

# ANALYSE ET EVALUATION DE LA QUALITE DES EAUX DU SYSTEME AQUIFERE MIO-PLIOCENE DANS LE ZAB CHERGUI, BAS SAHARA SEPTENTRIONAL

## ANALYSIS AND EVALUATION OF GROUNDWATER QUALITY OF THE MIO-PLIOCENE AQUIFER SYSTEM IN THE ZAB CHERGUI, LOWN SEPTENTRIONAL SAHARA.

Z. ALLIA<sup>(1,2)</sup>, M. CHEBBAH<sup>(1)</sup>, A. OUAMANE<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup>LSNM, C.U. Mila, BP 26 RP 43000, Mila

<sup>(2)</sup>LAHE, U. Biskra, BP 145 07000, Biskra.

z.chebbah-allia@centre-univ-mila.dz

### RESUME

Dans le Zab Chergui, bassins des Chotts, le système aquifère du Mio-pliocène est contenu dans les dépôts silico-clastiques dans lesquels plusieurs ensembles sédimentaires sont identifiables et contiennent deux niveaux aquifères indépendants. L'aquifère supérieur communément désigné par « nappe du Mio-Pliocène indifférencié » est le plus exploité. Plusieurs techniques et représentations graphiques, basées sur les constituants ioniques, les faciès hydrochimiques, ont été utilisées dans l'étude et l'évaluation hydro-géochimiques des eaux de cet aquifère. Ces eaux sont riches en sels et présentent des teneurs moyennes à élevées en ions majeurs qui dépassent les normes admises de potabilité. L'abondance relative des principaux ions est Na<sup>+</sup> > Ca<sup>2+</sup> > Mg<sup>2+</sup> > K<sup>+</sup> pour les cations et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> > Cl<sup>-</sup> > HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> > NO<sub>3</sub><sup>-</sup> pour les anions et présentent deux familles d'eaux à faciès chimiques évolutifs : l'une à faciès chloruré et sulfaté – calco-magnésien et l'autre à faciès chloruré sodique et potassique ou sulfaté sodique. Leur répartition est fortement influencée par le contexte naturel de l'aquifère (lithologie, structure, conditions et directions des circulations souterraines) dont la transition d'un faciès à un autre souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité des eaux de cette nappe

L'altération et la dissolution des carbonates, des sulfates, des sels et en partie des silicates, l'échange d'ions, l'évapotranspiration et éventuellement les activités anthropiques sont les principaux processus hydro-géochimiques de salinisation des eaux; La combinaison de ces processus, dans un milieu favorable à la concentration des éléments dissous, a contribué positivement dans l'évolution de la salinité de ces eaux dans la zone d'étude.

Dans cette région dépourvue de moyens de traitement et/ ou d'adoucissement des eaux, lors du choix des champs captants et de l'implantation des forages d'AEP, ces résultats doivent pouvoir guider les décideurs.

**MOTS CLES:** Zab Chergui, Mio-Pliocène, aquifère, hydrochimie, minéralisation.

### ABSTRACT

In the Zab Chergui, Chotts basin, the Mio-Pliocene aquifer system is contained in silico-clastic deposits in which several sedimentary units are identified and contain two independent aquifer levels. The upper level aquifer commonly called "the undifferentiated Mio-Pliocene aquifer" is the most exploited. Several techniques and conventional graphical plots were used to define the geochemistry of this aquifer. Based on the ionic components, hydrochemical facies the factors controlling groundwater chemistry are assessed and defined. Groundwaters are high in saline and show high contents of major ions that exceed the admitted norms of potability. The relative abundance of major ions was Na<sup>+</sup> > Ca<sup>2+</sup> > Mg<sup>2+</sup> > K<sup>+</sup> for cations and SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> > Cl<sup>-</sup> > HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> > NO<sub>3</sub><sup>-</sup> for anions. Two main water types are identified; one is chloride and sulphated calco-magnesian facies, the second Chloride - sodic and potassic or sulphated sodic facies. Their spatial distribution is strongly influenced by different parameters linked to the aquifer system in the study area (lithology, structure, conditions and underground circulation directions).

Results from the chemical analyses and minerals saturation index shows that chemical properties of groundwater in study area are controlled by natural geochemical processes such as the mineral weathering and dissolution of carbonates, sulfates and salts, the ion exchange and anthropogenic activities. The combination of these processes in a favorable environment to the concentration of the dissolved elements contributed positively to the salinity evolution of these waters in the study area. The

processes involved in acquirement of the global saltiness of waters can be applied to predict its probable evolution in the region. The results are suggested to decision makers in selecting better quality water for use.

**KEYWORDS:** Zab Chergui, Mio-pliocène, aquifer, hydrochimie, minéralisation.

## 1 INTRODUCTION

La chimie des eaux souterraines est le principal facteur qui détermine leur utilisation (AEP, industrie ou agriculture). Cependant, l'interaction de ces eaux avec les matériaux de l'aquifère à travers lequel il coule contrôle fortement leur chimie. Aussi, Les processus hydrogéochimiques responsables de la modification de la composition chimique des eaux souterraines varient dans l'espace et dans le temps et sont responsables des variations spatio-temporelles de leur chimie (Michard, 1989; Kumar et al., 2006; SwarnaLatha et al., 2011; Kuldip Singh et al., 2011). Dans un système aquifère, ces processus aident à clarifier les contributions de l'interaction roche - eau ainsi que les influences anthropiques sur les eaux souterraines. à son tour, la chimie des eaux souterraines dépend d'un certain nombre de facteurs, tels que la géologie, le degré d'altération chimique des roches, la qualité de l'eau de recharge. Ces facteurs et leurs interactions se traduisent par une qualité des eaux souterraines complexe (Schuh et al 1997; Edmunds et al 2003; Vengosh et al 2005; Ayenew et al. 2008; Giridharan et al 2008; Han et al 2009).

Dans la région du Zab Chergui (Bassin de Chott Melrhir) comme dans d'autres régions du Bas Sahara Septentrional, les eaux souterraines constituent la principale source exploitée pour différents besoins des populations en raison de la pénurie des eaux de surface due à des précipitations faibles et irrégulières; ainsi, en raison d'une urbanisation rapide, d'une extension importante de l'irrigation ainsi que les besoins domestiques croissantes de la population, la demande en eau souterraine dans cette région a considérablement augmenté au cours de ces dernières années (ANRH, 2011). L'urgence et l'importance de ces besoins s'est traduit par une implantation de forages destinés surtout à l'A.E.P ou à l'agriculture, ni coordonnée et ni contrôlée. Ainsi, malgré la disponibilité de réserves, le choix du débit prime encore sur celui de la qualité qui, dans une même agglomération, peut être très variable. De plus, des signes de surexploitation des nappes souterraines, révélés surtout, par la diminution des surfaces piézométriques et la dégradation de la qualité des eaux sont signalés dans plusieurs endroits (OSS 2003; ANRH, 2011; Chebbah et al., 2015).

