II.2.2.2 Les eaux bicarbonatées sodiques.

Ces eaux sont réparties sur l'ensemble du département de Diffa. Elles pourraient donc représenter le "fond" de la nappe.

Sur le diagramme [HCO<sub>3</sub>] vs [Na<sup>+</sup>], les puits proches du lac Tchad dans les cantons de Bosso et de N'Guigmi présentent les teneurs en sodium et en bicarbonates les plus élevées (Figure II.13). Les concentrations en [Na<sup>+</sup>] sont comprises entre 9,0 et 27,3 meq.l<sup>-1</sup> et celles en [HCO<sub>3</sub>] entre 9,7 et 32,5 meq.l<sup>-1</sup>. La participation de la zone du lac Tchad dans les processus de recharge semble se confirmer.

Les eaux du lac sont généralement très minéralisées et les eaux s'infiltrant bicarbonatées sodiques (Carmouze, 1976). Les fortes teneurs de ces éléments dans la nappe phréatique aux abords immédiats du lac confirment l'implication de ce dernier dans le processus de minéralisation des eaux souterraines.

Les fortes concentrations pourraient donc être issues d'un phénomène de lessivage (voir faciès précédent) de natron dans les dépôts évaporitiques de la cuvette Nord du lac Tchad (Maglione, 1968).

Le diagramme [Na<sup>+</sup>] vs [Cl<sup>-</sup>]montre un excès en ions sodium pour toutes les eaux (Figure II.14). Le manque de données ne permet pas de confirmer ou d'infirmer l'action des pluies sur la nappe phréatique via les dépôts évaporitiques aux abords Ouest du lac Tchad.

Pour les eaux ne subissant pas l'influence directe du lac, la prédominance de l'ion sodium peut résulter de plusieurs phénomènes.

- 1. hydrolyses de plagioclases couplées à d'éventuels lessivages de natron (si il sédimente dans la zone des cuvettes).
- 2. échange de bases à partir des eaux infiltrées avec le matériel sédimentaire argileux.
- 3. reprise évaporatoire des eaux.

Malheureusement, les données trop rares ne permettent pas de trancher entre les différentes hypothèses.

Enfin le diagramme [HCO3-] vs [Ca<sup>2+</sup>] ne montre pas de relation directe entre les deux éléments, excluant ainsi une éventuelle participation d'une matrice carbonatée dans la minéralisation de la nappe phréatique (Figure II.15).

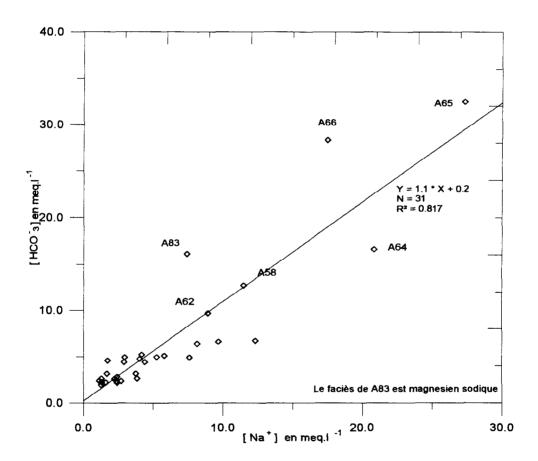


Figure II.13: [HCO<sub>3</sub>] vs [Na<sup>2</sup>] des eaux bicarbonatées sodiques

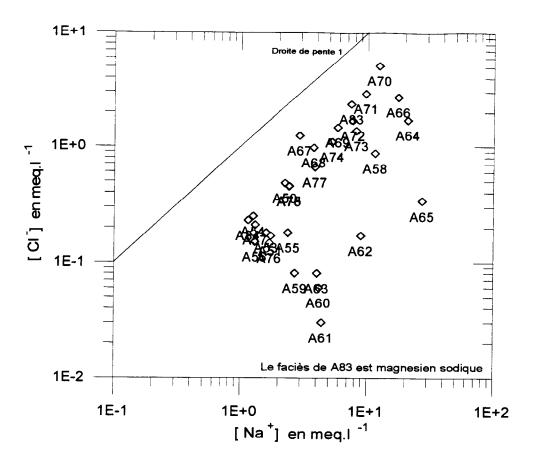


Figure II.14 : [Cl]vs [Na<sup>+</sup>] des eaux bicarbonatées sodiques

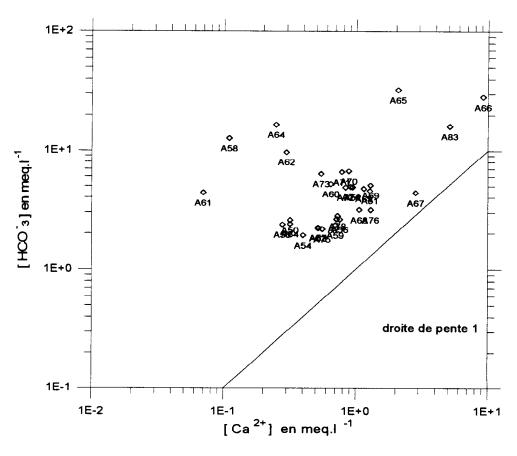


Figure II.15: [HCO<sub>3</sub>] vs [Ca<sup>2+</sup>] des eaux bicarbonatées sodiques

### II.2.2.3 Les eaux sulfatées sodiques.

Ce faciès se localise essentiellement dans le Nord du département. Certains puits se situant plus au Sud comme Nguel Tchaman ou Toumour présentent aussi ce faciès.

Pour ce faciès, les concentrations en sulfates et en sodium sont assez variables. Elles varient de 0,7 à 27,9 meq.l<sup>-1</sup> avec une moyenne de 5,9 meq.l<sup>-1</sup> pour le sodium, de 0,6 à 23,3 meq.l<sup>-1</sup> avec une moyenne de 4,6 meq.l<sup>-1</sup> pour le sulfate.

Sur le diagramme [SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>] vs [Ca<sup>2+</sup>] (Figure II.16), il semble y avoir une relation linéaire argumentant la possible dissolution de gypse (avec comme élément trace le magnésium). Le rapport [Mg<sup>2+</sup>]/[Ca<sup>2+</sup>] reste d'ailleurs constant autour de 0,4 pour ces eaux (figure II.17).

Les coupes lithologiques sont très rares sur la région mais les faciès évaporitiques y sont fréquemment représentés. Les travaux antérieurs effectués sur le bassin au Tchad (Schneider, 1992) avançaient, eux aussi, cette hypothèse.

Les niveaux argileux sont, sur l'ensemble du bassin tchadien, reconnus ; les niveaux gypsifères, par contre, n'ont pas été repérés sur notre terrain d'étude dans les séries sédimentaires ; à l'exception d'une vingtaine de pour cent de la minéralogie sur quelques centimètres de la coupe de Bougdouma (Tehet et al., 1990).

En revanche, l'étude de Schneider (1992) sur la géologie et l'hydrogéologie du Tchad met en évidence des séries de gypse du Moji. Cette série est repérée à l'Est du Lac du Tchad, à des longitudes comparables à celle de notre terrain ainsi qu'au Niger à des latitudes supérieures au 17<sup>eme</sup> parallèle.

La dissolution de gypse contenu dans l'aquifère quaternaire est donc tout à fait envisageable.

Les analyses chimiques effectuées sur le Continental Terminal dans le massif de Termit indiquent des eaux sulfatées sodiques (Projet FAC, 1990). Il n'est donc pas impossible que la minéralisation sulfatée sodique provienne des massifs Continental Terminal que l'on retrouve au Nord du département. Les eaux pourraient ensuite garder ce faciès en étant en contact avec des niveaux gypsifères locaux, sous forme lenticulaire par exemple.

Les faibles concentrations  $Mg^{2+} + Ca^{2+}$  par rapport aux concentrations en  $HCO_3^-$  permettent d'envisager un échange de base entre les ions calcium issus de la dissolution du gypse et les ions sodium des différents matériaux argileux de la masse sédimentaire.

Les ions Na<sup>+</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> ne précipitent pas dans les premiers stades d'évaporation des eaux. Les eaux des puits comme Toumour ou Nguel Tchaman par exemple ont pu alors acquérir leur caractéristique sulfatée sodique par phénomène d'évaporation comme le signalait Chouret et al. (1977) pour des puits situés au Nord-Est du lac Tchad (comme pour les autres faciès les données ne permettent pas de vérifier l'importance des phénomènes évaporatoires même si ces eaux semblent les plus évaporées de l'échantillonnage 1997 (Cf. Figure III.2). Il est simplement intéressant de constater que les activités <sup>14</sup>C des eaux de ces deux puits sont les plus faibles que nous rencontrons sur notre zone d'étude (65,3 et 62,7 %).

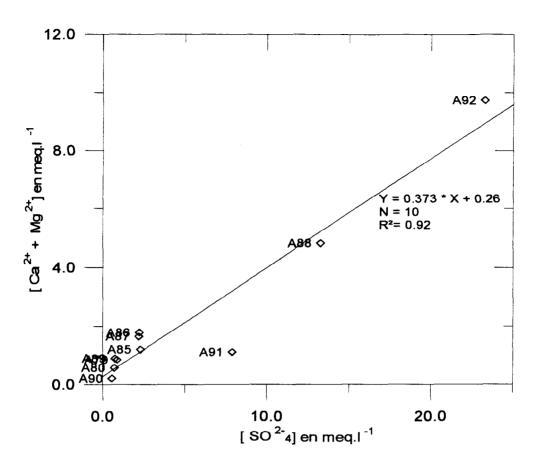


Figure II.16 : [Ca<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup>] vs [SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>] des eaux sulfatées sodiques

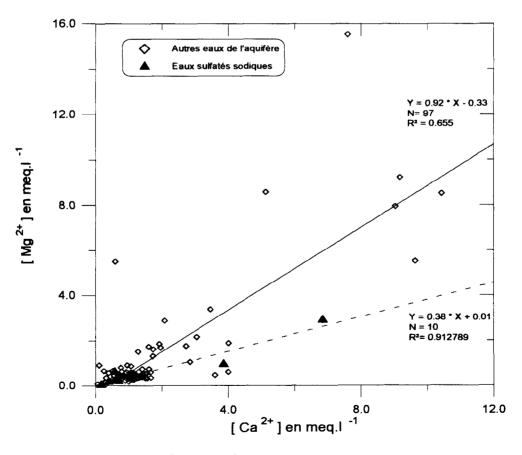


Figure II.17: [Mg<sup>2+</sup>] vs [Ca<sup>2+</sup>] des eaux de la nappe phréatique

### Conclusion

Nous pouvons penser que le "fond" de la nappe est bicarbonaté sodique. La distribution des conductivités électriques des faciès bicarbonatés sodiques et des faciès bicarbonatés calciques peut confirmer le passage du premier au second par enrichissement en ions sodium par échange de bases par exemple (Figure II.18).

Certaines eaux pourraient garder leur caractère particulier en fonction des volumes s'infiltrant, le temps de contact avec l'encaissant ou pour les eaux sulfatées en fonction de niveaux (hypothétiques) gypseux locaux.

Cependant, les eaux calciques de la Komadougou peuvent provoquer localement le passage à un faciès bicarbonaté calcique. Au Tchad, dans certains puits le faciès bicarbonaté calcique n'apparaît que saisonnièrement en alternance avec le faciès bicarbonaté sodique (Chouret et al., 1977). Ceci pourrait impliquer un fort taux de recharge ou plus probablement des mesures non pas effectuées sur l'eau de l'aquifère mais sur des eaux de recharges qui ne se seraient pas mélangées avec les eaux de l'aquifère (puits situés dans les zones d'apports fluviatiles ou météoriques).

Le faciès sulfaté sodique serait le témoin de la recharge de la nappe phréatique depuis les eaux des massifs Continental terminal au Nord du département au moins pour les eaux au Nord du 14<sup>eme</sup> parallèle (aucune analyse chimique des eaux de ces aquifères n'a été réalisée).

L'hypothèse de l'altération des plagioclases peut-être entrevue sur la figure II.19. Les analyses couplées chimiques et isotopiques des deux puits les plus "vieux" sont dans le domaine des montmorillonites. On pourrait donc penser que l'hydrolyse des plagioclases se fait au profit de la kaolinite puis des montmorillonites. Les eaux les plus récentes se situent dans le domaine de stabilité de la kaolinite. Cet effet d'âge devrait être vérifié par d'autres analyses.

Les eaux chlorurées ou nitratées seraient dues à des conditions très locales (pollution animale ou anthropique par exemple) difficile à mettre en évidence sans connaissance approfondie de ces puits et de leur entourage.

Certaines fortes concentrations en dérivés azotés peuvent provenir de la présence dans les environs d'un puits de termitières.

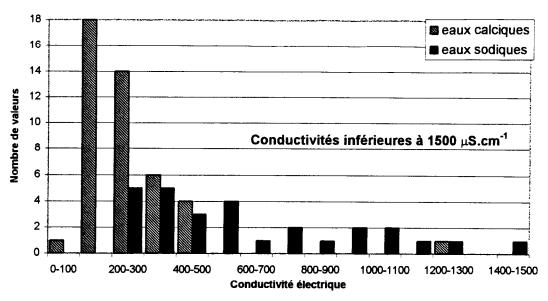


Figure II.18 : distribution de la conductivité électrique des eaux bicarbonatées sodiques et des eaux bicarbonatées calciques

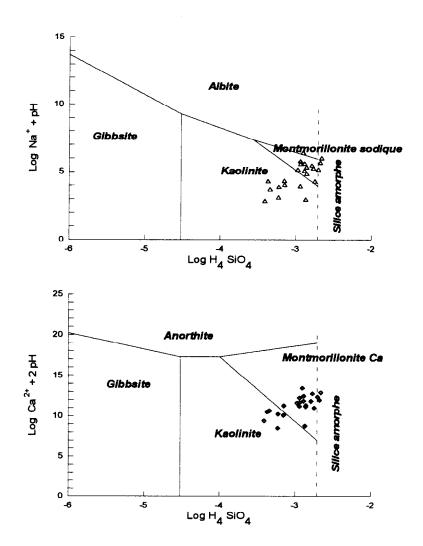


Figure II.19: Diagrammes de stabilité des eaux de la nappe quaternaire

#### III ETUDE ISOTOPIQUE

Pour l'étude isotopique de la nappe phréatique, nous disposons des mesures récentes effectuées lors de la mission 1997 au Sud du 14<sup>eme</sup> parallèle et des mesures réalisées dans la fin des années 70 pour les rapports PNUD/FAO (1973) et PNUD/UNESCO (1972) au Niger et au Tchad, à l'Ouest du 15 ° E.

Les teneurs en isotopes stables ( $\delta^{18}$ O et  $\delta^{2}$ H) des précipitations sur N'Djaména (1964-1978), station IAEA (1991) la plus proche de la zone d'étude, vont servir de référence pour définir la fonction entrée actuelle. Nous pourrons alors les comparer aux teneurs isotopiques de la nappe phréatique afin de déterminer l'intervention des précipitations dans les phénomènes de recharge.

Les analyses de J.D. Taupin (communication personnelle), au Nord du 14<sup>eme</sup> parallèle pourront nous être utiles pour confirmer l'apport des aquifères des massifs crétacés et du Continental Terminal à l'aquifère Quaternaire.

Les rapports PNUD/FAO et PNUD/UNESCO fournissent aussi les teneurs isotopiques de surfaces d'eau libre tels que le lac Tchad et la Komadougou Yobé. Nous possédons aussi une mesure des teneurs isotopiques de la Komadougou Yobé pour l'année 1997. Si ces eaux possèdent des signatures isotopiques bien différenciées, elles pourront alors être utiles pour déterminer la participation du réseau de surface dans la recharge de la nappe phréatique.

L'étude des teneurs en isotopes du carbone ( $\delta^{13}$ C et  $A^{14}$ C), dont les valeurs sont issues des mêmes sources que pour les isotopes de la molécule, permettent de déterminer l'origine du carbone des eaux. Nous utiliserons aussi les teneurs de la nappe pliocène (rapports PNUD/FAO et PNUD/UNESCO) afin d'écarter un éventuel apport de l'aquifère pliocène à l'aquifère quaternaire.

#### III.1 LES ISOTOPES STABLES DE LA MOLECULE D'EAU.

Les teneurs en  $^{18}O$  et en  $^{2}H$  des précipitations locales issues de l'AIEA sont des moyennes mensuelles pour la période 1964-1978. Ces teneurs varient très fortement au cours de l'année. Les teneurs des premières pluies (mois de Mai et juin où les moyennes mensuelles sont inférieures à 100 mm) sont très enrichies (valeurs positives). Quand les précipitations augmentent, généralement lors des mois de juillet à septembre, les teneurs isotopiques deviennent alors très négatives ( $\delta^{18}O < -30$  % et  $\delta^{2}H < -5$  %).

Les valeurs moyennes mensuelles et les moyennes annuelles pondérés des précipitations ont été reportées sur la figure III.1.

