

ESTIMATION DE LA RECHARGE PAR LES ISOTOPES STABLES DE L'EAU ^{18}O ET ^2H DANS LES CASIERS A ET B DE BONGOR (PROVINCE DU MAYO-KEBBI-EST (TCHAD)

Henry DILLAH¹, Edith KADJANGABA²

¹ Laboratoire Hydro-Géosciences et Réservoirs (LHGR), Faculté des Sciences Exactes et Appliquées, Université de N'Djamena BP 1027 ; ² Laboratoire de Géologie, Géomorphologie et Télédétection, Département de Géologie, Faculté des Sciences Exactes et Appliquées, Université de N'Djamena BP 1027.
henrydillab@gmail.com

RESUME

L'objectif général de cette étude est de déterminer l'origine des eaux souterraines et d'évaluer les mécanismes de recharge dans les casiers A et B de Bongor à l'aide des isotopes stables de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$). Vingt-sept (27) échantillons d'eau ont été analysés au Laboratoire Hydro Géosciences et Réservoirs (LHGR). L'interprétation des résultats repose sur l'analyse des relations isotopiques entre $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$, en comparaison avec la Droite Météorique Mondiale (DMM), la Droite Météorique Locale (DML) et les droites d'évaporation. Les résultats mettent en évidence trois groupes isotopiques: des eaux appauvries ($\delta^{18}\text{O} < -3\text{‰}$; $\delta^2\text{H} < -15\text{‰}$), des eaux modérément appauvries à proches de 0, et des eaux enrichies ($\delta^{18}\text{O} > 0\text{‰}$; $\delta^2\text{H} > 0\text{‰}$). L'ensemble des échantillons s'aligne sur une droite isotopique de pente 4,57 ($\delta^2\text{H} = 4,57x - 2,86$; $R^2 = 0,97$), inférieure à celle de la DMM (~ 8), traduisant un effet important de l'évaporation. Les eaux de surface présentent une droite d'équation $\delta^2\text{H} = 3,63x - 1,14$ ($R^2 = 0,96$) avec un excès en deutérium moyen de $-1,8\text{‰}$, confirmant une évaporation cinétique sous climat sahélien à soudano-sahélien. Les eaux souterraines suivent une droite proche de la DMM: $\delta^2\text{H} = 5,31x - 0,71$ ($R^2 = 0,98$) avec un excès moyen en deutérium de $8,23\text{‰}$. Cette signature isotopique indique une recharge principalement d'origine météorique malgré l'influence marquée des processus d'évaporation.

Mots clés : Casiers A et B, Bongor, Isotopes Stables (^{18}O ET ^2H), Recharge, eau, Tchad.

Estimation of recharge by stable water isotopes ^{18}O and ^2H in casiers A and B of Bongor (Mayo-Kebbi-East province, Chad)

Abstract

The main objective of this study is to determine the origin of groundwater and assess recharge mechanisms in compartments A and B of Bongor using stable water isotopes ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$). Twenty-seven (27) water samples were analyzed at the Hydro Geosciences and Reservoirs Laboratory (LHGR). The interpretation of the results is based on the analysis of isotopic relationships between $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ in comparison with the Global Meteoric Water Line (GMWL), the Local Meteoric Water Line (LMWL), and evaporation lines. The results reveal three isotopic groups: depleted waters ($\delta^{18}\text{O} < -3\text{‰}$; $\delta^2\text{H} < -15\text{‰}$), moderately depleted waters close to 0, and enriched waters ($\delta^{18}\text{O} > 0\text{‰}$; $\delta^2\text{H} > 0\text{‰}$). All samples align along an isotopic line with a slope of 4.57 ($\delta^2\text{H} = 4.57x - 2.86$; $R^2 = 0.97$), lower than that of the GMWL (~ 8), indicating a strong evaporation effect. Surface waters show the equation $\delta^2\text{H} = 3.63x - 1.14$ ($R^2 = 0.96$) with an average deuterium excess of -1.8‰ , confirming kinetic evaporation under Sahelian to Sudano-Sahelian climatic conditions. Groundwater samples follow a line close to the GMWL: $\delta^2\text{H} = 5.31x - 0.71$ ($R^2 = 0.98$) with an average deuterium excess of 8.23‰ . This isotopic signature indicates recharge mainly of meteoric origin despite the marked influence of evaporation processes.

Keywords: Casiers A and B, Bongor, Stable Isotopes (^{18}O and ^2H), Recharge, water, Chad.

Introduction

Dans les zones sahéliennes comme la province du Mayo-kebbi Est, les ressources en eau souterraine constituent une source essentielle pour l'alimentation en eau potable, l'agriculture et l'élevage. Cependant, ces ressources sont fortement influencées par la variabilité climatique, notamment les

sécheresses récurrentes, ainsi que la pression anthropique croissante (J.C. Olivry, (1996, p.8) ; C. Leduc, G. Favreau, P. Schroeter (2001, p.10-30). Les méthodes hydrogéologiques classiques, telles que l'analyse piézométrique et hydrochimique, présentent des limites dans la compréhension des mécanismes de recharge et de l'origine des eaux souterraines (E.Custodio, M.R. Llamas, (1983, p2350). Dans ce contexte, l'utilisation des isotopes stables de l'eau notamment l'oxygène-18 ($\delta^{18}\text{O}$) et le deutérium ($\delta^2\text{H}$), s'impose comme une approche complémentaire et performante (I. Clark, P.Firtz (1997, P 328). En effet, la composition isotopique des eaux souterraine reflète généralement celle des précipitations qui les alimentent, ce qui permet d'identifier leur origine et leur histoire hydrologique (H. Craig, 1961, p1702-1703) ; W. Dansgaard (1964, p436-468). De plus, ces isotopes permettent d'analyser les interactions entre eaux de surface et eaux souterraines ainsi que les processus d'évaporation (J.R. Gat, 1996, p225-262). Les casiers A et B de Bongor représentent une zone agricole stratégique où l'eau souterraine joue un rôle clé dans les activités d'irrigation. Toutefois, les connaissances sur l'origine des eaux exploitées, les mécanismes de recharge et la durabilité de la ressource restent limitées. Dans les régions semi-arides, les isotopes stables sont souvent utilisés pour quantifier la recharge et comprendre les processus hydrologiques complexes G.B.Allison, C.J. Barnes, M.W.Hughes (1983, p157-173) ; W.M. Edmunds et al. (2002, p215-241). Ainsi, cette étude apparaît essentielle pour améliorer la gestion des ressources en eau et prévenir les risques de surexploitation. Les eaux souterraines des Casiers A et B de Bongor sont principalement d'origine météorique, issues des précipitations locales (W.Dansgaard, 1964, p436-468). Les signatures isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux souterraines sont proches de celles des précipitations locales, indiquant une recharge récente (I.Clark, P. Fritz, 1997, p. 328). Un enrichissement isotopique éventuel traduirait des effets d'évaporation ou une recharge indirecte via les eaux de surface (J.R. Gat, 1996 p. 225-262). L'insuffisance de connaissances sur l'origine et les mécanismes de recharge des eaux souterraines dans les casiers de Bongor limite la mise en œuvre d'une gestion durable et rationnelle des ressources hydriques. Ainsi, quelle est l'origine des eaux souterraines et quels sont les mécanismes de recharge dans les casiers A et B de Bongor, à partir de l'analyse des isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$? Les eaux souterraines sont-elles d'origine météorique ? Exist-il une contribution des eaux de surface, notamment du fleuve Logone ? Quels sont les processus dominants de recharge (diffuse, localisée, indirecte) ?

