

This article was downloaded by: [kraiem zohra]

On: 24 January 2015, At: 02:21

Publisher: Taylor & Francis

Informa Ltd Registered in England and Wales Registered Number: 1072954 Registered office: Mortimer House, 37-41 Mortimer Street, London W1T 3JH, UK



Hydrological Sciences Journal

Publication details, including instructions for authors and subscription information:

<http://www.tandfonline.com/loi/thsj20>

Processus de minéralisation de la nappe du Plio-Quaternaire dans la plaine de Segui-Zograta (Sud-Ouest tunisien)

Zohra Kraiem^a, Kamel Zouari^a, Narjess Bencheikh^a, Aissa Agoun^b & Brahim Abidi^c

^a Laboratoire Radio-Analyses et Environnement de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS), Sfax, Tunisie

^b Commissariat Régional au Développement Agricole (CRDA) de Kébili, Kébili, Tunisie

^c Commissariat Régional au Développement Agricole CRDA Gabs, Gabs, Tunisie

Accepted author version posted online: 31 Mar 2014. Published online: 21 Jan 2015.



[Click for updates](#)

To cite this article: Zohra Kraiem, Kamel Zouari, Narjess Bencheikh, Aissa Agoun & Brahim Abidi (2015): Processus de minéralisation de la nappe du Plio-Quaternaire dans la plaine de Segui-Zograta (Sud-Ouest tunisien), Hydrological Sciences Journal, DOI: [10.1080/02626667.2013.877587](https://doi.org/10.1080/02626667.2013.877587)

To link to this article: <http://dx.doi.org/10.1080/02626667.2013.877587>

PLEASE SCROLL DOWN FOR ARTICLE

Taylor & Francis makes every effort to ensure the accuracy of all the information (the "Content") contained in the publications on our platform. However, Taylor & Francis, our agents, and our licensors make no representations or warranties whatsoever as to the accuracy, completeness, or suitability for any purpose of the Content. Any opinions and views expressed in this publication are the opinions and views of the authors, and are not the views of or endorsed by Taylor & Francis. The accuracy of the Content should not be relied upon and should be independently verified with primary sources of information. Taylor and Francis shall not be liable for any losses, actions, claims, proceedings, demands, costs, expenses, damages, and other liabilities whatsoever or howsoever caused arising directly or indirectly in connection with, in relation to or arising out of the use of the Content.

This article may be used for research, teaching, and private study purposes. Any substantial or systematic reproduction, redistribution, reselling, loan, sub-licensing, systematic supply, or distribution in any form to anyone is expressly forbidden. Terms & Conditions of access and use can be found at <http://www.tandfonline.com/page/terms-and-conditions>

Processus de minéralisation de la nappe du Plio-Quaternaire dans la plaine de Segui-Zograta (Sud-Ouest tunisien)

Zohra Kraiem¹, Kamel Zouari¹, Narjess Bencheikh¹, Aissa Agoun² and Brahim Abidi³

¹Laboratoire Radio-Analyses et Environnement de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS), Sfax, Tunisie
kraiemzohra@yahoo.fr

²Commissariat Régional au Développement Agricole (CRDA) de Kébili, Kébili, Tunisie

³Commissariat Régional au Développement Agricole CRDA Gabs, Gabs, Tunisie

Reçu le 25 septembre 2012; accepté le 2 décembre 2013

Editeur Z.W. Kundzewicz

Résumé La plaine de Segui-Zograta est une cuvette synclinale à remplissage Mio-Plio-Quaternaire où la nappe du Plio-Quaternaire constitue la principale source d'approvisionnement en eau pour l'abreuvement du chaptel et pour l'agriculture. Cette zone présente une hétérogénéité de répartition de la minéralisation des eaux souterraines. L'investigation des outils géochimiques basée sur l'étude des éléments majeurs, des isotopes stables (¹⁸O, ²H) et radioactifs (³H, ¹⁴C) indique la combinaison de différents processus contrôlant la minéralisation de ces eaux. Dans la partie Ouest, les eaux du Plio-Quaternaire présentent un faciès de type sulfato-calco-sodique et des salinités élevées. Elles subissent l'effet de la dissolution des minéraux évaporitiques et résultent du mélange par drainance ascendante des eaux fossiles des aquifères les plus profonds, à salinité élevée et à faciès chloruro-sulfato-sodique, à travers la faille d'Om Ali où leur contribution peut atteindre 96%. Dans la partie Est, ces eaux sont de type sulfato-calcique, considérées relativement moins minéralisées que celles de la partie Ouest. Elles sont issues de l'infiltration des eaux de pluie récentes et qui ont subi l'effet de l'évaporation.

Mots clefs éléments majeurs ; isotopes ; faille ; mélange ; drainance ; recharge

Mineralization processes of the Plio-Quaternary aquifer in the Segui-Zograta plain (southwest Tunisia)

Abstract The plain of Segui-Zograta is a synclinal structure with Mio-Plio-Quaternary deposits where the Plio-Quaternary aquifer is the main source of drinking water for cattle and water for agriculture practices. The distribution of water mineralization in this region is heterogeneous. Investigation of the geochemistry, based on major elements, and stable (¹⁸O, ²H) and radioactive (³H, ¹⁴C) isotopes, has provided a comprehensive understanding of the hydrodynamic functioning and the mineralization processes that underline the large variations in chemical composition within the Segui-Zograta basin. In the western part of the basin, the waters of the Plio-Quaternary aquifer were found to have a Na-Ca-SO₄ water type, characterized by high salinity. These waters are affected by dissolution of evaporate minerals, mixing processes and by upward leakage of water that is characterized by high salinity and Na-Cl-SO₄ water type from the deeper aquifers through the Om Ali fault, whose contribution can reach 96%. In the eastern part, the waters have a Ca-SO₄ water type, and are considered less mineralized than those of the western part. These have resulted from the infiltration of recent rainy waters affected by evaporation.

Key words major elements; isotopes; fault; mixing process; upward leakage; recharge

1 INTRODUCTION

En milieu aride et semi-aride, la salinisation constitue une menace largement répandue pesant sur les ressources en eaux souterraines. Cette salinité peut avoir différentes origines. Elle peut être causée par des processus de salinisation primaire, comme l'intrusion d'eau de mer, qui ajoutent des solutés au

système aquifère (Grassi *et al.* 2007, Kouzana *et al.* 2008), où la remontée d'eaux plus salées des aquifères sous-jacents à travers les seuils hydrauliques dans les zones influencées par la tectonique (Gonfiantini *et al.* 1974, Trabelsi 2009, Abid *et al.* 2010) ou bien la dissolution géogénique des dépôts de sel ou des intrants agricoles. Elle peut aussi

résulter de processus secondaires conduisant à la salinisation par redistribution ou concentration de solutés déjà présents dans le système tels que le retour des eaux d'irrigation (Kattan 2008, Qin et al. 2011), l'intensification de l'exploitation des aquifères (Krimissa et al. 2004, Trabelsi et al. 2005, Boughriba et al. 2006, Zammouri et al. 2007), l'évaporation (Kattan 2008) et le mélange entre différents types d'eaux (Ramos-Leal et al. 2007, Rapti-Caputo and Martinelli 2008).

Situé dans le Sud Ouest tunisien, le bassin de Segui Zograta ou Garâat Sidi Mansour, [La notion de Segui est rattachée à toute zone de ruissellement qui ne présente pas de reliefs et dont le sol est susceptible d'être épais et de bonne qualité (Mamou 1978)], est une zone où plusieurs phénomènes se rassemblent. Ce bassin constitue un cas particulier des sebkhas dont les sols, sur une grande partie de leur surface, ne sont pas du tout salés. La partie orientale de la zone humide est une Garâat classique d'eau douce alors que la partie occidentale est plus salée et ressemble plutôt à une sebkha (Direction générale des forêts 2007). Ce bassin constitue une plaine ayant la structure d'une cuvette synclinale à remplissage Mio-Plio-Quaternaire s'étendant d'Est en Ouest. Ce remplissage comprend des formations sablo-argileuses qui s'épaississent des bordures vers le centre formant un système aquifère multicouche. Ce système regroupe la nappe de surface qui circule dans les formations du Plio-Quaternaire et les aquifères profonds répartis entre la nappe du Miocène, la nappe du Crétacé supérieur (Cénomaniens, Turonien et Sénonien supérieur) et celle du Crétacé inférieur ou Continental Intercalaire (CI). Dans cette zone, les

eaux profondes présentent une qualité médiocre. Un intérêt particulier est donné aux eaux du Plio-Quaternaire représentant l'unique ressource d'approvisionnement en eau pour l'abreuvement du chaptel et pour l'agriculture. L'alimentation de ces horizons s'effectue par l'infiltration des eaux des oueds descendant des montagnes qui bordent la plaine.

La zone d'étude fait partie du domaine de l'Atlas Saharien. Elle subit des influences froides et marines à partir du Golfe de Gabes à l'Est, et des influences chaudes à partir du Sud. Elle se caractérise par une température moyenne annuelle de l'ordre de 22 °C, une évapotranspiration de l'ordre de 1100 mm/an et une pluviométrie irrégulière et relativement faible variant de 130 à 150 mm/an d'Est en Ouest reflétant un climat aride.

La gestion durable des ressources en eaux du Plio-Quaternaire est presque impossible sans la connaissance adéquate de la répartition spatiale de ces eaux et la compréhension des processus qui gouvernent leur minéralisation. De ce fait, une étude pluridisciplinaire faisant appel aux méthodes hydrogéologique, géochimique et isotopique a été établie pour la caractérisation de ces eaux et la détermination des processus de minéralisation en vue d'une gestion durable de ces ressources.

