

HYDROGÉOCHIMIQUE DES AQUIFÈRES DE SUBSURFACE ET PROFOND DE LA VILLE DE N'DJAMENA

EWODO MBOUDOU Guillaume^{1*}, BON André Firmin², BINELI AMBOMO Etienne², NANG-YANA N'dalna¹, KATCHEBA Patalet Gaiba¹, OMBOLO Auguste¹

¹Département d'Hydraulique et Maîtrise des Eaux, Ecole Nationale Supérieure Polytechnique de Maroua, Université de Maroua. B.P. 46 Maroua. E-Mail: polytech@uni-maroua.cm

²Département de Météorologie, Climatologie, Hydrologie et Pédologie, Ecole Nationale Supérieure polytechnique de Maroua, Université de Maroua. B.P. 46 Maroua. E-Mail: polytech@uni-maroua.cm

* Corresponding author: **EWODO MBOUDOU Guillaume**

Tel: (237) 674 18 33 71/ (237) 656 95 31 69 E-mail: guillaume_ewodo@yahoo.fr

Résumé

L'hydrogéochimie des aquifères de subsurface et profond dans la ville de N'Djamena a été étudiée à partir des techniques conventionnelles d'analyse et des graphiques plotter. Le comportement ionique, les faciès hydrochimiques et les facteurs contrôlant la chimie des eaux souterraines ont été examinés et définies. Les résultats indiquent que l'abondance relative des principales espèces dissoutes est $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ pour les cations dans les deux types d'aquifère et $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^-$ et $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$ pour les anions respectivement dans l'aquifère de subsurface et profond. Les deux principaux faciès chimiques d'eau rencontrés sont : le faciès calco-magnésien bicarbonaté (CaMg-HCO_3^-) et le faciès sodique potassique bicarbonaté (NaK-HCO_3^-). Dans ces aquifères, les minéraux sulfatés sont sous saturés. Concernant les minéraux siliceux, la Calcédoine et le quartz sont sursaturés, par contre la silice amorphe est sous saturée.

Mots clé : Hydrogéochimie, aquifère de subsurface, aquifère de profond, N'Djamena, Tchad

Abstract

The hydrogeochemistry of shallow and deep aquifers in the N'Djamena town has been studied using conventional analysis techniques and plotter plots. Ionic behavior, hydrochemical facies, and factors controlling groundwater chemistry were examined and defined. The results indicate that the relative abundance of the main dissolved species is $\text{Ca}_2^+ > \text{Na}^+ > \text{Mg}_2^+ > \text{K}^+$ for the cations in both aquifer types and $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^-$ and $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$ for the anions respectively in the shallow and deep aquifer. The two main chemical facies of water encountered are: calc-magnesian bicarbonate facies (CaMg-HCO_3^-) and potassic-sodium bicarbonate facies (NaK-HCO_3^-). In these aquifers, sulphate minerals are under saturated. For siliceous minerals, Chalcedony and quartz are supersaturated, whereas amorphous silica is under saturated.

Keys words: Hydrogeochemistry, shallow aquifer, deep aquifer, N'Djamena, Chad

Received: 12/02/2018

Accepted: 16/11/2018

DOI: <https://dx.doi.org/10.4314/jcas.v14i3.6>

© The Authors. This work is licensed under the Creative Commons Attribution 4.0 International Licence.

Introduction

La composition chimique des eaux souterraines dépend de la chimie de l'eau dans la zone de recharge et des divers processus géochimiques qui se produisent dans les niveaux aquifères traversés qui varient dans les aquifères de subsurface et les aquifères profonds. Les processus géochimiques qui se produisent dans ces niveaux rendent compte des variations spatio-temporelles de la chimie des eaux souterraines (Matthess, 1982). Ainsi la composition de l'eau souterraine dans ces différents aquifères évolue à partir de l'interaction eau-roche et du mélange interne entre les différentes voies d'écoulement des eaux souterraines dans les couches lithologiques (Wallick et Toth, 1976; Toth, 1984). Dans les zones arides et semi-arides, la qualité de l'eau est plus souvent associée aux normes d'eau potable et à la composition chimique des principaux éléments majeurs de l'eau souterraine (OMS, 2006). Ces principaux éléments majeurs peuvent indiquer la nature de l'altération chimique (Gibbs, 1970 ; Meybeck, 1987, 2003 ; Degens et al., 1991). De nombreuses études sur l'hydrogéochimie des eaux souterraines dans ces zones arides subsahariennes d'Afrique, particulièrement dans la zone du Lac Tchad, ont été menées pour comprendre la géochimie des eaux souterraines et la recharge des aquifères (Schneider, 1992 ; Ketchemen, 1993 ; Djoret., 2000). Cependant, les travaux sur la géochimie des aquifères de subsurface et des aquifères profonds restent précaires. Dans la ville de N'Djamena, l'aquifère de subsurface et l'aquifère profond sont en grande partie exploités par la population locale pour les ressources en eau potable (BRGM, 1987 ; Schneider, 1992 ; Djoret, 2000). La connaissance de l'hydrogéochimie de ces aquifères pour évaluer la qualité de cette ressource en eau souterraine où elle est utilisée soit pour l'irrigation, soit pour les besoins en eau potable est importante (Srinivas et al., 2013). C'est dans cette perception que cette étude a été

effectuée sur la base de l'analyse des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines captées dans les aquifères de subsurface à travers les puits à motricité humaine et celles captées dans les aquifères profonds par les forages pour la distribution de l'eau en réseau dans la ville de N'Djamena.