Dans cette région, l'aquifère du Mio-pliocène est le plus sollicité. Il est exploité d'une manière extensive et continue; la charge chimique de ses eaux, spatialement variable, est moyenne à élevée; ceci constitue, en l'absence de moyens de traitement et / ou adoucissement de ces eaux, une inquiétude permanente pour toute la population de cette région. Cette situation impose la recherche de solutions à ce constat inquiétant qui passe par une meilleure connaissance du chimisme des eaux et de ses facteurs déterminants. Ainsi, la compréhension des caractéristiques hydrochimiques et de la qualité de l'eau devient critique

pour la planification et la gestion des eaux souterraines dans cette région, afin d'assurer une utilisation sûre et durable de ces ressources. Cependant, bien que de nombreuses études aient été réalisées sur la qualité chimique des eaux souterraines dans plusieurs régions du Bas Sahara septentrional principalement celle des Ziban, la plus part de ces études se sont limitées à la détermination de leur faciès. Et donc, l'objectif principal de cette étude est la caractérisation hydrogéochimique détaillée des eaux de l'aquifère du Mio-pliocène, voir leur distribution et identifier les principaux processus hydrogéochimiques qui sont responsables de leur chimie dans la zone d'étude. Il s'agit donc d'identifier, de déterminer et de mieux comprendre l'ensemble des processus hydrogéochimiques, souvent complexes, dans leur contexte naturel qui permettront de déterminer les principaux facteurs et mécanismes influençant ou contrôlant le chimisme des eaux ainsi que leur répartition dans la zone d'étude ; afin de proposer et délimiter des aires d'exploitation favorables dans le cadre d'une gestion régionale pour un développement durable.

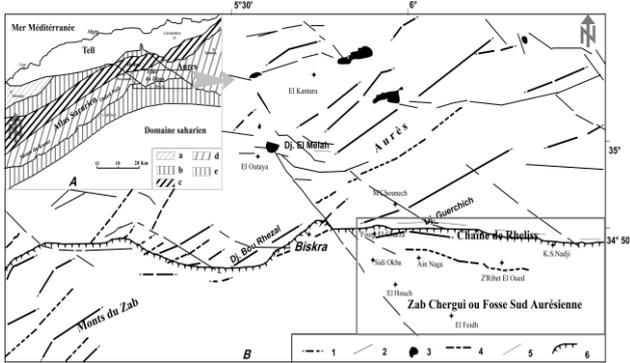
## 2 LA ZONE D'ÉTUDE

### 2.1 Cadre régional du Zab Chergui

La région des Ziban est l'une des plus grands oasis du Bas Sahara algérien; elle se compose de deux entités distinctes: le Zab El Gharbi à l'Ouest de Biskra et le Zab Chergui à Est. Le Zab Chergui, partie intégrante du Bassin de Chott Melrhir, s'étale sur toute la partie Est de Biskra, avec pour longitude 5°50' et 6°45' Est et 34°50' et 34°30' Nord de latitude et couvre une superficie de 3543,9 km<sup>2</sup> pour une habitation aux alentours de 123000 habitants. Il est limité à l'Est par la frontière tunisienne, à l'Ouest par le Zab Gharbi, au Nord par le flanc sud des Aurès (Atlas saharien) et par les grands Chotts (Melrhir et Merouane) vers le Sud (Fig. 1). Il forme une unité indépendante, dépression fermée, au sud de l'accident Sud Atlasique dont les altitudes s'abaissant progressivement du Nord vers le Sud, correspond à l'exécutoire naturel du bassin des Grands Chotts aux caractéristiques propres géomorphologiques, climatiques et hydrogéologiques.

C'est une région caractérisée par un climat chaud et aride marqué par des minima absolus de températures atteignant rarement le zéro; la température moyenne annuelle est de 22 °C (moyenne: Juillet 34 °C et 11 °C Janvier). Elle se caractérise par une faible pluviométrie; la pluviométrie annuelle moyenne est d'environ 70 mm avec souvent de fortes variations inter annuelles. Février étant le mois le plus humide (environ 15 mm) et Juillet le plus sec (moins d'un mm en moyenne) avec un potentiel d'évapotranspiration dépassant 1.700 mm an<sup>-1</sup> (ANRH,

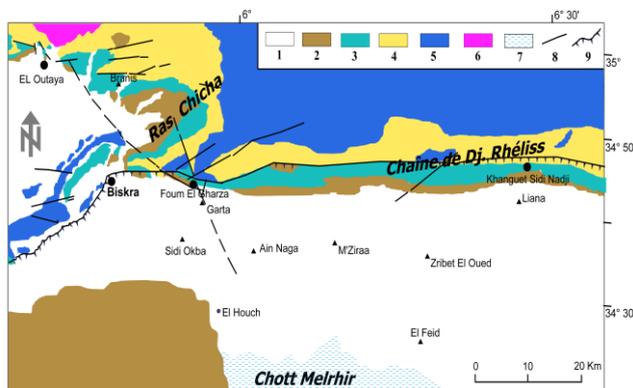
2011).



**Figure 1: Localisation de la région d'étude (Chebbah et al., 2012)**  
 A. Ensembles géomorphologiques du Nord de l'Algérie.  
 a : Domaine pré-tellien (pré-alpin), b : Domaine pré-atlasique,  
 c : Fossé pré-atlasique, d : Domaine atlasique, e : Fossé pré-africain.  
 B. Schéma structural des Ziban. En encadré : Zab Chergui  
 1 : Anticinal, 2 : Synclinal, 3 : Trias, 4 : Failles cisailantes,  
 5 : Failles inverses, 6 : Accident sud atlasique.

Le Zab Chergui forme un bassin sédimentaire subsident appelé "Fosse Sud Aurésienne" (fig.2) avec une sédimentation à faciès lithologiques diversifiés (carbonatés, pélitiques et silico-clastiques) marquée par une accumulation en alternance de formations perméables et d'autres imperméables (Nesson, 1975; Chebbah, 2007; Chebbah et al., 2012). C'est ce qui a favorisé la formation d'importants aquifères souterrains dans ces formations dont celui du Mio-pliocène.

La litho-stratigraphique de la région (Fig.2) comporte deux ensembles : i) celui du Crétacé – Eocène ; ii) celui du Néogène discordant sur le précédent. Une phase atlasique, à l'Eocène, a formé de vastes plis N60 assez réguliers et souples dans le premier et une autre déformation, au Quaternaire basal, a généré des plis d'orientation globalement E–W dans les deux ensembles. Ces phases ont développé de nombreuses failles (N-S à N30°, N45°, N80° - 100°, N120° - 160°) ou favorisé leurs rejeux permettant l'alimentation de ces aquifères.



**Figure 02: Carte géologique du Zab Chergui ou Fosse Sud Aurésienne (Chebbah et al., 2012, modifié)**

1 : Quaternaire, 2 : Pliocène, 3 : Miocène supérieur, 4 : Miocène inférieur et moyen, 5 : Substratum éo-crétacé, 6 : Trias, 7 : Chott, 8 : Failles, 9 : Accident sud atlasique.