2 APERÇU GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

2.1 Stratigraphie

La cuvette de Segui-Zougrata occupe le Sud Ouest de la Tunisie (Fig. 1). Elle s'étend sur 80 km d'Est

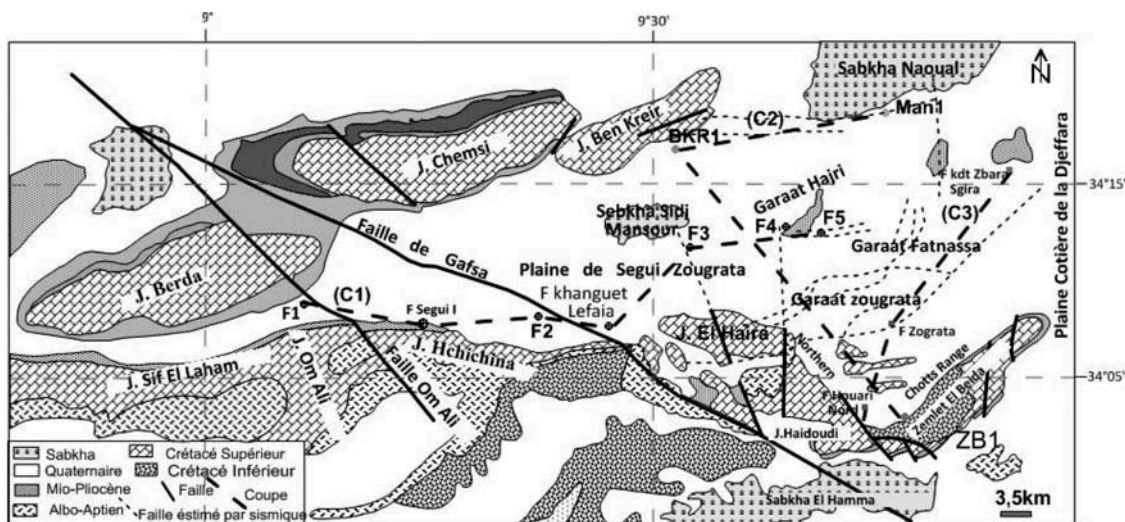


Fig. 1 Carte de localisation et géologique de la zone d'étude.

en Ouest et 10 à 30 km du Nord au Sud. Elle est définie comme une plaine plate pincée entre Jebel Berda au Nord et Sif laham au Sud et s'ouvre vers l'Est en une large plaine alluvionnaire. Elle est limitée au Sud par la chaîne montagneuse commençant au Sud Est par Jebel Zemlet el Beidha et se terminant au Sud Ouest par Jebel Sif Laham, au Nord Ouest par Jebel Berda, au Nord par Jebel Chemsî et Jebel Belkhir, au Nord Est par la Sebkhâ Noual et à l'Est par la plaine côtière de la Djefara (Fig. 1).

L'extrait de la carte géologique (Ali *et al.* 1985), (Fig. 1) ainsi que les coupes des forages d'eau et des forages pétroliers montrent la succession des formations géologiques datées du Crétacé Inférieur, Crétacé supérieur (Cénomaniens, Turonien, Sénonien inférieur et Sénonien supérieur), Miocène et Plio-Quaternaire.

De point de vue lithologique, le Crétacé Inférieur désigne l'ensemble des formations géologiques continentales (CI), saturées en eau, séparées par des imperméables plus ou moins épais et situées entre les formations du Jurassique à la base et le mur des formations marines du Cénomaniens au sommet. Les formations du CI sont détritiques de nature argilo-gréseuses véritablement continentales et susceptibles de constituer un ensemble aquifère homogène (OSS 2003). Le Cénomaniens se caractérise par une trilogie avec deux membres calcaires et calcaires dolomitiques aux extrémités et un membre marno-calcaire et marneux au milieu. Cet ensemble constitue la formation Zebbag qui se continue au niveau du Turonien. Au niveau de la cuvette de Segui-Zograta, le Cénomaniens présente une épaisseur variable de part et d'autre de la faille de Gafsa-Elhamma. Cette épaisseur varie, à l'Ouest de la faille, entre 300 m au niveau du Jebel Sif Laham jusqu'à 900 m au flanc Nord du Jebel Berda. A l'Est de la faille, le Cénomaniens présente une épaisseur variant entre 200 m, au pied du Jebel El Haira, à 400 m au Forage Sidi Mansour (Man-1).

Le Turonien se caractérise par un faciès de calcaire dolomitique. Au niveau du centre de la cuvette, le forage Garâat Fatnassa traverse 200 m de formation à prédominance calcaro-dolomitique avec des petites intercalations marneuses. Au dessus du Turonien, repose le Sénonien inférieur ou formation Aleg, avec un faciès marneux à prédominance de gypse. Ce dernier constitue le mur du Sénonien supérieur qui présente un faciès calcaire connu par la formation Abiod avec une épaisseur moyenne de 400 m, à l'Ouest de la cuvette (Fig. 2(a)), alors que

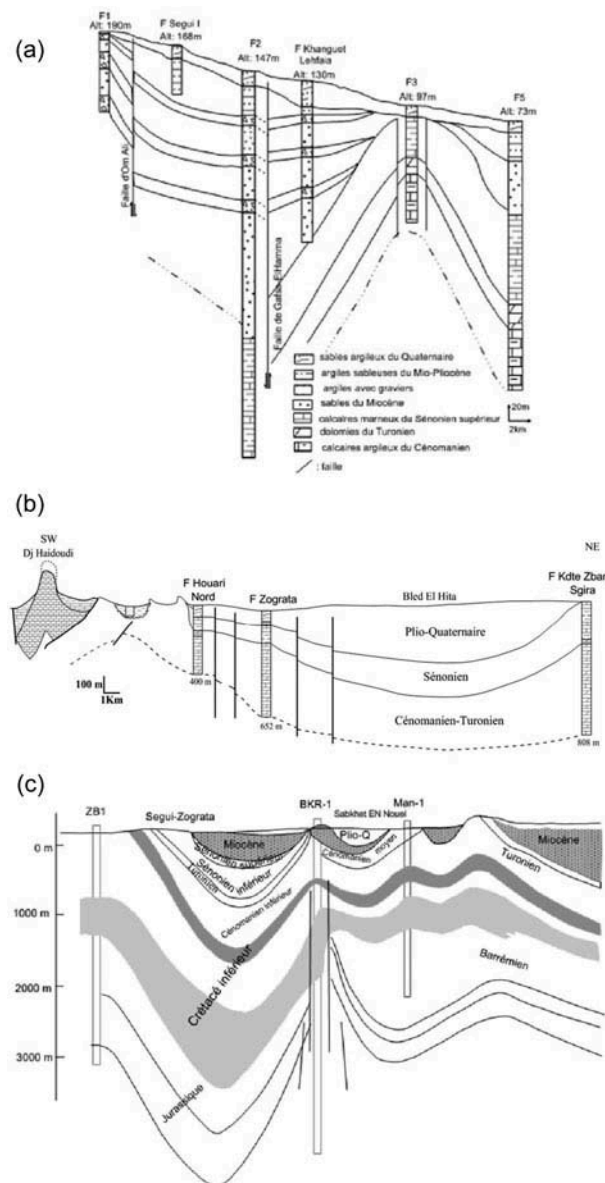


Fig. 2 Coupes hydrogéologiques schématiques : (a) C1, (b) C2 et (c) C3.

dans la partie Est, elle ne dépasse pas les 200 m (Fig. 2(b)).

Le Mio-Plio-Quaternaire constitue le remplissage des structures synclinales de la région (Fig. 2(a)–(c)). Il est formé par des dépôts d'origine continentale constitués de sables argileux, d'argiles, de marnes et de gypses s'étendant sur une épaisseur de l'ordre de 200 m. Les formations du Plio-Quaternaire et du Miocène sont regroupées en une seule entité connue sous le nom du Continental Terminal qui comprend à sa base la formation Beglia et au sommet la formation Segui (Mamou 1978). Ce groupe correspond à une série transgressive couvrant en discordance les séries sous-jacentes du Crétacé supérieur (Mamou 1978)

(Fig. 2(b)). La description des coupes de sondages d'eau nous a permis d'établir les subdivisions suivantes:

- Série inférieure (Pontien sablo-gréseux), moins étendue sous le Segui, cette série est rattachée au Pontien supérieur ou Miocène et supposée reprise par la tectonique du Villafranchien. Ce niveau semble être plus épais dans la partie Ouest du Segui (moyenne de 44 m) que dans la partie Est (moyenne de 16 m).
- Série moyenne (Pliocène), argileuse ou argilo-sableuse, avec des intercalations plus ou moins grossières, présentant une structure lenticulaire. Elle change d'épaisseur et de composition suivant sa position par rapport à l'axe de la cuvette.
- Série supérieure (Quaternaire), limino-argileuse sur l'emplacement des anciens lits d'oueds. Elle s'épaissit au niveau des Garâats pour atteindre 40 à 60 m avec une épaisseur moyenne de 10 à 20 m partout sous la plaine de Segui.

2.2 Contexte tectonique

Sur le plan structural, la région de Segui-Zograta appartient à la province orogénique de l'Atlas saharien. Elle se trouve encadrée, au Sud, par des anticlinaux en chapelets de la chaîne de Chareb-Segui, orientés d'Ouest en Est, alors que, vers le Nord, cette plaine est limitée par les anticlinaux isolés du Jebel Berda et Jebel Chemsî d'orientation Ouest Sud Ouest vers l'Est Nord Est. Ces anticlinaux sont assez coffrés et dissymétriques avec une tendance au déversement vers le Sud. Entre ces anticlinaux, se développent des synclinaux pincés et aigus à l'Ouest de la plaine de Segui et plus larges et plats au niveau de cette plaine.

Au niveau de cette plaine, le plissement est renforcé par l'effet tectonique de la faille de Gafsa-El Hamma (Fig. 1) dont le rejet atteint par endroits (Berda, Chemsî et Orbata) 1000 m et met ainsi en contact le Crétacé inférieur avec le Crétacé supérieur. La faille de Gafsa-El Hamma est la structure la plus active de l'Atlas sud tunisien. Cette faille, de 75 km de longueur, correspond à une rampe oblique dextre avec un découplage entre la couverture et le soubassement Paléozoïque par les évaporites du Trias (Zargouni 1986, Ben Ferjani *et al.* 1990, Ahmadi *et al.* 2006, Ben said 2011).

On distingue aussi la faille située sur le flanc méridional du Jebel Chemsî. Elle résulte de l'effet de

déversement de ces plis vers le Sud et semble être à l'origine de la dislocation des plis du Jebel Berda au Sud Ouest et du Jebel Kreir au Nord Est.