Pour cet article, nous utiliserons les isotopes de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) pour déterminer l'origine des eaux d'irrigation quantifier l'évaporation et comprendre la relation - rivière, fleuve- nappe.

1. Présentation de la zone d'étude

La ville de Bongor est située au sud-ouest du Tchad dans le département de Mayo-Bouéye, Province du Mayo-Kebbi Est. Bongor est entre $10^{\circ}12'$ et $10^{\circ}20'$ de la latitude Nord et $15^{\circ}22'$ et $15^{\circ}34'$ de la longitude Est (Figure 1). Elle se trouve à 235 km de la capitale N'Djamena sur l'axe N'Djamena-Moundou, la ville économique du Tchad. Elle est limitée au Nord par le Chari-Baguirmi, au Sud par le Mayo-Kebbi Ouest, à l'Est par la Tandjilé et à l'Ouest par Yagoua (Extrême Nord du Cameroun) Selon le Recensement Général de la Population de l'Habitat (RGPH2, 2009) la population de la province du Mayo-Kebbi Est, est estimée à 44 301 habitants et avec un taux de croissance de 2.7/an. Ainsi, La population actuelle estimée en 2026 est donc d'environ 69 700 habitants.



Figure 1 : Carte de localisation de la région d'étude

Les casiers A et B de Bongor, constituent l'une des principales zones agro-irriguées, alimentés par les eaux du cours d'eau, le Logone. L'intensification de la riziculture et l'augmentation des superficies irriguées entraînent des besoins croissants en eau, souvent compensés par un recours accru aux forages et puits en saison sèche ou en cas d'insuffisance d'eau de surface. Cette situation engendre des contraintes directes sur les nappes d'eau souterraines du Mayo-Kebbi Est, ressource essentielle pour l'agriculture et l'alimentation en eau potable. L'absence des données régulières sur les volumes prélevés, la dynamique piézométrique et la qualité des eaux souterraines limite la capacité des autorités locales à planifier une exploitation durable. La position des casiers A et B de Bongor, notre secteur principal d'étude se présente à la (figure 2).

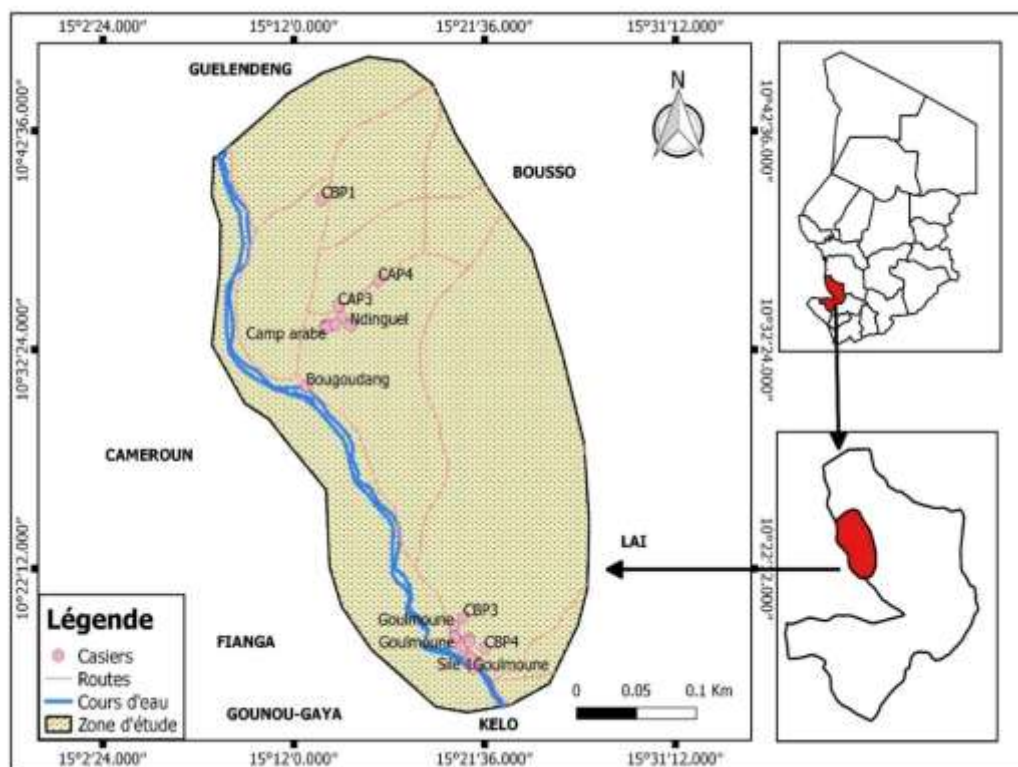


Figure 2 : Carte de localisation des casiers A et B de Bongor, secteur principal d'étude

2. METHODOLOGIE

Les analyses isotopiques de 27 échantillons ont été réalisées au laboratoire de Hydro Géosciences et Réservoirs de la Faculté des Sciences Exactes et Appliquées de Farcha au département de la Géologie par la méthode :

- Spectrométrie de masse de ratio isotopique Picarro

Les analyses isotopiques ont été réalisées par un appareil de marque Picarro (L2130-i). Les éléments analysés sont l'oxygène 18 et le Deutérium.

- Mesure des isotopes stables et fractionnement

Dans la pratique, on mesure généralement la différence relative entre la composition isotope de l'échantillon et celle d'un étalon ou « standard », noté par δ . Le standard reconnu et accepté pour les isotopes de l'eau est le SMOW (Standard Mean Oceanic Water), qui correspond à une eau hypothétique représentant la composition isotopique moyenne des eaux océaniques ($\delta = 0$). On utilise actuellement le standard VIENNA-SMOW (V-SMOW), qui est disponible sous forme d'échantillons distribués par l'AIEA. Comme δ est habituellement faible, il est exprimé en ‰.

Les molécules lourdes se condensent en premier lieu en appauvrissant la vapeur d'eau dans l'atmosphère suite aux précipitations successives. Associé au thermo dépendance, cet appauvrissement en isotopes lourds est ainsi lié à plusieurs effets aux cours de la progression des nuages de l'océan suivant l'altitude et la latitude.

