



APPROCHE GEOCHIMIQUE DES PROCESSUS D'ACQUISITION DE LA SALINITE DES EAUX DE LA NAPPE PHREATIQUE DE LA BASSE VALLEE DE L'OUED M'YA (OUARGLA)

NEZLI I.E.¹, ACHOUR S.², DJABRI L.³

¹ Laboratoire de Protection des Ecosystèmes en Zones Arides et Semi-arides
Université de OUARGLA, Algérie
imedinezli@yahoo.fr

² Laboratoire de recherche en hydraulique souterraine et de surface-
LARHYSS, Université de BISKRA, Algérie

³ Département de Géologie, Université d'Annaba, Algérie

RESUME

L'objectif de ce travail est de suivre l'évolution géochimique de la salinité des eaux de la nappe phréatique par une simulation des concentrations en ions majeurs sous l'effet de l'évaporation isotherme (25°C). Les résultats obtenus montrent que les eaux issues de l'altération des roches essentiellement évaporitiques ont un faciès chloruré sodique, et appartiennent à la voie saline neutre, ce qui conduit à la sodisation des sols dans cette région.

Mots-clés : Géochimie; Nappe Phréatique; Salinité; Modèle thermodynamique.

INTRODUCTION

Dans les régions arides, les eaux soumises à une forte évaporation ont tendance à se concentrer et les sols à se saler. Une salinisation trop importante, accompagnée parfois d'une alcalinisation du complexe absorbant des sols, nuit à la mise en valeur agricole des zones cultivables.

Pour assurer le lessivage des sels, et satisfaire le besoin en eau des plantes, on fait appel à l'irrigation (Droubi, 1976). Mais, dans un bassin endoréique comme celui de Ouargla, l'irrigation est un palliatif incontournable et est assurée exclusivement par les eaux fortement minéralisées des nappes du Complexe

Terminal (CT) et du Continental Intercalaire (CI). De plus, au cours de leur évacuation, les eaux usées urbaines et agricoles, s'infiltrent à travers les sables argilo-gypseux de surface en gagnant la nappe phréatique, et participent à une remontée spectaculaire de son niveau piézométrique, en faisant de Ouargla un vaste marais salé.

La remontée et la salinité des eaux de la nappe phréatique de Ouargla, comme d'ailleurs dans la majorité des régions du bassin oriental du Bas-Sahara, ont fait l'objet d'un bon nombre de travaux antérieurs (*Lelièvre, 1969; ENEGEO, 1990; Guendouz et al., 1992; Hamdi-Aïssa, 2001; Nezli, 2004*), pour expliquer l'origine, les causes et l'évolution de ce double phénomène au cours de l'histoire récente et tenter d'y remédier. Cependant, la prédiction de l'aspect géochimique de la salinité des eaux est une démarche originale qui pourrait s'avérer fructueuse pour une meilleure connaissance des conséquences de cette salinité sur les sols et l'environnement dans cette région. Cette démarche s'appuie sur les éléments suivants :

- i. Echantillonnage et analyses physicochimiques des eaux de la nappe.
- ii. Utilisation des rapports ioniques caractéristiques, afin d'aboutir à une approche globale des processus d'acquisition de la salinité des eaux.
- iii. Utilisation du modèle thermodynamique *phreeqci v.2.12 (Parkchut et al., 1999)* pour déterminer l'état de saturation des eaux par les principales espèces chimiques sous l'effet de l'évaporation isotherme (25°C).
- iv. Choix d'un indicateur de l'état de concentration des eaux (facteur de concentration) pour décrire le comportement des espèces chimiques selon ce facteur, et préciser davantage les processus d'acquisition de la salinité des eaux.