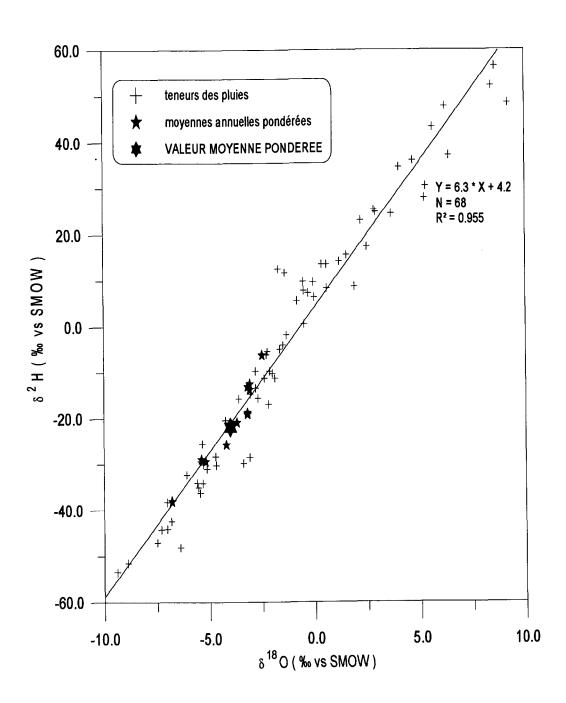


Figure III.1: Distribution des teneurs isotopiques des pluies sur N'Djaména (IAEA, 1991)

Les points représentatifs de la nappe phréatique présentent des valeurs de  $\delta^{18}O$  et  $\delta^{2}H$  variant respectivement de -5,1 à -1,4 ‰ et de -33,7 à -10,0 ‰. Dans le diagramme  $\delta^{2}H$  vs  $\delta^{18}O$  (Figure III.2), ils se situent tous sous la droite météorologique locale (D.M.L.) dont l'équation est  $\delta^{2}H = 6,3$   $\delta^{18}O + 4,2$  (IAEA,1991). Cela permet de conclure que les eaux ont subit un phénomène d'évaporation (Craig, 1957). Les eaux de l'aquifère au Sud (mission 1997) s'aligneraient sur une droite de pente 3,4. L'intersection avec la droite des précipitations locales se situe aux alentours de  $\delta^{18}O = -7,4$  ‰ et  $\delta^{2}H = -43,0$  ‰. Ces valeurs se situent dans la gamme des moyennes annuelles pondérées des précipitations (IAEA, station de N'Djaména pour la période 1964-1978). Elles correspondent aux teneurs isotopiques les plus basses que l'on retrouve essentiellement pour les précipitations des mois de juillet, août ou septembre. La recharge par les eaux météoriques se ferait donc principalement à partir des eaux du plus fort de la saison des pluies.

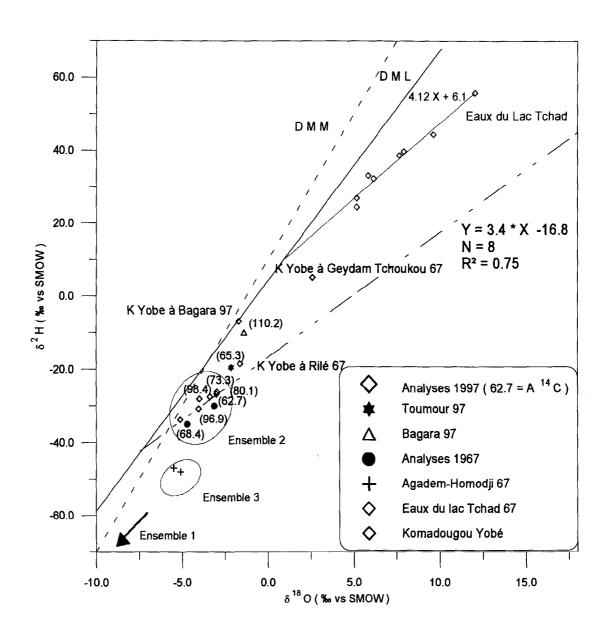


Figure III.2: Teneurs en isotopes stables des eaux du bassin du lac Tchad

Il existe cependant des variations importantes des teneurs isotopiques au sein de l'aquifère. Les analyses effectuées par J.D. Taupin (communication personnelle) dans le Nord du département offrent des débuts d'explication.

Trois ensembles de points se distinguent alors :

- (1) des eaux situées dans la région de Bilma (13°E et 18°N) et plus au Nord ayant des teneurs en oxygène-18 et en deutérium sont très appauvries (J.D. Taupin, communication personnelle)
- (2) des eaux situées entre la Komadougou Yobé et le 14<sup>eme</sup> parallèle. Les valeurs en oxygène-18 sont comprises entre -3,0 et -6,0 ‰ et celles en deutérium entre -30,0 et -40,0 ‰.
- (3) des eaux situées entre Bilma et le 14<sup>eme</sup> parallèle. Ces eaux présentent des valeurs en oxygène-18 comprises entre -4,5 et -6,0 ‰ et des valeurs en deutérium comprises entre -50,0 et -55,0 ‰.

La signature isotopique particulière des eaux de l'ensemble 3 peut s'expliquer par des phénomènes de mélange avec un autre type d'aquifère. C'est notamment le cas pour les puits de Dibella, d'Agadem ou d'Homodji, très proches de massifs Continental Terminal. Ces massifs ont des altitudes maximales respectives d'environ 500 et 400 mètres. Nous savons que plus l'altitude augmente plus la température baisse et donc plus le  $\delta^{18}$ O diminue. En appliquant un gradient entre 0,2 et 0,3 ‰, l'altitude de recharge serait alors comprise entre 600 et 700 mètres. L'effet d'altitude ne suffit donc pas à lui tout seul pour expliquer de telles différences entre les signatures isotopiques.

Les eaux proches de ces massifs présentant une signature isotopique différente pourraient alors s'expliquer par de phénomènes locaux de mélange entre deux types d'eaux distinctes. Nous pouvons aussi imaginer que la signature isotopique de ces eaux soit due à un effet paléoclimatologique (c.à.d. une recharge ancienne dans des conditions climatiques différentes de l'actuel). Ces eaux se seraient alors infiltrée dans des conditions plus froides et plus sèches qu'actuellement.

L'hypothèse émise avec les analyses chimiques d'un mélange entre des eaux de l'aquifère Crétacé et des eaux de l'aquifère Quaternaire dans le Nord du département reste tout à fait plausible. Le manque d'analyses isotopiques récentes dans cette partie de l'aquifère ne permet pas de savoir quelles sont les parts des différents phénomènes envisagés.

La figure III.3 est la représentation des  $\delta^{18}O$  du lac Tchad, des eaux de la Komadougou et des eaux de la nappe phréatique. Les eaux du lac sont très évaporées et leur teneur en  $^{18}O$  est très enrichie. En s'infiltrant dans la nappe du Quaternaire, les eaux peuvent alors facilement provoquer des variations de la signature isotopique de certaines eaux de l'aquifère quaternaire. Les données isotopiques aux abords du lac ne sont malheureusement pas suffisantes pour le confirmer.

Les teneurs en <sup>18</sup>O des eaux de la Komadougou sont intermédiaires entre les teneurs des eaux du lac Tchad et celles de l'aquifère.

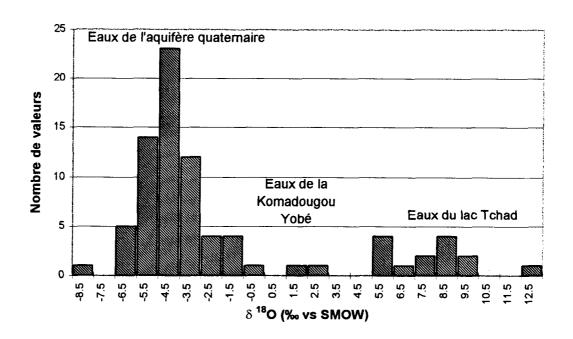


Figure III.3: Distribution des teneurs en oxygène-18 de la nappe phréatique et du système hydrographique sur l'ensemble du bassin Tchad

Certaines eaux de l'aquifère du Quaternaire se distinguent des trois ensembles précédemment cités. Le puits de Bagara ne s'aligne pas avec les autres puits de l'aquifère. Géographiquement et isotopiquement très proche de la Komadougou, ce puits pourrait subir un mélange entre des eaux douces s'infiltrant depuis la rivière et les eaux de la nappe, ce que nous n'avons pas vu avec l'étude hydrochimique. Un petit calcul rapide et simple pour estimer la part de mélange entre les eaux de la nappe et de l'eau de la rivière indique qu'au minimum 75 % des eaux proviennent de la rivière. La recharge par la rivière est donc très importante même si ces teneurs en isotopes stables ne reflètent peut-être pas exactement celles de la nappe.

Le puits de Toumour, le plus riche en isotopes lourds, peut subir une influence directe de la cuvette du lac Tchad, qui lorsqu'elle était en eau présentait des teneurs en isotopes lourds (Figure III.3). La signature isotopique de ce puits représenterait un mélange entre des eaux issues du lac et des eaux plus caractéristiques de la nappe comme nous l'avions envisagé avec l'étude hydrochimique. Deux autres hypothèses peuvent être émises :

- il existe un canal et une mare proche du puits issue de la Komadougou Yobé. Ces eaux sont plus ou moins stagnantes et peuvent subir une forte évaporation avant de pouvoir s'infiltrer.
- l'eau du puits est un point de la droite d'évaporation du groupe 2. Cette eau indiquerait alors un fort degré d'évaporation.

#### Conclusion

Les eaux situées dans la partie sud de l'aquifère (sous le 14<sup>eme</sup> parallèle) sont homogènes. Elles s'alignent sur une droite dont la pente suggère une reprise évaporatoire. Les seules signatures isotopiques qui diffèrent semblent confirmer d'une part la recharge de la nappe par la rivière et d'autre l'étroite relation entre la nappe et le lac Tchad.

Les signatures isotopiques des eaux sont différentes dans le nord de l'aquifère. Cette différence peut résulter de plusieurs phénomènes. Nous retiendrons qu'un mélange entre les eaux de l'aquifère quaternaire et les eaux des massifs crétacés reste tout à fait envisageable.

## III.2 LES ISOTOPES DU CARBONE

## $\underline{\text{III.2.1 A}^{14}\text{C et }\delta^{13}\text{C}}$

Les données proviennent pour les 8 mesures récentes de la mission 1997 effectuée au Sud du 14<sup>eme</sup> parallèle. Une dizaine de mesures, entreprises en 1967 (PNUD/UNESCO, 1973), complètent les données récentes essentiellement dans le Nord du département de Diffa mais aussi au Tchad (à l'Ouest du 15° E). Nous raisonnerons principalement sur les mesures de 1997 car les données sont plus fiables (on dispose notamment des analyses chimiques). Enfin deux mesures par AMS (communication personnelle) sont venues compléter les données en activité <sup>14</sup>C, il s'agit des sites de Madama (12°38'49" E et 16°32'50" N) et de Fly Camp (13°08'14" E et 15°48'14" N). Les valeurs respectives provisoires sont de 64,6 et 10,8 % (1998).

# $III.2.1.1 A^{14}C$

Les analyses en carbone-14, réalisées au laboratoire d'hydrologie et de géochimie isotopique de l'université Paris Sud, sont très éparses et présentent des activités en carbone moderne variant de 65,3 à 110,2 % pour les eaux prélevées lors de la mission 1997. Ces 8 valeurs sont reportées sur la figure III.4. Les hautes valeurs témoignent d'une recharge actuelle. Les valeurs ne semblent pas s'inclure dans un schéma de décroissance en fonction des courbes piézométriques. Il est simplement remarquable que les puits proches de la dépression piézométrique du Kadzell présentent les valeurs les plus faibles.

Les mesures anciennes varient entre 73,3 à 146,1 % pour les 5 prélèvements effectués au Niger et entre 59,14 et 124,12 % pour les 5 valeurs au Tchad.

## III.2.1.2 $\delta^{13}$ C

Les teneurs en <sup>13</sup>C du CITD (carbone total inorganique dissous) des eaux échantillonnées en 1997 varient entre -5,26 et -19,26 ‰ avec une moyenne de -10,83 ‰. Les valeurs des eaux échantillonnées au Niger en 1967 s'échelonnent entre -1,68 et -6,53 ‰ et

entre -9,42 et -12,21 ‰ pour celles au Tchad. Il n'existe que très peu de données mais les valeurs sont très hétérogènes.

Trois valeurs se distinguent des autres. La valeur la plus appauvrie est à Bagara où la participation des eaux de la rivière est pressentie. Les deux valeurs les plus enrichies de Toumour et de Bouti ont déjà été repérées par leur chimie.

Les eaux de Bouti possèdent des quantités non négligeables de sulfates, chlorures et nitrates, respectivement de 3,2, 1,3 et 4,0 meq.l<sup>-1</sup>. Nous pouvons alors penser, comme pour Toumour, que l'évaporation est au moins en partie responsable de cet enrichissement en <sup>13</sup>C (Dever, 1985). Cela dit, dans des conditions normales, l'enrichissement serait au maximum de + 2 ‰.

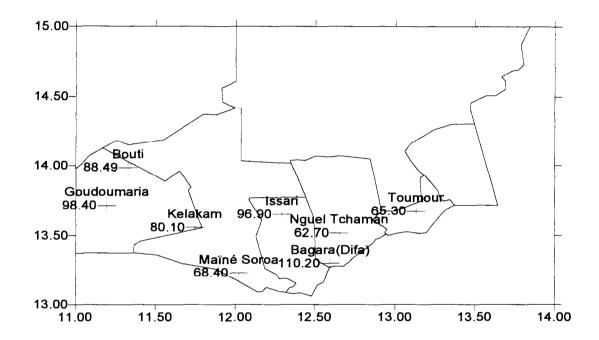


Figure III.4: Répartition des activités <sup>14</sup>C de la nappe phréatique (mission 1997)

### III.2.2 Origine du CITD

L'utilisation du carbone-14 comme radiochronomètre nécessite une étude des différentes sources possibles du carbone dans les eaux.

Afin d'évaluer les remises en solution de carbone très par dissolution d'une matrice carbonatée les varitions de l'activité en carbone-14 en fonction du CITD ont été représentées sur la figure III.5. Les variations de l'activité du carbone-14 sont indépendantes de celles du CITD. Il est alors possible de conclure que les activités en carbone-14 des eaux proviennent exclusivement de la phase gazeuse (pas de dissolution de calcite "ancienne" dans l'aquifère).

Une autre façon de prouver qu'aucune autre source de carbone n'affecte les teneurs en carbone-14 est de coupler le  $\delta^{13}$ C avec  $A^{14}$ C. Sur la figure III.6, il n'apparaît pas de relation entre ces deux valeurs pour laisser envisager la présence en solution d'une autre source de carbone que celle du  $CO_2$  des sols.

L'étude de  $\delta^{13}$ C mesuré sur le CITD en fonction du pH (Figure III.7) permet de comparer les teneurs en  $\delta^{13}$ C avec une courbe théorique correspondant à un système ouvert sur une phase gazeuse ayant une composition en  $\delta^{13}$ C fixe. Cette courbe est établie avec les paramètres moyens des eaux de l'aquifère (température, pCO<sub>2</sub> et différents  $\delta^{13}$ C<sub>g</sub> fonction du couvert végétal).

Les résultats montrent que les variations de  $\delta^{13}$ C semblent dues à la variation du pH. Seuls les puits de Bouti et Bagara s'écartent des courbes.

Les eaux paraissent donc, encore une fois, acquérir leur CITD au sein d'un système ouvert sur la phase gazeuse dont la composition en  $\delta^{13}$ C est de l'ordre de -17 ‰.

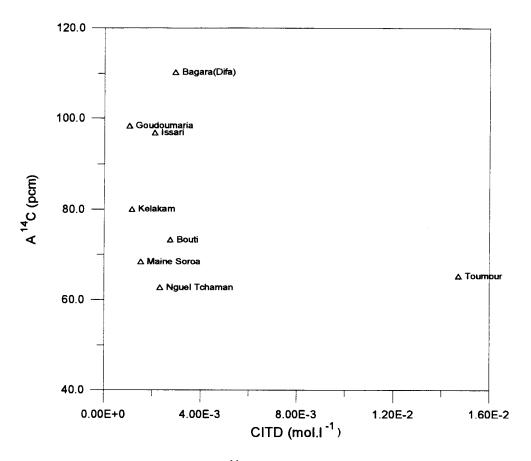


Figure III.5: Diagramme A<sup>14</sup>C vs CITD (eaux de la mission 1997)

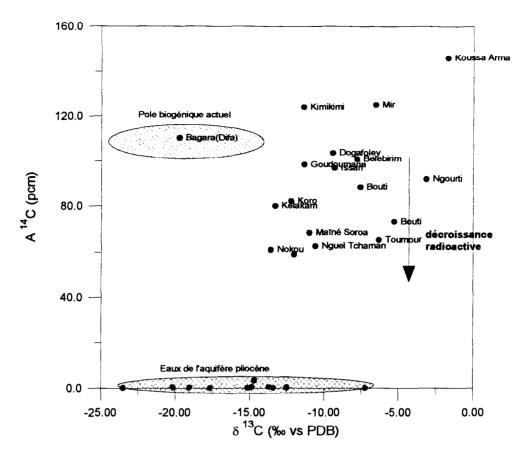


Figure III.6: Diagramme A<sup>14</sup>C vs δ<sup>13</sup>C

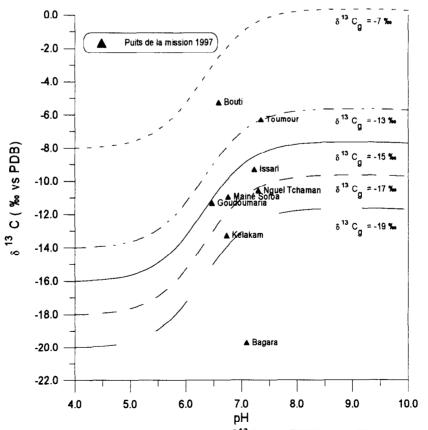


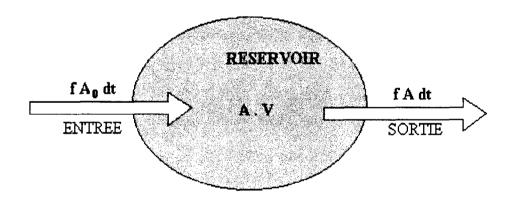
Figure III.7 : Diagramme  $\delta^{13}$ C du CITD vs pH

Ainsi, en l'absence d'une phase solide carbonatée dans l'aquifère, nous pouvons considérer que le carbone-14 peut être utilisé dans ce système comme radiochronomètre. Les eaux de la nappe quaternaire ne subissent donc aucun effet de vieillissement par la mise en solution de carbonate ancien.

## III.2.3 A<sup>14</sup>C et estimation de la recharge

En imaginant un processus de mélange parfait entre les eaux de la nappe et les eaux s'infiltrant, il est possible de se servir des teneurs en carbone-14 pour estimer le pourcentage annuel de renouvellement moyen sur l'ensemble du département de Diffa.

En régime stationnaire, le flux entrant dans le réservoir est égale au flux sortant. Cette hypothèse semble raisonnable du fait des très faibles perméabilités et des variations piézométriques observées sur plusieurs décennies. Pour notre système aquifère la pluie représente la fonction "entrée" dont l'activité carbone-14 est celle de l'atmosphère. La fonction sortie se caractérise par une activité carbone-14 identique à celle de la nappe.