Il existe une relation linéaire à l'échelle mondiale qui a été établie entre les teneurs en ^{18}O et ^2H des précipitations qui n'ont pas subi d'évaporation (H. Craig, 1961, p1702-1703). Cette relation définit la Droite des eaux Météoriques Mondiales "DMM" ou « droite de Craig », selon l'équation suivante :

$$\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$$

- $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ en (‰)

- Le coefficient 8 de $\delta^{18}\text{O}$ de la droite représente la pente. Elle caractérise le phénomène de condensation qui se produit toujours à l'équilibre.

Il existe une étroite relation entre la composition isotopique en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux des pluies lors de l'évolution à l'échelle globale (H. Craig, 1961, p1702-1703 ; A. Mahamat Nour, 2019, p75-81). Les compositions isotopiques en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux météoriques mondiales (Figure 3) s'alignent sur une droite appelée Droite des Eaux Météoriques Mondiale (DMM) dont l'équation globale est $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$ (H. Craig, 1961, p1702-1703 ; I.D. Clark, P. Fritz, 2013, p302). La pente de cette droite est étroitement liée au rapport entre le fractionnement du $\delta^2\text{H}$ et celui du $\delta^{18}\text{O}$ lors de la condensation (fractionnement à l'équilibre) (B. Luz, E. Barkan, R. Yam, A. Shemesh, 2009, p6697-6703). L'ordonnée à l'origine de la droite est de 10 en moyenne mais peut varier localement en fonction de l'origine de la vapeur d'eau à partir de laquelle se forme les précipitations, ou être affectée par les processus de ré-évaporation de la pluie dans l'atmosphère (W.G. Mook, 2001 p174-215). Ainsi, la position d'une composition isotopique par rapport à la DMM peut fournir des informations sur les processus atmosphériques. Elle est définie par « l'excès en deuterium » ou ($d\text{-exc} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$, (W. Dansgaard, 1964, P 436-468).

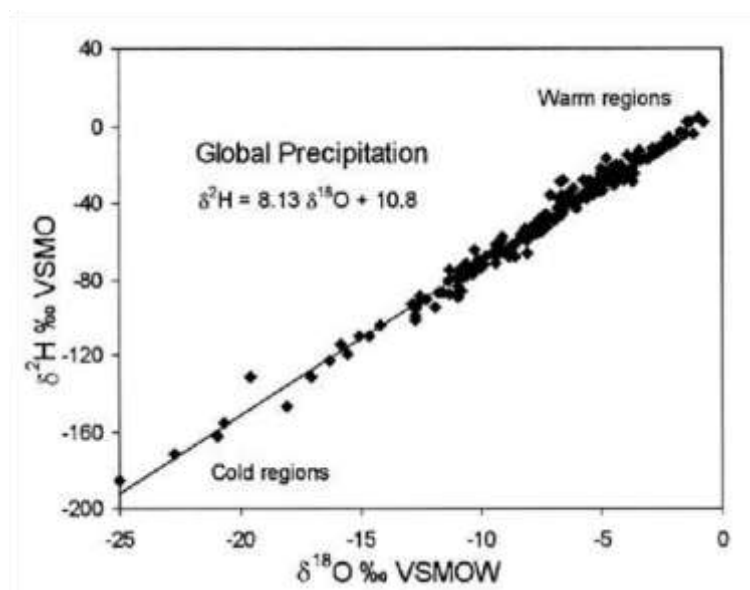


Figure 3. Droite météorique mondiale (Craig, 1961, Clark & Fritz, 2013)

L'évaporation des eaux continentales provoque un enrichissement isotopique, sous l'effet d'un fractionnement cinétique. Le rapport entre le fractionnement isotopique d'oxygène et d'hydrogène devient différent de 8 (H. Craig, 1961, p1702-1703 ; W.G.Mook, 2001, P174-215).

Les eaux quittent la droite météorique mondiale (DMM) et tombent sur une droite d'évaporation à une faible pente (Figure 4).

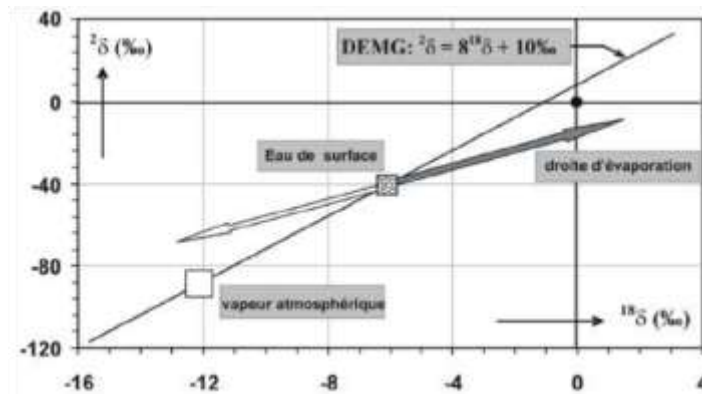


Figure4. Relation entre les valeurs (δ^{18} , δ^2) de l'eau météorique qui subit l'évaporation, la vapeur issue de cette eau et l'eau résiduelle, représentée par la droite d'évaporation, comparée à la relation entre les eaux atmosphériques et les précipitations représentées par la droite des eaux météoriques. La vapeur d'eau relativement "légère" quitte le réservoir eau (flèche blanche) provoquant un enrichissement de l'eau résiduelle (flèche grise). Source (W.G. Mook, 2001).

Toutes ces méthodes nous ont conduits aux résultats ci-dessous :

3. RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

3.1. RESULTATS

3.1.1. Signature isotopique des eaux d'irrigation des casiers

La signature isotopique des eaux en oxygène-18 (^{18}O) et en deutérium (^2H) correspond à la composition isotopique d'une eau, c'est-à-dire la proportion des isotopes lourds par rapport aux isotopes légers de l'hydrogène et de l'oxygène (Tableau 1).

Tableau 1 : Analyse statistique des isotopes stables de l'eau

	$\delta^2\text{H}$, in ‰	$\delta^{18}\text{O}$, in ‰
Moyenne	-11,85	-1,98
Min	-34,6	-6,48
Max	22	6,65
Ecart-type	12,77	2,73
Variance	163,12	7,47

Une vue d'ensemble des signatures isotopiques observées (tableau 1) montre la variation de la composition isotopique de $\delta^2\text{H}$ entre -34,6‰ et 22‰ *vs* SMOW et $\delta^{18}\text{O}$ entre -6,48‰ et +6,65‰ *vs* SMOW avec des moyennes respectivement de -11,85‰ et -1,98‰ *vs* SMOW. L'écart-type de $\delta^2\text{H}$ est 12,77‰ avec une variance de 163,12‰ *vs* SMOW et celui de $\delta^{18}\text{O}$ est de 2,73 ‰ et une variance de 7,47‰ *vs* SMOW. Les valeurs élevées sont observées dans les isotopes stables d'hydrogène.