Matériel et méthodes

Site d'étude

La ville de N'Djamena est située entre 12,002° et 12,286° de latitude Nord et entre 14,848° et 15,287° de longitude Est (Fig1). Elle se trouve dans une zone semi-aride, marquée par une longue saison sèche (Octobre à Mai) alternant avec une petite saison de pluies (Juin-septembre). La pluviométrie varie entre 226 et 990 mm avec une moyenne annuelle de 584 mm alors que la température oscille entre 28°C et 47°C (DREM, 2012). Les eaux de la ville sont drainées par des fleuves Chari et Logone à régime tropical appartenant au bassin du Lac Tchad. La ville de N'Djamena repose sur les formations du continental terminal (CT) qui sont, par endroits, recouvertes par les formations du plio-quadernaire. Ces formations sont très hétérogènes et présentent, de haut en bas : les niveaux argileux-limoneux avec des passés de sable entre 0 et 10 m ; une succession de couches de sables, argilo-sableuse avec les lentilles argileuses entre 10 et 60 m ; les argiles imperméables entre 60 et 75 m (BRGM, 1988). Les niveaux argileux imperméables à semi-perméables constituent les murs des aquifères (BRGM, 1987). La limite inférieure de l'aquifère de subsurface est représentée par des bancs argileux à une profondeur d'environ 20 m et le mur de l'aquifère profond se situerait entre 60 et 75 m de profondeur (Schneider et Wolff, 1992; Kushnir, 1993). La surface piézométrique se situe entre 10 et 15 m de profondeur sous le sol (Artis et Garin, 1991; Djoret, 2000).

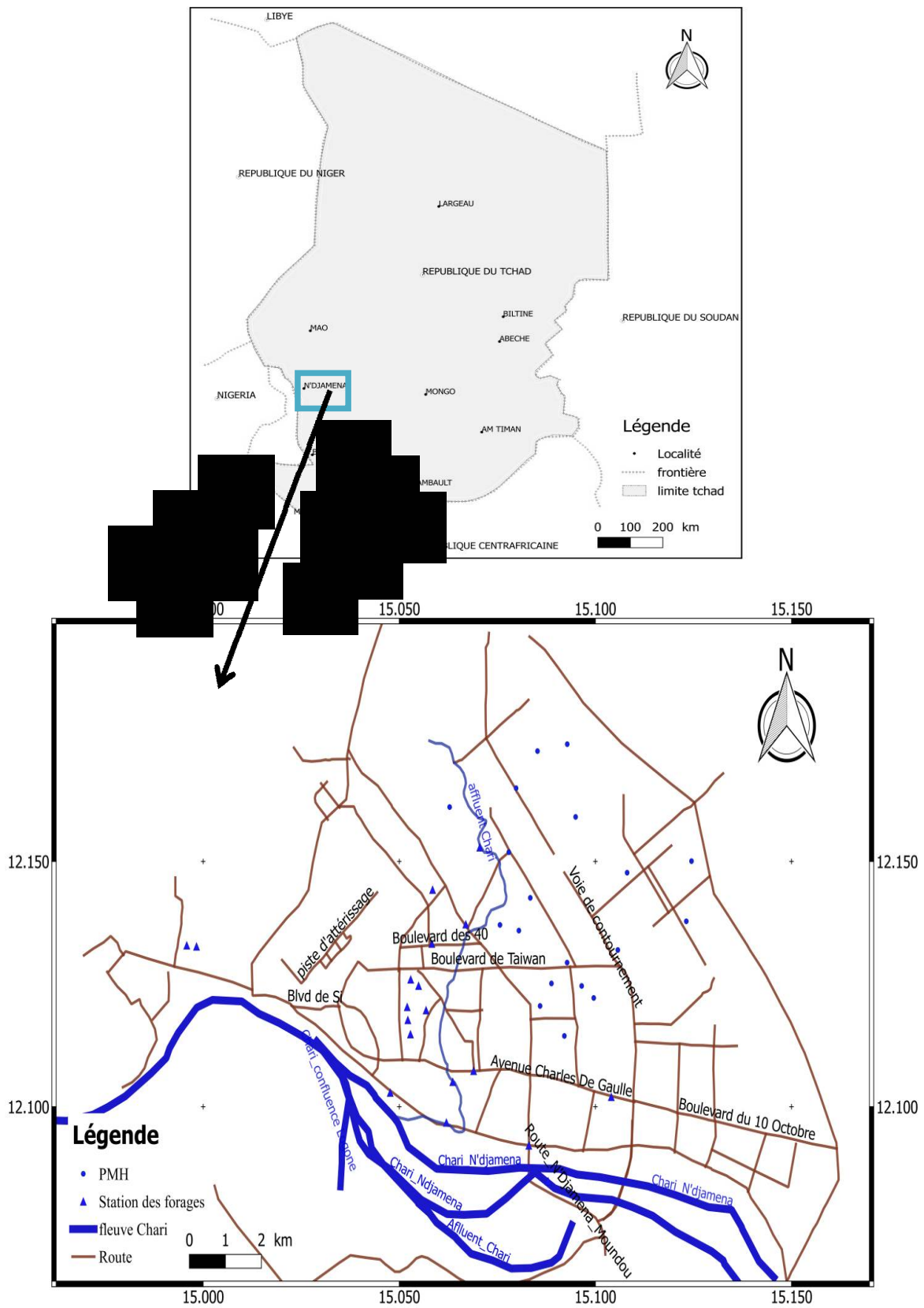


Figure 1 : Situation de la ville de N'Djamena et les points de prélèvement des échantillons d'eau