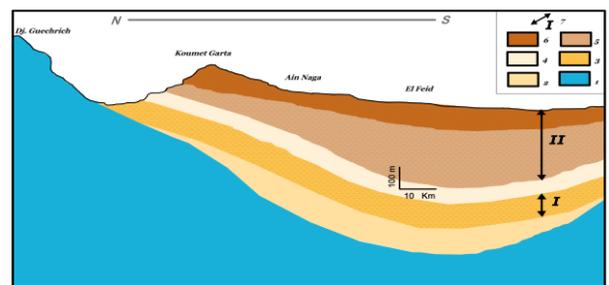
## 2.2 Le système aquifère du Mio-Pliocène

Les formations mio-pliocènes dans la région des Zibans présentent d'importantes variations latérales que verticales de faciès. A l'affleurement ou en sondage, ces formations montrent une alternance d'argiles ou marnes, d'argiles sableuses, de grès ou sables parfois argileux et de conglomérats au sommet, avec la présence de gypse ou quelques bancs calcaires dans presque tous les niveaux. Cependant, dans le Zab Chergui, essentiellement silico-clastique, la série mio-pliocène forme deux grandes unités lithologiques scindées en sous-unités (Chebbah et al., 2012) avec, de la base au sommet :

Une unité inférieure regroupant une sous-unité argileuse, d'une épaisseur supérieure à 100 m, affleure dans le Nord de la région en contact avec le substratum calcaire et une unité gréseuse avec des argiles sableuses à la base, d'une épaisseur variable, supérieure à 150 m.

Une unité supérieure, en discordance, comprenant une sous-unité argilo-gréseuse très épaisse (plus de 500 m) formée d'une alternance d'argiles, d'argiles sableuses et de grès, les grès sommitaux étant à passées de graviers surmontée d'une sous-unité surtout conglomératique à lentilles gréseuses à la base, d'une puissance minimale de 250 m.

Toutefois, outre la disposition synclinale des formations mio-pliocènes, la géométrie 2D de ces unités montre une augmentation des épaisseurs du Nord (chaîne de Rhélliss) vers le Sud (Chott Melhrir) des diverses couches (Fig. 3). Les niveaux argileux à argileux sableux de l'unité supérieure permettent de distinguer dans le système aquifère du Mio-pliocène, deux aquifères multicouches désignés respectivement Aquifère Inférieur et Aquifère Supérieur séparés par un niveau semi-perméable. L'Aquifère Supérieur le plus exploité, dans toute la région, sera le seul étudié par la suite dans la partie hydrochimie. L'alimentation de l'aquifer est assurée par infiltration des eaux de crues des oueds (El Abiod, Guerchich, El Arab) favorisée par les accidents de bordure et dont le sens d'écoulement principal est vers Chott Melghir (grossièrement du N au S).



**Figure 03: Schéma illustrant la géométrie du système aquifère mio-pliocène dans le Zab Chergui (Alia et al., 2016).**

Unité inférieure : 1- sous unité argilo-sableuse, 2- sous unité argilo-sablo-graveleuse - Unité supérieure : 3-Semi-imperméable, 4 - sous unité gréseuse, 5- sous unité grésoconglomératique, 6- substratum, 7- Niveau aquifère (I- Aquifère inférieur, II- Aquifère supérieur)

### 3 MATÉRIELS ET MÉTHODES

Un total de 48 échantillons a été prélevé à partir des puits captant la nappe du Mio-pliocène dans le Zab Chergui. L'échantillonnage des points d'eaux ont été choisis de telle sorte qu'ils soient bien répartis dans toute la surface de la région d'étude. Les analyses ont été effectuées suivant les techniques standards (APHA1985 et Rodier, 1996). Des paramètres comme le pH, la conductivité électrique (EC), la température et l'alcalinité (HCO<sub>3</sub>) ont été mesurés in situ.

Les outils d'interprétation des résultats d'analyses physico-chimiques repose principalement sur les compositions ioniques de l'eau, le calcul des indices de saturation (SI), les méthodes d'illustration graphique incluant Piper Diagramme, le calcul des rapports ioniques et l'élaboration de cartes montrant la répartition spatiale et verticale des paramètres de qualité de l'eau dans la zone d'étude.

### 4 RÉSULTATS ET DISCUSSION

#### 4.1 Chimie des eaux souterraines

Les paramètres statiques (moyenne, écart type, coefficient de variation, minimum et maximum) ont été calculés pour chacune des variables physico-chimiques et sont reportés dans le tableau 1. A l'exception des Carbonates, des Nitrates, de la température et du PH qui montrent des valeurs acceptables, l'ensemble des paramètres mesurés a des valeurs moyennes et extrêmes qui dépassent la limite des normes de potabilité admises.

Le résidu sec (RS) varie de 868 à 5504 mg/l avec une moyenne de 2407 mg/l. La Conductivité électrique (EC) varie de 1258 à 7971  $\mu\text{s}/\text{cm}$  avec une moyenne de 3488  $\mu\text{s}/\text{cm}$  indiquant une minéralisation moyenne à élevée. Les eaux souterraines sont alcalines avec un pH moyen de 8.03. L'abondance relative des principaux ions est  $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$  pour les cations et  $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{NO}_3^-$  pour les anions. La variabilité des éléments en solution, exprimée par l'écart-type est très importante pour la majorité des paramètres analysés (Tableau 01) et indique que ces eaux présentent une différence de qualité chimique d'un point à autre. Cependant, la variabilité spatiale de la température (m: 25.77, Cv: 2.54%) et du pH (m: 8.03, CV: 4.07%) reste faible. Le coefficient de variation le plus élevé, correspondant à la variation des nitrates, correspondant fort probablement à une pollution anthropique (excès d'utilisation des engrais en agriculture et rejets urbains). Pour la majorité des eaux analysées et d'après la dureté totale TH (°F), leur qualité est moyennement dure à dure.

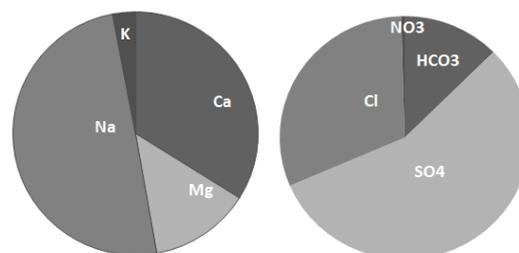


Figure 04: Pie diagramme des valeurs médianes des principaux ions

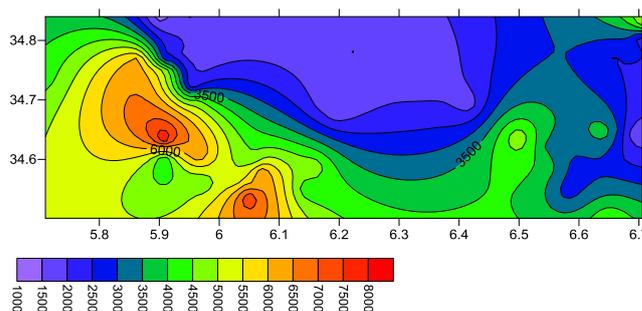


Figure 05: Répartition spatiale de la CE des eaux de l'aquifère supérieur

#### 4.2 Faciès des eaux

Afin d'identifier et classer les eaux de l'aquifère mio-pliocène dans la zone d'étude, les résultats des analyses physico-chimiques de ses eaux ont été traitées et projetées sur des diagrammes hydrochimiques qui visent à faciliter l'interprétation de leurs tendances évolutives. Cependant, une caractérisation globale de ces eaux consiste à la détermination des faciès hydrochimiques ou types de eaux en utilisant les compositions ioniques et les divers projections tel que le diagramme de Piper.