Où,

A : activité carbone-14 de la nappe f : flux d'entrée = flux de sortie A<sub>0</sub> : activité atmosphérique V : volume du réservoir

En appliquant alors la décroissance radioactive nous avons :

$$f A_0 dt = f A dt + \lambda A V dt$$

Nous en déduisons que l'activité carbone-14 est :

$$A_{\text{avant }1840} = \frac{f A_{0}}{f + \lambda V}$$
 (1)

avec  $\lambda$  = constante radioactive (1,21.10<sup>-4</sup> désintégration par an).

Soit le taux de renouvellement  $R_i = f / V$ , alors (1) devient :

$$A = \underline{A_0}$$

$$\underline{\lambda}_{+} 1$$

$$R_i$$
(2)

La teneur moyenne en carbone-14 de la nappe peut ainsi s'exprimer par (Leduc et al., 1996, Le Gal La Salle et al., en préparation) :

$$An_i = (1 - R_i) \times An_{i-1} e^{(-\ln 2/T)t} R_i \times Ap_i$$
 (3)

avec.

An<sub>i</sub>: la teneur en carbone-14 de la nappe pur l'année i T: la période de demi-vie(  $5730 \pm 30$  ans pour le <sup>14</sup>C)

t : le pas de temps( 1 ici, puisque la recharge se fait annuellement)

Ap.: l'activité carbone-14 de l'atmosphère pour l'année i

Il faut donc dans un premier temps estimer la teneur de l'atmosphère en carbone radioactif audessus de la zone d'étude. La première grande variation de carbone-14 dans l'atmosphère (initialement de 100 %) s'amorce dès le milieu du 19<sup>eme</sup> siècle avec la révolution industrielle. L'utilisation comme combustible de carbone fossile engendre la présence dans l'atmosphère de CO<sub>2</sub> possédant une A<sup>14</sup>C égal à 0 %. La résultante des deux sources de CO<sub>2</sub> dans l'atmosphère peut atteindre 85 % (Le Gal La Salle, 1994).

La plus grande modification des A<sup>14</sup>C de l'atmosphère se produit avec les premiers essais nucléaires (1955). Différentes courbes (Nydal et Lövseth, 1983, Taylor et al., 1992, Levin et al., 1995) caractérisent la teneur de l'atmosphère Nord depuis les premiers essais nucléaires.

Entre 1955 et 1964 la quantité de carbone a presque doublé. Elle est alors de 190 % dans l'hémisphère Nord. Depuis la fin des essais (1963), les teneurs atmosphériques décroissent progressivement. Les teneurs actuelles se situant aux alentours de 112 %.

L'augmentation due aux essais nucléaires ne s'est pas faite ressentir uniformément sur tout l'hémisphère Nord. C'est pourquoi nous avons utilisé les données de N' Djaména et des autres stations africaines (Nydal et Lövseth, 1983) pour apporter une légère correction aux données de Nydal ou Olson dans l'hémisphère Nord.

La reconstitution de la teneur atmosphérique au cours du temps va nous permettre d'appliquer l'équation (2) en faisant varier le taux de renouvellement.

Il suffit ensuite d'établir le graphe A<sup>14</sup>C vs recharge, d'estimer la valeur moyenne en carbone radiogénique de l'aquifère pour une année donnée et de lire le pourcentage de renouvellement de la nappe.

Afin de nous donner une certaine gamme de ce pourcentage nous avons pris la moyenne des analyses de l'année 1997 sur le Niger, de l'année 1967 sur le Niger et sur le Tchad.

Les valeurs du taux de renouvellement sont respectivement de 0,05, 2 et 0,07 %.

La dernière partie de cette modélisation est de convertir ces taux de renouvellement. Pour cela, nous considérons une porosité efficace  $\omega$  de 10 % ( souvent rencontrée dans la littérature pour ce type d'aquifère), une section mouillée H de l'aquifère d'environ 35 mètres en moyenne.

L'infiltration en mm peut alors s'exprimer par :

$$I = R_i \times \omega \times H. \tag{4}$$

Pour notre zone d'étude, l'infiltration peut donc être estimée entre 1,7 et 2,5 mm.an<sup>-1</sup> pour le sud de l'aquifère au Niger et au Tchad.

Les mesures isotopiques de 1967 au Niger (au dessus du 14<sup>eme</sup> parallèle) suggèrent une recharge moyenne de 80 mm.an <sup>-1</sup>. Ce qui est plus fort que la pluviométrie de cette zone. Deux des activités <sup>14</sup>C sont supérieures à 120 % (Koussa Anna et Mir). Il semble peu probable que ces activités soit celles de la nappe phréatique. Il ne s'agit pas en fait des A<sup>14</sup>C de la nappe mais de celles des eaux du puits. Deux types de contamination sont possibles. Les eaux des puits sont en fait des eaux de pluie qui sont déversées directement à l'intérieur du puits. Ces puits sont certainement situés dans un bas fond et se trouve sur le chemin préférentiel des ruissellements. Les eaux sont très peu pompées, il n'y a donc pas homogénéisation des infiltrations et des eaux de l'aquifère. Ces eaux pourrait alors progressivement mettrent en équilibre avec l'atmosphère.

En éliminant ces deux valeurs, le taux de renouvellement est alors de l'ordre de 0,2%. La recharge serait alors de 7 mm.an<sup>-1</sup>. Cette valeur est supérieure à la valeur de la recharge estimée au Sud du 14<sup>eme</sup> parallèle où les précipitations sont plus abondantes. Même si la nature des sédiments (essentiellement sableuse) dans le Nord est plus propice aux infiltrations que la nature limono-argileuse des sédiments dans le sud de l'aquifère, il semble peu probable que la recharge estimée à 7mm.an<sup>-1</sup> soit une valeur représentative de la réalité.

Les deux mesures récentes des A<sup>14</sup>C de Madama (12°38'49" E et 16°32'50" N) et de Fly Camp (13°08'14" E et 15°48'14" N), respectivement de 64,6 et 10,8 % sont inférieures à toutes les mesures de 1967 du Niger. La période de demi-vie du carbone-14 étant de 5730 ans, les différences ne peuvent pas s'expliquer par la décroissance radioactive. Nous pouvons donc penser que les valeurs de 1967 ne sont pas tout à fait représentatives des A<sup>14</sup>C des eaux de la nappe.

Les A<sup>14</sup>C des deux dernières analyses sont très différentes de celles de 1967 et contradictoires entre elles. On aurait pu s'attendre à ce que la valeur la plus au Nord (Madama) soit la plus faible car la recharge, en même temps que les précipitation décroissent, doit diminuer du Sud vers le Nord.

Les eaux fossiles sont répandues dans les aquifères superficiels de la bande sahélienne et l'A<sup>14</sup>C de 10,8 % en est une illustration. La valeur réelle de la nappe se situerait donc dans le

Nord de l'aquifère aux alentours de 70 %. Les valeurs enregistrées lors de la mission 1967 ne seraient alors en aucun cas représentatives des eaux de la nappe.

Les A<sup>14</sup>C mesurées dans les puits présentent une grande variabilité qui peut s'expliquer par la présence de différents types d'eau. Il faudrait disposer d'un plus grand échantillonnage afin de cerner la valeur réelle en carbone-14 de la nappe phréatique.

Notons aussi que lors de mesures effectuées dans la région de Niamey, l'A<sup>14</sup>C en début de pompage était supérieure à celle de fin d'un pompage de plusieurs jours (Favreau, communication personnelle). Ceci est logique puisque le pompage permet un certain brassage des eaux d'une part et il permet aussi d'éliminer pendant les premières heures les eaux qui se seraient directement déversées dans le puits.

Les A<sup>14</sup>C réels de la nappe seraient peut-être encore plus faible que les mesures effectuées au Tchad et au Niger en 1997.

N'ayant aucune idée du mode de prélèvement lors des années 1970 mais également du mode de stockage des échantillons il convient alors de nuancer l'importance de la valeur de la recharge dans la partie Nord de l'aquifère quaternaire.

Simplement, il vient à l'esprit qu'une année à 100 mm de précipitation n'engendrera pas la même infiltration qu'une année à 500 mm.

Il faut donc entreprendre une pondération du terme R<sub>i</sub> de la formule (3). Celle-ci s'oriente autour d'une valeur moyenne de précipitation différente suivant l'écart à cette valeur moyenne.

Cette pondération s'exprime par, après avoir vérifié que  $\Sigma [(P_i/P_m) - 1] = 0$ :

$$\mathbf{R}\mathbf{p}_{i} = \mathbf{R}_{i} (\mathbf{P}_{i} / \mathbf{P}_{m})$$

où,

P<sub>i</sub>: précipitation de l'année i

 $P_m$ : précipitation moyenne sur la zone d'étude

Avec cette modification la formule (3) devient :

$$An_i = (1 - Rp_i) \times An_{i-1} e^{(-\ln 2/T)t} Rp_i \times Ap_i$$

Les taux de renouvellement moyens restent identiques. Ceci n'est pas surprenant au vu des très faibles infiltrations.

L'activité de l'atmosphère entre 1850 et 1950 n'étant pas très bien connue, la révolution industrielle n'ayant sûrement pas le même impact dans les régions développées qu'en Afrique les variations des teneurs en <sup>14</sup>C de cette période ont été testées. Les maxima de variation n'induisent qu'une variation de l'ordre de 1/10000 sur le taux de renouvellement.

#### Conclusion

L'étude isotopique a confirmé qu'il existe des apports depuis le réseau de surface (lac Tchad et Komadougou Yobé) et éventuellement depuis les massifs crétacés et du Continental terminal. Par contre, il n'existe pas de signatures très différentes qui suggéreraient un mélange des eaux de l'aquifère pliocène avec la nappe phréatique. Malgré la forte différence de charge qui existe entre les deux aquifère, les phénomènes de drainance verticales semblent stoppés par l'épaisse couche argileuse imperméable située entre les deux aquifères.

Les isotopes du carbone n'implique pas de vieillissement des eaux par dissolution d'une matrice carbonatée. Ces A<sup>14</sup>C ont alors pu être utilisées directement pour l'estimation de la recharge. L'aquifère quaternaire étant très peu connu, notamment en ce qui concerne les phénomènes de recharge-décharge, ce modèle avait pour but de donner un ordre de grandeur à la quantité moyenne d'infiltration. Nous pouvons alors retenir, par l'intermédiaire de ce modèle, une valeur moyenne de la recharge de 2 mm.an<sup>-1</sup> (Figure III.8).

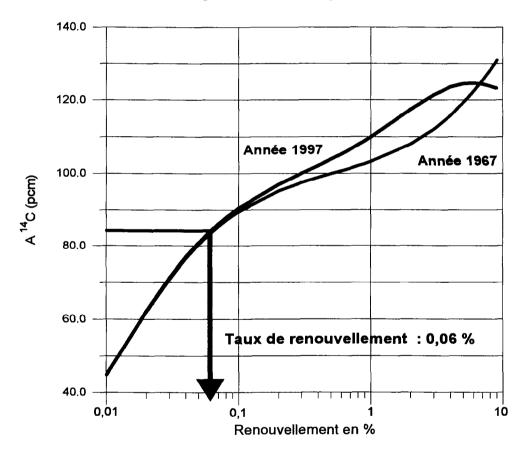


Figure III.8: Renouvellement de la nappe phréatique

## IV ETUDE DE LA RECHARGE

### IV.1 ETUDE PIEZOMETRIQUE

## IV.1.1 Critiques et analyses des données

## IV.1.1.1 Critiques des données

Afin de fournir une carte piézométrique la plus complète possible, nous avons consulté les données recensées depuis la fin des années 60. Sur l'ensemble du département de Diffa, il existe plus de 1150 puits où l'on possède au moins une mesure de profondeur de la nappe phréatique. Ces données sont issues de différentes campagnes ou des inventaires de la direction départementale de l'hydraulique de Diffa.

Les puits, très souvent désignés par le nom du village, peuvent être difficiles à localiser. Les cartes de l'IGN au 200 000 eme ne sont pas exhaustives et beaucoup de villages mentionnés dans les diverses campagnes de terrain de la DDH ne peuvent être repérés.

De plus, les noms donnés aux puits ou aux villages sont des transcriptions de noms nigériens. Le nom d'un village peut alors prendre plusieurs orthographes. Les différences d'écriture, selon les personnes effectuant les mesures, les plus fréquentes sont les passages réciproques

```
du "oua" en "wa", ex : Falgwa ou Falgoua.
du "j" en "dj" ou en "dy", ex : Jajiri, Djajiri ou Dyadjiri.
Etc.
```

Des différenciations comme celles-ci, ou les différentes écritures de Nguel (Ngel, N'gel ou encore N'guel) se retrouvent assez facilement. Mais lorsque l'on voit que Wadji N'gla (nom usuel) et Boula Saley (nom de la carte topographique) ne représente qu'un seul et unique village on s'aperçoit de la difficulté de l'élaboration d'une cartographie quelle qu'elle soit.

A l'opposé, il n'est pas étonnant non plus de trouver des villages éloignés de moins de 100 km et possédant exactement le même nom. Ex : N'Garwa (10°56'30 E,13°48'10 N) et N'Garwa (10°41'30 E, 13°22'30 N). Il devient alors légèrement difficile de déterminer d'où provient la mesure.

Souvent, il existe plusieurs puits à l'intérieur d'un village. Théoriquement ces puits possèdent un numéro IRH (inventaire des ressources hydrauliques) mais ce n'est pas toujours le cas, les plaques sont souvent illisibles ou arrachées. Lorsque nous ne possédons comme indication que le nom du village, il devient alors difficile de savoir à quel puits appartient la valeur. Sur les 17 puits cimentés visités lors de la mission 1997, 6 ne possédaient pas de numéro IRH.

Le dernier problème rencontré pour la localisation des puits provient des indications sur les coordonnées des puits. Jusqu'à très récemment, les coordonnées étaient calculées par référence aux cartes. Peut-être n'existe-t-il toujours pas de GPS à la DDH de Diffa ? Deux puits très proches l'un de l'autre sont donc très difficilement identifiables.

Ex: à Kelakam (11°44'50" E et 13°33'27 N), deux puits se trouvent à 22 mètres l'un de l'autre.

Enfin, il faut noter que les mesures de terrains ne sont pas forcement retranscrites sur papier (notamment pour les inventaires DDH) par la personne ayant fait la campagne de terrain. Des erreurs lors de la mise au propre des données de terrain (fautes de frappe ou erreurs de lecture) ne sont pas exceptionnelles.

Après ce premier traitement, certaines données paraissaient inutilisables. Il ne reste alors "plus que" 1000 puits environ.

Pour environ 70 % de ces puits nous possédons plusieurs mesures de la profondeur de la nappe. Il faut alors déterminer laquelle retenir. Plus de 98 % des puits présente moins de 5 mesures sur la période 1970-1997. Il est clair qu'il existe des variations saisonnières, notamment dans les zones de recharge. Le manque de données ne nous permet pas d'en tenir compte. La piézométrie moyenne des années 92-95 a donc été choisie puisqu'elle offre une très grande proportion des mesures effectuées.

Là encore, nous devons porter un œil critique sur les données. Lorsque nous possédons plusieurs valeurs piézométriques, il peut être intéressant de toutes les consulter et de ne pas prendre directement la valeur des années retenues.

Certaines données ne correspondent pas à un niveau statique mais à un niveau dynamique dépendant directement des pompages nécessaires à la population.

Les différentes mesures sur un même puits peuvent alors servir de correcteur si la mesure des années 1990 n'est apparemment pas un niveau statique.

Nous sommes partis du principe, basé sur le comportement global de la nappe que les grandes variations (sur une échelle de temps de moins de 10 ans) sur un même puits étaient le plus souvent imputables aux pompages et, par voie de conséquence, que la valeur de la profondeur la moins grande était le reflet du véritable niveau statique.

L'étude des débits spécifiques a montré que près de la moitié des puits possédaient un débit spécifique entre 1 et 3 m³.h⁻¹.m⁻¹. Pour comparer l'éventuelle perturbation par les pompages, nous pouvons considérer un pompage uniforme de 2 m³.h⁻¹ qui représente le débit maximum pour un puits villageois. Le rabattement serait alors pour la médiane des débits spécifiques (2,7 m³.h⁻¹.m⁻¹) de 74 cm. Cette valeur est assez importante et permet de conclure que les variations piézométriques dues aux pompages ne sont pas insignifiantes pour la plupart des puits.

Dans la région de Niamey, des enregistrements continus effectués sur des puits captant la nappe phréatique ont révélé des variations pouvant atteindre 1,5 mètre entre le jour et la nuit (Monfort, 1997).

Comme pour les coordonnées, les mesures de piézométrie peuvent être biaisées lors de la transcription de données. En plus des fautes de frappe ou de lecture, il n'est pas rare que la profondeur totale du puits soit inférieure à la profondeur de la nappe. Deux hypothèses peuvent alors être avancées :

- (1) les deux mesures ont été inversées.
- (2) une des deux valeurs est erronée.

L'analyse des autres mesures sur le même puits ou des puits avoisinants permet quelquefois de lever l'incertitude.

Nous avons, au vu des puits présentant un grand nombre de mesure sur la période 1970-1997, décidé de rajouter dans les données les piézométries des puits situés au Nord du 14<sup>eme</sup> parallèle dont l'unique mesure date du début des années 70. En effet, ces puits, essentiellement pastoraux sont extrêmement peu utilisés, la densité de population étant de 0,06 habitant.km<sup>-2</sup> au nord du 14,5 ° N (PNUD/DCTD,1991). Leur niveau statique semble donc être resté à peu près constant.

Avec la même hypothèse, toute cote piézométrique pour un puits correctement repéré a été retenue. Les incertitudes sur le nivellement étant très supérieures au mètre toutes mesures pouvant compléter les zones les plus pauvres en données ont été utilisées.

Enfin certains puits subissent des rénovations, en particulier contre l'ensablement. Le rehaussement des margelles est rarement signalé et peut être la cause d'une différence entre deux mesures (inférieure au mètre).

Cela dit, pour l'élaboration d'une carte piézométrique moyenne cette différence n'est pas spectaculaire comparée à la somme des incertitudes.