Prélèvement des échantillons et méthodes d'analyse

Au total, 28 échantillons d'eau ont été prélevés dont 12 dans les forages de l'aquifère profond, captées par la Société Tchadienne des Eaux (STE) et 16 dans les puits équipés de pompe à motricité humaine (PMH), captant l'aquifère de subsurface. Ces prélèvements ont été effectués pendant la période de Mai et Juin 2015 correspondant au début de la saison pluvieuse. Le pH, la conductivité électrique (CE) et la température ont été déterminés *in situ* à l'aide d'un Multi paramètre de Marque WWW Multi 3430 S et F, avec les électrodes S940, FDO 925, TC 925. Les échantillons destinés à l'analyse des paramètres chimiques au laboratoire ont été prélevés dans des bouteilles en polyéthylène. Ces échantillons ont été filtrés à la membrane en cellulose de 0,45µm dans deux flacons. Un flacon contenant de l'eau pour l'analyse des cations a été acidifiée afin d'empêcher la précipitation. L'autre flacon contenant de l'eau non acidifiée pour l'analyse des anions. Les échantillons ont été bouchés et conservés à 4 ° C dans une glacière contenant des blocs de glace. L'alcalinité a été déterminée après chaque échantillonnage grâce au spectrophotomètre PC MULTIDIRECT. Des analyses chimiques ont été effectuées au laboratoire de l'Institut Fédéral de Géosciences et des Ressources Naturelles à Hanovre (Allemagne). Le fluor, le chlorure, le nitrate et le sulfate ont été déterminés à l'aide d'un chromatographe de marque DIONEX ICS-3000 suivant la norme EN ISO 10304-4. Le potassium, sodium, magnésium, calcium et la silice ont été déterminés à l'aide d'un spectrophotomètre de marque SPECTRO CIROS CCD suivant la norme DIN EN ISO 11885. Ces paramètres ont par la suite été comparés suivant les valeurs standards recommandées par l'OMS (2006). Le logiciel Diagramme a été utilisé pour déterminer les faciès hydrogéochimiques des eaux de la ville de N'Djamena. Le mécanisme de contrôle de la

qualité de l'eau a été évalué au moyen du diagramme de Gibbs. Les données thermodynamiques ont été analysées à partir du programme géochimique de PHREEQC du logiciel Diagrammes (Plummer et al, 1976). Ces données ont permis d'évaluer l'indice de saturation de l'eau.

Résultats

Faciès des eaux souterraines

Dans les deux types d'aquifère (subsurface et profond), l'ordre d'abondance des cations est $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$ alors celui des anions est $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{NO}_3^-$ dans l'aquifère de subsurface et $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$ dans l'aquifère profond (Fig.2). Il n'existe pas de différenciation cationique dans les deux aquifères mais celle-ci semble perceptible au niveau des anions notamment entre les ions Cl^- et SO_4^{2-} (Fig.2). Les ions Ca^{2+} et HCO_3^- sont les plus abondants dans les deux types d'aquifère et varient respectivement entre 11,00 et 51,60 mg/l et entre 72,30 et 353,80 mg/l respectivement pour l'aquifère de subsurface et l'aquifère profond (Tab.1). Les concentrations des anions sont fortement représentées par l'ion HCO_3^- avec un pourcentage de 83% et 93% respectivement pour l'aquifère de subsurface et l'aquifère profond (Fig.2). Le report des ions majeurs sur le diagramme de Piper (Fig.3) fait ressortir deux grands faciès des eaux souterraines dans la ville de N'Djamena : le faciès calco-magnésien bicarbonaté (CaMg-HCO_3^-) et le faciès sodique potassique bicarbonaté (NaK-HCO_3^-).

Tableau 1 : Valeurs des éléments chimiques et les résultats statistiques de divers rapports d'échantillons d'eau souterraine des deux aquifères

| paramètre | Aquifère de subsurface | | | | | Aquifère profond | | | | | Norme OMS, 2006) | |
|--------------------------------------|------------------------|--------|--------|------------|-------|------------------|--------|--------|------------|-------|------------------|------------------|
| | Min | Max | Moy | Ecart type | CV | Min | Max | Moy | Écart type | CV | Max. désirable | Max. permissible |
| pH | 6,18 | 7,80 | 6,84 | 0,42 | 0,06 | 6,70 | 7,50 | 7,05 | 0,25 | 0,03 | 7,40-8,5 | 6,2-9,5 |
| CE (µS/cm) | 124 | 772 | 374,69 | 165,41 | 0,43 | 216 | 710 | 385,08 | 151,93 | 0,38 | 750 | 1500 |
| T °C | 28,10 | 33,20 | 31,41 | 1,34 | 0,04 | 28,30 | 36,90 | 31,31 | 2,38 | 0,07 | | |
| K (mg/l) | 3,20 | 10,70 | 6,28 | 2,14 | 0,33 | 3,60 | 6,90 | 5,33 | 1,15 | 0,21 | 100 | 250 |
| Mg (mg/l) | 3,10 | 14,70 | 10,39 | 3,64 | 0,34 | 3,91 | 17,10 | 9,04 | 4,28 | 0,45 | 30 | 150 |
| Ca (mg/l) | 11,00 | 51,60 | 36,89 | 12,76 | 0,34 | 8,16 | 62,70 | 34,21 | 16,34 | 0,46 | 75 | 250 |
| Na (mg/l) | 5,60 | 119,00 | 24,64 | 31,47 | 1,24 | 6,80 | 144,00 | 31,55 | 36,63 | 1,11 | 50 | |
| HCO ₃ (mg/l) | 72,30 | 353,80 | 198,57 | 81,64 | 0,4 | 127,00 | 310,00 | 200,42 | 70,34 | 0,34 | 300 | 600 |
| Cl (mg/l) | 0,02 | 17,80 | 3,10 | 4,44 | 1,39 | 0,38 | 32,90 | 12,44 | 10,26 | 0,79 | 250 | 600 |
| NO ₃ (mg/l) | 0,01 | 48,30 | 4,43 | 12,07 | 2,64 | 0,07 | 26,20 | 8,70 | 10,3 | 1,13 | 50 | 50 |
| SO ₄ ²⁻ (mg/l) | 0,88 | 25,10 | 6,89 | 6,58 | 0,93 | 0,95 | 48,20 | 12,88 | 12,75 | 0,95 | 250 | 600 |
| SiO ₂ (mg/l) | 58,20 | 94,50 | 76,21 | 10,66 | 0,14 | 58,20 | 86,40 | 73,06 | 8,84 | 0,12 | | |
| F (mg/l) | 0,14 | 0,92 | 0,44 | 0,24 | 0,52 | 0,25 | 0,99 | 0,49 | 0,21 | 0,41 | | |
| TDS (mg/l) | 227,43 | 667,68 | 367,83 | 116,06 | 0,31 | 243,57 | 623,75 | 388,12 | 118,04 | 0,29 | 600 | 1000 |
| Na/Cl | 35,18 | 2,64 | 11,64 | 10,63 | 0,91 | 44,27 | 1,24 | 9,36 | 12,23 | 1,31 | | |
| Ca/Mg | 2,68 | 1,8 | 2,15 | 0,25 | 0,12 | 3,09 | 1,25 | 2,26 | 0,47 | 0,21 | | |
| IS Anhydrite | -4,43 | -2,59 | -3,34 | 0,53 | -0,16 | -4,05 | -2,47 | -3,12 | 0,44 | -0,14 | | |
| IS Aragonite | -1,52 | -0,01 | -0,84 | 0,47 | -0,56 | -1,14 | -0,16 | -0,67 | 0,30 | -0,45 | | |
| IS Calcite | -1,38 | 0,13 | -0,7 | 0,47 | -0,67 | -1,00 | -0,03 | -0,53 | 0,30 | -0,57 | | |
| IS Chalcédoine | 0,47 | 0,68 | 0,58 | 0,06 | 0,1 | 0,45 | 0,65 | 0,56 | 0,06 | 0,11 | | |
| IS Dolomite | -2,8 | 0,12 | -1,53 | 0,92 | -0,6 | -2,12 | -0,32 | -1,21 | 0,56 | -0,46 | | |
| IS Gypse | -4,23 | -2,41 | -3,15 | 0,53 | -0,17 | -3,87 | -2,27 | -2,93 | 0,44 | -0,15 | | |
| IS Quartz | 0,88 | 1,09 | 0,99 | 0,07 | 0,07 | 0,86 | 1,06 | 0,97 | 0,06 | 0,06 | | |
| IS Halite | -10,95 | -7,27 | -9,26 | 0,92 | -0,1 | -9,92 | -6,92 | -8,39 | 0,88 | -0,1 | | |
| IS SiO ₂ (a) | -0,35 | -0,14 | -0,24 | 0,06 | -0,25 | -0,36 | -0,17 | -0,26 | 0,05 | -0,19 | | |