Le calcul des formules ioniques où les concentrations relatives des éléments sont exprimées en % par rapport à la somme des concentrations des éléments de même signe, fait ressortir des caractéristiques chimiques très variables des eaux dans la région d'étude. Certaines eaux présentent ainsi, un faciès sulfaté calcique ou magnésien, d'autres un faciès sulfaté sodique ou calco-magnésien alors que d'autres L'évolution géochimique des eaux souterraines peut être, aussi, étudiée en projetant les concentrations des principaux ions dans le diagramme tri linéaire de Piper. Les résultats de cette projection pour les eaux de l'aquifère du mio-pliocène dans le Zab Chergui (Fig. 06) montrent que ces eaux présentent deux types de faciès chimiques: i) chloruré et sulfaté – calco-magnésien, ii) chloruré sodique et potassique ou sulfaté sodique. Cette transition d'un faciès à un autre souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité des eaux de cette nappe.

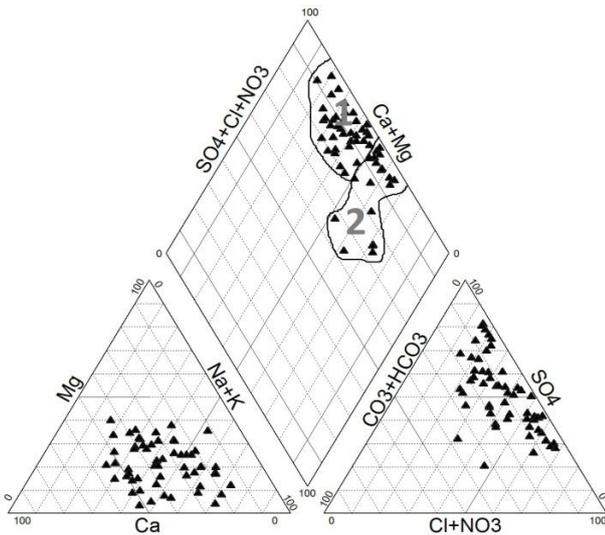


Figure 06: Faciès chimiques des eaux de la nappe du Mio-pliocène

### 4.3 Mécanismes de l'acquisition de la salinité des eaux

Les réactions entre les eaux souterraines et les matériaux de l'aquifère jouent un rôle important sur leur qualité et sont aussi très utiles pour comprendre leur origine; cependant, les données hydrogéochimiques soumises à diverses projections permettent d'identifier les processus hydrogéochimiques opérant dans l'aquifère en question. Certains des processus identifiés possibles sont expliqués ci-dessous.

#### 4.3.1 Altération et dissolution

Le sodium, le calcium et le magnésium sont les cations dominants dans les eaux de l'aquifère du Mio-pliocène. De même, le sulfate et le chlorure sont également présents en quantités importantes. Les carbonates, les évaporites et en partie les silicates sont les principales sources de minéralisation dans la région. Les ions provenant de ces sources ont pu être dissous et ajoutés au système d'eaux souterraines par des procédés de lessivage et de mélange. Cependant, on peut suggérer que la minéralisation est due à la dissolution de ces minéraux par simple projection dans le graphique  $Ca^{2+} + Mg^{2+}$  Vs  $SO_4^{2-} + HCO_3^-$  qui donne des informations sur l'importance relative des principaux minéraux contribuant à la minéralisation de ces eaux. Dans le diagramme  $Ca^{2+} + Mg^{2+}$  Vs  $SO_4^{2-} + HCO_3^-$  (figure 07), les points tombant le long de l'équilibre -  $Ca^{2+} + Mg^{2+} = SO_4^{2-} + HCO_3^-$  - suggèrent que ces ions ont résulté de l'altération des carbonates et des silicates (Datta et Tyagi, 1996, Kuldip-Singh et al., 2011). La plupart des points de cette étude se situent autour de la ligne 1: 1, ce qui suggère que l'altération des carbonates et en partie des silicates est le principal processus hydrogéochimique opérant dans cette région.

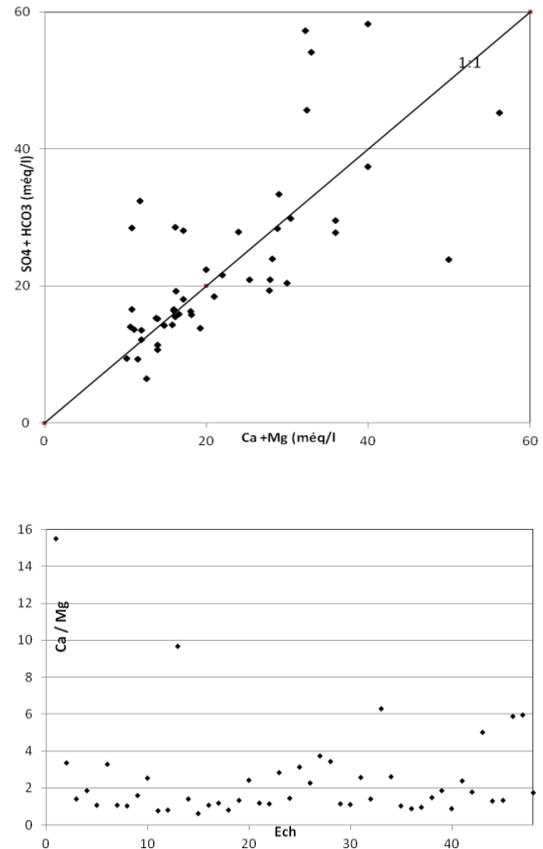


Figure 07: Diagramme ( $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ ) vs ( $SO_4^{2-} + HCO_3^-$ ) et rapport molaire  $Ca^{2+} / Mg^{2+}$  des eaux dans la région d'étude.