CADRE DE L'ETUDE

Notre région d'étude (figure 1) correspond à une grande dépression d'une superficie de 750 Km² environ. Elle est située dans le lit quaternaire de la basse vallée fossile de l'oued M'ya qui descend du plateau du Tadmait au Sud et se termine à Sebkhet Sefioune à 40 Km au Nord de Ouargla (*Dubief, 1963*). Son climat est caractérisé par une sécheresse permanente et une aridité nettement exprimée par des précipitations insignifiantes (43,20 mm/an), des températures très élevées (maxima moyen 42,69°C), et par des évaporations intensives (2758,80 mm/an) (*ONM, 2000*).

La nappe phréatique de la basse vallée de l'oued M'ya est contenue dans les sables fins à moyens argileux, rarement grossiers au Sud de Ouargla. Vers le Nord (N'goussa), les sables sont riches en gypse, prédominant à Sebkhet Sefioune. Cette nappe est située à des profondeurs variant de 1 à 3m dans les

MATERIELS ET METHODES

Echantillonnage

Quarante (40) échantillons d'eau (figure 2) sont prélevés dans des flacons en plastique à partir des piézomètres et d'un puits traditionnel, captant la nappe phréatique. Les prélèvements se sont déroulés au cours de la période allant de Février à Juin 2002.

Méthodes d'analyse

Les analyses ont été effectuées au laboratoire de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) de Ouargla selon les techniques standard (Rodier, 1984). Les nitrates, les sulfates, les chlorures et le fluor ont été dosés au spectrophotomètre type DR2000 (HACH), tandis que le calcium, le sodium et le potassium par spectrophotométrie de flamme (410 CORNING). Le magnésium est déterminé par complexométrie et déduit de la différence (TH - Ca²⁺). Le pH est mesuré à l'aide d'un pH-mètre type E632 (METLOOHM).

Outil thermodynamique

La simulation à l'évaporation isotherme (25°C) des eaux de la nappe a été réalisée à l'aide du logiciel thermodynamique chimique *Phreeqci v.2.12* (Parkhurst et al., 1999).

Le calcul de l'indice de saturation $IS = [\log(Q)]/[\log(Kps)]$ des minéraux dissous dans l'eau a été mené en utilisant la loi de *Debye-Hückel* (1923), en considérant que l'état d'équilibre se fait dans l'intervalle de -0,5 à +0,5.

Concepts utilisés

Le facteur de concentration

Le travail consiste à montrer que la salinité résulte de la concentration des eaux. L'estimation de la concentration des eaux se fait à l'aide d'un traceur chimique. Cette méthode a été utilisée par *Valles* (1987) dans la vallée de l'oued Medjerdah en Tunisie, par *Gueddari* (1984) pour l'étude de la géochimie du lac Natron en Tanzanie et Chott Djerid en Tunisie, et par *Barbiero* (1994) dans la vallée du fleuve Niger.

L'ion chlorure (Cl^-) est un bon indicateur de l'état de concentration d'une eau, puisque cet ion ne précipite qu'à des forces ioniques plus élevées. Il est considéré comme un traceur stable et l'élément chimique le plus conservatif des évaporites, très soluble, entrant rarement dans les précipitations salines, n'intervenant pas dans les phénomènes d'oxydoréduction et il est peu influencé par l'intervention des bactéries. On peut ordonner donc nos analyses selon leur teneur en ion chlorure, et suivre l'évolution de la molalité (még.l⁻¹) de chaque élément majeur (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , K^+) depuis les échantillons d'eau les plus dilués, aux échantillons les plus concentrés, en fonction de la molalité croissante de Cl^- . Le facteur de concentration (Fc) des eaux a été estimé à partir du rapport entre la teneur en chlorures d'une eau et la plus petite teneur en chlorures observée dans l'ensemble des échantillons.

Alcalinité résiduelle

L'alcalinité des eaux et des sols, en considérant comme négligeables les anions organiques, les ions complexes du phosphore, du silicium et de l'aluminium, peut s'écrire :

$$\text{Alc.} = (\text{HCO}_3^-) + (\text{CO}_3^{2-}) + (\text{OH}^-) - (\text{H}^+)$$

où () désignent les concentrations en équivalent par litre.