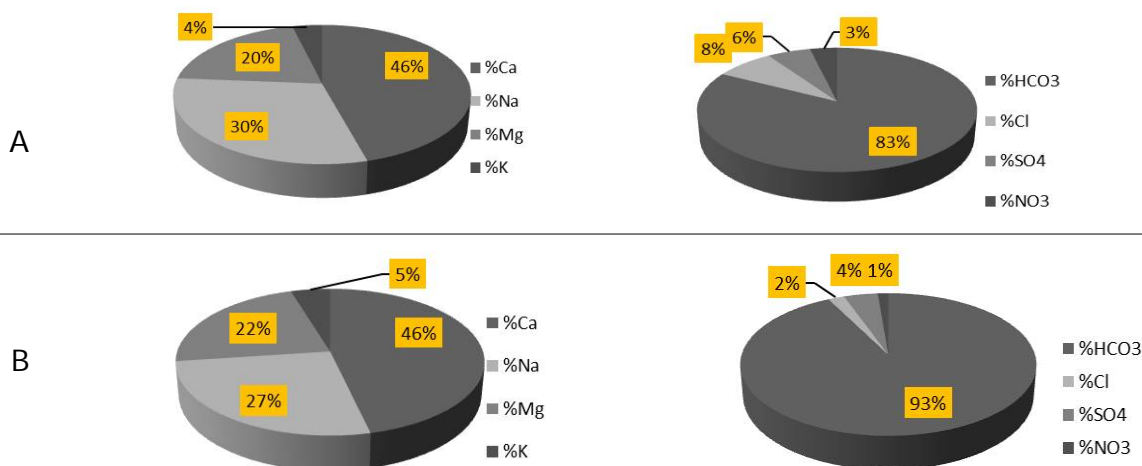


Figure 2 : Diagramme circulaire de concentration moyenne des ions (még/l) montrant respectivement la dominance de (Ca²⁺ + Mg²⁺) et (CO₃²⁻ + HCO₃⁻) sur (Na⁺ + K⁺) et (SO₄²⁻ + Cl⁻) respectivement. A : aquifère de subsurface ; B : aquifère profond

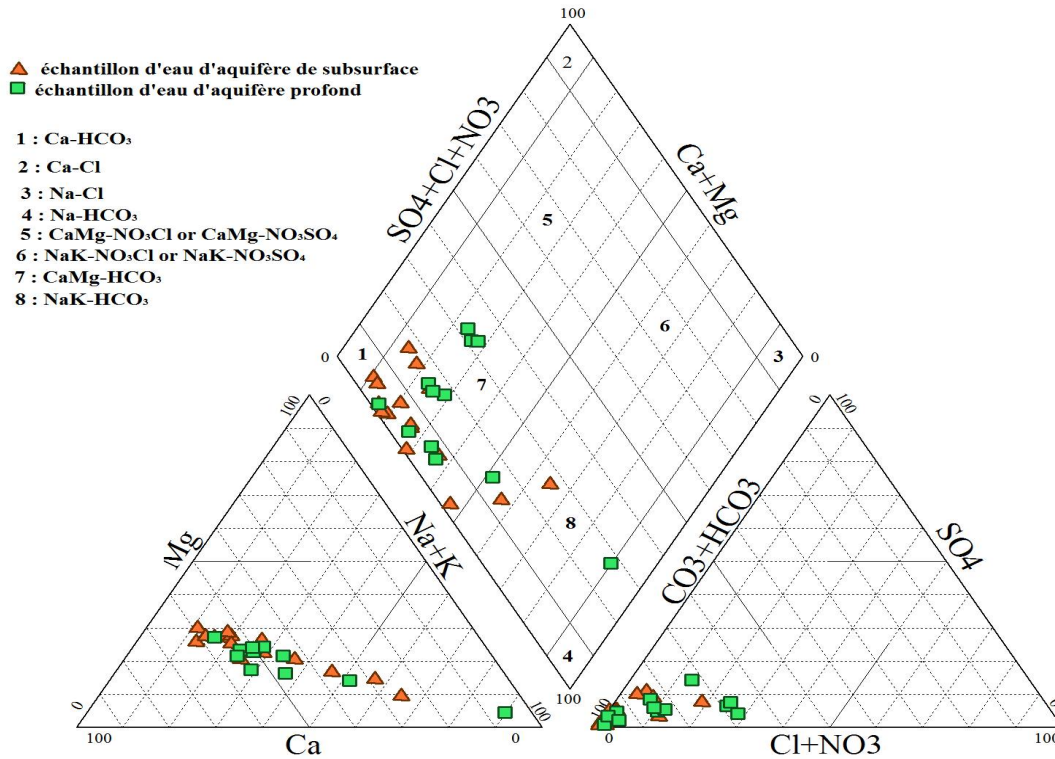


Figure 3 : Diagramme de Piper illustrant une forte concentration des échantillons d'eau dans les domaines de faciès (7) et (8) du losange.