La dernière partie est certainement la plus subjective. En effet, l'élaboration d'une carte piézométrique ne repose pas uniquement sur la profondeur de la nappe phréatique. Il faut pour chaque puits estimer son altitude.

Sur les cartes topographiques, les altimétries sont très éparses et ne sont pas dignes d'une confiance absolue; certaines ont été calculées par différence barométrique et l'on peut estimer l'incertitude à au moins 5 mètres.

Une fois de plus, l'examen des puits environnants, des données complémentaires mais aussi la forme généralement plane de la région et l'implantation générale des puits dans le fond des dépressions inter-dunaires nous aide pour une estimation de l'altitude des puits.

Mais les puits, ne sont pas tous dans le fond des dépressions. La différence d'altitude entre le fond d'une cuvette et ses rebords peuvent dépasser les 20 mètres.

Ceci pose un réel problème pour la détermination de l'altitude des puits surtout quand on a plusieurs puits dans une même cuvette.

Exemple de Jajiri Canada au 24/11/94:

n° IRH	14159	40329	40330
profondeur			
de la nappe	8.01	14.53	24.88

Pour ces puits, nous possédons heureusement souvent des indications sur leur emplacement par rapport à la dépression mais ce n'est pas toujours le cas.

Après ce traitement, un peu plus de 900 valeurs étaient à notre disposition pour reconstituer la carte piézométrique de la nappe phréatique du Niger sud oriental. L'utilisation du logiciel Grapher permet de tracer très rapidement une esquisse de carte piézométrique. Il

permet aussi par l'utilisation de toutes les données de constater que certaines mesures ne sont cohérentes et donc probablement pas représentatives de la profondeur réelle de la nappe.

Certaines valeurs ne représentant pas un niveau statique et dont le poids est trop important dans les régions les plus pauvres en données peuvent ensuite être corrigées par l'examen des puits les plus proches.

Dans le but de compléter cette première carte, quelques valeurs de piézométrie de l'Ouest et du Nord du département ont été ajoutées aux mesures propres au département de Diffa.

Finalement pas loin de 950 mesures (localisées sur la figure IV.1) ont servi à l'élaboration de la carte piézométrique de la figure IV.2.

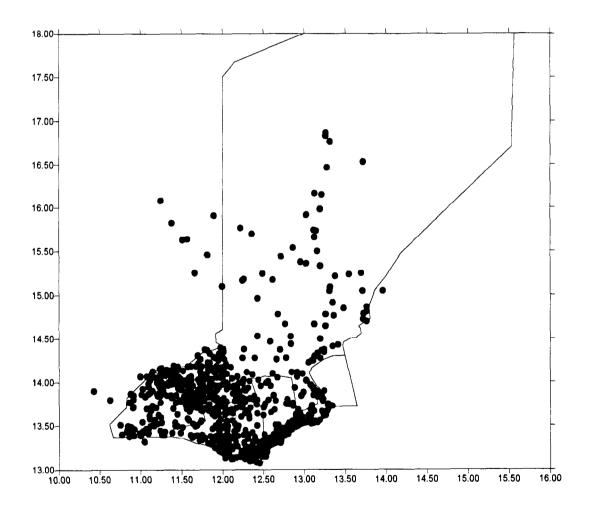


Figure IV.1 : Distribution des puits utilisés pour l'élaboration de la carte piézométrique

## IV.1.1.2 Analyse piézométrique

La nappe quaternaire semble s'écouler depuis le nord et le nord-ouest (massifs d'Agadem et de Termit) d'une part et depuis l'ouest (massif cristallin du Mounio) d'autre part vers le centre du bassin du lac Tchad. Le gradient hydraulique est faible. Il varie entre 0,1 et 2 pour mille.

Le Kadzell représente une dépression piézométrique fermée d'une quarantaine de mètres.

Ces dépressions, très fréquentes dans la bande sahélienne, ont fait l'objet de nombreuses études mais leur origine n'est pas encore prouvée. Plusieurs hypothèses ont été émises mais il semblerait que l'évaporation, couplée à une alimentation horizontale très réduite soit la cause de la dépression fermée du Kadzell. Les très faibles perméabilités ne permettent pas de déplacements importants dans la nappe phréatique. Couramment limité à 20 mètres de profondeur, l'évaporation ne semblerait donc pas jouer un rôle dans cette curiosité piézométrique. Suivant différents modèles (Dieng, 1987), l'évaporation à 40 mètres de profondeur serait de l'ordre de 0,2 mm.an<sup>-1</sup>. Cette valeur est certes très faible mais elle suffit pour le maintient de la dépression piézométrique. Il apparaît alors clairement que les échanges par drainance avec le pliocène sont quasi inexistants. On imagine mal comment une telle dépression pourrait subsister si tels phénomènes se produisaient.

Enfin, la Komadougou Yobé (bordure sud de cette dépression) ainsi que le lac Tchad (bordure est du Kadzell) semblent participer à la recharge de la nappe comme cela était déduit des analyses chimiques.

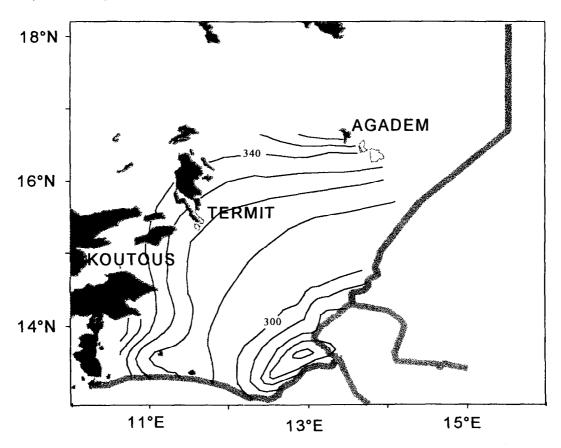


Figure IV.2 : Carte piézométrique de la nappe quaternaire

## IV.1.2 Evolutions piézométriques

Dans le but de déterminer un éventuel impact de la sécheresse qui sévit depuis la fin des années 1960 sur le système aquifère, les puits possédant plusieurs valeurs de profondeur de nappe ont été systématiquement analysés.

Comme il n'existe pas, en règle générale, de relevé régulier, les différentes campagnes ont été comparées deux à deux quand le nombre de puits identiques était suffisant. Les différentes mesures de piézométrie s'étalent depuis la fin des années 1960. La première grande campagne s'est déroulée dans les années 1975/76. Les profondeurs, enregistrées lors de la construction des ouvrages (puits ou forages), correspondent donc à des niveaux statiques. Depuis la fin des années 1980, la DDH de Diffa fait un relevé annuel de la profondeur de la nappe sur quelques puits (qui ne sont pas toujours les mêmes). Les campagnes de terrain des années 1988/89, 1991/92 et 1995/96 proposent des données qui pourront servir à évaluer à moyen ou à court terme l'évolution de la nappe.

Ces campagnes de terrain n'ont malheureusement jamais été effectuées à une même période. Il existe, au moins pour certains puits, des variations saisonnières qui limitent l'interprétation des variations piézométriques.

Comme nous l'avons déjà signalé dans le chapitre précédent, les niveaux relevés sont très généralement mais pas exclusivement des niveaux dynamiques. Les augmentations des profondeurs de la nappe dues à des pompages peuvent alors entraîner des conclusions hâtives. La rénovation des infrastructures peut perturber l'approche des variations de la profondeur de la nappe. Par contre, l'estimation des altitudes ne pose plus de problème puisque nous comparons les données d'un même puits.

## IV.1.2.1 Variations piézométriques annuelles

Marqué par des conditions climatiques très différentes suivant les saisons, l'aquifère quaternaire n'est donc pas constamment alimenté. Les niveaux piézométriques des régions préférentielles de recharge peuvent alors présenter des variations au cours de l'année.

Les deux zones les plus affectées par ces phénomènes sont la zone des cuvettes (variation de 0,5 à 1 mètre) et la bordure de la Komadougou Yobé.

Cette dernière fait l'objet d'un suivi piézométrique régulier depuis quelques années. Il est alors possible d'estimer l'influence de la rivière dans les phénomènes de recharge.

6 piézomètres (Bagara école, Bagara pépinière, Assaga, Guessere, Gueskerou château et Gueskerou OPT) offrent des chroniques très complètes pour une période allant de février 1994 à février 1997.

Pour tous, les fluctuations sont beaucoup plus importantes que pour ceux du Kadzell, les différences de hauteur maximales pouvant atteindre près de 2 mètres (Figure IV.3).

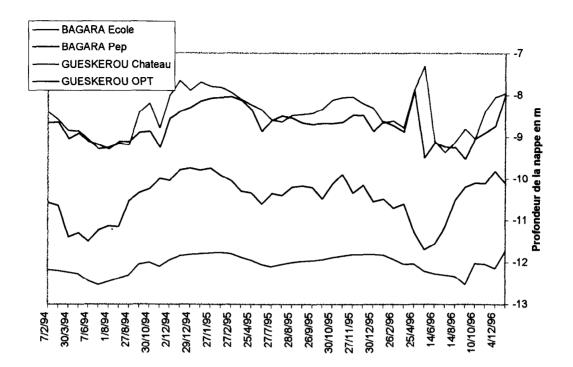


Figure IV.3: Fluctuation de la piézométrie aux abords de la Komadougou

La faible influence évoquée des eaux de la rivière dans la recharge lors de l'étude de la conductivité ne paraît plus aussi évidente.

Les deux rapports de fin de campagne hydrologique de 1994/95 et 1996/97 (DDH de Diffa) fournissent les écoulements journaliers de la Komadougou Yobé à Gueskerou et à Bagara. Sur les figures IV.4a et b sont reportés les niveaux piézométriques et la hauteur d'eau de la rivière pour ces deux sites.

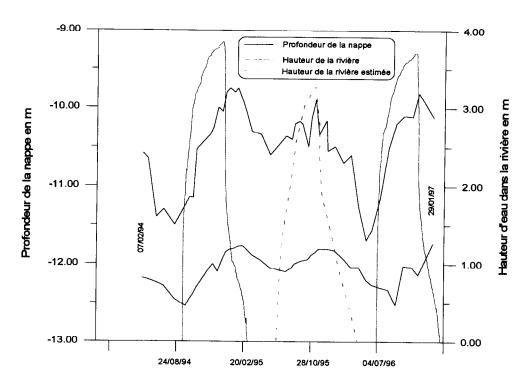


Figure IV.4.a: Variations piézométriques à Bagara

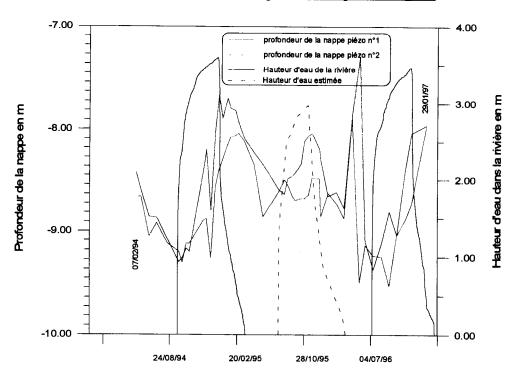


Figure IV.4.b: Variations piézométriques à Gueskerou

Il apparaît clairement que la nappe réagit très fortement et rapidement aux arrivées d'eau dans la rivière.

Sur la figure IV.5, la profondeur de la nappe semble corrélée à la hauteur d'eau dans la rivière à Bagara pour la période 1994-1996 (seules données que nous possédions).

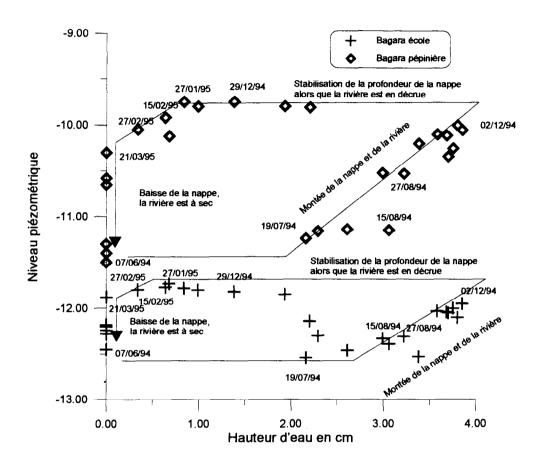


Figure IV.5 : Piézométrie et hauteur de la rivière à Bagara

Les variations à Gueskerou sont du même ordre de grandeur et suivent à peu près le même schéma. Les piézométries sont beaucoup plus perturbées par les pompages, c'est pourquoi ce graphe n'est pas présenté.

Sur seulement deux années qui ne sont peut-être pas représentative de la véritable relation nappe-rivière et sur lesquelles les données de piézométrie ne sont pas suffisantes, nous pouvons quand même envisager quelques caractéristiques de cette relation.

La réponse de la nappe à l'arrivée semble très rapide (moins de 6 jours), la nappe continue de monter environ 15 jours après la crue, son niveau reste stable jusqu'aux environs du mois de février alors que la rivière est en pleine décrue. Le niveau de la nappe baisse lorsque la rivière est à sec.

La saison 1995/96, pour laquelle les mesures journalières de hauteur d'eau n'ont pas été effectuées, montre une amplitude beaucoup moins importante que les deux qui l'encadrent.

Au vu des précipitations et des débits moyens mensuels, il s'avère que cette année est une année extrêmement sèche. Ceci confirmerait que la nappe, dans cette région, est très dépendante de la rivière et par la même occasion des conditions climatiques.

Il faut alors se rappeler que les conductivités électriques semblaient nuancer cette relation. L'apport de la Komadougou Yobé a été confirmé par les analyses isotopiques, les variations piézométrique et la présence du faciès bicarbonaté calcique aux abords de la rivière. En supposant que la conductivité électrique de la rivière n'a pas subit d'évolution significative depuis quelques milliers d'années, il faut donc expliquer l'augmentation des conductivités, lorsque l'on s'éloigne de la rivière, par des processus de minéralisation de la nappe couplés aux très faibles perméabilités horizontales. L'évaporation pourrait aussi provoquer une augmentation de la conductivité mais elle ne peut pas à elle seule être responsable d'un passage de 200 μS.cm<sup>-1</sup> à plus de 500 μS.cm<sup>-1</sup>. Une fois encore, nous sommes limités par les données par évaluer le véritable impact de la Komadougou Yobé sur la nappe.

Les variations saisonnières existent donc dans les zones de recharge. Sachant que dans la zone des cuvettes les infiltrations se font après accumulation du ruissellement cette zone peut donc subir une certaine variation au cours de l'année. Il est donc intéressant de voir si à moyen terme, en dehors de ces zones préférentielles de recharge s'il existe une évolution significative de la profondeur de la nappe phréatique.

## IV.1.2.2 Evolution piézométrique à moyen terme

Pour certains puits crées dans les années 1975-76, les niveaux statiques ont été enregistrés lors de la foration. Pour plusieurs de ces puits, des nouvelles mesures ont été entreprises pendant les diverses campagnes de terrain de la dernière décennie.

En particulier, les mesures effectuées en 1988/89 ont 60 puits en commun avec celles de 1975/76. La variabilité temporelle de la piézométrie, les travaux effectués sur les puits ou les mesures éventuelles de niveaux dynamiques incitent à la prudence dans la perspective d'une comparaison des différents couples de données.

La comparaison des données brutes indique que 50 % des puits présentent une baisse ou une hausse inférieure à 1,5 mètre. Au regard des incertitudes, une telle variation n'est pas significative. Les baisses supérieures à 1,5 mètre représentent les 50 % restants.

Les 3 ouvrages du département de Bosso (Boulabrim, Tchoukoutjany et Toubaram) situés immédiatement en bordure du lac Tchad présentent une baisse supérieure à 6 mètres.

Comme pour l'étude piézométrique générale, les éventuelles perturbations induites par les phénomènes de pompages. Si l'on considère alors que le niveau de 1989 est un niveau dynamique conséquent à un pompage constant de 2 m³h¹ (ce qui constitue une valeur maximale pour un puisage manuel), les baisses supérieures à 1,5 mètre ne représentent plus qu'un quart du total mesuré mais les 3 valeurs de la bordure du lac Tchad restent supérieures à 5 mètres

En tenant compte des incertitudes sur les mesures, il ne semblerait pas que sur la période 1976/1989 la piézométrie n'ait pas connu de fluctuations significatives mis à part dans la région de Bosso. Cette baisse peut simplement s'expliquer par le retrait du lac Tchad du

territoire nigérien. Elle confirme que le lac, sur sa bordure Ouest, alimente la nappe phréatique au Niger.

D'autres campagnes fournissent des données comparables avec les niveaux statiques de 1975/76 mais le nombre de couples de mesures est beaucoup moins important. Ainsi, nous disposons de 23 puits communs entre 1976 et 1992 et 13 puits communs entre 1976 et 1995. Pour les deux campagnes les variations d'amplitude inférieure à 1,5 mètre représente 69,5 % de l'échantillon pour la période 1976/92 et 40 % pour la période 1976/95.

Un nouveau puits (Yébi) situé aux abords immédiats du lac présente une baisse supérieure à 6 mètres. Ces données semblent confirmer que la nappe ne subit pas de fluctuation importante et que seule la disparition du lac engendre un abaissement local du niveau de la nappe.

Il est alors intéressant de comparer, même si l'échantillonnage est faible, les campagnes de terrain postérieures à 1989 entre elles pour estimer les fluctuations du début des années 90. Pour cela nous possédons :

- (1) 16 mesures en commun entre 1989 et 1992.
- (2) 11 mesures en commun entre 1989 et 1995.

Nous ne possédons aucune indication sur les conditions de mesures. Elles peuvent toutes caractériser des niveaux dynamiques.

Cela dit, plus des trois quarts des variations sont inférieures à 1,5 mètre. Pour les deux périodes, une seule fluctuation est supérieure à 3 mètres. Pour ce puits, plusieurs explications peuvent être données. Il est très proche de la Komadougou et nous verrons dans le chapitre suivant que la rivière influence le niveau de la nappe. La mesure la plus basse correspond à un niveau dynamique, les autres mesures de la piézométrie dans ce puits étant très stables.

Sur ces 27 couples, deux puits se situent en bordure du lac Tchad. Les variations sont inférieures à 1 mètre. Ils ne se distinguent donc pas des autres. L'interprétation est difficile car les périodes sont très courtes et les mesures sont rares.