Dans les milieux où la calcite précipite, *Van Beek* et *Van Breemen* (1973) ont repris le concept de carbonates résiduels (*Eaton*, 1950) et introduisent l'alcalinité résiduelle calcite, définie comme la différence entre l'alcalinité et les équivalents de calcium présents dans la solution :

$$\text{ARG}_C = (\text{Alc.}) - (\text{Ca}^{2+})$$

Lorsqu'une solution se concentre par évaporation et atteint le point de saturation avec la calcite, il y a deux évolutions possibles :

- i. si les équivalents de calcium excèdent l'alcalinité carbonatée dans la solution initiale, l'alcalinité va diminuer et la molalité en calcium va continuer de croître ($\text{ARG}_C < 0$, voie saline neutre).
- ii. si l'alcalinité excède les équivalents de calcium dans la solution initiale, celle-ci va augmenter et la molalité en calcium va diminuer ($\text{ARG}_C > 0$, voie alcaline).

Selon le cas, la concentration des solutions mène à des sols salins neutres ou bien à des sols alcalins. L'exploitation agricole de ces derniers peut devenir très problématique, même pour de très faibles facteurs de concentration des

solutions. *Droubi* (1976) a étendu ce concept à celui de l'alcalinité résiduelle généralisée, et ce quand il s'agit de la précipitation successive de plusieurs minéraux. Par exemple, dans le cas de la précipitation successive de calcite et de fluorine, l'alcalinité résiduelle généralisée calcite et fluorine s'écrit :

$$\text{ARGC}_{\text{C+F}} = \text{Alc.} - (\text{C}_{\text{a}}^{2+}) + (\text{F}^{-})$$

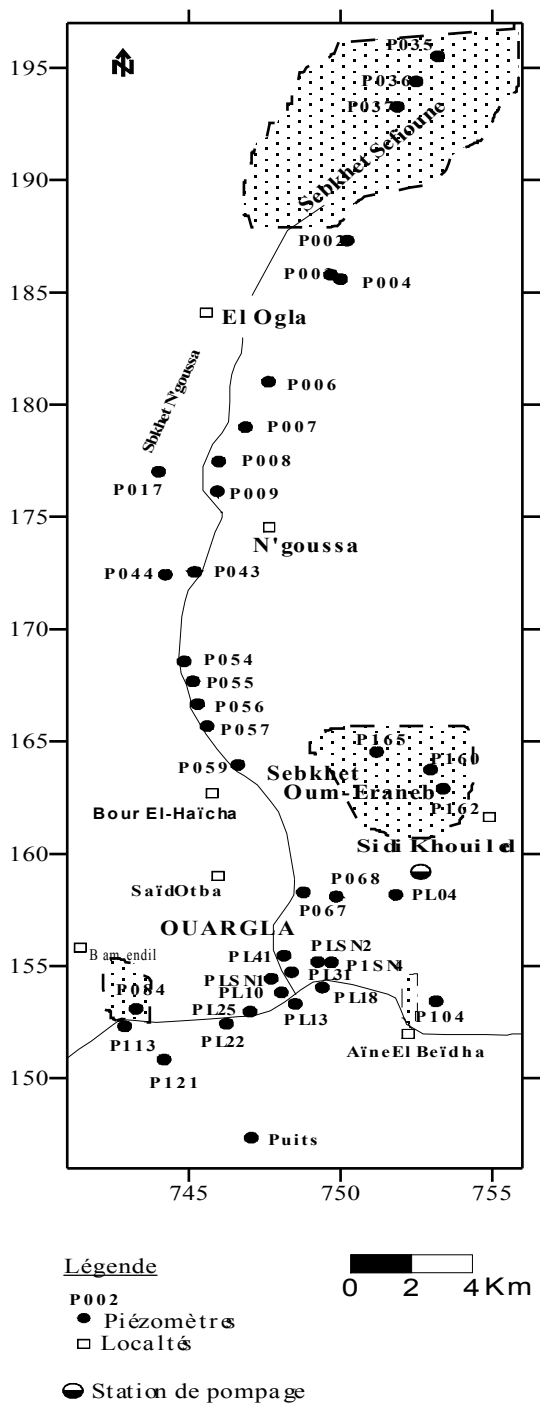


Figure 2 : Situation des points de prélèvement

RESULTATS ET DISCUSSION

Evolution de la conductivité électrique

Les conditions défavorables précitées constituent les principaux facteurs générateurs d'une salinité excessive. La conductivité électrique présente des variations notables dans les eaux de la nappe (figures 3 et 4).

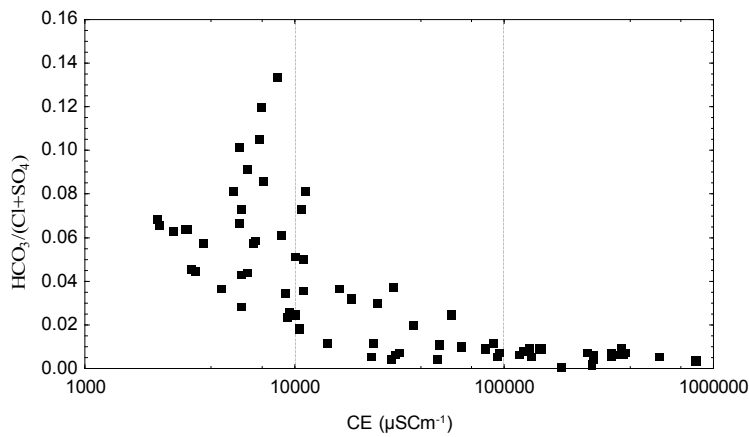


Figure 3 : Evolution de la conductivité électrique CE en fonction du rapport Carbonates/Evaporites (Février et Juin 2002)

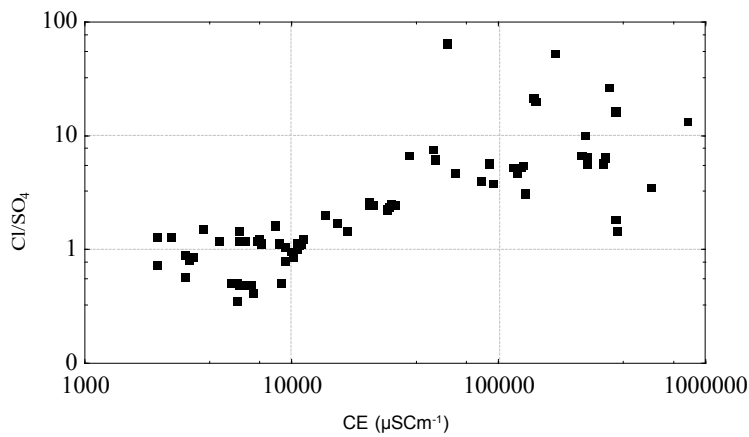


Figure 4 : Evolution de la conductivité électrique CE en fonction du rapport Chlorures/Sulfates (Février et Juin 2002)

La conductivité électrique dépasse $500.000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ dans la plupart des zones, voire plus de $800.000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ dans les chotts et les sebkhas. Elle augmente progressivement le long des directions d'écoulement et elle se trouve influencée, tant par les évaporites que par les carbonates (Figure 3) et tant par les chlorures que par les sulfates (Figure 4). Elle est associée, le plus souvent, à des pH légèrement alcalins ($7,20 < \text{pH} < 8$). Les conséquences de cette salinité apparaissent dans l'environnement par le biais de la salure des sols, la dégradation de l'état des structures urbaines,etc.