Plus à l'Ouest de la zone d'étude, le contact de l'anticlinal de Hchichina avec celui d'Om Ali est marqué par la faille d'Om Ali à rejet kilométrique, indiquant un jeu décrochant apparent dextre. Cette faille met en contact les séries du Crétacé supérieur avec celles du Mio-Pliocène (Castany 1954, Abbes *et al.* 1994, Fakhraoui *et al.* 1994, Bouaziz 1995). Elle est aussi à l'origine du déversement du flanc Nord Est du Jebel Berda.

L'étude sismique effectuée dans la zone a permis de localiser, entre Sabkhet En Noual, Jebel Kreir et la chaîne de Chareb Segui, une série de failles profondes affectant la série allant du Paléozoïque au Crétacé inférieur.

La sédimentation active et épaisse du Pontien a dû se produire dans une zone de subsidence continue des cuvettes synclinales. Parallèlement, la surrection des axes anticlinaux continuait, donnant les massifs actuels de ces chaînes de l'Atlas saharien.

2.3 Hydrogéologie

Les reconnaissances hydrogéologiques entreprises dans cette zone (Mamou 1978, Ben Ayed 1993, Fakhraoui *et al.* 1994) montrent la présence de plusieurs horizons aquifères superposés. Le système aquifère profond est formé par le Continental Intercalaire (CI) (Fig. 2(c)) surmonté par les aquifères du Crétacé supérieur (Cénomaniens, Turonien et Sénonien) et la nappe du Miocène ou Pontien supérieur (Fig. 2(b) et (c)). Le CI est caractérisé par des formations essentiellement continentales gréseuses et argilo-gréseuses avec des rares intercalations carbonatées.

Le Turonien-Cénomaniens constitue un réservoir logé dans la formation Zebbag avec une salinité qui peut dépasser les 17 g/L. Ces ensembles présentent trois membres avec deux membres calcaires et calcaires dolomitiques aux extrémités, bien fissurés dans les forages de l'axe de la cuvette de Segui-Zograta, et un membre marno-calcaire et marneux au milieu. Ce niveau aquifère se caractérise par des valeurs de transmissivité très hétérogènes variant de 20×10^{-3} à 300×10^{-3} m²/s. Ces valeurs paraissent très élevées dans certains endroits de l'aquifère montrant une forte perméabilité due essentiellement à la présence de calcaires bien fissurés. Au dessus de cette formation, on trouve les calcaires du Sénonien supérieur de la formation Abiod, avec une salinité

moyenne de l'ordre de 6 g/L (Fig. 2(b)). La nappe du Miocène constitue la partie basale du Continental Terminal. Elle constitue un aquifère sableux. La partie sommitale du Continental Terminal est formée par les niveaux sablo-argileux du Plio-Quaternaire constituant la nappe phréatique. Ces niveaux montrent toutefois des passages lenticulaires de gypse (Andrieu 1977), qui peuvent être à l'origine de l'augmentation de la salinité dans certains endroits (Fig. 2(a)).

Toutefois, une continuité hydrogéologique pourrait exister entre les niveaux aquifères du Crétacé et ceux du Continental Terminal et ceci plus particulièrement au niveau des plans des failles principales et sur les bordures de la plaine (Mamou 1978, Abidi 2001).

3 MATERIELS ET METHODES

Une campagne d'échantillonnage a été effectuée dans la plaine de Segui-Zograta pour laquelle 20 échantillons ont été prélevés de les parties Ouest et centrale du bassin. Concernant la partie Est, 14 échantillons ont été empruntés au mémoire de master de Bencheikh en 2006. Dans l'ensemble, 34 échantillons ont été prélevés dans la zone d'étude, avec 22 échantillons de la nappe du Plio-Quaternaire, huit échantillons de l'aquifère du Miocène—quatre forages, un puits forage (P12), deux puits se situant au niveau des affleurements du Miocène (P7 et P8) et une source (S)—et quatre échantillons de l'aquifère du Sénonien—trois forages et un puits situé au niveau de l'affleurement du Sénonien (P5) (Fig. 3(a)). Ces

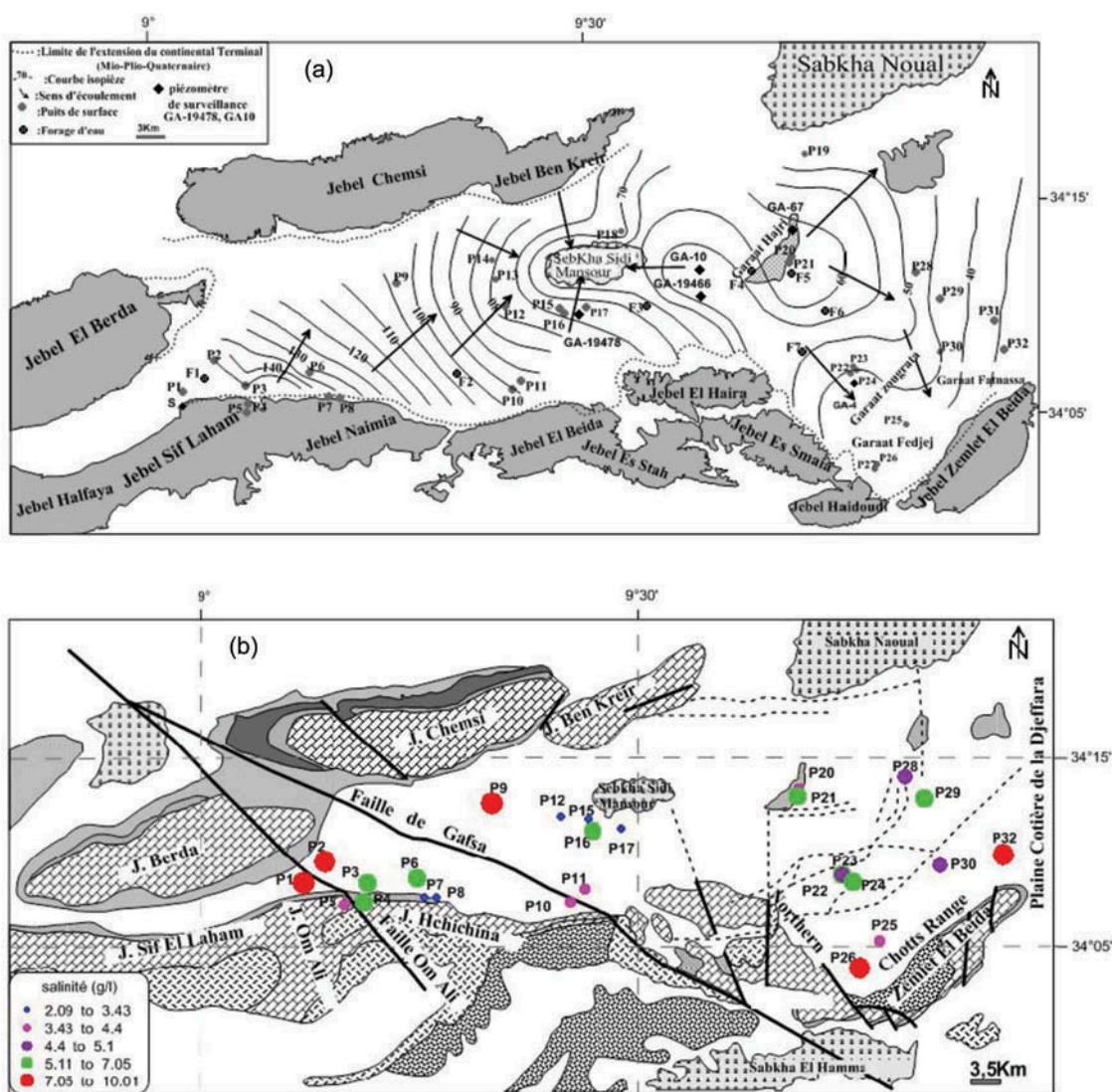


Fig. 3 Cartes (a) piézométrique, et (b) de répartition spatiale de la salinité, des eaux de la nappe du Plio-Quaternaire de la plaine de Segui-Zograta.

échantillons ont fait l'objet d'analyses chimiques et isotopiques dont les résultats sont reportés dans les **Tableaux 1 et 2**. Les paramètres physico-chimiques (pH, conductivité électrique, température) ont été mesurés sur le terrain. Les échantillons destinés aux analyses chimiques ont été filtrés sur le terrain et stockés dans des bouteilles de polyéthylène en plastique de capacité de 1 litre. Les eaux souterraines destinées à l'analyse des isotopes stables ont été recueillies dans des bouteilles en polyéthylène de 30 mL avec des bouchons étanches. Un total de 15 échantillons a été prélevé dans des bouteilles en verre de 500 mL de capacité, réservé pour l'analyse du contenu en tritium.

Les analyses chimiques (éléments majeurs) et isotopiques (^{18}O , ^2H , ^3H) et les activités en ^{14}C ont été effectuées au Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement (LRAE) de l'Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS), Tunisie.

Les concentrations en éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- et SO_4^{2-}) ont été analysées par chromatographie ionique en phase liquide, en utilisant un chromatographe équipé de colonnes IC-PakTM CM/D pour les cations, avec l'EDTA et l'acide nitrique comme éluant, et un chromatographe Metrohm équipé de colonnes CI SUPER-SEP pour les anions en utilisant de l'acide phtalique et acétonitrique comme éluant. La limite globale de détection des ions était de 0,04 mg/L. L'alcalinité totale (HCO_3^-) a été déterminée par titrage avec 0,01 ou 0,1 HCl contre des indicateurs méthyl orange et vert bromocrésol. Les isotopes stables (^{18}O , ^2H) ont été analysés par spectromètre laser (Penna *et al.* 2010). Les activités en ^{14}C ont été mesurées par scintillation liquide sur des précipités de carbonate de baryum préparés sur le terrain. Les résultats ont été exprimés en pourcent de carbone moderne (PCM) avec une incertitude analytique de 0,3 pcm.

Les analyses du tritium (^3H) ont été effectuées par la méthode de l'enrichissement électrolytique suivi par un comptage à scintillation liquide (Taylor *et al.* 1976). Les mesures de tritium ont été exprimées en unité de tritium (UT), 1 UT correspondant à un atome de tritium pour 10^{18} atomes d'hydrogène.