D'autre part, un rapport  $Ca^{2+} / Mg^{2+} = 1$  indique la dissolution de la dolomite, un rapport plus élevé est indicatif d'une plus grande contribution de la calcite (Maya et Loucks, 1995). Alors qu'un rapport  $Ca^{2+} / Mg^{2+} > 2$  indique la dissolution des minéraux silicatés contribuant à l'enrichissement en calcium et magnésium des eaux souterraines (Katz et al., 1998). Le tracé du rapport  $Ca^{2+} / Mg^{2+}$  dans les eaux de la région d'étude (Figure 07) révèle que le processus dominant est la dissolution des carbonates et en partie celle des silicates. Les échantillons se situant près de la ligne des ratios 1 et 2 révèlent des dissolutions de la dolomite et de la calcite respectivement et ceux au-dessus de la ligne du ratio 2 indiquent l'effet de dissolution des minéraux silicatés. La présence de carbonates et de silicates dans les dépôts sableux pourrait favoriser le processus d'altération de ces matériaux et leur dissolution conduisant à leur enrichissement dans les eaux de l'aquifère.

L'évolution proportionnelle entre les teneurs de  $Ca^{2+} + Mg^{2+}$  et  $HCO_3^- + SO_4^{2-}$  suggère la dissolution des formations éo-crétacées argilo-évaporitiques et carbonatées. Ces formations sont drainées par les eaux souterraines qui proviennent du versant sud de l'Aurès et qui sont, par la suite, mélangées aux eaux de l'aquifère au niveau de la fosse à travers les failles.

Dans la région d'étude, les teneurs en  $SO_4^{2-}$  sont relativement élevées par rapport à celles du  $Cl^-$ . Les concentrations en  $SO_4^{2-}$  augmentent progressivement

jusqu'à atteindre la saturation dans certains forages. D'autre part, les teneurs en  $\text{Ca}^{2+}$  et en  $\text{Mg}^{2+}$  montrent une grande variabilité de 112 à 620 mg/L pour  $\text{Ca}^{2+}$  et de 18 à 372 mg/L pour  $\text{Mg}^{2+}$  (Tableau 1). Ceci peut s'expliquer par le fait que ces deux cations sont probablement impliqués dans les processus de dissolution-précipitation du gypse, de la calcite et de la dolomite. Cependant, les concentrations relativement importantes en  $\text{Mg}^{2+}$  dans les eaux indiquent un accroissement du temps de séjour de l'eau au sein de l'aquifère. Les temps de séjour très élevés des parcours souterrains et la profondeur du circuit et son confinement sous des couches imperméables garantissent la grande constance des conditions de mise en solution et de précipitation de ces minéraux.

#### 4.3.2 Échange d'ions

Les réactions chimiques par lesquelles l'échange d'ions entre les eaux d'un aquifère et son environnement se produisent pendant leur résidence et/ou parcours peuvent être déterminées en étudiant les Indices Chloro-alcalins - CAI 1 et CAI 2 - avec :

CAI 1 :  $(r\text{Cl} - (r\text{Na} + r\text{K})) / r\text{Cl}$  et CAI 2 :  $(r\text{Cl} - (r\text{Na} + r\text{K})) / (r\text{SO}_4 + r\text{HCO}_3 + r\text{NO}_3)$ .

Où la concentration des ions est en méq / l. Lorsqu'il y a un échange entre  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  des eaux souterraines et  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  dans les matériaux de l'aquifère, ces deux indices sont négatifs par contre, s'il y a échange inverse d'ions, les deux indices seront positifs (Schoeller, 1965, 1977). Les valeurs de ces deux rapports sont positives pour l'ensemble des échantillons étudiés (Figure 09); ceci indique que l'échange ionique inverse est le processus dominant.

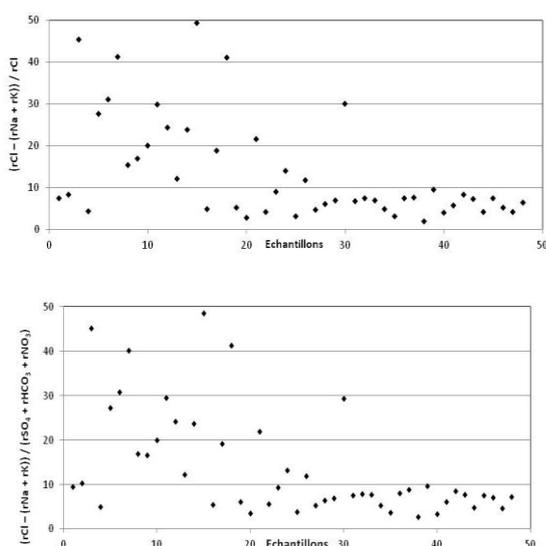


Figure 08: les indices Chloro-alcalins - CAI 1 et CAI 2 indiquant le processus d'échange d'ions.

Cependant, lorsque l'échange d'ions est un processus géochimique significatif contrôlant la composition des eaux

souterraines, la relation entre  $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-) - (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-})$  devrait être linéaire avec une pente de -1,0 (Fisher et Mullican, 1997). La Figure 09 montre que tous les échantillons d'eaux souterraines de la zone d'étude définissent une droite ( $R^2=0.83$ ) avec une pente proche de -1.0 ce qui indique l'occurrence d'un échange inverse d'ions dominant sur le processus d'échange d'ions dans la zone d'étude.

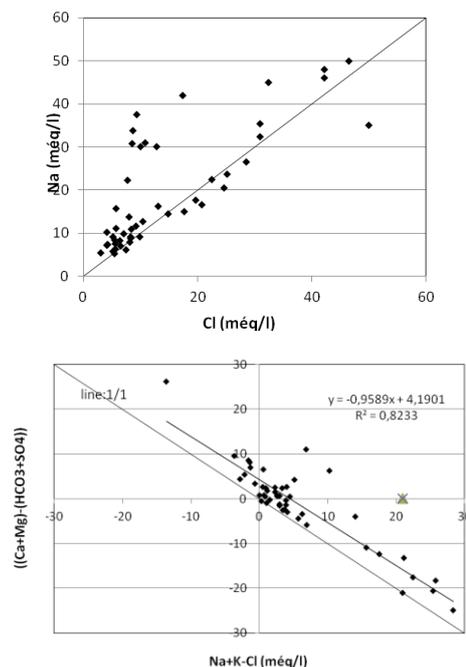


Figure 09: Relation entre (a) Na et Cl; et (b)  $[(\text{Ca}+\text{Mg}) - (\text{HCO}_3+\text{SO}_4)]$  et  $[\text{Na}+\text{K}-\text{Cl}]$ , dans les eaux.

Cependant, le comportement du sodium en fonction de la teneur en chlorures (Fig. 09) considéré comme un ion conservé, très soluble, entrant rarement dans les précipitations salines chlorurées, n'intervenant pas dans les phénomènes d'oxydo-réduction et non affecté par l'activité bactérienne (Fetter, 1993). Ce rapport montre un excès en sodium par rapport à la droite de la dissolution de la halite (Figure 8), cela s'explique par l'existence d'une autre origine pour les ions alcalins qui fait accroître la concentration du sodium par rapport à celle des chlorures. Cet excès en alcalins pourrait provenir en plus de la dissolution des sels, de l'échange de base lié aux minéraux argileux qui fixent l'ion  $\text{Na}^+$  après libération des ions  $\text{Ca}^{2+}$  et probablement aussi, du recyclage des eaux d'irrigation.

#### 4.3.3 Évaporation

La région étudiée connaît des conditions climatiques sèches et arides, l'évaporation peut également contribuer à la chimie de l'eau. Gibbs (1970) a suggéré qu'une trame simple de TDS par rapport au rapport pondéral  $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$  pourrait fournir des informations sur l'importance relative des principaux mécanismes naturels de contrôle de la chimie des eaux souterraines. A partir du graphique de

Gibbs (figure X), le processus dominant déterminant la composition de l'eau est l'interaction entre l'évaporation et l'interaction roche / sol-eau. L'évaporation de l'eau de surface et de l'humidité dans la zone non saturée est le principal processus d'évolution de la composition chimique des eaux souterraines. L'évaporation concentre l'eau restante et conduit à la précipitation et au dépôt d'évaporites qui sont finalement lessivées dans la zone saturée. Ceci est attendu, car l'évaporation augmente considérablement la concentration des ions formés par l'altération chimique, conduisant à la salinité élevée et au TDS. Cela est clairement reflété dans le graphique de Gibbs, qui indique une tendance vers les évaporations et la dissolution dominée par la roche.

Le processus d'évaporation n'est pas seulement un phénomène courant dans la salinisation des eaux de surface, mais aussi dans les eaux souterraines. Cependant, le rapport Na / Cl peut être utilisé pour identifier le processus d'évaporation dans les eaux souterraines. L'évaporation augmentera la concentration des solides dissous dans les eaux souterraines par contre le rapport Na / Cl reste le même, et il est l'un des bons indicateurs de l'évaporation. Si l'évaporation est le processus dominant, le rapport Na / Cl devrait être constant lorsque la CE augmente. Par conséquent, le tracé de Na / Cl par rapport à EC donnerait une ligne horizontale, ce qui serait alors un indicateur efficace de concentration par évaporation et évapotranspiration (Jankowski et Acworth, 1997).

La figure 10 montre qu'une ligne de tendance est horizontale indiquant que l'évaporation est le processus principal. L'autre ligne de tendance est inclinée, révélant que l'évaporation peut ne pas être le principal processus géochimique contrôlant la chimie des eaux souterraines ou la dissolution ou la réaction d'échange d'ions dominant l'évaporation.

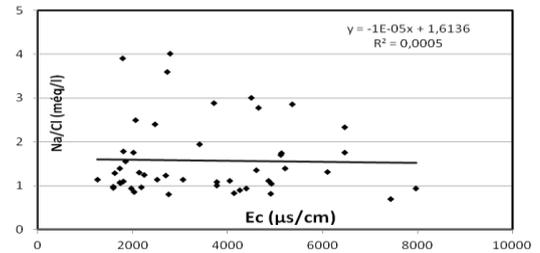
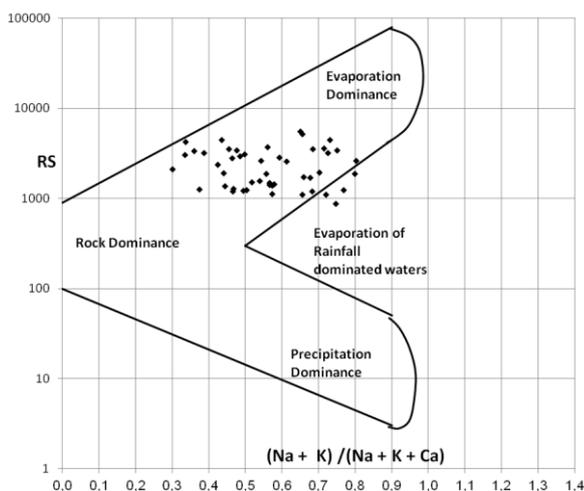


Figure 2: Projection de la chimie des eaux souterraines de la région d'étude sur les diagrammes de Gibbs et Ec - Na / Cl

Le diagramme Ec - Na / Cl (figure 10) montre que la ligne de tendance est très légèrement inclinée et que pour certains points le rapport Na / Cl diminue avec l'augmentation de la salinité (Ec) qui semble être l'élimination du sodium par réaction d'échange ionique. Cette observation indique que l'évaporation ne peut pas être le processus géochimique dominant et contrôlant la chimie des eaux souterraines dans la région d'étude et que le phénomène d'échange d'ions s'associe avec l'évaporation dans la salinisation des eaux. Ceci se justifie par les diagrammes de Gibbs (figure 10) qui montre que l'évaporation n'est pas le processus dominant dans ce bassin.

#### 4.4 L'Indice de Saturation

Afin d'évaluer les processus géochimiques qui sont à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines dans la région d'étude, une attention particulière est accordée à l'indice de saturation (IS) des eaux à l'égard de certains minéraux qui exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et le minéral dans la matrice de l'aquifère considéré comme une mesure du processus de dissolution et/ou précipitation concernant l'interaction eau- roche (Drever J. F., 1997). Les indices de saturation par rapport aux minéraux (halite, gypse, anhydrite, calcite, dolomite et aragonite) et les équilibres chimiques ont été calculés à l'aide du programme Phreeq C associé à Diagrammes (PARKHURST et al., 1999).

Les résultats des échantillons d'eau souterraine analysés (Tableau 2), montrent que ces derniers sont saturés par rapport à l'aragonite, la calcite et la dolomite, mais ils sont plutôt sous-saturés en ce qui concerne l'anhydrite, le gypse et l'halite. Ces indices indiquent que seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter surtout sous la forme de dolomite. Par contre les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous-saturation, cela peut être expliqué par l'effet des valeurs élevées de la constante d'équilibre des minéraux évaporitiques (NaCl (-4.34) ; CaSO4 (-4.59)), ce qui permet aux éléments évaporitiques de se présenter dans l'eau à des concentrations élevées. Par contre pour les minéraux carbonatés, la constante d'équilibre est plus faible (dolomite (-16.81), calcite (-8.42) et aragonite (-8.26)), ce qui produit une précipitation rapide des minéraux carbonatés.

Tableau 1: Paramètres statistiques de l'indice de saturation des eaux de la nappe du Mio-pliocène

	Aragonite	Calcite	Dolomite	Anhydrite	Gypsum	Halite
m	0,73	0,88	1,61	-0,83	-0,62	-5,58
Ecart type	0,27	0,27	0,60	0,29	0,29	0,56
Cv	36,35	30,36	37,17	-34,67	-46,83	-10,02
Max	1,41	1,56	2,88	-0,16	0,06	-4,51
Min	0,02	0,16	0,34	-1,78	-1,56	-6,55

## 5 CONCLUSION

Dans le Zab Chergui, la nappe des sables est contenue dans des formations silico-clastiques mio-pliocènes. Sa géométrie montre une structure synclinale dissymétrique avec une discordance des ensembles supérieurs sur les ensembles de base associés à un semi-perméable formant, ainsi, deux niveaux aquifères multicouches. Le niveau aquifère supérieur est le plus exploité, ses eaux sont moyennement à fortement chargées et présentent deux familles à faciès chimiques évolutifs dont la transition d'un faciès à l'autre souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui gouvernent la salinité des eaux de cet aquifère. L'action conjuguée des différents processus minéralisateurs ainsi que leurs combinaisons n'ont fait qu'accentuer la salinité de ces eaux. Leur identification, confortée par le calcul des indices de saturations des minéraux mis en question, a permis une meilleure corrélation entre les différents ions présents et leur répartition montre une nette zonalité hydrochimique du Nord Vers le Sud. L'exploitation des résultats obtenus doivent guider les décideurs dans le bon choix des champs de captage et l'implantation des forages principalement destinés à l'AEP dans des secteurs contenant des eaux moins chargées en l'absence de moyens de traitement et d'adoucissement dans cette région comme dans beaucoup d'autres du territoire national.

### [1] REFERENCES

- [2] Ayenew T., Demlie M. and Wohnlich S. (2008) Hydrogeological framework and occurrence of groundwater in the Ethiopian aquifers. *J AfrEarthSci* 52:97–113.
- [3] ANRH (2011) : Etude sur modèle mathématique du système aquifère de la région du Biskra.
- [4] APHA (American Public Health Association) (1985) : Standard methods for the examination of water and wastewater. In: Greenberg AE (APHA), Trussell RR (AWWA), Clesceri LS (WPCF) (eds). APHA, Washington, DC.
- [5] Chebbah, M., 2007. Lithostratigraphie, Sédimentologie et Modèles de Bassins des dépôts néogènes de la région de Biskra, de part et d'autre de l'Accident Sud Atlasique (Zibans, Algérie). Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Constantine, 417p.
- [6] Chebbah M. and Allia Z., (2015) Geochemistry And Hydrogeochemical Process Of Groundwater In The Souf Valley Of Low Septentrional Sahara, Algeria. *AJEST*, Vol. 9 (3); 261-273.
- [7] Chebbah M. et Lamouroux C., (2012) La Fosse Sud Aurésienne au Néogène (Domaine pré-saharien, Algérie): séquences de dépôt, propositions de corrélations et évolution sédimentaires. *Bull. Serv. Géol. Nat. Alger.* 23 : 3; 1-21.
- [8] Datta PS, Tyagi SK, 1996. Major ion chemistry of groundwater in Delhi area: chemical weathering processes and groundwater regime. *J. Geol. Soc. India* 47: 179–188.
- [9] Drever, J. F., (1997). "The geochemistry of natural waters". 3rd ed. New York – Prentice-Hall INC; 379 pp.
- [10] Edmunds WM, Guendouz AH, Mamou A, Moulla A, Shand P, Zouari K (2003) Groundwater evolution in the Continental Intercalaire Aquifer of southern Algeria and Tunisia; trace element and isotopic indicators. *ApplGeochem* 18:805–822.
- [11] Fisher RS and Mullican WF, 1997. Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodium-chloride groundwater beneath the Northern Chihuahuan desert, Trans-Pecos, Texas, USA. *Hydrogeol. J.* 10: 455–474.
- [12] Gibbs, R. J. (1970). Mechanisms controlling world water chemistry. *Science Journal*, 170, 795–840.
- [13] Giridharan L., Venugopal T. and Jayaprakash M. (2008) Evaluation of the seasonal variation on the geochemical parameters and quality assessment of the groundwater in the proximity of River Cooum Chennai India. *Environ Monit Assess* 143:161–178.
- [14] Han D, Liang X, Jin M, Currell MJ, Han Y, Song X (2009) Hydrogeochemical indicators of groundwater flow systems in the Yangwu River Alluvial Fan Xinzhou Basin Shanxi China. *Environ Manag* 44:243–255.
- [15] Jankowski, J., & Acworth, R. I. (1997). Impact of debris flow deposits on hydrogeochemical process and the development of dry land salinity in the Yass River catchment, New South Wales, Australia. *Hydrogeology Journal*, 5, 71–88.
- [16] Katz, B. G., Gopalan, T. B., Bullen, T. D., & Davis, J. H. (1998). Use of chemical and isotopic tracers to characterize the interaction between groundwater and surface water in mantled karst. *Groundwater Journal*, 35, 1014–1028.
- [17] Kuldip S, Hundal HS, Dhanwinder S., 2011. Geochemistry and assessment of hydrogeochemical processes in groundwater in the southern part of

- Bathinda district of Punjab, northwest India. Environ. Earth. Sci. 64: 1823–1833.
- [18] Kumar M, Ramanathan AL, Rao MS, Kumar B., 2006. Identification and evaluation of hydrogeochemical processes in the groundwater environment of Delhi, India. J. Environ. Geol. 50:1025–1039.
- [19] 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.
- [20] Michard G (1989). Equilibres chimiques dans les eaux naturelles. Ed.Published, 357p
- [21] Nesson C., 1975. L'évolution des ressources hydrauliques dans les oasis du Bas Sahara Algérien. Mem.Doc, Ed.CNRS, 17: p 96.
- [22] OSS (Observatoire Sahara et Sahel) (2003) Système aquifère du Sahara septentrional: gestion commune d'un bassin transfrontière. Rapport de synthèse. OSS, Tunisie.
- [23] 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. US GeolSurv Water Resour Invest. Rep 99–4259.
- [24] Petalas C.P. and Diamantis I.B., 1999. Origin and distribution of saline groundwaters in the upper Miocene aquifer system, coastal Rhodope area, northeastern Greece. Hydrogeology journal, 7: 305-316.
- [25] PIPER, AM. 1944. A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. American Geophysical Union, Trans. 914-923.
- [26] Rodier J., (1996). Analyse des eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer. 8ème édition Dunod, Paris, 1384p.
- [27] Schoeller, H. (1965). Qualitative evaluation of groundwater resources. In Methods and techniques of groundwater investigations and development (pp. 54–83). UNESCO.
- [28] Schoeller, H. (1967). Geochemistry of groundwater - an international guide for research and practice (Chap. 15, pp. 1–18). UNESCO.
- [29] Schuh W.M., Klinekebiel D.L., Gardner J.C., Meyer R.F. (1997). Tracer and nitrate movements to groundwater in the Norruem Great Plains. J. Environ. Qual. 26:1335-1347.
- [30] SwarnaLatha P, K. Nageswara R, 2011. An integrated approach to assess the quality of groundwater in a coastal aquifer of Andhra Pradesh, India. Earth. Sci. 64: 1823–1833.
- [31] Vengosh A., Kloppmann W., Marie A., Livshitz Y., Gutierrez A., Banna M., Guerrot C., Pankratov I., Ranan H., (2005). Sources of salinity and boron in the Gaza Strip: Natural contaminant flow in the southern Mediterranean Coastal aquifer. Water Resources Research.

**Annexe 01 : Physicochimie des eaux du niveau supérieur de l'aquifère multicouche mio-pliocène dans le Zab Chergui**

N°	X ( ° )	Y ( ° )	Z (m)	T ( ° C )	p H	R . S (mg/l)	C d µs/cm	C a ( m g / l )	M g	N a	K	HC03	SO4	C L	NO3
1	6,6483	34,5011	2	2 6	8,00	3100	4493	6 2 0	2 4	6 0 0	3 5	1 2 2	2500	3 5 5	0
2	5,9631	34,5347	1 0	24,8	8,10	3534	5122	5 0 0	8 9	6 2 0	3 8	1 1 6	2100	3 8 5	3 6
3	6,0478	34,5372	1 4	25,5	8,00	5128	7432	4 6 8	1 9 9	9 9 7	2 5	1 8 3	1650	1650	2
4	6,5806	34,5453	5 0	2 5	8,30	1886	2733	2 2 4	7 2	1 1 6	1 9	1 1 0	7 8 2	1 8 5	6
5	6,1436	34,5503	1 2	26,4	8,30	2852	4133	2 9 0	1 6 0	5 3 0	1 7	1 7 7	7 8 8	1012	2
6	6,0272	34,5589	- 4	25,8	7,80	3700	5362	3 6 8	6 7	9 0 0	5 4	1 7 7	1200	1150	0
7	6,0389	34,5753	0	24,5	8,40	3598	5214	2 2 8	1 2 7	9 2 0	2 6	1 4 6	9 2 0	1500	1
8	6,0699	34,5786	- 3	2 5	7,90	4464	6470	4 1 0	2 3 4	8 4 0	4 6	2 3 2	2613	6 2 0	4
9	6,6014	34,5817	4 0	26,7	8,10	1922	2786	2 3 6	8 9	3 0 0	1 7	2 0 7	5 0 0	6 2 5	9
10	6,5489	34,5861	1 1	25,9	8,60	2604	3774	4 3 0	1 0 2	3 3 2	1 5	1 6 5	8 5 0	7 3 5	1
11	6,1597	34,5886	1 0	26,2	8,00	3354	4861	2 4 4	1 9 2	7 0 8	2 7	6 1	1100	1100	1
12	6,0581	34,5986	- 2	26,7	7,75	3206	4646	2 5 0	1 8 5	4 7 5	5	1 1 7	9 1 2	8 9 4	1 3
13	6,6742	34,5990	5 0	26,5	7,60	1736	2516	2 9 0	1 8	3 2 6	2 5	2 3 8	6 0 0	4 6 5	3
14	5,9077	34,6025	2 0	2 5	7,80	2790	4043	2 9 8	1 2 5	4 1 0	5 0	2 4 4	8 1 0	8 7 5	7
15	5,9653	34,6075	1 0	26,5	8,20	4466	6472	3 8 0	3 7 2	7 0 0	5 4	1 9 5	9 9 0	1775	4
16	6,5825	34,6189	3 9	26,9	7,70	2108	3055	3 0 0	1 6 6	1 2 8	2	1 9 5	1210	2 0 0	2
17	6,5456	34,6227	4 0	26,4	8,10	2356	3414	3 8 8	1 9 9	3 5 2	2 8	1 3 4	1230	7 0 0	4
18	5,9069	34,6328	2 0	26,4	8,00	5504	7971	5 0 6	3 7 1	9 6 0	4 1	7 9	2110	1500	1
19	6,4986	34,6378	4 2	25,3	8,10	3394	4919	3 5 0	1 5 5	1 6 6	2 3	7 9	1370	2 2 5	6
20	6,6925	34,6431	0	24,9	7,90	1116	1617	1 5 0	3 7	2 0 4	5	2 2 0	5 0 0	1 4 5	1 4
21	6,6411	34,6456	4 0	26,5	8,10	2604	3774	3 8 8	1 9 9	4 5 0	2 5	1 2 2	1320	8 0 0	4
22	6,4939	34,6786	4 4	24,5	8,20	2560	3710	3 1 0	1 6 2	2 2 4	1 1	9 2	1530	2 0 5	2 7
23	6,3725	34,6817	4 0	24,9	8,30	1508	2186	2 4 6	5 2	1 8 4	2 5	1 4 6	6 4 8	3 5 0	2 6

24	6,1607	34,6902	5	25,4	7,90	1364	1977	120	50	290	36	189	302	525	4
25	6,4178	34,6911	45	26	8,40	1208	1751	210	40	148	27	195	580	150	16
26	5,9658	34,7027	16	25,5	7,17	3036	4400	224	59	603	12	932	636	458	8
27	6,2901	34,7210	73	25	8,30	1280	1855	250	40	152	12	153	565	200	27
28	5,9538	34,7239	45	26	8,10	1394	2020	230	40	196	8	153	560	250	9
29	6,2022	34,7333	35	26,1	8,10	1198	1736	150	78	122	28	226	334	265	5
30	5,7100	34,7353	25	26,3	8,30	2942	4264	220	120	648	35	183	740	1100	3
31	5,9150	34,7394	57	24,6	7,40	3174	4600	156	36	615	10	568	918	304	5
32	6,4281	34,7414	73	25,2	7,90	1550	2246	214	90	184	3	159	632	294	2
33	5,8981	34,7529	51	25,6	7,36	3539	5130	204	19	677	8	639	1050	307	9
34	6,2233	34,7581	50	25,8	8,10	1248	1809	232	53	104	25	183	650	196	13
35	6,3342	34,7639	75	26,6	8,10	1100	1594	112	66	146	10	195	500	148	4
36	5,9081	34,7683	60	26,1	7,90	1860	2696	186	128	220	45	220	900	300	12
37	5,8642	34,7691	62	26	7,31	4209	6100	318	197	749	9	710	2190	332	3
38	6,3033	34,7711	75	26,7	8,10	1100	1594	144	58	108	25	146	535	110	2
39	6,6578	34,7761	130	26,2	8,70	1706	2472	210	68	256	16	195	590	370	1
40	5,9442	34,7828	72	26,3	8,30	1190	1725	120	80	315	4	244	118	201	0
41	6,2219	34,7833	45	26,2	8,10	1406	2038	254	64	142	21	220	610	230	1
42	6,6917	34,7850	130	26,1	8,10	1902	2757	180	60	234	15	293	500	325	1
43	6,2853	34,7978	140	25,7	8,30	1240	1797	200	24	176	39	98	508	295	25
44	6,7039	34,8041	120	25,8	7,36	1480	2145	183	86	185	3	183	780	185	9
45	6,2183	34,8144	55	25,4	8,10	1236	1791	160	72	158	28	250	348	290	8
46	6,7058	34,8283	175	25,3	8,10	3392	4916	294	30	446	40	73	1290	275	6
47	5,8984	34,8378	125	25,6	8,30	868	1258	198	20	168	11	79	382	192	2
48	5,9464	34,8400	130	25,1	8,40	1426	2067	138	47	274	49	98	720	285	4