Faciès géochimique des eaux

La projection des différents points sur le diagramme ($\text{Mg}^{+2}/\text{Na}^+ : \text{SO}_4^{-2}/\text{Cl}^-$), nous donne une vue d'ensemble sur la répartition spatiale des faciès géochimiques au niveau de la nappe phréatique (Figure 5).

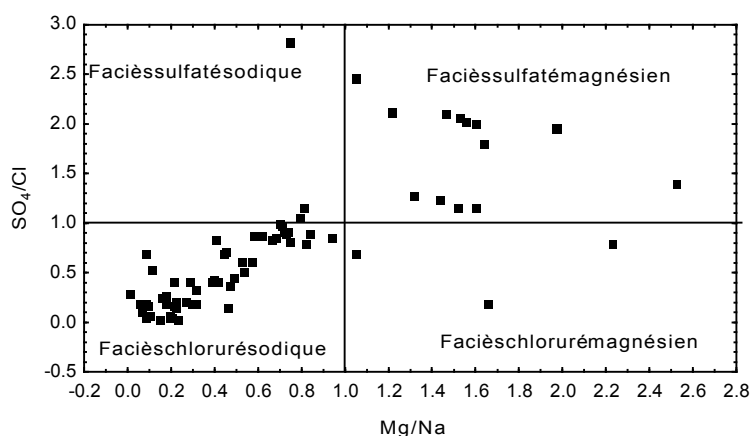


Figure 5 : Faciès géochimiques des eaux par les rapports $\text{Mg}^{+2}/\text{Na}^+ - \text{SO}_4^{-2}/\text{Cl}^-$ (Février et Juin 2002)

Il apparaît que le faciès le plus dominant est chloruré sodique (78,26% des échantillons) et à un degré moindre le faciès chloruré magnésien (9,1% des échantillons) ainsi que le faciès sulfaté sodique (7,28% des échantillons), avec l'apparition d'un faciès sulfaté magnésien de faible représentativité (4,55% des échantillons). La présence des eaux chlorurées magnésiennes et sulfatées sodiques peut être à l'origine d'un échange de base qui peut se produire entre le Na^+ et le Mg^{2+} .

Evolution géochimique des eaux de la nappe phréatique

Lorsque les eaux de la nappe imbibent les sols en contact, la composition chimique de l'eau de nappe devient celle de la solution du sol (Barbiero et al., 1992). Par conséquent, les échantillons d'eau de la nappe prélevés à une profondeur inférieure à 100 cm (20% des échantillons), sont qualifiés de solutions du sol (Figure 6).