Un suivi de deux ou trois piézomètres dans le département auraient pu fournir la réponse directe de la nappe aux variations du volume dans la cuvette Nord du lac Tchad

Afin d'évaluer les variations de ces dernières années, nous avons à notre disposition les quatre sites du Kadzell équipés et mesurés par Schroeter (1993).

# IV.1.2.3Les pièzomètres du Kadzell

4 piézomètres situés dans la dépression piézométrique du Kadzell (Likitiré, Koseyri, Kaola Djima et Kolomanga) ont fait l'objet d'un suivi régulier de la profondeur de la nappe phréatique du début des années 1990 jusqu'à maintenant.

Ces puits se situent dans une zone où la population est très rare, les niveaux se situent tous à une profondeur minimale de 30 mètres. Les pompages sont donc quasi inexistants, les valeurs ainsi relevées sont donc très proches du niveau statique.

Ces chroniques (Figures IV.7a et IV.7.b) indiquent toutes une tendance générale à la baisse. Nous pouvons, par une simple régression, éliminer les brusques variations pouvant être dues à des arrivées d'eau directes, au passage d'un Peul et de son troupeau ou d'une erreur de mesure.

Et ensuite estimer une moyenne annuelle de variation du niveau piézométrique. Pour ces quatre piézomètres, nous enregistrons une baisse variant de 1 à 5 cm.an<sup>-1</sup>.

La très faible perméabilité horizontale de l'aquifère quaternaire et la profondeur de ces puits suggère une réponse très lente de la nappe à des variations climatiques anciennes. Cela pourrait être par exemple le passage à une période d'aridité, aux environs de 2000 ans BP. Les valeurs de l'A¹4C des puits de Toumour et de N'Guel Tchaman (< 70 %) qui sont situés dans le Kadzell correspondent à des eaux plus anciennes que le retour à une période aride. Ce n'est bien sûr qu'une hypothèse car les données sont trop peu nombreuses dans le temps et dans l'espace.

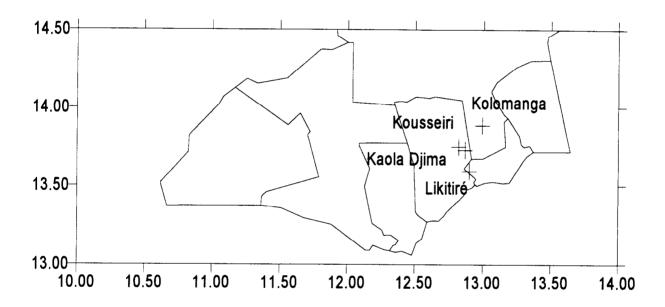
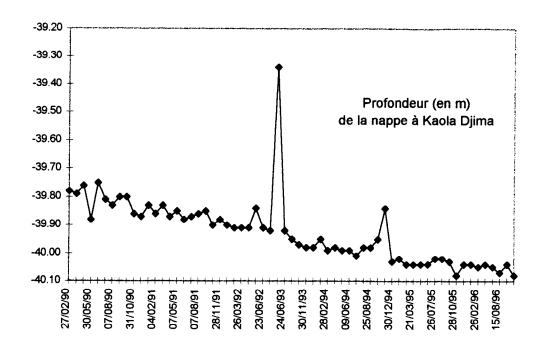


Figure IV.6: Localisation des piézomètres du Kadzell



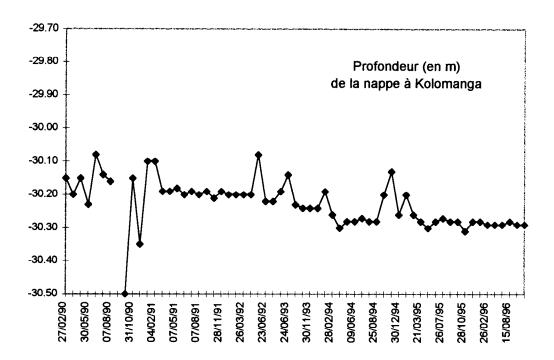


Figure IV.7.a: Piézométrie du Kadzell

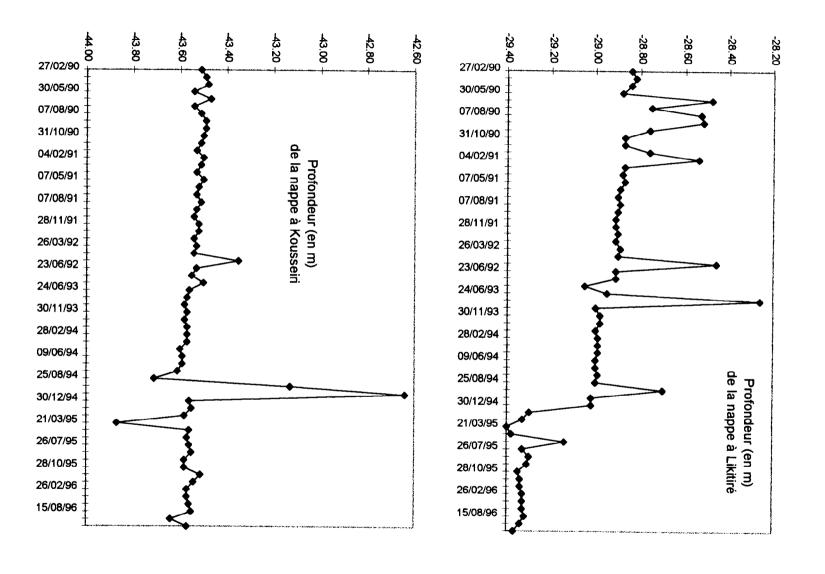


Figure IV.7.b : Piézométrie du Kadzell

A moyen terme il semblerait donc que la nappe ne subisse pas de fluctuation importante. Les seules variations significatives se situent à proximité du lac Tchad. La disparition du lac suffit à expliquer la baisse de la nappe dans cette région.

#### Conclusion

Sur la plus grande partie de la nappe l'étude des différentes valeurs de piézométrie ne semble pas montrer, sur une longue période, de grandes variations malgré la sécheresse de ces dernières décennies (baisse de 14 % de la pluviométrie à Maïné-Soroa entre les périodes 1931-1960 et 1961-1990, Hess et al.,1995).

Dans le Kadzell, la nappe, en dehors de toute perturbation par les pompages, est en très légère baisse (moins de 5 cm.an<sup>-1</sup>).

Les seules variations significatives se situent en bordure Ouest du lac Tchad, qui n'est plus en eau au Niger depuis le milieu des années 1970. Son importance dans l'alimentation de la nappe phréatique, déjà mise en évidence lors des études chimiques, est confirmée. Son retrait pourrait donc être la cause directe des variations de piézométrie.

Les fluctuations piézométriques saisonnières en bordure de la Komadougou semblent être la réponse rapide et directe de l'aquifère à la présence de cette rivière temporaire.

Il est donc évident, au vu de la grande extension (évaluée à 500 milliards de m³) de l'aquifère quaternaire, qu'une sécheresse d'une trentaine d'années couplée à un très faible taux de recharge ne provoque que des variations de l'ordre de quelques centimètres. Tous ces facteurs, auxquels on peut ajouter les très faibles perméabilités, confèrent à la nappe phréatique une grande richesse des réserves au moins à moyen terme.

### IV.2 COMPARAISON AVEC D'AUTRES ESTIMATIONS DE LA RECHARGE.

La valeur médiane de l'infiltration obtenue par le modèle carbone-14 est de l'ordre de 2 mm.an<sup>-1</sup>. Nous avons cependant émis des doutes sur la réelle valeur de recharge dans le Nord de l'aquifère quaternaire. C'est pourquoi, nous allons dans ce chapitre comparer la valeur de 2 mm.an<sup>-1</sup> aux autres estimations de la recharge déjà effectuées.

### IV.2.1 Le modèle "Tritium" (d'après Leduc et al., en préparation)

Ce modèle repose comme pour le modèle carbone-14 sur le principe de mélange parfait qui semble le mieux adapté au mode recharge des grands aquifères sahéliens (Leduc et al., 1996).

Les chroniques atmosphériques des teneurs doivent donc être reconstituées pour caractériser la fonction entrée du signal. Cette chronique existe à N'Djaména, pour la période 1963-1978 (AIEA, 1992), qui se situe dans un contexte climatique et géomorphologique très semblable. Les teneurs moyennes des précipitations ont été reconstituées par corrélation avec la station IAEA d'Ottawa pour les autres années.

Pour la période 1967-68 il existe 15 valeurs de teneurs en <sup>3</sup>H (PNUD/UNESCO, 1972 et PNUD/FAO, 1973). Elles varient entre 0,4 et 256,0 U.T. avec une médiane à 5,2 U.T. 21 valeurs issues des mêmes rapports au Tchad dans le même bassin et à des latitudes comparables complètent ces données. En supposant que les valeurs très élevées (proches des pluies contemporaines) ne sont pas représentatives ; la médiane de toutes ces valeurs est alors de 3,8 U.T.

Le taux de renouvellement médian de la nappe est alors de 0,15 %; ce qui correspond en prenant une section mouillée de 35 mètres et une porosité efficace de 10 % à une recharge moyenne annuelle de 5 mm.an<sup>-1</sup>. Les tests de sensibilité effectués sur le modèle (pondération) donnent des valeurs de recharge du même ordre de grandeur.

Par rapport au modèle carbone-14, certes la valeur moyenne de recharge est double mais elle reste très proche. La méconnaissance générale de l'aquifère, le nombre limité de données et les incertitudes sur ces mêmes données font qu'une telle différence en utilisant des éléments dont les mécanismes sont totalement différents (teneurs atmosphériques, période de demi-vie) est insignifiantes et que les deux valeurs de recharge sont similaires et probablement très proches de la valeur réelle de la recharge.

### IV.2.2 Modélisation numérique

Une première estimation de la recharge a été effectuée en 1991 (PNUD/DCTD). La modélisation numérique entreprise dans le prolongement de la synthèse hydrologique a montré que le résidu infiltration - évaporation est inférieur à 1 mm.an<sup>-1</sup>. La valeur retenue était de 0,3 mm.an<sup>-1</sup>.

Une autre modélisation numérique a été entreprise (Leblanc, 1997) à partir de celle de 1991. Les estimations des volumes transitants entre le système hydrographique et les aquifères environnants reposent sur les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère (transmissivité, gradient hydraulique, différence de charge). Nous reprendrons les principaux résultats en les nuançant par la présente étude.

Les apports de la Komadougou Yobé peuvent être estimé de plusieurs façons. Le chiffre de 37 millions de m³.an⁻¹, avancé par IWACO (1985) est à considérer avec beaucoup de prudence car le rôle de l'évaporation y est difficilement. Ces 37 millions de m³.an⁻¹ se répartissant de manière identique entre le Niger et le Nigeria, l'apport de la rivière à la nappe phréatique serait d'environ 19 millions de m³.an⁻¹.

Une autre estimation de cet apport peut être donné en considérant un coefficient de drainance de  $10^{-7}$  s<sup>-1</sup>, une surface d'échange de  $2.5.10^6$  m<sup>2</sup>, une différence de charge de 3 m et un écoulement produisant une recharge sur environ 6 mois (nous avons vu que la réponse de la nappe à l'arrivée de la rivière est immédiate). Le volume transitant vers la nappe serait d'environ 12,5 millions de m<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup>.

Enfin, une troisième approche, basée sur la piézométrie du Kadzell, suggère une infiltration de 12,5 millions de m³.an⁻¹. Cette dernière estimation repose sur le fait que seule la rivière participe à l'alimentation du Kadzell. Cette hypothèse semble quelque peu limite au vu de l'étude isotopique. En admettant que 80 % de l'alimentation se fait par la rivière, le volume échangé serait au maximum de 10 millions de m³.an⁻¹.

Nous pouvons donc retenir un chiffre moyen de 10 millions de m<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup> transitant depuis la rivière vers la nappe.

Les apports du lac Tchad à la nappe phréatique ont été a plusieurs reprises mis en évidence. Un front d'infiltration entre le Kadzell et le lac Tchad d'environ 50 km, un gradient hydraulique d'environ  $5.10^{-4}$  et une transmissivité de  $10^{-3}$  m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup> conduisent à un volume provenant de la zone du lac légèrement inférieur à 1 millions de m<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup>.

Des échanges entre la nappe phréatique et la nappe pliocène sont proposés pour le Sud de l'aquifère (région du Kadzell où la différence de charge peut atteindre 50 mètre). L'évaluation de cet apport à la nappe quaternaire se situait autour de 4 millions de m³.an⁻¹. Les études chimiques et isotopiques n'ont pas montré une participation aussi active de la nappe pliocène. Il serait, de plus, étonnant que la dépression piézométrique, en équilibre fragile, ne se comble pas avec un tel apport. Enfin, l'estimation de l'apport de la nappe pliocène reposait entre autre sur une estimation de la valeur de perméabilité des argiles constituant le mur de l'aquifère quaternaire pour laquelle nous n'avons aucune donnée.

De par sa forte charge l'aquifère pliocène présente un artésianisme. Certains forages (environ 60) atteignent la nappe pliocène. Les eaux jaillissant de ces forages peuvent alors réalimenter l'aquifère quaternaire par la surface. De plus les installations sont souvent en très mauvais état (corrosion) et permettent des fuites venant aussi alimenter la nappe phréatique. Je pense donc qu'un chiffre maximum de 2 millions de m³.an¹ peut être envisagé pour les échanges entre les deux nappes. Au nord de l'aquifère, la diminution sensible de la fraction argileuse autorise les échanges entre les deux aquifères dont la similitude des niveaux piézométriques pourrait indiquer une jonction hydraulique.

A partir des massifs crétacés environnants une évaluation de la recharge peut être envisagée. Elle serait d'environ 0,1 millions de m³.an⁻¹ depuis les massifs du Koutous en considérant un gradient hydraulique de 0,8 ‰, une transmissivité de 10⁻⁴ m².s⁻¹ et une largeur utile d'environ 40 km. La nappe d'Ounissoui, très probablement en continuité avec le système phréatique apporterait une recharge de 2 millions de m³.an⁻¹ au maximum (avec un gradient hydraulique de 0,8 ‰, une transmissivité de 10⁻⁴ m².s⁻¹ et une largeur de 175 km).

Pour les grès d'Agadem et de Termit, les mesures piézométriques ne sont pas assez fiables pour quantifier les apports à la nappe phréatique. Cependant l'étude isotopique suppose un apport, au moins à partir des grès d'Agadem, vers l'aquifère quaternaire. Cet apport serait quand même réduit.

Bien sûr, d'un autre côté la nappe subit des prélèvements. Les prélèvements pour l'alimentation de la population de Diffa peuvent être estimés à 1,3 millions de m<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup>. Les prélèvements pour l'élevage seraient approximativement de 6 millions de m<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup>. Enfin l'irrigation consommerait environ 4,3 millions de m<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup>.

La carte piézométrique laisse supposer qu'il existe un écoulement de la nappe vers les Pays-Bas tchadiens. En considérant une transmissivité de 3.10<sup>-3</sup> m<sup>2</sup>.s<sup>-1</sup>, un gradient hydraulique de l'ordre 1.5.10<sup>-4</sup> et une surface d'échange de 150 km le volume s'évacuant serait de l'ordre de 2 millions de m<sup>3</sup>.an<sup>-1</sup>.

D'autre échanges interviennent dans le bilan de la nappe tels que l'apport de la nappe au lac Tchad dans sa partie Nord, l'évaporation et les précipitations.

En partant des estimations maximales précédentes du bilan en eau de la nappe phréatique, la modélisation numériques (Leblanc, 1997) cherche les paramètres hydrodynamiques les plus adaptés (apport de la Komadougou et du lac, estimation de la recharge météorique, transmissivité, évaporation, ...) qui reproduiront au mieux les aspects de la nappe tels que la piézométrie du Kadzell.

Les paramètres sont donc estimés par tâtonnement (les résultats sont présentés sur la figure IV.8). L'estimation, après des tests de sensibilité du modèle, de la recharge météorique est de 0,35 mm.an<sup>-1</sup>.

Les différents modèle d'estimation de la recharge par les apports météoriques fournissent des valeurs variant de 0,3 à 5 mm.an<sup>-1</sup>. Ces valeurs sont assez homogènes malgré l'approche totalement différente des trois méthodes. Nous pouvons donc penser que la véritable valeur de la recharge se situe aux alentours de 1 ou 2 mm.an<sup>-1</sup>.

Des infiltrations du même ordre de grandeur ont été déterminé par l'intermédiaire de profil de chlorures au Soudan (Edmunds et al.,1992) où les conditions climatiques sont sensiblement les mêmes que sur la zone d'étude.

DEBIT ENTRANT	lest de sensibilite	DEBIT SORTANT	lesi de sensibilité
Infiltration par la pluie : 0,35 mm por an soit : 37,27,104 m³/on	ou i	Ecoulement vers le Tchod : 2.104 m³/an	
Noppe pliocène= 0. 104 m³/on		Evaporation ou niveou du Loc Tchod= 13.6.104 m³/on	
Apports par les nappes latérales :  grès du Koutous=0,1, 104 m³/an  napped'Oussini=2,104 m³/an  entre le massif de Termit et du Koutous=0,1,104 m³/an  Grès Termit= 0 104 m³/an  Grès agadem= 0, 104 m³/an	non	Prélèvements anthropiques: 12,6,104 m³/an	į
		Ecoulement vers le lac Tchad= 10.8 104 m³/an	
Apport par la Komadougou ;  2. 104 m³/an avant Geidam  5. 104 m³/an après Geidam	oui	Evaporation dans le Kadzell :  - centre : -0.05 mm/an soit 0.061300. 104 m³/an  - intermédicire : -0.4 mm/an soit 1.5. 104 m³/an  - périphérie : -1.2 mm/an soit 5.67. 104 m³/an.	
intrant= 46,2,104 m³/an		Somme des débits sortant= 46.29,104 m³/an	

Figure IV.8: les termes du bilan en eau à l'issue du calage (Leblanc, 1997)

## **CONCLUSION GENERALE**

Cette étude a permis de préciser certains mécanismes de la nappe phréatique mais aussi de soulever quelques hypothèses tant dans la chimie de la nappe que dans les phénomènes de recharge.