4 RESULTATS ET DISCUSSION

4.1 Evolution de la piézométrie

La carte piézométrique établie pour la zone d'étude (**Fig. 3(a)**) montre un écoulement général des eaux de

la nappe du Plio-Quaternaire partant de hauts reliefs (Jebel Sif Laham, Jebel Hchichina, Jebel El beida et Jebel Chems) vers Sabkhet Sidi Mansour dans la partie Ouest. Dans la partie Est, l'écoulement s'effectue de Garaat hajri vers Sabkhet Sidi Mansour et vers les Garâats Zograta et Fedjej. On remarque que les zones de recharge se situent au niveau des reliefs bordiers localisés dans la partie Ouest et au niveau de Garaat Hajri dans la partie Est. Sebkheth Sidi Mansour constitue l'exutoire de la nappe du Plio-Quaternaire.

4.2 Variables physico-chimiques

Les résultats des analyses chimiques sont reportés dans le **Tableau 1**. L'ensemble des variables physico-chimiques analysées pour les eaux de la nappe du Plio-Quaternaire, du Miocène et du Sénonien montrent des variations relatives. Le pH varie de 7 à 8 pour l'ensemble des points analysés. Les températures mesurées au niveau des points prélevés de la nappe du Plio-Quaternaire varient de 21 à 23°C, en liaison avec la température atmosphérique. Elles augmentent avec la profondeur pour atteindre 26°C dans les eaux de la nappe du Miocène. La mesure de la conductivité montre des valeurs qui varient de 2500 à 10 600 $\mu\text{s/cm}$ pour la nappe du Plio-Quaternaire, elle atteint 15 710 $\mu\text{s/cm}$ au niveau du Miocène et 7600 $\mu\text{s/cm}$ au niveau du Sénonien en relation avec les teneurs en sels dissous. La distribution spatiale de la salinité indique une grande variation de l'Ouest vers l'Est (**Fig. 3(b)**). En effet, cette répartition est le résultat de l'intervention de plusieurs facteurs tels que la nature lithologique de la formation aquifère et/ou la présence des sources de contamination locales. Dans la partie Ouest, la tectonique (faille de Gafsa et/ou faille d'Om Ali) peut intervenir dans la salinisation des eaux du Plio-Quaternaire par drainance verticale des eaux les plus profondes qui montrent des salinités beaucoup plus élevées. Dans la partie Est, on remarque que les salinités sont moins élevées. Ces faibles salinités peuvent être expliquées par une dilution par les eaux de pluie suite à leurs infiltrations au niveau des garâats (Hajri, Zougrata et Fatnassa).

Les eaux des aquifères de la plaine de Segui-Zograta se caractérisent par une hétérogénéité de faciès (**Fig. 4**). Les eaux des aquifères profonds du Miocène et du Sénonien présentent une évolution entre un faciès de type Na-Cl-SO₄ dans la partie amont vers un faciès de type Na-Ca-SO₄ dans la partie aval représentés respectivement par la partie

Tableau 1 Données chimiques des eaux souterraines.

Point d'eau	X (degré décimal)	Y (degré décimal)	Aqui-fère	Z (m)	Pr. (m)	pH	CE (µs/cm)	T (°C)	RS (g/L)	Na (mg/L)	Cl (mg/L)	SO4 (mg/L)	K (mg/L)	Ca (mg/L)	Mg (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	CO ₃ (mg/L)
P1	34,1152	9,0880	PLQ	162	35	8,01	9000	21	7.5	1713	1272	3750	52	350	107	116	0
P2	34,1179	9,0906	PLQ	179	31	7,9	8800	20,4	7,4	1280	1271	3621	0	625	387	122	0
P3	34,1152	9,0936	PLQ	167	25	7,9	8000	22,2	6,7	1051	1242	3306	0	628	480	146	0
P4	34,1139	9,0937	PLQ	200		7,6	6600	20,2	5,2	514	777	2812	0	701	246	207	0
P5	34,1134	9,0936	Sén.	204		7,6	4400	21	3,7	444	376	2095	51	416	175	207	0
P6	34,1158	9,1808	PLQ	143	27	7,8	8000	22	6,7	911	1259	2946	115	885	320	110	0
P7	34,1137	9,1828	Mio.	174	8	7,5	4000	21	3,1	488	324	1704	26	239	149	293	0
P8	34,1138	9,1837	Mio.	171	7	7,6	2700	20,3	2,1	227	169	1137	19	196	120	305	0
P9	34,2034	9,2706	PLQ	113		7,7	10,600	21,7	10	1553	1661	4261	36	498	438	195	0
P10	34,1136	9,3621	PLQ	113,2		7,1	3700	21,7	3,47	125	124	2020	12	597	163	67	0
P11	34,1145	9,3631	PLQ			7,4	4500	22,2	4,31	263	621	1992	18	735	190	140	36
P12	34,2014	9,3614	Mio.		70	7,4	2500	21,7	2,09	176	282	907	13	267	111	183	0
P15	34,2005	9,4481	PLQ	82,2	10	7,4	3500	22	3,21	101	90	1753	13	595	98	91	6
P16	34,2002	9,4485	PLQ	89,2	9,5	7,2	6000	22	5,19	463	503	2464	24	625	224	177	36
P17	34,2007	9,4501	PLQ	84,2	9,25	7,2	2500	21,4	2,99	34	127	2019	41	661	118	61	0
P20	34,2034	9,6321	PLQ	75	12,9	7,5	3500	21,6	3,46	224	210	2128	27	674	114	213	0
P21	34,2025	9,6323	PLQ	72	13,2	7,0	4200	21,9	5,35	622	266	2627	61	520	147	140	18
P22	34,1134	9,7179	PLQ	54,6	16,9	7,3	5400	22,6	5,52	548	701	2422	41	593	214	67	6
P23	34,1136	9,7194	PLQ	49,6	15,9	7,2	9300	23	4,8	359	671	1836	22	680	170	189	24
P24	34,1129	9,7196	PLQ	54,6		7,4	7500	21,2	6,55	862	1267	2709	56	607	195	104	12
P25	34,0279	9,7226	PLQ	64,2		7,4	3400	21	3,43	177	265	1647	18	630	83	85	6
P26	34,0247	9,7199	PLQ	56,6		7,3	9430	21,6	7,91	1276	2358	2721	36	859	325	67	12
P28	34,2025	9,7251	PLQ	47,6	9,83	7,5	5200	22,6	4,83	428	573	1913	34	780	84	164	18
P29	34,1183	9,8079	PLQ	54,6		7,3	7200	21	6,1	776	1147	2328	50	627	183	79	0
P30	34,1141	9,8077	PLQ	51,2	20	7,5	3450	22	4,4	340	524	2236	33	621	149	73	6
P32	34,1138	9,8133	PLQ	34,6		7,6	8000	23	7,05	909	1433	2684	85	680	256	85	12
F1	34,1162	9,0899	Mio.	190	40-80	8,43	15710	24	13,08	2713	4141	4575	0	878	663	195	0
F2	34,1152	9,3572	Mio.	147,5	10-157	7,3	8300	26,3	6,64	1073	1828	1888	38	521	248	79	6
F3	34,2003	9,5377	Sén.	97,2	14-147	7,4	7600	24,4	5,75	921	1525	1857	37	489	198	116	12
F4	34,2025	9,6288	Mio.	86,7	40-60	7,5	4000	22	4,98	738	764	2568	54	504	202	97	6
F5	34,2018	9,6323	Sén.	73,5	110-230	7,4	7400	21,4	5,13	913	1650	1562	42	410	135	36	0
F6	34,1181	9,6353	Sén.	73,9	270-350	7,9	7400	22	4,97	1395	2158	2042	58	497	122	36	0
F7	34,1150	9,6326	Mio.	67,6		7,4	6700	23	5,67	838	1393	1906	39	541	204	67	0
S	34,1141	9,0879	Mio.			8,73	9530	25,6	7,35	1371	2107	2181	44	441	278	183	0

PLQ : Plio-Quaternaire ; Mio. : Miocène ; Sén. : Sénonien ; Z. : altitude (m); Pr. : profondeur (m); T : température (°C).

Tableau 2 Données isotopiques et indices de saturations des eaux échantillonnées de la plaine de Segui-Zograta.

Point d'eau	$\delta^{18}\text{O}$ (‰VSMOW)	$\delta^2\text{H}$ (‰VSMOW)	A^{14}C (pcm)	Age (ans BP)	^3H (UT)	Is Anhy.	Is Arag.	Is Cal.	Is Dol.	Is Gyp.	Is Hal.
P1	-6.68	-41.03	40.2 ± 2.5	7307 ± 494	0.12	-0.37	0.4	0.55	0.91	-0.2	-4.41
P2	-6.5	-40.49	22.8 ± 1.6	11863 ± 558	0.99	-0.18	0.58	0.73	1.58	0.04	-4.54
P3	-6.79	-40.47	45.1 ± 1.2	6384 ± 216	0.84	-0.21	0.68	0.82	1.86	0	-4.63
P4	-6.3	-39	30 ± 1.8	9740 ± 486		-0.14	0.63	0.78	1.43	0.08	-5.12
P5	-7.87	-46.55			1.41	-0.38	0.47	0.62	1.19	-0.2	-5.48
P6	-6.61	-42.83	33.6 ± 2.8	8741 ± 673	0.81	-0.09	0.63	0.77	1.44	0.12	-4.68
P7	-7.87	-45.8				-0.64	0.32	0.46	1.06	-0.4	-5.49
P8	-7.25	-44.26				-0.79	0.43	0.57	1.27	-0.6	-6.08
P9	-5.38	-32.74			0	-0.25	0.46	0.61	1.49	-0	-4.35
P10	-5.87	-37.32				-0.23	-0.33	-0.2	-0.6	-0	-6.5
P11	-5.03	-31.3	93 ± 2.4	553 ± 208		-0.2	0.36	0.5	0.75	0.02	-5.49
P12	-7.18	-47.62			0.6	-0.73	0.18	0.32	0.6	-0.5	-5.96
P15	-5.4	-31.2			5.1	-0.25	0.12	0.27	0.08	-0	-6.72
P16	-5.17	-32.2				-0.21	0.16	0.3	0.49	0.01	-5.35
P17	-6.04	-33.9			3.2	0.18	-0.23	-0.1	-0.6	0.04	-7.05
P20	-2.67	-14.3	>100	Actuel	3.5	-0.17	0.6	0.74	1.04	0.05	-6.02
P21	-3.91	-21				-0.24	-0.24	-0.1	-0.4	-0	-5.49
P22	-4.81	-29.6	99 ± 1.7	533 ± 149		-0.23	-0.19	-0	-0.2	-0	-5.13
P23	-3.66	-23.6				-0.25	0.27	0.41	0.56	-0	-5.32
P24	-2.09	-15.9	>100	Actuel		-0.22	0.08	0.22	0.28	0	-4.69
P25	-4.96	-29.8	95 ± 2	433 ± 161	0.3	-0.25	0.12	0.27	-0	-0	-6.01
P26	-4.31	-27.4	86 ± 1.2	1238 ± 120		-0.16	-0.09	0.06	0.04	0.06	-4.27
P28	-1.31	-11.5	93 ± 1.7	533 ± 149		-0.17	0.55	0.7	0.76	0.05	-5.31
P29	-3.12	-25.1				-0.24	-0.1	0.05	-0.1	-0	-4.77
P30	-4.2	-22.1				-0.21	0.08	0.23	0.17	0.01	-5.45
P32	-4.33	-26			0	-0.2	0.23	0.38	0.66	0.02	-4.62
F1	-6.86	-47.84	13.1 ± 1.1	16345 ± 673		-0.09	1.31	1.45	3.13	0.12	-3.74
F2						-0.41	-0.16	-0	-0	-0.2	-4.44
F3	-6.38	-45	12 ± 1.6	17071 ± 1128	0.2	-0.42	0.09	0.23	0.41	-0.2	-4.57
F4	-5.2	-31.3				-0.28	0.08	0.23	0.39	-0.1	-4.97
F5	-6.88	-43				-0.51	-0.47	-0.3	-0.8	-0.3	-4.54
F6	-7	-44.2				-0.39	0.04	0.19	0.1	-0.2	-4.25
F7	-5.91	-40.7	27.3 ± 1	10431 ± 308	0.5	-0.37	-0.11	0.04	-0	-0.2	-4.65
S	-6.89	-47.15			0	-0.46	1.38	1.53	3.2	-0.2	-4.28