L'analyse de la (figure 5) de la comparaison isotopique du deutérium et de l'oxygène-18 permet de distinguer trois grands groupes isotopiques :

- Groupe 1 : Eaux appauvries ($\delta^{18}\text{O} < -3\text{‰}$; $\delta^2\text{H} < -15\text{‰}$). Il s'agit de de Camp Arabe(PCA), Ferme(F9CA), Ferme(F10CA), Goulmoune (F4CB), Guinga (F4CA).

Ce groupe montrerait une signature météorique typique, une recharge par pluies directes ; probablement une recharge en saison des pluies par infiltration rapide avec peu ou pas d'évaporation préalable. Aussi ce groupe montre une possibilité de recharge en zone d'altitude (effet altitude). Ces eaux correspondent probablement à des eaux souterraines récentes ou bien protégées.

- Groupe 2 : Eaux modérément appauvries à proches de 0. C'est le cas des localités Goulmoune (F7, canal 4, carré 1), Silé1 (Canal Station), Silé 1(F6 Canal 3), silé 1(Fleuve Amont).

Ce qui signifierait que les eaux ont subi une évaporation partielle. La signature déplacée vers des valeurs plus enrichies. Cela montrerait une possible recharge via mares ou plans d'eau temporaires avec une infiltration lente dans cette zone semi-aride.

Ce qui pourrait indiquer un effet évaporatoire modéré avant l'infiltration.

- Groupes 3 : Eaux enrichies ($\delta^{18}\text{O} > 0$; $\delta^2\text{H} > 0$). Il s'agit de : Carré irrigué (carré 2 canal 4), Carré irrigué (Carré 1 canal 4), Bougoudang (mare Boug).

Ce qui montrerait un enrichissement isotopique très marqué avec typique d'eaux ayant subi une forte évaporation, un séjour prolongé en surface et une concentration dans des zones stagnantes. Ce qui signifierait probablement des eaux de surfaces très évaporées ou des nappes peu profondes fortement influencées par le climat chaud.

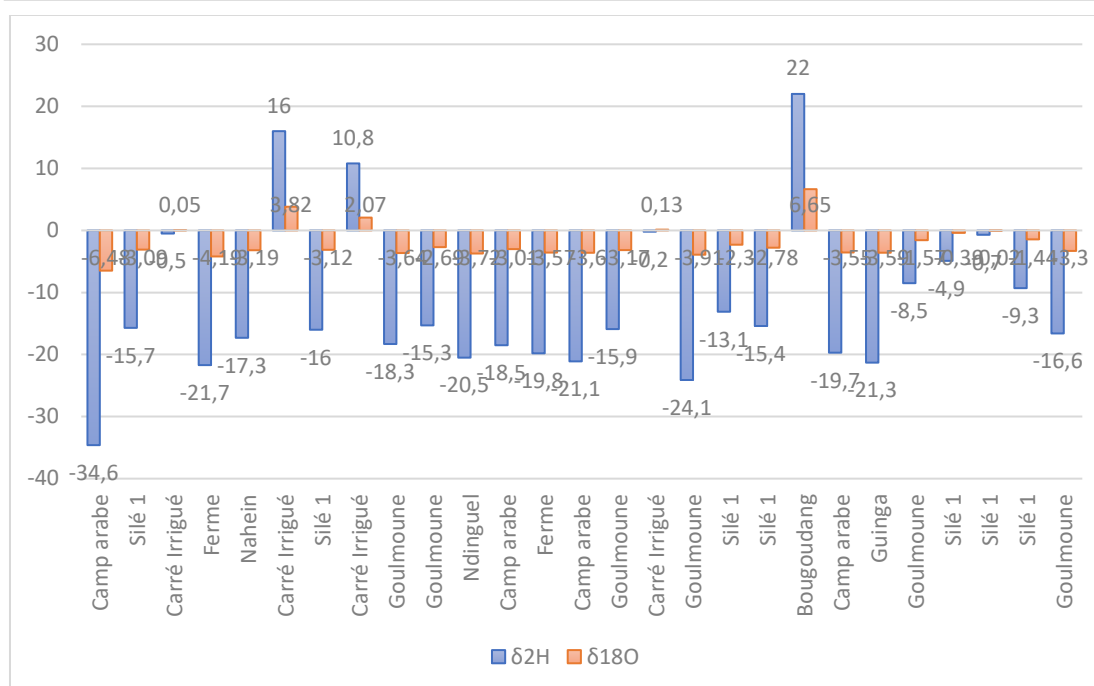


Figure 5 : Comparaison de la composition isotopique de δ¹⁸O et δ²H

L'analyse de la (figure 6) de la composition isotopique de l'ensemble de 27 échantillons : eaux souterraines (forages et puits) et des eaux surfaciques (fleuve, rivière, eaux des canaux

L'analyse de la (figure 6) de la composition isotopique de l'ensemble de 27 échantillons : eaux souterraines (forages et puits) et des eaux surfaciques (fleuve, rivière, eaux des canaux d'irrigation et des parcelles irriguées) des relations δ¹⁸O - δ²H montre une forte et bonne corrélation ($R^2=0,97$). L'ensemble des eaux s'aligne sur la droite de pente environ + 4,57 plus faible que celle des eaux météorites mondiales (+8). D'une manière générale, nous remarquons que par rapport à la droite météorique mondiale, il se dégage trois groupes d'eaux (Figure 6). Ainsi que le groupe 1 s'aligne près de la Droite Météorique Mondiale (GMWL) : $\delta^2H = 8 \times \delta^{18}O + 10$. Le groupe 2 dévié vers la droite montre une pente plus faible (~4-6) et typique d'une droite d'évaporation. Le dernier groupe montre un enrichissement isotopique progressif. Cela confirme un processus d'évaporation cinétique sous un climat chaud, ce qui est cohérent avec le contexte sahélien/ Soudano-sahélien.