Ainsi, l'étude hydrochimique a permis de vérifier que les eaux bicarbonatées calciques proviennent exclusivement des zones de recharge (apports météoriques ou fluviatiles) et qu'elles subissent très vite une évolution pour tendre vers un faciès bicarbonaté sodique. Cette évolution peut être due à plusieurs phénomènes tels que l'hydrolyse de plagioclase, l'évaporation ou l'échange de base avec les matériaux argileux mais nous n'avons pas pu en déterminer clairement les causes réelles

Pour toutes les eaux situées sous le 14<sup>eme</sup> parallèle nous avons clairement montré la différence entre les eaux situées aux abords du lac Tchad et les autres affirmant ainsi la participation de ce dernier dans les mécanismes de recharges.

Enfin, nous avons pour les eaux sulfatées sodiques émis plusieurs hypothèses allant d'une surconcentration par dissolution de gypse couplée à des processus évaporatoires à un mélange avec les eaux en provenance des massifs crétacés au Nord et à l'Ouest du département de Diffa.

De son coté, l'étude isotopique a permis de confirmer que les eaux s'infiltrant semblaient être issues des mois de Juillet à Septembre (les faibles pluies ne participent que très faiblement à la recharge) et qu'elles subissent un phénomène d'évaporation.

Contrairement à l'étude de la conductivité électrique, la signature isotopique du seul puits proche de la Komadougou Yobé pour lequel nous disposons des teneurs en  $\delta^{18}$ O et  $\delta^2$ H a permis d'entrevoir la recharge de la nappe par la rivière.

Les eaux d'un puits situé aux abords du lac Tchad semble posséder une signature isotopique légèrement différente des autres eaux. Par ces teneurs enrichies en isotopes lourds, il confirmerait l'apport du lac à la nappe phréatique.

Les rares mesures effectuées au Nord du 14<sup>eme</sup> parallèle suggèrent aussi une signature isotopique différente de celles du reste de l'aquifère. Les causes peuvent être bien différentes, depuis un effet d'altitude sur les massifs crétacés d'Agadem ou de Termit à un mélange entre les eaux de ces aquifères et les eaux de l'aquifère quaternaire.

Le manque de données isotopiques ne nous permet d'affirmer les connexions entre la nappe phréatiques et son milieu environnant. Elles permettent seulement d'appuyer les hypothèses émises à partir de la chimie des eaux.

L'étude piézométrique, malgré toutes ses incertitudes, délivre quelques indices quant à la dynamique de la nappe phréatique. Nous avons pu montrer qu'à moyen terme la nappe phréatique n'était que très peu sensible à la sécheresse qui sévit depuis une trentaine d'années sur le Niger. La seule zone où nous enregistrons des variations significatives de la profondeur de la nappe (supérieures à 6 mètres entre 1976 et 1989) peuvent s'expliquer par la simple disparition du lac Tchad du territoire nigérien. L'étude inter-annuelle a confirmé ce que laissait entrevoir la chimie. La nappe réagit très fortement à la présence d'eau dans le lit de la Komadougou Yobé. La recharge de la nappe par la rivière est donc très liée aux conditions climatiques.

L'estimation de la recharge par les eaux météoriques montre, suivant les modèles utilisés, une certaine variabilité mais reste assez faible : entre 0,3 et 5 mm.an<sup>-1</sup> suivant les modèles.

Malgré la réponse certaine de la nappe aux conditions climatiques et un très faible taux de recharges, la grande extension de l'aquifère quaternaire et une population assez faible assurent à la nappe phréatique, au moins à moyen terme (plusieurs décennies), une grande disponibilité des réserves.

## <u>Perspectives</u>

Le manque de connaissances détaillées sur la géologie et la minéralogie des sédiments continentaux quaternaires dans cette partie du Niger est une entrave à la connaissance des processus hydrochimiques gouvernant la minéralisation des eaux de la nappe phréatique. Dans le but de palier à cette défaillance, il faudrait si l'occasion se présentait effectuer quelques carottages afin de déterminer notamment la présence de gypse ou de plagioclase dans les sédiments quaternaires.

Bien sûr les analyses chimiques et encore plus isotopiques ne sont pas assez nombreuses. Une campagne de terrain avec des prélèvements privilégiés (puits aux pieds des massifs crétacés, transects perpendiculaires à la Komadougou Yobé et au lac Tchad) et un suivi régulier permettraient de valider certaines hypothèses sur les mécanismes de recharges et de minéralisation.

Le suivi régulier sur les deux transects précédemment cités devront bien entendu correspondre à des niveaux statiques. La participation réelle du réseau de surface à la nappe pourra ainsi être précisée.

De nouvelles analyses au Nord du 14<sup>eme</sup> parallèle permettraient de lever les incertitudes dues aux analyses contradictoires déjà en notre possession.

Enfin, dans le but de retracer une nouvelle carte piézométrique, une nouvelle campagne de terrain serait souhaitable sur quelques puits qui serviraient ainsi de repères.

# **BIBLIOGRAPHIE**

Agnew C. (1990) - Spatial aspects of drought in the Sahel - Journal of arid environments 18, pp. 279-293.

Aranyossy J.F., Guerre A. et Sidoro M. (1989) - Etude par les isotopes de l'environnement des dépressions piézométriques : premières données sur des exemples au Mali - Hydrogéologie, n°3, pp. 151-158.

Archambault J. (1987) - Réflexions sur l'alimentation et l'évaporation des nappes phréatiques en Afrique subsaharienne - Hydrogéologie, n°2, pp. 69-78.

Carmouze J.P. (1976) -La régulation hydrogéochimique di Lac Tchad - Travaux et Documents de l'O.R.S.T.O.M n°58, 419 p.

Chouret A., Fontes J.-Ch. et Mathieu P. (1977) - La nappe phréatique a la périphérie du lac Tchad - Convention ORSTOM/FAC n°11/M/77/M, 67 p.

Dansgaard W. (1964) - Stables isotopes in precipitation - Tellus XVI, 4, pp.437-468.

**Deines P., Langmuir D. et Harmon R.-S.** (1974) - Stable carbon isotope ratios and existence of a gas phase in the evolution of carbonate ground waters - Geochimica and Cosmochimica Acta, Vol. 38, pp. 1147-1164.

**Dever L.** (1985) - Approches chimiques et isotopiques des interactions fluides - matrice en zone non saturée carbonatée - Thèse. Université Paris Sud. 196 p.

Dieng B. et Ledoux E. (1987) - Les nappes déprimées d'Afrique occidentale : une explication paléohydrogéologique - Hydrogéologie, n°2, pp. 99-108.

**Durand A.** (1995) - Conséquences géomorphologiques de phénomènes néotectoniques dans le bassin du la Tchad : modification du réseau hydrographique et origine du pseudo-rivage du Mégatchad dans la région du Kadzell (République du Niger) - C.R. Acad. Sci. Paris, t 321, série II a, pp. 223-229.

**Durand A. et Lang J.** (1986) - Approche critique des méthodes de reconstitution paléoclimatique : le Sahel nigéro-tchadien depuis 40 000 ans - Bull. Soc. Géol. France, (8), t. II, n° 2, pp. 267-278.

Durand A., Fontes J.-Ch., Gasse F., Icole M. et Lang J. (1984) - Le Nord-Ouest du lad Tchad au Quaternaire : étude de paléoenvironnements alluviaux, palustres et lacustres - Palaeoecology of Africa, Balkema, 16, pp. 215-243.

Edmunds W.M. et Walton N.R.G (1980) - A geochemical and isotopic approach to recharge evaluation in semi-arid zones - Arid zone hydrology, IAEA -AG- 158/4, pp. 47-68.

- Edmunds W.M., Darling W.G., Kinniburgh D.G., Kotoub S. et Mahgoub S. (1992) Sources of recharge at Abu Delaig, Sudan Journal of hydrology, 131, pp. 1-24.
- Fontes J.-Ch. (1985) Some considerations on ground water dating using environmental isotopes Hydrogéology in the Service of Man, Memoires of the 18<sup>th</sup> Congress of rhe International association of Hydrogeologists, Cambridge.
- Fontes J.-Ch. et Gasse F. (1991) PALHYDAF (Palaeohydrology in Africa) program: objectives, methods, major results Palaeoegeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 84, pp.191-215.
- Fontes J.-Ch., Gonfiantini R. et Roche M.-A. (1983) Deutérium et oxygène-18 dans les eaux du lac Tchad Isotope in hydrology, IAEA SM 129/23.
- Fontes J.-Ch., Gonfiantini R. 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, pp. 17-34.
- Girard P., Hillaire-Marcel C. et Oga M.-S. (1997) Determining the recharge mode of Sahelian aquifers usings water isotopes Journal of Hydrology 197, pp. 189-202.
- Gonfiantini R., Louvat D. et Aranyossy J.F. (19XX) Application of techniques in the arid and semi-arid zone hydrology-
- Greigert J. (1979) Atlas des eaux souterraines du Niger : état des connaissances en Mai 1978 -BRGM.
- Hess T.M., William S. et Maryah U.M. (1995) Rainfall trends in the North East Arid Zone of Nigéria 1961-1990 Agricultural and Forest Meteorology 74, pp. 87-97.
- **Jahiel M.** (1992) Projet Palmeraie Diffa (station I.N.R.A.N de Kojimeri) République du Niger, ministère de l'agriculture et de l'élevage.
- Joseph A., Frangi J.-P. et Aranyossy J.-F (1997) Caractéristiques isotopiques des eaux météoriques et souterraines en Afrique sahelo-soudanaise Les ressources en eau au Sahel, Etudes hydrogéologiques et hydrologiques en Afrique de l'Ouest par les techniques isotopiques, projet RAF/8/012, IAEA, pp. 23-38.
- Le Gal La Salle C. (1990) Etude des précipitations nigériennes Mémoire de DEA Ressources en eau et Aménagement. Université Paris Sud, 58 p. + annexes.
- Le Gal La Salle C. (1994) Circulation des eaux souterraines dans l'aquifère captif du Continental Terminal Bassin des Iullemeden Thèse. Université Paris Sud. 174 p.
- Leblanc M. (1997) Modélisation de la nappe quaternaire du Manga (Niger sud oriental) Mémoire de DESS Hydrogéologie et Environnement, Université d'Avignon, 68 p. + annexes.

- Leduc C et Taupin J.D. (1997) Hydrochimie et recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger) Hydrochemistry (Proceedings of Rabat Symposium, April 1997), IASH Publ. n°244, pp. 235-243.
- Leduc C. (1993) Les ressources en eau du département de Diffa (partie nigérienne du bassin du Lac Tchad) Colloques et Seminaires. O.R.S.T.O.M éditions, pp.63-71.
- Leduc C., Salifou O. et Leblanc M. (sous presse) -Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa in "Variabilité des ressources en eau en Afrique au 20<sup>ème</sup> siècle", AISH publ.
- Leduc C., Taupin J.D. et Le Gal La Salle C. (1996) Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey, Niger) à partir des teneurs en tritium C.R. Acad. Sci. Paris, t 323, série II a, pp. 599-605.
- Levin, I., Graul R. et Trivett N., (1995) Long-term observations of atmospheric CO<sub>2</sub> and carbon isotopes at continental sites in Germany Tellus, 47B, pp. 23-34.
- Love A.J., Herczeg A.L., Leaney F.W., Stadter M.F., Dighton J.C. et Armstrong D. (1994) Groundwater residence time and palaeohydrology in the Otway Basin, South Australia: <sup>2</sup>H, <sup>18</sup>O and <sup>14</sup>C data Journal of Hydrology, 153, pp. 157-187.
- Maglione G. (1968) Présence de gaylussite et de trona dans les "natronières" du Kanem (poutour nord-est du Lac Tchad) Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 91, pp. 388-395.
- Monfort M. (1997) Etude des relations entre les aquifères du Continental Terminal au Nord de Niamey (Niger) : approche géologique, géochimoque et hydrodynamique Mémoire de DEA 2H2G, Université Paris Sud, 121 p. + annexes.
- Nydal R. et Lövseth K. (1983) Tracing Bomb <sup>14</sup>C in the Atmosphere 1962-1980 Journal of Géophysical Research, Vol. 88, n° 6C, pp.3621-3642.
- Olivry J.-C, Chouret A., Vuillaume G, Lemoalle J. et Bricquet J.-P. (1996) -Hydrologie du Lac Tchad ORSTOM éditions, 259 p.
- Ousmane B., Fontes J.-Ch., Aranyossy J.F., Joseph A. (1983) Hydrogéologie isotopique et hydrochimique des aquifères discontinus de la bande sahelienne et de l'Aïr (Niger) Isotope in hydrology, IAEA- SM 270/59, pp. 47-68.
- Pirard F. (1967) Notice explicative de la carte géologique du Manga (Niger sud-oriental) Editions du BRGM.
- Pouclet A. et Durand A. (1984) Structures cassantes cénozoïques d'après les phénomènes volcaniques et néotectoniques au nord-ouest du lac Tchad (Niger oriental) Ann. Soc. Géol. Nord, CIII, pp. 143-154.

Projet PNUD/DCTD (1991) - Les ressources en eau du département de Diffa - République du Niger, ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement, Direction départementale de l'Hydraulique de Diffa, programme NER/86/001, 49 p. + cartes.

**Projet PNUD/FAO** (1973) - Etude des ressources en eau du bassin du lac Tchad en vue d'un programme de développement -

Projet PNUD/UNESCO/CBLT (1972) - Synthèse hydrologique du bassin du lac Tchad -

Roussin Bariac M. (1985) - Etude hydrochimique et isotopique d'une nappe alluviale sous climat semi-aride (cuvette d'Agadez, Niger) - Thèse. Université Paris Sud. 193 p.

Schneider J.L et Wolff J.P. (1992) - Carte géologique et cartes hydrogéologiques a 1/1500000 de la république du Tchad -Editions BRGM.

Schroeter P. (1993) - Les fluctuations des niveaux d'eau dans les nappes du Continental Terminal et de la formation du Tchad - République du Niger, ministère de l'Hydraulique et de l'Environnement, Direction des Ressources en Eau.

Tandia A.A., Aranyossy J.F. et Gaye C.B. (1993) -Evaluation de la recharge des nappes phréatiques sous climat semi-aride. Exemple de Nord-Sénégal - Les ressources en eau au Sahel, IAEA édit., TECDOC -721, pp. 39-51.

Taupin J.D., Gallaire R. et Fontes J.-Ch. (1995) - Isotopic study of rainfall in the sahelian zone (Niger) along two sections, east-west (Lake Chad-Niamey) and north-south (Agadez-Niamey) - Application of Tracers in Arid Zone Hydrology (Procceedings of the Vienna Symposium, August 1994). IASH Publ. n° 232, pp. 285-292.

Levin I., Bösinger R., Bonami G., Francey R., Kromer B., Münnich K.O., Suter M., Trivet N.B.A. et Wölfli W. (1992) - Radiocarbon in atmospheric carbon dioxide and methane: global distribution and trends. In "Radiocarbon After Four Decades", Eds. Taylor R.E., Long A. et Kra R.S, Springer-Verlag, New York.

Téhet R., Gasse F., Durand A., Schroeter P. et Fontes J.-Ch. (1990) -Fluctuations climatiques du Tardiglaciaire à l'Actuel au Sahel (Bougdouma, Niger méridional) - C.R. Acad. Sci. Paris, t 311, série II, pp. 253-258.

Touchebeuf de Lussigny P. (1969) - Note hydrologiques sur les tributaires secondaires : l'El-Beïd et la Komadougou Yobé - Rapport ORSTOM, 57 p.

Walker G.R. et Cook P.G. (1991) - The importance of considering diffusion when using carbon-14 to estimate recharge to an unconfined aquifer - Journal of Hydrology, 128, pp. 41-48.