Rapport Na/Cl et Ca/Mg

Le rapport molaire de Na/Cl des échantillons d'eau de l'aquifère de subsurface varie entre 2,64 et 35,18 avec une moyenne de 11,64 (Tab.1). Ce rapport Na/Cl varie entre 1,24 et 44,27 dans les eaux de l'aquifère profond avec une moyenne est de 9,36 (Tab.1).

Le rapport Ca/Mg) varie entre 1,8 et 2,68 avec une moyenne de 2,15 dans les eaux de l'aquifère de subsurface et entre 1,25 et 3,09 avec une moyenne de 2,26 dans les eaux de l'aquifère profond (Tab.1).

Relation d'équilibre ionique des eaux souterraines

La relation (Na⁺ + K⁺) Vs Cl⁻ (Fig. 4A) montre que les eaux de l'aquifère de subsurface sont situées de part et d'autre de la droite d'équiline (1:1) illustrant aucune influence entre les alcalins (Na⁺+ K⁺) et les chlorures (Cl⁻). Par contre, les eaux de l'aquifère profond (Fig.4A), situées pour la plus part au-dessus ou sur la droite d'équiline

(1:1), montrent la dominance des alcalins (Na⁺ + K⁺) sur les ions chlorures (Cl⁻). La relation (Na⁺ + K⁺)/TC montre que les eaux souterraines de deux types d'aquifère sont en dessous de la droite d'équiline (1:1) (Fig.4B) indiquant la dominance des cations totaux (TC) sur les alcalins (Na⁺ + K⁺). Par contre, elles sont plutôt au-dessus de la droite d'équiline (1:1) pour la relation (Ca²⁺ + Mg²⁺)/TC (Fig.4C) montrant la dominance des alcalino-terreux sur les cations totaux (TC). La relation (Ca²⁺ + Mg²⁺) Vs (HCO₃⁻ + SO₄²⁻) montre une répartition éparsée des points autour de la droite d'équiline (1:1) avec une tendance à la prédominance des alcalino-terreux (Ca²⁺ + Mg²⁺) (Fig.4D). La relation (HCO₃⁻ + SO₄²⁻) Vs TA (Fig.4 E) montre une très forte corrélation entre les ions (HCO₃⁻ + SO₄²⁻) et les anions totaux (TA). Par contre, la relation Cl Vs TA (Fig.4F) montre que les eaux de l'aquifère de subsurface sont en dessous de la droite d'équiline (1:1) et quelques forages de l'aquifère profond (Fig. 4F) ont les eaux au-dessus de la droite d'équiline (1:1) illustrant que ces eaux sont chlorurées.

Indice de saturation (IS)

L'indice de saturation (IS) exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et le minéral dans la matrice de l'aquifère. Cet indice de saturation (IS) d'un minéral donné est défini suivant l'équation 1 (Lloyd et Heathcoat, 1985) :

$$IS = \log \left(\frac{IAP}{K_{SP}} \right)$$

où l'IAP est le produit d'activité ionique de la solution, et Ksp est le produit de solubilité du minéral dans l'eau.

Les résultats montrent que l'aquifère de subsurface (Tab.1) a des valeurs d'IS négatives pour les minéraux sulfatés et les valeurs d'IS positives pour les minéraux siliceux. Ces résultats indiquent que l'aquifère de subsurface est sous saturé par rapport aux minéraux sulfatés et saturé par rapport aux minéraux siliceux. L'aquifère profond (Tab.1) a des valeurs d'IS négative par rapport à ces minéraux (carbonatés, sulfatés et siliceux) illustrant que cet 'aquifère est sous saturé par rapport aux minéraux étudiés.

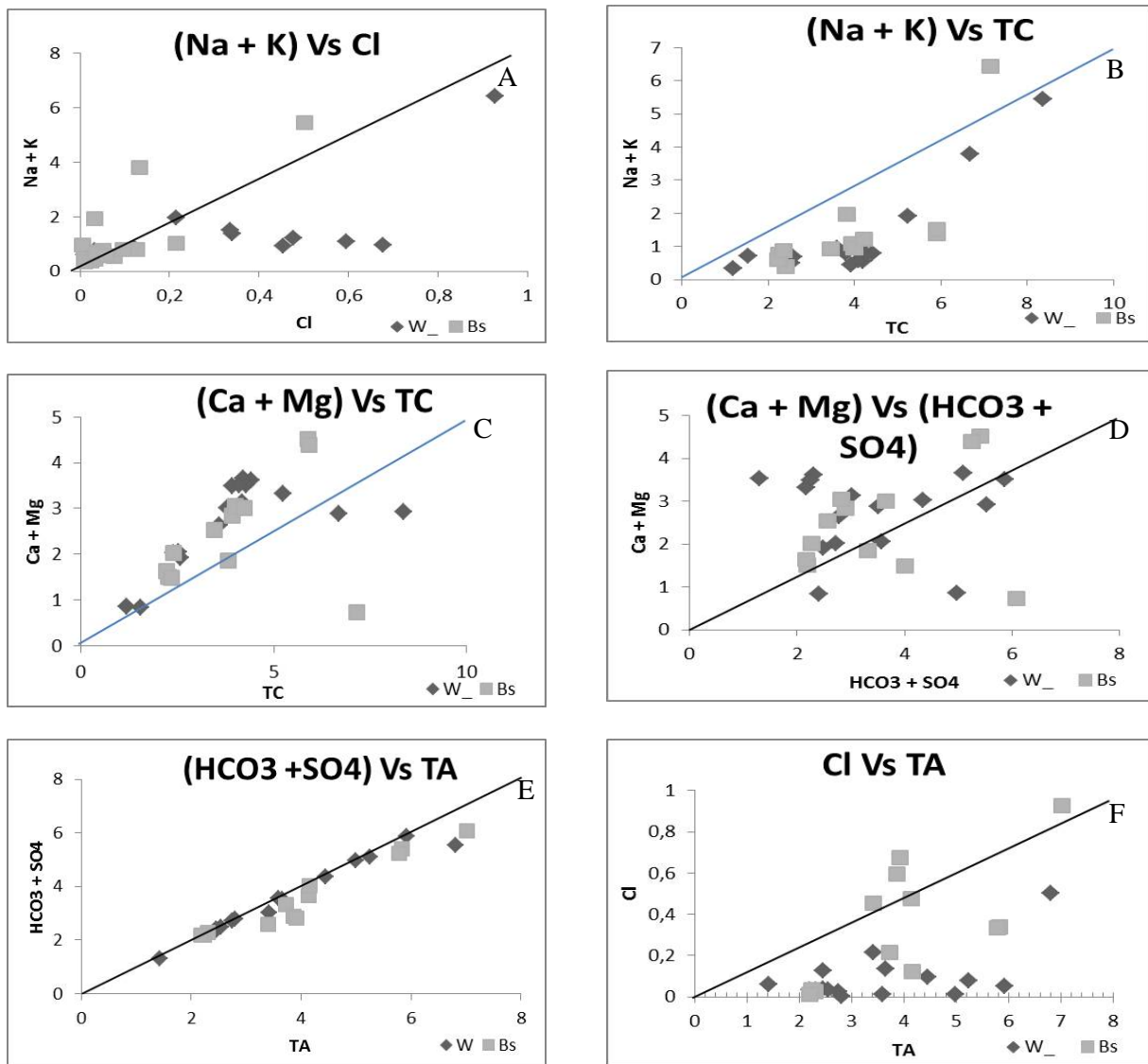


Figure 4: Diagramme d'équiline 1:1 ; A : corrélation entre alcalin (Na + K) et le chlorure (Cl) ; B : corrélation entre alcalin (Na + K) et les cations totaux (TC) ; C : corrélation entre alcalino-terreux (Ca + Mg) et les cations totaux (TC) ; D : corrélation entre alcalino-terreux et les carbonates de sulfate ($HCO_3 + SO_4$) ; E : corrélation entre les carbonates de sulfate ($HCO_3 + SO_4$) et les anions totaux (TA) ; F : corrélation entre le chlorure (Cl) et les anions totaux (TA) ; W_ : Puits (aquifère de subsurface) ; Bs_ : Forage (aquifère profond)

Relation entre indice de saturation et la TDS

La représentation des différents IS par rapport à la TDS (mg/l) des échantillons d'eau de deux aquifères montre que ces eaux sont sous saturés en minéraux sulfatés (Fig.5A et 5B). Concernant les minéraux siliceux, les deux aquifères sont saturés en quartz et Calcédoine, mais, ils sont sous saturés en silice amorphe (Fig.5C et 5D). Pour les minéraux carbonatés, la représentation

des différents IS par rapport à la TDS (mg/l) des échantillons d'eau montre que 96% des échantillons d'eau d'aquifère de subsurface sont sous saturés par rapport aux minéraux carbonatés. 4% d'échantillons d'eau d'aquifère de subsurface sont sursaturé (Fig.5E). Tous les échantillons d'eau de l'aquifère profond sont sous saturés en minéraux carbonatés (Fig.5F).