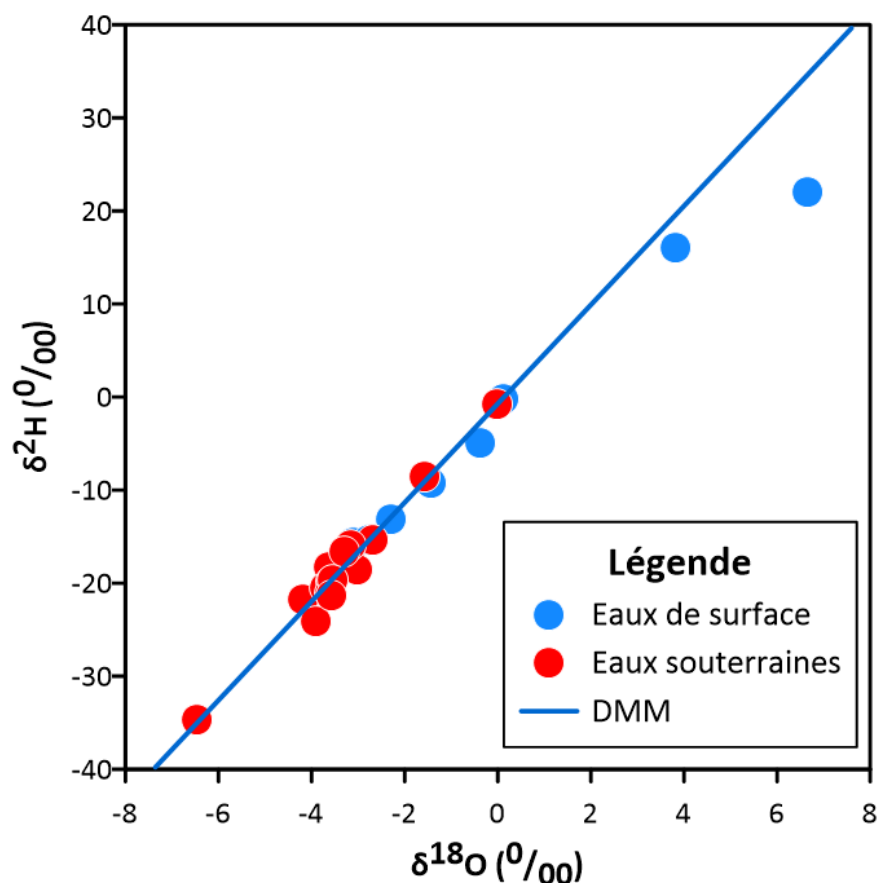


Figure 6 : diagramme de signature isotopique $\delta^{18}\text{O}$ & $\delta^2\text{H}$

3.1.2. Corrélation entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines

Le tableau 2 présente les valeurs isotopiques mesurées pour les échantillons d'eau souterraine ainsi que l'excès en deutérium (d-excess) calculé selon la relation : $d = \delta^2\text{H} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$.

Tableau 2 : données isotopiques et d-excess des eaux souterraines.

$\delta^2\text{H}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	d-excess (‰)
-34.6	-6.48	17.24
-21.7	-4.19	11.82
-17.3	-3.19	8.22
-18.3	-3.64	10.82
-15.3	-2.69	6.22
-20.5	-3.72	9.26
-18.5	-3.01	5.58
-19.8	-3.57	8.76
-21.1	-3.6	7.7
-15.9	-3.17	9.46
-24.1	-3.91	7.18
-19.7	-3.55	8.7
-21.3	-3.59	7.42
-8.5	-1.57	4.06
-0.7	-0.02	-0.54
-16.6	-3.3	9.8

Source : Données de laboratoire des eaux souterraines et calcul de d-excess.

La majorité des valeurs de d-excess est comprise entre 7 ‰ et 10 ‰, avec d-excess moyen $\approx 8,73$ ‰. Ce qui indique une origine météorique des eaux souterraines. Certaines valeurs plus faibles tels que $d = 4,06$ ‰ et $-0,54$ ‰, traduisent l'influence de l'évaporation avant l'infiltration, probablement au niveau des mares temporaires, des eaux de surface et des zones de recharge peu profondes.

Le diagramme isotopique $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ (Figure 7) est utilisé afin d'identifier l'origine et les processus affectant les eaux souterraines étudiées. Les résultats ont été comparés à la Droite Météorique Mondiale (GMWL) définie par la relation: $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$.

Les échantillons analysés montrent une bonne corrélation linéaire avec un coefficient de corrélation élevé ($R^2 = 0,98$), Cela indique une corrélation linéaire très forte entre les deux isotopes. La droite de régression obtenue à partir des données isotopiques est : $\delta^2\text{H} = 5,31 \times \delta^{18}\text{O} - 0,71$. La pente de cette droite est significativement inférieure à celle de la droite météorique mondiale (pente=8). Cette différence indique que les eaux souterraines étudiées ont subi un processus d'évaporation avant ou pendant leur infiltration dans l'aquifère.

En outre, une droite d'évaporation caractérisée par une pente proche de 5 est observée, ce qui est typique des eaux soumises à l'évaporation dans les régions semi-arides et sahéliennes : c'est le cas de Bongor où se trouvent les casiers A et B étudiés.

Dans les régions arides et semi-arides, les eaux de pluie peuvent subir une évaporation partielle lorsqu'elles stagnent dans des mares temporaires ou à la surface du sol avant de s'infiltrer. Ce phénomène provoque un enrichissement en isotopes lourds (^{18}O et ^2H) et entraîne la formation d'une droite d'évaporation caractérisée par une pente comprise entre 4 et 6. Ainsi, l'analyse isotopique suggère que les eaux souterraines étudiées sont principalement d'origine météorique et que la recharge de l'aquifère est influencée par les conditions climatiques semi-arides et les processus d'évaporation de surface.

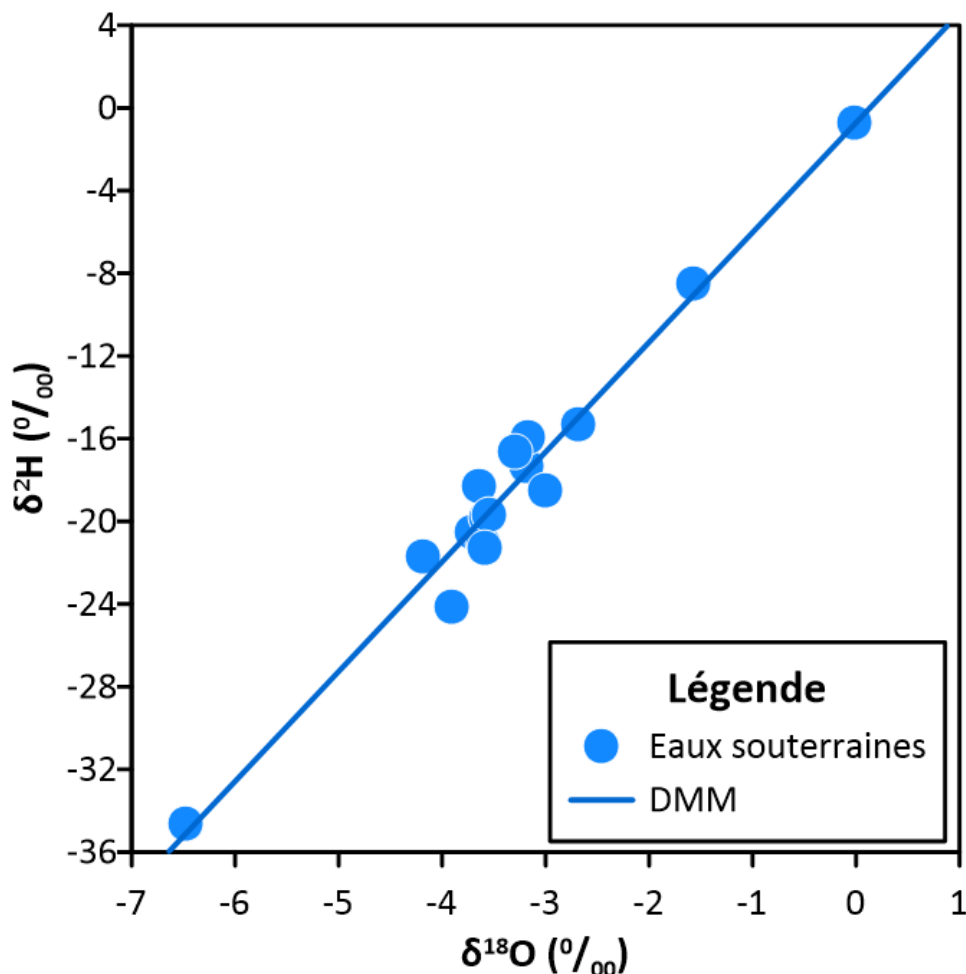


Figure 7 : Corrélation entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines (Puits et forage)**3.1.3. Corrélation entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux surfaciques**