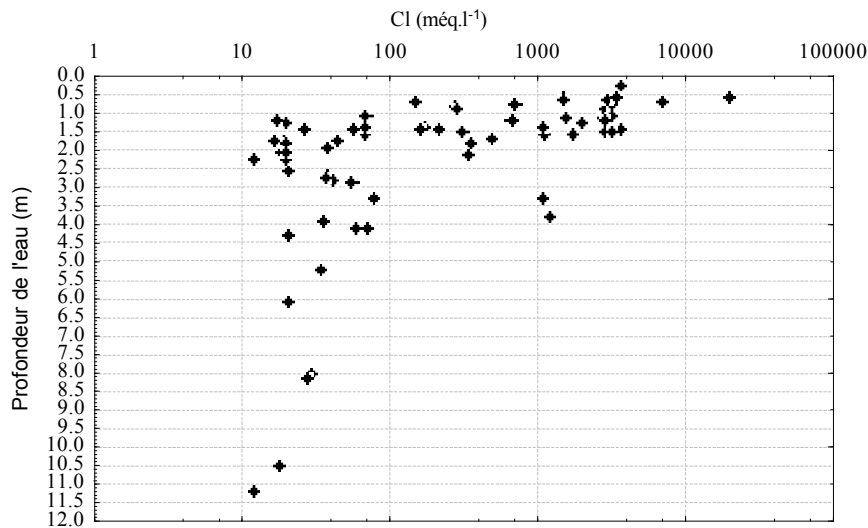


Figure 6 : Profondeur de l'eau en fonction de l'anion Cl⁻

Diagramme de concentration

Dans le diagramme de concentration ci-dessous (Figure 7), nous avons représenté nos analyses avec le logarithme des molalités (meq.l⁻¹) en ordonnée et le logarithme du facteur de concentration en abscisse. Les molalités des chlorures paraissent alignées suivant une droite de pente 1/1. L'ordre des éléments classés par molalité n'est pas toujours le même, car les éléments ne se concentrent pas proportionnellement au facteur de concentration. Les teneurs de certains éléments augmentent alors que d'autres diminuent.

Equilibre sels/solution et comportement des ions

Dans le diagramme de la figure 8, nous avons représenté, l'indice de saturation des eaux de la nappe par les minéraux, en ordonnée, et le logarithme du facteur de concentration en abscisse. Nous pouvons constater que, dès le début de la concentration [$\log(Fc) < 0,2$], les solutions sont déjà saturées (en équilibre) à

sursaturées (précipitation) selon les cas en Dolomite ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), en Calcite (CaCO_3), Aragonite (CaCO_3). Ceci contribue au contrôle de l'alcalinité bicarbonatée et des molalités en calcium et en magnésium. Tous ces éléments ne peuvent augmenter simultanément.

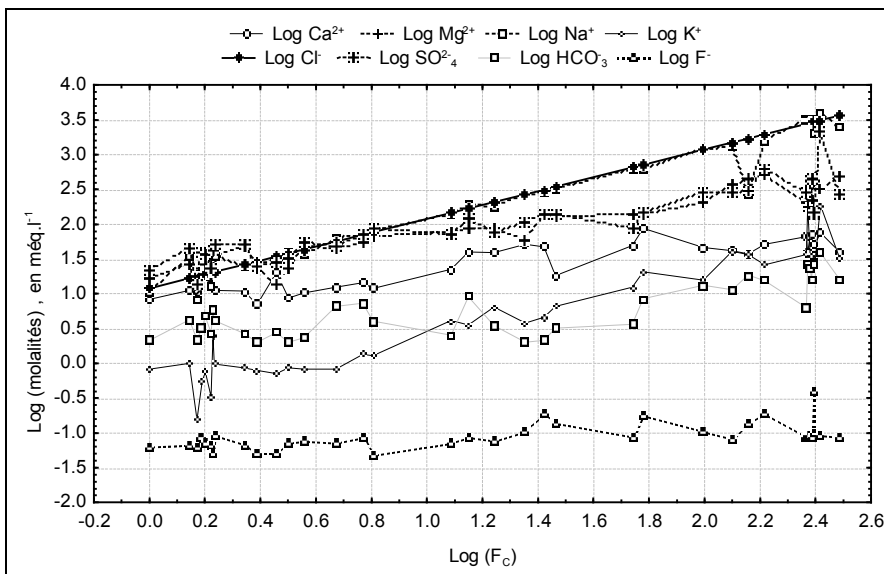


Figure 7 : Evolution de la molalité des éléments majeurs en fonction du facteur de concentration (Février 2002)