ANNEXES

		*****		-	******		Concen	trations	des io	ns maje	eurs er	n meq.l	-1	
n° IRH	Echantillon	Longitude décimale	Latitude décimale	Date	Conductivité en µS.cm <sup>-1</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub> 2-	Cl	κ⁺	Na⁺	NO <sub>3</sub>	Minéralisation totale en mg.l <sup>-1</sup>
14259	A1	12.1830	13.1830	16/2/76	270	0.550	1.480	2.280	0.140	0.170	0.200	0.500	0.002	207.40
14277	A2	12.8170	13.4670	17/2/76	250	0.570	1.020	2.260	0.010	0.130	0.110	0.640	0.002	189.21
23315	A3	11.9880	13.2560	1/6/88	300	0.330	1.550	1.700	0.620	0.340	0.270	0.680	0.097	213.40
23321	A4	11.7530	13.3360	1/1/88	140	0.270	0.750	1.100	0.190	0.000	0.150	0.240	0.210	118.50
23323	A5	11.6330	13.3670	6/3/88	170	0.220	0.900	1.340	0.310	0.060	0.290	0.280	0.097	143.40
23327	A6	11.6970	13.5080	6/3/88	220	0.420	1.000	1.150	0.150	0.060	0.260	0.420	0.726	168.80
23329	A7	11.9890	13.3830	4/3/88	420	0.750	1.600	2.100	1.290	0.060	0.230	1.080	0.419	292.80
23338	A8	12.2390	13.1440	25/5/88	200	0.250	1.150	1.900	0.210	0.030	0.250	0.490	0.032	176.10
23339	<b>A</b> 9	12.2750	13.1250	24/2/88	150	0.170	1.000	1.390	0.170	0.000	0.200	0.320	0.065	134.20
23341	A10	12.2810	13.1920	24/3/88	290	0.330	1.500	2.510	0.000	0.030	0.450	0.760	0.161	232.90
23354	A11	12.4560	13.0780	10/6/88	440	0.580	1.550	2.750	0.420	0.250	1.380	0.580	0.323	322.30
23355	A12	12.3970	13.1700	28/1/88	205	0.250	1.050	1.800	0.210	0.060	0.250	0.480	0.129	174.90
23371	A13	13.3000	13.7000	16/2/88	230	0.420	1.100	2.200	0.100	0.060	0.360	0.520	0.290	212.20
23377	A14	13.1220	13.5280	15/2/88	225	0.380	1.150	2.250	0.040	0.110	0.210	0.600	0.226	206.70
23378	A15	13.0810	13.5360	14/2/88	185	0.330	1.050	1.660	0.060	0.110	0.210	0.300	0.032	150.00
26997	A16	12.6200	13.3090	12/3/87	182	0.420	1.040	1.850	0.000	0.020	0.090	0.500	0.043	157.00
26998	A17	12.6205	13.3090	12/3/87	191	0.460	1.000	1.900	0.020	0.030	0.100	0.530	0.043	162.56
26999	A18	12.6210	13.3090	12/3/87	208	0.480	1.400	2.200	0.020	0.030	0.090	0.280	0.057	183.73
27000	A19	12.6200	13.3095	12/3/87	148	0.340	0.920	1.500	0.020	0.040	0.080	0.250	0.050	128.40
27001	A20	12.6205	13.3095	12/3/87	165	0.320	1.120	1.720	0.020	0.030	0.090	0.230	0.057	145.71
27002	A21	12.6210	13.3095	12/3/87	182	0.370	1.000	1.900	0.000	0.040	0.100	0.490	0.043	159.72
27003	A22	12.6200	13.3100	12/3/87	181	0.340	0.980	1.850	0.020	0.040	0.090	0.550	0.057	158.79
27004	A23	12.6205	13.3100	12/3/87	225	0.360	1.660	2.310	0.020	0.050	0.080	0.400	0.064	197.32
27005	A24	12.6210	13.3100	12/3/87	117	0.220	0.600	1.200	0.020	0.030	0.070	0.340	0.043	103.10
27006	A25	12.6200	13.3085	12/3/87	139	0.320	0.720	1.400	0.020	0.030	0.090	0.350	0.050	120.25
27012	A26	12.1500	13.1250	12/3/87	241	0.500	1.200	1.850	0.620	0.180	0.090	0.780	0.043	203.35
27013	A27	12.1505	13.1250	12/3/87	189	0.580	1.020	1.800	0.170	0.050	0.070	0.500	0.028	163.08
27014	A28	12.1500	13.1255	12/3/87	208	0.320	1.160	1.900	0.270	0.060	0.100	0.480	0.057	176.54
27015	A29	12.1505	13.1255	12/3/87	168	0.420	0.940	1.650	0.000	0.040	0.080	0.350	0.057	140.78
14271	A30	13.1170	13.6670	mars-96	3100	8.510	10.440	17.220	1.448	2.338	0.795	2.341	0.008	1599.18
14271	A31	13.1170	13.6670	sept-96	3250	7.934	9.040	11.400	7.813	2.169	0.174	2.172	0.143	1489.01
23371	A32	13.3000	13.7000	mars-96	155	0.608	1.130	1.640	0.167	0.238	0.168	0.238	0.000	158.42
23371	A33	13.3000	13.7000	juin-96	199	0.870	1.060	2.940	0.188	0.254	0.159	1.050	0.012	260.08
24728	A34	12.9300	13.5000	juin-96	349	1.683	1.960	3.440	0.094	0.310	0.131	0.340	0.044	300.37
40084	A35	12.6140	13.3210	sept-96	387	1.757	2.730	4.120	0.094	0.141	0.153	0.141	0.069	350.00
40084	A36	12.6140	13.3210	déc-96	414	2.155	3.050	5.700	0.104	0.169	0.159	0.169	0.125	463.43

							Concen	trations	des io	ns maje	eurs ei	n meq.l	1	
n° IRH	Echantillon	Longitude	Latitude	Date	Conductivité	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	1100	SO <sub>4</sub> 2-	0.5	14	A1 +	NO <sub>3</sub>	Minéralisation
	Echantillon	décimale	décimale	Date	en μS.cm <sup>-1</sup>	Mg <sup>-</sup>	Ca	HCO <sub>3</sub>	SO <sub>4</sub>	Cľ	K <sup>+</sup>	Na⁺	NO <sub>3</sub>	totale en mg.l <sup>-1</sup>
40148	A37	13.2700	13.6200	juin-96	1264	3.372	3.460	9.300	0.573	0.958	0.174	3.250	0.435	847.01
40163	A38	13.1800	13.5500	mars-96	370	1.843	1.920	3.440	0.078	0.141	0.169	0.141	0.053	292.24
40163	A39	13.1800	13.5500	sept-96	294	1.313	1.720	3.080	0.042	0.085	0.175	0.085	0.107	258.44
40277	A40	12.1350	13.1350	sept-96	322	1.610	1.740	3.120	0.063	0.113	0.168	0.113	0.135	268.98
GOUJOU	A41	11.8118	13.4527		189	0.428	0.869	1.650	0.141	0.212	0.100	0.537	0.027	155.38
BAGARA YOBE	A42	12.5900	13.2900		79	0.163	0.305	0.690	0.021	0.023	0.117	0.190	0.037	63.20
23364	A43	12.6390	13.2970	20/1/88	405	0.480	1.250	3.660	0.380	0.110	1.620	0.600	0.226	366.60
23370	A44	12.8220	13.4420	22/1/88	295	0.610	1.650	2.750	0.080	0.030	0.250	0.430	0.226	247.20
воиті	A45	11.3355	13.9832		1242	1.885	4.016	2.830	3.206	1.348	0.789	5.334	4.014	879.61
14276	A46	12.7500	13.3830	17/2/76	350	0.620	0.920	2.800	0.040	0.130	0.970	0.780	0.002	259.52
40277	A48	12.1350	13.1350	déc-96	320	1.728	1.600	3.180	0.073	0.141	0.163	0.141	0.131	272.93
40481	A49	12.9800	14.1000	déc-96	1656	15.532	7.600	16.640	4.844	1.746	0.165	1.748	0.053	1697.83
FLY CAMP	A50	13.1357	15.8023		239	0.060	0.320	2.580	0.270	0.480	0.100	2.250	0.000	233.47
40163	A51	13.1800	13.5500	juin-96	355	1.513	1.280	4.560	0.073	0.169	0.172	1.740	0.055	381.57
23374	A52	13.2780	13.6670	16/2/88	550	0.920	0.950	4.900	0.060	0.000	0.580	2.970	0.677	465.00
14266	A53	12.2670	13.2170	16/2/76	280	0.670	0.520	2.200	0.390	0.180	0.220	1.600	0.002	223.25
14268	A54	12.3330	13.2500	16/2/76	280	0.570	0.400	1.920	0.420	0.250	0.360	1.260	0.001	204.25
14275	A55	12.4670	13.3000	16/2/76	290	0.180	0.280	2.360	0.250	0.180	0.220	2.380	0.005	233.70
14280	A56	12.7830	13.4000	17/2/76	310	0.810	0.760	2.610	0.090	0.150	0.240	1.300	0.008	233.82
14291	A57	12.7670	13.4670	17/2/76	220	0.300	0.520	2.230	0.110	0.210	0.480	1.310	0.000	211.40
23346	A58	13.1720	13.8890	18/2/88	1500	0.920	0.110	12.700	1.080	0.870	0.590	11.480	0.032	1160.30
23357	A59	12.3720	13.2500	1/1/88	420	0.250	0.700	2.340	1.290	0.080	0.340	2.720	0.129	308.90
23359	A60	12.4440	13.3110	27/1/88	550	0.330	0.650	5.200	0.600	0.060	0.420	4.200	0.177	488.90
23363	A61	12.5220	13.3390	26/1/88	500	0.070	0.070	4.390	0.500	0.030	0.310	4.430	0.226	423,20
23376	A62	13.1940	13.5610	15/2/88	1050	0.170	0.300	9.700	0.330	0.170	0.390	8.960	0.145	852.10
23384	A63	12.4200	13.6400	1/1/88	550	0.480	1.150	4.750	0.770	0.080	0.350	4.050	0.016	466,50
23391	A64	13.1110	13.9350	18/2/88	2500	0.670	0.250	16.600	5.580	1.690	0.360	20.870	0.081	1853.20
14303	A65	13.2170	13.8170	juin-96	1242	2.875	2.080	32.460	1.250	0.338	0.423	27.320	0.010	2773.65
40481	A66	12.9800	14.1000	juin-96	3730	9.217	9.180	28.320	5.313	2.704	0.782	17.500	0.031	2807.65
BAGARA DIFFA	A76	12.5910	13.2925		363	0.348	1.300	3.150	0.097	0.147	0.202	1.696	0.010	279.08
MAINE SOROA	A77	12.0201	13.2243		534	0.219	0.718	2.630	1.574	0.658	0.195	3.875	0.062	376.90
14311	A79	13.3830	15.2170	17/4/76	280	0.200	0.640	1.260	0.880	0.560	0.330	1.300	0.010	197.83
14312	A80	13.0330	15.9170	17/4/76	240	0.160	0.400	1.030	0.710	0.440	0.320	1.150	0.016	162.40
23336	A81	12.0330	13.1610	29/2/88	350	0.330	1.250	1.200	1.120	0.230	0.450	1.690	0.855	273.30
KELAKAM	A82	11.7410	13.5546		378	0.557	1.128	1.110	0.807	0.545	0.289	1.493	0.981	261.41
14271	A83	13.1170	13.6670	iuin-96	3210	8.567	5.140	16.100	5.313	2.338	0.174	7.450	0.007	1704.25

-4

						Concentrations des ions majeurs en meq.l <sup>-1</sup>					-1			
n° IRH	Echantillon	Longitude	Latitude	Date	Conductivité	Mg <sup>2+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	HCO <sup>2</sup>	SO <sub>4</sub> 2-	Cl	K⁺	Na⁺	NO:	Minéralisation
II IKN	ECHARIUMON	décimale	décimale	Date	en μS.cm <sup>-1</sup> Mg	IVIG	Ca	псО₃	SU <sub>4</sub>	G	K	Na	NO <sub>3</sub>	totale en mg.l <sup>-1</sup>
14285	A84	13.0830	13.5330	17/2/76	370	0.370	0.320	2.390	0.410	0.230	1.240	1.150	0.003	259.60
14306	A85	12.2500	14.2830	16/4/76	510	0.610	0.580	1.340	2.290	0.650	0.410	2.910	0.008	317.40
14307	A86	12.2700	14.3800	16/4/76	620	0.380	1.400	2.020	2.230	1.150	1.000	2.700	0.011	405.30
NGUEL TCHAMAN	A91	12.6504	13.5111		1340	0.426	0.677	4.030	7.887	0.771	0.376	11.438	0.057	951.65
TOUMOUR	A92	13.1262	13.6707		3840	2.886	6.850	10.130	23.281	4.639	0.893	27.833	0.097	2752.51
23326	A93	11.6710	13.4970	7/3/88	900	0.480	3.600	1.900	2.600	0.540	0.400	2.700	2.000	539.40
23328	A94	11.7560	13.3940	3/3/88	370	0.750	1.400	0.700	0.620	0.420	0.420	0.660	1.355	240.40
GOUDOUMARIA	A95	11.1907	13.7095		2210	5.524	9.638	1.370	2.594	2.490	2.571	1.828	12.770	1489.49
14176	A96	11.9000	13.9670	13/2/76	820	0.620	4.000	1.000	2.710	2.960	1.420	1.400	0.118	478.10
23381	A97	13.1250	13.6690	17/3/88	1000	5.500	0.600	1.860	0.270	16.620	3.260	8.570	0.000	1118.50
23324	A98	11.6130	13.3970	5/3/88	235	0.330	1.050	0.900	0.330	0.060	0.320	0.330	0.839	170.00

E

				Inc	lices de s	aturation de	es eaux de	la nappe i	phréatique	9					
	ANHYDRIT	CALCITE	DOLOMITE	<b>GYPSUM</b>	HALITE	NATRON	THENAR	TRONA	ALBITE	ANORTH	ARAGONIT	ILLITE	KAOLIN	MONTCA	QUARTZ
Komadougou	0.1	0.9	0.2	0.6	0.1	0.9	0.5	0.7	0.8	0.2	0.8		0.2		0.3
Bouti	-1.6	-0.9	-2.0	-1.4	-6.8	-10.0	-7.6	-15.2	-1.1	-3.5	-1.1	2.4	3.5	3.2	0.6
Goudoumaria	-1.5	-1.1	-2.2	-1.3	-7.1	-11.4	-8.7	-17.6	-1.7	-3.4	-1.2	2.8	3.6	3.3	0.6
Kelakam	-2.5	-1.6	-3.3	-2.3	-7.7	-11.3	-9.1	-17.4	-2.3	-5.7	-1.7	0.1	1.5	1.1	0.7
Maĭné Soroa	-2.5	-1.4	-3.1	-2.3	-7.3	-10.1	-8.0	-15.3	-0.5	-4.9	-1.5	1.5	2.4	2.7	1.2
Goujou	-3.3	-0.8	-1.6	-3.2	-8.6	-11.3	-10.7	-17.5	-1.7	-4.7	-0.9	0.5	1.3	1.3	1.0
Toumour	-0.9	0.5	0.8	-0.7	-5.7	-7.3	-5.5	-11.1	0.0	-4.2	0.3	1.1	1.2	1.4	1.0
Nguel Tchaman	-2.0	-0.8	-1.5	-1.9	-6.8	-8.4	-6.5	-12.9	0.3	-4.6	-0.9	1.5	1.7	2.1	1.2
Bagara	-3.4	-0.7	-1.8	-3.2	-8.3	-10.3	-9.9	-15.9	-1.8	-5.0	-0.8	0.4	1.5	1.3	8.0
14176	-1.6	-1.4	-3.5	-1.4	-7.1	-11.8	-8.7	-17.9							
14259	-3.1	-0.9	-2.1	-3.0	-8.7	-11.7	-10.8	-17.9							
14266	-3.1	-1.3	-2.3	-3.0	-8.2	-10.7	-9.3	-16.3		•	}	<b>i</b>			
14268	-3.2	-1.5	-2.7	-3.0	-8.1	-11.0	-9.5	-16.7							
14275	-3.6	-1.6	<b>-3</b> .2	-3.4	-8.0	-10.3	-9.1	-15.8							
14276	-3.9	-1.0	-2.0	-3.7	-8.6	-11.0	-10.9	-17.2							
14277	-4.4	-1.1	-2.3	-4.2	-8.7	-11.4	-11.7	-17.7			1	1 '			
14280	-3.6	-1.1	-1.9	-3.4	-8.3	-10.6	-10.1	-16.6				1			
14285	-3.4	-0.5	-0.9	-3.2	-8.2	-9.7	-9.6	-15.9							
14291	-3.7	-1.1	-2.3	-3.5	-8.2	-10.6	-10.0	-16.4			ĺ				
14306	-2.4	-2.0	-3.8	-2.2	-7.4	-10.8	-8.1	-16.6		1		<b>1</b>			
14307	-2.1	-1.2	-2.7	-1.9	-7.2	-10.4	-8.2	-16.0			!	1			
14311	-2.7	-2.0	-4.4	-2.5	-7.8	-11.6	-9.1	-17.8				l			
14312	-3.0	-2.1	-4.5	-2.8	-7.9	-11.6	-9.3	-17.9							
23371	-3.2	-0.2	-0.6	-3.0	-8.9	-11.6	-11.3	-18.1				•			
40163	-3.4	0.5	1.1	-3.2	-9.4	-11.2	-12.2	-18.2				l			
14271	-1.8	1.8	3.6	-1.6	-7.0	-8.5	-8.8	-13.0		ŀ					
24728	-3.3	0.1	0.3	-3.1	-8.6	-11.2	-11.4	-17.2							
40481	-1.4	1.8	3.8	-1.2	-6.1	-6.5	-6.5	-10.1							
14303	-2.7	1.6	3.5	-2.4	-6.8	-5.2	<b>-6</b> .7	-9.3				1			
23371	-3.2	-0.2	-0.3	-3.0	-8.2	-10.2	-10.0	-15.9				l			
40148	-2.4	0.8	1.7	-2.3	-7.2	-8.7	-8.7	-13.4							
40163	-3.6	0.8	2.0	-3.4	-8.2	-8.9	-10.0	-14.0		l		[			İ
14271	-1.5	1.2	2.9	-1.3	-6.5	-7.8	-7.2	-11.6				1			
40084	-3.2	0.9	1.8	-3.0	-9.4	-11.2	-12.2	-17.6		l					
40277	-3.5	0.5	1.1	-3.3	<b>-9</b> .6	-11.7	-12.5	-18.3			Ì				
40163	-3.7	0.8	1.7	-3.5	-9.8	-11.6	-12.9	-18.3				[			
14271	-1.1	1.4	3.0	-0.9	-7.1	<b>-</b> 8.8	-8.1	-13.6							
40084	-3.2	1.1	2.2	-2.9	- <b>9</b> .2	-10.6	-12.0	-17.3							
40277	-3.5	0.5	1.2	-3.3	-9.4	-11.5	-12.2	-17.9		ľ	1	ŀ			
40481	-1.5	2.0	4.6	-1.3	-7.3	-8.3	-8.6	-12.9			<u> </u>				