‰VSMOW : Standard Mean Oceanic Water; pcm : pourcent de carbone moderne ; BP : before present ; UT : unité tritium.

Is : indice de saturation ; Cal. : calcite ; Dol. : dolomite ; Gyp. : gypse ; Hal. : halite ; Anhy. : anhydrite ; Arag. : aragonite.

Ouest et Est du bassin. La nappe du Plio-Quaternaire montre une évolution entre un faciès de type Ca-Na-SO₄ dans la partie amont et un faciès de type Ca-SO₄ dans la partie aval. Cette variabilité de faciès entre la partie amont et la partie aval souligne la complexité des processus hydrogéochimiques qui peuvent intervenir dans l'acquisition de la salinité de ces eaux tels que l'effet de mélange des eaux, l'effet du lessivage des encroulements de surface (la halite, le gypse, l'anhydrite et le sulfate du sodium ou la thénardite) ainsi que l'évaporation.

Pour mieux comprendre les mécanismes de minéralisation des eaux de la plaine de Segui-Zograta, des corrélations entre les éléments majeurs (Na⁺, Cl⁻, Ca²⁺ et SO₄²⁻) ont été établies. Le diagramme de variation de Na⁺ en fonction du Cl⁻ (Fig. 5(a)) montre une certaine corrélation avec un coefficient de corrélation de 0,92 s'expliquant par la

dissolution de la halite. Ceci est vérifié par le calcul des indices de saturation de ce minéral qui montre un état de sous saturation pour la majorité des échantillons (Tableau 2). Toutefois, on remarque un groupe des points présentant un excès en sodium par rapport aux chlorures. Cet excès peut être expliqué par la mise en solution d'autres minéraux tels que la thénardite, dont le dépôt est favorisé en particulier au niveau des régions arides et de lacs salés (Garret 2001), illustré par la corrélation de Na⁺ en fonction du SO₄²⁻ (Fig. 5(b)) avec un coefficient de corrélation de 0,75. Ce diagramme montre un excès de sulfate par rapport au sodium indiquant une origine du sulfate autre que la dissolution du gypse, probablement la dissolution de la thénardite. L'excès de sodium par rapport au chlorures peut aussi être expliqué par un phénomène d'échange de base (Ca²⁺/Na⁺) au sein des minéraux argileux. En fait, sur le diagramme de

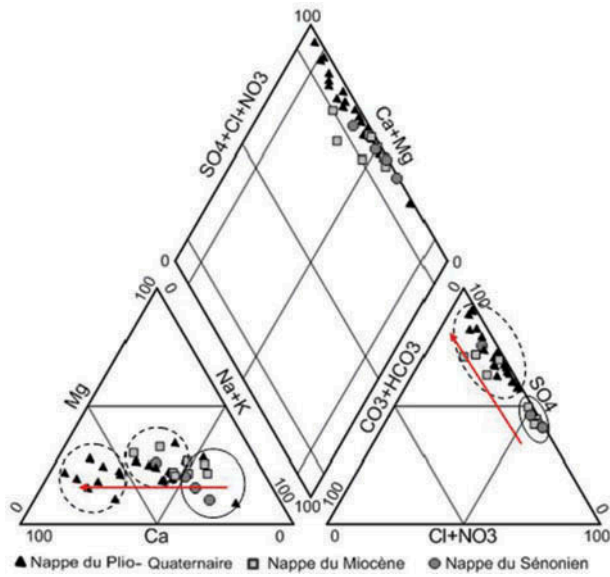


Fig. 4 Faciès chimique des eaux de la plaine de Segui-Zograta.

corrélation de Ca^{2+} en fonction de SO_4^{2-} (Fig. 5(c)), on remarque que la majorité des points analytiques se positionnent au dessous de la droite de mise en solution du gypse traduisant un déficit en Ca^{2+} qui peut être attribué à une précipitation de la calcite et/ou de l'aragonite indiquée par les indices de saturation (Tableau 2) et/ou à un échange de base ($\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$) avec les minéraux argileux, dont l'intervention est suggérée par un relatif excès de Na^+ par rapport à Cl^- pour un certain groupe des points. Le phénomène d'échange de base est bien montré par la relation $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{HCO}_3^-) + \text{SO}_4^{2-}$ en fonction de $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-)$ (Garcia *et al.* 2001). Dans le cas de l'absence d'échange de base, tous les points se positionnent sur l'origine (Mc Lean *et al.* 2000). Néanmoins, la Fig. 5(d) indique une augmentation des teneurs de $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ en relation avec une diminution des teneurs en $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$, pour un groupe des points d'eau essentiellement des aquifères

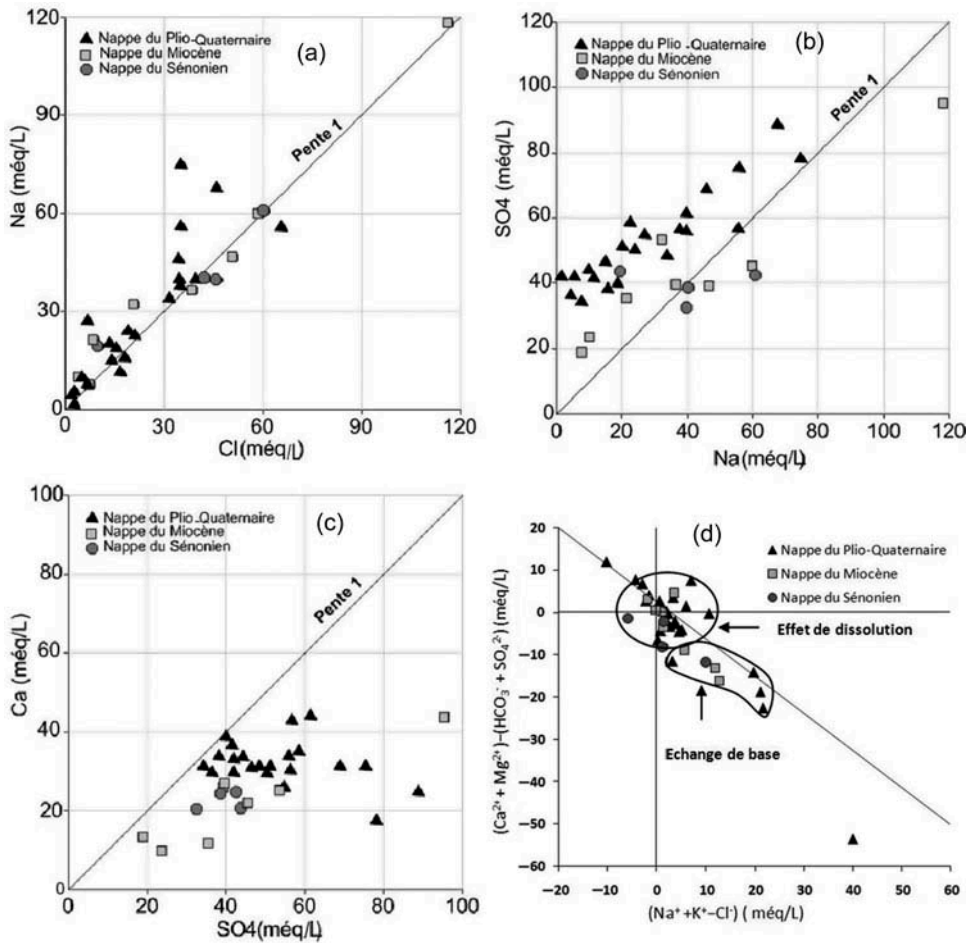


Fig. 5 Diagrammes de corrélations de (a) Na/Cl, (b) Ca/SO₄, (c) Na/SO₄ et (d) $[(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})]$ et $[(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-)]$ des eaux de la plaine de Segui-Zograta.