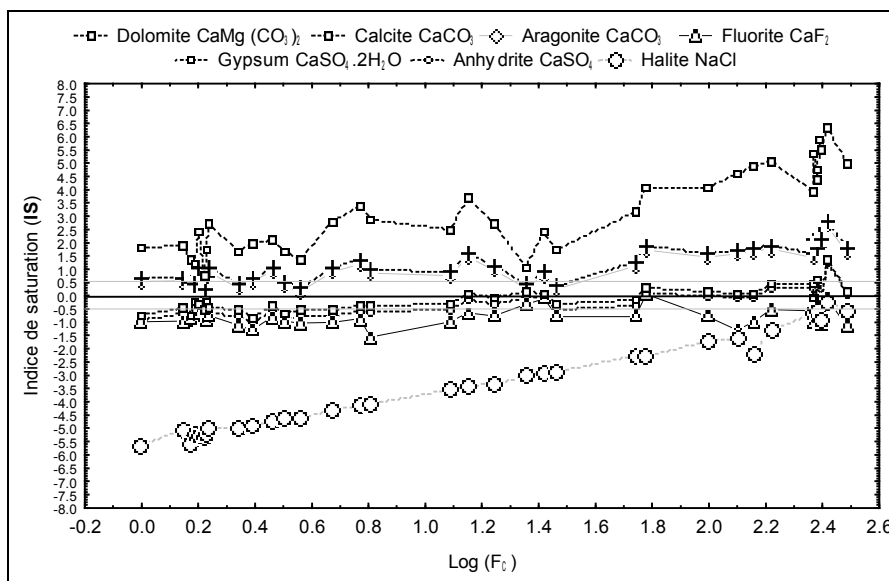


Figure 8 : Evolution de l'indice de saturation des minéraux en fonction du facteur de concentration (Février 2002)

Dans la solution de départ, nous observons que $(\text{Alc.}-2\text{Ca}-2\text{Mg}) < 0$. Les molalités en calcium et en magnésium augmentent mais à un rythme inférieur à celui du facteur de concentrations et en accord avec l'alcalinité résiduelle calcite négative $(\text{alc}-2\text{Ca}) < 0$. L'équilibre avec le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) est atteint à partir du $\log(\text{Fc})$ voisin de 0,2, valeur au delà de laquelle on observe un contrôle simultané jusqu'à $\log(\text{Fc}) = 1,4$. Après cela, les molalités en calcium et en magnésium semblent en cours de diminution jusqu'à la valeur $\log(\text{Fc}) = 2,5$. Le nuage de points exprimant les molalités sus indiquées s'incurve vers le bas, traduisant ainsi une consommation du calcium et du magnésium. Par contre, la molalité en sulfate demeure élevée et est en accord avec les relations $[(\text{Alc.}-2\text{Ca} + 2\text{SO}_4) > 0]$ et $[(2\text{SO}_4 - 2\text{Ca} - 2\text{Mg}) > 0]$. Cette évolution est conforme au concept de l'alcalinité résiduelle généralisée (Droubi, 1976).

Il est également possible que l'équilibre vis-à-vis de la fluorine (CaF_2) vienne renforcer le contrôle du calcium. Concernant le sodium, il reflète une augmentation de molalité proportionnelle au facteur de concentration, donc parallèlement au chlore. Cependant, l'excès du sodium pour de faibles concentrations en chlorures (les échantillons les plus dilués), au détriment du calcium et du magnésium, peut être expliqué également par un échange de bases (préalablement signalé) entre les eaux de la nappe et les argiles de la formation aquifère. Toutefois, le sodium se concentre dans les zones de déperdition (chotts et sebkhas) par évaporation de la nappe à l'air libre et conduit probablement à la précipitation de la Halite (Figure8).

Le potassium semble n'avoir pas subi de phénomènes de contrôle, mais il augmente proportionnellement avec le facteur de concentration; ce qui suggère une évolution probable vers la précipitation de la Sylvite (KCl).