\*

Teneurs is	otopiques des	eaux du bassin	Tchad (nappe p	ohréatique , nap	pe pliocène et	eaux libres)
Puits	Longitude décimale	Latitude décimale	A <sup>14</sup> C en ‰ (pcm)	δ <sup>13</sup> C en <b>‰ vs</b> PDB	δ <sup>18</sup> O en ‰ vs SMOW	δ <sup>2</sup> H en ‰ vs SMOW
Koussa Arma	13.2011	16,1503	146.13	-1.68	-6.02	
Mir	12.0014	14.0667	125.09	-6.53	-6.02	
Kimikimi	14.6700	14.0858	124.12	-11.38	-3.66	
Bagara(Difa)	12.5961	13.2986	110.2	-19.70	-1.39	-10.0
Dogafoley	14.4900	14.2033	103.6	-9.42	-4.27	
Belebirim	13.1986	15.9678	100.83	-7.80	-6.26	
Goudoumaria	11.1956	13.7158	98.4	11.33	-3.39	-27.6
Issari	12.2919	13.6508	96.9	-9.29	-4.04	-30.8
Ngourti	13.1844	15.3236	92.02	-3.12	-4.41	
Bouti	11.3289	13.9847	88.49	-7.55	-4.12	
Koro	14.7845	14.1172	82.24	-12.21	-4.14	
Kelakam	11.7469	13.5575	80.1	-13.28	-4.00	-28.1
Bouti	11.3367	13.9942	73.3	-5.26	-2.97	-26.2
Maïné Soroa	12.0222	13.2292	68.4	-10.97	-5.12	-33.7
Toumour	13.1325	13.6731	65.3	-6.29	-2.15	-19.5
Nguel Tchaman	12.6506	13.5183	62.7	-10.59	-3.00	-26.8
Nokou	14.7692	14.5833	61.11	-13.57	-4.46	
Moulie Azanga	14.9558	14.2667	59.14	-12.00	-3.70	
Tatakoutou	12.1503	13.5175	3.42	-14.65	-6.57	
Gazourmadi	12.4008	13.7236	0.62	-13.68	-6.13	
Sayam	12.5006	13.6175	0.55	-14.81	-6.11	
Difa	12.6117	13.1817	0.48	-20.11	-6.15	
Nguigmi	13.1097	14.2503	0.44	-12.47	-5.90	
Magiri	12.8500	13.1342	0.35	-13.38	-6.25	-41.7
Kauwa	13.7200	13.0500	0.34	-23.47	-6.25	
Mitime	13.2167	15.0500	0.3	-7.19	-6.69	]
Chetimari	12.3675	13.4347	0.29	-18.99	-6.31	
Koufey	13.3667	15,3181	0.29	-15.09	-7.25	1
Malam Fatori	13.3300	13.4675	0.26	-18.98	-6.05	-52.3
Kolomanga	13.0500	14.7847	0.26	-17.58	-6.39	
Homodji	13.7208	16.5333		1	-5.10	-48.0
Agadem	13.2667	16.0833	<b>-</b>		-5.50	-47.0
Ouadi Gueh	13.0167	15.1000			-4.70	-35.0
Barkanga	13.3667	15.4167			-3.10	-30.0
K. Yobé	12.4917	13.1000		]	-1.64	-18.5
K. Yobé	12.5889	13.2889		<b>_</b>	-1.70	-6.9
K. Yobé	13.1667	13.5333			2.59	5.1
lake Tchad	13.6667	13.7167	<b></b>	<b>_</b>	5.17	24.4
lake Tchad	13.4667	13.6000			5.17	26.8
lake Tchad	13.5500	13.6667			6.16	32.2
lake Tchad	13.7833	13.7833			5.85	33.0
lake Tchad	13.6333	13.9833		1	7.66	38.6
lake Tchad	14.0000	13.8667			7.92	39.6
lake Tchad	14.1667	13.8500			9.63	44.3
lake Tchad	13.6333	14.3667			12.04	55.7

Puits	Longitude décimale	Latitude décimale	A <sup>14</sup> C en % (pcm)	δ <sup>13</sup> C en <b>‰ vs</b> PDB	δ <sup>18</sup> O en <b>‰ v</b> s SMOW	δ <sup>2</sup> H en <b>‰ vs</b> SMOW
Bedouaram	13.1486	15.7344			-3.85	
Boudoua	11.7317	14.2692			-4.41	
Dagoule	12.5011	14.0167			-5.18	
Foyo	14.1847	14.6542			-4.76	
Goudoumaria	11.1925	13.2125			-4.31	
issari	12.2958	13.6500			-6.92	
Kabi	12.4503	13.2847			-3.78	
Kaliyari	12.0375	13.7347			-4.99	
Kaybagala	12.4500	13.2967			-3.31	
Komi	12.3175	13.3983			-5.80	
Legem	13.0847	14.3006			-6.85	
Madoucjilimri	12.0131	13.7672			-5.26	
Maĭné Soroa	12.0175	13.2167			-4.55	
Ndyalegue	13.1675	15.5008			-5.70	
Ngalafo	13.6844	14.8181			-5.34	
Termit Ouest	11.2344	16.1042			-8.59	
Termit Sud	11.5153	15.6319			-5.48	
Yakouli	11.2208	13.7672		1	-4.33	

	М		ques DDH Diffa sur la	a NAPPE DU KAD	ZELL
	Date	LIKITIRE	KOLOMANGA	KOUSSEIRI	KAOLA DJIMA
	27/02/1990	-28.84	-30.15	-43.51	-39.78
	06/04/1990	-28.82	-30.20	-43.49	-39.79
	28/04/1990	-28.84	-30.15	-43.48	-39.76
	30/05/1990 06/07/1990	-28.88	-30.23	-43.54	-39.88
	27/07/1990	-28.48 -28.75	-30.08 -30.14	-43.47 -43.54	-39.75
	07/08/1990	-28.53	-30.14 -30.16	-43.54 -43.51	-39.81 -39.83
ł	31/08/1990	-28.52	-30.10	-43.49	-39.80
	28/09/1990	-28.76	-30.50	-43.49	-39.80
	31/10/1990	-28.87	-30,15	-43.50	-39.86
	26/11/1990	-28.87	-30.35	-43.51	-39.87
	12/01/1991	-28.76	-30.10	-43.53	-39.83
	04/02/1991	-28.54	-30.10	-43.50	-39.86
	05/03/1991	-28.87	-30.19	-43.51	-39.83
	25/03/1991	-28.88	-30.19	-43.53	-39.87
	07/05/1991	-28.87	-30.18	-43.50	-39.85
1	19/06/1991	-28.89	-30.20	-43.52	-39.88
ļ	11/07/1991	-28.90	-30.19	-43.53	-39.87
į	07/08/1991	-28,89	-30.20	-43.51	-39.86
	18/09/1991	-28.90	-30.19	-43.53	-39.85
	24/10/1991	-28.91	-30.21	-43.54	-39.90
	28/11/1991	-28.91	-30.19	-43.52	-39.88
	09/01/1992	-28.90	-30.20	-43.52	-39.90
ŀ	05/03/1992	-28.91	-30.20	-43.54	-39.91
	26/03/1992	-28.89	-30.20	-43.53	-39.91
•	28/04/1992	-28.90	-30.20	-43.54	-39.91
Į.	26/05/1992	-28.46	-30.08	-43.35	-39.84
į	23/06/1992	-28.91	-30.22	-43.53	-39.91
ľ	11/09/1992	-28.91	-30.22 30.40	-43.55	-39.92 30.34
	04/05/1993 24/06/1993	-29.05 -28.95	-30.19 -30.14	-43.50 -43.56	-39.34 -39.92
1	30/09/1993	-28.26	-30.14 -30.23	-43.56 -43.57	-39.92 -39.95
	25/10/1993	-20.20 -29.00	-30.24	-43.58	-39.97
	30/11/1993	-28.98	-30.24	-43.57	-39.98
	31/12/1993	-28.98	-30.24	-43.58	-39.98
- 1	08/02/1994	-29.00	-30.19	-43.57	-39.95
	28/02/1994	-28.99	-30,26	-43.57	-39.99
į	01/04/1994	-28.99	-30.30	-43.57	-39.98
	29/04/1994	-28.99	-30.28	-43.60	-39.99
ľ	09/06/1994	-29.00	-30.28	-43.59	-39.99
1	21/07/1994	-29.00	-30.27	-43.59	-40.01
- 1	05/08/1994	-28.99	-30.28	-43.61	-39.98
1	25/08/1994	-29.00	-30.28	-43.71	-39.98
ĺ	27/10/1994	-28.70	-30.20	-43.13	-39.95
l	30/11/1994	-29.02	<b>~30</b> .13	-42.64	-39.84
	30/12/1994	-29.02	-30.26	-43.56	-40.03
	27/01/1995	-29.30	-30.20	-43.55	-40.02
j	28/02/1995	-29.33	-30.26	-43.58	-40.04
	21/03/1995	-29.40	-30.28	-43.87	-40.04
1	26/04/1995	-29.38	-30.30	-43.56	-40.04
	30/05/1995	-29.14	-30.28	-43.57	-40.04 40.00
Į	26/07/1995	-29.33	-30.27	-43.56	-40.02
	30/08/1995	-29.30	-30.28	-43.55	-40.02
	27/09/1995	-29.31	-30.28 30.34	-43.58	-40.03
i	28/10/1995	-29.35	-30.31	-43.58	-40.08 -40.04
ł	28/11/1995	-29.34 20.34	-30.28 30.28	-43.51 -43.54	-40.04 -40.04
	27/12/1995 26/02/1996	-29.34 -29.33	-30.28 -30.29	-43.54 -43.57	-40.04 -40.05
	26/02/1996 24/04/1996	-29.33 -29.33	-30.29 -30.29	-43.57 -43.57	-40.05 -40.04
	24/04/1996 14/06/1996	-29.33 -29.33	-30.29 -30.29	-43.56	-40.04 -40.05
ŀ	15/08/1996	-29.32	-30.28	-43.55	-40.07
į	10/10/1996	-29.34	-30.29	-43.64	-40.04
	06/12/1996	-29.37	-30.29	-43.57	-40.08
L					

	Mesures piéz	ométriques DD	H Diffa sur la	NAPPE DE LA	KOMADOUGO	DU
date	ASSAGA	BAGARA Ecole	BAGARA Pépinière	GUESSERE	GUESKEROU Chateau	GUESKEROU OPT
07/02/1994	-4.70	-12.18	-10.58	-9.88	-8.42	-8.67
26/02/1994	-4.84	-12.20	-10.65	-9.89	-8.60	-8.66
30/03/1994	-5.00	-12.24	-11.40	-10.20	-8.86	-9.05
27/04/1994	-5.13	-12.28	-11.30	-10.10	-8.87	-8.92
07/06/1994	-5.32	-12.45	-11.50	-10.40	-9.08	-9.12
19/07/1994	-5.40	-12.54	-11.24	-10.33	-9.30	-9.20
01/08/1994	Ĭ	-12.46	-11.14	-10.20	-9.26	-9.30
15/08/1994		-12.39	-11.15	-10.60	<b>-9</b> .17	<b>-9</b> .12
27/08/1994		-12.31	-10.53	-10.35	-9.20	-9.12
18/10/1994	İ	-12.05	-10.34	-9.60	-8.42	-8.90
30/10/1994	-4.20	-12.00	-10.25	-9.48	-8.20	-8.88
15/11/1994	-4.03	-12.10	-10.00	-10.20	-8.80	-9.26
02/12/1994		-11.95	-10.05	-9.08	-8.01	-8.57
15/12/1994	-3.55	-11.85	-9.80	-8.70	-7.67	-8.40
29/12/1994	-3.25	-11.82	-9.75	-8.83	-7.90	-8.30
17/01/1995	-3.90	-11.80	-9.80	-9.00	-7.70	-8.15
27/01/1995	-3.90	-11.78	-9.75	-8.85	-7.80	-8.08
15/02/1995	-3.97	-11.77	-9.92	-9.10	-7.82	-8.06
27/02/1995	-4.06	-11.80	-10.05	-9.27	-7.94	-8.04
21/03/1995	-4.25	-11.88	-10.30	-9.28	-8.10	-8.13
25/04/1995	-4.41	-11.95	-10.34	-9.40	-8.23	-8.35
29/05/1995	-4.62	-12.05	-10.60	-9.72	-8.35	-8.86
27/07/1995	-4.83	-12.10	-10.36	-8.79	-8.60	-8.61
17/08/1995	-4.68	-12.05	-10.40	-9.65	-8.64	-8.50
28/08/1995	-4.62	-12.00	-10.20	-9.53	-8.49	-8.55
15/09/1995	-4.50	-11.97	-10.17	-8.72	-8.46	-8.66
26/09/1995	-4.45	-11.96	-10.21	-9.42	-8.43	-8.70
18/10/1995	-4.24	-11.94	-10.49	-9.34	-8.34	-8.68
30/10/1995	-4.16	-11.89	-10.13	-9.26	-8.12	-8.68
14/11/1995	-4.05	-11.85	<b>-</b> 9.90	-9.19	-8.06	-8.65
27/11/1995	-4.08	-11.81	-10.34	-9.44	-8.04	-8.48
25/12/1995	-4.20	-11.81	-10.16	-9.36	-8.20	-8.49
30/12/1995	-4.21	-11.81	-10.55	-9.66	-8.31	-8.86
26/01/1996	-4.44	-11.83	-10.49	-9.81	-8.66	-8.63
26/02/1996	<del>-4</del> .61	-11.93	-10.70	-9.88	-8.62	-8.73
26/03/1996	<b>-4</b> .75	-12.04	-10.60	-9.75	-8.78	-8.88
25/04/1996	-4.92	-12.04	-11.28	-9.83	-7.87	-7.89
24/05/1996	-5.30	-12.21	-11.70	-7.30	-7.30	-9.50
14/06/1996	-5.25	-12.27	-11.56	-10.18	-9.10	-9.14
14/07/1996	-5.62	-12.30	-11.16	-10.10	-9.37	-9.24
14/08/1996	-5.09	-12.33	-10.52	-10.10	-9.12	-9.25
12/09/1996	-4.79	-12.53	-10.20	-9.74	-8.81	-9.53
10/10/1996	-4.42	-12.03	-10.10	-9.94	-9.04	-9.04
12/11/1996	-4.00	-12.04	-10.11	-9.26	-8.39	-8.89
04/12/1996	-3.86	-12.14	-9.81	-8.92	-8.04	-8.74
29/01/1997	-4.00	-11.73	-10.12	-9.12	-7.96	-7.97

## Notations sur les teneurs isotopiques

## I Les isotopes stables

1-Rapport d'abondance isotopique :

R = isotope lourd / isotope abondant

2-Teneur en isotope lourd exprimée en ‰ :

$$\delta_{\text{\'echantillon}} = (R_{\text{\'echantillon}} / R_{\text{\'etalon}} - 1) \times 1000$$

Pour les isotopes de la molécule d'eau, le SMOW (Standard Mean Ocean Water) défini par Craig (1961) représente la teneur isotopique moyenne de l'eau océanique avec :

$$R_{\text{SMOW}}^{18}O = (1,9934 \pm 0,00025) \cdot 10^{-3}$$
  
 $R_{\text{SMOW}}^{2}H = (0,158 \pm 0,002) \cdot 10^{-3}$ 

Le standard Vienna-SMOW a été défini pour calibrer les mesures. Sa composition est très proche de celle du SMOW :

$$R_{V-\text{SMOW}}^{18}O = (2,0052 \pm 0,00045) \cdot 10^{-3}$$
  
 $R_{V-\text{SMOW}}^{2}H = (0,15775 \pm 0,00008) \cdot 10^{-3}$ 

Pour les isotopes des espèces carbonées (<sup>13</sup>C et <sup>18</sup>O), le standard est le rostre de Belemnite de la formation Pee Dee Bee en Caroline du Nord (PDB), avec :

$$R_{PDB}^{13}C = 11,2372.103$$

3- Facteur de fractionnement α entre deux espèces i et j:

$$\alpha_{i-j} = R_i / R_j$$
soit  $\alpha_{i-j} = [\delta_i \cdot 10^{-3} + 1] / [\delta_i \cdot 10^{-3} + 1]$ 

et par approximation,

$$\delta_i - \delta_j = (\alpha_{i-j}) \cdot 10^{-3}$$
 pour  $\delta j << 1$ 

4- Facteur d'enrichissement ε (‰):

$$\varepsilon_{i-j} = (a_{i-j}) 10^3$$

et par approximation

$$\begin{array}{ll} \epsilon_{i\text{-}j} = \delta_i \text{ -}\delta_j & \text{pour } \delta j \!\!<\!\! < \!\! 1 \\ \epsilon_{i\text{-}j} = 10^3 \text{ ln } \alpha_{i\text{-}j} & \end{array}$$

généralement

$$\epsilon_{i\text{-}j} = \text{-} \; \epsilon_{j\text{-}i}$$

# II Activité en carbone-14

L'activité en carbone-14 est exprimée en pourcentage par rapport à l'étalon dont l'activité spécifique est de  $13,56 \pm 0,07$  désintégrations.min<sup>-1</sup>.g<sup>-1</sup>:

$$A = \left[ {}^{14}C/({}^{12}C + {}^{13}C)_{\text{\'echantillon}} / \left[ {}^{14}C/({}^{12}C + {}^{13}C)_{\text{\'etalon}} \right] \times 100$$

avec A: l'activité du carbone-14 en pourcentage de carbone moderne (pcm), <sup>12</sup>C, <sup>13</sup>C, <sup>14</sup>C: les teneurs en carbone 12,13 et 14.

# III Précision sur les mesures

Isotope	méthode d'analyse	σ
δ <sup>18</sup> O	Spectrométrie de masse	0,2 <b>%</b>
δ <sup>2</sup> H	Spectrométrie de masse	2 <b>%</b>
δ <sup>13</sup> C	Spectrométrie de masse	0,15 <b>%</b>

# Valeur des constantes d'équilibre des systèmes :

- Anorthite Montmorillonite-Ca Kaolinite Gibbsite et
- Albite Montmorillonite-Na Kaolinite Gibbsite.

Anorthite - Mont-Ca	$-4 \log (H_4 SiO_4) + 3 (\log (aCa^{2+}) + 2 pF$	() = 67.82
Anorthite - Kaolinite	$\log (aCa^{2+}) + 2 pI$	
Anorthite - Gibbsite	$2 \log (H_4 SiO_4) + \log (aCa^{2+}) + 2 pH$	H = 8,23
Mont-Ca - Kaolinite	$8 \log (H_4 SiO_4) + \log (aCa^{2+}) + 2 pH$	I = -14.67
Mont-Ca - Gibbsite	$22 \log (H_4 SiO_4) + \log (aCa^{2+}) + 2 pF$	I = -78,02
Albite - Mont-Na	$5 \log (H_4 SiO_4) + 3 (\log (aNa^+) + pH)$	= 4,27
Albite - Kaolinite	$2 \log (H_4 SiO_4) + \log (aNa^+) + pH$	= 0,235
Albite - Gibbsite	$3 \log (H_4 SiO_4) + \log (aNa^+) + pH$	= - 4,29
Mont-Na - Kaolinite	$4 \log (H_4 SiO_4) + \log (aNa^+) + pH$	= - 6,89
Mont-Na - Gibbsite	$11 \log (H_4 SiO_4) + \log (aNa^+) + pH$	= -38,56
Kaolinite - Gibbsite	$log (H_4SiO_4)$	= -4,52
Silice amorphe	$log (H_4SiO_4)$	= -2,71