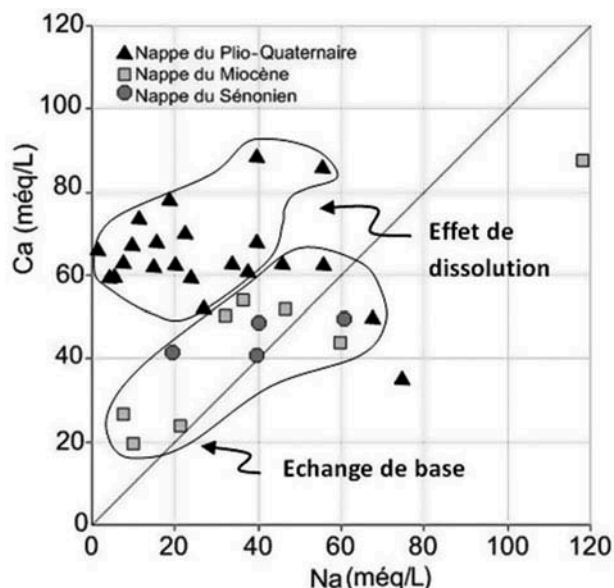


Fig. 6 Diagrammes de corrélations de Na/Ca des eaux de la plaine de Segui-Zograta.

profonds, mettant en évidence l'importance de ce phénomène.

En effet, Le diagramme de corrélation $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ (Fig. 6) montre bien l'importance de l'intervention de chaque processus dans l'acquisition des caractéristiques chimiques des eaux souterraines. Ce diagramme montre un groupe des points avec une bonne corrélation $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ (coefficient de corrélation de l'ordre de 0,86). Ce sont les eaux des aquifères profonds du Miocène et du Sénonien qui sont en majorité affectées par le phénomène d'échange de base. On remarque aussi, un groupe des points montrant un excès de calcium par rapport au sodium. Ce groupe représente les eaux du Plio-Quaternaire qui sont affectées essentiellement par la dissolution de la thénardite, du gypse et de la halite.

4.3 Hydrologie isotopique

Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène sont considérés comme de bons traceurs pour la détermination des origines des eaux, des sources de recharge et pour la compréhension des mécanismes de mélanges entre différentes eaux (Fontes 1976, Fritz et al. 1979, Das et al. 1988, Leontiadis et al. 1988, Subyani 2004).

Pour mieux comprendre les mécanismes d'acquisition de la charge saline des eaux de la région Segui-Zograta, des analyses isotopiques ont été effectuées (^{18}O , ^2H , ^3H , ^{14}C) sur l'ensemble des échantillons prélevés (Tableau 3). Les résultats des analyses des

Tableau 3 Bilan isotopique et pourcentage de contribution des aquifères profonds à l'alimentation de la nappe du Plio-Quaternaire.

Nom	$^{18}\text{O}\text{‰}$ VSMOW	$^2\text{H}\text{‰}$ VSMOW	Bilan ^{18}O (%)	Bilan ^2H (%)
P1	-6.68	-41.03	91.7	78.8
P2	-6.50	-40.49	83.8	76.4
P3	-6.79	-40.47	96.5	76.3
P4	-6.30	-39.00	75.0	69.8
P6	-6.61	-42.83	88.6	86.8
P9	-5.38	-32.74	34.6	42.1
P10	-5.87	-37.32	56.1	62.4
P11	-5.03	-31.30	19.3	35.7
P15	-5.40	-31.20	35.5	35.2
P16	-5.17	-32.20	25.4	39.7
P17	-6.04	-33.90	63.6	47.2
P22	-4.81	-29.60	9.6	28.1
P25	-4.96	-29.80	16.2	29.0

isotopes stables ont été reportés sur un diagramme de corrélation $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ (Fig. 7). Ce diagramme met en évidence la position des échantillons par rapport à la droite météorique mondiale (DMM: $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$) (Craig 1961) et la droite météorique de Sfax (DMS: $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 13,5$) (Maliki 2000, Celle et al. 2001). On remarque que la majorité des échantillons se positionnent au dessous de la DMS et tout autour de la DMM, ce qui montre l'origine météorique de ces eaux. On distingue que les points F4 et F7, captant le Miocène avec des compositions isotopiques variables, sont plus enrichis par rapport à la composition isotopique moyenne du Miocène de l'ordre de $-6,87\text{‰}$ VSMOW et $-47,49\text{‰}$ VSMOW. Cet enrichissement peut être expliqué par l'infiltration des eaux récentes

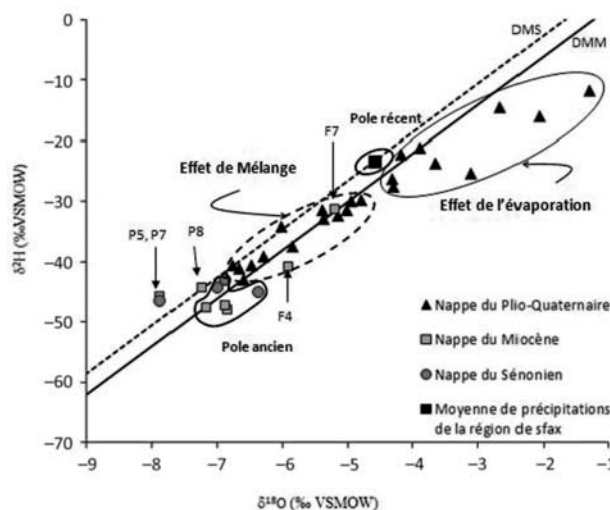


Fig. 7 Relation $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ des eaux de la plaine de Segui-Zograta.

au niveau de ces endroits par le biais des failles existantes. Les points P5, P7 et P8 sont appauvris en isotopes lourds (P5 présente des teneurs en tritium de l'ordre de 1,4 UT et se localise au niveau des affleurements du Sénonien), P7 et P8 se situent sur les affleurements du Miocène. Leurs appauvrissements pourraient être dus à un effet d'altitude.

Différents groupes d'eau peuvent être distingués à partir du diagramme de la Fig. 7. Un groupe d'eaux évaporées représentant les puits avec une profondeur moyenne n'excédant pas les 10 m. Ce sont les eaux du Plio-Quaternaire situées dans la partie Est, issues de l'infiltration des eaux de pluie (activités en ^{14}C élevées) et qui ont subi de l'évaporation. Un groupe d'eaux représenté par les eaux du Sénonien et du Miocène avec des compositions isotopiques moyennes de l'ordre de $-6,87\text{‰}$ VSMOW et de $45,8\text{‰}$ VSMOW respectivement en ^{18}O et en ^2H . Ces eaux présentent des activités en ^{14}C faibles et des âges apparents de plus que 10000 ans BP (Tableau 2), ce qui leur confère un caractère ancien et peuvent être considérées comme étant des eaux paléo-climatiques.

La région de Segui-Zograta se localise au niveau des limites Sud-Ouest de la région de Sfax. Vu l'absence d'un suivi d'analyses des précipitations de la zone d'étude, on peut utiliser la composition isotopique moyenne des précipitations de la région de Sfax de l'ordre de $-4,59\text{‰}$ VSMOW et de $-23,26\text{‰}$ VSMOW respectivement en ^{18}O et en ^2H comme étant un pôle récent (Maliki 2000, Celle *et al.* 2001). On remarque que la majorité des eaux du Plio-Quaternaire affichent des teneurs en isotopes lourds significativement plus faibles que celles des précipitations mais plus élevées que la moyenne des eaux des aquifères les plus profonds. Ces différences des teneurs entre nappe du Plio-Quaternaire et précipitations peuvent être expliquées soit par un

effet d'altitude au niveau des zones de recharge soit par un effet paléo-climatique. Si la première hypothèse est vérifiée, le gradient isotopique en oxygène 18 devrait être de l'ordre de $-1,9\text{‰}/100\text{ m}$ pour une différence de l'altitude de recharge des points d'eau de 200 m en moyenne. Par ailleurs, Clark and Fritz (1997) montrent que les régions arides et semi arides se caractérisent par un gradient isotopique de $-0,5\text{‰}/100\text{ m}$ pour ^{18}O et de $-4\text{‰}/100\text{ m}$ pour ^2H . De ce fait, l'explication de la différence des teneurs isotopiques par effet d'altitude seul ne semble pas être recevable. En revanche, il est possible de l'expliquer par une contribution des eaux des aquifères profonds à la nappe du Plio-Quaternaire. Vu la qualité médiocre des eaux des aquifères les plus profonds, l'exploitation accrue des aquifères du Plio-Quaternaire peut favoriser une drainance ascendante à travers les plans des failles majeurs (faille d'Om Ali et/ou faille de Gafsa). Les teneurs isotopiques des eaux de la nappe du Plio-Quaternaire refléteraient donc un mélange entre les eaux de recharge par les précipitations actuelles sur la plaine de Segui-Zograta et des eaux remontant des aquifères les plus profonds (Miocène et Crétacé). Cet effet de mélange peut être indiqué par le diagramme de distribution des activités en ^{14}C en fonction des teneurs en ^{18}O (Fig. 8(a)). Ce diagramme montre que les eaux du Plio-Quaternaire de la partie Ouest résultent d'un mélange entre les eaux paléo-climatiques et les eaux récentes. Le diagramme de variation des teneurs en ^{18}O en fonction des teneurs en chlorures de la Fig. 8(b) résume les différents processus à l'origine de la minéralisation des eaux de la plaine de Segui-Zograta tels que l'évaporation, la dissolution et le mélange entre les différentes eaux. Ce mélange peut résulter d'un effet de drainance ascendante à travers les plans des failles majeures (faille de Gafsa et/ou faille d'Om Ali). Toutefois

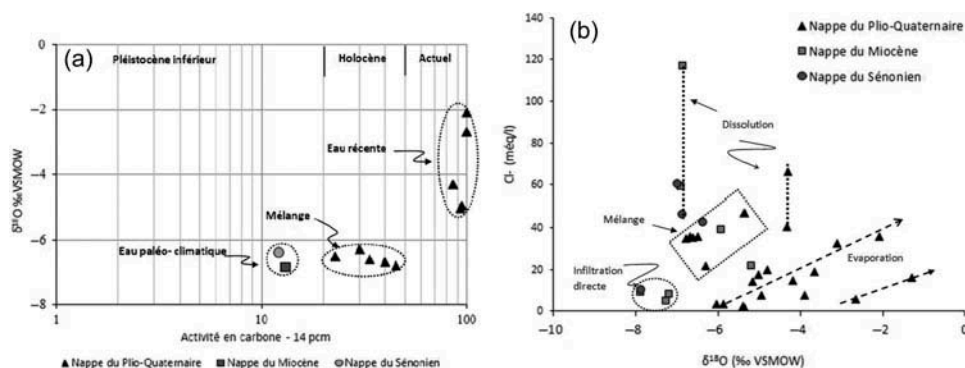


Fig. 8 Corrélation des teneurs (a) en ^{18}O en fonction des activités en ^{14}C et (b) en ^{18}O en fonction des teneurs en chlorures.