Le tableau 3 présente les valeurs isotopiques mesurées pour les échantillons d'eau de surface ainsi que l'excès en deutérium (d-excess) calculé par la relation : $d = \delta^2\text{H} - 8 \times \delta^{18}\text{O}$.

Tableau 3 : données isotopiques et d'excès des eaux surfaciques

Source : Données de laboratoire des eaux de surface et calcul de d-excess.

Les eaux météoriques fraîches ont généralement $d = 10\text{‰}$. L'analyse des résultats du d-excess des eaux de surfaces montre une moyenne négative de $-1,8\text{‰}$ montrerait une évaporation sous

$\delta^2\text{H}$	$\delta^{18}\text{O}$	d-excess
-15,7	-3,09	9,02
16	3,82	-14,56
-16	-3,12	8,96
-0,2	0,13	-1,24
-13,1	-2,3	5,30
-15,4	-2,78	6,84
22	6,65	-31,20
-4,9	-0,39	-1,78
-9,3	-1,44	2,22

conditions d'humidité relative élevée, un enrichissement en ^{18}O plus rapide qu'en ^2H et un fractionnement cinétique marqué (M.W.Schmidt, M. Werner, 2014, p7462-7472). La valeur moyenne du d-excess ($-1,8\text{‰}$), ainsi que certaines valeurs fortement négatives (-31‰) confirment un processus d'enrichissement évaporitif important. Ces résultats indiquent que les eaux étudiées ont subi une évaporation significative avant ou pendant leur stockage, probablement sous un climat semi-aride ou en conditions de faiblement renouvellement hydrique.

L'analyse de la (figure 8) montre que les eaux de surfaces étudiées présentent une forte corrélation isotopique ($R^2=0,96$), ce qui indique un contrôle isotopique cohérent (processus dominant commun) avec la droite isotopique $\delta^2\text{H} = 3,63 \times \delta^{18}\text{O} - 1,14$ obtenue par la relation $\delta^2\text{H} = a \times \delta^{18}\text{O} + b$. La pente faible 3,6 indique clairement un processus d'évaporation important. En effet, les eaux météoriques non évaporées ont une pente=8 alors que les eaux évaporées ont une pente comprise entre 3 et 6. Donc, le système est dominé par l'évaporation des eaux de surface (Z. Li et al., 2021, p25-30 ; A. Baker, C. Bradley, 2018, p8-12)

L'ensemble des données suggère que la dynamique isotopique du système est contrôlée principalement par des processus d'évaporation plutôt que par un apport direct de précipitations récentes.

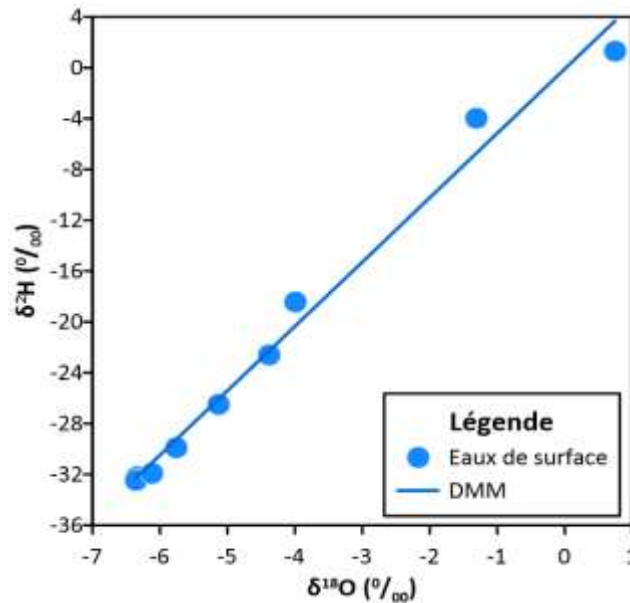


Figure 8 : Corrélation entre $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux surfaciques

3.1.4. Corrélation entre la profondeur et l'oxygène-18

L'observation de la (figure 9) montre que la plupart des échantillons ont une composition isotopique en oxygène 18 comprise entre -6,48 ‰ et 6,65 ‰ et le niveau d'eau entre 0 et 6 m repartit de manière hétérogène. Il se dégage deux types d'eaux selon la même figure 9 : les eaux anciennes et les eaux de mélange. Les eaux anciennes qui sont probablement fossiles sont proches de la surface (Goulmoune) avec de signature isotopique plus appauvrie en oxygène 18. Elles sont soit soumises à l'évaporation soit ayant subi un mélange. Par contre, le forage plus profond (Camp arabe) pourrait aussi subir une évaporation par remontée capillaire des eaux à travers le réservoir poreux et perméable et par conséquent un enrichissement des isotopes.

Les points d'eau ayant de signature isotopique comprise entre -3,91 ‰ et 3,82 ‰ et les profondeurs d'eau entre 1,55 et 2,48 m sont constituées des eaux météoriques qui se sont infiltrées sans aucune modification isotopique d'une part et d'autre part des eaux ayant subi l'effet d'évaporation par tarissement des puits ou évaporation dans la zone non saturée. Ce sont des eaux (Goulmoune, silé et les parcelles irriguées).

Par ailleurs, on observe les signatures isotopiques proche de celle du signal d'entrée et des eaux de surface jusqu'à une profondeur de 6m. Il se pourrait qu'il y a eu influence des eaux de surface (Fleuve Logone ou rivière) sur les eaux souterraines, ou soit il y a eu une infiltration rapide au cours des épisodes pluvieux.

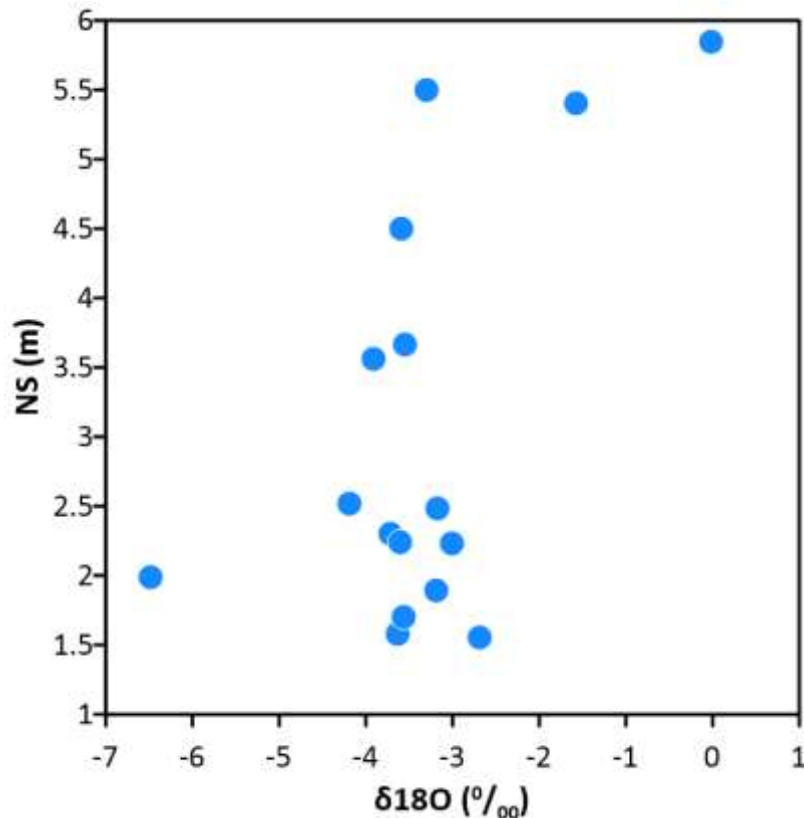


Figure 9 : Corrélation entre la profondeur et l'oxygène-18

3.2. Discussion

Les signatures isotopiques (Tableau 1) de l'ensemble de nos échantillons analysés sont proches avec les signatures isotopiques des auteurs comme (C. Sonntag, E. Klizsche, E.P.Lohnert, E.M. Elshazly, K.O. Munnich, C.H. Junghans, U. Thorweine, K. Weistroffer, F.M.Swailem, 1979, p28 et 228), Kufra and Sirte Basins (W.M.Edmunds , E.P. Wright, 1979, p215-245), Southern Sahara (M. Dray, R. Gonfiantini, G. M.Zuppi 1983, p187-199), (I. Clark, P. Fritz, 1997, p328) qui ont travaillé dans le Tibesti. Aussi, les résultats isotopiques de nos eaux souterraines (Figure 7) avant leur évaporation nous renseigne sur la valeur isotopique des eaux souterraines avant leur évaporation des chercheurs tels que (M. André, H. Christophe, 1998, p9-17). Ils montrent que les eaux anciennes qui se sont rechargées sont très appauvries en oxygène-18. Aussi, elle est plus proche des valeurs en oxygène-18 des eaux fossiles obtenues par (C. Sonntag et al, 1979, p28 et 228). Aussi l'idée d'une probable eau issue du mélange (Figure 6) n'est pas à perdre de vue (A.Dodo, G.M.Zuppi, 1997, p845-850). Par ailleurs par rapport à nos eaux de surface (Figure 8), Il y a une grande différence avec la valeur des moyennes pondérées obtenues pour Geneina (-1,8 ‰). Cette différence est contraire à celle des eaux de surface de N'Djamena (E. Kadjangaba, 2007, p206 ; J. C Fontes et al, 1967,p258–266). Il se pourrait que cet écart soit lié à la période d'échantillonnage ou soit les eaux de notre zone d'étude sont soumises à une forte évaporation conduisant à un enrichissement élevé de l'oxygène 18 des eaux de surface. Quant aux mélanges hydrologiques de nos échantillons, les résultats des travaux de (A. Dodo, G.M. Zuppi, 1997, p845-850) montrent comme les nôtres que le mélange se passe aussi dans la partie aval où les eaux modernes se mélangent avec les eaux anciennes. La pluviométrie dans cette partie aval est aussi négligeable. Ainsi, la recharge se passe de manière localisée (G. Favreau, 2000, p258 ; C. Leduc, S. Sabljak, J.D. Taupin, G. Favreau 2000, pp355-360 ; A. Guéro, 2003, p249). Les résultats de nos travaux sur l'influence climatique due à notre zone d'étude semi-aride est mis en évidence par les travaux de (C. Leduc, J.D. Taupin, 1997, p235-243 ; C. Le Gal, C. Marlin, C. Leduc 2001, p145-156) qui montrent que cette variabilité spatiale des compositions isotopiques témoigne le caractère aride du climat. Ces valeurs présentent un fractionnement isotopique remarquable, témoignant la recharge

moderne. Nos résultats de d-exc (Tableau 3 et 4) sont similaires de ceux de (A. Mahamat Nour, 2019, p75-81) qui affirment que les valeurs de d-exc sont relativement élevées (entre d-exc=6.6 et 9.2‰), indiquent une influence très faible de l'évaporation. Ces compositions sont représentatives de la composition des précipitations dans les bassins amont respectifs du Chari et du Logone.

Conclusion

L'étude isotopique des eaux d'irrigation des casiers A et B de Bongor révèle que le système hydrogéologique étudié est dominé par une recharge météorique, mais significativement, les eaux de canaux et casiers irrigués sont modifiées par des processus d'évaporation avant infiltration. La pente isotopique 4,6 confirme un processus d'évaporation intense. La dispersion isotopique observée traduit une pluralité des mécanismes de recharge et suggère l'existence de mélanges hydrologiques entre eaux de différentes origines et profondeur telles que eaux du fleuve Logone et rivière, eaux de canaux d'irrigation et nappes souterraines. Ces résultats confirment l'importance du contrôle climatique dans la dynamique de recharge du système aquifère étudié. Ce phénomène est typique des zones hydro-agricoles irriguées comme le cas des casiers A et B. La corrélation isotopique de l'ensemble des échantillons analysés est forte soit 0,97.