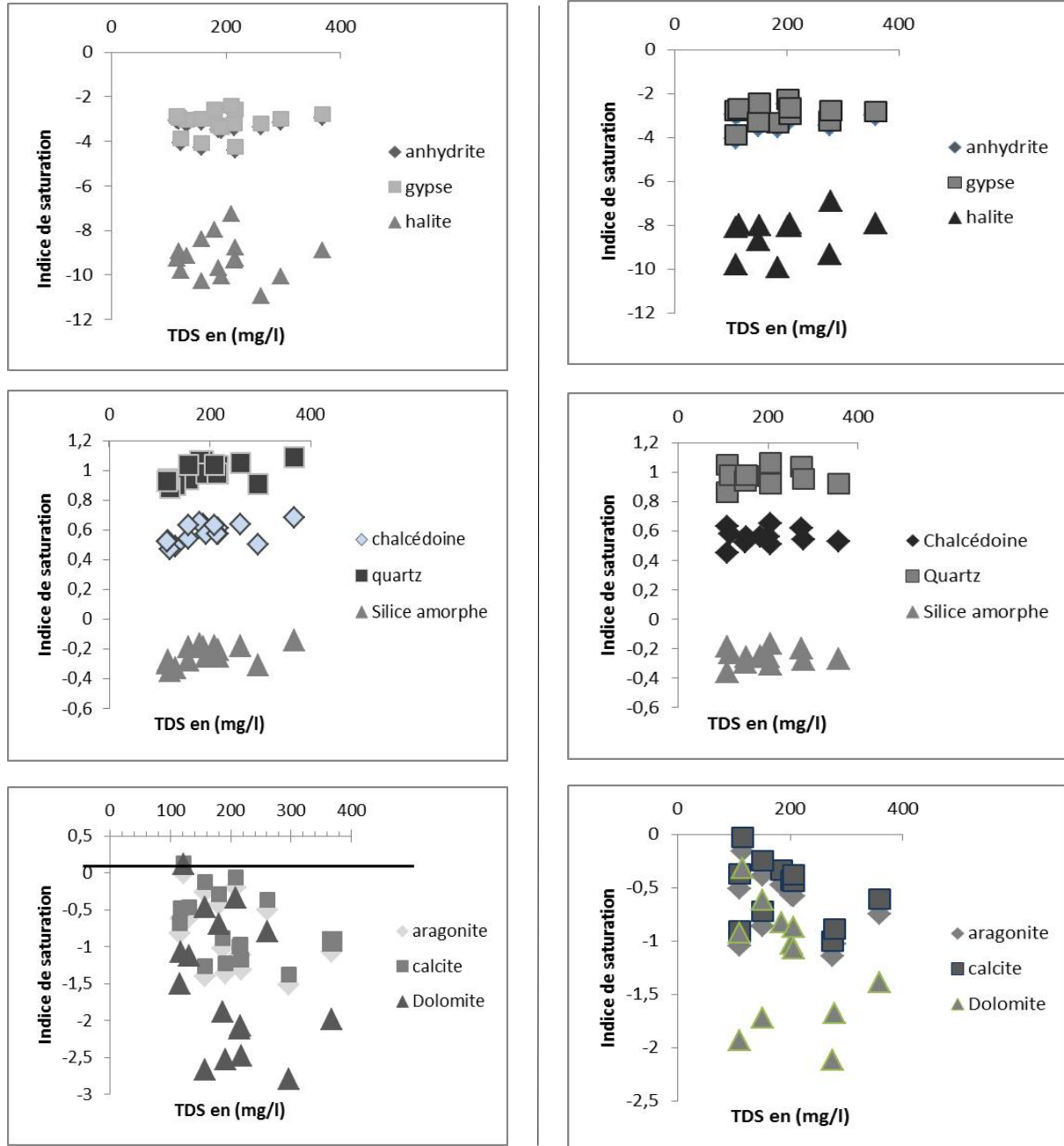


Figure 5 : Relations entre Indices de saturation (IS) et la TDS (en mg/l). IS_{minéraux sulfaté} Vs TDS (A : aquifère de subsurface ; B : aquifère profond) ; IS_{minéraux siliceux} Vs TDS (C : aquifère de subsurface ; D : aquifère profond) ; IS_{minéraux carbonaté} Vs TDS (E : aquifère de subsurface ; F : aquifère profond)

Discussion

La caractérisation physico chimique des eaux souterraines de la ville de N'Djamena montre la dominance de deux faciès : le faciès calco-magnésien bicarbonaté (CaMg-HCO_3^-) et le faciès sodique potassique bicarbonaté (NaK-HCO_3^-). Ces deux faciès indiquent une dissolution minérale probablement des minéraux carbonatés et silicatés avec recharge suffisante des aquifères (Srinivasamorthy et al., 2014). En effet, l'excès de sodium, caractérisé par un rapport ($\text{Na/Cl} > 1$), est lié à l'altération des silicates (Meybeck, 1987 ; Stallard et Edmond, 1983). 33,33% des eaux de l'aquifère de subsurface sont issus de la dissolution de la calcite ($1 < \text{Ca/Mg} < 2$) alors que 66,67% sont issus de la dissolution des minéraux silicatés avec un rapport $\text{Ca/Mg} > 2$ (Maya et Loucks, 1995). Cette dissolution des minéraux silicatés correspond à 83,33% dans l'aquifère profond. Le rapport cations alcalins ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) sur ion chlorure (Cl^-) suggèrent que les ions chlorure et les ions alcalins présentent des processus géochimiques différents (Kumar et al., 2013 ; Kamtchueng et al., 2016). Les relations $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{TC}$ et $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/\text{TC}$ indiquent un excès d'ion alcalino-terreux d'une part et un échange des ions alcalino-terreux au cours des processus chimiques (Kamtchueng et al., 2016). Djoret, (2000) signale que les phénomènes d'hydrolyse et d'échanges de bases ont lieu du fait de la richesse du réservoir en minéraux argileux dans la zone d'étude entraînant un enrichissement des eaux en ion sodium au détriment du calcium. La relation ($\text{Cl}^- \text{ Vs } \text{TA}$) illustre que les ions chlorures ont participé dans le processus géochimique du milieu augmentant ainsi la minéralisation des eaux de l'aquifère de subsurface (Schneider, 1992). Néanmoins, les échantillons d'eau de l'aquifère profonds situés au-dessus de la droite indiquent un excès d'ions chlorures dans ce milieu.

L'interaction entre roche et l'eau dans ces aquifères entraîne la lixiviation des ions qui

influence la chimie de l'eau et forme différents produits en fonction du temps de séjour de l'eau, des conditions climatiques et du régime d'écoulement (Yidana et al., 2012). Ces réactions conduisent à la variation du degré d'équilibre entre l'eau et les phases minérales en question (Deutsch, 1997). Cette variation se caractérise dans la présente étude par une sous saturation des minéraux sulfatés, de la silice amorphe et une saturation des minéraux siliceux notamment la Calcédoine et le quartz. Le flux élevé de silice amorphe peuvent être dus à l'altération des carbonates (Jankowski et al., 1998).

Conclusion

Les eaux souterraines de la ville de N'Djamena ont été caractérisées et évaluées en utilisant diverses techniques. Leurs compositions chimiques montrent que les ions Ca^{2+} et HCO_3^- constituent les principaux ions dans les deux types d'aquifère. Les faciès calco-magnésien bicarbonaté (CaMg-HCO_3^-) et sodique potassique bicarbonaté (NaK-HCO_3^-) constituent les deux grands faciès de la zone d'étude. Les concentrations élevées des ions dans ces eaux se produisent en raison de l'altération de silicate des roches et des activités anthropogènes. Le produit chimique de l'altération des minéraux des roches est le principal facteur qui contrôle la chimie de l'eau souterraine dans cette zone d'étude. Les indices Chloro alcalin indiquent que les échanges ioniques normaux dominant sur les échanges inverses dans la matrice des couches aquifères ceux-ci en relation avec la dissolution des différents minéraux présents dans les roches. Dans ces aquifères, les minéraux sulfatés sont sous saturés. Concernant les minéraux siliceux, la Chalcédoine et le quartz sont sursaturés, par contre la silice amorphe est sous saturée.

Remerciement

Cette étude a été réalisée grâce à la coopération Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) et la Commission du Bassin du

Lac Tchad (CBLT). Nous remercions les expert BGR-CBLT pour nous avoir fournir la logistique pendant la campagne de prélèvement et ont permis de réaliser les analyses chimiques à l'Institut Fédéral de Géosciences et de Ressources Naturelles (Hanovre, Allemagne).

Références bibliographiques

Artis H. et Garin H. (1991). Programme prioritaire de développement rural en zone de concentration du 6e F.E.D. Valet hydraulique villageoise et pastorale. Rapport de fin des travaux, 35p.

BRGM, (1987). Actualisation des connaissances sur les ressources en eau souterraines de la République du Tchad. Première partie. Présentation générale et bibliographique. 185p

BRGM, (1988). Etude de la vulnérabilité des nappes aquifères superficielles de N'Djamena (Tchad) et recommandations pour les aménagements. 89 p

Degens ET, Kempe S, Richey JE (1991) Biogeochemistry of major world rivers. In: Biogeochemistry of Major World Rivers, SCOPE Rep., 42. John Wiley, New York, pp. 323–347

Deutsch, W. J., (1997). Groundwater geochemistry: fundamentals and application to contamination. Boca Raton: CRC.

Direction des Ressources en Eau et de la Météorologie (DREM), (2012). Annuaire de relevée climatique. Division de la Climatologie, Base de données. Ann. 289p

Djoret D., (2000) : Etude de la recharge de la nappe du Chari Baguirmi (Tchad) par les méthodes chimiques isotopiques. Thèse Doctorat, Univ. d'Avignon. 157p

Jankowski J, Acworth R. I., (1997). Impact of debris-flow deposits on hydrogeochemical processes and the development of dryland salinity in the Yass River catchment, New South Wales, Australia. *Hydrogeol. J.* 5(4):71-88.

Kamtchueng B.T., Fantong W. Y., Wimvem M. J., Tiodjio R., Takounjou A. F., Ndam Ngoupayou J.R., Kusakabe M., Zhang J., Ohba T., Tanyileke G., Hell J.V., and Ueda A., (2016). Hydrogéochimie et qualité de surface water and groundwater in the vicinity of Lake Monoun, West Cameroon: approach from multivariate statistical analyses and stable isotopic characterization. *Environ. Monit. Assess* 188 :524 Doi10.1007/s10661-016-551-x

Ketchemen B, Noah E, Faye A, Aranyossy JP (1993) Application des isotopes de l'environnement à l'étude des aquifères du grand Yaere (extrême nord Cameroun). IAEA, TECDOC- 721, pp. 107-23.

Kumar R. A.X., Giridharan L., Shyamala J. Velmurugan P.M., and Jayaprakash M., (2013). Urbanisation impact of groundwater quality in Cuddalore District, East coast of India. *Journal of Environmental chemistry and ecotoxicology* Vol. 5(3), pp 63-73. doi : 10.5897/JECE 11.007 Kushnir., (1993). Géologie, ressources minérales et ressources en eau au Tchad. Travaux et documents scientifiques du Tchad. Connaissances du Tchad I., 100 P.

Lloyd, J. W., & Heathcoat, J. A., (1985). Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater: an introduction (p. 296). New York: Oxford University Press.

Mathess G (1982) The properties of ground water. John Willey and Sons, 406P., New York, USA. [Review of the physical and chemical properties of groundwater].

- Maya A. L, Loucks M. D., (1995). Solute and isotopic geochemistry and groundwater flow in the Central Wasatch Range. *Utah. J. Hydrol.* 172:31-59.
- Meybeck M (1987). Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *Am. J. Sci.* 287:401-428.
- Meybeck, M., (1986). Composition chimique des ruisseaux nos pollués de France. *Science Géologique Bulletin*, 39, 3–77.
- Piper, A. M., (1944). A graphical interpretation of water-analysis. *Transactions of the American Geophysical Union*, 25, 914–928.
- Plummer, L. N., B. F. Jones, A. H. Truesdell., (1976). WATEQF: a Fortran IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. – In: US Geological Survey. *Water Research Investigation Report*, 76–13.
- Schneider J.L. & Wolff J.P. (1992). Carte géologique et carte hydrogéologique au 1/1 500 000 de la République du Tchad. *Memoire explicatif Document BRGM N°209*, vol. 1 et 2, 689p.
- Schneider J.L. et Wolff J.P., (1992). Carte géologique et Hydrogéologique au 1/1 500 000 de la République du Tchad. *Mémoire explicatif. Document BRGM n° 209* vol. 1,2, 689 p.
- Srinivas Y, Hudson Oliver D, Stanley Raj A, Chandrasekar N., (2013). Evaluation of groundwater quality in and around Nagercoil town, Tamil Nadu, India: an integrated geochemical and GIS approach. *Appl Water Sci* 3:631–651
- Srinivasamoorthy, K., Gopinath, M., Chidambaram, S., Vasanthavigar, M., & Sarma, V. S., (2014). Hydrochemical characterization and quality appraisal of groundwater from Pungar sub basin, Tamilnadu, India. *Journal of King Saud University-Science*, 26,37–52.
- Stallard, R. F., & Edmond, J. M., (1983). Geochemistry of the Amazon Basin. 2. The influence of the geology and weathering environment on the dissolved load. *Journal of Geophysical Research*, 88,9671–9688.
- Toth J (1984). The role of regional gravity flow in the chemical and thermal evolution of groundwater. In: *Proceedings of the 1st Canadian/American conference on hydrogeology*, Banff, Alberta, June 1984. pp. 3-39.
- Wallick EI, Toth J (1976). *Methods of regional groundwater flow analysis with suggestions for the use of environmental isotope and hydrochemical data in groundwater hydrology*. IAEA, Vienna. pp. 37-64
- Yidana, S. M., Banoeng-Yakubo, B., & Sakyi, P. A., (2012). Identifying key process in the hydrochemistry of a basin through the combined use of factor and regression models. *Journal of Earth System Science*, 121(2), 491–507.