CONCLUSION

L'évolution géochimique de la salinité des eaux de la nappe phréatique, décrite par l'indice de saturation des minéraux par rapport au facteur de concentration, montre la forte sensibilité des minéraux carbonatés à la précipitation, et à un degré moindre les minéraux évaporitiques. Les molalités en calcium et en magnésium augmentent mais à un rythme inférieur à celui du facteur de concentrations (Fc). Ceci est en accord avec une alcalinité résiduelle calcite négative $[(\text{Alc.} - 2\text{Ca}) < 0]$. Ce qui confère aux eaux de la nappe phréatique de la cuvette de Ouargla le faciès chloruré sodique (78,26% des échantillons). Ces eaux appartiennent également à la voie saline neutre, et conduisent, par conséquent, à la sodisation des sols dans cette région.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BARBIERO L., VALLES V. (1992). Aspects géochimiques de l'alcalinisation des Sols dans la Vallée du Dallol, Bosso (République du Niger). Cah. ORSTOM, Série. Pédol, Vol. XXVII, 2, 143-152.N
- BARBIERO. L. (1994). Les sols alcalinisés sur socle dans la Vallée du fleuve Niger. Origines de l'alcalinisation et évolution des sols sous irrigation. Thèse Doctorat, ENSA, Rennes, France, 210p.
- DEBYE P., HÜCKEL E. (1923). Zur theorize der electrolyte I, Phys. Z. (Leipzig), 24, 185-197.
- DROUBI A. (1976). Géochimie des sels des solutions concentrées par évaporation. Modèles thermodynamiques de simulation, application aux sols salés du Tchad. Mémoire Docteur-Ingénieur (Sciences géologiques, 46), ULP, Strasbourg, France, 177 p.
- DROUBI A., FRITZ B., TARDY Y. (1976). Equilibres entre minéraux et solutions. Programmes de calcul appliqués à la prédiction de la salure des sols et des doses optimales d'irrigation. Cah. ORSTOM, Série Pédol., 14, 13-38, Montpellier, 7, 3-43.
- DUBIEF J. (1963). Le climat du Sahara. Mém. Hors série. Ins. Rech. Sahar., 2, 275p.
- ENAGEO (1990). Etude hydrogéologique de la nappe phréatique de la cuvette de Ouargla. Rapport, Avril .
- EATON F. M. (1950). Significance of carbonates in irrigation waters, Soil Sci., 69, 123-133.
- GUEDDARI M. (1984). Géochimie et thermodynamique des évaporites continentales. Étude du lac Natron en Tanzanie et du Chott el Jerid en Tunisie, Sci. Géol. Mém., 76, 143p
- GUENDOOUZ A., REGHIS Z., MOULLA A.S. (1992). Etude hydrochimique et isotopique des eaux souterraines de la cuvette de Ouargla. Rapport N°1, 65p., Rapport N°2, 30p.
- HAMDI-AÏSSA B. (2001). Le fonctionnement actuel et passé des sols du Nord Sahara (Cuvette de Ouargla). Approches micromorphologique, géochimique, minéralogique et organisation spatiale. Thèse de Doctorat, Institut National Agronomique, Paris-Grignon, 283p.
- LELIEVRE R.F. (1969). Assainissement de la cuvette de Ouargla. Ministère des Travaux Publics et de la Construction, Rapport Geohydraulique n°2, 18p ; n° 3, 84p.
- NEZLI I.E. (2004). Mécanismes d'acquisition de la salinité et de la fluoruration des eaux de la nappe phréatique de la basse Vallée de l'Oued Mya (Ouargla). Mémoire de magister, Université d'Annaba, Algérie, 100p.
- ONM. (2000). Office National de la Météorologie, Synthèse de données Climatiques.

- PARKHURST D.L., APPELO C.A.J. (1999). User's guide to PHREEQC version 2: a computer program for speciation, batch-reaction, one dimensional transport and inverse geochemical calculations. USGS, Water-resources investigations report, 99-4259.
- RODIER J. (1984). L'analyse de l'eau : eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer. 7^{ème} Ed. Bordas, 1345 p.
- VALLES, V. (1987). Étude et modélisation des transferts d'eau et de sel dans un sol argileux. Application au calcul de doses d'irrigation, Sci. Géol. Mém., 79, 148 p.
- VAN BEEK G.G.E., VAN BREEMEN N. (1973). The alkalinity of alkali soils, Soil Sci., 24, 129-136.