References bibliographiques

- Allison, Graham. Bruce., Barnes, Christopher. John., & Hughes, Michael. William. 1983. *The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils*. Journal of hydrology, Vol. 64(1-4), p377-397.
- André, Musy. et Christophe, Higy. 1998. *Hydrologie appliquée*. Lausanne : Presses Polytechniques et universitaires romandes (PPUR) /EPFL p9-17.
- Baker, Andy., & Bradley, Christopher. 2018. *Evaporation dynamics in lakes using isotopic tracers* *Hydrological processes*, Vol. 32, n° 20, p2979-2994 <https://doi.org/10.1002/hyp.13256>
- Clark Ian. Douglas. & Fritz Peter. 2013 *Environmental isotopes in hydrogeology*. CRC press.p342 <https://www.crcpress.com/Environmental-Isotopes-in-Hydrogeology/ClarkFritz/p/book/9781566702492>
- Clark, Ian., et Fritz, Peter. 1997. *Environnement Isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers. New York.p328
- Craig Harmon. 1961. *Isotopic Variations in Meteoric Waters*. Science Vol.33 n° 3465, p1702–1703. doi:10.1126/science.133.3465.1702
- Custodio, Emilio., & Llamas, Manuel. Ramon. 1983. *Hydrology of Groundwater*. Elsevier.p1157-2308
- Dansgaard Wili. 1964 *Stable isotopes in precipitation*. Tellus Vol. 16, n° 34, p436–468. doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x
- Dodo, Ayenew. et Zuppi, Giovanni. Maria. 1997. *Etudes des écoulements souterrains dans le bassin de Bilma-Djado, à l'aide des isotopes de l'environnement*. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-SeriesIIA-Earth and planetary Science. Vol.325, n° 11), p845-850.
- Dray, Michel., Gonfiantini, Roberto. et Zuppi, Giovanni. Maria. 1983. *Isotopic of ground water in southern Sahara*. Paleoclimates and paleowaters, collection of environmental isotope studies, AIEA, p187-199.
- Edmunds, William. Mike. and Wright Edward P. 1979. Groundwater recharge and paléoclimat in the Sirtre and Kufra basin, Libya. Journal of hydrology, vol.40, p215-241
- Edmunds, William. Mike., et al.2002. *Groundwater recharge in arid and semi-arid regions*. Hydrogeology journal. Vol. 258 n°(1-4) p1-24
- Favreau, Guillaume. 2000. *Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sabel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du Kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger)*. Thèse .Université Paris Sud. p258.
- Fontes Jean-Charles. & Gonfiantini, Roberto.1967 *Comportement sotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens*. Earth Planet.Sci. Lett. 3, p258–266. [doi.org/10.1016/0012821X\(67\)90046-5](https://doi.org/10.1016/0012821X(67)90046-5)
- Gat, Joel R. 1996. *Oxygen and hydrogen isotopes in the hydrologic cycle*. Annual Review of earth and planetary sciences, vol.24. p225-262.
- Gonfiantini Roberto., Roche Maurice André., Olivry Jean Claude., Fontes Jean Charles .& Zuppi

- Giovanni Maria. 2001 *The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains*. Chem. Geol. Vol. **181** n°(1-4), 147-167. DOI: 10.1016/S0009-2541(01)00279-0
- Goni Ibrahim. Babagana. 2006. *Tracing stable isotope values from meteoric water to groundwater in the southwestern part of the Chad basin*. Hydrogeol. J. Vol 14 n°5, p742-752. <https://link.springer.com/article/10.1007/s10040-005-0469-y>
- Gourcy Laurence., Aranyosy Jean-Francois., Olivry Jean-Claude. & Zuppi Giovanni. Maria. 2000. *Évolution spatio-temporelle des teneurs isotopiques ($\delta^2\text{H}$ - $\delta^{18}\text{O}$) des eaux de la cuvette lacustre du fleuve Niger (Mali)*. Comptes Rendus Académie Sci.-Ser. IIA-Earth Planet. Sci. **331**, n°11, p701-707. <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010023761>
- Guero, Amadou. 2003. *Etude des relations hydrauliques entre les différentes nappes du Complexe sédimentaire de la bordure sud-ouest du bassin des Illummedens (Niger), approche géochimique et géodynamique*. Thèse, Université de Paris XI, 249p.
- Kandjanga, Edith. 2007. *Etude hydrochimique et isotopique du système zone non saturée-nappe dans la zone urbaine de N'Djamena : impact de la pollution*. Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, France, p206.
- Leduc, Christian., Taupin, Jean-Denis. 1997. « Hydrochimie et recharge de la nappe phréatique du continental terminal (Niamey, Niger) ». IAHS publication, no. 244. p235-243.
- Leduc, Christian., Sabljak, Sinisa., Taupin, Jean-Denis., And Favreau, Guillaume. 2000. *Estimation de la recharge de la nappe quaternaire dans le Nord-Ouest du bassin du Lac-Tchad (Niger Oriental) à partir des mesures isotopiques* p355 – 360.
- Leduc, Christian., Favreau, Guillaume., & Schroeter, P. (2001). *Long-term rise in a sahelian water-table*. Nature. IRD/AIEA, p10-30.
- Le Gal, Corinne., Marlin, Christian., Leduc, Christian., Massault, Michel., Favreau, Guillaume. 2001. *Renewal rate estimation groundwater based and radioactive tracers (^3H et ^{14}C) in an unconfined semiarid area. Illumede Basin, Niger* Journal of hydrology, no 254, p145-156.
- Li, Zhandong., et al. 2021. *Isotopic evidence for hydrological processes in semi-arid river bassins* Journal of hydrology, 603, 12700 p25-30. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2021.127007>
- Lutz Arthur., Thomas James M. & Panorska Anna. 2011. Environmental controls on stable isotope precipitation values over Mali and Niger, West Africa. Environ. Earth Sci. **62**(8), 1749-1759. DOI : 10.1007/s12665-010-0655-7
- Luz B., Barkan E., Yam R. & Shemesh A. 2009 Fractionation of oxygen and hydrogen isotopes in evaporating water. Geochim. Cosmochim. Vol. **73**(22), p6697-6703. doi.org/10.1016/j.gca.2009.08.008
- Mahamat Nour Abdallah. 2019. *Fonctionnement hydrologique, chimique et isotopique du principal affluent du lac Tchad : le système Chari Logone* [Hydrological, chemical, and isotopic functioning of the main tributary to the Lake Chad: the Chari-Logone system]. PhD Thesis, Aix-Marseille Université, Marseille, France. p75-81.
- Mook Willem. Gerrit. 2001. *Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique*. Chap 4, 174-215. <https://studylibfr.com/doc/2863414/isotopes-de-l-environnement-dans-le-cyclehydrologique>
- Olivry, Jean-Claude. 1996. *Variabilité climatique en Afrique*. Hydrological Sciences Journal. p8
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. G. 2002. *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*. Hydrogeology Journal, Vol. 10 (1), p18-39.
- Schmidt, Michael W., & Werner, Martin. 2014. Numerical simulations of the influence of relative humidity on d-excess in precipitation. Journal of Geophysical Research, Vol. 119 (9), 5152-5169 <https://doi.org/10.1002/2014JD021522>
- Sonntag Christian., Klitzsche Ernst., Lohnert Ernst. Peter., Elshazly Emad Mohamed., Munnich Karl. Otto., Junghans Christian H., Thorweine Ulf., Weistroffer Klaus. and Swailem Fathi. Mohamed. 1979. *Paleoclimatic information from Deuterium and Oxygen 18 in Carbon dated north Saharian groundwaters*. IAEA-CSM, pp. 28 et 228.

Taupin Jean-Denis., Coudrain-Ribstein Annie., Gallaire René., Zuppi Giovanni. Maria. & Filly Alain. 2000 Rainfall characteristics ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ΔT and ΔH_r) in western Africa: Regional scale an influence of irrigated areas. J.Geophys.Res.Atmospheres V.**105**(D9), p11911–11924.
doi.org/10.1029/1999JD901032