l'exception du P11 (Activité en ^{14}C très élevée au droit de la faille de Gafsa) militerait pour une activité hydraulique mineure attribuable à la faille de Gafsa. Néanmoins, la relation des activités en ^{14}C des eaux du Plio-Quaternaire en fonction de la distance à la faille d'Om Ali (Fig. 9) montre des corrélations indiquant le rôle prépondérant de cette faille dans l'alimentation des aquifères du Plio-Quaternaire par drainance ascendante à partir des aquifères les plus profonds. Ceci est bien indiqué sur la carte de répartition des teneurs en oxygène 18 (Fig. 10(a)) qui montre une évolution entre des teneurs très appauvries situés dans la partie Ouest, particulièrement au droit de la faille d'Om Ali, et des teneurs de plus en plus enrichies en se dirigeant vers la partie Est de la zone d'étude. Ce phénomène a été mis en évidence pour plusieurs sites. On cite la drainance ascendante de la nappe du CI vers l'aquifère

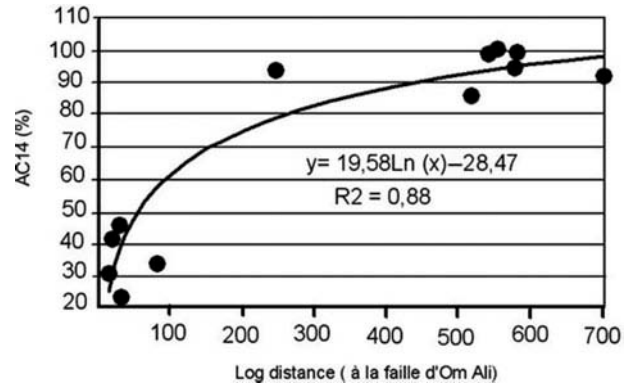


Fig. 9 Diagramme d'évolution des activités en ^{14}C en fonction de la distance à la faille d'Om Ali.

du CT (Gonfiantini *et al.* 1974, Trabelsi 2009, Abid *et al.* 2010). En fait, la contribution des aquifères profonds à l'alimentation de la nappe du

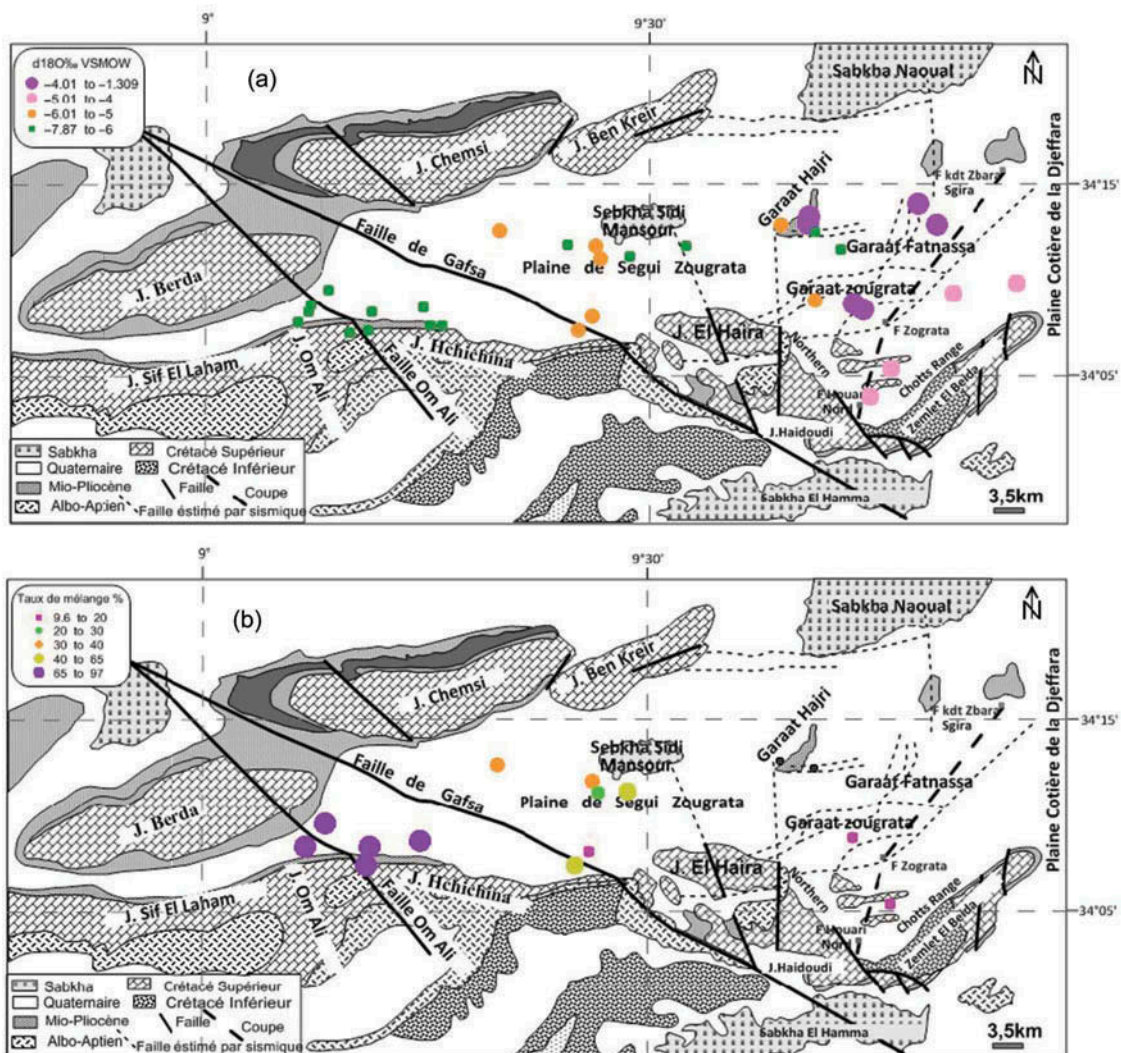


Fig. 10 (a) Carte de répartition des teneurs en ^{18}O et (b) carte de distribution du taux de contribution des aquifères profonds à l'alimentation de la nappe du Plio-Quaternaire.

Plio-Quaternaire peut être quantifiée en calculant un bilan isotopique en ^{18}O et en ^2H , en se basant sur l'équation suivante:

$$\delta 3 = X\delta 1 + (1 - X)\delta 2$$

où X représente la fraction d'eau des aquifères profonds participant à l'alimentation de la nappe du Plio-Quaternaire et $\delta 1$, $\delta 2$ et $\delta 3$ sont les teneurs isotopiques en ^{18}O et ^2H respectivement dans les eaux profondes (pôle ancien), les eaux de recharge (pôle récent) et dans le mélange.

Pour le calcul de ce bilan, nous avons utilisé les valeurs suivantes:

- Pour les eaux des aquifères profonds, nous avons utilisé la moyenne de la composition isotopique des aquifères du Sénonien et du Miocène, respectivement de l'ordre de $-6,87\%$ VSMOW et $-45,8\%$ VSMOW pour les teneurs en ^{18}O et en ^2H .
- Pour les précipitations, on a adopté la moyenne des précipitations de la région de Sfax, respectivement de l'ordre de $-4,59\%$ VSMOW et de $-23,26\%$ VSMOW pour les teneurs en ^{18}O et en ^2H .

Les résultats de ce bilan sont présentés dans le **Tableau 3**. On note une légère différence au niveau des valeurs des bilans trouvés en utilisant ^{18}O et ^2H . Elle peut être expliquée par l'effet de l'évaporation qui tend à enrichir d'avantage l'eau en ^{18}O qu'en ^2H .

On remarque que l'alimentation de la nappe du Plio-Quaternaire par drainance ascendante des eaux des aquifères profonds (du Sénonien et du Miocène) est importante variant entre 9,6% et 96,5%. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées au niveau des points situés dans la partie Ouest de la zone d'étude et plus particulièrement les plus proches de la faille d'Om Ali (**Fig. 10(b)**), ce qui indique le rôle hydraulique de cette faille dans l'alimentation de la nappe du Plio-Quaternaire.

5 CONCLUSIONS

L'application des outils hydrogéochimiques dans la caractérisation des eaux de la plaine de Segui-Zograta a permis de préciser son fonctionnement hydrodynamique ainsi d'identifier les différents processus géochimiques contrôlant la minéralisation de ces eaux.

L'étude hydrogéologique montre que cette plaine est une cuvette synclinale à remplissage Mio-Plio-

Quaternaire influencée par la tectonique. Elle est soumise dans sa partie Ouest surtout aux effets de la faille d'Om Ali ainsi que de la faille de Gafsa-El Hamma et de ses répliques qui mettent en contact des niveaux de lithologies différentes.

Les analyses chimiques montrent différents types d'eaux dans la plaine de Segui-Zograta. Les aquifères profonds du Miocène et du Sénonien présentent une évolution entre un faciès de type Na-Cl-SO₄ dans la partie Ouest et un faciès de type Na-Ca-SO₄ dans la partie Est, alors que la nappe du Plio-Quaternaire montre une évolution entre un faciès de type Na-Ca-SO₄ dans la partie Ouest et un faciès de type Ca-SO₄ dans la partie Est. La salinité présente une hétérogénéité de répartition spatiale due à l'intervention de plusieurs phénomènes tels que la dissolution des évaporites (gypse, anhydrite, halite et thénardite), l'échange de base avec les minéraux argileux, l'évaporation et le mélange des eaux.

Les corrélations entre certains éléments majeurs (Na⁺, Cl⁻, Ca²⁺ et SO₄²⁻) montrent que la dominance de la dissolution des évaporites, essentiellement de la halite, du gypse et de la thénardite, dans la minéralisation des eaux du Plio-Quaternaire. Néanmoins, les eaux des aquifères du Miocène et du Sénonien sont plutôt affectées par le phénomène d'échange de base au sein des minéraux argileux.

Les analyses isotopiques (^{18}O , ^2H , ^3H et ^{14}C) indiquent l'origine météorique des eaux de la plaine de Segui-Zograta. La nappe du Plio-Quaternaire est influencée, dans sa partie Est, par l'effet de l'évaporation, alors que dans sa partie Ouest, elle résulte de l'effet de mélange par drainance ascendante des eaux des aquifères les plus profonds, surtout au niveau de la faille d'Om Ali où la contribution peut atteindre 96%.

Remerciements Nous remercions les équipes du laboratoire de Radio-analyses et Environnement de l'ENIS (Tunisie) pour le temps qu'ils ont investi dans l'analyse des échantillons. Nous remercions aussi les membres du Ministère de l'agriculture (Division des ressources en eau) de Kébili et de Gabes pour leurs aides lors des travaux de terrain.

Nous sommes également connaissant aux examinateurs, à l'éditeur et à tous ceux qui ont considérablement contribués à l'amélioration de la qualité de ce manuscrit.

REFERENCES

- Abbes, C., 1994. *Carte géologique de la Tunisie, feuille d'El Hamma*. Tunisie: Office Nationale des Mines.
- Abid, K., Zouari, K., and Abidi, B., 2010. Identification and characterisation of hydrogeological relays of continental intercalaire aquifer of southern Tunisia. *Journal of Carbonates and Evaporites*, 25, 65–75. doi:10.1007/s13146-010-0008-3.
- Abidi, B., 2001. *La nappe du continental Intercalaire du Sud Est tunisien : analyse de la situation actuelle, ministère de l'agriculture*. Tunisie: Direction Générale des ressources en eau.
- Ahmadi, R., et al., 2006. The geomorphologic responses to hinge migration in the fault-related folds in the Southern Tunisian Atlas. *Journal of Structural Geology*, 28 (4), 721–728. doi:10.1016/j.jsg.2006.01.004.
- Ali, B.H., et al., 1985. *Carte géologique de la Tunisie, 1/500000*. Tunisie: Office de la topographie et de la cartographie.
- Andrieu, M., 1977. *Reconnaissance générale par prospection électrique de la région de Segui-Zograta de Gabes*. Tunisie: direction générale des ressources en eau.
- Ben ayed, N., 1993. *Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque à l'actuel*. Annales des mines et de la géologie. Office Nationale des Mines, Tunisie.
- Ben Ferjani, A., Burolet, P.F., and Mejri, F., 1990. *Petroleum geology of Tunisia*, Mem. ETAP, 1, Tunis.
- Ben said, A., 2011. *Tectonique active de l'Atlas Sud Tunisien: approche structurale et morphotectonique*. Thèse de doctorat de l'Université de Toulouse III – Paul Sabatier, France.
- Bencheikh, N., 2006. *Particularités hydrogéologiques de la zone charnière entre les nappes profondes de Sfax, Djefjara de Gabès et Menzel Habib: origine(s) et mécanismes de contamination des eaux souterraines*. Mémoire de maîtrise. Univ. Sfax, Tunisie.
- Bouaziz, S., 1995. *Etude de la tectonique cassante dans la plateforme et l'Atlas Saharien (Tunisie Méridionale): évolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques*. Thèse de Doctorat. Faculté des sciences de Tunis, Tunisie.
- Boughriba, M., et al., 2006. Extension spatiale de la salinisation des ressources en eau et modèle conceptuel des sources salées dans la plaine des Triffa (Maroc nord-oriental). *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 768–774. doi:10.1016/j.crte.2006.07.007.
- Castany, G., 1954. L'accident sud tunisien et ses relations avec l'accident sud-atlasique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*. Paris, 238.
- Celle, H., et al., 2001. Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, Paris 6, 625–631.
- Clark, I. and Fritz, P., 1997. *Environmental isotopes in hydrogeology*. Boca Raton, FL: CRC Press.
- Craig, H., 1961. Isotopic variations in meteoric waters. *Journal des Sciences*, 133, 1702–1703. doi:10.1126/science.133.3465.1702.
- Das, B.K., et al., 1988. Deuterium and oxygen-18 studies in groundwater of the Delhi area, India. *Journal of Hydrology*, 98, 133–146. doi:10.1016/0022-1694(88)90210-7.
- Direction générale des forêts, ministère de l'agriculture, Janvier, 2007. *Gareat Sidi Mansour: Fiche descriptive sur les zones humides Ramsar*, Tunisie.
- Fakhraoui, M., et al., 1994. *Carte géologique de la Tunisie, feuille de Bir Rekeb*. Tunisie: Office Nationale des Mines.
- Fontes, J.C., 1976. *Isotopes du milieu et cycle des eaux naturelles: quelques aspects*. Thèse de Doctorat. Université Paris VI. Disponible à partir de: <http://hydrologie.org/THE/FONTES.pdf>
- Fritz, P., et al., 1979. Isotope hydrology in northern Chile. In: *Isotope hydrology 1978*. Vienna: IAEA, 525–544.
- Garcia, M.G., De Hidalgo, M., and Blesa, M.A., 2001. Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucuman province Argentina. *Journal of Hydrology*, 9, 597–610.
- Garrett, E.D. 2001. *Sodium sulfate: handbook of deposits, processing, properties and use*. San Diego, CA: Academic Press.
- Gonfiantini, R., et al., 1974. Etude isotopique de la nappe du Continental Intercalaire et ses relations avec les autres nappes du Sahara Septentrional. In: *Isotope technique in groundwater hydrology: Proceedings of symposium*, Vienna: IAEA, I, 227–241.
- Grassi, S., Cortecchi, G., and Squarci, P., 2007. Groundwater resource degradation in coastal plains: the example of the Cecina area (Tuscany – Central Italy). *Journal of Applied Geochemistry*, 22, 2273–2289. doi:10.1016/j.apgeochem.2007.04.025.
- Kattan, Z., 2008. Estimation of evaporation and irrigation return flow in arid zones using stable isotope ratios and chloride mass-balance analysis: case of the Euphrates River, Syria. *Journal of Arid Environments*, 72, 730–747. doi:10.1016/j.jaridenv.2007.10.011.
- Kouzana, L., Ben Mamou, A., and Sfar Falfoul, M., 2008. Sea water intrusion and associated process: case of the Korba aquifer (Cap-Bon, Tunisia). *Journal of Surface Geosciences (Hydrology-Hydrogeology)*, 341, 21–35.
- Krimissa, S., et al., 2004. Sur l'origine par altération du substratum schisteux de la minéralisation chlorurée des eaux d'une nappe côtière sous climat semi-aride (Chtouka-Massa, Maroc). *Journal des Géosciences de Surface (Hydrology-Hydrogeology)*, 336, 1363–1369.
- Leontiadis, I.L., Payne, B.R., and Christodoulou, T., 1988. Isotope hydrology of the Aghios Nikolaos area of Crete, Greece. *Journal of Hydrology*, 98, 121–132. doi:10.1016/0022-1694(88)90209-0.
- Maliki, M.A. 2000. *Etude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique du système aquifère de Sfax, Tunisie [Hydrogeological, hydrochemical and Isotopic study of the Sfax aquifer system, Tunisia]*. Thèse de Doctorat. University of Tunis I, Tunis.
- Mamou, A., 1978. *Etude hydrogéologique préliminaire du Segui-Zograta*. Tunisie: Division des ressources en eau, arrondissement de Gabes, service hydrogéologique.
- Mc Lean, W., Jankowski, J., and Lavitt, N., 2000. Groundwater quality and sustainability in alluvial aquifer, Australia. In: Sillilo et al., eds. *Groundwater: past achievement and future challenges*. Rotterdam: Balkema, 567–573.
- OSS (Observatoires du Sahara et du Sahel), 2003. *Système aquifère du Sahara septentrional: gestion commune d'un bassin transfrontière. Rapport de synthèse*. OSS, Tunis. Disponible à partir de: http://www.oss-online.org/sites/default/files/fichier/rapport_de_synthese_0.pdf
- Penna, D., et al., 2010. On the reproducibility and repeatability of laser absorption spectroscopy measurements for $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ isotopic analysis. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 7, 2975–3014. doi:10.5194/hessd-7-2975-2010.
- Qin, D., et al., 2011. Assessing impact of irrigation water on groundwater recharge and quality in arid environment using CFCs, tritium and stable isotopes, in the Zhangye Basin, Northwest China. *Journal of Hydrology*, 405, 194–208. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.023.
- Ramos-Leal, J., et al., 2007. Hydrogeological and mixing process of waters in aquifers in arid regions: a case study in San Luis Potosi Valley, Mexico. *Journal of Environmental Geology*, 53, 325–337. doi:10.1007/s00254-007-0648-3.
- Rapti-Caputo, D. and Martinelli, G., 2008. The geochemical and isotopic composition of aquifer systems in the deltaic region

- of the Po River plain (northern Italy). *Hydrogeology Journal*, 17, 467–480. doi:10.1007/s10040-008-0370-6.
- Subyani, A.M., 2004. Use of chloride-mass balance and environmental isotopes for evaluation of groundwater recharge in the alluvial aquifer, Wadi Tharad, western Saudi Arabia. *Environmental Geology*, 46, 741–749. doi:10.1007/s00254-004-1096-y.
- Taylor, C.B., 1976. *IAEA isotope hydrology laboratory* [online]. Technical Procedure Note no. 19. Vienna: International Atomic Energy Agency. Disponible à partir de: http://www.iaea.org/inis/collection/NCLCollectionStore/_Public/37/048/37048197.pdf
- Trabelsi, R., *et al.*, 2005. Salinisation des nappes côtières: cas de la nappe nord du Sahel de Sfax, Tunisie. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 515–524. doi:10.1016/j.crte.2005.01.010.
- Trabelsi, R., *et al.*, 2009. Quantifying regional groundwater flow between continental intercalaire and Djeffara aquifers in southern Tunisia using isotope methods. *Environmental Geology*, 58, 171–183. doi:10.1007/s00254-008-1503-x.
- Zammouri, M., *et al.*, 2007. Salinization of groundwater in the Nefzawa oases region, Tunisia: results of a regional-scale hydrogeologic approach. *Hydrogeology Journal*, 15, 1357–1375. doi:10.1007/s10040-007-0185-x.
- Zargouni, F., 1986. *Tectonique de l'Atlas Méridional de Tunisie: evolution géométrique et cinématique des structures en zone de cisaillement*. Thèse de 3ème cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg.