République Tunisienne
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université de Sfax
École Nationale d'Ingénieurs de Sfax

École Doctorale
Sciences et Technologies
Thèse de DOCTORAT
Nom du Doctorat
N° d'ordre

THESE

Présentée à

L'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax

En vue de l'obtention du

DOCTORAT

Dans la discipline de Géologie

Doctorat en génie de l'environnement et de l'aménagement

Par

Zohra KRAIEM

Les nappes phréatiques du Chott Djérid (Sud Ouest tunisien) : Caractérisation, mécanismes de minéralisation et étude de valorisation

Soutenu le 07 Avril 2015, devant le jury composé de :

M.	***Samir BOUAZIZ,*** *Professeur, ENIS*	***Président***
M.	***Kamel ZOUARI,*** *Professeur, ENIS*	***Directeur de Thèse***
M.	***Habib ABIDA,*** *Professeur, FSS*	***Rapporteur***
M.	***Monem KALLEL,*** *Maitre de conférences, ENIS*	***Rapporteur***
Mme.	***Najiba CHKIR,*** *Maitre de conférences, FLSHS*	***Examinatrice***
M.	***Aissa AGOUN,*** *Directeur, CRDA*	***Invité***

Travail réalisé au laboratoire de Radio-Analyses et Environnement de l'ENIS

Remerciements

Moment mythique du thésard : la rédaction des remerciements ! Instant clé car symbole de l'aboutissement des travaux ou de sortie du tunnel, selon l'état d'esprit… Et voilà, donc à mon tour de remercier tout ceux qui ont permis à ce temps-là d'arriver.

Je tiens en tout premier lieu à remercier Monsieur Kamel ***ZOUARI****, Professeur et directeur du Laboratoire de Radio-analyses et Environnement de l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS), qui m'a accueillie dans son laboratoire, a suivi mon travail et m'a prêté une oreille attentive lorsque j'en ai éprouvé le besoin. En tant que directeur de cette Thèse, il m'a fournit tout le nécessaire au bon déroulement de ces années et de mes missions. Je le remercie pour avoir dirigé ce travail et pour tous les conseils judicieux qu'il m'a toujours donnés, que va toute ma respectueuse gratitude pour sa compétence, sa dynamique et sa rigueur. Nous voudrions être dignes de la confiance que vous nous avez raccordés et vous prions cher professeur de trouver ici le témoignage de notre sincère reconnaissance et profonde gratitude.*

Je remercie vivement Monsieur Samir ***BOUAZIZ,*** *professeur à l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS), pour l'honneur qu'il a fait en acceptant de présider le jury de cette Thèse.*

Je souhaite aussi présenter mes remerciements aux deux rapporteurs : Monsieur Monem ***KALLEL****, Maitre de conférences à l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax et Monsieur Habib* ***ABIDA****, professeur à la Faculté des Sciences de Sfax pour leurs critiques et conseils éclairés.*

Je remercie également Madame Najiba ***CHKIR,*** *Maitre de conférences à la Faculté des Lettres et des Sciences Humaines de Sfax, pour leurs encouragements incessants et leurs conseils, stimulants et avisés à chaque étape de cette thèse. Je la remercie des questions et remarques que leur a inspirées ce travail et qui témoignent de l'intérêt qu'ils y ont porté.*

Je tiens à remercier Madame Rim ***TRABELSI,*** *Maitre assistante à l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax, pour les discussions intéressantes que nous avons eues…. merci pour vos conseils et votre soutien.*

REMERCIEMENT

Mes vifs remerciements à Monsieur Aissa ***AGOUN,*** *Chef de la Direction des ressources en eau de Kébili et Ahmadi* ***MOUMNI****, Chef de la Direction des ressources en eau de Tozeur pour m'avoir aidé dans les missions de terrain.*

Les nombreux travaux de terrain n'auraient pas pu se faire sans la participation des personnels des directions de l'eau des CRDA de Kébili et de Tozeur. Je remercie tous les chauffeurs et les techniciens pour leur aide précieux sur le terrain, pour leur bonne humeur et leur discrétion. Leur aide m'a permis de faire les campagnes d'échantillonnages dans des conditions agréables. Je les remercie pour n'avoir jamais mesuré leurs temps sur le terrain.
J'exprime ma profonde gratitude aux personnes qui m'ont accompagné sur le terrain : Ammar, Mohamed, Kamel, Mongi, Belgacem, Abdallah, Mahdi. Je remercie aussi infiniment les familles qui m'ont accueilli dans mes missions de terrain ; grâce à eux, de plus, j'ai beaucoup appris sur la région du Kébili : un grand merci à la famille Sassi.

Ma reconnaissance va également à tous les membres du laboratoire de Radio Analyses et Environnement : Ines, Hafedh, Leila.

Je remercie vivement mes parents, mon oncle Mohamed ***BEN KRAIEM****, ingénieur électrique au Groupe Chimique Skhira et sa femme Fatma; mes frères :* ***Docteur FETHI****, Chirurgien Orthopédiste et Chef Service à l'Hôpital de Force de Sécurité Intérieure de la Marsa, Tunis ainsi que sa femme* ***Wafa*** *BEN ARBIA,* ***SALAH,*** *ingénieur télécommunications à Etisalat Abou Dhabi et sa femme* ***Hazar*** *BEN ABDALLAH,* ***MOHSEN****, professeur de l'enseignement secondaire à Sousse et sa femme* ***Basma*** *SOUMEYA,* ***WALID****, ingénieur électrique à Chlorines Derivatives Industry (CDI), Zaghouan et* ***KHALDOUN*** *(Khaled) avec son License en informatique, on lui souhaitant une vie pleine de succès et de bonheur. Merci pour vous tous, pour vos soutiens et sans lesquels je ne serais pas là aujourd'hui.*

Enfin, je remercie tous les ami(e)s, qui sont toujours là et qu'on ne prend jamais le temps de les remercier.





Dédicace

Je dédie cette Thèse à :

L'âme de mon grand-père
Mes parents et ma grand-mère
Mes frères
Mon oncle et sa femme Fatma
Mes ami(e)s et tous ceux qui m'aime

Que DIEU vous prête une longue vie

RÉSUMÉ

La présente étude est une combinaison des outils hydrogéologiques, tomographiques, hydrochimiques et isotopiques pour la caractérisation des ressources phréatiques et des eaux de drainage au niveau de la Nefzaoua et du Draa Sud du Djérid.

Cette zone se caractérise par les nappes d'oasis formées, en majorité, par le retour d'irrigation au niveau des oasis et par l'infiltration des eaux de pluie en périodes pluvieuses. Elles se concentrent du côté Est et Ouest du Chott Djérid. On trouve, aussi, les nappes sahariennes, en dehors des oasis, constituées essentiellement par les eaux de pluie.

L'étude de l'exploitation montre que ces nappes ont eu des états de surexploitation surtout au niveau de Douz et au niveau du Djérid. La piézométrie de la Nefzaoua montre que l'écoulement général des eaux de ces nappes est multidirectionnel convergeant essentiellement vers Chott Djérid et en partie vers le Sud de Douz. Les zones de recharge sont localisées au niveau de la chaine du Dahar, de Tebaga et le Sud du Grand Erg Oriental. Au niveau du Djérid, la piézométrie montre un écoulement qui se fait, globalement, du Draa Djérid vers Chott Djérid.

La tomographie de la résistivité électrique montre que la minéralisation des nappes phréatiques de Douz est liée à une intrusion d'eau salée des bassins de drainage vers la nappe phréatique d'oasis. Au niveau de la région de Kébili, la minéralisation a été expliquée par l'augmentation des teneurs en argile, en se dirigeant de plus en plus vers le Chott Djérid.

Les résultats de l'étude hydrochimique, combinés à l'application des outils statistiques montrent des eaux avec des salinités inférieures à 2 g/l localisées, essentiellement, au niveau du piedmont du Dahar ainsi que le long du Sud de la région de Douz. Les autres zones présentent des eaux avec des salinités supérieures à de 2 g/l atteignant le 11g/l, au niveau des oasis.

L'étude du faciès chimique des eaux de la zone d'étude montre un faciès de type Na-Cl pour les nappes d'oasis de Douz et un faciès de type Ca-SO_4 pour les nappes d'oasis de Kébili. Les nappes d'oasis du Djérid et les nappes sahariennes montrent un faciès mixte de type Na-Cl-Ca-SO_4 avec tendance vers le pôle bicarbonaté pour les eaux du piedmont du Dahar. Les eaux d'irrigation et les eaux de drainage du Djérid et de la Nefzaoua montrent des faciès mixte de type Na-Cl-Ca-SO_4 avec un enrichissement en sulfates pour les eaux d'irrigation. Ces faciès chimiques caractéristiques de ces eaux mettent en évidence l'effet de la formation lithologique caractéristique des régions. Le faciès chloruré-sodique observé au niveau des nappes d'oasis de Douz est expliqué par la mise en solution de la halite ainsi que par l'effet des eaux de drainage qui se trouve accentué au niveau de la région de Douz. À côté de la dissolution des minéraux évaporitiques, les nappes d'oasis du Djérid se caractérisent, aussi, par un effet de dissolution des minéraux carbonatés. La zone d'étude se caractérise aussi par la mise en solution du sulfate de magnésium ($MgSO_4$). Les nappes sahariennes montrent une contamination, locale, par le nitrate. Cette contamination est résultante des réactions d'oxydo-réduction et se trouve amplifiée par une origine anthropique résultant du développement du pâturage.

Les isotopes stables de la molécule d'eau indiquent que même si l'évaporation existe, elle reste minime par rapport à la dissolution qui contribue jusqu'à 90% dans l'acquisition de la charge saline pour les eaux des nappes d'oasis et les eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid. Le tritium montre que la recharge s'effectue essentiellement au niveau du piedmont du Dahar. Cette recharge a été estimée à une moyenne de 13,2 mm/an. La datation par le couple $^{14}C/^{13}C$ montre que les eaux des nappes phréatiques sont des eaux actuelles avec des probables mélanges avec des eaux anciennes.

L'étude de potentialité et de valorisation des eaux de la zone d'étude montre que les eaux des nappes sahariennes peuvent être valorisées pour l'usage domestique avec des précautions à prendre pour les teneurs en nitrates. La zone dispose aussi des volumes importants en eaux de drainage qui peuvent atteindre les 1000 l/s, essentiellement au niveau de la Nefzaoua. Ces eaux peuvent être valorisées dans des cultures qui tolèrent les conditions du milieu.

Mots clés : nappe phréatique, drainage, minéralisation, tomographie, isotopie, valorisation

ABSTRACT

This study is a combination of hydrogeological, tomographic, hydrochemical and isotopic tools for the characterization of phreatic resources and drainage waters at the Nefzaoua and southern Draa of Djerid.

This area is characterized by the phreatic oasis aquifers constituted, mostly, by the irrigation return flow and the infiltration of rain water in rainy periods. They focused on the east and west sides of Chott Djerid. The Saharan aquifers constituted essentially by rainwater.

The study of the exploitation shows that these aquifers have had overexploitation states mainly at Douz and Djerid regions. Piezometry shows that the general flow direction of water for the Nefzaoua aquifers is multidirectional essentially converging to Chott Djerid and partially to the South of Douz region. Recharge areas are located in the piedmont of Dahar, Tebaga and South of the Grand Erg Oriental. For the Dejrid aquifers, piezometry shows a flow direction of water essentially from Draa Djerid to Chott Djerid.

The Electrical Resistivity Tomography shows that mineralization of groundwater is related to an intrusion of saltwater from the drainage basin in the Douz region. While in the Kebili region, mineralization has been explained by an increasing in clay contents, heading towards the Chott Djerid. The results of the hydrochemical study, combined with the application of statistical tools show water with salinities below 2 g/l located mainly in the piedmont of Dahar and along the South of Douz region. The other zones have water with salinities more than 2 g/l up to 11g/l, in the oasis.

The study of the chemical water types shows a Na-Cl water type for the Douz oasis aquifers and Ca-SO_4 water type for the Kebili oasis aquifers. The Djerid oasis and the Saharan aquifers show a Na-Cl-Ca-SO_4 mixed water type with enrichment in carbonates for the waters situated in the piedmont of Dahar. The irrigation and drainage waters of Djerid and Nefzaoua show a Na-Cl-Ca-SO4 mixed water type with enrichment in sulfate for irrigation water. These chemical facies characteristics of these waters highlight the effect of the lithology formations for these regions. The sodium-chloride facies observed in the oasis aquifers of Douz is explained by the dissolution of halite and by the effect of drainage water which is accentuated in the Douz region. In addition to the dissolution of evaporite minerals, Djerid oases aquifers are also characterized by the dissolution of carbonate minerals. The study area is also characterized by the dissolution of the sulfate magnesium ($MgSO_4$). Saharan aquifers show locally nitrate contamination. This contamination is resulted of the oxydo-reduction reactions and is amplified by anthropogenic activities essentially the development of the pasture.

Stable isotopes of the water molecule indicate that while evaporation exists, it is not significant compared to the dissolution whitch contributes up to 90% in the acquisition of the mineralization for oasis and drainage waters in the Nefzaoua and Djerid regions. Tritium shows that recharge takes place mainly in the piedmont of Dahar. This recharge is estimated to an average of 13,2 mm/year. The carbone 14 and carbone 13 dating couple show that water aquifers are recent with a probably water mixture with old waters.

The study of potentiality and valorization of waters in the study area shows that the waters of the Saharan aquifers can be valued for domestic use with precautions for nitrate levels. The area has also significant volumes of drainage water which reach 1000 l/s, essentially at the Nefzaoua. These waters can be valued in cultures witch tolerate environmental conditions.

Keywords: phreatic aquifers, drainage water, mineralization, tomography, isotopes, valorization

SOMMAIRES

LISTE DES FIGURES 1
LISTE DES TABLEAUX 1
INTRODUCTION GÉNÉRALE 1
CHAPITRE I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE 5
A. CADRE GÉOGRAPHIQUE, CLIMATIQUE ET HYDROLOGIQUE 5
I. Cadre géographique 5
II. Cadre climatique 7
II.1. La Pluviométrie 8
II.1.1. La pluviométrie annuelle 8
II.1.2. La pluviométrie saisonnière 10
II.1.3. La pluviométrie mensuelle 11
II.1.4. La pluviométrie journalière 11
II.2. Les températures 12
II.3. Le vent 14
II.4. L'insolation 15
II.5. L'Humidité relative 16
II.6. Évapotranspiration 17
II.7. Indice climatique 19
III. Cadre hydrologique 21
III.1 Le réseau hydrographique 21
III.2 Les caractéristiques hydrologiques 23
IV. Généralités 25
IV. 1.Végétation et agriculture 25
IV.2. Géomorphologie 25
IV.2.1 Les chaînes de montagnes 25
IV.2.1.1 La chaîne de Tebaga de Kébili 25
IV.2.1.2 La chaîne Nord des Chotts (Chareb) et la ride de Tozeur 26
IV.2.1.3 La chaîne du Dahar 26
IV.2.2 Les glacis du piedmont 26
IV.2.3 Les dépressions fermées : Le Chott Djérid 27
IV.3. Les processus pédogénétiques des sols 27
B. CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA ZONE D'ÉTUDE 30
I. Introduction 30
II. Stratigraphie 30
II.1. Le Crétacé inférieur 31
II.2. Le Crétacé supérieur 33
II.2.1. Le Cénomanien 33
II.2.2. Le Turonien 34
II.2.3. Le Sénonien 35
II.2.3.1. Le Sénonien inférieur (formation Aleg) 35
II.2.3.2. Le Sénonien supérieur (formation Abiod) 35
II.3. Le Tertiaire et le Quaternaire 36
II.3.1. Le Paléocène 36
II.3.2. L'Éocène 36
II.3.3. Le Mio-Pliocène 36
II.3.4. Le Quaternaire 38
III. Cadre structural 39
III.1. La chaîne Nord des Chotts 39

III.2. La chaîne Tébaga de Kébili 40
III.3. La chaîne du Dahar 41
III.4. L'anticlinal du Djérid 41
III.5. Les données structurales de subsurface 42
III. 5. 1. Les structures compressives 42
IV. 5. 2. Les structures distensives synsédimentaires 42
V. Évolution paléogéographique 43
C. Conclusion 43
CHAPITRE II : ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE 7
I. Introduction 42
II. Les nappes profondes 42
II.1. Nappe du Continental Intercalaire (CI) 42
II.2. Nappe du Complexe Terminal (CT) 43
III. Caractéristiques générales des nappes phréatiques 44
III.1. Les nappes sahariennes 44
III.1.1. Nappe de la Nefzaoua orientale 45
III.1.2. Nappe de la Nefzaoua méridionale 45
III.1.3. Nappe de la Nefzaoua occidentale 45
III.2. Les nappes d'oasis 45
III.2.1. Les nappes d'oasis de la Nefzaoua 46
III.2.1.1. Nappe d'oasis de Kébili 46
III.2.1.2. Nappe d'oasis de Douz 46
III.2.2. Les nappes d'oasis du Djérid 46
IV. Géométrie des réservoirs des nappes phréatiques 47
IV.1. Coupe de corrélation C1 (Fig. II.3) 47
IV.2. Coupe de corrélation C2 (Fig. II. 4) 49
IV.3. Coupe de corrélation C3 (Fig. II.5) 49
IV.4. Coupe de corrélation C4 (Fig. II.6) 50
IV.5. Coupe de corrélation Dégache – Hezoua (C5) (Fig.II.7) 51
IV.6. Coupe de corrélation Tozeur 3-Tozeur 10 (C6) (Fig. II.8) 52
IV.7. Coupe de Corrélation Nefta 3-Nefta 5 bis (C7) (Fig. II.9) 52
IV.8. Coupe de Corrélation Hazoua BM2-Ouled Ghrissi (C8) (Fig. II.10) 52
V. Exploitation des nappes phréatiques 53
VI. Étude de la piézométrie 58
VI.1. Évolution temporelle de la piézométrie 58
VI.2.1. Région de la Nefzaoua 58
VI.2.1.1. Les nappes d'oasis 59
VI.2.1.2. Les nappes sahariennes 60
VI.2.2. Région du Djérid 61
VI.2. Évolution spatiale de la piézométrie 65
VII. Conclusion 68
CHAPITRE III : CARACTÉRISATION ET MÉCANISMES DE MINÉRALISATION 70
A. ANALYSES PAR TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE 70
I. Introduction et définitions 70
II. Étude de cas, description du site d'étude : régions de Douz et de Kébili 72
III. Description de la méthode utilisée et Protocole de mesure 72
III.1. Description de la méthode 72
III.2. Protocole de mesure 73
III.3. Choix du site 74
IV. Interprétation des résultats 75
IV.1.Région de Douz : Site S1 75

IV.1.1. Profil de résistivité TND01 75
IV.1.2. Profil de résistivité TND02 76
IV.2. Région de Kébili : Sites S2 et S3 77
IV.2.1. Profils de résistivités 77
IV.2.2. La polarisation provoquée 79
IV.2.3. Effet de l'irrigation 79
V. Conclusion 80
B. ÉTUDE HYDROCHIMIQUE ET STATISTIQUE 81
I. Introduction 81
II. Étude des paramètres physico-chimiques 82
II.1. Température des eaux souterraines 83
II.2. Le pH 84
II. 3. La conductivité électrique (CE) 84
III. Faciès chimiques des eaux 85
III.1. Les eaux de pluie 86
III.2. Les eaux d'irrigation et les eaux de drainage 86
III.3. Les eaux des nappes phréatiques 88
IV. Mécanismes de minéralisation des eaux 90
IV.1. Minéralisation des eaux d'irrigation et des eaux de drainage 90
IV.1.1. Étude de la salinité 90
IV.1.2. Corrélations entre éléments majeurs 92
IV.1.3. Échange de base 95
IV.2. Minéralisation des eaux des nappes phréatiques 96
IV.2.1. Étude et répartition spatiale de la salinité 96
IV.2.2. Corrélation des éléments majeurs et du résidu sec : la matrice de corrélation . 100
IV.2.3. État de saturation des eaux vis-à-vis de certains minéraux évaporitiques et carbonatés 102
IV.2.4. Répartition spatiale des principaux éléments majeurs et mineurs 106
IV.2.4.1. Le chlorure et le sodium 106
IV.2.4.2. Le calcium et le sulfate 107
IV.2.4.3. Diagramme chlorure-sulfate 110
IV.2.4.4. Le magnésium 111
IV.2.4.5. Origine et distribution spatiale du nitrate 112
IV.2.4.6. Le strontium 114
IV.2.4.7. Échange de base 116
V. Étude statistique 117
V. 1. Présentation de la méthode 117
V. 2. Résultats et discussions 118
V. 2.1. Classification hiérarchique ascendante (CH) 118
V. 2.2. L'analyse factorielle (FA) 120
VI. Conclusion 124
C. ÉTUDE ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DE LA ZONE D'ÉTUDE 127
I. Introduction 127
II. Le traçage des eaux par le couple $^{18}O/^{2}H$ 127
II.1. Les eaux de pluie 128
II.2. Les eaux des nappes phréatiques, les eaux de drainage et les eaux d'irrigation 129
II.2.1. Échantillonnages et analyses 129
II.2.2. Résultats et discussions 130
II.2. 2.1. Les eaux de drainage 131
a- Eaux de drainage de la Nefzaoua : Variation saisonnière de la composition isotopique 131

b- Eaux de drainage du Djérid : variation annuelle de la composition isotopique 133
II.2.2.2. Origine des eaux et mécanismes de minéralisation 134
a- Les corrélations des teneurs en oxygène 18 avec les teneurs en deutérium 134
❖ *Les eaux des nappes phréatiques et les eaux d'irrigation de la Nefzaoua* 134
❖ *Les eaux des nappes phréatiques et les eaux d'irrigation du Djérid* 134
b- Le rôle de l'excès en deutérium dans la détermination des mécanismes de minéralisation 136
III. Étude de la recharge 146
III.1. Le tritium 146
III.1.1. Principes et définitions 146
III.1.2.Échantillonnages et analyses 146
III.1.3. Résultats et discussions 146
III.1.3.1. Répartition spatiale des teneurs en tritium 146
III.1.3.2. Relations des teneurs en tritium et des teneurs en isotopes stables 147
III.2. Étude du bilan en chlorures 149
IV. Le carbone 14 et le carbone 13 150
IV.1. Principes et définitions 150
IV.1. Échantillonnage et analyse 151
IV.2. Résultats et discussions 152
IV.2.1. Teneurs en ^{13}C et ^{14}C des eaux souterraines 152
IV.2.2. Estimation du temps de résidence des eaux souterraines 156
V. Conclusion 158
CHAPITRE IV : POTENTIALITÉ EN EAUX ET ÉTUDE DE VALORISATION 127
I. Les eaux de drainage 174
I.1.Débits des eaux de drainage 176
I.1.1. Évolution temporelle 176
I.1.2. Répartition spatiale 177
I.2. Étude de la salinité des eaux de drainage 178
I.2.1. Évolution temporelle 179
I.2.2. Répartition spatiale 180
I.2.3. Lessivage des sols et quantité des sels lessivés 183
I.3. Valorisation des eaux de drainage 184
I.3.1. Culture de pistache 184
I.3.2. Culture de la luzerne 184
I.3.3. Culture de l'Aloe Vera 185
II. Les eaux des nappes phréatiques 186
II.1. Étude du bilan des nappes phréatiques 186
II.1.1.Bilan des nappes d'oasis 186
II.1.1.1. Les nappes d'oasis de la Nefzaoua 186
II.1.1.2. Les nappes d'oasis du Djérid 188
II.1.2. Bilan des nappes sahariennes 189
II.2. Étude de Valorisation ou pertinence des eaux des nappes phréatiques pour l'usage domestique et l'irrigation 191
II.2.1. Utilisation des eaux des nappes phréatiques pour l'usage domestique 191
II.2.2. Utilisation des eaux phréatiques pour l'irrigation : Calcul des paramètres des eaux à usage agricole 191
II.2.3. Diagramme de Richards, Riverside ou Wilcox 193
III. Conclusion 195
CONCLUSION GÉNÉRALE 198
PERSPECTIVES 203
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES 204

ANNEXE 1 : Données climatiques..... 1
Tableau 1 Pluviométries annuelles aux stations de Tozeur et de Kébili (1994-2013) 1
Tableau 2 : Caractéristiques climatiques de la station de Kébili 1
Tableau 3 : Caractéristiques climatiques de la station de Tozeur..... 2
ANNEXE 2 : Définition de la méthode de tomographie de la résistivité électrique et des outils isotopiques 3
I. La tomographie de la résistivité électrique (Chouteau, 2003)..... 3
I.1. Définitions et méthode 3
I.1.1 Notions de base..... 3
I.1.2 Terrains de sub-surface 3
I.1.3. Le champ électrique..... 4
I.2. Principe : Basé sur la loi d'Ohm 5
I.2.1. La distribution des lignes de courant et équipotentielles (dipôle d'injection) 5
I.2.2. Résistivité apparente..... 6
I.2.3. Pénétration en fonction de l'écartement des électrodes de courant..... 8
I.3. Dispositifs..... 8
I.3.1. Le dispositif Wenner 8
I.3.2. Le dispositif Wenner-Schlumberger 9
I.3.3. Le dispositif Dipôle-Dipôle..... 9
I.3.4. Le dispositif Pôle-Dipôle 10
I.3.5. Le dispositif Pôle-Pôle..... 10
I.4. Les différents types de conductions électriques 10
II. Les outils isotopiques : Généralités sur les isotopes et leurs utilisations..... 11
II.1. Principes et généralités 11
II.1.1. Définitions 11
II.1.2. Principe 11
II.2. Traçage par les isotopes stables de la molécule d'eau (couple $^{18}O/^{2}H$)..... 12
II.2.1. Notation..... 12
II.2.2. Les étalons de référence 12
II.2.3. Fractionnement isotopique..... 13
II.2.4. Facteur d'enrichissement isotopique 13
II.2.5. Principe de traçage des eaux naturelles par le couple $^{18}O/^{2}H$ 13
II.2.5.1.Traçage à la condensation..... 13
II.2.5.2. Traçage à l'évaporation 15
II.2.5.3. Traçage des réactions d'échange 15
a- Échange avec l'encaissant..... 15
b- Échange entre l'eau et les autres fluides 16
II.3. Datation des eaux souterraines de la zone d'étude 16
II.3.1. Traçage par l'isotope radioactif de la molécule d'eau (le tritium : ^{3}H)..... 16
II.3.1.1. Généralités et définition..... 16
II.3.1. 2. Principe et mode d'expression..... 17
II.3.1.3.Sources de tritium..... 17
II.3. 2. Traçage par les isotopes du carbone inorganique total dissous (couple $^{13}C/^{14}C$) 18
II.3.2.1.Traçage du carbone 13..... 18
a- Les réservoirs du carbone..... 18
Le CO2 atmosphérique..... 18
Le CO_2 biogénique 18
Le carbonate marin..... 19
b- Introduction et minéralisation du carbone 19
c- Les processus de fractionnement isotopique des espèces carbonatées 20
II.3.2.2. Traçage du carbone 14..... 21

a- Définitions 21
b- Décroissance radioactive et mesure du carbone 14 22
Les normes de potabilité et les paramètres des eaux à usage agricole 22
 La dureté 22
 Les normes de potabilité de l'eau selon WHO, 2008 23
 Les paramètres des eaux à usage agricole 23
-L'indice de perméabilité ou IP 24
-Les carbonates de sodium résiduels ou RSC 24
- Kelly's Ratio 25
-Magnésium ratio 25
-Le pourcentage de sodium (% Na) 25
-Le Sodium Absorption Ratio (SAR) 25
ANNEXE 3 : Résultats des Analyses Chimiques 27
Tableau 1 : Les puits de surface des nappes d'oasis et des nappes sahariennes de la Nefzaoua et du Djérid (EC en ms/cm, les éléments majeurs et mineurs en mg/,RS en g/l)l) 27
Tableau 2 Les eaux de drainage du Djérid Avril 2009 29
Tableau 3 Les eaux de drainage du Djérid Avril 2010 30
Tableau 4 Les nappes d'oasis du Djérid Avril 2010 31
Tableau 5 Les eaux de drainage de la Nefzaoua janvier 2010 32
Tableau 6 Les eaux de drainage de la Nefzaoua juin 2010 33
Tableau 7 Les nappes d'oasis de la Nefzaoua juin 2010 34
Tableau 8 Les eaux d'irrigation de la Nefzaoua et du Djérid 35
Tableau 9 : Les Résultats des analyses chimiques des eaux de pluie (EC en ms/cm, les éléments majeurs en mg/) 36
ANNEXE 4 : Résultats des analyses isotopiques 37
Tableau 1 Les puits de surface des nappes d'oasis et des nappes sahariennes de la Nefzaoua et du Djérid 37
Tableau 2 Les eaux de drainage du Djérid Avril 2009 38
Tableau 3 Les eaux de drainage du Djérid Avril 2010 39
Tableau 4 Les nappes d'oasis du Djérid Avril 2010 39
Tableau 5 Les eaux de drainage Nefzaoua janvier 2010 40
Tableau 6 Les eaux de drainage Nefzaoua juin 2010 40
Tableau 7 Les nappes d'oasis Nefzaoua juin 2010 41
Tableau 8 Les eaux d'irrigation de la Nefzaoua et du Djérid 41

LISTE DES FIGURES

Fig. I. 1 *Carte de localisation de la zone d'étude* 6
Fig.I. 2 *Répartition des superficies irriguées dans les régions de la Nefzaoua et du Djérid (Année 2008)* 7
Fig.I. *3 Carte des isohyètes moyennes interannuelles du Sud tunisien* (DGRE, 2008) 8
Fig.I. 4 *Évolution de la pluviométrie moyenne annuelle de la région de Kébili (1995-2012) (CRAD Kébili)* 9
Fig.I. *5 Évolution de la pluviométrie moyenne annuelle de la région de Tozeur (1995-2013) (CRDA de Tozeur)* 10
Fig.I. 6 *Répartition de la pluviométrie en fonction de la distance à la mer* 11
Fig.I. 7 *Évolution de la pluviométrie moyenne mensuelle de la région de* 12
Fig.I. 8 *Évolution de la pluviométrie moyenne mensuelle de la région de Tozeur (1995-2013), (CRDA de Tozeur)* 12
Fig.I. 9 *Évolution du nombre des jours de pluie enregistrés aux stations de Kébili et de* 13
Fig.I. 10 *Régime mensuel des températures à la station de Kébili (Station météo de Kébili)* . 13
Fig.I. 11 *Régime mensuel des températures à la station de Tozeur (Station météo de Tozeur)* 14
Fig.I. 12 *Vitesse des vents de la région de Kébili (Station météo de Kébili)* 14
Fig.I. 13 *Vitesse des vents de la région de Tozeur (Station météo de Tozeur)* 15
Fig.I. 14 *Répartition mensuelle de l'insolation de la station de Kébili* 15
Fig.I. 15 *Répartition mensuelle de l'insolation de la station de Tozeur* 16
Fig.I. 16 *Répartition de l'humidité relative à la station de Kébili (Station météo de Kébili)* .. 17
Fig.I. 17 Répartition *de l'humidité relative à la station de Tozeur (Station météo de Tozeur)* 17
Fig.I. *18 Schéma conceptuel des composantes principales du cycle de l'eau* 18
Fig.I. 19 *Climatogramme d'Emberge*r 20
Fig.I. 20: Carte du réseau hydrographique 24
Fig.I. 21 : *Carte géologique de la zone d'étude (Sud Ouest tunisien) (Extraite de la carte géologique de la Tunisie, Échelle 1/500 000)* 31
Fig.I. 22 *Carte tectonique de l'Atlas tunisien méridional* (Zargouni, 1985) 40
Fig.I. 23 *Découpage schématique de la couverture en faisceaux des plis sub E-W* 41

Fig. II. 1 Carte des limites régionales des nappes phréatiques 46
Fig. II. 2 Carte de localisation des coupes de corrélation au niveau de la zone d'étude 48
Fig. II. 3 *Coupe de corrélation C1 (Rouatbi, 1967)* 48
Fig. II. 4 *Coupe de corrélation C2* 49
Fig. II. 5 *Coupe de corrélation C3* 50
Fig. II. 6 *Coupe de corrélation C4* 50
Fig. II. 7 *Coupe de corrélation lithostratigraphique Dégache-Hazoua (C5)* (ETAP, 1992) . 51
Fig. II. 8 *Coupe de corrélation Tozeur 3-Tozeur 10 (C6)* 52
Fig. II. 9 *Coupe de corrélation Nefta 3-Nefta 5 bis (C7)* 53
Fig. II. 10 *Coupe de Corrélation Hazoua BM2-Ouled Ghrissi (C8)* 53
Fig. II. 11 *Évolution de l'exploitation des nappes phréatiques de la Nefzaoua (1985-2010)* 55
Fig. II. 12 *Évolution du nombre des puits de surface au niveau de la Nefzaoua (1985-2010)* 55
Fig. II. 13 *Évolution de l'exploitation en fonction des ressources exploitables des nappes phréatiques au niveau de la Nefzaoua (1985-2010)* 56
Fig. II. 14 *Évolution de l'exploitation au niveau des nappes d'oasis de Douz (1985-2010)* .. 56
Fig. II. 15 *Évolution de l'exploitation des nappes d'oasis dans la région du Djérid (1985-2012)* 57

Fig. II. 16 *Évolution du nombre des puits de surface au niveau des nappes d'oasis du Djérid (1985-2012)* 58
Fig. II. 17 Carte de situation des piézomètres et des puits de surface pour la surveillance piézométrique 59
Fig. II. 18 *Évolution du niveau statique des puits des nappes d'oasis de Kébili* 60
Fig. II. 19 *Évolution du niveau statique des puits des nappes d'oasis de Douz* 60
Fig. II. 20 *Évolution du niveau statique des puits des nappes sahariennes de la Nefzaoua orientale (Oued el Hallouf)* 61
Fig. II. 21 *Évolution du niveau statique des puits des nappes sahariennes de la Nefzaoua méridionale et occidentale* 62
Fig. II. 22 *Évolution du niveau statique d'eaux au niveau de quelques puits dans le secteur de Tozeur* 62
Fig. II. 23 *Évolution du niveau statique des eaux au niveau des puits dans le secteur de Nafta* 63
Fig. II. 24 *Evolution du niveau statique d'eau au niveau des puits dans le secteur de Hazoua* 64
Fig. II. 25 *Évolution du niveau statique d'eaux de quelques puits dans le secteur de Dégache* 64
Fig. II. 26 *Carte piézométrique des nappes phréatiques de la Nefzaoua (Avril 2008)* 66
Fig. II. 27 *Carte piézométrique de la nappe d'oasis de Tozeur (Djérid) état hivernale (Décembre 2008)* 66
Fig. II. 28 *Carte piézométrique de la nappe d'oasis de Tozeur (Djérid) état estivale (Aout 2008)* 67
Fig. II. 29 *Superposition des cartes piézométriques de la nappe d'oasis de Tozeur (Djérid) du des états de Décembre 2008 et Aout 2008* 67

Fig. III. 1 Photo de terrain montrant l'injection d'une électrode dans le sol 71
Fig. III. 2 Un modèle de pseudo section 72
Fig. III. 3 Photo de terrain montrant l'utilisation d'un ordinateur multicanal ABEM 73
Fig. III. 4 Localisation des sites d'étude 74
Fig. III. 5 Emplacement des profils TND01 et TND02 75
Fig. III. 6 Profil de résistivité électrique TND01 76
Fig. III. 7 Profil de résistivité électrique TND02 77
Fig. III. 8 Emplacement des profils KEB01, KEB02 et KEB03 78
Fig. III. 9 Profil de résistivité électrique KEB01 78
Fig. III. 10 Profil de résistivité électrique KEB04 78
Fig. III. 11 Profil de chargeabilité 79
Fig. III. 12 Profil de résistivité KEB03 80
Fig. III. 13 Carte de localisation des puits de surfaces échantillonnés au niveau de la Nefzaoua et du Djérid 82
Fig. III. 14 Carte de localisation des forages du CT représentant les eaux d'irrigation au niveau de la Nefzaoua et du Djérid et des échantillons des eaux de drainage 83
Fig. III. 15 Représentation graphique du diagramme de Piper (Piper, 1964) 85
Fig. III. 16 Faciès chimiques des eaux de pluie de la Nefzaoua 86
Fig. III. 17 Faciès chimique des eaux de drainage et des eaux d'irrigation de la Nefzaoua (a) et du Djérid (b) 87
Fig. III. 18 Faciès chimiques (a) des eaux des nappes d'oasis et des eaux d'irrigation de la Nefzaoua, (b) diagramme des cations et (c) diagramme des anions 89
Fig. III. 19 Faciès chimique des eaux des nappes sahariennes 89
Fig. III. 20 Faciès chimique des nappes d'oasis et des eaux d'irrigation du Djérid 90

Fig. III. 21 Variations annuelle de la minéralisation des eaux de drainage et des nappes d'oasis au niveau du Djérid 91
Fig. III. 22 Variation saisonnière de la minéralisation des eaux de drainage et des nappes d'oasis au niveau de la Nefzaoua 92
Fig. III. 23 Carte de répartition spatiale de la salinité des eaux d'irrigation au niveau de la Nefzaoua et du Djérid 92
Fig. III. 24 Corrélations des éléments majeurs en fonction du résidu sec des eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid 94
Fig. III. 25 Corrélation Na/Cl (a), Ca/SO_4 (b), Ca/HCO_3 (c) et Cl/SO_4 (d) des eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid 95
Fig. III. 26 Corrélation ($Na^+ + K^+$)-Cl^- en fonction de ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$)-($HCO_3^- + SO_4^{2-}$) pour les eaux d'irrigation de la Nefzaoua et du Djérid 96
Fig. III. 27 Taux de variation de la salinité en fonction de la conductivité électrique 97
Fig. III. 28 Carte de répartition spatiale de la salinité des eaux des nappes phréatiques 99
Fig. III. 29 Figure (photos prises de Google Earth) illustrant les directions d'écoulement des eaux de drainage aux alentours du Chott Djérid (a) pour la région de Kébili (b) pour la région de Douz 99
Fig. III. 30 Corrélation des indices de saturation des minéraux vis-à-vis des éléments correspondants 104
Fig. III. 31 Variation du pH en fonction de la pCO_2 des eaux des nappes phréatiques d'oasis et des nappes sahariennes 105
Fig. III. 32 Carte de répartition spatiale des teneurs en soduim 107
Fig. III. 33 Carte de répartition spatiale des teneurs en chlorures 107
Fig. III. 34 Corrélation des teneurs en sodium avec les teneurs en chlorures (a), corrélation des rapports molaires Na/Cl avec les teneurs en chlorures (b) 108
Fig. III. 35 Carte de répartition spatiale des teneurs en calcium 109
Fig. III. 36 Carte de répartition spatiale des teneurs en sulfates 109
Fig. III. 37 Corrélation des teneurs en calcium avec les teneurs en sulfates 110
Fig. III. 38 Corrélation des teneurs en chlorures en fonction des teneurs en sulfates (a), corrélation des rapports molaires SO_4/Cl avec les teneurs en chlorures (b) 110
Fig. III. 39 Carte de répartition spatiale des teneurs en magnésium 111
Fig. III. 40 Corrélation des rapports molaires Mg/Ca avec les teneurs en chlorures 112
Fig. III. 41 Corrélation des teneurs en nitrates avec le résidu sec pour les eaux des nappes phréatiques 113
Fig. III. 42 Carte de répartition spatiale des teneurs en nitrates 113
Fig. III. 43 Corrélation des teneurs en nitates en fonction du calcuim pour les eaux des nappes phréatiques 114
Fig. III. 44 Carte de répartition spatiale des teneurs en strontium 115
Fig. III. 45 Corrélation des teneurs en strontium (a) en fonction du Ca et (b) en fonction du SO_4 115
Fig. III. 46 Corrélation ($Na^+ + K^+$)-Cl^- en fonction de ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$)-($HCO_3^- + SO_4^{2-}$) pour les eaux des nappes d'oasis et sahariennes 116
Fig. III. 47 Dendrogramme des échantillons des nappes phréatiques de la zone d'étude 119
Fig. III. 48 Corrélation des facteurs loading F1 et F2 121
Fig. III. 49 Répartition spatiale des scores factoriels F1 123
Fig. III. 50 Répartition spatiale des scores factoriels F2 124
Fig. III. 51 Diagramme oxygène 18/Deutérium des eaux de pluie de la Nefzaoua (station CRDA Kébili) 129
Fig. III. 52 Diagramme oxygène-18/deutérium des eaux de pluie de la Nefzaoua à lame d'eau >4 mm (station CRDA Kébili) 129

Fig. III. 53 Diagrammes de fréquence des teneurs en oxygène 18 des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude 131
Fig. III. 54 Variation saisonnière de la composition isotopique des eaux de drainage de la Nefzaoua..... 132
Fig. III. 55 Diagrammes de fréquence des teneurs en oxygène 18 des eaux de drainage au niveau de la Nefzaoau 132
Fig. III. 56 Variation annuelle de la composition isotopique des eaux de drainage du Djérid 133
Fig. III. 57 Diagrammes de fréquence des teneurs en oxygène 18 des eaux de drainage au niveau du Djérid 133
Fig. III. 58 Diagramme oxygène 18/deutérium des eaux des nappes phréatiques et des eaux d'irrigation de la Nefzaoua..... 135
Fig. III. 59 Diagramme oxygène 18/deutérium des eaux des nappes d'oasis et des eaux d'irrigation du Djérid 135
Fig. III. 60 Variation annuelle de la composition isotopique des eaux des nappes d'oasis du Djérid..... 136
Fig. III. 61 Schéma conceptuel du parcours de l'eau pluviale 140
Fig. III. 62 Variation de l'excès en deutérium (d) et la salinité (S) en fonction de la fraction de l'eau restante (f) pendant l'évaporation, au niveau de la Nefzaoua, avec une (d) initiale de 10‰, une salinité initiale de 0,13 g/l, une température de 21,8°C et une humidité de 58%.. 141
Fig. III. 63 Variation de l'excès en deutérium (d) et la salinité (S) en fonction de la fraction de l'eau restante (f) pendant l'évaporation, au niveau du Djérid, avec une (d) initiale de 10‰, une salinité initiale de 0,13 g/l, une température de 21,8°C et une humidité de 51%..... 141
Fig. III. 64 La contribution de l'évapo-concentration et de la dissolution des minéraux (et/ou la transpiration) dans la variation de la salinité en utilisant la méthode de l'excès en deutérium (Huang & Pang, 2012) 142
Fig. III. 65 Diagramme de corrélation de l'excès en deutérium en fonction de la salinité des eaux des nappes d'oasis et des eaux de drainage au niveau de la Nefzaoua..... 143
Fig. III. 66 Diagramme de corrélation de l'excès en deutérium en fonction de la salinité des eaux des nappes d'oasis et des eaux de drainage au niveau du Djérid..... 143
Fig. III. 67 Carte de répartition spatiale des teneurs en tritium au niveau des nappes d'oasis et des nappes sahariennes de la Nefzaoua..... 147
Fig. III. 68 Corrélations des teneurs en oxygène 18 en fonction des teneurs en tritium des eaux des nappes de la zone d'étude 148
Fig. III. 69 Distribution spatiale des teneurs en carbone 14 des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude 153
Fig. III. 70 Corrélations des activités ^{14}C en fonction des teneurs en ^{18}O des eaux des nappes de la zone d'étude..... 154
Fig. III. 71 Évolution des activités ^{14}C en fonction de la profondeur de captage des eaux des nappes phréatiques de la Nefzaoua 154
Fig. III. 72 Corrélations des teneurs en ^{13}C en fonction des activités ^{14}C des eaux des nappes de la zone d'étude..... 156

Fig. IV. 1 Photos montrant le réseau tertiaire 175
Fig. IV. 2 Photo montrant le réseau secondaire et primaire..... 175
Fig. IV. 3 Évolution des débits de drainage de la Nefzaoua pendant les périodes hivernales (1996-2008) (Source : CRDA Kébili)..... 176
Fig. IV. 4 Évolution des débits de drainage du Djérid pendant les périodes hivernales (2004-2010) (Source : CRDA Tozeur) 177
Fig. IV. 5 Répartition spatiale des débits de drainage au niveau de la Nefzaoua pendant la période hivernale (2008), (Source : CRDA Kébili) 178

Fig. IV. 6 Répartition spatiale des débits de drainage au niveau du Djérid pendant la période hivernale (2010), (Source : CRDA Tozeur) 178
Fig. IV. 7 Évolution de la salinité des eaux de drainage de la Nefzaoua pendant les périodes hivernales (1996-2008), (Source : CRDA Kébili) 180
Fig. IV. 8 Évolution de la salinité des eaux de drainage du Djérid pendant les périodes hivernales (2004-2010), (Source : CRDA Kébili) 180
Fig. IV. 9 Répartition de la salinité des eaux de drainage de la Nefzaoua, hiver 2008..... 181
Fig. IV. 10 Débits des eaux de drainage estimés en hiver 2008 pour les salinités comprises entre 3 et 5 g/l..... 182
Fig. IV. 11 Répartition de la salinité des eaux de drainage du Djérid, hiver 2010 182
Fig. IV. 12 Quantité des sels lessivés au niveau de la Nefzaoua, hiver 2008 183
Fig. IV. 13 Modèle conceptuel du bilan des échanges d'eau des nappes phréatiques de la zone d'étude..... 190
Fig. IV. 14 Diagramme de Riverside Wilcox pour les eaux des nappes phréatiques 195
Fig. IV. 15 Carte de suitabilité ou de vulnérabilité à la sodicité des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude 195

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I. 1 Caractéristiques physiques des bassins versants de la région de Tebaga et Dahar 22
Tableau I. 2 Caractéristiques physiques des bassins versants de la région de Bouflidja 23
Tableau I. 3 Les apports ruisselés et mobilisables des bassins versants du gouvernorat de Kébili 24

Tableau III. 1 Matrices de corrélation des nappes d'oasis de Kébili 101
Tableau III. 2 Matrices de corrélation des nappes d'oasis de Douz 101
Tableau III. 3 Matrices de corrélation des nappes d'oasis du Djérid 101
Tableau III. 4 Matrices de corrélation des nappes sahariennes 102
Tableau III. 5 Aperçu statistique des paramètres analysés pour le groupe 1 (n = 10 échantillons) 119
Tableau III. 6. Aperçu statistique des paramètres analysés pour le groupe 2 (n = 42 échantillons) 120
Tableau III. 7 Chargement des facteurs obtenus par analyse en composante principale, avec 2 facteurs : la valeur Eigen est dérivée par analyse factorielle et le % cumulé s'explique par les facteurs. 122
Tableau III. 8 Les facteurs d'évaluations ou facteurs scores des données chimiques des échantillons d'eau des nappes phréatiques de la zone d'étude 123
Tableau III. 9 Les minimums, maximums et les moyennes des compositions isotopiques en oxygène 18 et en deutérium 130
Tableau III. 10 Les teneurs en excès en deutérium (d), la salinité (S), les valeurs et les pourcentages de l'évaporation (E), de dissolution (D) et de la fraction de l'eau restante (f) des eaux au niveau de la Nefzaoua 144
Tableau III. 11 Les teneurs en excès en deutérium (d), la salinité (S), les valeurs et les pourcentages de l'évaporation (E), de dissolution (D) et de la fraction de l'eau restante (f) des eaux au niveau du Djérid 145
Tableau III. 12 Les teneurs en chlorures (mg/l), la recharge et la teneur en tritium (UT) des puits des nappes sahariennes 150
Tableau III. 13 Temps de résidence des eaux des nappes phréatiques de la Nefzaoua 158

Tableau IV. 1 Classification des eaux de drainage selon la salinité 179
Tableau IV. 2 Répartition des débits et des salinités des eaux de drainage au niveau de la Nefzaoua, hiver 2008 181
Tableau IV. 3 Évolution temporelle de la salinité des eaux de drainage (Source : CRDA Kébili) 183
Tableau IV. 4 Paramètres du bilan hydrologique des nappes d'oasis de la Nefzaoua 187
Tableau IV. 5 Paramètres du bilan hydrologique et variation de stock des nappes d'oasis de la Nefzaoua 188
Tableau IV. 6 Paramètres du bilan hydrologique et variation de stock des nappes d'oasis du Djérid 188
Tableau IV. 7 Paramètres du bilan hydrologique et variation de stock des nappes sahariennes de la Nefzaoua 190
Tableau IV. 8 Calcul de la dureté et des paramètres des eaux à usage agricole 192

INTRODUCTION GÉNÉRALE

En milieu aride et semi-aride, la salinisation des eaux souterraines constitue une menace principale affectant les nappes phréatiques situées près de la mer ou des sebkhas par avancée d'eaux salées. Ce processus de salinisation est, aussi, considérée comme l'un des plus éminents problèmes de contamination des eaux souterraines dans le monde (Arakel & Ridley 1986; Ghassemi et *al.,* 1991; Boughriba, et *al*., 2006; Bennetts et *al.*, 2006; Tweed, 2011; Davies & Mundalamo, 2010; Hamouda et *al.,* 2013).

Plusieurs facteurs d'ordre naturel ou anthropique sont à l'origine de cette salinisation. Les facteurs naturels se trouvent induits par les conditions naturelles du climat tels que les processus géologiques, les interactions eau/roche et l'évaporation. Pour les nappes phréatiques, en plein continent, les processus géologiques peuvent agir par l'emmagasinement des eaux fossiles déjà infiltrées au cours des anciennes époques constituant des eaux salées de l'époque du dépôt des sédiments (Tarits et *al*., 2006). Les processus hydrogéochimiques sont généralement contrôlés ou influencés par différents facteurs tels que la dissolution de certains minéraux présents dans les roches et dans les sols, l'infiltration et l'écoulement de l'eau dans la matrice aquifère, les interactions entre les minéraux dissous et les interactions de l'eau souterraine avec les argiles, en cas de contact prolongé. L'évaporation constitue, aussi un terme important, dans l'étude de l'origine de cette salinisation, en milieu aride, surtout dans le cas des nappes phréatiques ou des aquifères libres (Allison & Barnes, 1985; Colin-Kaczala, 1986; Gardner, 1998; Kattan, 2008). Cette évaporation peut devenir importante avec un taux relativement élevé entrainant des faibles taux de recharge des eaux souterraines et contribuant ainsi à la salinisation des sols (Minhas, 1996; Carlssona & hlandera, 2003; Smith et *al*., 2009).

Les facteurs anthropiques tendent, eux aussi, à dégrader la qualité chimique des ressources en eaux souterraines. Parmi ces facteurs, on cite la surexploitation qui conduit à une baisse piézométrique et par conséquent à une diminution des ressources et une augmentation ou concentration des solutés. On trouve, aussi, les pratiques agricoles (pesticides, fertilisants…), industrielles (rejets des déchets et des eaux usées) et le retour des eaux d'irrigation.

De l'autre côté, la demande excessive en eau pour l'agriculture, représentant plus de deux tiers de la consommation mondiale de l'eau (Varghese et *al.,* 2013), accompagnée de l'utilisation croissante des fertilisants agricoles (pesticides, sels, nitrates, phosphates, éléments traces….) a aussi contribuée à des augmentations significatives de la salinisation au cours des

dernières décennies (de Fraiture & Wichelns, 2010). Enfin, cette salinisation et/ou contamination peut, aussi, être causée par l'élevage des animaux.

Bien que la quantité d'eau prélevée pour être utilisée dans l'agriculture est importante, Goals, en 2003, estime qu'au niveau mondial, la moitié seulement de l'eau appliquée est consommée par les plantes et une partie considérable de l'eau initial finit dans les aquifères et les rivières. Comme dans la plupart des activités nécessitant de l'eau, le flux de retour présente une qualité inférieure (Kattan, 2008; Qin et *al.*, 2011) et donc un contrôle des caractéristiques physico-chimiques de ces flux de retour est nécessaire pour assurer une utilisation postérieure possible. Ce phénomène de retour d'eau d'irrigation est très développé au niveau des nappes phréatiques et surtout celles du Sud tunisien qui constituent la cible de notre étude.

La zone d'étude fait partie du Sud de la Tunisie. Elle englobe la Nefzaoua et le flanc Sud de la ride de Tozeur. L'activité Humaine est, essentiellement, basée sur l'agriculture et surtout la culture du palmier dattier. Cette zone présente des ressources en eau souterraines de grandes importances réparties au niveau de la nappe du Complexe Terminal (CT) et la nappe du Continental Intercalaire (CI). Cette zone se caractérise aussi par des ressources phréatiques prenant de plus en plus de l'importance, essentiellement, pour combler, en partie, le déficit hydrique crée en période estivale. Ces nappes phréatiques sont de deux types : oasiennes et sahariennes. Les nappes d'oasis se forment essentiellement par retour des eaux d'irrigation à partir des aquifères profonds et en partie par les eaux de pluie, surtout en périodes pluvieuses significatives. Les principaux oasis dans la zone d'étude sont celles de Kébili et Douz à l'Est du Chott Djérid et celles de Tozeur, Nafta, Hazoua et Dégache à l'Ouest du Chott Djérid. Les eaux de ces nappes sont utilisées pour l'irrigation, surtout en périodes estivales pour accomplir le déficit hydrique crée par la diminution du nombre des tours d'eaux d'irrigation à partir des nappes profondes. Les nappes sahariennes présentent une plus importante étendue. Elles constituent les aquifères phréatiques du Sahara avec l'absence des activités agricoles. Les eaux de ces aquifères servent pour l'élevage au niveau du Sahara. Elles se trouvent, aussi, transportées, dans des citernes, jusqu'aux régions destinées, pour l'usage domestique.

La zone d'étude est confrontée à une situation hydrique caractérisée par une eau d'irrigation de plus en plus coûteuse, moins disponible et plus salée constituant un facteur limitant pour le développement et un véritable défi économique, social et politique pour la région. En plus, depuis une vingtaine d'années, cette zone a connu une multiplication rapide des superficies irriguées. Ces nouvelles créations implantées à proximité des anciens oasis ont engendré l'apparition d'un important phénomène écologique, s'exprimant sur le terrain par une extension des étangs d'eau en aval des groupes d'oasis pendant les saisons hivernales et

conduisant à des étendues très importantes d'eau de drainage. L'impact de ces étangs d'eau sur la durabilité du système oasien est évident. De ce fait, une étude qualitative et quantitative des eaux des nappes phréatiques et des eaux de drainage parait nécessaire. Ceci dans le but de valorisation et utilisation des ressources en eau non conventionnelles ainsi que la gestion globale de l'eau de façon efficace et efficiente pour un développement durable de la région.

Pour ce faire, une étude hydrogéologique, une étude hydrochimique, une étude de tomographie de résistivité électrique, une étude isotopique et une étude de valorisation ont été menées dont les objectifs sont les suivants :

- Caractérisation des différents types de ressources phréatiques afin de mieux les gérer en termes de conservation et pour un développement durable de la région.
- Détermination des mécanismes de minéralisation des eaux des nappes phréatiques, ainsi que l'évaluation de la qualité de ces eaux pour assurer une utilisation durable.
- Détermination de l'effet des eaux de drainage et de l'effet du Chott sur les eaux des nappes phréatiques aux alentours du Chott.
- Identification de l'origine des eaux des nappes phréatiques et leurs modes de recharge, ainsi que la quantification des mécanismes de minéralisation des eaux des nappes phréatiques et des eaux de drainage au niveau de la zone d'étude.
- Évaluation des ressources des nappes phréatiques et des eaux de drainage par l'étude du bilan de ces nappes phréatiques en adoptant un suivi quantitatif et qualitatif de la composante eau de drainage.
- Valorisation des ressources en eaux des nappes phréatiques et des eaux de drainage sur le pourtour du Djérid.

Ce travail est entrepris dans le cadre d'une collaboration entre le Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement (LRAE) de l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS) et les commissariats régionaux du développement agricole (CRDA) à travers leurs arrondissements des ressources en eaux des gouvernorats de Kébili et de Tozeur. Cette étude a été aussi soutenue par le projet de coopération TUN8/020 en collaboration avec l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique de Vienne, Autriche (AIEA).

Le présent travail est organisé comme suivant :

- ✓ Une introduction générale dans laquelle on décrit la problématique de cette étude en insistant sur les mécanismes et les processus de minéralisation des nappes phréatiques situées, en plein continent, sous climat aride à semi aride;
- ✓ Le premier chapitre présente la zone d'étude de point de vue géographique, climatique, hydrologique et géologique ;

- ✓ Le deuxième chapitre est consacré à l'étude hydrogéologique. Il vise à déterminer la géométrie des réservoirs phréatiques, leurs continuités verticales et latérales, la piézométrie des nappes phréatiques ainsi que le taux d'exploitation ;
- ✓ Le troisième chapitre porte sur les mécanismes de minéralisations. Il est divisé en trois parties :
  - **A**- Cette partie est consacrée à l'application de la Tomographie de la Résistivité Électrique (ERT ou Electrical Resistivity Tomography). Cette méthode a été appliquée dans le but de déterminer la répartition spatiale de la minéralisation au niveau des oasis et l'origine de l'intrusion des eaux salées vers les nappes d'oasis.
  - **B**- Cette partie est consacrée à l'étude hydrochimique et statistique. Elle est réservée à la détermination des caractéristiques physico-chimiques et hydrochimiques des eaux des nappes phréatiques, des eaux de drainage et des eaux d'irrigation de la zone d'étude. Elle vise à caractériser ces eaux de point de vue faciès chimiques, répartition de ces faciès, étude de la salinité et son évolution spatiale ainsi que les processus de minéralisation.
  - **C**- Cette dernière partie est basée sur l'application des outils isotopiques (oxygène 18, deutérium, tritium, carbone 14 et carbone 13). Elle vise à identifier l'origine des eaux des nappes phréatiques, définir et quantifier les processus de recharge et de minéralisation.
- Le quatrième chapitre présente les potentialités des ressources en eaux phréatiques et de drainage de la zone d'étude ainsi que les possibilités de leurs valorisations dans le domaine de l'agriculture et de l'usage domestique.
- Ce manuscrit s'achève par une synthèse des résultats et une conclusion générale.

CHAPITRE I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

A- CADRE GÉOGRAPHIQUE, CLIMATIQUE ET HYDROLOGIQUE

B- CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA ZONE D'ÉTUDE

A. CADRE GÉOGRAPHIQUE, CLIMATIQUE ET HYDROLOGIQUE

I. Cadre géographique

La zone d'étude fait partie des régions de la Nefzaoua et du Djérid situées aux alentours du Chott Djérid. La Nefzaoua est située à l'Est du Chott Djérid et comprend les régions de Kébili, Douz et les zones sahariennes. Le Djérid ou Draa Sud du Djérid est situé à l'Ouest du Chott et comprend les régions de Tozeur, Nefta, Hazoua et Dégache. Toute la zone se trouve limitée au Nord-Est par la chaîne de montagne de Tebaga de Kébili, à l'Est par la chaîne de montagne de Dahar, à l'Ouest et au Nord-Ouest par la ride de Tozeur et au Sud, elle est ouverte sur le Grand Erg Oriental (Fig. I.1). Cette zone se caractérise par la présence d'une vaste dépression fermée du Chott Djérid, qui présente une évaporation élevée s'étalant sur toute la période de l'année. À l'Ouest du Chott, la région du Djérid se caractérise par des reliefs assez plats, limitée de l'Ouest par la ride de Tozeur. D'autre part, à l'Est de ce Chott, la région de la Nefzaoua est caractérisée par la présence des reliefs montagneux du Tebaga de Kébili de direction Est-Ouest et du Dahar de direction Nord Ouest- Sud Est. Cette zone est pratiquement isolée de l'effet de la mer et subit l'influence des vents chauds du Sahara (sirocco) pendant 9 mois. Ainsi, ces zones se marquent, depuis l'antiquité, parmi les vieux centres habités de la Tunisie comme le témoigne les vestiges de l'époque préhistorique et les ruines de l'époque romaine. La concentration des populations dans les oasis est un facteur de formation d'agglomérations de tailles diverses. La concentration autour des sources est à l'origine de ces agglomérations. Les gouvernorats de Tozeur et de Kébili, crées respectivement en 1980 et 1984, couvrent une superficie totale de 28 047 km² soit 18% de la superficie de la Tunisie. Le nombre total d'habitants, recensé en 2004, est de 244 126 avec un taux d'urbanisme de l'ordre de 70% et une densité de 8,7 habitants au Km².

La région de la Néfzaoua ainsi que la région de Tozeur ont connu, depuis une vingtaine d'années, une multiplication rapide des superficies irriguées à partir des forages d'eau privés captant la nappe du Complexe Terminal. Cette multiplication est associée par le lessivage et l'évacuation d'excès d'eau accumulée au niveau des oasis après irrigation. Ces eaux sont drainées vers des bassins de drainage en aval des oasis.

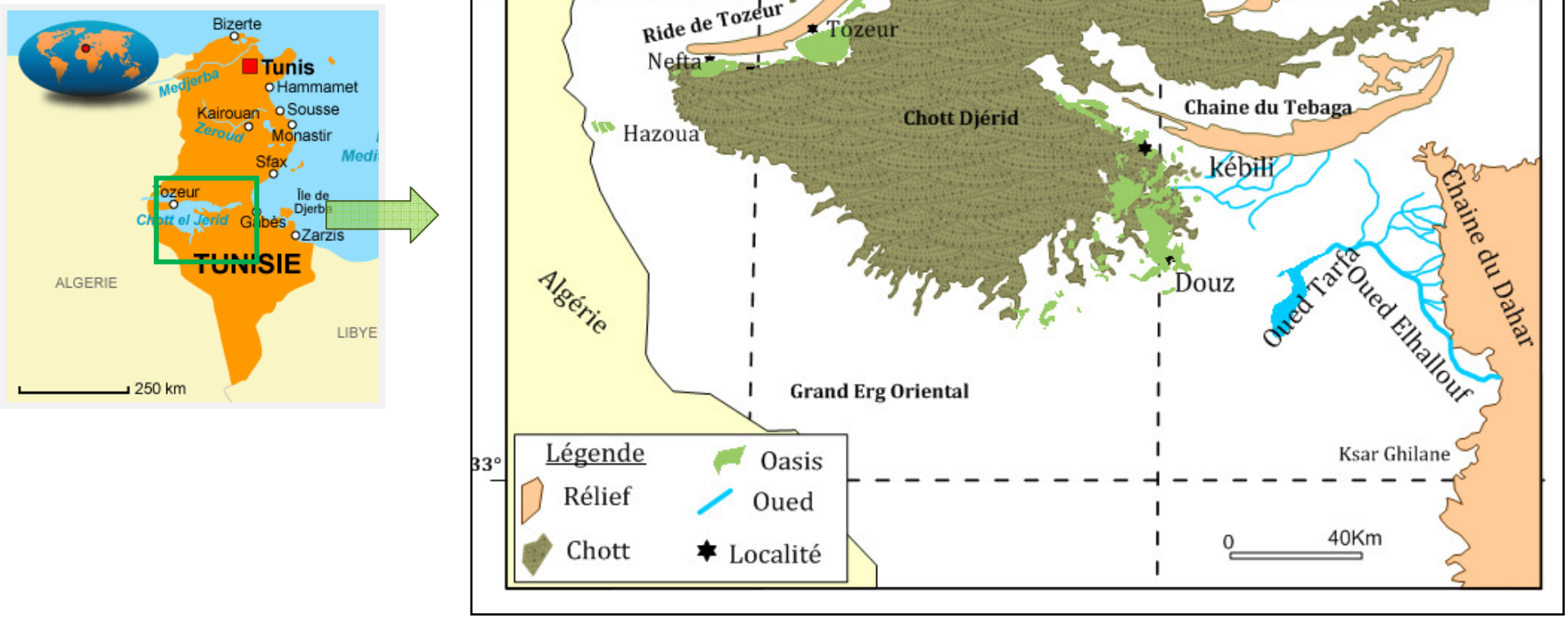


Fig. I. 1 *Carte de localisation de la zone d'étude*

Ainsi, la superficie des périmètres irrigués a augmenté au double durant les 30 dernières années (1980-2010). Ces oasis sont soient gérés par des Groupements de Développement Agricole (GDA) ou par des privés.

De ce fait, la figure I. 2 montre que la Nefzaoua se caractérise par le développement des oasis privés avec des superficies de l'ordre de 12000 Ha dépassant les superficies des oasis du groupement de développement agricole qui sont de l'ordre de 10000 Ha. Au niveau du Djérid, les superficies des oasis du groupement de développement agricole sont les plus importantes que celles des oasis privés et sont de l'ordre de 6500 Ha et 2000 Ha respectivement.

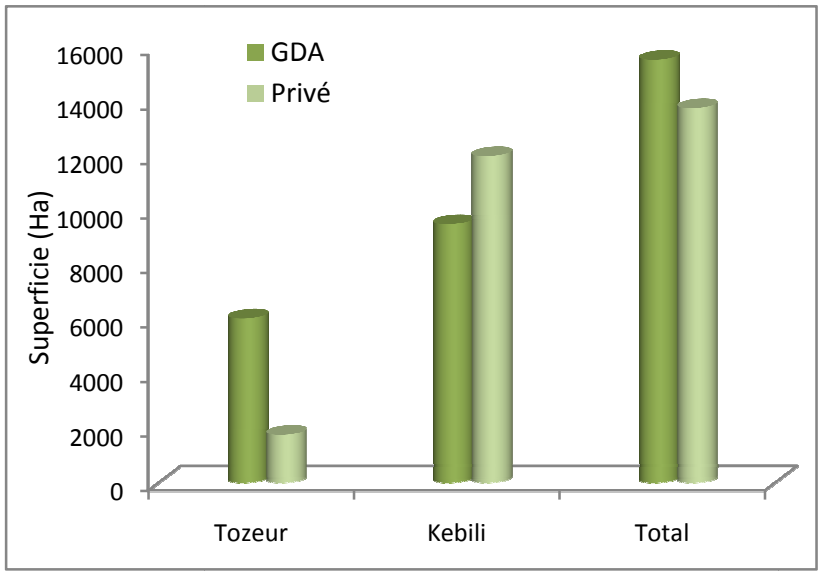


Fig.I. 2 *Répartition des superficies irriguées dans les régions de la Nefzaoua et du Djérid (Année 2008)*

II. Cadre climatique

La position géographique et la morphologie de la zone d'étude sont les deux facteurs qui conditionnent le climat actuel qui règne dans ces régions. Ainsi le secteur d'étude constitue une zone de transition entre la Méditerranée à climat tempéré et relativement humide et le Sahara à climat subtropical chaud et sec pouvant s'accompagner des vents de sable. Elle est également une zone de passage entre le Sahara avec peu de reliefs et la Tunisie centrale continentale à reliefs plus accidentés. De ce fait, elle est soumise à l'influence de plusieurs facteurs climatiques qui sont à l'origine des variations de la pluviométrie, de l'humidité relative de l'air, des températures, des vents dominants et de l'évaporation. Cette zone subit l'influence de la Méditerranée de l'Est, du Sahara du coté Sud et des vents du coté

Nord. Ce qui se traduit dans les variations saisonnières des précipitations, des températures ainsi que sur le bilan hydrique du sol et de l'humidité relative de l'air.

Afin de mieux étudier les caractéristiques climatiques de la zone d'étude, on s'est basé sur les données météorologiques fournies par les stations climatiques de la Nefzaoua et du Djérid (Annexe 1).

II.1. La Pluviométrie

L'étude des pluies est menée, ici, à l'échelle annuelle et saisonnière en vue de dégager leurs impacts sur l'alimentation des nappes et la qualité chimique des eaux souterraines.

La carte des isohyètes interannuelles (Fig. I. 3) a été établie pour le Sud tunisien pour laquelle ont été intégrées les stations de Gabès, Médenine, Tataouine, Tozeur et Kébili. Cette carte montre que la pluviométrie décroit du Nord vers le Sud et de l'Est vers l'Ouest. Ainsi, le Sud tunisien est soumis aux effets conjugués de plusieurs facteurs géographiques. Les reliefs du Dahar à l'Est freinent l'effet maritime. La chaine montagneuse du Nord du chott contribue également à diminuer les effets du courant venant du Nord et du Nord Est.

Le Sahara aussi jalonne le Sud Ouest de la Tunisie et influence fortement sur l'aridité du climat par le vent chaud et sec du Sirocco. En effet, la répartition spatiale de la pluviométrie, dans le Sud tunisien, est influencée par l'effet de la latitude et l'orientation des reliefs.

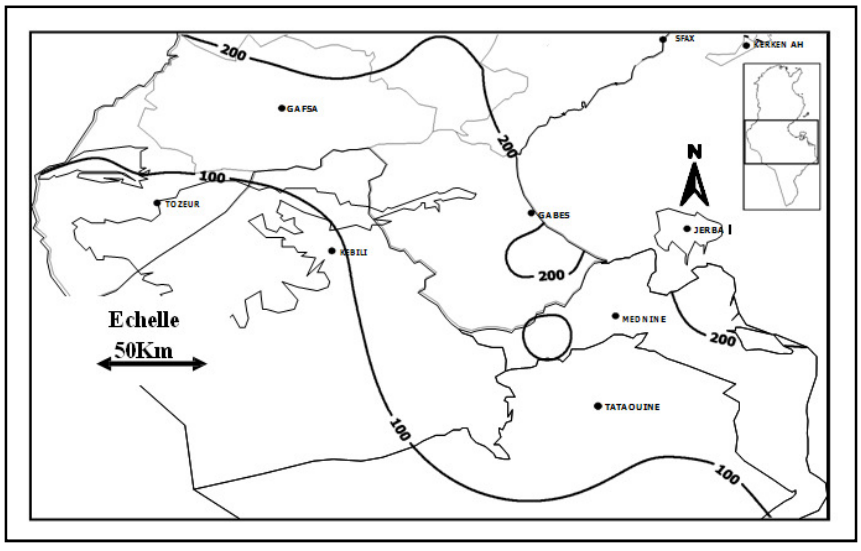


Fig.I. ***3*** *Carte des isohyètes moyennes interannuelles du Sud tunisien* (DGRE, 2008)

II.1.1. La pluviométrie annuelle

La pluviométrie représente l'un des paramètres les plus importants du climat. Ce paramètre se caractérise par l'irrégularité et la modestie de la répartition dans le Sud tunisien.

En effet, les stations de kébili et de Tozeur enregistrent annuellement des quantités relativement modestes qui ne dépassent que rarement les 150 mm/an. Dans notre cas, l'étude de la variation a été effectuée au cours de la période (1995-2012), pour la Nefzaoua (Fig. I.4) et la période (1995-2013) pour le Djérid (Fig. I.5).

Au niveau de la Nefzaoua, on remarque que la pluviométrie varie entre un maximum de 203,5 mm en 1995/1996 et un minimum de 40,3 mm en 2000-2001. Pour cette période, on peut déterminer une moyenne interannuelle de 108 mm. Par comparaison à cette moyenne interannuelle, on remarque que les années 1995/1996; 1996/1997; 1998/1999; 2003/2004; 2005/2006; 2006/2007; 2008/2009; 2010/2011 et 2011/2012 constituent des périodes excédentaires et les autres années sont des périodes déficitaires.

Au niveau du Djérid, on remarque que la pluviométrie varie entre un maximum de 186,6 mm enregistré en 2006/2007 et un minimum de 16,7 mm enregistré en 2002/2003. Pour cette période, on peut déterminer une moyenne interannuelle de 77,3 mm. Par comparaison à cette période, on remarque que les années 1995/1996; 2003/2004; 2005/2006; 2006/2007; 2008/2009; 2009/2010 constituent des périodes excédentaires et les autres années constituent des périodes déficitaires.

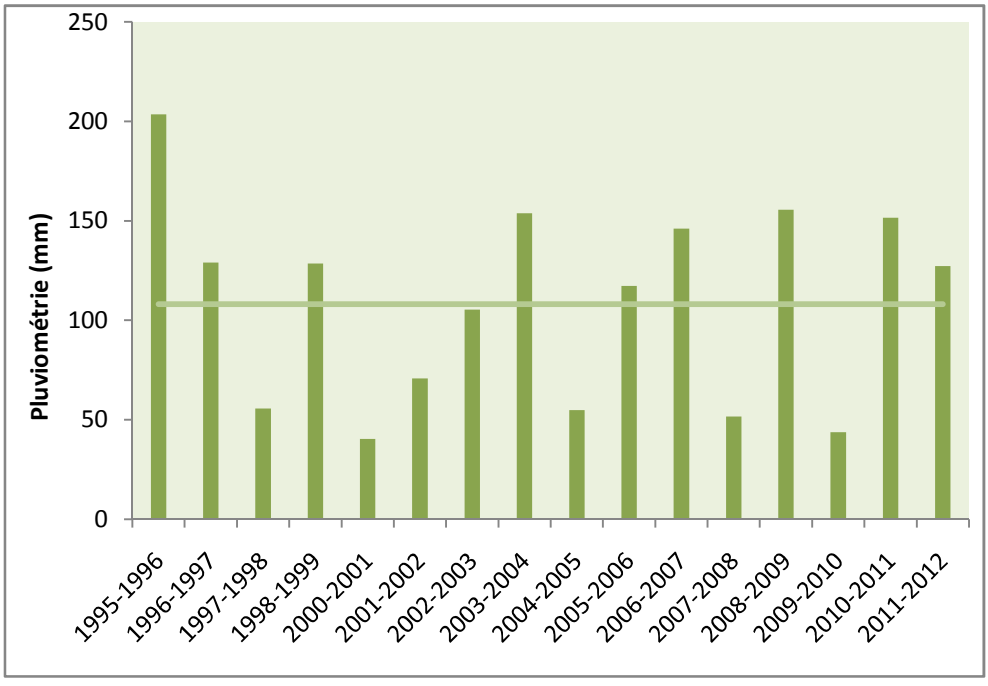


Fig.I. 4 *Évolution de la pluviométrie moyenne annuelle de la région de Kébili (1995-2012) (CRAD Kébili)*

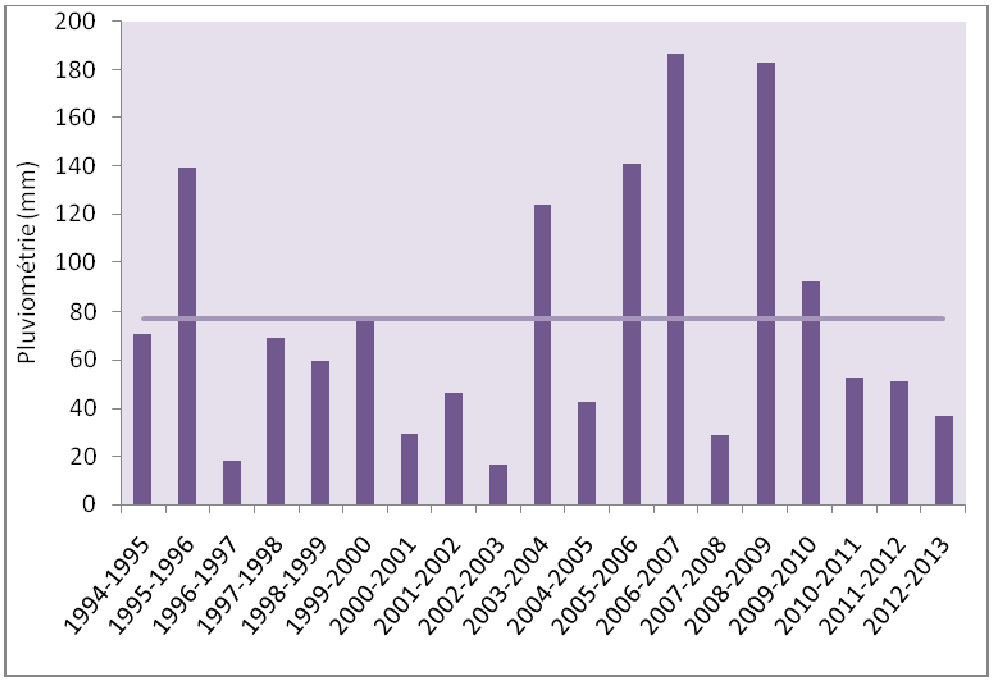


Fig.I. *5* *Évolution de la pluviométrie moyenne annuelle de la région de Tozeur (1995-2013) (CRDA de Tozeur)*

-Effet de la continentalité

La moyenne pluviométrique annuelle enregistre une décroissance, en se déplaçant de la côte méditerranéenne (station de Gabés) vers l'intérieur du pays (station de Tozeur) (Fig. I. 6). Cette décroissance est sous l'effet de la continentalité. La figure I.6 montre cette décroissance avec une tendance de corrélation linéaire entre la pluviométrie moyenne annuelle et la distance à la mer indiquant que la pluviométrie décroit de la côte vers le continent avec une droite de régression ayant pour équation :

P= -0,443 (d) + 177,4

P : Pluviométrie moyenne annuelle (mm)

d : Distance à la mer (Km)

II.1.2. La pluviométrie saisonnière

La répartition saisonnière de la pluviométrie dans le Sud tunisien montre que les contrastes sont très remarquables. En effet, la répartition saisonnière de la pluviométrie permet de subdiviser l'année en deux principales saisons : une saison relativement pluvieuse et une autre franchement déficitaire.

La saison pluvieuse englobe l'automne, l'hiver et le printemps. Elle présente prés de 65% du total pluviométrique annuel. C'est la saison humide de l'année dont les averses sont souvent orageuses, violentes et de courte durée.

La saison sèche est représentée par l'été avec une pluviométrie quasi-nulle ne dépassant guère le 3% du total pluviométrique annuel.

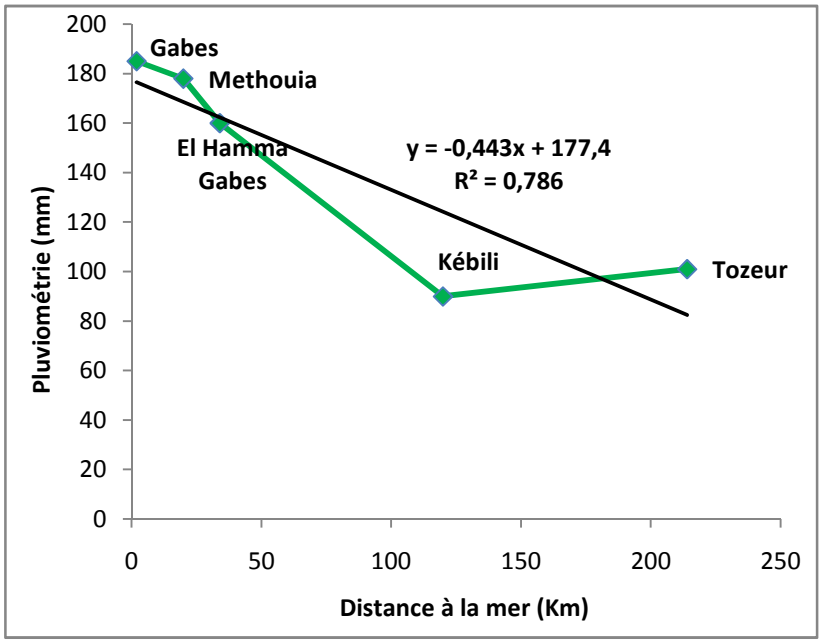


Fig.I. 6 *Répartition de la pluviométrie en fonction de la distance à la mer*

II.1.3. La pluviométrie mensuelle

Les figures I. 7 et I. 8 montrent l'évolution de la pluviométrie mensuelle à la station de kébili et de Tozeur. On remarque des variations importantes pour les deux stations. Pour la station de Kébili (Fig. I. 7), le maximum de précipitation est enregistré au mois de janvier alors que le mois de juillet est considéré comme étant le plus sec. Pour la station de Tozeur (Fig. I. 8), on remarque que les mois de janvier, avril, septembre, octobre, novembre et décembre constituent les mois les plus pluvieux alors que le mois de juillet est le plus sec.

II.1.4. La pluviométrie journalière

La répartition du nombre des jours de pluie pour les stations de Kébili et de Tozeur présente une irrégularité spatiale et temporelle (Fig. I. 9).

Pour la station de Kébili, on remarque que les mois de janvier et de novembre présentent le nombre des jours de pluie le plus important avec 5 jours de pluie et une pluviométrie mensuelle de 10,4 mm.

Pour la station de Tozeur, les saisons de l'hiver et de l'automne présentent une moyenne de 3 jours de pluie/mois. Le mois de juillet est un mois quasi sec pour les deux stations.

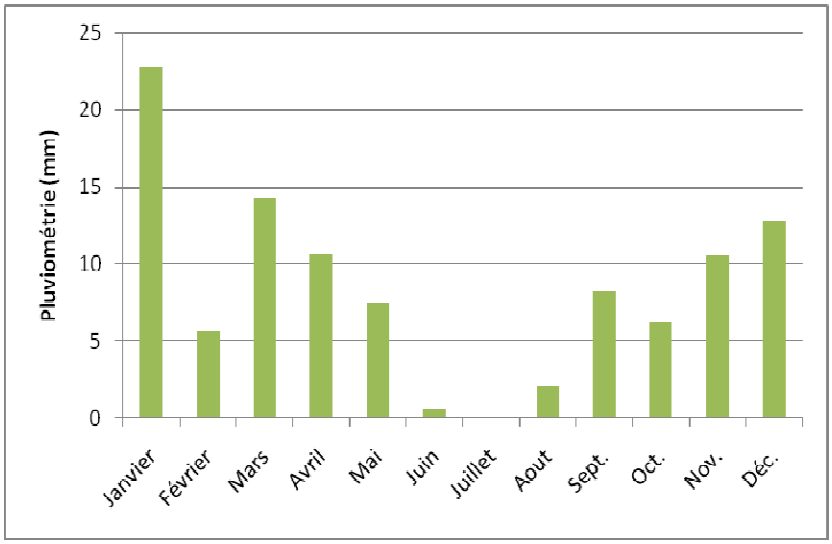


Fig.I. 7 *Évolution de la pluviométrie moyenne mensuelle de la région de Kébili (1995-2013), (CRDA de Kébili)*

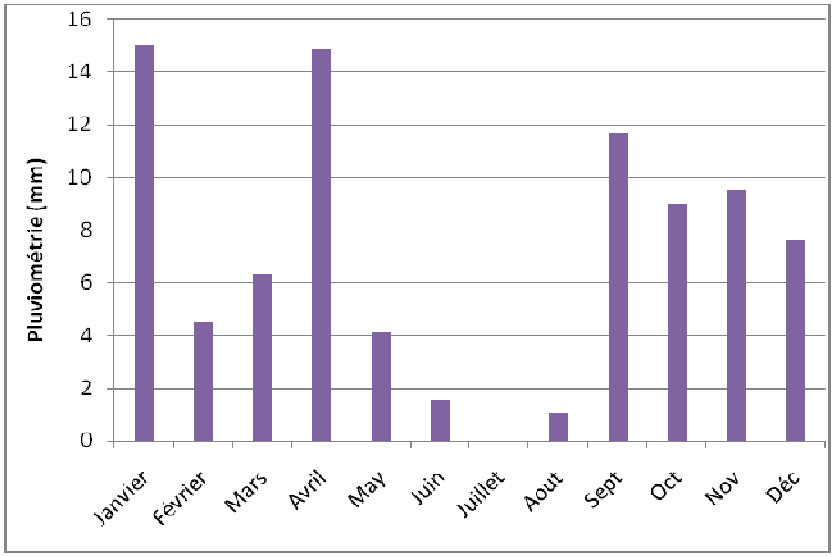


Fig.I. 8 *Évolution de la pluviométrie moyenne mensuelle de la région de Tozeur (1995-2013), (CRDA de Tozeur)*

II.2. Les températures

La zone d'étude se caractérise par un climat excessif avec une différence de température entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid qui dépasse les 20°C. Cette différence est due aux effets conjugués de la latitude et de la continentalité. La moyenne thermique annuelle (Fig. I. 10 et I. 11) est peu variable dans le Sud tunisien. Par contre à l'échelle des moyennes mensuelles, on observe une différence thermique notable.

Cette variabilité thermique met en évidence les effets conjugués de la continentalité au Nord de la zone d'étude et de l'effet du Sahara au Sud de la zone d'étude. La température moyenne annuelle de l'air est de 21,4°C et de 21,8°C respectivement aux stations de Kébili et de Tozeur.

Les Fig. (I. 10 et I. 11) montrent la répartition mensuelle de la température au niveau des stations de Kébili et de Tozeur. En effet, les températures moyennes mensuelles se répartissent entre un maximum enregistré au mois d'aout avec 39,3°C à Tozeur et à Kébili et des minimums correspondant au mois de janvier avec 4,2°C à Kébili et 6,1°C à Tozeur. L'écart entre les températures minimales et maximales est important et atteint 33,2°C aux stations de Kébili et de Tozeur.

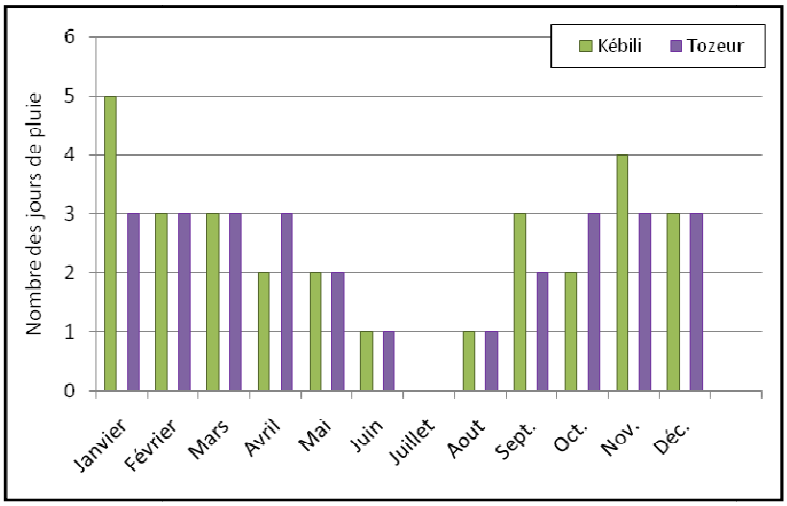


Fig.I. 9 *Évolution du nombre des jours de pluie enregistrés aux stations de Kébili et de Tozeur (CRDA de Kébili et de Tozeur)*

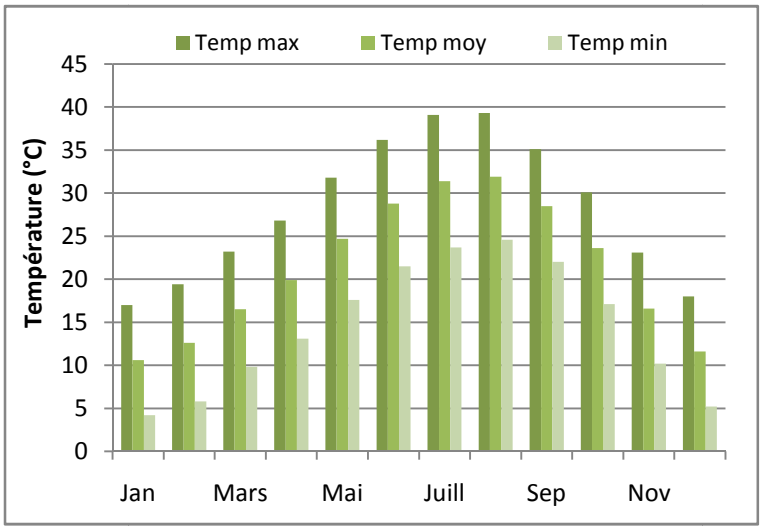


Fig.I. 10 *Régime mensuel des températures à la station de Kébili (Station météo de Kébili)*

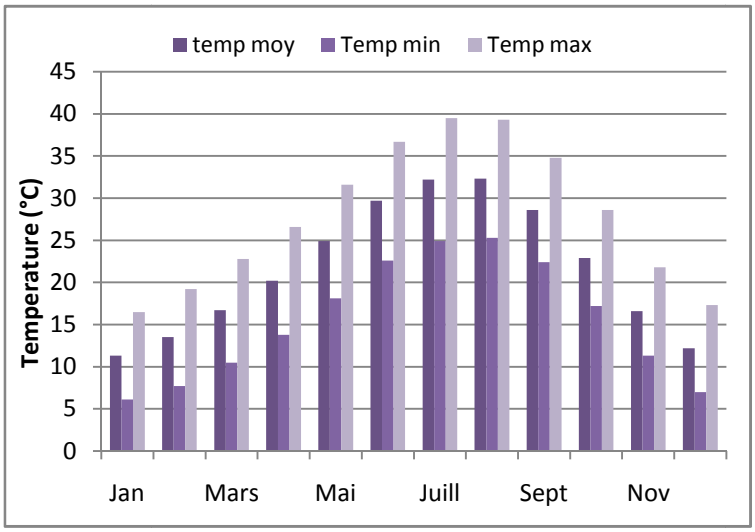


Fig.I. 11 *Régime mensuel des températures à la station de Tozeur (Station météo de Tozeur)*

II.3. Le vent

Les figures I. 12 et I. 13 montrent les roses de vent pour les stations de Kébili et de Tozeur. La vitesse moyenne est maximale au mois d'avril dans la région de Kébili où elle atteint 29 m/s. Dans la région de Tozeur, elle est de l'ordre de 4,8 m/s. Ces différences des valeurs enregistrées reflètent, en fait, l'effet de l'ouverture de la Nefzaoua (Kébili) sur le Grand Erg Oriental à climat saharien. On distingue, de ce fait, trois directions principales :

- Les vents d'Est au printemps généralement violents avec fréquemment des tempêtes de sable.
- Les vents du Sud Ouest en été, forts et responsables des vents de sirocco, chauds et secs. Ils sont à l'origine d'une forte évaporation et de la chute de l'humidité relative de l'air.
- Les vents modérés de l'Ouest et du Nord Ouest soufflent pendant l'hiver et l'automne.

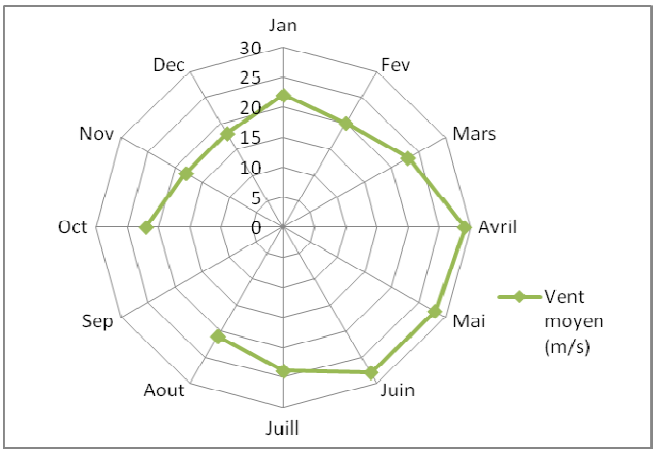


Fig.I. 12 *Vitesse des vents de la région de Kébili (Station météo de Kébili)*

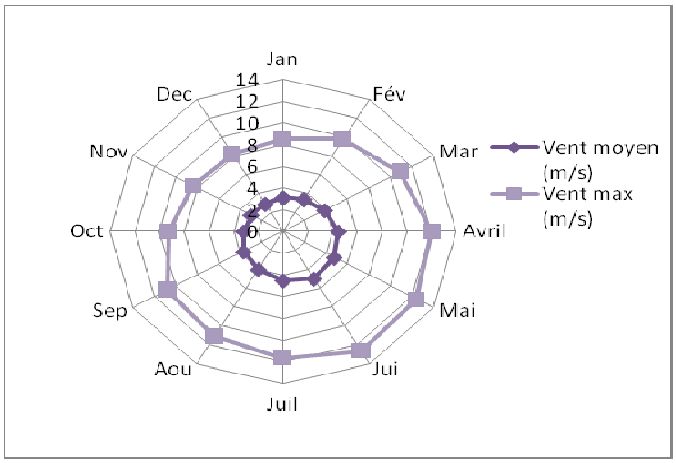


Fig.I. 13 *Vitesse des vents de la région de Tozeur (Station météo de Tozeur)*

II.4. L'insolation

Elle se définit par l'acte ou l'instance de s'exposer au rayonnement solaire. La figure I. 14 montre l'évolution de l'insolation mensuelle moyenne pour la station de kébili et de Tozeur. Cette insolation est maximale au mois de juillet avec respectivement 324,3 et 336,5 heures pour la station de Kébili et de Tozeur (Fig. I.14 et I. 15). Elle est minimale au mois de décembre avec 206 heures pour les deux stations. Vu leurs situations géographiques à proximité du Chott Djérid, on enregistre annuellement plus de 3000 heures d'ensoleillement par an, au niveau de la zone d'étude.



Fig.I. 14 *Répartition mensuelle de l'insolation de la station de Kébili*

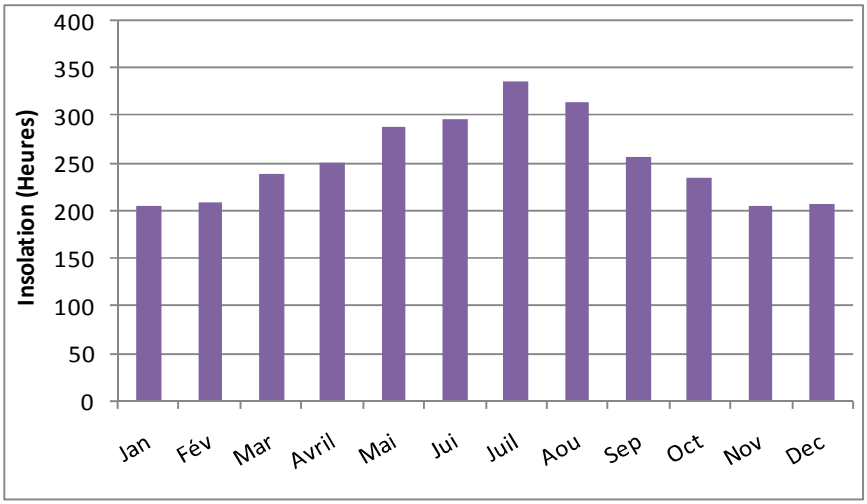


Fig.I. 15 *Répartition mensuelle de l'insolation de la station de Tozeur*

II.5. L'Humidité relative

L'humidité relative (%HR) est le degré de saturation appelé aussi degré hygrométrique. Elle correspond à la quantité de vapeur contenue dans l'air relative à la quantité qu'il contiendrait s'il était saturé. L'humidité relative est souvent exprimée en pourcentage. Un air saturé, à une température donnée, est à 100%HR.

Sur une chronique de 17 ans (1988-2005), l'humidité relative annuelle moyenne est de l'ordre de 58% à kébili et de 51% à Tozeur. Une telle humidité est nécessaire au cours des périodes de la floraison et de la pollinisation du palmier dattier.

Les figures, I. 16 et I. 17, montrent l'évolution de l'humidité relative moyenne mensuelle (%). Elle est maximale en hiver avec 68% aux mois de décembre et janvier à Kébili et 63% au mois de décembre à la station de Tozeur. Cette humidité est minimale, en été, au mois de juillet, avec respectivement 51% et 39% à la station de Kébili et de Tozeur. En effet, les valeurs enregistrées à la station de Kébili sont beaucoup plus élevées que celles enregistrées à la station de Tozeur. Cette élévation est due à l'effet de la méditerranée, alors qu'au niveau du Djérid (station de Tozeur), c'est plutôt l'effet de la continentalité.

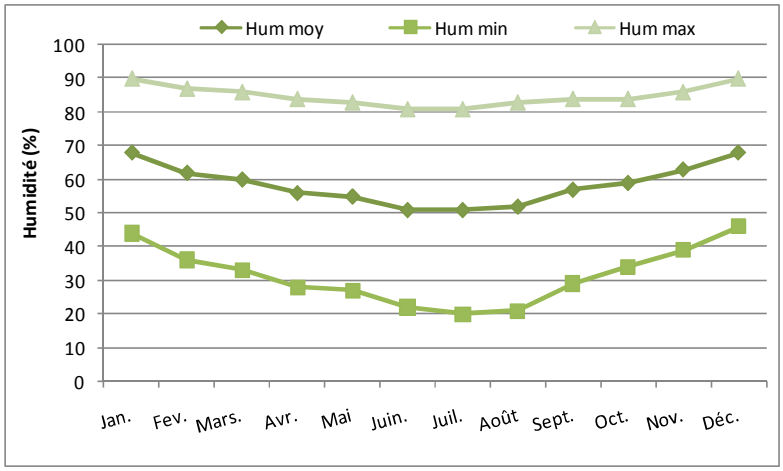


Fig.I. 16 *Répartition de l'humidité relative à la station de Kébili (Station météo de Kébili)*

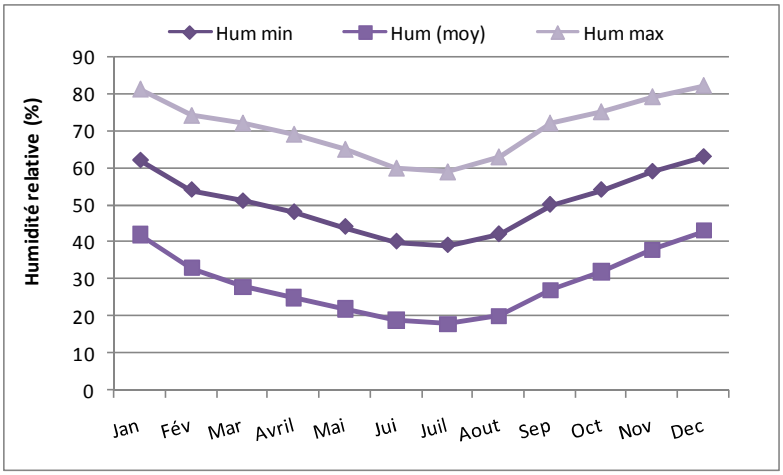


Fig.I. 17 Répartition *de l'humidité relative à la station de Tozeur (Station météo de Tozeur)*

II.6. Évapotranspiration

L'évaporation est un phénomène physique qui se produit par perte d'eau soit à partir d'un sol nu soit à partir d'une surface d'eau libre. L'évaporation d'une surface d'eau libre dépend des propriétés physiques de l'eau telles que la température, la profondeur et la salinité. L'évaporation dépend non seulement des conditions météorologiques mais aussi de la disponibilité en eau. La quantité d'eau pouvant être évaporée à partir d'une surface dépend de la quantité de chaleur provenant du soleil. Cette quantité de chaleur varie, d'une part, selon les conditions géographiques (gradient de latitude) et d'autre part, selon l'élévation de la surface liquide par rapport au niveau de la mer (gradient altimétrique).

L'évapotranspiration (ETP) est la somme de l'évaporation et la transpiration des plantes de la surface terrestre vers l'atmosphère. La transpiration est le mouvement de l'eau à partir des plantes et la perte de l'eau sous forme de vapeur à travers les stomates des feuilles. Vu la difficulté de distinguer ces deux types de processus dans le cas d'un sol couvert par la végétation et du fait qu'ils se produisent simultanément, ils sont généralement regroupés sous le terme générique d'évapotranspiration. Elle constitue, après les précipitations, le terme le plus important du bilan hydrologique (Roche, 1963). Ainsi, la figure I. 18 résume les composantes principales du cycle de l'eau sous forme d'un schéma conceptuel.

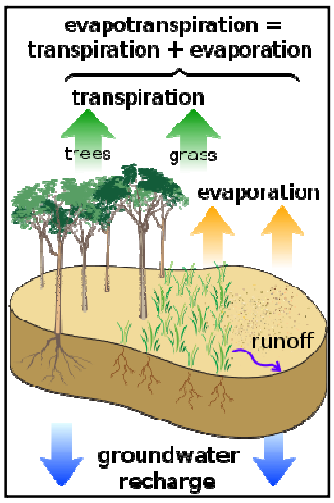


Fig.I. ***18*** *Schéma conceptuel des composantes principales du cycle de l'eau*

Dans les régions de Kébili et de Tozeur, les températures sont très élevées, ce qui plaide en faveur d'une ETP élevée. Pour l'estimation de cette composante, différentes formules ont été utilisées telles que la formule de Thornthwaite, Penman, Bouchet, Turc, Papadaakis et celle de l'INM. Depuis 1963, des évapotranspiromètres de type Thornthwaite ont été installés dans les stations de Tunis, Sfax, Kasserine, Gabès et Ksar Ghilène mais seulement les stations de Tunis et Kasserine continuent à fonctionner jusqu'à maintenant (Henia Larbi, 1987).

En effet, la comparaison entre les résultats des différentes formules avec les valeurs de l'ETP mesurées (Henia Larbi, 1987) montre que la formule de Turc est la meilleure utilisée pour le Sud tunisien.

Pour le calcul de l'ETP, on doit avoir l'évapotranspiration de référence (ETP_0). Ce paramètre est défini comme étant le degré d'évapotranspiration de référence d'une culture. Ainsi, diverses méthodes sont disponibles pour le calcul de l'évapotranspiration de référence des cultures (ETP_0). La méthode de Hargreaves et Samani, en 1985 a été utilisée dans cette

étude en se basant sur la disponibilité des données. Cette méthode calcule la moyenne quotidienne de l'ETP_0 extraterrestre, le rayonnement solaire et la moyenne de la température de l'air maximale et minimale en tant que :

ETP_0= 0,0023*Ra (Tmoy + 17,8)* √ (Tmax-Tmin)

Où Ra est le rayonnement solaire extraterrestre (mm/jour), Tmoy, Tmax et Tmin sont les quotidiennes moyennes, maximales et minimales des températures de l'air (°C) et ETP_0 est l'évapotranspiration de référence des cultures (mm/jour). À partir des valeurs de l'ETP_0, les évapotranspirations (ETP) ont été calculées avec des coefficients de culture (Kc) relatifs au palmier dattier estimés de l'ordre de 0,6 à l'aide de la relation suivante :

ETP= ETP_0*Kc

Les calculs de l'ETP donnent des valeurs de l'ordre de 1819 mm/an et de 1793 mm/an respectivement à Kébili et à Tozeur. D'après l'étude de Mamou en 1989, une ETP supérieure à 1500 mm/an confirme l'aridité du climat du Sud tunisien.

II.7. Indice climatique

Le quotient d'Emberger est spécifique du climat méditerranéen, il est le plus fréquemment utilisé en Afrique du Nord. Tenant compte des précipitations et des températures, le quotient Q_2 a été formulé de la façon suivante :

$Q_2 = [2*P/(M^2 - m^2)]*1000$

Q_2 : Quotient pluviométrique d'Emberger

P : pluviométrie moyenne annuelle en mm

M : la température moyenne maximale du mois le plus chaud en °K.

m: la température moyenne minimale du mois le plus froid en °K.

La valeur (M + m)/2, du fait de son expression en degré Kelvin, varie peu. Stewart en 1969 l'assimile à une constante k = 3,43, d'où le quotient $Q_3 = 3,43 \times P/[M - m]$.

M et m s'expriment en degré Celsius, Emberger a mentionné qu'un climat ne peut être caractérisé que si à la valeur de Q_2 vient s'ajouter celle de « m » (Emberger, 1955). Ce qui fait que les stations météorologiques, de même Q_2, peuvent être différenciées par leurs valeurs de « m ».

Le Q_2 nous a permis de localiser nos stations météorologiques sur le Climatogramme d'Emberger. Cet auteur a mis au point un zonage du bioclimat méditerranéen du plus sec vers le plus humide en combinant les données climatologiques et celles de la végétation. On

distingue le plus souvent les étages bioclimatiques saharien, aride, semi-aride, sub-humide et humide. Chaque étage comprend une stratification verticale. Par exemple, l'étage bioclimatique aride est subdivisé en aride supérieur, aride moyen et aride inférieur en fonction des précipitations (Le Houerou et *al.*, 1977). De même selon la valeur de m, Emberger a borné chacun des étages bioclimatiques en sous étage (Emberger, 1942). D'après ce diagramme (Fig. I. 19), on remarque que notre zone d'étude se situe dans l'étage bioclimatique du saharien supérieur.

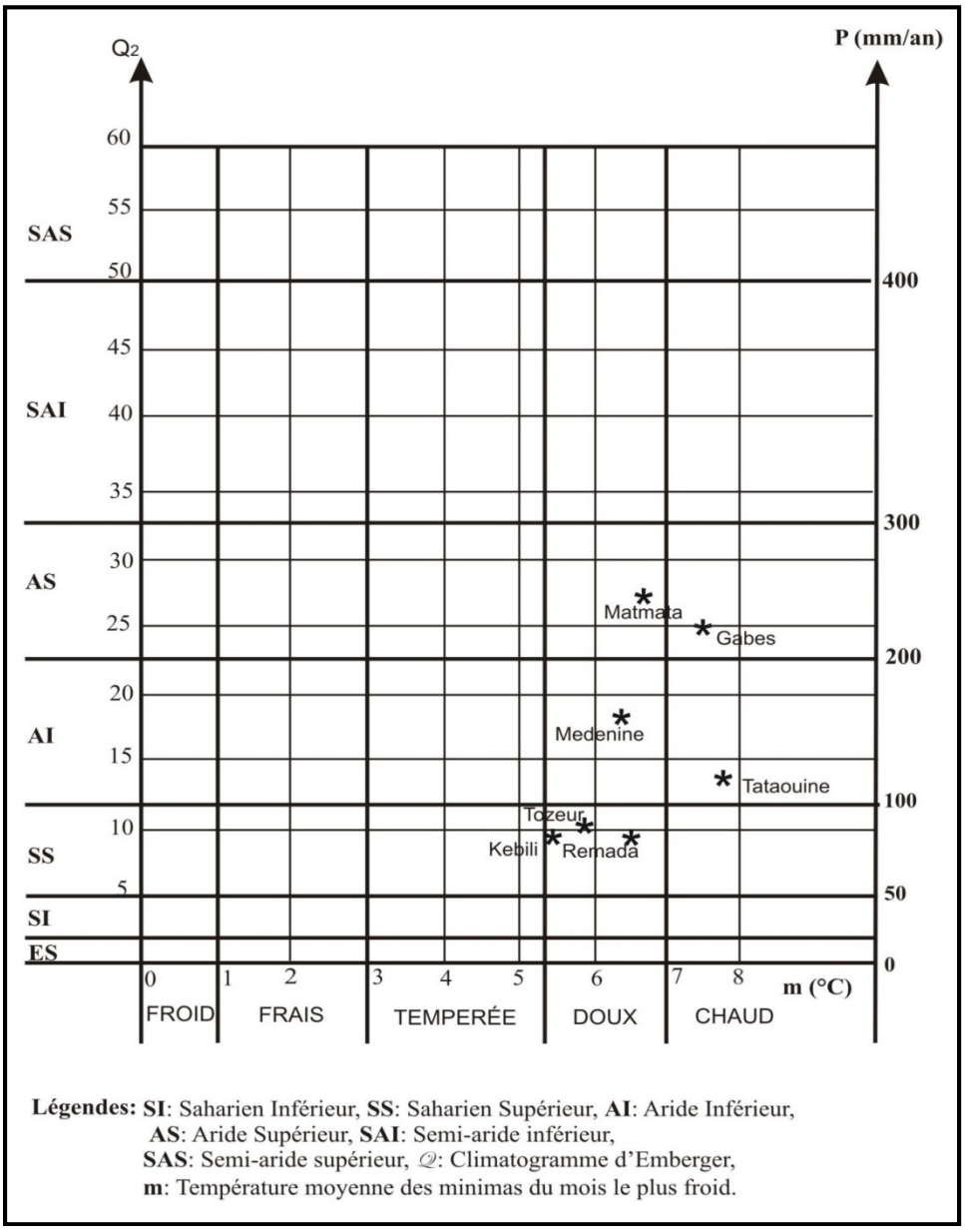


Fig.I. 19 *Climatogramme d'Emberge*r

III. Cadre hydrologique

III.1 Le réseau hydrographique

Le secteur d'étude se caractérise par un réseau hydrographique très peu dense. Au niveau de la Nefzaoua, on distingue les bassins versants du Tebaga, du Dahar et de Bouflidja qui comportent un certain nombre d'oueds (Tableau I. 1 et Tableau I. 2) (Touil, 1997).

Les diverses caractéristiques physiques de ces bassins versants ont été calculées à partir des cartes au 1/100.000 des régions (Fersi, 1979).

Pour chacun des bassins ; les paramètres suivants ont été déterminés :

- La surface S du bassin versant (en Km²),
- La longueur L et la largeur l du rectangle équivalent ainsi que le périmètre stylisé P (en Km),
- Le coefficient de forme de Gravelius: $K_c = 0{,}28.\ P / S^{0.5}$,
- Les altitudes maximales (Hmax), minimale (Hmin),
- L'indice de pente global $lg = (H_{5\%} - H_{95\%})/ L$ (en m/Km),
- La dénivelée spécifique Ds (en m).

La dénivelée spécifique déterminée par la relation $Ds = Ig * A^{0.5}$ permet de classer le relief de chacun des bassins selon la classification suivante (Touil, 1997):

- Classe R1 : Ds < 10 m : Relief très faible,
- Classe R2 :10 <Ds <25 m : Relief faible,
- Classe R3 : 25 <Ds < 50 m : Relief assez faible,
- Classe R4 :50 <Ds < 100 m : Relief modéré,
- Classe R5 :100 <Ds <250 m : Relief assez fort,
- Classe R6 :250 <Ds <500 m Relief fort,
- Classe R7 : Ds > 500 m : Relief très fort.

Nous présentons dans les tableaux ci-après les caractéristiques physiques pour les principaux oueds de chacun de ces bassins versants (Touil, 1997):

Tableau I. 1 Caractéristiques physiques des bassins versants de la région de Tebaga et Dahar

N°	Nom de cours d'eau	A(km²)	P(km)	L(km)	I(km)	Hmax(m)	Hmin(m)	H5(m)	H95(m)	H50(m)	H moy	D(m)	IG(m)
1	O. El Hachana	6,8	10	3,2	1,8	165	30	125	32	46	57	93	29
2	O.Brimba	20,7	21,2	8,5	2,4	155	25	69	23	57	90	46	5,4
3	O.El Melah-Nord de Kebili	65	38	14,5	4,5	257	25	155	50	88	141	105	7,2
4	O.El Hallouf	1800	175	52,8	34,1	713	155	495	142,5	300	434	352,5	6,67
5	O.Oum Goulam	31,5	37	16,5	1,9	302	47	217	67	136	147,5	150	9,1
6	O.Dzou	53,7	44	17,6	3,1	394	120	345	145	225	257	200	11,4
7	O.Sedret El M'bet	22	20	6,5	3,4	252	90	221	105	145	171	116	17,8
8	O.Ben Gharbia	13,7	17	6,3	2,2	327	100	316	121	153	213,5	195	31
9	O.Guelib El Anz	7,5	15	6,3	1,2	355	100	338	126	170	227,5	212	33,6
10	O.El Ghirane	8,5	12	3,7	2,3	300	125	273	131	178	212,5	142	38,4
11	O.Thmed	9,5	15	5,9	1,6	350	125	284	134	183	237,5	150	25,4
12	O.El Merbah	8,6	14	5,3	1,6	394	150	357	165	211	272	192	36,2
13	O.Med Senoussi	10,2	16	6,4	1,6	394	150	373	175	209	272	216	33,8
14	O.Recifa	6,8	18	8,1	0,85	375	140	358	158	215	257,5	200	24,7
15	O.El Hassane	27	30	12,7	2,15	429	140	410	177	291	284,5	233	18?3
16	O.El Hadj M'hamedO	14,5	18,5	7,2	2	450	175	405	195	250	312,5	210	27,8
17	O.El Majene	16,5	28	12,7	1,3	280	120	254	133	163	200	121	9,53
18	O.El Melah-Dahar	427,5	87	28,8	14,5	429	70	284	80	145	249,5	204	7,08
19	O.El Guelta	25,7	29	12,3	2,1	445	160	384	176	262	302,5	208	16,9
20	O.El Guessiet	17	24	10,4	1,6	425	150	345	160	238	287,5	185	17,8

Tableau I. 2 Caractéristiques physiques des bassins versants de la région de Bouflidja

N°	Nom de cours d'eau	A(km²)	P (km)	Kc	L (km)	I (km)	Hmax (m)	Hmin (m)	H5 (m)	H95 (m)	H50 (m)	H moy (m)	D (m)	IG (m)
1	O.Belkhacheb	824	133	1,3	50	16,5	689	230	*	*	*	459,5	137	3,5
2	O.Larage	670	124	1,34	48	14	599	240	*	*	*	419,5	136	5,27
3	O.Mogren	1540	190	1,36	74,2	20,8	689	215	*	*	*	402	137	3,5
4	O.Rchada	108	51	1,36	19,8	5,5	427	248	*	*	*	337,5	57	5,5
5	O.Mehabes	576	145	1,69	63,4	9,1	605	215	*	*	*	410	97	4

III.2 Les caractéristiques hydrologiques

Pour le calcul des apports ruisselés et mobilisables des différents bassins versants de la région de kébili, on s'est basé sur la Formule de Fersi. Cette formule, appliquée dans le cas des bassins versants de la Tunisie du Centre et du Sud de régime pluviométrique moyen annuel inférieur à 400 mm, s'écrit :

$R = 0{,}0164\ P \sqrt{Ig}$; avec

P : pluviométrie moyenne du bassin versant en mm,

Ig: indice de pente global du bassin versant en m/km,

R: moyenne de la lame annuelle écoulée (en mm).

Pour l'application de cette formule, il suffit de considérer pour chaque bassin l'indice de pente globale et d'estimer la pluie moyenne sur le bassin. Les résultats des apports ruisselés et mobilisables des différents bassins versants de la région de kébili sont récapitulés dans le tableau I.3.

Au niveau du Djérid, le réseau hydrographique est très peu développé. La ride de Tozeur, formée d'affleurements de sable, contribue plus ou moins à la recharge des nappes du Plio-Quaternaire et celles du Complexe Terminal dans ces endroits et le ruissellement ne se produit qu'à l'occasion des périodes exceptionnellement pluvieuses.

Tableau I. 3 Les apports ruisselés et mobilisables des bassins versants du gouvernorat de Kébili

N° D'ordre	Nom du Bassin versant	Volume ruisselé 10^6 m ^{3}	Volume mobilisable 10^6 m^3
1	O. Brimba	0,079	0,079
2	O. El Hachana	0,06	0,06
3	O. El Melah- Nord Kébili	0,286	0,286
4	O. Oum Goulam	0,154	0,154
5	O. El Melah- Dahar	1,9	1,9
6	O. El Guelta- Dahar	0,172	0,172
7	O. El Guessiet- Dahar	0,117	0,117
8	O. El Hallouf- Dahar	9,2	9,2
9	O. Bouflidja	3,4	-

Source : Touil, 1997

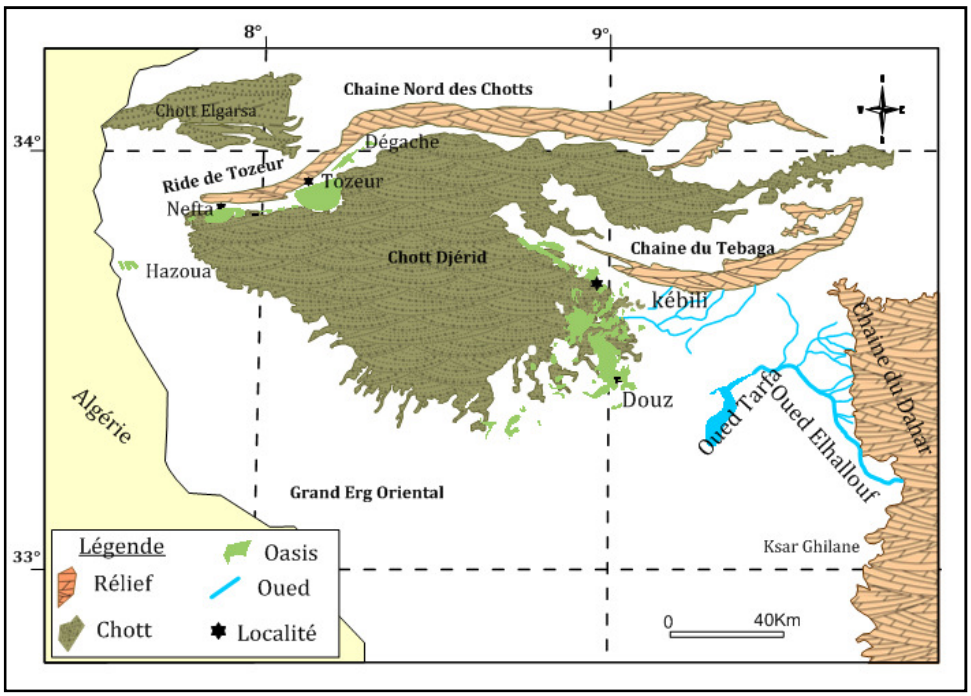


Fig.I. 20: Carte du réseau hydrographique

IV. Généralités

IV. 1.Végétation et agriculture

Du fait que le secteur d'étude est situé à côté du désert avec un climat aride à hyperaride, la végétation normale dépend fortement de l'approvisionnement en suffisamment d'eau de pluie ou des eaux souterraines. En dehors de l'oasis, la distribution de la végétation normale dépend de l'occurrence de suffisamment d'approvisionnement en eau. Il y a seulement des espèces halophytique et des petits buissons en bois et arbustes, parfois des touffes d'herbe. Les Halophytes sont principalement étendus dans les secteurs autour des sebkhas ou à l'Est du Chott Djérid. Les plus importantes cultures sont les palmiers dattiers. Ces derniers tolèrent bien le climat aride. Ils se développent bien avec plus de soleil et moins de précipitation. Les palmiers dattiers sont fortement résistants aux sels (limite de salinité de 6 g/l). Les dattes sont exportées en grande quantité et fournissent également des possibilités d'emploi dans le Sud de la Tunisie. La région de la Nefzaoua est considérée comme le producteur de la meilleure qualité des dattes du monde (sans compter certaines oasis dans l'Algérie et la Californie), à savoir le "Deglet Nour" (*Phoenix dactylifera*). Dans la Nefzaoua, l'irrigation traditionnelle des palmiers dattiers est faite par des inondations commandées de petits secteurs d'oasis. Les palmiers dattiers donnent assez d'ombres par leurs feuilles pour causer un microclimat approprié pour la culture d'autres plantes. Au total, il y a trois niveaux de culture, différents dans la taille. Le premier niveau (le plus élevé) formé par les palmiers dattiers avec ses différentes variétés. Le second niveau est celui des cultures fruitières. Outre que le palmier, on y trouve le grenadier, l'olivier, le pommier, le figuier, l'abricotier et les agrumes. Le troisième niveau est formé par les cultures maraichères et fourragères.

IV.2. Géomorphologie

La zone d'étude, formée par la Nefzaoua et le Djérid, présente les unités géomorphologiques suivantes :

IV.2.1 Les chaînes de montagnes

IV.2.1.1 La chaîne de Tebaga de Kébili

C'est une structure courbe allongée sur une centaine de Kilomètres de direction générale E-W, constituant l'ensemble des cuestas et culminant à 476 m avec des affleurements

du Turonien. Une ample dépression perchée à 350 m d'altitude les sépare. Des petits oueds anaclinaux percent les cuestas (Mamou, 1976).

IV.2.1.2 La chaîne Nord des Chotts (Chareb) et la ride de Tozeur

La chaîne montagneuse du Chareb jalonne les limites Nord du Chott Djérid et du Chott Fedjej, sur une distance totale de 200 km d'Est en Ouest. Elle atteint une altitude maximale de 645 m. Cette chaine plonge vers l'Ouest par la ride de Tozeur avec une altitude moyenne comprise entre 50 et 180 m. Cette chaîne est formée de bandes calcaires plissées du Crétacé supérieur.

IV.2.1.3 La chaîne du Dahar

Elle est représentée par le Dahar Nord correspondant à la zone en dôme se situant en avant de la plate forme saharienne. Les déformations sont de faible ampleur et rapprochées (Ben Baccar, 1982).

Au Sud du djebel Tebaga de Kébili, le paysage change. Dans l'aire délimité au Nord par Djebel Tebaga, au Sud par le Grand Erg Oriental, à l'Ouest par Chott Djérid et a l'Est par les massifs de Matmata, le relief se différencie nettement de celui du reste de la région de Kébili, la région ainsi définie est connue sous le nom du Dahar.

Le paysage morphologique est d'une grande simplicité. Des lanières de plateau et des buttes-témoins, flanquées de longs versants, dominant, de quelques dizaines de mètres des larges vallées où s'incrustent des oueds, morts pour la plupart.

IV.2.2 Les glacis du piedmont

On les rencontre au pied des Djebels avec une extension des affleurements de roches meubles. L'analyse morphologique permet de différencier plusieurs glacis au-dessus des thalwegs. Emboîtés les uns dans les autres, ils sont en nombre de trois (Coque, 1962).

L'ensemble des glacis, se développant au Nord et au Sud des chaînes de montagnes du Chareb et de Tebaga, présentent un degré de durcissement en surface assez élevé et ceci par la présence des croûtes gypseuses et des matériaux fins indurés par le gypse et par des conglomérats consolidés, ce qui diminue leur aptitude à l'utilisation agricole, ils sont exclusivement utilisés comme des parcours. En fait, l'existence constante de trois glacis situés dans des prolongements des paléo-versants, établit une parenté fondamentale entre tous les piedmonts. Le glacis d'accumulation est un phénomène qui caractérise les piedmonts des montagnes du Sud tunisien. Ce phénomène est en rapport avec la variation des facteurs qui conditionnent le transport des matériaux détritiques et en premier lieu le climat (Coque, 1962).

IV.2.3 Les dépressions fermées : Le Chott Djérid

Le Chott Djérid est une dépression fermée ou zone basse avec des formations argilo-gypseuses en surface. Il se caractérise par une superficie de l'ordre de 4600 Km^2 (Gueddari, 1980), une surface plane, une carapace de sel en surface et l'absence de végétation (Mamou, 1976). Le Chott Djérid constitue le point le plus bas de la Nefzaoua. Il présente une altitude moyenne de l'ordre de 16 m. Il est caractérisé par deux paysages essentiels :

- Un paysage de Sebkha constitué de vastes surfaces planes en apparence dépourvues de toute végétation, couvert d'un tapis de cristallisation saline. En surface, on trouve un horizon, de structure grumeleuse, formé de petits agrégats de sels englobant des particules de limon et d'argile, au-dessus duquel se déposent des formations plus ou moins imbibées d'eau et très riches en cristaux de sels de chlorure et de gypse.
- Une steppe halophile de densité et de largeur variables qui contourne la Sebkha et constitue le chott proprement dit. Ce paysage du Chott est plus ou moins recouvert par des voiles ou des nappes de sable éolien. Il est, par endroit, surmonté par des éléments de terrasses gypseuses.

L'évolution géomorphologique des Chotts (Coque, 1962) présente une succession d'épisodes lagunaires et des creusements marqués, respectivement, par l'existence des formations à Cardium et des terrasses gypseuses.

IV.3. Les processus pédogénétiques des sols

L'évolution et la genèse des sols est conditionnée par des facteurs principaux tels que les roches affleurantes et le climat. Parmi les roches les plus prépondérantes en surface, on trouve le calcaire, le gypse, les argiles gypseuses, le sable et le grès. Ces matériaux ont subit différents types d'évolutions pédogénétiques sous l'effet des conditions climatiques et paléo-climatiques. Parmi les principaux aspects qui marquent l'évolution des sols, on distingue :

- La salinisation des sols,
- L'hydromorphie ancienne et actuelle,
- La dynamique du gypse,
- L'érosion hydrique et éolienne,
- L'apport hydrique et éolien.

Ces aspects pédogénétiques sont les plus actifs dans la région de la Nefzaoua et se repartissent dans l'espace de la façon suivante :

-La salinisation des sols caractérise toute la région des Chotts (Djérid et Fejej) et leurs environs. On enregistre l'extension de l'halomorphie, dans la région, sous l'effet de la salinisation de la nappe phréatique. Ainsi, l'irrigation par des eaux chargées en sels et le mal fonctionnement du réseau de drainage dans les oasis peut provoquer une salinisation progressive des sols dans les oasis.

-Autour du Chott, la dynamique du gypse dans les sols est un caractère fondamental. Ainsi, la présence du gypse dans les sols sous forme d'une vaste auréole de terre, d'une profondeur de 1,5 à 2 m, caractérise ces régions. Il se présente sous différents états (cristaux solubles, concrétions, encroûtements et croûtes).

-La dégradation des sols, sous l'effet de l'érosion hydrique et éolienne, constitue un facteur fondamental. Elle est à l'origine des dégâts importants sur la couverture pédologique en transportant les couches meubles des sols d'un point à un autre. De ce fait, les sels minéraux bruts, issus d'érosion éolienne, occupent des surfaces très importantes dans les régions environnantes du Chott Djérid.

Dans le secteur de la Nefzaoua, la couverture de sol est directement au-dessus des sables de Mio-Pliocène. La différentiation entre ces formations n'est pratiquement pas possible, en raison du manque des fossiles caractéristiques et d'une amélioration plus forte des structures du sol. La constitution d'un sol se fait par altération de la roche mère. On distingue différents types de roches mères (Pouget, 1965; in Mamou, 1976) :

- Sable éolien gypseux à très gypseux,
- Ancienne croûte gypseuse de nappe,
- Conglomérat à cardium,
- Argiles conglomératiques à cristaux de gypse,
- Alluvions à colluvions, du Pontien supérieur-Quaternaire, à texture variée essentiellement constituée de sable argileux à teneur en gypse variable,
- Anciens sols de cultures.

Le degré d'évolution d'un sol se détermine par la topographie du terrain naturel et l'influence des nappes phréatiques et de l'Homme. Les piedmonts de la Nefzaoua couverts de croûtes et d'encroûtements gypseux ne constituent pas des sols favorables à l'irrigation et aux cultures. Ce sont les plaines situées sur les bordures des dépressions fermées salées qui constituent la grande partie des sols cultivés de la région. La morphologie en pente de Tebaga vers les chotts permet de classer les sols de la Nefzaoua en différents types (Mamou, 1976) :

-Sols non évolués : sous classe : climatique et non climatique.

-Sols peu évolués, sols peu évolués sains, sols peu évolués à hydromorphie de pseudogley, sols peu évolués à hydromorphie d'amas et nodules gypseuses, sols peu évolués anthropiques.
-Sols hydromorphes : groupe Gley dominant, groupe pseudogley d'ensemble, groupe à remise en mouvement du gypse.
-Sols calco-magnésomorphes : sur sable éolien gypseux, sur sable éolien consolidé en croute de nappe.

B. CADRE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE LA ZONE D'ÉTUDE

I. Introduction

Le Djérid et la Nefzaoua ont fait l'objet de nombreux travaux de cartographie (Projet de cartographie du Sud, Gafsa), de stratigraphie et de tectonique. Ces travaux sont menés dans le cadre d'études de prospection (phosphates, gaz et pétrole essentiellement). Les reconnaissances hydrogéologiques par forages d'eau et forages pétroliers ont également contribué à l'acquisition de certaines données géologiques de la région.

Ainsi, beaucoup d'auteurs ont travaillé sur la géologie du Djérid et de la Nefzaoua, depuis la fin du 19^{émè} siècle (Mamou, 1976; Ben Ouezdou, 1983; Ben Ouezdou, 1994). L'intérêt hydrogéologique consacré à la région a été porté principalement après le tarissement des sources et la réalisation des nombreux forages pour remplacer les sources sourdant des nappes du CT et du CI. Ces forages, réalisés dans différentes zones du Djérid, ont permis la précision de la structure géologique et les caractéristiques des différentes nappes.

L'étude géomorphologique de la Tunisie présaharienne élaboré par Ben Ouezdou en 1983 et Ben Ouezdou en 1994 était parmi les études rares qui ont bien approfondi l'aspect géologique de la région de la Nefzaoua.

La description lithostratigraphique des formations géologiques a été faite en se référant aux études de Burollet, 1956; M'Rabet, 1981; Baccar, 1982 et Yahyaoui, 1996 ; aux documents finaux du projet (ERESS, 1972), aux comptes rendus de fin des travaux des forages d'eaux et aux travaux des pétroliers (Mobil, Amoco, Socco).

II. Stratigraphie

Le Djérid et la Nefzaoua constituent deux contextes hydrogéologiques différents dont l'exutoire est le Chott Djérid. La Nefzaoua se caractérise par les affleurements allant du Sénonien inférieur au Quaternaire avec une lacune au niveau du Paléocène. Le Crétacé inférieur est reconnu grâce aux forages pétroliers et aux forages d'eau avec des profondeurs qui dépassent les 1000 m. Au niveau du Djérid, les principales formations géologiques se situent en profondeur et sont reconnues grâce aux forages pétroliers et aux forages d'eau. Les formations affleurantes se limitent au Quaternaire principalement sur les bordures des Chotts et dans la région de Hazoua, le Miocène sableux et argileux au niveau de la ride de Tozeur, le Sénonien carbonaté à Dégache. Les formations affleurantes du CI s'observent plus à l'Est (Fig. I.21).

N.B. Les localités et les forages cités dans le texte sont présentés sur la figure I.21.

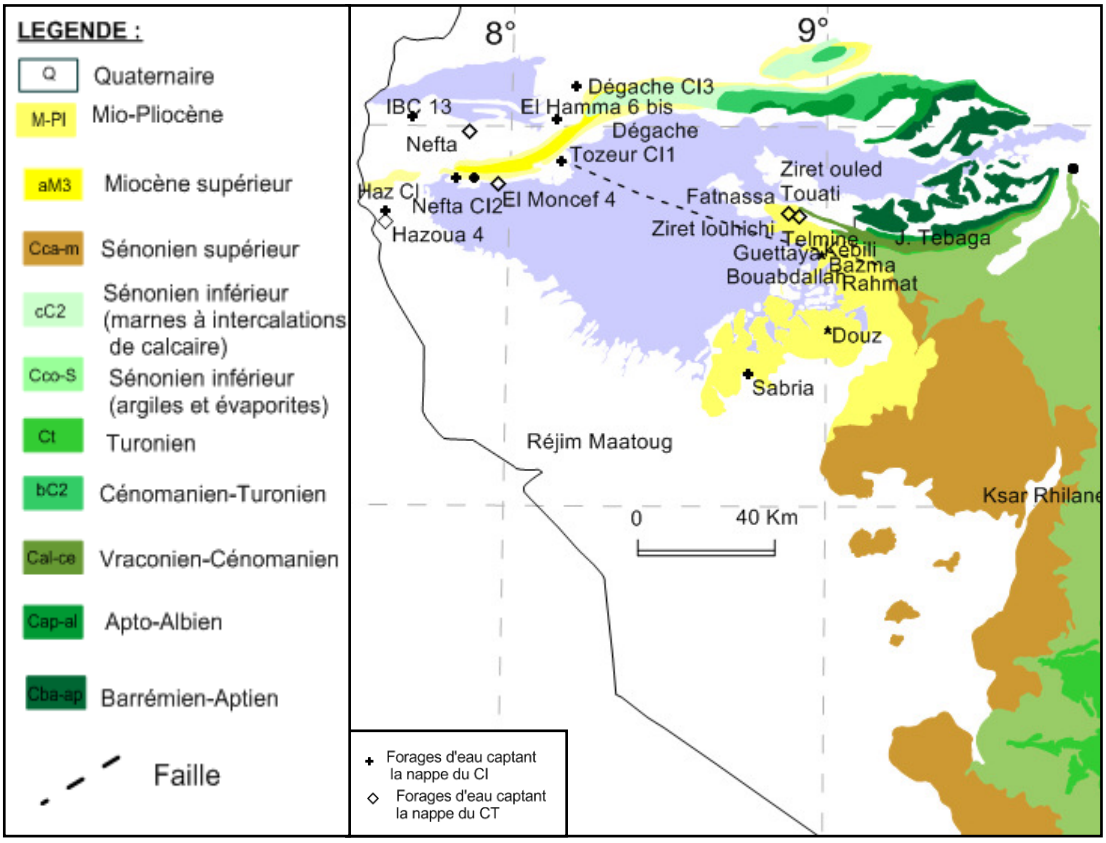


Fig.I. 21 : *Carte géologique de la zone d'étude (Sud Ouest tunisien) (Extraite de la carte géologique de la Tunisie, Échelle 1/500 000)*

II.1. Le Crétacé inférieur

Le Crétacé inférieur du Sud tunisien se caractérise par un long épisode de sédimentation continentale. Sous la Nefzaoua, les formations du Crétacé inférieur deviennent plus épaisses avec les mêmes faciès que celui du sillon des Chotts (Mamou, 1990). Ces faciès subissent des changements importants vers le Nord, dans le Djérid et la région de Gafsa. Les faciès du Crétacé inférieur du Djérid, reconnus par sondages (Mamou, 1986), ont montré que les sables de Boudinar ont une épaisseur de l'ordre de 400 m. L'épaisseur de la formation Bouhedma ne dépasse pas 300 m, tandis que, celle de Sidi Aich, est de l'ordre de 120 m.

Dans la Nefzaoua, la limite inférieure de cette série est constituée par les formations calcaro-marneuses du Jurassique supérieur. La limite supérieure est constituée par la dolomie aptienne visible le long de la chaine de Tébaga (Mamou, 1976). En affleurement, on peut distinguer les formations suivantes qui se succèdent de bas en haut avec les correspondances au niveau du Djérid (SEREPT, 1950; Mamou, 1976).

– La série de Kebeur El Hadj : Constituant le cœur de l'anticlinal du Fédjaj, cette série n'est connue, sur toute son épaisseur, que par sondage. Elle commence par une masse de grès à stratification entrecroisée, se poursuit par une alternance de grès, d'argiles bariolées, de gypses et certains niveaux marno-calcaires. L'ensemble est surmonté par des grès à stratification entrecroisée accompagné d'un niveau dolomitique. Une alternance d'argiles bariolées, de gypses et de calcaires marneux en baguettes constitue le dernier niveau de la série. La puissance de ce complexe laguno-continental se réduit, plus rapidement, vers l'Est et le Nord que vers le Sud (Coque, 1962; Mamou, 1976). A ce niveau correspond la formation Sidi-khralif-Melloussi, au niveau du Djérid. La formation Sidi-khralif (Bérriasien-Valanginien) correspond à des argiles, des calcaires marneux avec des séquences réduites de grès argileux. Elle est décrite, seulement, à partir des forages pétroliers. La formation Melloussi est constituée par des argiles vertes, des marnes grises schisteuses avec des niveaux minces de sables et de grès. Elles deviennent carbonatées au sommet. Ces formations présentent une épaisseur moyenne de 650 m.

- Les grès du Chott : Cette série est représentée au niveau de la Nefzaoua par des grès à stratification entrecroisée avec parfois des intercalations d'argiles rouges et quelques lits gypseux (Mamou, 1976). Au niveau du Djérid, elle correspond à la formation Boudinar (Hauterivien supérieur-Barrémien inférieur). La partie sommitale de cette formation est, essentiellement, constituée par une succession de niveaux gréseux et sableux et d'autres plus épais d'argiles versicolores parfois gypseuses et d'argiles gréseuses.

– Les grès à bois : formation Bouhedma (Djérid) : Ils se présentent sous forme de grès à stratification entrecroisée avec passages d'argiles rouges parfois gypseuses. Ils se caractérisent par la présence d'un épisode dolomitique dit dolomie noire au milieu des grès qui passe, latéralement en un grès dolomitique rose (Mamou, 1976). Cette série est correspondante à la formation Bouhedma (Barrémien inférieur et moyen). Elle est composée de séquences mixtes qui peuvent être subdivisées en deux ensembles. Un niveau inférieur essentiellement marneux et gypseux avec des intercalations argilo-gypseuses et des bancs de calcaires et de calcaires marneux. Le niveau supérieur est plutôt carbonaté et se termine par un niveau gréso-argileux (20 à 25 m) (Moumni, 2001). L'épaisseur de cette formation varie de 230 m à Dégache à 200 m à Nefta.

– Les grès supérieurs à Nefzaoua : formation Sidi Aich (Djérid) : Les grès supérieurs de la Nefzaoua d'âge Barrémien présentent une épaisseur moyenne de plus de 600 m. Ils s'agissent

de grès friables à stratification entrecroisée avec certains faciès particuliers liés à la tectonique (régions de Limaguess et extrémité orientale de Tébaga).

À ces faciès, correspond, au niveau du Djérid, la formation Sidi Aich (Aptien inférieur-Barrémien supérieur). Elle débute par une séquence de sables fins et blancs et des silts. Puis, vient une succession des grès ferrugineux et des sables à grains fins à moyen blancs parfois roses. Des argiles gréseuses d'épaisseur variant entre 4 et 6 m, s'y intercalent. La série se termine par des argiles brunes peu gréseuses devenant vertes au sommet. Cette séquence est épaisse de 15 à 20 m. Elle se caractérise par son faciès gréseux et sableux et par la constance dans son épaisseur (100 à 150 m).

– La dolomie aptienne : L'Aptien se distingue par des dolomies grise et ocre. Ce niveau dolomitique intercalé entre les séries détritiques du Barrémien et les niveaux marno-argileux de la formation Orbata (Albien), constitue un marqueur sismique formant un bon repère lithostratigraphique. La masse dolomitique surmontant les grès et les sables est connue sous le nom de dolomie Aptienne. Le fait d'attribuer un âge Aptien supérieur-Barrémien inférieur à la formation des sables de Sidi Aich, renvoie la dolomie aptienne à l'Aptien supérieur.

II.2. Le Crétacé supérieur

II.2.1. Le Cénomanien

Au niveau de la chaine de Tebaga de Kébili, le cénomanien se caractérise par trois épisodes de sédimentation avec épaisseur totale de l'ordre de 500 m qui sont de la base au sommet (Mamou, 1976):

À la base: Calcaires dolomitiques formant une corniche surmontée de calcaires en petits bancs lités séparés par des intercalations marneuses.
Au milieu: Marnes vertres et gypses sous forme de bancs d'épaisseurs variables.
Au sommet: Calcaires en gros bancs dolomitisés. Le sommet de cette série est difficile à distinguer du Turonien qui se présente sous forme d'une corniche à calcaire dolomitisé.

Au niveau de la nefzaoua, certains forages (Bouabdallah, Fatnassa...) semblent avoir atteint la partie supérieur du Cénomanien. Le forage de sabria (N° IRH 6730/5) est le seul qui présente un Cénomanien daté paléontologiquement dans toute la Nefzaoua avec une épaisseur de 195 m. Il semble plus développé à proximité de Tebaga (plus de 358 m à kébili), mais il atteint 390 m à Ksar Rhilane (Mamou, 1976).

Au niveau du Djérid, le Cénomanien présente des épaisseurs moyennes de 500 m. Il a été rencontré à Nefta CI2 (N° 19227) entre 1304 et 1907 m et constitué essentiellement par des calcaires au sommet et des calcaires dolomitiques à la base. À Tozeur CI1 (N° 19262), le Cénomanien est traversé entre 998 et 1464 m. Il est formé par des calcaires à la base et par des intercalations de marnes et marno-calcaires au sommet (Mamou, 1976).

II.2.2. Le Turonien

Au niveau de la chaine Tebaga de Kébili, le Turonien forme la prémière Cuesta vers le Sud de cette chaine. Dans la partie occidentale, le Turonien présente une épaisseur de calcaire blanc variable entre 6 m et 24 m (SEREPT, 1950). Faisant suite à ces calcaires blancs, une masse de dolomie cristalline, en gros bancs bien lités, très dures, constitue la prémière falaise de Tebaga. Cette dolomie presente une épaisseur qui varie le long de la chaine de Tebaga entre 70 m et 110 m (Mamou, 1976).

En fait, à part les forages de la Nefzaoua qui sont à proximité immédiate de la chaine de Tebaga, le Turonien n'est reconnu que dans les forages dont la profondeur dépasse 300 m (Sabria, Ksar Rhilane). Parmi les forages de la Nefzaoua qui recoupent le Turonien, on note les forages suivants: El Goléa (N° IRH 13529/5), Ziret el Ouihichi (N° IRH 16731/5), Ouled Touati (N° IRH 14658/5) et Oued Zira 2 (N° IRH 16731/5). Seul ce dernier forage semble traverser la barre Turonienne sur toute son épaisseur (72 m). Les autres forages ne traversent qu'une partie de ce Turonien (31 à 46 m). Le Turonien dans le forage de Ksar Tebeul (N° IRH 5755/5) fait 80 m d'épaisseur sous forme d'un calcaire jaunâtre dolomitique qui fait la continuité du niveau supérieur du Cénomanien. Cette dalle semble plus réduite entre Bou Abdellah et Fatnassa. À Ksar Rhilane, le Turonien presente une série de bancs lités de calcaires et marno-calcaires. Ce même faciès se rencontre au niveau du Sénonien supérieur (Mamou, 1976).

Au niveau du Djérid le Turonien correspond aux calcaires et calcaires dolomitiques surmontant l'epaisse série du Cénomanien. Ainsi les dolomies et les calcaires du Turonien constitue avec la dolomie aptienne d'excellents repères stratigraphiques et sismiques (Kamel, 2007). Le Turonien presente une variation d'épaisseur et de profondeur. Il atteint, au forage Dégache CI3, 30 m d'épaisseur (705-735), alors qu'au niveau du forage Hazoua (N°20365/5), Il arrive à 190 m d'épaisseur (1060-1270).

II.2.3. Le Sénonien

II.2.3.1. Le Sénonien inférieur (formation Aleg)

Au niveau de la Nefzaoua, le Sénonien inférieur existe dans la partie Est de la chaine de Tebaga (Mamou, 1976 in SEREPT, 1950). Au niveau du flanc méridional du Tebaga, s'intercale une série marno-gypseuse blanche très puissante, dédoublée par une barre de calcaire blanc bien lité à Inocérames (Mamou, 1976 in Coque, 1962). Dans la partie orientale de la Nefzaoua, le Sénonien inférieur à marno-calcaire est representé par des épaisseurs métriques (Mamou, 1976). Plus à l'Est, c'est la série marno-gypseuse qui affleure avec des épaisseurs de l'ordre de 600 m.

En profondeur, le Sénonien inférieur se caractérise par deux niveaux marno-gypseux et calcaires. Le niveau marno-gypseux ou Sénonien lagunaire étant plus épais et ressemble dans sa lithologie au Cénomanien moyen.

Au niveau du Djérid, le Sénonien constitue le substratum des sables miocènes, dans la partie Est de Tozeur, où le paléogène est absent. À l'Ouest de Tozeur jusqu'à Hazoua, le Sénonien est couvert par les formations calcaires et phosphatées de l'Eocène et/ou du Paléocène.

II.2.3.2. Le Sénonien supérieur (formation Abiod)

Au niveau de la Nefzaoua, le Sénonien supérieur est répresenté par la fomation Abiod avec deux masses de calcaires blancs crayeux ou cristallins séparées par un niveau argilo-marneux plus ou moins épais. À la base de cette série, se trouve une série plus marneuse correspondant à la formation Aleg (Mamou, 1976). Ainsi, les faciès calcaires les plus fréquents de la Nefzaoua sont les suivants:

Calcaires, blancs, crayeux: Il est connu dans les forages de la partie Est du Chott Djérid (Bazma, Rahmat...) et s'étend vers l'Ouest jusqu'à Guettaya et Télmine. Il semble que c'est le niveau stratigraphique le plus haut du Sénonien connu dans la Nefzaoua.

Calcaires, durs, jaunâtres, recristallisés: Ils constituent la série intermédiare entre les calcaires à orbitoides du Campanien (Abiod inférieur) et les calcaires du Maastrichtien (Abiod supérieur).

Calcaires marneux, gris jaunes, verts: Ils présentent une tendance à être sableux. Ils constituent une partie de la série des marno-calcaires intermédiares (Abiod moyen) avec une variation de l'épaisseur et de la lithologie de ce faciès.

Calcaires blancs, durs, massifs: Ils constituent les calcaires à orbitoides de l'Abiod inférieur.

II.3. Le Tertiaire et le Quaternaire

II.3.1. Le Paléocène

Il est absent au niveau de la Nefzaoua. Il est formé par une série marno-argileuse correspondant aux argiles de transition, du Crétacé au Tertiaire. Le Paléocène est traversé uniquement par forages d'eaux et forages pétroliers à l'Ouest de Nafta.

II.3.2. L'Éocène

L'Éocène est absent au niveau de la Nefzaoua et dans le secteur d'El Hamma à Dégache. Tout comme le Paléocène, l'Éocène est reconnu par les forages d'eau et les sondages miniers. Il est représenté par deux barres de calcaires intercalées par des niveaux marneux et phosphatés. Il correspond à la formation Thelja. Il est généralement riche en phosphates et exploité dans le bassin minier de Gafsa-Metlaoui. L'Éocène est isolé du Sénonien carbonaté, à l'Ouest de Nafta, par les marnes et les argiles de la formation El Haria. Alors qu'il repose directement sur les calcaires du Sénonien entre Tozeur et Nafta.

À Tozeur, la partie sommitale de l'Éocène est érodée et son épaisseur est de 90 m à 149 m. À Nefta, l'Éocène est plus développé son épaisseur totale est de 180 m à 200 m. Plus à l'Ouest, le forage Hazoua CI (N°20365/5) a traversé l'Éocène entre 175 m et 360 m (185 m).

II.3.3. Le Mio-Pliocène

Une lacune stratigraphique entre le Sénonien supérieur et le Miocène continental est générale à toute la Tunisie présaharienne. Cette lacune correspond au retrait de la mer et à l'émersion de toute la région de la Nefzaoua à partir de la fin du Maastrichtien.

Dans la Nefzaoua, le Mio-Pliocène est représenté par des formations continentales dont la puissance s'accentue en s'approchant du Chott Djérid. En se basant sur la lithologie et les faciès de ces formations, Coque en 1962 est arrivé, ainsi, à caractériser un faciès Mio-Pliocène type Nefzaoua. Ce faciès typique de la Nefzaoua se présente sous forme d'une trilogie qui comporte un terme médian argileux encadré par deux termes sableux. Le terme sableux du sommet de la série connaît une large extension à travers la Nefzaoua. Ce sont généralement des formations sablo-argileuses très variées de couleur verte ou grisâtre (Mamou, 1976). Le terme sableux de base n'est connu qu'à travers les forages. L'épaisseur des argiles de la série médiane varie de quelques mètres à environ 100 m. Au sein de cette série, ils existent quelques niveaux calcaires, mais ne sont pas aquifères (Mamou, 1976).

Les deux formations : «la formation Beglia » et « la formation Segui » désignent le Continental Terminal et font partie d'un ensemble litho-stratigraphique appelé «Complexe Terminal».

Formation Beglia : Cette formation a été décrite par Coque, 1962 et Burollet, 1956. Elle se développe largement au Djérid et dans la région de Chott El Gharsa Nord et présente une épaisseur exceptionnelle de 100 à 200 m. Cette formation a été recoupée entre 505 et 624 m de profondeur au niveau du forage d'IBC13 (N°19029) et entre 491 et 599 m, au niveau du forage Hazoua 4 (N°19166). Des variations lithologiques latérales ont été constatées. Les séries sableuses présentent des intercalations argileuses plus ou moins importantes comme c'est le cas du flanc Sud du Draa Djérid où les sables se présentent en deux niveaux séparés par une bande d'argiles plastiques. Malgré son épaisseur réduite (50 m dans le Djérid), ce niveau présente d'excellentes caractéristiques hydrogéologiques et constitue l'aquifère principal du Complexe Terminal du Djérid. Dans la partie Est du Djérid, les sables de Beglia reposent directement sur les calcaires Sénoniens. À l'Ouest de Tozeur, les calcaires éocènes constituent le substratum de cette formation.

Formation Segui : Elle est absente au niveau de l'anticlinal du Draa Djérid et s'épaissit en direction des dépressions des chotts. Les argiles de la formation Segui sont en continuité structurale avec les sables de Beglia. Généralement les argiles sont riches en sables dans la partie orientale du Djérid et réduite d'épaisseur (recoupées entre 46 et 149 m de profondeur à El Hamma 6 bis), alors qu'elles sont plus puissantes, plus compactes, de couleur rouge brique vers l'Ouest. Ainsi, au niveau du forage El Moncef 4, les argiles de la formation Segui ont été recoupées entre 284 et 338 m. Ces niveaux sableux constituent les aquifères du Plio-Quaternaire. L'épaisseur de la formation Segui peut atteindre 600 m dans la région de Chott El Gharsa, avec une moyenne de 150 m au niveau du Djérid.

Comme toujours dans le cas des formations continentales, la rapidité des variations latérales de faciès complique la stratigraphie. Leurs observations sur le terrain et les résultats d'observation des coupes lithostratigraphiques de nombreux forages mettent en évidence quatre types régionaux bien caractérisés.

Le type Djérid : Ce premier type de Mio-Pliocène bien caractérisé dans la zone du Djérid comporte trois termes essentiels. II est conglomératique au sommet, argileux à la partie médiane et sableux à la base avec quelques minces passages de marnes gypseuses. L'originalité de ce type tient surtout à la présence d'un puissant ensemble sableux à sa base.

Le type Segui : Plus à l'Est du Djérid, on assiste à une disparition progressive des sables. La région du Segui offre un complexe continental terminal caractérisé uniquement par les termes argileux à la base et conglomératiques au sommet. L'absence du terme inférieur sableux et l'accentuation du caractère conglomératique individualise nettement le type Segui.

Le type Nefzaoua : On définit ce type de complexe continental terminal dans le Sud Est du Chott Djérid. Il affleure largement sur la rive orientale du Chott Djérid. La multiplication des forages dans la Nefzaoua a permis de bien définir ce type qui comporte de bas en haut :

- Sables jaunes
- Argiles jaunes et vertes
- Sables blancs à passées gypseuses et calcaires.

Ces trois termes présentent une réelle constance dans toute la région et ne dépassent pas 103 m d'épaisseur. Le complexe continental terminal type Nefzaoua se différencie nettement des types septentrionaux par ses épaisseurs beaucoup plus réduites et l'absence des puissants conglomérats terminaux.

Le type Ghrib : Suite à la multiplication des forages dans la région Rejim Maatoug, on définit un quatrième type de Complexe Continental Terminal qui se caractérise par trois termes essentiels de bas en haut :

- Sables fins jaunes.
- Argiles rouges compactes avec du gravier.
- Sables fins siliceux en profondeur et gypseux dans les 8 premiers mètres en surface. Les caractéristiques lithologiques sont constantes dans toute la région de Rejim Maatoug (Sud Ouest du Chott Djérid). Les épaisseurs totales du Complexe Terminal de Ghrib atteignent 400 m. Ce type se différencie donc des autres types par l'absence de conglomérats et de faciès argileux et par la présence des formations gypseuses plus ou moins épaisses, au sommet.

II.3.4. Le Quaternaire

La limite inférieure est fixée par l'intermédiaire des niveaux à cardium grâce aux travaux de R. Coque, G. Castany et Ch. Domergue, in Mamou, 1976. Ces derniers ont permis de préciser l'existence de deux niveaux à cardium au sein du Pléistocène. Ces niveaux sont connus à travers la Nefzaoua et dans la région bordière de Chott Djérid et Chott Fedjej. De ce fait, l'hypothèse de l'existence de deux lagunes englobant une grande superficie des Chotts tunisiens actuels à deux époques différentes a été mise en évidence. Le niveau à cardium inférieur localisé dans les sables limoneux correspond à la première lagune. La seconde

lagune correspond aux terrasses à cardium. C'est une seconde phase lagunaire datée par R. Coque comme étant post villafranchienne.

L'ensemble du Complexe Continental qui a débuté au Miocène (Pontien) s'étale donc sur une longue période qui arrive jusqu'au Quaternaire (Villafranchien). De ce fait, il était plus générale d'employer le terme Mio-Plio-Quaternaire, vu l'impossibilité de différencier les niveaux en se basant sur des limites stratigraphiques nettes (Mamou, 1976).

III. Cadre structural

La zone d'étude comprend la région de la Nefzaoua et du Draa Sud du Djérid. Elle se trouve influencée par deux domaines géologiques à styles de déformation différents : l'Atlas tunisien central qui témoigne des derniers mouvements orogéniques alpins et la plate forme saharienne à structure stable et monotone. On distingue ainsi dans la zone d'étude :

-La chaîne Nord des Chotts

-La chaîne Tebaga de Kébili

-La chaîne du Dahar

-L'anticlinal du Djérid

Chacun de ces domaines est doté d'une configuration structurale et d'une évolution tectonique qui lui sont propres.

III.1. La chaîne Nord des Chotts

Par sa position dans le prolongement de l'accident Sud atlasique (Zargouni et *al*., 1985; Bouaziz, 1995), Cette chaine se présente sous forme d'un alignement morphostructural de direction moyenne E-W s'étendant de la région de Tozeur, à l'Ouest jusqu'à la région du Chott El Fedjej, à l'Est. Selon certains auteurs, cette chaine est la conséquence des jeux relatifs de deux importants couloirs de cisaillement dextre : le couloir de la faille de Gafsa (Zargouni et *al*., 1985; Zargouni, 1985; in Mamou, 1990) et le couloir de Chebika (Mamou, 1976; Zargouni, 1985).

-La faille de Gafsa se présente, au niveau de l'Atlas méridional, comme une zone de mobilité qui correspond à un couloir de cisaillement. Cet accident est considéré comme élément moteur de l'édification puis du démantèlement des structures atlasiques qui a continué à fonctionner même au Quaternaire (Zargouni et *al*., 1985; Zargouni, 1985; in Mamou, 1990).

-Le couloir de décrochement de Chebika résulte d'un décollement de l'enveloppe anticlinale. Ce couloir est associé à l'accident de Negrine-Tozeur dont le tracé a été suivi

jusqu'au pied du Dahar. Après avoir traversé les Chotts Djérid et Gharsa, cet accident lamine l'extrémité occidentale du Tébaga de Kébili et favorise l'effondrement de la Nefzaoua (Mamou, 1976; Zargouni, 1985).

D'autres auteurs ont pu déterminer la correspondance de cette chaine à des plis en échelons Est-Ouest (Ayed, 1986; Chihi et *al*., 1992) montrant des structures anticlinales coffrées et des plis serrées de direction N075 passant à N055-60. Toutefois, une dissymétrie dans les deux flancs a été crée lors du coffrage de ces plis (Coque, 1962). Un déversement, vers le Sud des flancs méridionaux de cette chaine, a été signalé (Mamou, 1990) (Fig. I.22 et Fig.I.23).

III.2. La chaîne Tébaga de Kébili

La chaîne Tebaga de kébili se caractérise par son aspect monoclinal. Elle se trouve disposée en un arc à grand rayon de courbure à faible pendage vers le Sud. C'est une structure affectée par plusieurs failles longitudinales et transversales de directions majeurs ENE-WSW et NW-SE (Ghanmi et Potfaj, 1994). Des failles normales et des failles décrochantes caractérisent les directions NW-SE.

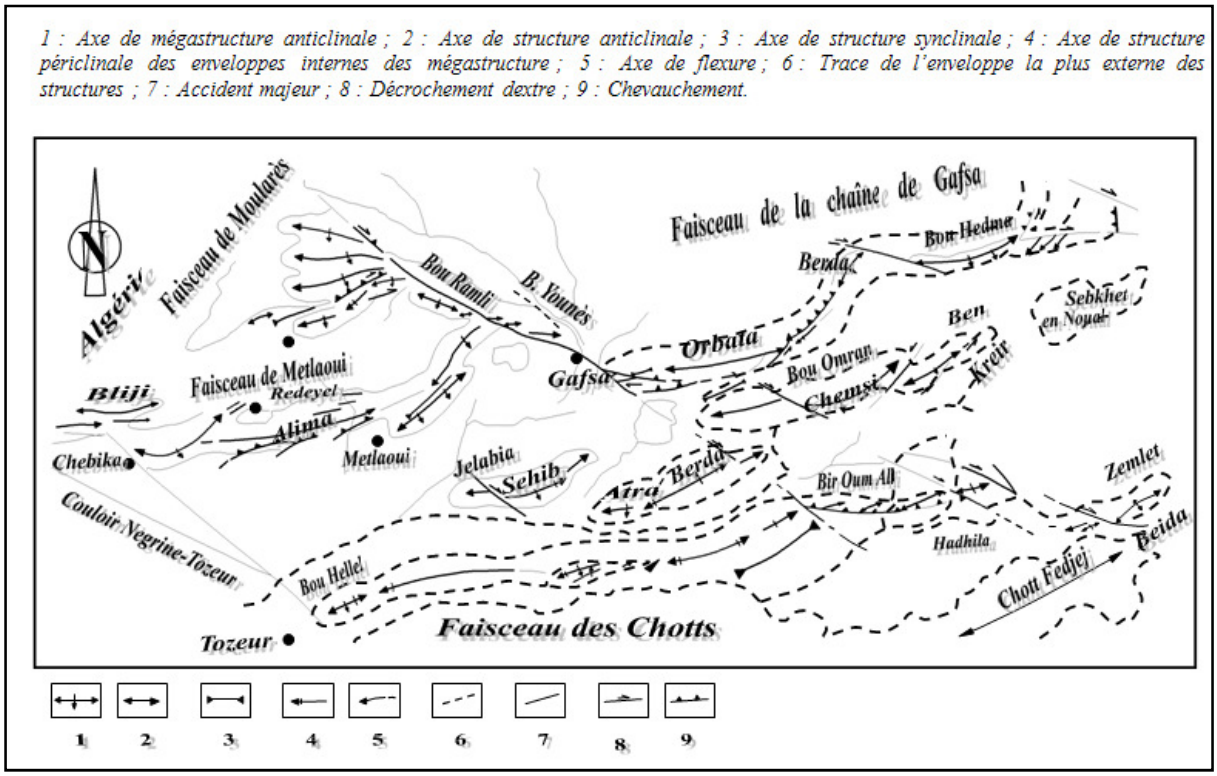


Fig.I. 22 *Carte tectonique de l'Atlas tunisien méridional* (Zargouni, 1985)

III.3. La chaîne du Dahar

Dans ce secteur, les séries mésozoïques sont pour la plupart discordants et transgressifs sur les affleurements du Permien supérieur du Tebaga de Médenine (Bouaziz, 1995). Les pendages y sont faibles. Ces séries sont affectées par des failles normales orientées NW-SE et E-W à ENE-WSW. Les rejeux cénozoïque et quaternaire se traduisent par les flexures et les plaines d'effondrements (Bouaziz, 1995).

Cette configuration structurale a permis de mettre en évidence les traits majeurs de ce bassin, matérialisés par les deux discontinuités majeures : «la discordance intra-triasique (Norien) et la discordance albienne" (Bouaziz, 1995).

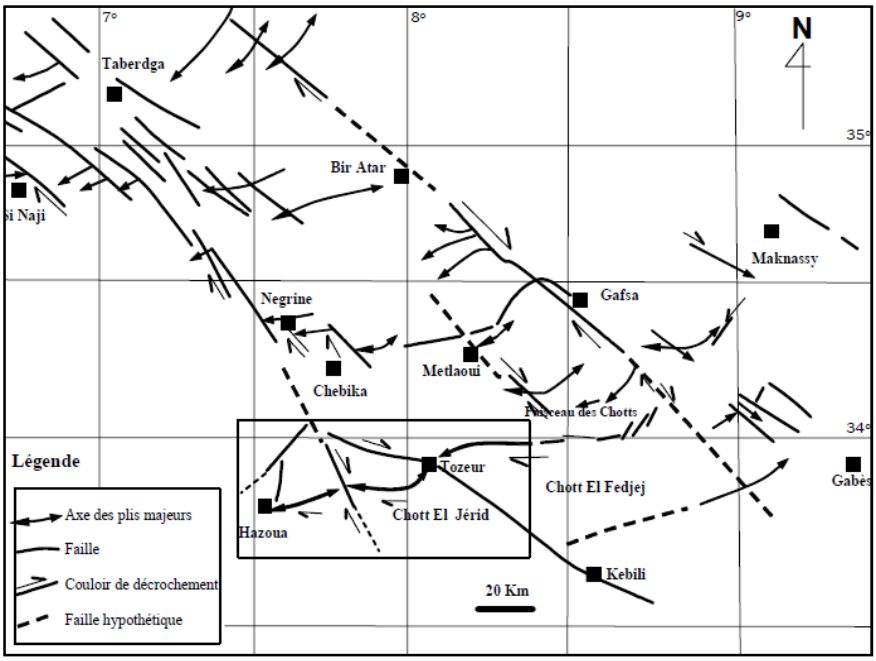


Fig.I. 23 *Découpage schématique de la couverture en faisceaux des plis sub E-W*

(Zargouni, 1985)

III.4. L'anticlinal du Djérid

C'est une structure anticlinale, d'altitude moyenne comprise entre 50 et 120 m, qui plonge vers l'Est par la chaine Nord des Chotts. Cette structure est marquée par deux accidents majeurs orientés Est-Ouest. L'accident affectant le flanc Sud de l'anticlinal du Djérid se prolonge vers l'Est, probablement jusqu'à Zemlet el Beidha (Mamou, 1989). Le rejet de cette faille est d'environ 150 m à 200 m. Il est beaucoup plus important au niveau de Tozeur, atteignant probablement 300 à 350 m (Abidi, 1993; Moumni, 2001).

La faille du flanc Nord se prolonge depuis Hazoua à l'Ouest jusqu'à El Hamma à l'Est. Ainsi, le Djérid se situe entre les dépressions péri-atlasiques et la plate forme saharienne d'une part

(au Sud et à l'Ouest) et les terminaisons des horsts de l'Atlas Central à l'Est, d'autre part. Des failles parallèles à l'axe de l'anticlinal du Djérid ont isolé la ride de Tozeur. D'autres failles perpendiculaires au même axe anticlinal, ont séparé Hazoua des compartiments Nafta-Tozeur et Dégache (Fig. I.23). En plus de deux accidents majeurs responsables de l'effondrement des flancs Nord et Sud de l'Anticlinal du Draa Djérid. Il a été supposé (Zargouni, 1985) continue jusqu'à Kébili au Sud et serait responsable de l'émergence des sources chaudes d'El Hamma (Mamou, 1990).

III.5. Les données structurales de subsurface

Les études antérieures faites sur le Sud tunisien, ont mis en évidence l'existence d'un morcellement tectonique en couloirs des failles de direction majeures NO-SE, E-O et NE-SO (Zargouni, 1985; Zargouni et *al*., 1985; Bouaziz, 1995). Ce réseau dessine une mosaïque quadratique à laquelle se trouve associée la déformation souple.

III. 5. 1. Les structures compressives

Dans ce type, on distingue essentiellement les discordances progressives et/ou angulaires. Dans les chaînes Nord des Chotts et de Gafsa : les conglomérats de base de la formation Ségui reposent en discordance sur tous les termes des séries cénozoïques et mésozoïques (Bouaziz, 1995).

Dans la région du Djérid : La Formation Beglia repose en discordance, par des conglomérats polygéniques, sur les calcaires à Inocérames du Crétacé supérieur (Mahjoub et *al.,* 1995).

IV. 5. 2. Les structures distensives synsédimentaires

Le Sud tunisien est affecté par un damier de failles de directions variées qui ont données lieu à des structures en horsts et grabens. Les parties affaissées de ces structures sont généralement bordées par des failles en gradins qui font parties du grand accident de Gafsa-Médenine orienté NW–SE. Parmi les exemples de failles qui délimitent ces structures, on peut citer : Au niveau du Sillon des Chotts, un réseau de failles syn-sédimentaires affecte les séries mio-plio-quaternaire. Il s'agit de failles normales de direction E-W qui sont associées à l'accident de Negrine-Tozeur. Cet accident est à l'origine de la déchirure de l'extrémité occidentale de la chaîne de Tebaga de Kébili et l'effondrement de la Nefzaoua (Mamou, 1976; Zargouni, 1985).

V. Évolution paléogéographique

Durant le Crétacé inférieur, le sillon des Chott avait connu une intense subsidence (plus de 1500 m) à sédimentation fluvio-deltaïque (Mamou, 1990). À l'Aptien, une partie du Sud tunisien a été de nouveau envahie par la mer. Cette transgression a perduré jusqu'au Cénomanien, à l'Aptien supérieur et à l'Albien inférieur par un retour à une sédimentation fluvio-deltaïque. Au cours du Crétacé supérieur, les formations carbonatées déposées en milieu marin montrent un régime transgressif avec des subsidences locales. Le passage d'un milieu de sédimentation néritique vers un milieu épinéritique à lagunaire a été accompagné par l'installation d'une sédimentation lagunaire (gypse et anhydrite) (Mamou, 1990).

Le Sénonien supérieur est caractérisé par une émersion généralisée sur presque la totalité du Sud tunisien avec une intense érosion favorisée par les mouvements de la tectonique alpine (Zargouni, 1985; Bouaziz, 1986).

C. Conclusion

De point de vue climatique, la zone d'étude se caractérise par des pluies rares et un régime thermique très contrasté. Elle se caractérise par une irrégularité de répartition spatiale et temporelle de la pluie avec des moyennes interannuelles de l'ordre de 108 mm et 77 mm respectivement au niveau de la Nefzaoua et du Djérid. Elle se caractérise aussi par des fortes amplitudes thermiques entre le jour et la nuit, entre les saisons et entre les années avec des températures maximales atteignant les 40°C. En effet, la faiblesse de la pluviosité est, généralement, accompagnée par un grand pouvoir évaporant de l'atmosphère qui dépasse les 1700 mm/an. De ce fait, la zone d'étude appartient au bioclimat saharien. De même, dans la répartition en Tunisie par Emberger, 1942; Emberger, 1955 et Gounot, 1969, la région appartient aussi au bioclimat saharien à hiver frais. Face à ces contraintes imposées par le climat, une meilleure gestion des ressources en eau disponibles constitue un facteur nécessaire pour le développement socio-économique de la région.

Sur le plan géologique, la région de la Nefzaoua se compose d'une succession sédimentaire qui s'étend des formations du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur affleurant dans le Tebaga et les chaînes de montagne du Dahar alors que la plupart de la région est couverte par des dépôts du mio-plio-quaternaire. Les formations du Mio-Pliocène continental avec des caractéristiques typiques comprennent une couche médiane encadrée par deux termes de sable. Le terme sableux supérieur s'étend sur toute la région étudiée et emmagasine

les nappes phréatiques. La couche médiane argileuse a une épaisseur variable qui peut atteindre 100 m, près du Chott Djérid et constitue le mur des aquifères phréatiques.

Au niveau du Djérid, les formations géologiques en affleurement se limitent, dans la totalité du bassin, à celles d'âge Mio-Plio-Quaternaire et à celles d'âge Éocène, au niveau de la ride de Tozeur. Les configurations en affleurement ou en profondeur des formations aquifères sont régies par les particularités structurales et stratigraphiques. En effet, la mise en place de la ride de Tozeur et l'effondrement de la dépression du Chott Djérid sont les résultats des derniers mouvements orogéniques alpins par les deux accidents majeurs longeant cette ride (Mamou, 1989). Il en résulte, aussi, l'affleurement de la formation Béglia à proximité des accidents et son enfouissement sous les Chotts. De ce fait, cette formation est complètement érodée, au niveau de l'axe de la ride de Tozeur. Les dépôts du Tertiaire et du Quaternaire présentent une épaisseur importante (de 650 à 700 m au niveau du Chott Djérid).

CHAPITRE II : ÉTUDE HYDROGÉOLOGIQUE

I. Introduction

La zone d'étude est représentée par la cuvette de la Nefzaoua, à l'Est du Chott Djérid et celle du Djérid, à l'Ouest. Cette zone se caractérise par l'extension de deux grands systèmes aquifères. Il s'agit de l'aquifère du Complexe Terminal (CT) et celui du Continental Intercalaire (CI). En 1972, l'étude des ressources en eau du Sahara septentrionale (ERESS) a été la première synthèse hydrogéologique des nappes souterraines sahariennes algéro-tunisiennes du CI et du CT dont les résultats en Tunisie étaient à la base de la mise en place du Plan Directeur des Eaux du Sud (PDES). L'étude du projet SASS (Système Aquifère du Sahara Septentrionale) a fut intégrer le bassin saharien avec les nappes du CI et du CT jusqu'aux limites naturelles faisant intégrer la Libye. Ce projet a eu pour objectif la réalisation d'un modèle simulant le comportement hydrodynamique du système aquifère et permettant de prévoir l'impact du développement de l'exploitation (OSS, 2003).

À ces deux grands réservoirs aquifères s'ajoutent les nappes phréatiques, d'un intérêt secondaire de point de vue qualitatif et quantitatif mais leurs rôles dans le comportement hydrodynamique et géochimique est très important dans la mesure où elles peuvent être en éventuelle communication avec la nappe du Complexe Terminal quand celle-ci est semi-perméable. La définition précise des limites et du type des formations aquifères phréatiques dans la zone d'étude n'est pas simple du fait de l'hétérogénéité des séquences sédimentaires.

Dans ce qui suit, on va présenter les caractéristiques hydrodynamiques et hydrogéologiques des aquifères du Sud tunisien en mettant l'accent sur les nappes phréatiques et leurs continuitées.

II. Les nappes profondes

II.1. Nappe du Continental Intercalaire (CI)

La nappe du Continental Intercalaire constitue un important système aquifère. Elle couvre une grande partie du Sahara algéro-tunisien et s'étend sur une superficie allant jusqu'à 600 000 km^2. Cet aquifère est le plus profond dans le Sud tunisien. Dans le Djérid, la nappe du CI est logée dans les séries gréseuses et argilo-gréseuses de la formation de Sidi Aïch d'âge Barrémien-Aptien avec une épaisseur variant de 120 à 150 m. Dans la région du Sillon des Chotts, le Continental Intercalaire est un ensemble aquifère multicouche homogène (UNESCO, 1972) logé dans des formations clastiques continentales. Ces niveaux se rattachent aux séries argilo-sableuses du Crétacé inférieur et

s'étendent entre le Jurassique à la base et l'Albo-Aptien au sommet. L'exploitation de cette nappe est assurée par un grand nombre des forages dont les profondeurs varient de 1500 à 2600 m. Cette nappe a connu un accroissement de son exploitation au cours des dernières années ce qui a engendré une diminution de la pression et actuellement l'extinction de l'artésianisme. Dans le Sud tunisien, la mise en exploitation des eaux de cette nappe est devenue un outil de développement des zones oasiennes et pour la création des nouveaux oasis. Les eaux de cette nappe sont considérées comme des eaux géothermales étant donné la température élevée variant de 60 à 70°C. La salinité varie selon les régions, elle varie entre 2 et 4 g/l, dans le Djérid et oscille entre 2 et 5 g/l, dans la Nefzaoua. En fait, les faibles performances de cette nappe, les couts élevés des forages profonds et la température élevée de l'eau, qui nécessitent des équipements spéciaux, n'encouragent pas de faire de cette nappe la principale cible d'exploitation.

II.2. Nappe du Complexe Terminal (CT)

On désigne par le terme Complexe Terminal un ensemble aquifère multicouche emmagasiné dans des formations géologiques perméables qui s'étendent du Sénonien jusqu'au Mio-Pliocène. Ces aquifères sont séparés par des couches semi ou peu perméables. Cette nappe se trouve partagée entre l'Algérie, la Tunisie et la Lybie et couvre une superficie de l'ordre de 350 000 km^2. Tant sur le plan quantité et/ou qualité, cette nappe constitue une ressource en eau de premier plan utilisée essentiellement pour l'agriculture.

Dans la région de la Nefzaoua, le principal réservoir de la nappe du Complexe Terminal est constitué par les calcaires du Sénonien supérieur appelé "Sénonien carbonaté". Il s'agit de deux masses de calcaires blancs, crayeux ou cristallins (série Abiod) séparées par un niveau argilo-marneux plus ou moins épais. Les calcaires dolomitiques du Turonien et les calcaires du Sénonien inférieur peuvent être considérés comme réservoirs de cette nappe lorsqu'ils sont à proximité immédiats des affleurements du Tabaga. Le toit de cette nappe s'approfondit de l'Est vers l'Ouest, jusqu'à une profondeur de 50 à 80 m. De même, il s'approfondit sous le recouvrement du Sud vers le Nord de 8 m au Sud de Douz jusqu'à 60 m au pied de Tebaga.

Au niveau de la région de Djérid, cette nappe circule dans les sables d'origine continentale de la formation Beglia (Miocène). Elle est captive sur une grande partie du bassin et n'est libre qu'au niveau de la ride de Tozeur, appelée aussi Draa Djérid. Au Sud de ce Draa, la nappe du CT est protégée des eaux salées des Chotts par une épaisse série argileuse (formation Ségui). Une certaine drainance est assurée par des semi-perméables

appartenant aux séries essentiellement argileuses du Plio-Quaternaire. L'ampleur de cette drainance est fonction de l'exploitation et de la perméabilité verticale des épontes de la nappe. L'épaisseur de cet aquifère varie de 80 à 100 m et son exploitation est assurée par plusieurs forages à des profondeurs de 100 à 800 m avec des débits allant de 20 à 90 l/s. La salinité des eaux de cet aquifère est acceptable. Elle varie entre 2 g/l et 3,5 g/l, sur les deux flancs du Draa Djérid sauf des exceptions locales. Les valeurs les plus faibles de l'ordre de 2 g/l sont enregistrées dans la région du Draa Djérid, zone potentielle de recharge par les eaux de pluie. Ceci se traduit par un certain adoucissement des eaux dans ce secteur. Par contre, la salinité élevée variant de 6,5 à 7 g/l semble être liée à la remontée d'eau salée profonde à travers les failles et sous l'effet d'un pompage important.

III. Caractéristiques générales des nappes phréatiques

Au niveau de la zone d'étude, selon l'emplacement géographique, on distingue deux types des nappes phréatiques : les nappes d'oasis et les nappes sahariennes. Les nappes d'oasis se situent aux environs du Chott Djérid, au niveau des oasis. Elles se forment par le retour des eaux d'irrigation et des eaux de pluie en périodes pluvieuses. Les nappes phréatiques sahariennes se trouvent en dehors des oasis et présentent une importante extension au niveau du Sahara occupant la Nefzaoua orientale, méridionale et occidentale (Fig. II.1). Elles se forment, essentiellement, par l'infiltration des eaux de pluie. Toutefois, les limites entre les nappes sont régionales et aucune limite hydrologique et/ou hydrogéologique n'a été identifiée.

En fait, la topographie de la zone montre des altitudes de plus en plus basses en se déplaçant du flanc occidental du Dahar, du flanc méridional du Tebaga et du Grand Erg Oriental vers Chott Djérid. Les études géologiques, l'étude des affleurements, les études hydrogéologiques effectuées dans la zone d'étude ainsi que l'absence des éléments de coupure ont permis de considérer une continuité hydrogéologique entre les nappes phréatiques sahariennes et les nappes d'oasis de la Nefzaoua avec un écoulement qui s'effectue des hauts reliefs vers la zone la plus basse, formée par Chott Djérid.

III.1. Les nappes sahariennes

Ces nappes correspondent aux parties orientales, méridionales et occidentales de la Nefzaoua (Fig. II.1). La lithologie du terrain formant ces nappes est de nature limoneuse, d'alluvions d'oueds et de calcaires.

III.1.1. Nappe de la Nefzaoua orientale

Le réservoir de cette nappe est formé, soit des formations grossières des lits d'oueds, soit des formations argilo-graveleuses, au niveau des garâats. Cette nappe est exploitée par l'intermédiaire d'une trentaine des puits de surface dont la majeure partie est équipée par dalous. L'eau de cette nappe répond essentiellement aux besoins d'abreuvement de cheptel. La profondeur totale des puits est de 30 à 40 m.

Une étude hydrogéologique antérieure réalisée par (Mamou, 1976), sur la Nefzaoua orientale, a permis de mettre en évidence une nappe phréatique d'underflows qui coule le long d'Oued El Hallouf et dans les formations meubles des lits de certains oueds.

III.1.2. Nappe de la Nefzaoua méridionale

Cette nappe s'étend de la région de Douz jusqu'au Sud du gouvernorat. La lithologie de cette nappe est formée par des alluvions quaternaires argilo-limoneux, dans quelques endroits, directement superposés sur les calcaires Abiod du Sénonien supérieur (Mamou, 1976). L'alimentation se fait, soit par les eaux de crues, dans la partie Sud, soit par percolation verticale des eaux des nappes sous-jacentes. Les puits sont relativement profonds avec une moyenne de 30 m. La profondeur du plan d'eau varie dans cette région entre 15 et 36 m/TN.

III.1.3. Nappe de la Nefzaoua occidentale

Dans cette zone, la nappe se localise dans des dépressions dont le fond est occupé par des encroutements gypseux. La nappe est logée dans des alternances de sables argileux et de sables gypseux. La profondeur est fonction du recouvrement éolien qui le surmonte et de sa proximité du Grand Erg Oriental. Cette nappe est faiblement exploitée par le biais d'une dizaine des points d'eau. La profondeur moyenne de ces puits varie entre 5 et 20 m/TN.

III.2. Les nappes d'oasis

Elles englobent toutes les nappes phréatiques localisées dans les oasis. La lithologie de ces aquifères est connue à travers les coupes des puits de surface. L'épaisseur moyenne de ces couches est de l'ordre de 12 m. L'alimentation de ces nappes semble être assurée essentiellement par l'infiltration des eaux d'irrigation, les eaux de pluie en période pluvieuses et probablement par drainance ascendante des niveaux aquifères captifs sous-jacents.

Les nappes phréatiques, localisées dans les oasis, se définissent comme étant le premier niveau aquifère susceptible d'être exploité par les puits. Elles sont libres sur toute l'étendue de la zone d'étude. Ces nappes circulent dans le remplissage superficiel constitué de sables

argileux à gypseux du Plio-Quaternaire. La puissance de ces nappes ne dépasse pas les 10 m en amont des oasis et augmente progressivement en direction du Chott où elle atteint des épaisseurs considérables allant jusqu'à 20 m. Les argiles du Pontien supérieur (Formation Ségui) constituent leurs murs.

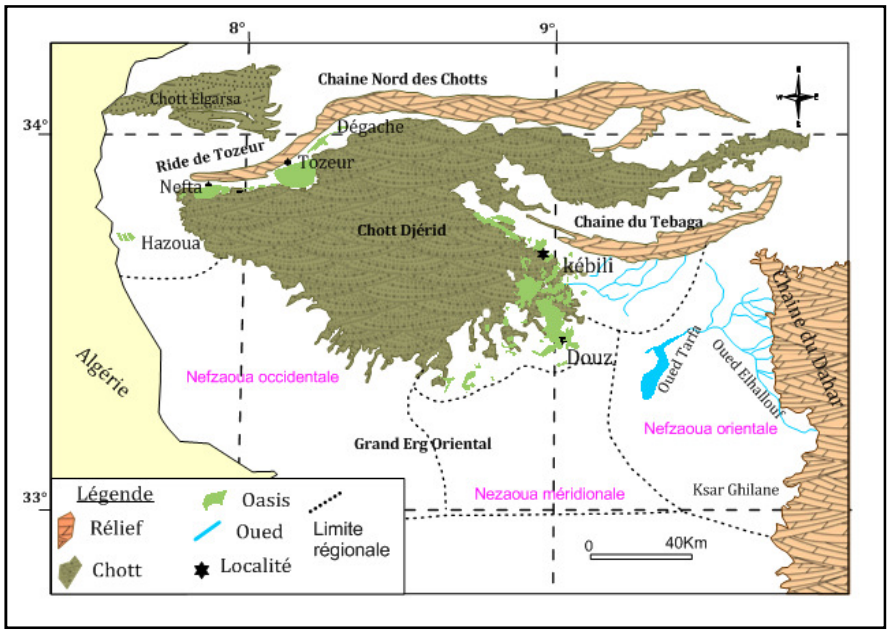


Fig. II. 1 Carte des limites régionales des nappes phréatiques

III.2.1. Les nappes d'oasis de la Nefzaoua

III.2.1.1. Nappe d'oasis de Kébili

Du point de vue lithologique, cette nappe est de nature sablo-limono-gypseuse. Elle englobe toutes les oasis situées dans les zones environnantes de la région de Kébili. La profondeur totale des puits de surface, captant cette nappe, ne dépasse pas 10 m avec un niveau statique proche de la surface du sol.

III.2.1.2. Nappe d'oasis de Douz

Cette nappe couvre une grande étendue. Elle affleure sur une large extension de la Nefzaoua orientale et méridionale. La lithologie de la formation aquifère est constituée d'un sable très fin argilo-gypseux avec une épaisseur moyenne de l'ordre de 12 m.

III.2.2. Les nappes d'oasis du Djérid

De part et d'autre de l'anticlinal de la ride de Tozeur ou Draa Djérid, on rencontre les successions suivantes :

- 100 à 120 m : des sables argileux à argiles sableuses devenant gypseuses à la base (Plio- Quaternaire).
- 300 à 400 m : d'argiles rouges (Pontien supérieur).

- 150 à 200 m : de sables hétérogènes (Pontien inférieur).

La nappe phréatique circule dans le remplissage superficiel essentiellement sableux. En dehors de l'espace oasien, la formation aquifère est constituée de sables argileux riches en gypses. L'épaisseur de cette formation atteint 40 à 45 m.

Concernant l'alimentation des nappes d'oasis, on peut distinguer différentes sources :

Les eaux d'irrigation : Au niveau du Sud tunisien, l'agriculture se base essentiellement sur la culture du palmier dattier constituant des oasis dont l'irrigation s'effectue, en grande partie, à partir des nappes profondes, avec des débits fictifs continus en moyenne de 0,75 l/s/hectare.

La pluviométrie : Sous un climat aride et avec une pluviométrie moyenne de 100 mm/an, la contribution des eaux de pluie à l'alimentation de ces nappes semble être négligeable.

Les eaux de drainage : une partie des eaux de drainage contribuent à l'alimentation des nappes phréatiques. Cette alimentation semble résulter soit par infiltration directe soit probablement par intrusion à partir des bassins d'accumulation de ces eaux en bordures des oasis. Néanmoins, cette alimentation reste négligeable par rapport à l'alimentation par les eaux d'irrigation qui constituent la source principale de formation des nappes d'oasis.

IV. Géométrie des réservoirs des nappes phréatiques

Dans le but de définir l'épaisseur et la nature des formations réservoirs des nappes phréatiques et de localiser la position de leurs substratums, des corrélations litho-stratigraphiques ont été établies (Fig. II. 2), en se basant sur les coupes des piézomètres, les forages d'eau et les données des puits de surface.

Dans l'ensemble, on a établi trois coupes de corrélations lithostratigraphiques au niveau de la Nefzaoua, quatre coupes au niveau du Djérid et une coupe globale traversant le Chott Djérid. La projection de quelques puits de surface, au niveau de la Nefzaoua, sur les coupes de corrélations C2 et C3, nous a permis de déterminer le niveau d'eau, au niveau de ces nappes phréatiques.

IV.1. Coupe de corrélation C1 (Fig. II.3)

Cette coupe passe par la Nefzaoua, Chott Djérid et Chott El Gharsa tout en reliant le Dahar du coté de l'Est avec l'Atlas saharien du coté Nord-Ouest. A partir de cette coupe, on peut constater :

- Le rôle de deux accidents majeurs longeant Draa Djérid dans l'enfouissement en profondeur des calcaires sénoniens à proximité du Chott Djérid affirmant ainsi le relais hydrogéologique entre les calcaires du Sénonien et les sables du Miocène.

- Ces deux failles ont été à l'origine du soulèvement anticlinal constituant la Ride de Tozeur tout en séparant les deux dépressions du Chott Djérid et Chott El Gharsa.

- La subsidence du bassin du Djérid de part et d'autre de la ride de Tozeur est à l'origine du développement des formations du Plio-Quaternaire dans lesquelles se loge la nappe phréatique, cible de notre étude. Ces formations peuvent atteindre les 300 m de puissance dans l'axe du bassin. Les dépôts du Mio-Plio-Quaternaire deviennent en contact avec le Sénonien supérieur et inférieur au niveau du Dahar.

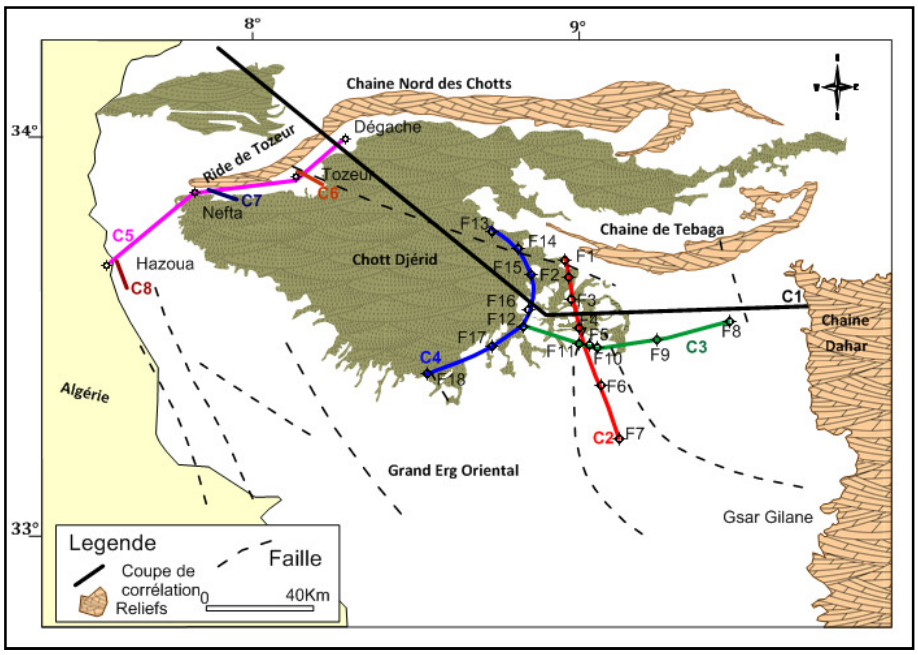


Fig. II. 2 Carte de localisation des coupes de corrélation au niveau de la zone d'étude

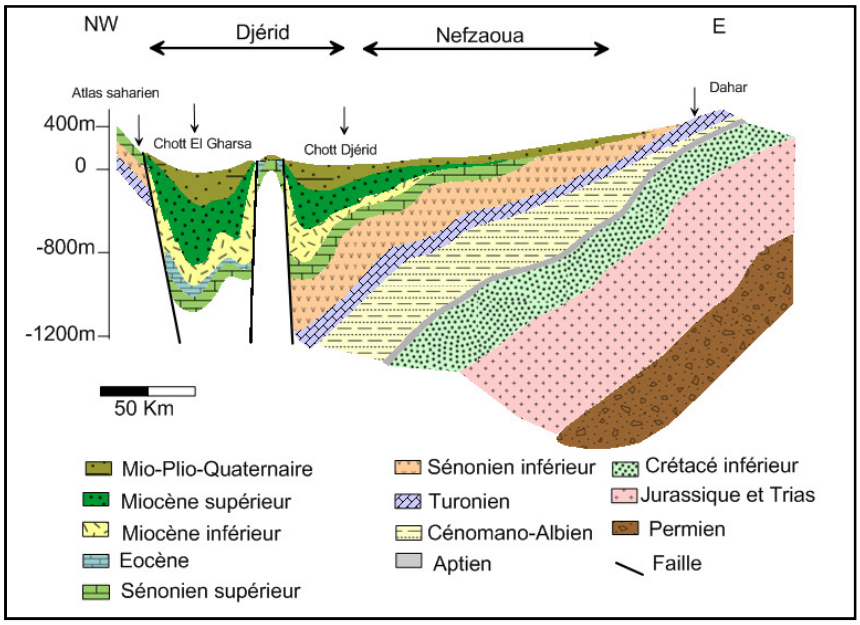


Fig. II. 3 *Coupe de corrélation C1 (Rouatbi, 1967)*

IV.2. Coupe de corrélation C2 (Fig. II. 4)

Cette coupe de direction Nord-Sud passe par les forages Dar ElKosksi (F1), Bazma5bis (F2), Rahmat 5 (F3), Graad II (F4), Elgolaa 2 (F5), ElHsay 6 (F6) et Djebil foret (F7). Elle illustre la variation de l'épaisseur des couches lithostratigraphiques entre le Nord et le Sud. On remarque qu'au niveau du forage Dar Elkosksi, situé au niveau de la région de Kébili, une réduction de l'épaisseur des argiles du Miocène supérieur. Cette couche dévient épaisse au niveau de Douz pour disparaitre dans la partie Sud de Douz au niveau de laquelle les sables du Mio-Plio-Quaternaire deviennent en contact direct avec les calcaires du Sénonien supérieur. Ce qui met en évidence la possibilité des mélanges des nappes phréatiques situées dans cette région avec les eaux du Sénonien supérieur. On remarque, aussi, la continuité du niveau de l'eau au niveau des nappes phréatiques mettant en évidence l'hypothèse de continuité de ces nappes.

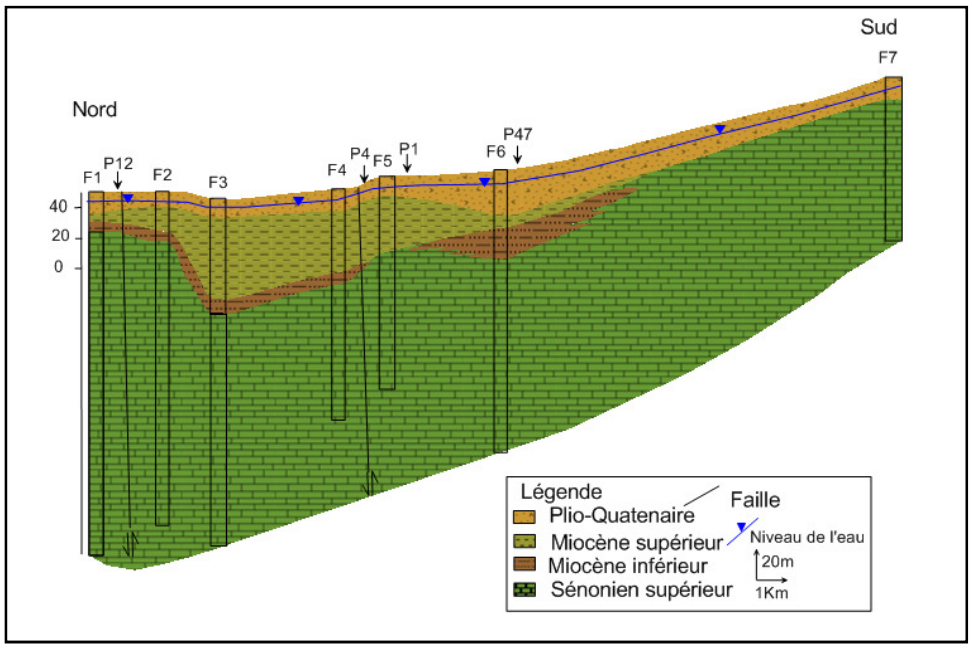


Fig. II. 4 *Coupe de corrélation C2*

IV.3. Coupe de corrélation C3 (Fig. II.5)

Cette coupe de direction Est-Ouest passe par les forages Oued Elhallouf (F8), Oum Lardjem (F9), Douz Nord (F10), Elgolaa 2 (F11) et Zarcine 4 (F12). Elle montre une réduction de l'épaisseur du Sénonien inférieur marno-gypseux amorcée sur les affleurements situés à l'Est de la Nefzaoua. Néanmoins, les argiles du Miocène supérieur montrent un épaississement, au niveau de la Nefzaoua. Le niveau d'eau au niveau de ces nappes montre un écoulement de l'Est vers l'Ouest.

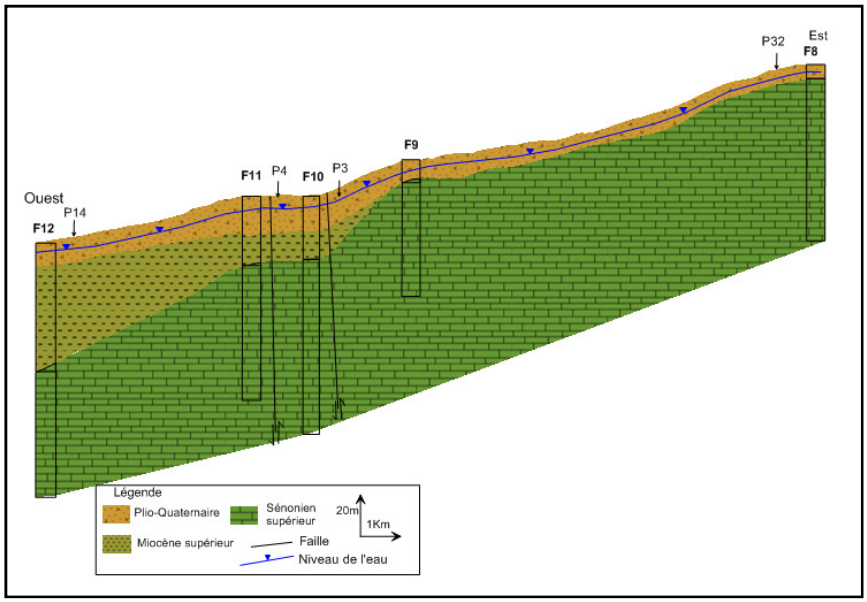


Fig. II. 5 *Coupe de corrélation C3*

IV.4. Coupe de corrélation C4 (Fig. II.6)

Cette coupe est tracée aux alentours du Chott Djérid pour représenter la variation de l'épaisseur du Mio-Plio-Quaternaire. Elle passe par les forages Fatnassa 2 (F13), Negga 4bis (F14), Guettaya 10 (F15), Blidette 6 (F16), Zarcine 4 (F12), Bechni (F17) et Chott el franig (F18). On remarque, en fait, un épaississement de la couche de sable, en se dirigeant vers forage Chott Elfranig (19) où les calcaires du Campanien (Sénonien supérieur) seront remplacés par les sables du Miocène. La formation du Plio-Quaternaire subit une variation d'épaisseur avec une moyenne de 10 m, mais cette épaisseur dévient plus importante vers le Sud du Chott Djérid.

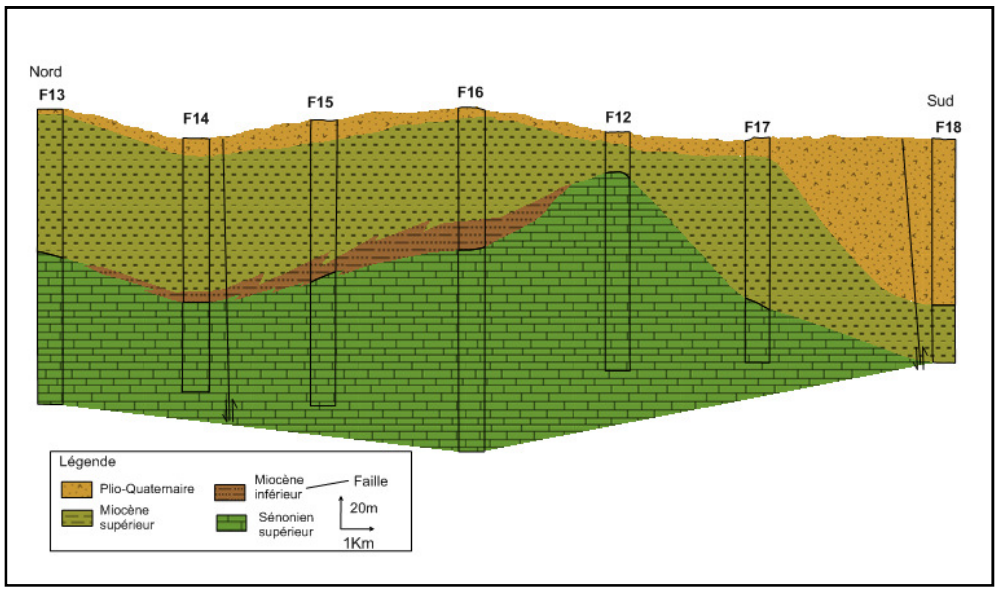


Fig. II. 6 *Coupe de corrélation C4*

IV.5. Coupe de corrélation Dégache – Hezoua (C5) (Fig.II.7)

Passant par l'axe de l'anticlinal de Draa Djérid, cette coupe est orientée Nord Est-Sud Ouest et jalonne les forages captant la nappe du CI. Elle est établie à partir des données de ces forages (Fig. II.7) et des résultats d'interprétation des profils sismiques réalisés dans le cadre d'une prospection pétrolière (ETAP, 1992). Elle montre que les dépôts du Plio-Quaternaire, constitués par des séquences de sables et d'argiles s'étendent sur la totalité du bassin. L'activité tectonique a joué un rôle important dans la compartimentation des aquifères de la région du Djérid. Des failles perpendiculaires à l'anticlinal de Draa Djérid sont responsables de l'isolement du compartiment de Hezoua, de celui de Nefta-Tozeur.

La ride de Tozeur à cœur de sables miocènes empêche toute communication hydraulique directe des nappes phréatiques entre les compartiments de Tozeur et Dégache de celui de Nefta et Hezoua et ce en raison de son élévation, d'une part, et des conditions d'alimentation limitées à l'existence des oasis irriguées, d'autre part.

Les formations, essentiellement, sableuses du Plio-Quaternaire occupent le centre de deux cuvettes synclinales de part et d'autre de la ride où elles atteignent des épaisseurs considérables et s'amincissent progressivement en bordure de la ride. Dans la partie occidentale de la ride de Tozeur, les argiles du Pontien supérieur constituent le mur de la formation aquifère.

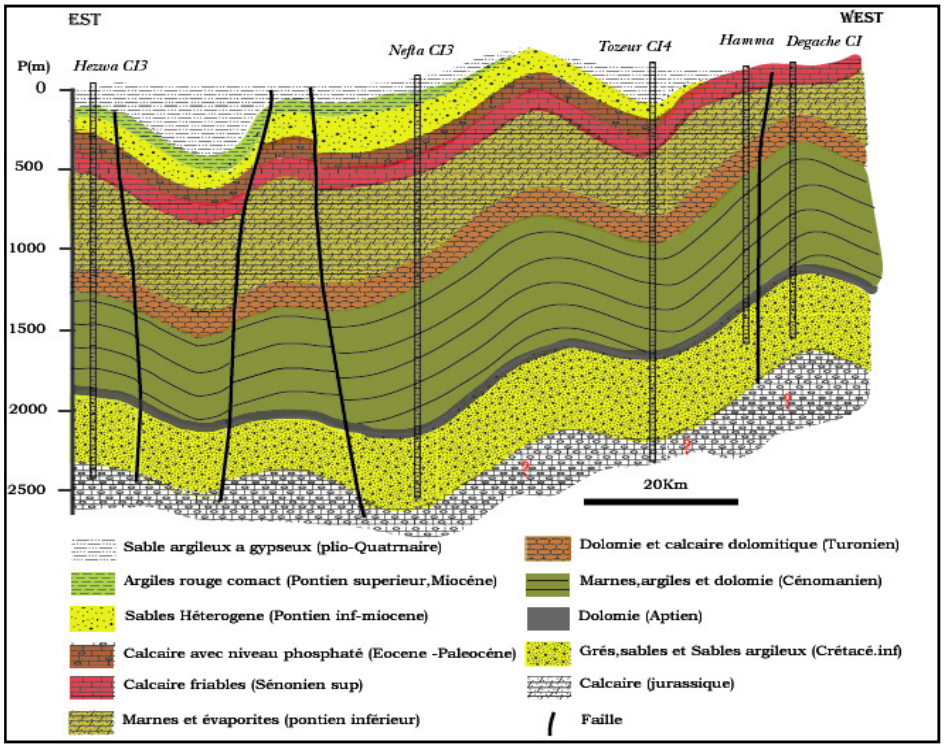


Fig. II. 7 *Coupe de corrélation lithostratigraphique Dégache-Hazoua (C5)* (ETAP, 1992)

IV.6. Coupe de corrélation Tozeur 3-Tozeur 10 (C6) (Fig. II.8)

Réalisée au niveau des oasis de Tozeur, cette coupe montre que les argiles du Miocène supérieur affleurent en amont des oasis et s'enfoncent progressivement vers la direction du Chott Djérid, recoupés à la côte -96 m au niveau du forage Tozeur 10. Le réservoir de la nappe phréatique est constitué par les remplissages superficiels de sables fins argileux avec des épaisseurs variant entre 50 m au forage Tozeur 7 et 150 m au forage Tozeur 10.

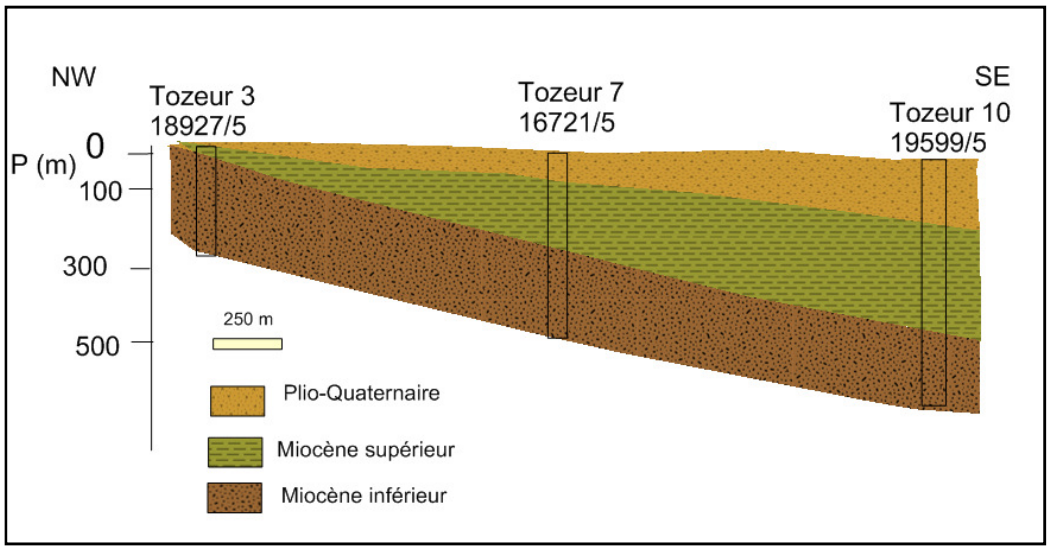


Fig. II. 8 *Coupe de corrélation Tozeur 3-Tozeur 10 (C6)*

IV.7. Coupe de Corrélation Nefta 3-Nefta 5 bis (C7) (Fig. II.9)

Cette coupe traverse les oasis de Nefta. Elle montre que la formation aquifère du Plio-Quaternaire atteint une épaisseur importante de 248 m, au niveau du forage Nefta 5 bis. Elle est constituée par des sables avec des intercalations argilo-gypseuses. Le substratum est formé par des argiles rouges compactes qui affleurent en amont de l'oasis tout en s'enfonçant et s'épaississant progressivement en direction du Chott Djérid.

IV.8. Coupe de Corrélation Hazoua BM2-Ouled Ghrissi (C8) (Fig. II.10)

Cette coupe, représentée par la figure II.10, montre que les argiles compactes du Miocène supérieur présentent des épaisseurs considérables au niveau de Hazoua dépassant les 300 m. Le niveau aquifère est constitué par des alternances de sables et d'argiles sableuses avec des passées gypseuses. Ce dernier atteint une épaisseur importante de 240 m, au niveau du forage Ouled Ghrissi, au Sud de l'oasis.

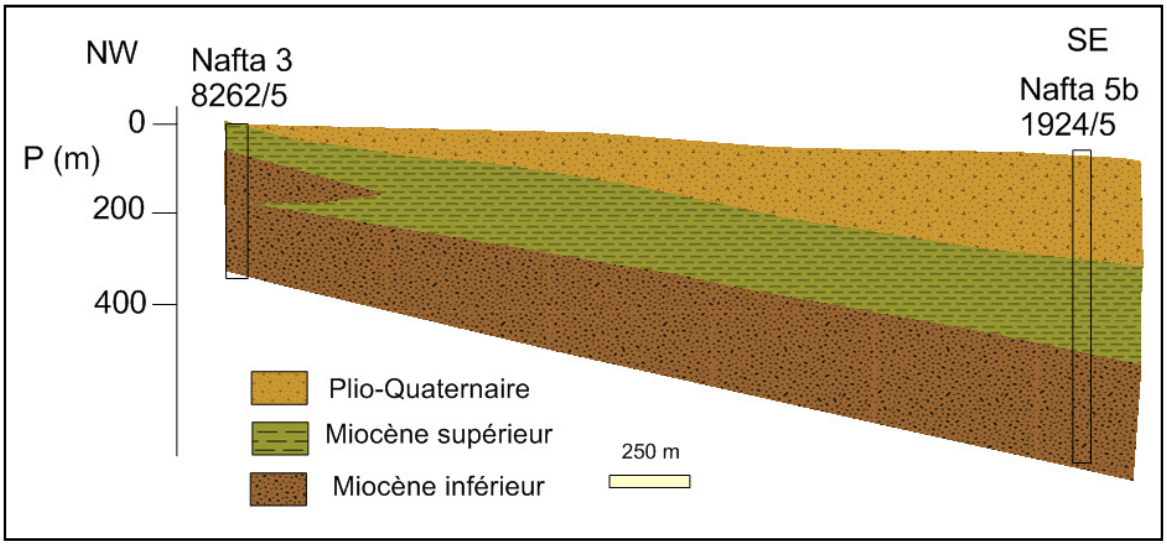


Fig. II. 9 *Coupe de corrélation Nefta 3-Nefta 5 bis (C7)*

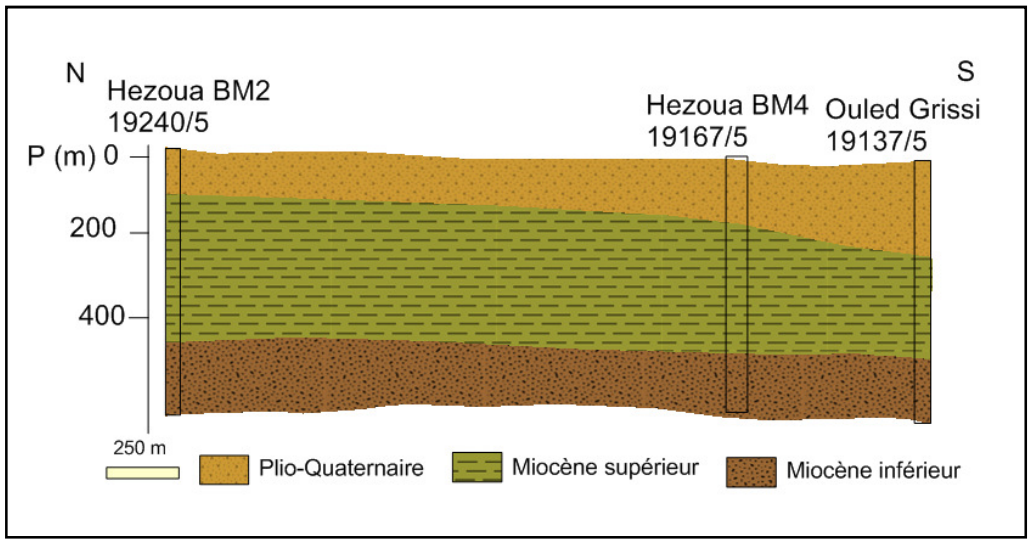


Fig. II. 10 *Coupe de Corrélation Hazoua BM2-Ouled Ghrissi (C8)*

V. Exploitation des nappes phréatiques

En 1985, les nappes phréatiques de la Nefzaoua étaient peu exploitées. Depuis 1990, leur exploitation a connu une augmentation significative suite aux encouragements accordés par l'état en faveur des agriculteurs afin d'exploiter les nappes d'oasis pour le déficit en eau d'irrigation. Ces nappes sont devenues plus sollicitées surtout au sein des oasis déficitaires en eaux d'irrigation. D'autre part, le programme de création des points d'eau dans le Sahara et de leurs équipements par des pompes éoliennes ou photovoltaïques a contribué à l'augmentation du nombre des points d'eau et par conséquent du débit d'exploitation. En fait, le débit

d'exploitation a atteint son maximum, en l'an 2000, pour laquelle les prélèvements sont de l'ordre de 50 l/s avec 34 l/s à partir des nappes d'oasis de Douz, 10 l/s à partir des nappes d'oasis de Kébili et 6 l/s à partir des nappes sahariennes. On enregistre, par la suite, des baisses du débit d'exploitation qui arrivent jusqu'à 8,3 l/s et 6,9 l/s, respectivement, en 2005 et en 2010. Cette baisse est plus prononcée au niveau des nappes d'oasis et surtout les nappes d'oasis de Douz pour lesquelles on exploite seulement 2% du volume exploité en 2000, alors qu'au niveau des nappes sahariennes, on exploite un volume de 37% de celui exploité en 2000 (Fig. II.11). Cette diminution peut être expliquée par le développement des forages illicites à partir de la nappe du Complexe Terminal qui constitue la principale nappe pour l'irrigation au niveau de cette région. Elle peut aussi être expliquée par l'augmentation significative de la salinité des eaux phréatiques qui deviennent de mauvaise qualité pour l'irrigation.

L'étude de l'évolution du nombre total des puits exploitant ces nappes phréatiques ne suit pas celle de l'exploitation (Fig. II.12). Ce nombre est maximal, en 1990, de l'ordre de 529 puits de surface et diminue ensuite, continuellement pour atteindre 161 puits de surface, en 2005. Cette diminution peut être expliquée par le comblement et la mauvaise surveillance de certains points d'eaux. Néanmoins, ce nombre augmente, en 2010, jusqu'à 284 puits de surface avec 60% à partir des nappes d'oasis de Kébili. Cette augmentation est, plutôt, expliquée par la création des nouveaux points d'eau suite à l'exploitation accrue, surtout en période estivale.

L'étude de l'évolution de l'exploitation en fonction des ressources exploitables au niveau de la Nefzaoua (Fig. II.13) montre que les nappes phréatiques de la Nefzaoua sont sous-exploitées. Néanmoins, la nappe d'oasis de Douz se trouve surexploitée durant la période 1993-2001 avec des taux d'exploitation pouvant atteindre 113% (Fig. II.14). Cette surexploitation a été peut être associée à une utilisation excessive des eaux des nappes phréatiques pour accomplir le déficit hydrique crée par l'irrigation à partir des aquifères les plus profonds, pendant les périodes estivales. Néanmoins, on remarque une baisse d'exploitation des nappes d'oasis de Douz à partir de l'an 2001. Ceci a été peut être accompagné par une dégradation de la qualité de cette nappe sous l'effet de la surexploitation exercée, au cours de la période précédente.

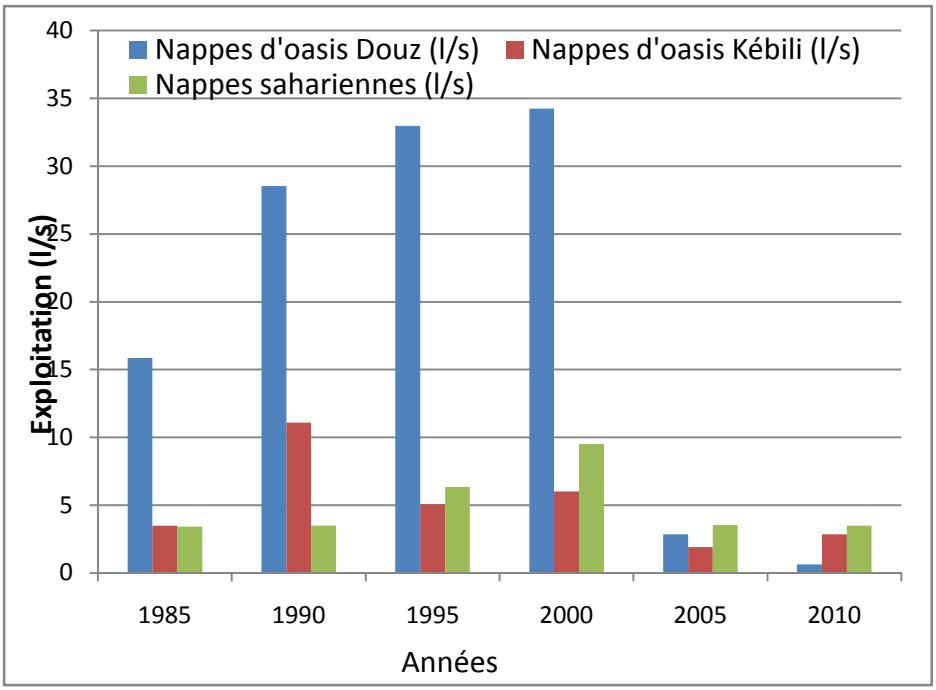


Fig. II. 11 *Évolution de l'exploitation des nappes phréatiques de la Nefzaoua (1985-2010)*

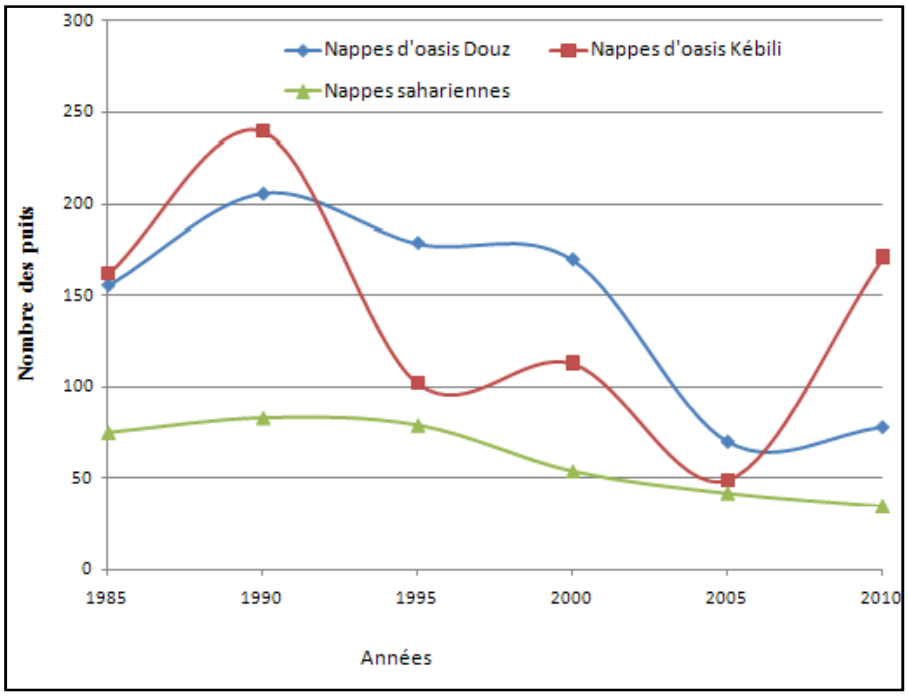


Fig. II. 12 *Évolution du nombre des puits de surface au niveau de la Nefzaoua (1985-2010)*

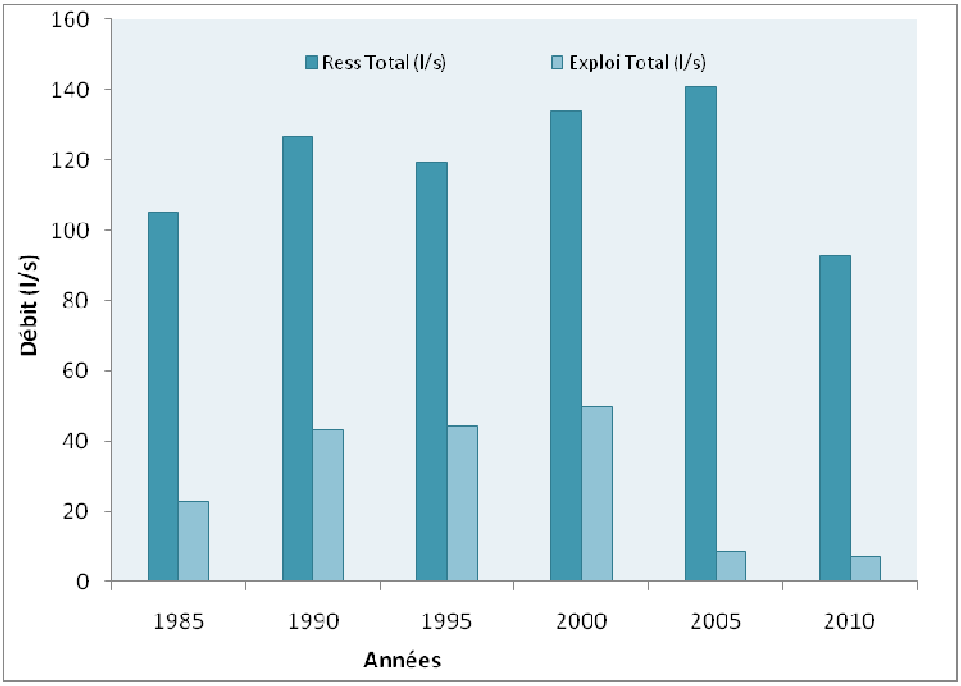


Fig. II. 13 *Évolution de l'exploitation en fonction des ressources exploitables des nappes phréatiques au niveau de la Nefzaoua (1985-2010)*

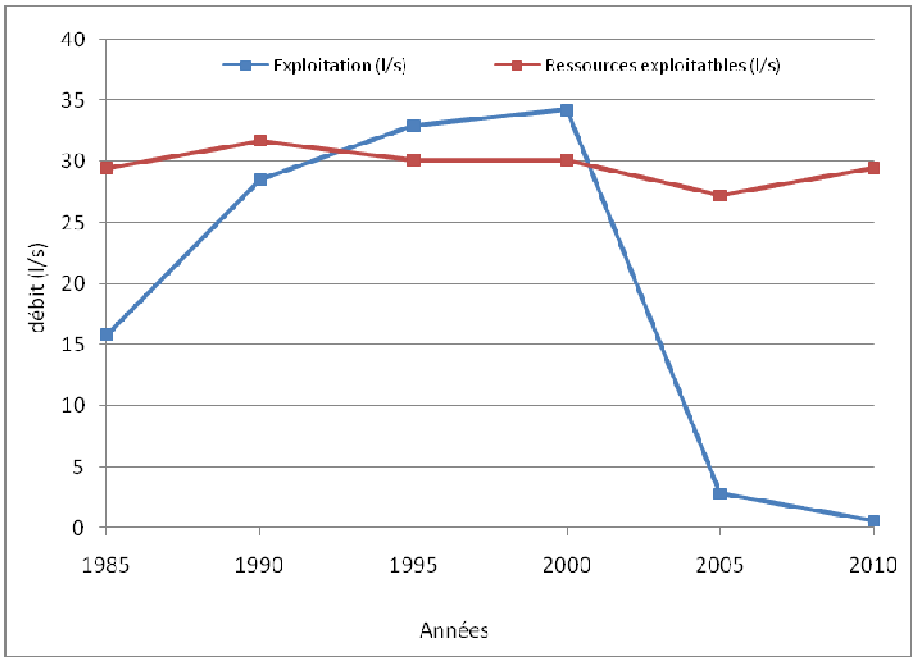


Fig. II. 14 *Évolution de l'exploitation au niveau des nappes d'oasis de Douz (1985-2010)*

Au niveau du Djérid, le débit d'exploitation des nappes d'oasis subit une augmentation continue, depuis 1985. Il a été évalué à 380 l/s, en 1985, puis, il a augmenté jusqu'à 729 l/s, en 1990. Entre 1990 et 2004, l'exploitation a subit une augmentation légère entre 729 l/s et 885 l/s respectivement (Fig. II.15). Par la suite, elle a augmenté pour atteindre 1146 l/s en

2012. Cette variation évolue en parallèle avec le nombre des points d'eaux (Fig. II.16). On remarque, en fait, une augmentation continue des puits de surface entre un nombre de 245, en 1985 et 3821, en 2012. Ceci est expliqué par la création continue des points d'eau au niveau des oasis suite à la demande accrue en eau d'irrigation.

L'étude de l'évolution du débit d'exploitation en fonction des ressources exploitables montre que les nappes d'oasis, au niveau du Djérid, évoluent entre des états de surexploitation et de sous-exploitation. Ces nappes se trouvent surexploitées, en 1990 et 1995, avec des taux d'exploitation de 150% et 160%, respectivement. Elles sont sous exploitées, en 1998 et 2000, avec des taux d'exploitation de l'ordre de 92% et 93%, respectivement. En 2004, ces nappes se trouvent exploitées à 103% et deviennent, en 2012, exploitées à 100% avec une exploitation qui semble en équilibre avec les ressources exploitables (Fig. II.15). Le dépassement de l'exploitation, au-delà des ressources, est expliqué par la demande continue en eau d'irrigation. Ce dépassement est plus important surtout au niveau des nouveaux oasis crées au voisinage de Tozeur.

Les états de surexploitation, enregistrés au niveau de Douz et au niveau du Djérid pourraient contribuer à la dégradation de la qualité chimique des eaux souterraines.

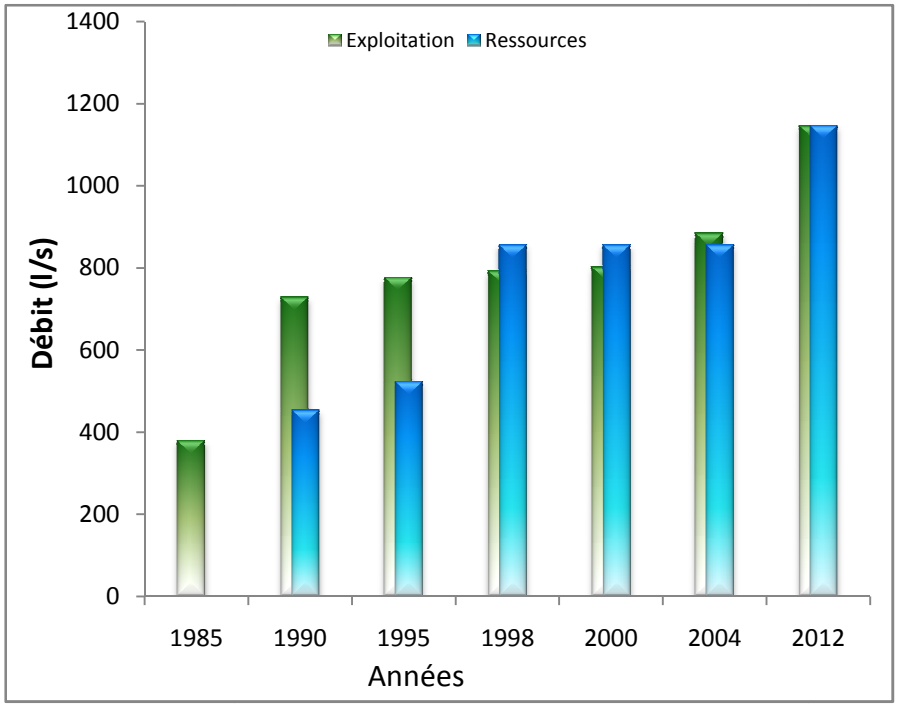


Fig. II. 15 *Évolution de l'exploitation des nappes d'oasis dans la région du Djérid (1985-2012)*

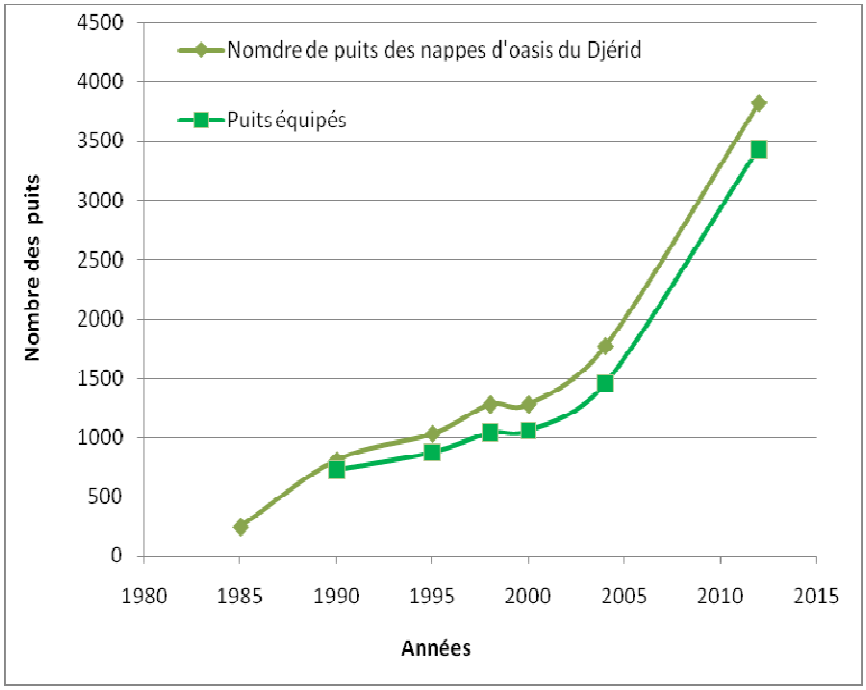


Fig. II. 16 *Évolution du nombre des puits de surface au niveau des nappes d'oasis du Djérid (1985-2012)*

VI. Étude de la piézométrie

VI.1. Évolution temporelle de la piézométrie

Le suivi piézométrique des nappes phréatiques comporte beaucoup de lacunes dues essentiellement à l'absence des mesures. Pour ce faire, on a choisi les puits qui comportent les moins des lacunes de mesures piézométriques (Fig.II.17). En fait, la variation de la piézométrie au niveau des nappes d'oasis est étroitement liée au débit d'irrigation (variant de 0,6 à 0,9 l/s/hec), aux averses pluviométriques et à l'exploitation. Au niveau des nappes sahariennes, la piézométrie est dépendante, seulement, de la pluviométrie et de l'exploitation.

VI.2.1. Région de la Nefzaoua

Pour la région de la Nefzaoua, le suivi temporel de la piézométrie a intéressé les nappes phréatiques d'oasis et celles sahariennes. Ce suivi a été effectué au cours de la période 1992-2012.

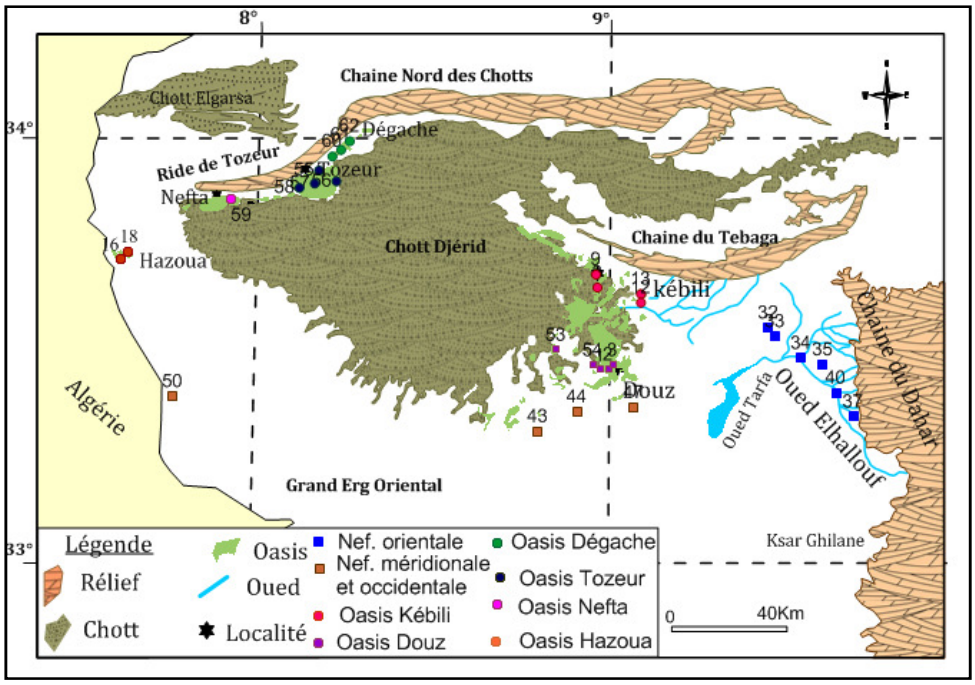


Fig. II. 17 Carte de situation des piézomètres et des puits de surface pour la surveillance piézométrique

VI.2.1.1. Les nappes d'oasis

Le suivi piézométrique a concerné les oasis de Kébili et de Douz. Au niveau de la région de Kébili, le suivi temporel de la piézométrie pour quelques points d'eau montre une évolution irrégulière (Fig.II.18). On observe des augmentations expliquées par le retour d'irrigation associé aux averses pluviométriques et des baisses expliquées par l'augmentation de l'exploitation surtout pendant la période estivale (période d'avril à octobre). On remarque que le puits Abdallah Jobrane (n°9) a enregistré des remontées de 2 m, en octobre 2002 et de 3 m, en avril 2008. Ces remontées sont peut être liées aux averses pluviométriques d'octobre 2002 et d'avril 2007 associées à une diminution de l'exploitation au cours de la période hivernale (d'octobre à avril). Au niveau de Douz, on remarque une évolution annuelle qui suit celle de la pluviométrie avec des oscillations saisonnières de 0,5 m (Fig.II.19). Néanmoins, on observe une baisse continue pour le puits Forêt ElGolaa (n°54) (de -8 m en avril 1997 jusqu'à -13 m en octobre 2006). Ceci est expliqué, en fait, par l'utilisation excessive de l'eau au niveau de ce point pour combler le déficit en eau d'irrigation. De même, le puits ben kraiem (n°2) a enregistré une baisse de 4 m entre avril 2005 et avril 2006 expliqué par une exploitation excessive puis une remontée expliquée par des volumes du retour d'irrigation plus importants.

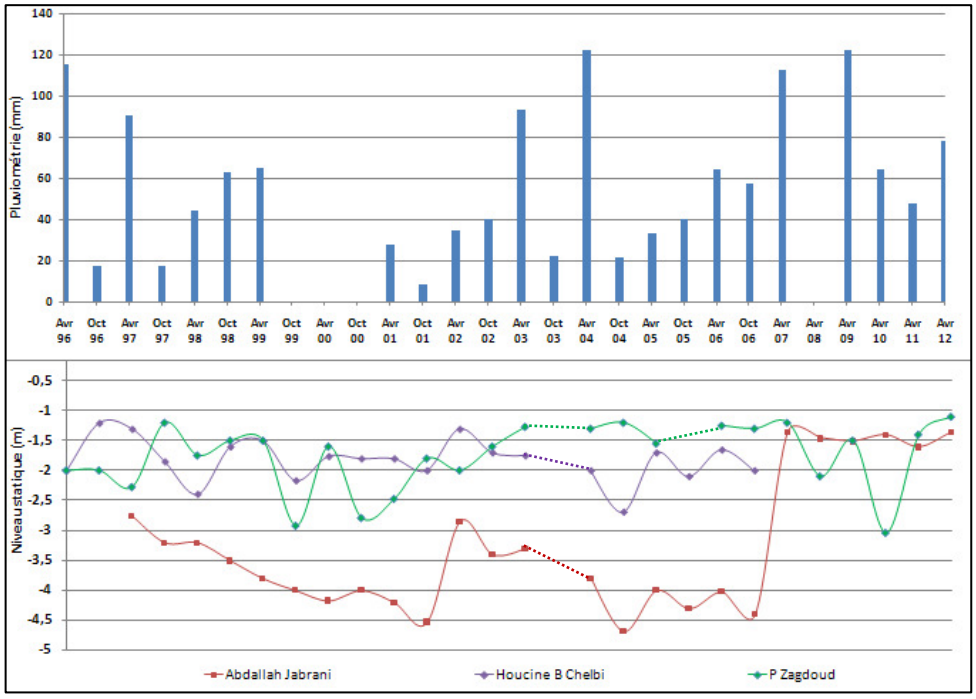


Fig. II. 18 *Évolution du niveau statique des puits des nappes d'oasis de Kébili*

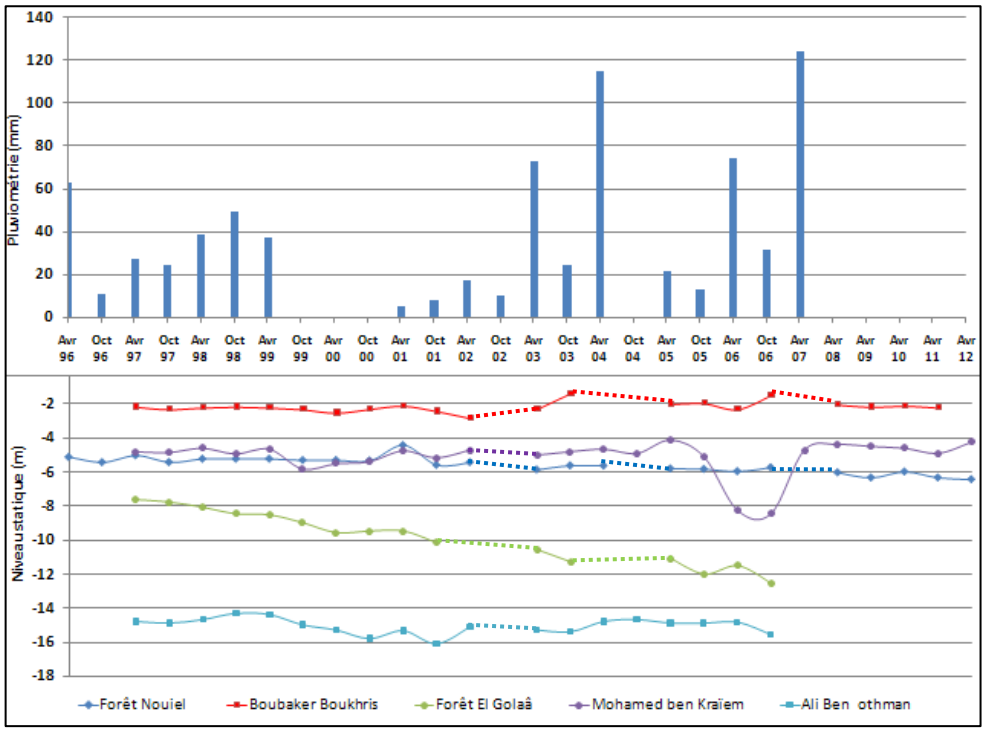


Fig. II. 19 *Évolution du niveau statique des puits des nappes d'oasis de Douz*

VI.2.1.2. Les nappes sahariennes

Au niveau de la partie saharienne de la zone d'étude, les fluctuations piézométriques annuelles des points d'eau montrent des variations quelquefois importantes (Fig.II.20). On remarque une augmentation de 12 m, entre 1997 et 2001, pour le puit Ghizen (n°32) situé au niveau de la Nefzaoua orientale. Cette élevation peut être expliquée par des apports d'eau qui

dépassent l'exploitation. En fait, ce puits a eu une diminution du niveau statique, même après les pluies d'avril 1996. Ceci peut être expliquée par une exploitation excessive au niveau de ce point jusqu'à la salinisation des eaux. Ce qui explique l'augmentation du niveau statique, à partir d'octobre 1997, par une probable alimenatation, qui domine l'exploitation. Cette alimentation est soit provenant de la recharge recente par les eaux de pluie et/ou par drainance ascendante des eaux anciennes de l'aquifère sous-jacent. De l'autre coté, le puits Ben aissa (n°33) montre une tendance vers la baisse piézométrique qui peut être liée à un effet d'exploitation poussée au niveau de ce point.

Au niveau de la partie occidentale (Fig. II.21), on remarque des fluctuations annuelles minimales de 1 m. Ces variations enregistrent des baisses de 3 m et 5 m, respectivement pour les puits Sidi Marzoug (n°43) et Dalia (n°47). Ceci est dû au fait que les puits de cette zone sont utilisés essentiellement pour le pâturage, ce qui resulte en une exploitation dépassant la recharge.

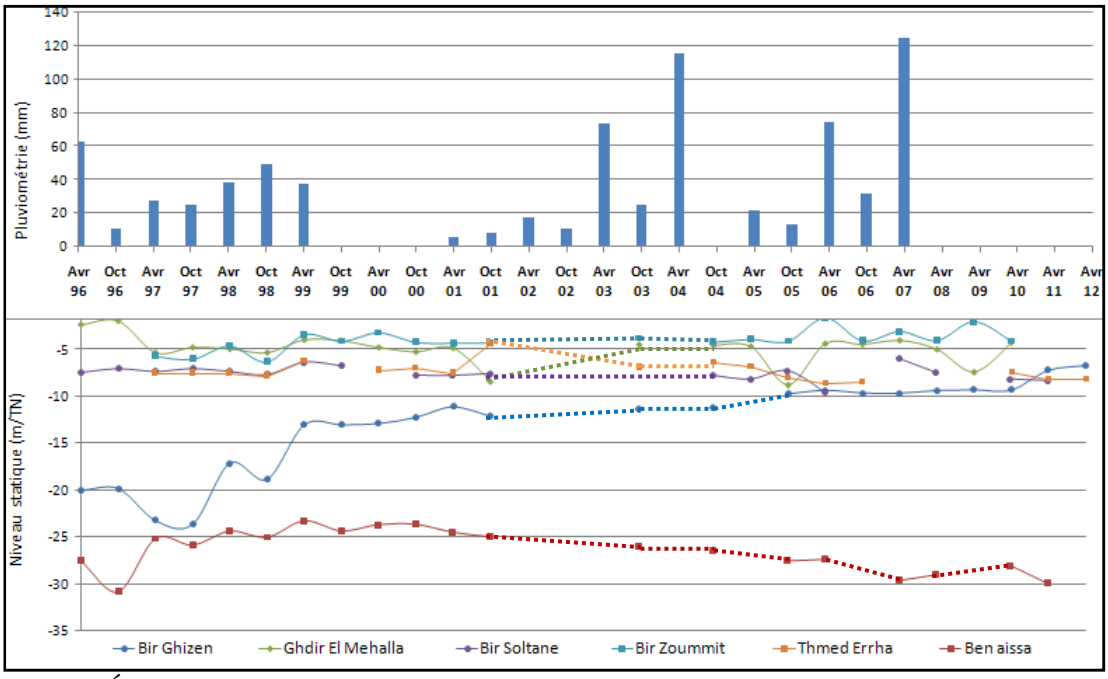


Fig. II. 20 *Évolution du niveau statique des puits des nappes sahariennes de la Nefzaoua orientale (Oued el Hallouf)*

VI.2.2. Région du Djérid

Le suivi piézométrique des nappes d'oasis du Draa Sud du Djérid a intéressé les oasis de Tozeur, Nefta, Hazoua et Dégache. Ce suivi a été effectué au cours de la période 1995-2009.

Au niveau de Tozeur, on remarque des oscillations qui suivent, globalement, celles des averses pluviométriques avec des fluctuations annuelles variant entre 1 m et 2 m et des fluctuations saisonnières comprises entre 0,5 m et 1 m (Fig. II.22). Néanmoins, le puits Jilani Rezgui (n°58) marque des baisses qui semblent étroitement liées à l'utilisation excessive de l'eau au niveau de ce point pour l'irrigation. Ces baisses ont été suivies par des remontées

quelquefois importantes expliquées par des périodes pluvieuses associées à la diminution de l'exploitation.

Au niveau du secteur de Nefta, on ne remarque pas un réseau piézométrique dense. Le point de mesure sbakh piézomètre (n°59) enregistre une évolution piézométrique étroitement liée à la pluviométrie avec des variations annuelles de l'ordre de 1 m (Fig. II.23).

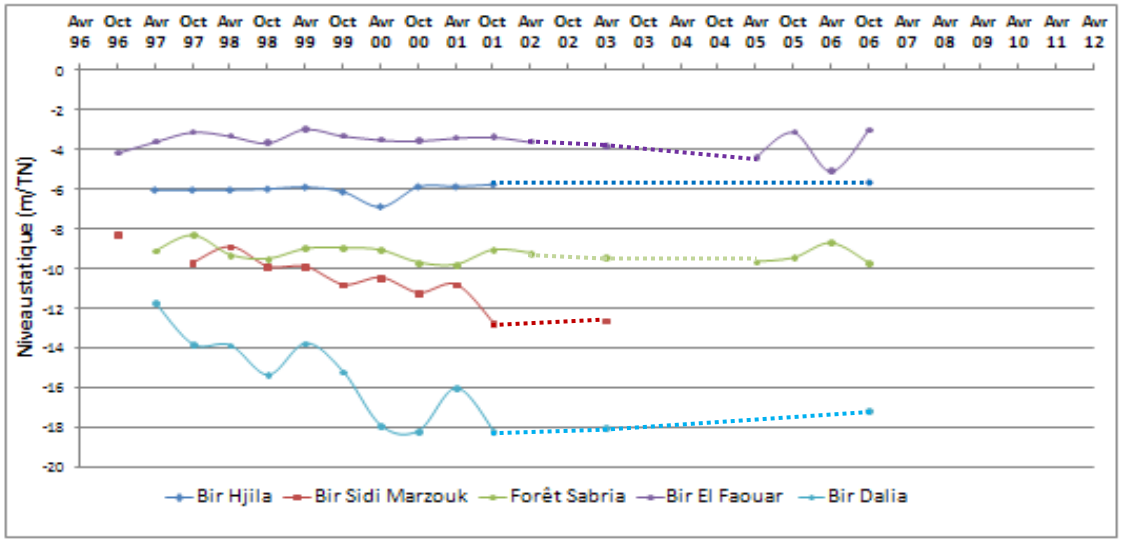


Fig. II. 21 *Évolution du niveau statique des puits des nappes sahariennes de la Nefzaoua méridionale et occidentale*

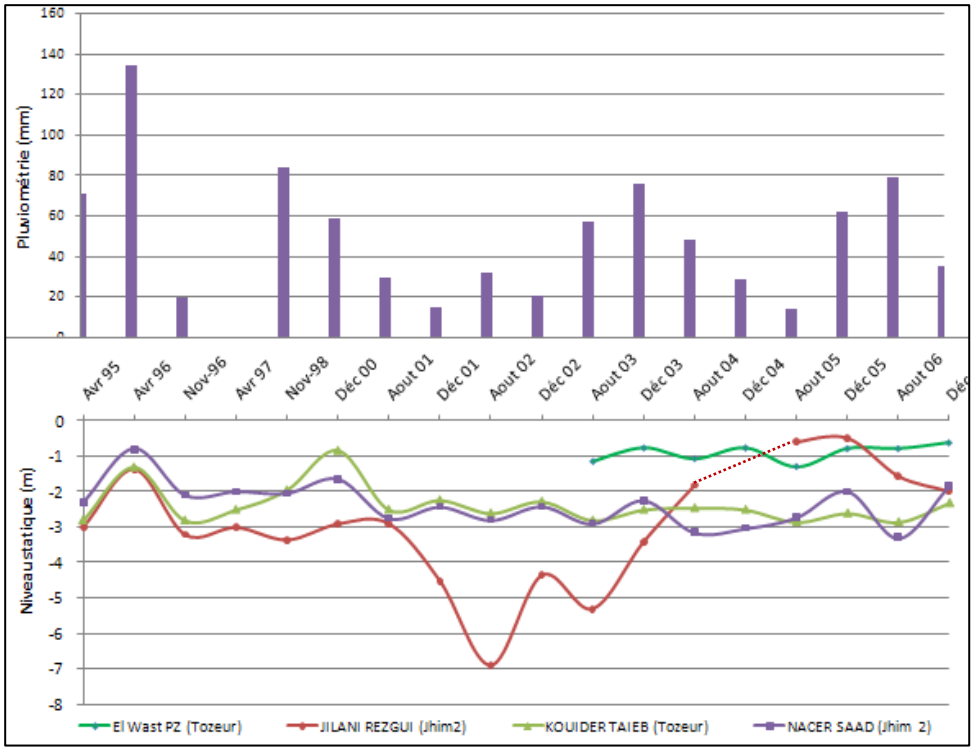


Fig. II. 22 *Évolution du niveau statique d'eaux au niveau de quelques puits dans le secteur de Tozeur*

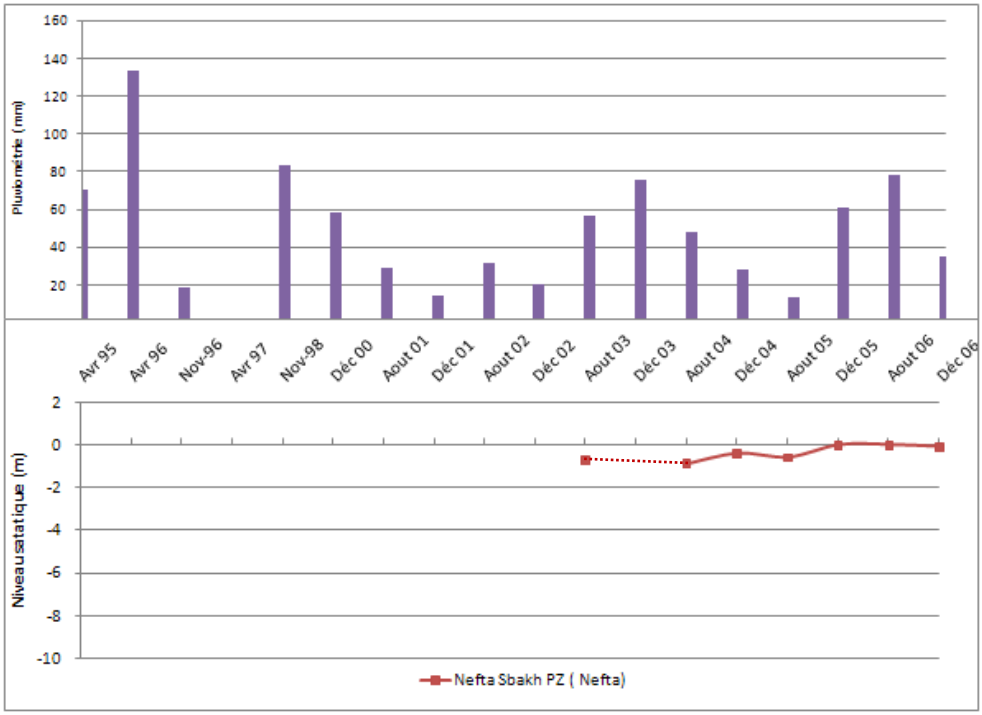


Fig. II. 23 *Évolution du niveau statique des eaux au niveau des puits dans le secteur de Nafta*

Pour le secteur de Hazoua, on remarque des fluctuations piézométriques parallèles à celle de la pluviométrie (Fig. II.24). On remarque des fluctuations saisonnières de 0,5 à 1 m entre la période hiveranle (décembre) et la période éstivale (aout). En fait, les puits Belgacem ben saidi (n°18) et lakhdhar sahouda (n°16) montrent deux rémontées importantes liées aux averses de 1996 et 1998, respectivement, de l'ordre de 133,7 mm et 83,6 mm. Les fluctuations annuelles sont de l'ordre de 0,5 à 1 m.

La même situation est observée aux niveaux des oasis de Dégache (Fig. II.25). En fait, le puits Nasreddine El ghoul (n°61) enregistre une augmentation du niveau de -8,5 m, en décembre 2005 à -4 m, en décembre 2006. Une telle réponse piézométrique, de l'ordre de 4,5 m par année, peut être expliquée par un apport pluviométrique avec une diminution de l'exploitation au niveau de ce point. Au niveau du puits Habib mansour, on remarque plutôt un abaissement du niveau piézométrique même après les averses de 2005. Ceci peut être expliqué par l'utilisation excessive de l'eau pour l'irrigation à partir de ce point surtout autours de la période estivale.

On déduit que, les nappes d'oasis dépendent des eaux du retour d'irrigation des nappes profondes auxquelles s'ajoute l'effet des eaux de pluie en périodes fortement pluvieuses.

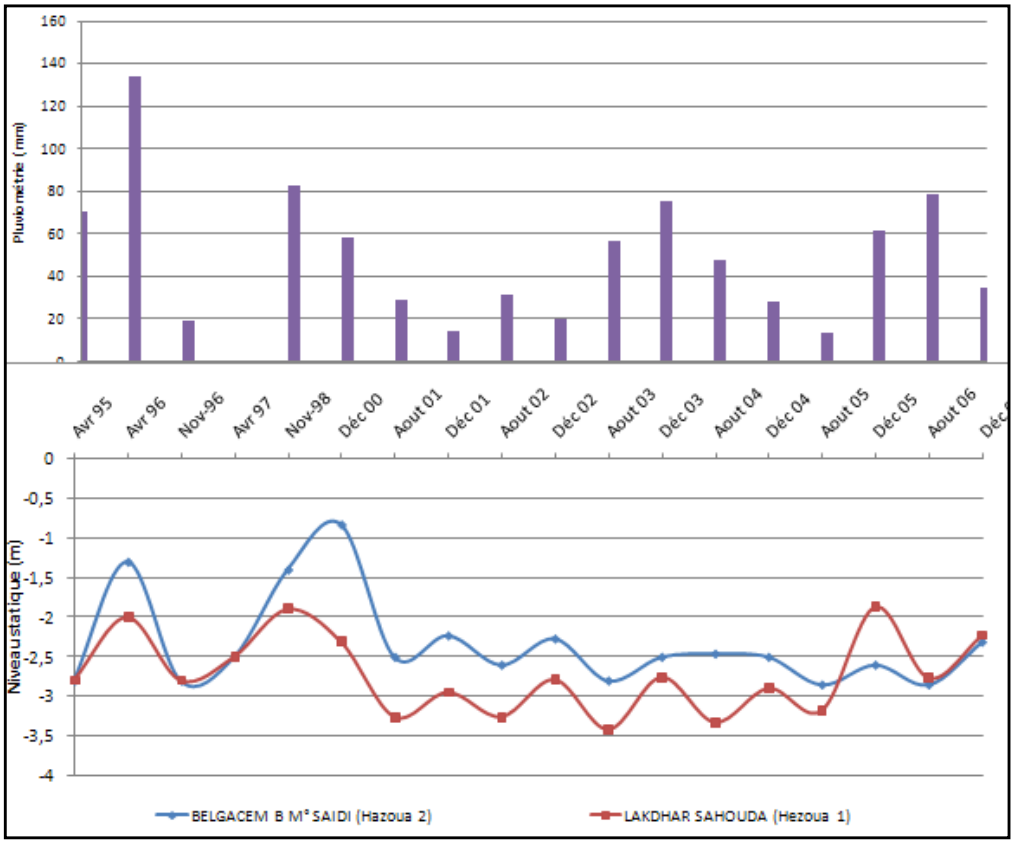


Fig. II. 24 *Evolution du niveau statique d'eau au niveau des puits dans le secteur de Hazoua*

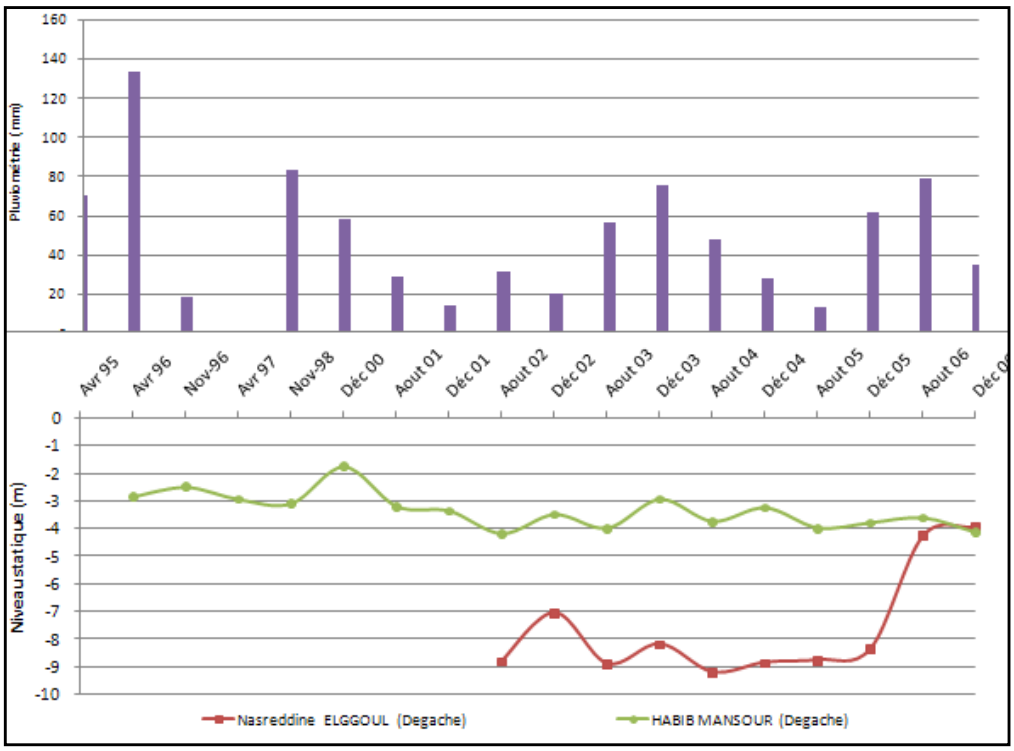


Fig. II. 25 *Évolution du niveau statique d'eaux de quelques puits dans le secteur de Dégache*

VI.2. Évolution spatiale de la piézométrie

Dans le but de suivre le comportement piézométrique des aquifères phréatiques de la zone d'étude, des cartes piézométriques ont été établies pour les nappes de la Nefzaoua et du Djérid. Au niveau du Djérid, les nappes d'oasis se trouvent perchées et isolées. Faute de l'insuffisance des points de surveillance piézométrique pour chaque nappe, on s'est limité à tracer la carte piézométrique de l'oasis de Tozeur. Les cartes piézométriques ont été établies manuellement par interpolation linéaire entre les points de mesure. Elles reflètent l'état des nappes phréatiques de la Nefzaoua et du Djérid en 2008 (Fig. II.26, Fig. II.27 et Fig. II.28). Elles ont été établies en se basant sur des mesures du niveau statique et d'altitudes dans les puits de surface captant ces nappes.

En fait, au niveau de la Nefzaoua, l'étude de la topographie, de la géologie, de la géomorphologie ainsi que l'absence des éléments de coupure ont permis de considérer une continuité hydrogéologique entre les nappes phréatiques sahariennes et les nappes d'oasis de la Nefzaoua avec un écoulement qui s'effectue des hauts reliefs vers la zone la plus basse, formée par Chott Djérid. La carte de la figure 26 montre que la surface piézométrique suit sensiblement la topographie. Elle diminue des bordures, vers le centre matérialisé par le Chott Djérid. Cette carte indique que l'écoulement général des eaux souterraines de ces nappes phréatiques est multidirectionnel convergeant, essentiellement, vers Chott Djérid et en partie vers le Sud de Douz. En effet, les zones de recharge sont localisées au niveau de la chaine du Dahar et le Sud du Grand Erg Oriental. Les niveaux piézométriques enregistrés passent de 218 m au niveau du versant occidental ou piedmont du Dahar et de 100 m au Sud de Douz à 20 m au niveau du Chott Djérid. Le fort gradient hydraulique, observé au niveau du piedmont de la chaîne du Dahar (2,6‰) et qui diminue régulièrement vers Chott Djérid (1,3‰), met en évidence le rôle de cette chaîne dans l'alimentation des nappes phréatiques, surtout celles qui sont situées près du piedmont ainsi que la lithologie de l'aquifère. L'écoulement souterrain est largement du Sud et de l'Est vers Chott Djérid.

Au niveau de Tozeur, les cartes tracées reflètent l'état de la nappe en période hivernale (décembre 2008) (Fig. II.27) et en période estivale (aout 2008) (Fig. II.28). L'étude de ces cartes montre un écoulement qui se fait globalement du Draa Djérid vers Chott Djérid. Le resserrement des courbes isopièzes en aval de ce bassin indique un fort gradient hydraulique qui passe de 0,56%, en amont, vers 1,86% en aval, ce qui peut être expliqué par une augmentation de l'exploitation.

La superposition des cartes des états de la période hivernale (Fig.II.27) et celle estivale (Fig.II.28) sur la carte de la figure II.29, nous permet de déterminer la variation saisonnière de

la piézométrie. On remarque, ainsi, une variation saisonnière qui parait faible en amont et tend vers 1 m en aval du bassin, entre la période hivernale et estivale. Cette baisse piézométrique en période estivale est essentiellement due à l'exploitation poussée de cette nappe pour combler le déficit d'irrigation. Cette baisse peut s'accompagner d'un appel d'eaux du Chott en périodes d'inondation. Dans ce cas, on risque d'avoir une intrusion des eaux du Chott Djérid vers les nappes d'oasis.

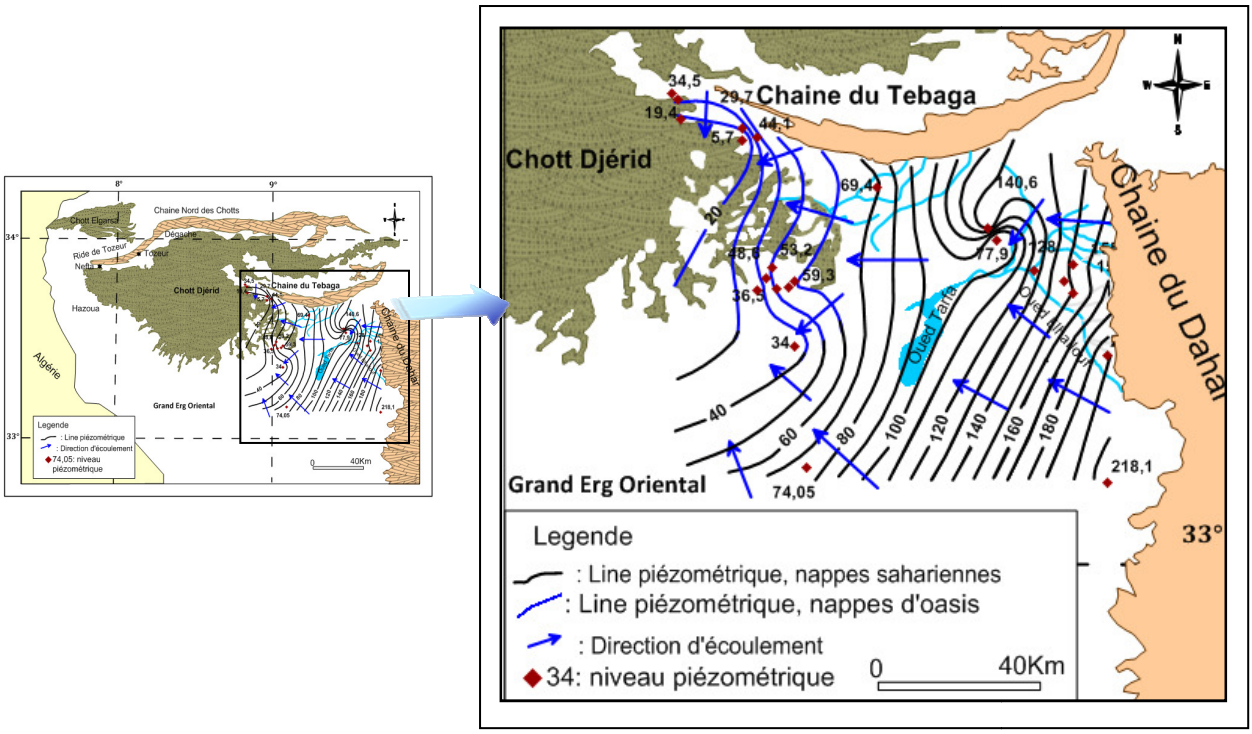


Fig. II. 26 *Carte piézométrique des nappes phréatiques de la Nefzaoua (Avril 2008)*

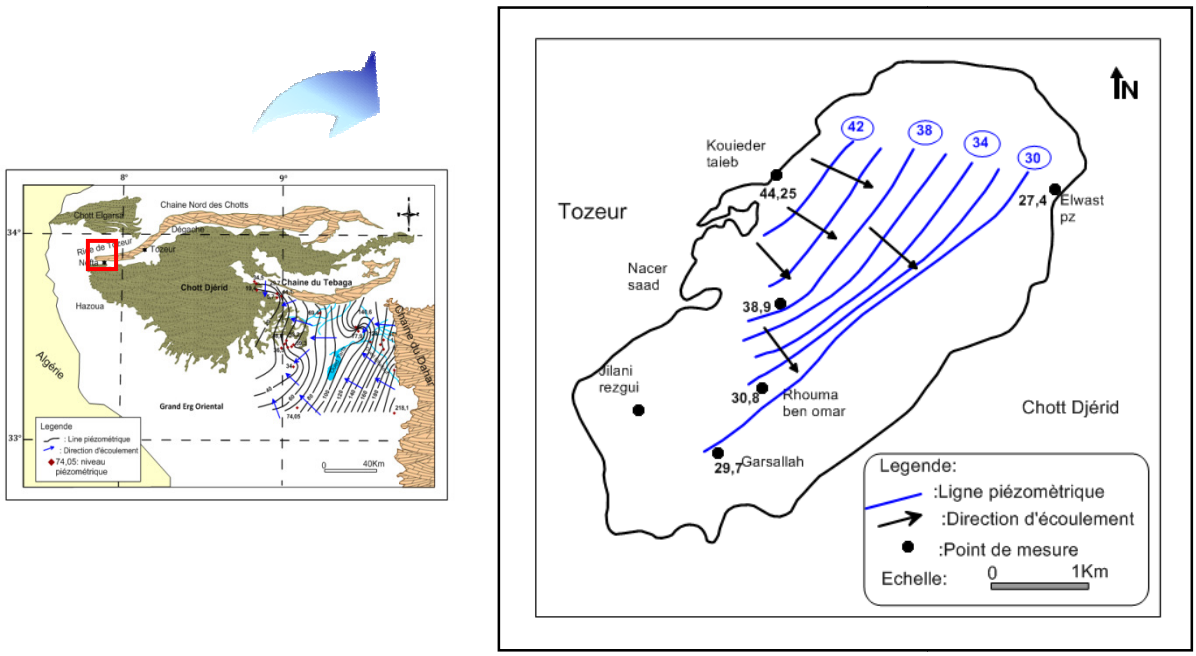


Fig. II. 27 *Carte piézométrique de la nappe d'oasis de Tozeur (Djérid) état hivernale (Décembre 2008)*

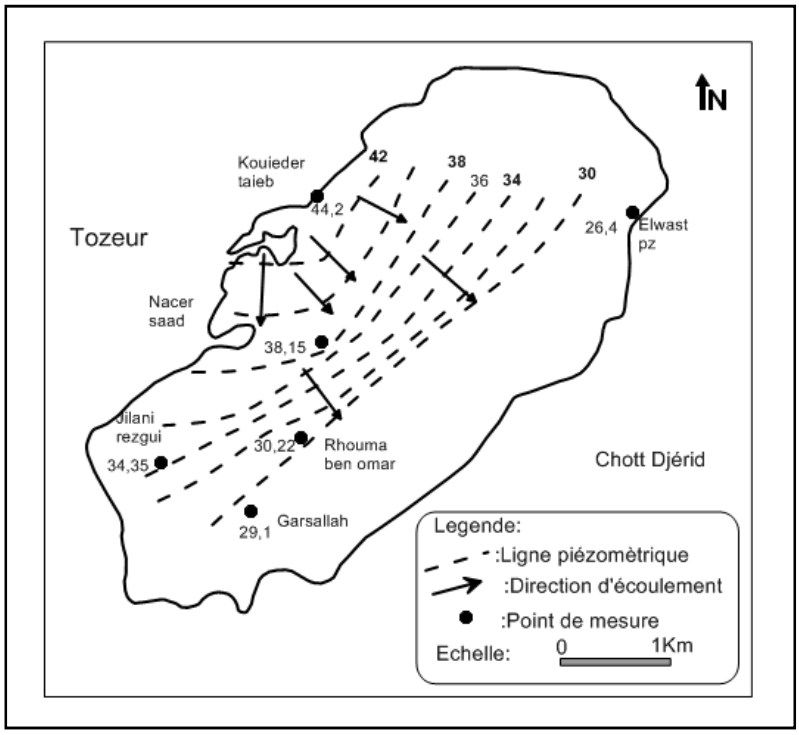


Fig. II. 28 *Carte piézométrique de la nappe d'oasis de Tozeur (Djérid) état estivale (Aout 2008)*

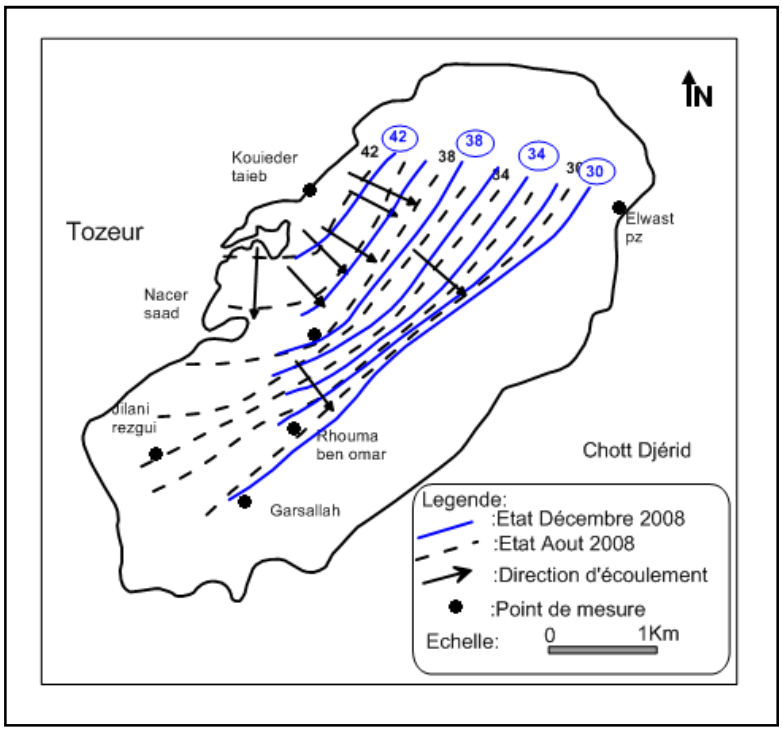


Fig. II. 29 *Superposition des cartes piézométriques de la nappe d'oasis de Tozeur (Djérid) du des états de Décembre 2008 et Aout 2008*

VII. Conclusion

Cette étude, portant sur les nappes phréatiques de la Nefzaoua et du Djérid, a permis de distinguer les nappes d'oasis situées aux environs du Chott Djérid et les nappes sahariennes, situées en dehors de oasis. Au niveau de la Nefzaoua, les nappes d'oasis sont concentrées autour de Kébili et Douz au niveau de la partie Est du Chott Djérid avec des profondeurs moyennes de l'ordre de 10 m. Elles sont formées, en grande partie par l'infiltration des eaux d'irrigation en plus des eaux de pluie. Les nappes sahariennes se trouvant, en dehors des oasis, au niveau du Sahara, sont formées essentiellement par les eaux de pluie. Elles sont situées dans les parties orientales, méridionales et occidentales de la Nefzaoua. Ces nappes sahariennes se trouvent en continuité géologique avec les nappes d'oasis de la région de Douz et de Kébili. La lithologie de ces nappes est de type sables argilo-gypseux, au niveau des oasis, aux alentours du Chott Djérid, et des alluvions argilo-sableux à sablo-gypseux, pour les nappes sahariennes.

Au niveau du Djérid, les nappes d'oasis se trouvent isolées (nappes d'oasis de Tozeur, Nefta, Hazoua et dégache). Ces nappes sont logées dans des formations du Plio-Quaternaire constituées de sables et d'argiles parfois gypseux. Ces remplissages présentent un épaississement en direction du Chott Djérid.

L'étude de l'exploitation des nappes phréatiques de la Nefzaoua et du Djérid montre des oscillations entre des états de sous-exploitation et de surexploitation. Au niveau de la Nefzaoua, le débit d'exploitation atteint son maximum, en l'an 2000, avec des prélèvements de l'ordre de 50 l/s (34 l/s à partir des nappes d'oasis de Douz, 10 l/s à partir des nappes d'oasis de Kébili et 6 l/s à partir des nappes sahariennes). Ce débit diminue, par la suite, pour atteindre 6,9 l/s, en 2010. Globalement, les nappes phréatiques de la Nefzaoua (oasis de Kébili, oasis de Douz et sahariennes) sont loin d'être surexploitées avec des exceptions enregistrées au niveau des nappes d'oasis de Douz, durant la période 1993 et 2001, pendant laquelle, ces nappes ont été surexploitées avec des taux pouvant atteindre 113%. Cette surexploitation peut contribuer à la dégradation de la qualité chimique de ces nappes.

Au niveau du Djérid, l'exploitation des nappes phréatiques montre des états de sous-exploitation et de surexploitation. Ces nappes montrent un état de surexploitation, en 1998 et 2000, avec des taux de 150% et 160% respectivement. En 2012, les débits d'exploitation sont en équilibre avec les ressources. Toutefois, ces nappes se trouvent menacées par l'intrusion des eaux salées en période d'inondation du Chott Djérid.

En ce qui concerne la piézométrie, l'étude de l'évolution spatiale a été effectuée pour les nappes phréatiques de la Nefzaoua et les nappes d'oasis de Tozeur. Au niveau de la Nefzaoua,

elle montre que l'écoulement général des eaux de ces nappes est multidirectionnel convergeant, essentiellement, vers Chott Djérid et en partie vers le Sud de Douz. Les zones de recharge sont localisées au niveau de la chaine du Dahar et le Sud du Grand Erg Oriental. Au niveau du Djérid, la piézométrie montre un écoulement qui se fait, globalement, du Draa Djérid vers Chott Djérid. La superposition des cartes des états saisonniers, pour la nappe phréatique de Tozeur, montre des fluctuations piézométriques saisonnières pouvant atteindre 1 m.

CHAPITRE III : CARACTÉRISATION ET MÉCANISMES DE MINÉRALISATION

A. ANALYSES PAR TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

B. ÉTUDE HYDROCHIMIQUE ET STATISTIQUE

C. ÉTUDE ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DE LA ZONE D'ÉTUDE

A. ANALYSES PAR TOMOGRAPHIE DE RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

I. Introduction et définitions

Dans la plupart des aquifères côtiers, les processus de salinisation des eaux souterraines sont facilement attribués à l'intrusion latérale de l'eau de mer (Ben Hamouda et *al*., 2010; Fedrigoni et *al.,* 2001; Grassi et *al.*, 2007). Néanmoins, pour les aquifères continentaux, quand ils se trouvent complètement déconnectés de la mer, des multiples processus pourraient être considérés comme l'écoulement des eaux souterraines salines à partir des aquifères adjacents ou sous-jacents, la contamination anthropique due à l'écoulement des eaux du retour d'irrigation, des facteurs naturels tels que la dissolution de la halite et du gypse et la concentration par effet d'évaporation (Brouste et *al.*, 1997; Bennetts et *al.,* 2006 ; Kacimov & Obnosov, 2006; Matthew & Bristow, 2010; Stigter et *al.,* 1998). La Tomographie de la Résistivité Électrique (ERT) est l'une des méthodes géophysiques qui pourraient être utilisées pour atteindre ces objectifs (Beauvais et *al.,* 1999; Bauer et *al.,* 2006; De Franco et *al*., 2009; El Yaouti et *al*., 2009). Cette méthode est récemment devenue la plus utile pour la cartographie de la conductivité électrique du sous-sol (Atekwana et *al.*, 2000; Griffiths & Barker, 1993), car elle permet d'obtenir une image de distribution de la salinité des eaux souterraines avec une résolution spatiale. Tenant compte, du fait que la résistivité mesurée par l'ERT dépend fortement de la salinité des eaux souterraines, cette méthode a été utilisée pour indiquer les mouvements de transfert des sels du sous-sol (Bevc and Morisson, 1991; Kemna et *al*., 2002), afin de montrer l'intrusion de l'eau de mer (Kruse et *al.*, 1998; Nowroozi et *al.*, 1999). Elle peut aussi aider à la cartographie de la distribution des contaminants dans le sous sol et de délimiter la contamination par les polluants (Atekwana et *al.*, 2000; Benson et *al*., 1997; De La Vega et *al*., 2003; Osiensky and Donaldson, 1995) ainsi que dans le domaine de l'imagerie et la caractérisation du transport souterrain des solutés dans les aquifères libres hétérogènes (Kemna et *al.*, 2002; Osiensky and Donaldson, 1995; Slater et *al*., 2000; Slater et *al.*, 2002). La tomographie peut aussi servir comme un outil pour étudier la configuration des structures souterraines du sous sol telles que les failles (Nguyen et *al*., 2005; Rizzo et *al*., 2004) ainsi que la caractérisation et la délimitation des couches de terrain et des roches (Beauvais et *al*., 1999; Beauvais et *al.*, 2004; Ritz et *al*., 1999; Robineau et *al*., 2007). Cette méthode peut aussi aider dans le cas de la réalisation des travaux géotechniques (Abu-Shariah, 2009; Denis et *al*., 2002; Deceuster, 2006). Ainsi, la tomographie de la résistivité électrique est une méthode largement utilisée dans plusieurs domaines. En hydrogéologie, elle

est utilisée, surtout, dans le cas de l'évaluation de la qualité de l'eau ainsi que la détermination des mécanismes et des processus de la minéralisation (Bauer et *al*., 2006; Bennetts et *al*., 2006; Boucher et *al*., 2009; Cassiani et *al.*, 2006; Clément et *al*., 2009; Grassi et *al*., 2007; Mann et *al*., 1997; Mhamdi et *al*., 2006; Pham et *al*., 2002; Subyani, 2005; Wilkinson et *al*., 2010).

Cette méthode d'exploration du sous sol repose sur la mesure de la résistivité électrique en Ohm.m qui dépend de la capacité du courant électrique à circuler dans le milieu naturel. La connaissance de la résistivité permet d'appréhender la structure et la lithologie du sous sol.

On distingue différents types de dispositifs tels que le wenner, le wenner-schlumberger, le dipôle-dipôle et le pôle-dipôle (Annexe 2). Le dispositif correspondant à un système multi-électrode qui permet d'injecter un courant électrique dans le sol et d'effectuer automatiquement plusieurs centaines de mesures des résistivités apparentes indépendantes les unes des autres (Fig. III. 1).



Fig. III. 1 Photo de terrain montrant l'injection d'une électrode dans le sol

Le courant est injecté entre les deux électrodes d'injection, puis la différence de potentiel est mesurée entre les deux électrodes de mesure. Le calcul de la résistivité apparente se fait automatiquement dans la boite d'acquisition. Les résultats sont transformés sous forme d'image en coupe (x, z) présentant des variations des résistivités apparentes calculées des terrains traversés appelés pseudo sections. En fait, une pseudo-section est une carte des résultats qui présente les valeurs des résistivités apparentes calculées. La couleur d'un point sur la pseudo-section représente donc la valeur de la résistivité apparente en ce point (Fig. III. 2).

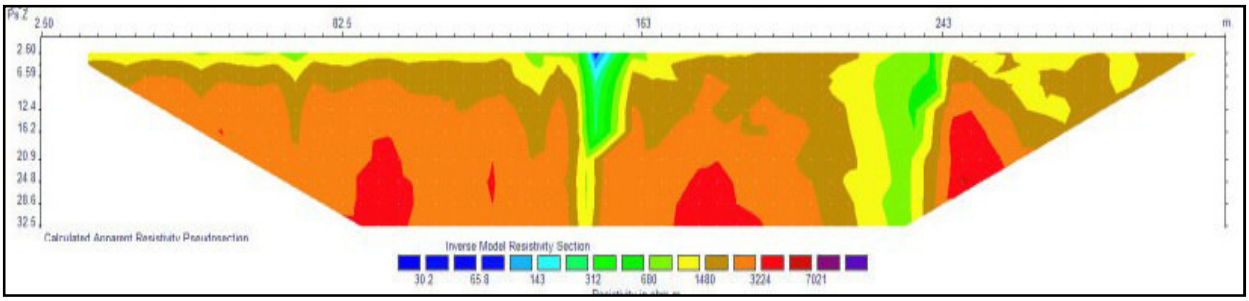


Fig. III. 2 Un modèle de pseudo section

II. Étude de cas, description du site d'étude : régions de Douz et de Kébili

Les rives du Chott Djérid, du coté Est et du coté Ouest, sont marquées par l'extension des oasis pour la culture des palmiers dattiers. L'irrigation est effectuée selon la méthode d'immersion où un certain niveau d'eau est fourni à la zone au cours de l'irrigation jusqu'à ce que le sol soit saturé et complètement recouvert. Le niveau de l'eau est supérieur à la quantité requise par les cultures et induit un excès qui doit être drainé. Une partie des eaux d'irrigation en excès est stockée dans les dépôts du Mio-Plio-Quaternaire et forme donc les nappes phréatiques d'oasis. L'autre partie doit être évacuée afin d'éviter les risques d'hydromorphie et d'asphyxie pour les palmiers dattiers. Ainsi des systèmes de drainage ont été implantés pour drainer ces eaux le long d'un réseau de drainage, vers des bassins de stockage d'eau, en dehors de l'oasis. En fait, les zones environnantes du Chott Djérid se caractérisent par une couche de sol d'une épaisseur importante généralement supérieure à 80 cm. Ces sols sont généralement de nature sableuse à argilo-sableuse et présentent une perméabilité et une porosité élevées avec une pente de plus de 5%. En raison de la lixiviation continuée des sols, les eaux se chargent avec du sel et leurs percolations vers les nappes d'oasis, sous-jacentes, constituent une menace d'intrusion des eaux hypersalines.

Pour ce faire, la tomographie de la résistivité électrique a été appliquée aux niveaux de trois sites du coté Est du Chott Djérid, au Sud-Ouest de la Nefzaoua, précisément aux niveaux des oasis des régions de Douz et de Kébili, considérées comme représentatives des pratiques agricoles oasiennes.

III. Description de la méthode utilisée et Protocole de mesure

III.1. Description de la méthode

Les résistivités données ont été enregistrées en utilisant un ordinateur multicanal ABEM (Fig.III. 3). La résistivité est mesurée avec un réseau de 64 électrodes en acier, en

ligne droite selon une configuration Wenner-Schlumberger, avec un espacement entre les électrodes constant de 5 m pour obtenir des informations de profondeur (jusqu'à 30 à 40 m). Les données sont présentées comme des pseudo-sections (Edwards, 1977), donnant une image approximative des résistivités du sous-sol. Les résultats ont été inversés en utilisant la méthode de « Robust constraint », en vue d'améliorer les hétérogénéités locales (Savin et *al*., 2003), incorporant des variations topographiques. Les sections résultantes sont des pseudo-sections de résistivité apparente qui n'indiquent pas nécessairement le changement progressif de la résistivité et nécessite une comparaison minutieuse des données de résistivité avec les données disponibles sur les coupes des forages et des points d'eaux les plus proches de la localité des profils réalisés.

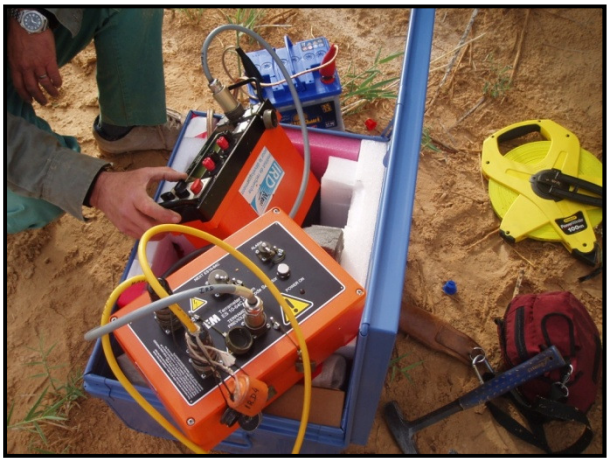


Fig. III. 3 Photo de terrain montrant l'utilisation d'un ordinateur multicanal ABEM

III.2. Protocole de mesure

Le protocole de mesure de la résistivité électrique est le suivant :

- Observation du terrain avec un temps de réflexion pour essayer de recouper au mieux les accidents géologiques.
- Installer les câbles et les électrodes le long d'un profil.
- Connecter tous les câbles à l'entrée du résistivimètre ABEM, lui-même relié à la centrale d'acquisition qui enregistre les résistivités apparentes mesurées.
- Traitement des données : le traitement des données permet de déterminer la nature géologique et la géométrie du sous sol en supposant une bonne connaissance des causes possibles de variation de la résistivité. Le principe d'inversion est basé sur la comparaison des données acquises avec les données théoriques modélisées dont le but est de trouver les paramètres du modèle de telle sorte que les valeurs acquises et les

valeurs théoriques soient les plus proches. L'écart entre ces 2 valeurs est évalué par une méthode des moindres carrées selon un processus itératif.

III.3. Choix du site

En fait, trois sites ont été choisis à l'Est du pourtour du Chott Djérid (Fig. III. 4). Le premier site S1 se trouve au Sud de la région de Douz avec deux profils perpendiculaires : un profil Est-Ouest, entre la frontière de l'oasis et le bassin de drainage (TND01) et un profil Nord-Sud (TND02). Le deuxième site S2 situé dans la région de Kébili avec un profil Nord-Sud partant de la frontière de l'oasis vers le Chott Djérid (KEB01). Le troisième site S3 est situé dans la région de Kébili dans la dépression du Chott Djérid avec un profil Ouest-Est (KEB04).

TND01 : Profil Est-Ouest, 2 roll over, longueur totale 635 m.

Électrode 1, en bordure de l'oasis, du coté de l'Est.

Électrode 128, dans le bassin de drainage, à l'Ouest, est immergée dans l'eau.

TND02 : Profil Nord-Sud, 1 roll over, longueur totale 475 m.

Électrode 1 au Nord

Électrode 96 au Sud

La limite sebkha-dune est recoupée au Nord du profil.

KEB01 et KEB04 : Ces profils ont été réalisés avec un espacement inter électrodes de 5 m. Pour le profil KEB01, deux «roll over» on été effectués. Le profil KEB04 a été implanté au niveau du Chott.

KEB03 est un profil «haute résolution» pour lequel, on a choisi un espacement inter-électrodes de 0,25 m.

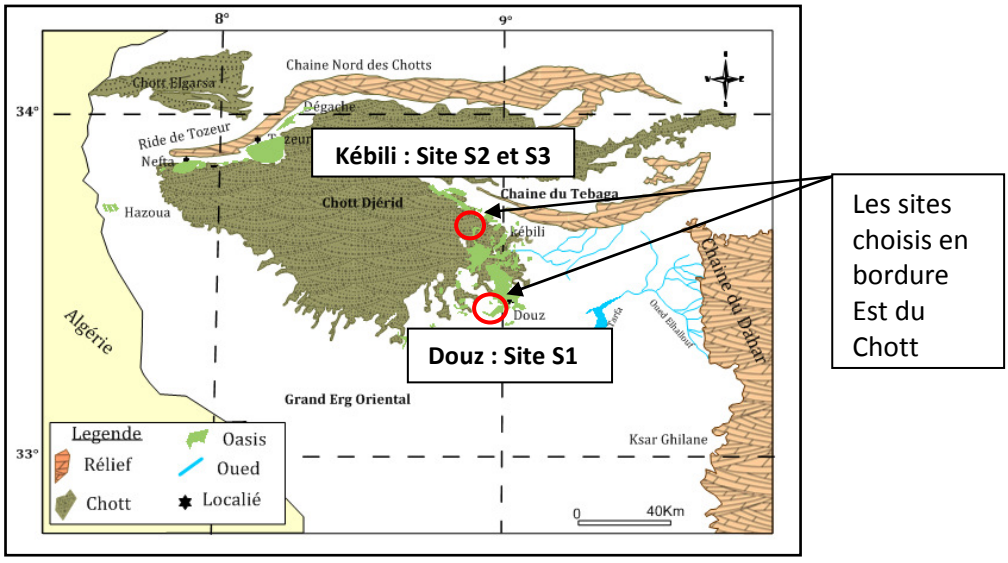


Fig. III. 4 Localisation des sites d'étude

IV. Interprétation des résultats

Pour démontrer l'effet de l'irrigation et l'effet du Chott sur les eaux des aquifères phréatiques, des profils ERT ont été menés dans ces régions. Les résultats de l'inversion des résistivités apparentes mesurées le long de 4 profils et leurs variations verticales et latérales ont été comparées à des coupes de forages les plus proches à ces profils.

IV.1.Région de Douz : Site S1

Pour le premier site (Fig. III. 5), deux profils ont été effectués. Le profil TND01 part de l'oasis en se dirigeant vers le bassin de drainage. Le profil de résistivité TND02 est choisi orthogonalement au précédent.

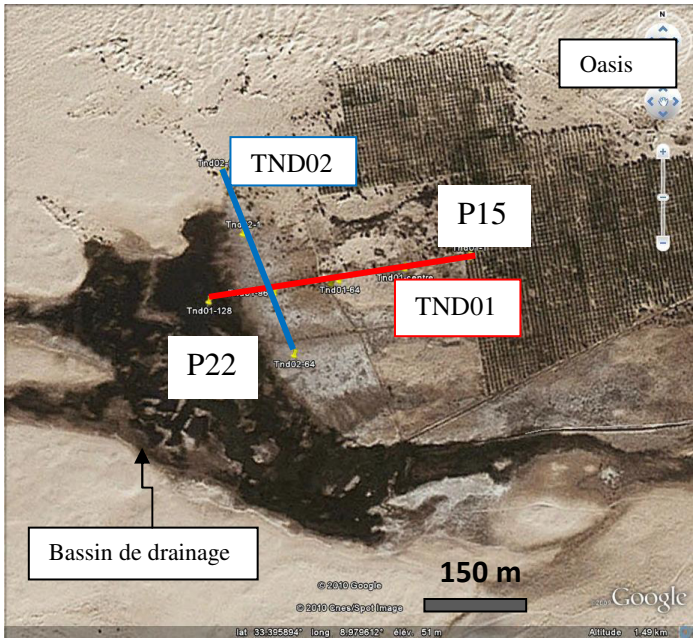


Fig. III. 5 Emplacement des profils TND01 et TND02

IV.1.1. Profil de résistivité TND01

Le profil de résistivité TND01 (Fig. III. 6) est étalonné avec la coupe de forage (F6). En tenant compte de la conductivité électrique des points d'eau les plus proches (P15 (CE= 11,53 ms/cm), P22 (CE= 21,5 ms/cm)) (Fig.III.5). Il a montré que la nappe superficielle présente une épaisseur moyenne de 13 m. Cet aquifère est logé dans un sable fin et des horizons de sable argileux. Latéralement et vers l'Ouest, la résistivité diminue jusqu'à des valeurs de (0,33 - 1,01 Ω.m), reflétant le transfert de l'eau salée du bassin de drainage (Fig. III.6) vers les nappes phréatiques d'oasis. Le mur est matérialisé par une couche d'argiles sur 30 m de profondeur.

En effet, partant de l'Ouest et se dirigeant vers l'Est du profil TND01, deux zones distinguées ont été observées. La première est caractérisée par des très faibles valeurs de résistivités (0,33 à 1,5 Ω.m). Cette zone définie l'aire touchée par le bassin de drainage et confirme l'intrusion d'un biseau salé de ce bassin vers les nappes d'oasis. Une autre zone présente des valeurs de résistivité légèrement plus élevées (2Ω.m) avec des valeurs locales plus faibles. Au milieu du profil, une dépression est remarquée avec des valeurs de résistivité comprises entre 5 et 6 Ω.m. Ceci pourrait être expliqué par l'existence d'un ancien canal d'eau de drainage observé dans la zone d'étude.

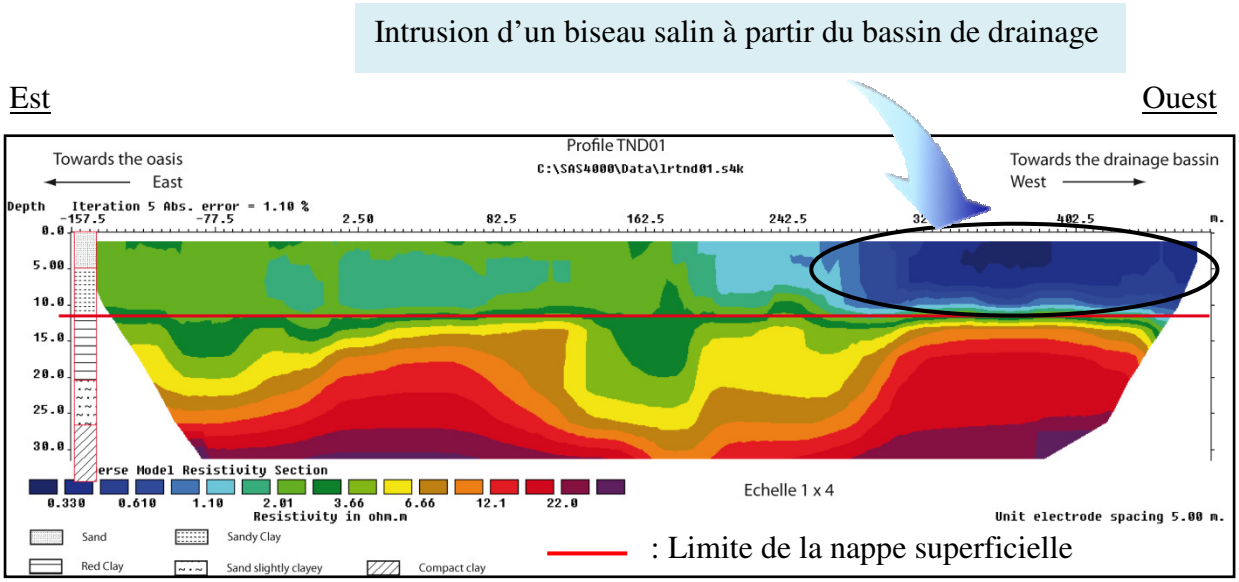


Fig. III. 6 Profil de résistivité électrique TND01

IV.1.2. Profil de résistivité TND02

L'interprétation de ce profil (Fig. III.7) montre une augmentation de la résistivité, du Sud vers le Nord, le long du profil, indiquant la limite entre le lac (le bassin de drainage) et les dunes de sable (vers 80 m). Mais, cette augmentation est accompagnée d'une répartition spatiale hétérogène de la salinité.

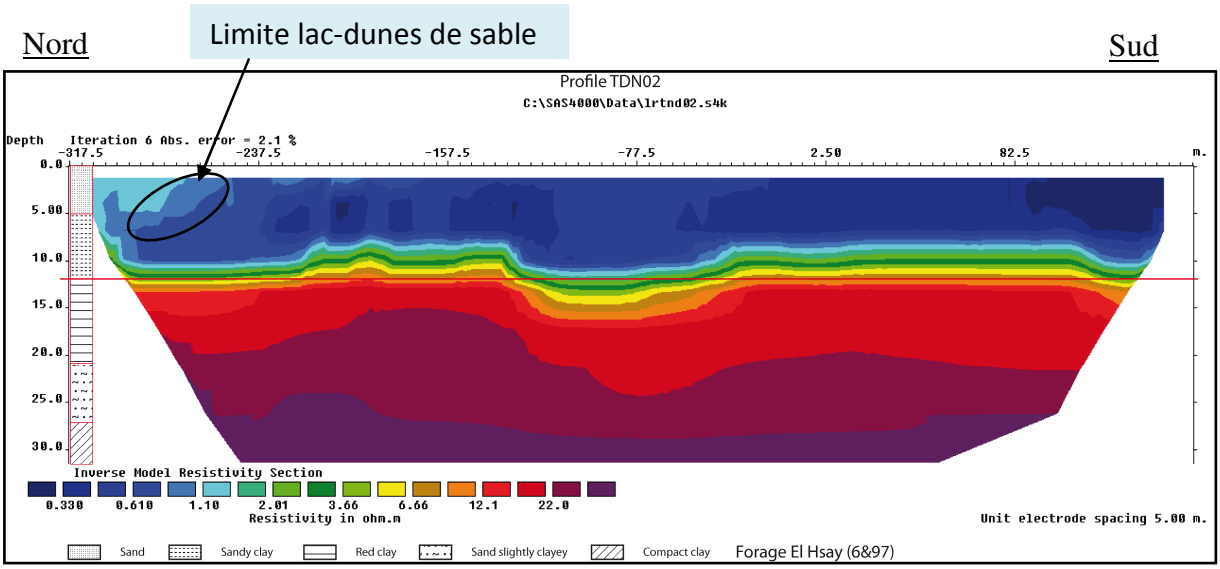


Fig. III. 7 Profil de résistivité électrique TND02

IV.2. Région de Kébili : Sites S2 et S3

IV.2.1. Profils de résistivités

Le second et le troisième site ont été choisis dans la région de Kébili (Fig. III. 8). Les profils de résistivité KEB01 (Fig. III.9) et KEB04 (Fig. III.10) sont étalonnés avec la coupe de forage Kébili 2006 et avec les conductivités électriques des points d'eau situés à proximité de ces profils (P6 (CE= 8,8 ms/cm), P7 (CE= 9,16 ms/cm) et P8 (CE= 11,81 ms/cm)) (Fig.III.8). Le premier profil de résistivité KEB01 montre trois niveaux de résistivités distincts correspondant à trois couches superposées. Une couche d'une épaisseur moyenne de 11 m, essentiellement constituée de sables argileux rouges et correspondant à la partie supérieure de la nappe phréatique. Partant de l'oasis et se dirigeant vers Chott Djérid, certaines valeurs de résistivité élevées par rapport à l'eau d'irrigation sont enregistrées près de l'oasis. Ces valeurs diminuent en se dirigeant vers le Chott. Le second niveau correspond à un niveau de sables à argiles verdâtres avec une épaisseur moyenne de 14 m et des faibles résistivités (1,1 - 2,01 Ω.m). Cette couche est bien démontrée dans le profil de résistivité KEB04 (Fig. III.10). La diminution de la résistivité peut être expliquée par une diminution de la porosité due à l'oxydation du fer. Elle peut également indiquer que la nappe superficielle est trop chargée en argiles en se dirigeant de plus en plus vers le Chott. Globalement, les valeurs de résistivités sont très faibles par rapport à celles observées dans les autres profils de résistivité (KEB01). Ces valeurs sont, essentiellement, liées à des teneurs élevées en argiles. Le troisième niveau est constitué par des argiles imperméables compactes et forme le mur des nappes phréatiques d'oasis.

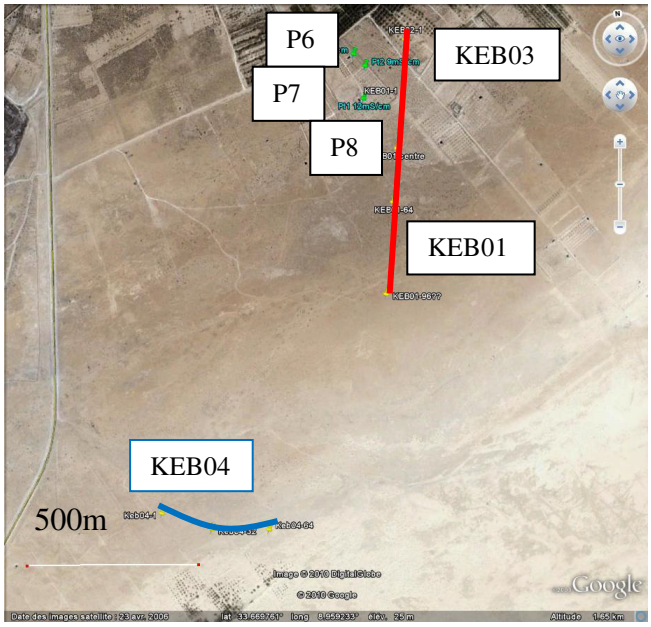


Fig. III. 8 Emplacement des profils KEB01, KEB02 et KEB03

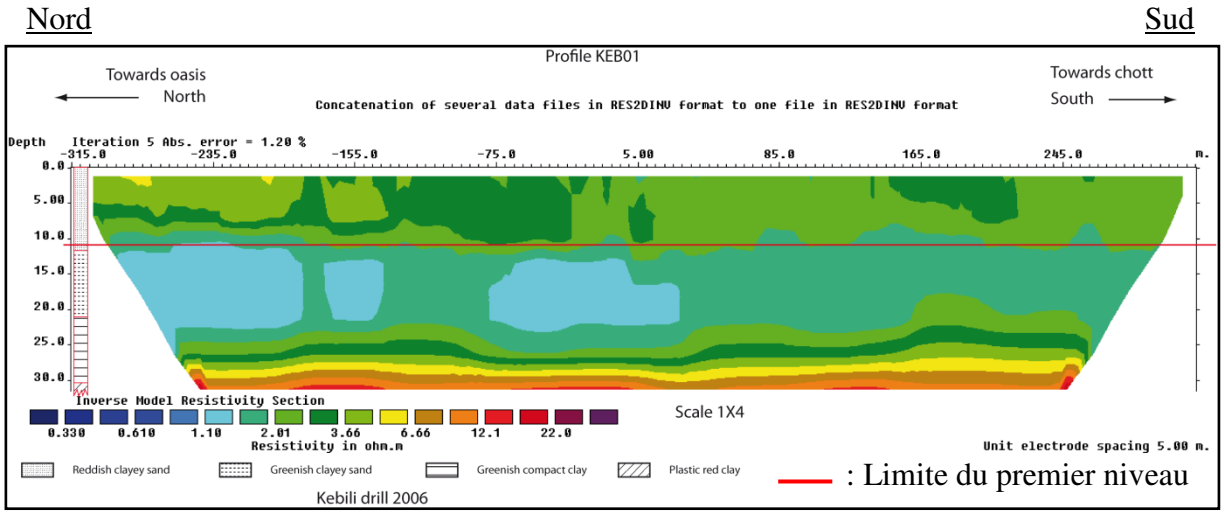


Fig. III. 9 Profil de résistivité électrique KEB01

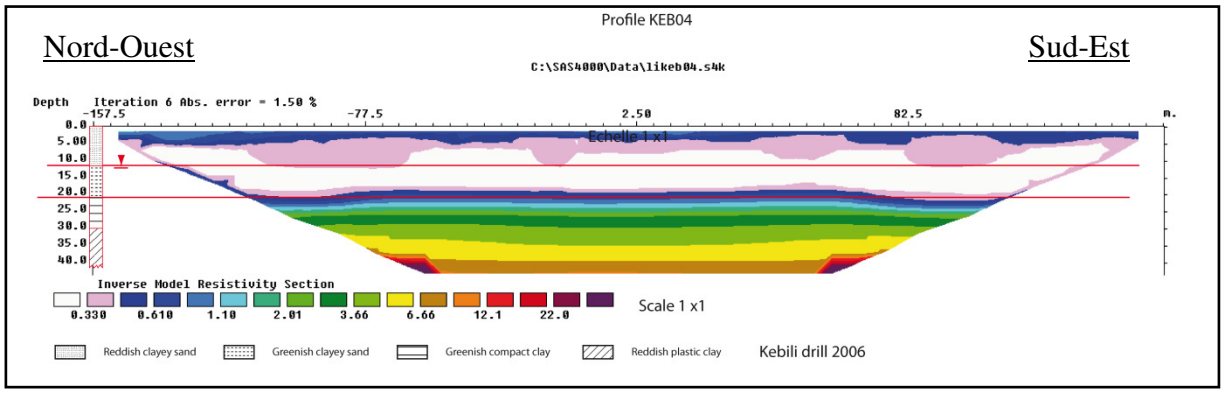


Fig. III. 10 Profil de résistivité électrique KEB04

IV.2.2. La polarisation provoquée

Pour l'étude de la polarisation provoquée, on s'est basé sur le profil de chargeabilité (Fig. III.11). En fait, ce profil montre qu'en se dirigeant du Nord vers le Sud, on remarque, dans le niveau phréatique, une diminution des résistivités qui peut être expliquée par une augmentation des teneurs en argiles (profil effectué en plein Chott). Globalement les valeurs de résistivités sont plus faibles que celles mesurées au niveau du profil précédent (Fig. III.10). Ceci indique bien la limite entre l'horizon de surface susceptible de renfermer la nappe phréatique et les horizons sous-jacents.

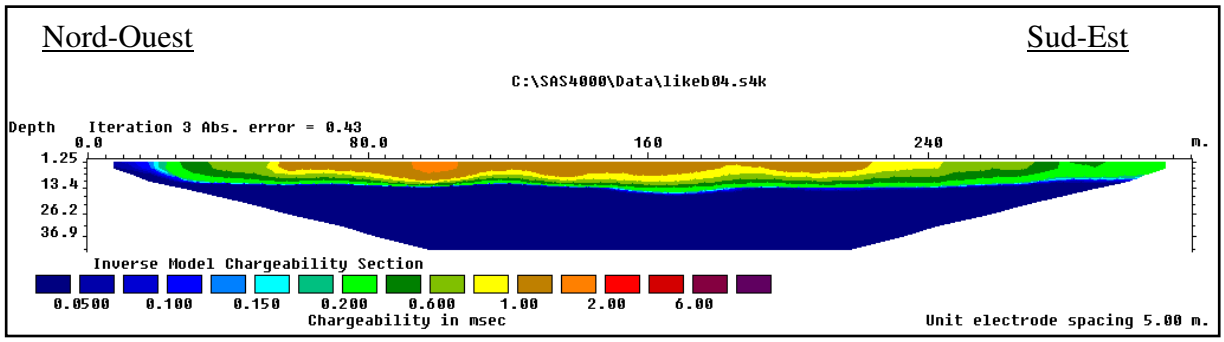


Fig. III. 11 Profil de chargeabilité

IV.2.3. Effet de l'irrigation

Pour montrer l'effet de l'irrigation, un profil «haute résolution» a été effectué avec un espacement inter électrodes de 25 cm (Fig. III.12). En effet, on observe :

- En surface, un niveau conducteur (<1Ω.m) de 30 cm d'épaisseur correspondant au sol.
- Entre -30 et -130 cm, un niveau présentant des poches ayant des plus fortes résistivités (>4Ω.m) probablement liées aux accumulations évaporitiques.
- En profondeur, un niveau présentant des résistivités moyennes de 3Ω.m correspondant à la nappe phréatique.

On note la perturbation liée à la culture du palmier dattier entre 11 et 12,5 m. Ce test montre la pertinence de la méthode pour un suivi de l'impact de l'irrigation sur la salinisation des sols et de la nappe de surface.

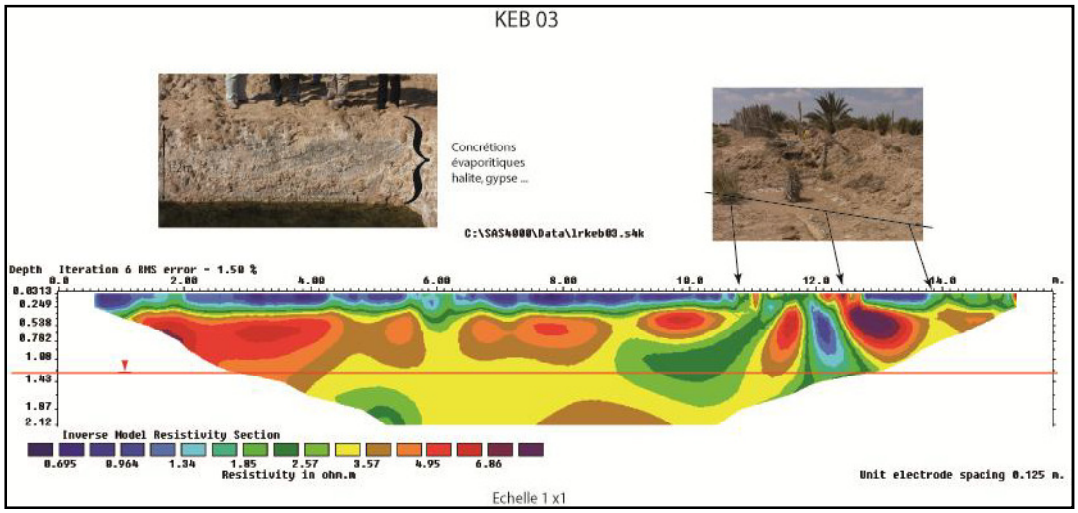


Fig. III. 12 Profil de résistivité KEB03

V. Conclusion

La tomographie de la résistivité électrique a été utilisée pour donner un aperçu des facteurs régionaux et des processus qui influencent le degré de salinité des eaux souterraines dans la zone d'étude, en relation avec les conditions naturelles, mais aussi avec les pratiques d'irrigation locales telle que l'irrigation par submersion.

Ainsi, on a obtenu des informations sur la qualité de l'eau des nappes phréatiques d'oasis. Ces résultats ont montré que les faibles valeurs de résistivité enregistrées pour les profils réalisés dans la région de Douz sont liées à une intrusion d'eau salée du bassin de drainage vers la nappe phréatique d'oasis. Dans la région de Kébili, les faibles valeurs de résistivité ont été expliquées par une augmentation des teneurs en argile, en se dirigeant de plus en plus vers le Chott Djérid. Ceci met en évidence l'effet des eaux de drainage sur la qualité de la nappe phréatique au niveau de la région de Douz et l'effet de la lithologie enrichie en argiles en se déplaçant vers le plein Chott. Toutefois, ces processus doivent être complétés et confirmés par les études hydrochimiques et isotopiques afin de mettre en évidence les différents processus de minéralisation de ces eaux.

B. ÉTUDE HYDROCHIMIQUE ET STATISTIQUE

I. Introduction

L'hydrochimie de l'eau est une technique fiable permettant l'identification de la composition chimique des eaux et la détermination de l'extension spatiale de la salinité ainsi que son origine. L'étude hydrochimique des eaux concerne :

-Les paramètres physico-chimiques,

-Les faciès et les familles des eaux,

-Les corrélations qui peuvent exister entre les différents éléments majeurs et mineurs se trouvant dans ces eaux.

-La détermination des différents processus et mécanismes de minéralisation de ces eaux.

Cette étude a été élaborée en utilisant les techniques hydrochimiques et les analyses statistiques dans le but de caractériser les eaux des nappes phréatiques et les eaux de drainage dans le Sud-Ouest tunisien aux environs du Chott Djérid. En fait, le drainage d'eau est un lessivage des sels excédentaires pouvant s'accumuler dans le sol en affectant la croissance des plantes et le développement des cultures.

Dans l'ensemble, 200 échantillons ont été prélevés au cours de la période 2008-2010 des puits de surface et des eaux de drainage dans les différentes parties de la zone d'étude (Fig. III.13 et Fig. III.14) (Annexe 3). Un nombre de 31 échantillons ont été prélevés à partir des nappes d'oasis aux alentours du Chott Djérid et 21 échantillons intéressent les nappes phréatiques sahariennes. On a, aussi, prélevé des échantillons représentant la qualité des eaux d'irrigation au niveau de la Nefzaoua et du Djérid, essentiellement à partir de la nappe du CT (le Sénonien carbonaté au niveau de la Nefzaoua et le Miocène sableux au niveau du Djérid). Concernant les eaux de drainage, on a prélevé dans l'ensemble 20 échantillons représentant l'amont et l'aval des principaux drains, au niveau du Djérid, au cours du mois d'Avril de l'année 2009 et 2010, pour suivre l'évolution annuelle de la salinité. Pour la Nefzaoua, on a échantillonné 24 échantillons représentant l'amont et l'aval des principaux drains au cours de Janvier et Juin de l'année 2010 pour suivre l'évolution saisonnière de la minéralisation des eaux de drainage.

Les analyses chimiques des éléments majeurs (Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+, Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^- et CO_3^{2-}) et mineurs (NO_3^- et Sr^{2+}) ont été réalisées dans le laboratoire de Radio-Analyses et Environnement (LRAE) de l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS), (Tunisie) par chromatographie ionique phase liquide (HPLC) pour les éléments majeurs. Les mesures se font sur une colonne IC-PakTM CM/D pour les cations, en utilisant l'EDTA et l'acide nitrique

comme éluant et sur un chromatographe équipé de colonnes Metrohm IC SUPER-SEP pour les anions, en utilisant l'acide phtalique et acetonitric comme éluant. Concernant les éléments mineurs, les mesures ont été faites par Absorption Atomique (A.A).

La limite de détection de l'ensemble des ions est de 0,04 mg/l. L'alcalinité totale a été déterminée par titrage avec une solution (0,1 M) en utilisant la phénolphtaléine et le rouge de méthyle comme indicateur colorés. La qualité des analyses chimiques a également été vérifiée. Les résultats ont été testés pour l'erreur d'équilibre de charge selon Freeze and Cherry, 1979: % balance d'erreur = $((\Sigma\ z.\ m_c - \Sigma\ z.m_a)/(\Sigma\ z.m_c + \Sigma\ z.m_a)).100$ où z est la valeur absolue de la valence ionique, m_c est la molalité des espèces cationiques et m_a est la molalité des espèces anioniques. Pour tous les échantillons, l'erreur analytique est obtenue à partir de l'équilibre entre les cations et les anions et ne dépasse pas les 5%.

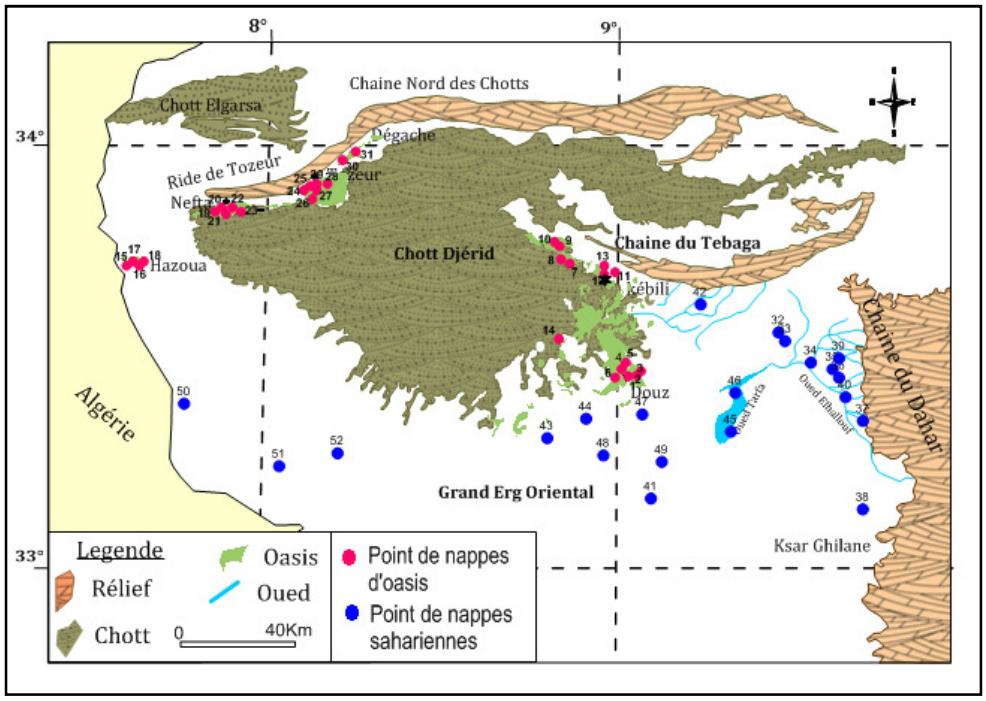


Fig. III. 13 Carte de localisation des puits de surfaces échantillonnés au niveau de la Nefzaoua et du Djérid

II. Étude des paramètres physico-chimiques

Les caractéristiques géochimiques des échantillons d'eau dans la zone d'étude telles que le pH, la température, la conductivité électrique (CE), le résidu sec (RS) ou le total des sels dissous (TDS), les concentrations des éléments majeurs et mineurs sont présentées en Annexe 3. La température, le pH et la conductivité électrique ont été mesurés in situ en utilisant un équipement multiparamètre de type HI 9828. Les paramètres physiques et chimiques des eaux des nappes phréatiques indiquent des grandes variations dans l'espace.

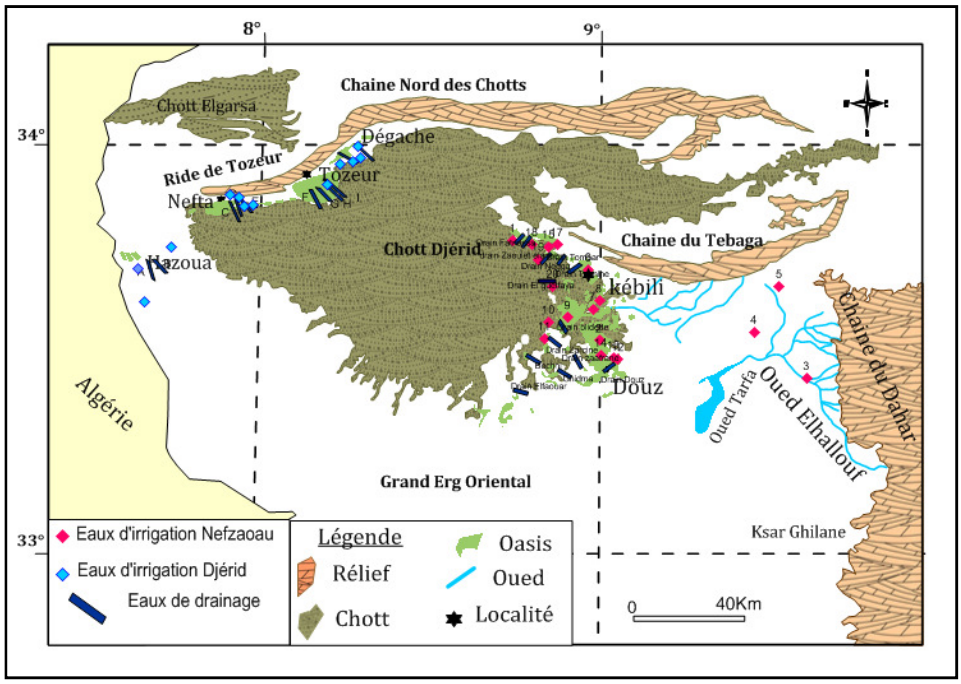


Fig. III. 14 Carte de localisation des forages du CT représentant les eaux d'irrigation au niveau de la Nefzaoua et du Djérid et des échantillons des eaux de drainage

II.1. Température des eaux souterraines

La température constitue un paramètre important parmi les paramètres physico-chimiques de l'eau. La variation de ce paramètre présente un effet sur les autres paramètres telque la conductivité électrique. Pour les eaux de surface, la température dépend fortement de la saison, de la profondeur ainsi que de l'origine de ces eaux. Pour les eaux souterraines, généralement, la température augmente avec la profondeur avec un gradient de 3°C par 100 m.

Pour les eaux phréatiques, la marge de température varie de 18,2 à 23,5°C et semble influencée par la température de l'atmosphère (Annexe 3, Tableau 1). En ce qui concerne les eaux de drainage, la température (T°C) a une moyenne de 20°C et ne présente pas des variations remarquables. Ceci est expliqué par le fait que ces eaux sont à surface libre et leur température dépend de la température atmosphérique.

Pour les eaux d'irrigation, au niveau de la Nefzaoua, la température varie de 23 à 27,7°C. Ces valeurs relativement élevées par rapport à la température atmosphérique, enregistrée au niveau de la région au cours de la période d'échantillonnage (moyenne de 20°C), peut être expliqué par l'influence du mélange des eaux ascendants des aquifères sous-jacents telque l'aquifère du Continental Intercalaire (CI) à travers la faille de Négrine-Tozeur (Zammouri et *al*., 2007; Abid et *al*., 2010).

II.2. Le pH

Le pH représente la concentration de [H^+] par dissociation de l'eau. Le pH de l'eau conditionne les équilibres physico-chimiques, en particulier l'équilibre calco-carbonique et donc l'action de l'eau sur les carbonates (attaque ou dépôt). Le pH est acide, dans les eaux des aquifères sableux. Il est alcalin, dans les calcaires. Le pH est corrigé, selon le cas, par élimination du CO_2 dissous en excès ou par correction de la dureté carbonatée.

Les valeurs les plus élevées du pH (8-10) peuvent résulter d'une consommation du CO_2 ou d'un dégazage entrainant une augmentation relative de l'ion CO_3^{2-} par rapport à l'ion HCO_3^-. En effet, la réaction d'hydratation du CO_2 libère de l'acide carbonique qui attaque les roches. L'altération des minéraux conduit aussi à une consommation du CO_2 et mène à une augmentation du pH.

$$CO_2 \text{ (gaz)} + H_2O \longrightarrow H_2CO_3$$

$$H_2CO_3 \longrightarrow H^+ + HCO_3^-$$

Au niveau de la zone d'étude, les valeurs du pH des échantillons d'eau des nappes phréatiques d'oasis et sahariennes présentent une large gamme de variation entre 6,82 et 8,2. Les nappes d'oasis du Djérid montrent un pH acide avec une moyenne de 6,4. Les nappes d'oasis de Kébili, de Douz et les nappes sahariennes montrent un pH variant entre un minimum de 7,2 et un maximum de 8,1. Les valeurs le plus élevées s'observent le long du piedmont du Dahar. Ceci peut être expliqué par la présence d'éléments qui contribuent à rendre le milieu basique tels que les nitrates (Annexe 3, Tableau 1).

Les eaux d'irrigation présentent une large gamme de variation entre 7,41 et 8,08 indiquant un milieu qui devient plus ou moins basique. Ceci est expliqué par un milieu carbonaté relié aux calcaires du Sénonien supérieur (Annexe 3, Tableau 8).

II. 3. La conductivité électrique (CE)

La conductivité mesure la capacité de l'eau à conduire l'électricité. Elle augmente approximativement de manière linéaire avec le contenu des anions et des cations représentant les sels dissous. La quantité de ces sels dépend de nombreux facteurs tels que la température, la quantité des interactions eau-roche, la solubilité des phases minérales, le temps, etc.

Les eaux prélevées de la zone d'étude présentent une large gamme de variation de ce paramètre (Annexe 3, Tableau 1, 2, 5 et 8). Pour les nappes phréatiques d'oasis, la conductivité électrique (CE) varie largement entre 5,68 et 13,33 ms/cm avec une moyenne de 8,9 ms/cm. Pour les nappes phréatiques sahariennes, elle varie entre 0,54 et 11,52 ms/cm avec

une moyenne de 4,33 ms/cm. Concernant l'eau d'irrigation, au niveau de la Nefzaoua, la conductivité varie entre 2,23 et 7,72 ms/cm avec une valeur moyenne de 3,9 ms/cm. Au niveau du Djérid, la conductivité des eaux d'irrigation varie entre un minimum de 2,7 ms/cm et un maximum de 7,5 ms/cm.

Pour les eaux de drainage, la conductivité varie entre 5,32 et 13,89 ms/cm avec une moyenne de 11,6 ms/cm et entre 3,43 et 36,9 ms/cm avec une moyenne de 11,3 ms/cm respectivement pour les régions du Djérid et de la Nefzaoua. Les fortes mesures ont été enregistrées au niveau des eaux de drainage se déversant au niveau du Chott. En fait, cette large gamme de variation au niveau de la conductivité électrique est le résultat de l'intervention de plusieurs processus de minéralisation dans la zone d'étude.

III. Faciès chimiques des eaux

Pour la détermination du faciès chimique, on se base sur le diagramme de piper (Fig. III. 15) (Piper, 1964). Ce diagramme constitue une représentation losangique de l'évolution des différents faciès des eaux souterraines en se basant sur les éléments majeurs. Afin de bien déterminer le faciès chimique des nappes phréatiques, on doit procéder à déterminer en premier lieu le faciès chimique des eaux de pluie, des eaux de drainage et des eaux d'irrigation.

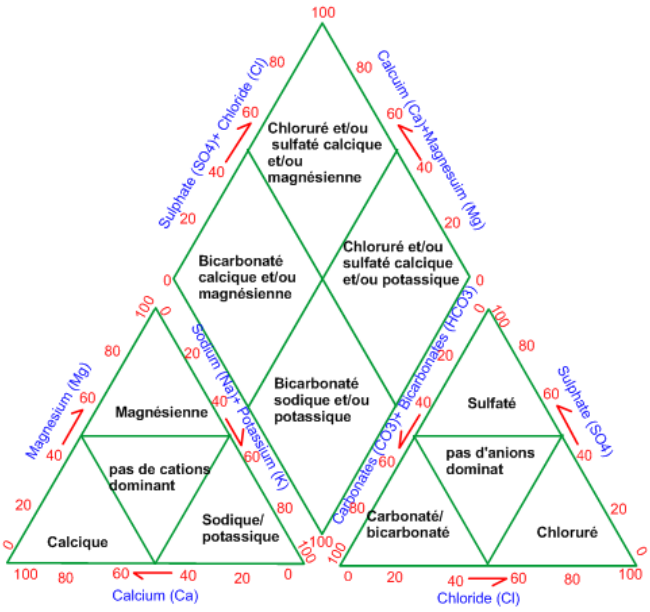


Fig. III. 15 Représentation graphique du diagramme de Piper (Piper, 1964)

III.1. Les eaux de pluie

Dans la nature, les éléments chimiques contenus dans les précipitations peuvent avoir différentes sources : terrigènes, océaniques et biogéniques (Bromley et *al*, 1997; Freydier et *al*., 1998). La source terrigène se trouve marquée par la dominance de Ca, Mg et SO_4. De l'autre côté, la source océanique se trouve dominée par le Na et le Cl. Elle est représentée par les moussons atlantiques et méditerranéennes. La source biogénique, représentée par le NO_3, NO_2 et K, résulte des feux de brousse (Freydier et *al*., 1998).

Dans le cadre de cette étude, les événements pluviométriques des années 2008 et 2009 ont été collectés et ont fait l'objet d'analyses chimiques au sein du laboratoire de Radio-Analyses et Environnement de l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax, Tunisie (Annexe 3, Tableau 9). Les eaux collectées montrent une conductivité électrique comprise entre 100 et 400 µS/cm. Les différentes compositions chimiques ont été placées sur le diagramme de Piper (Fig. III.16). On remarque un faciès de type Ca-SO_4 caractérisant ces événements pluvieux. Ce faciès indique bien l'origine terrigène des précipitations au niveau de la zone d'étude.

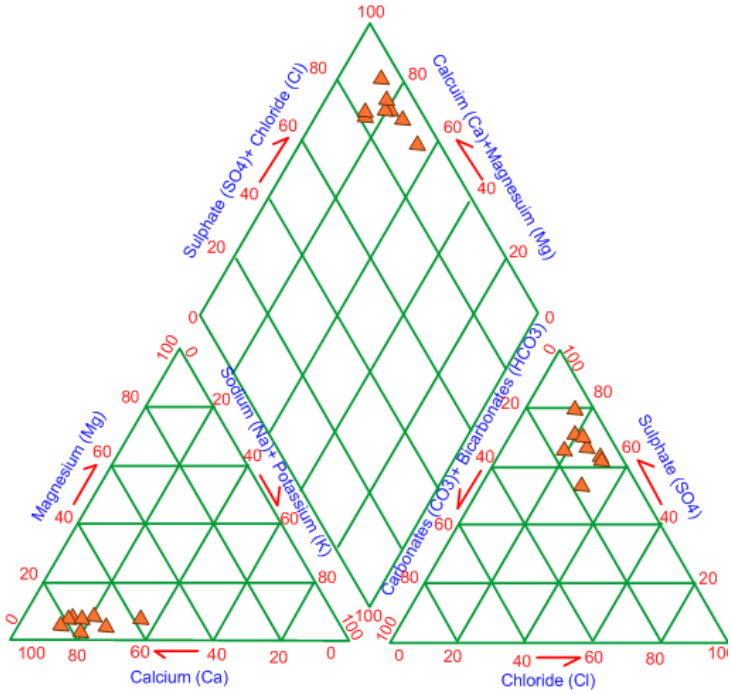


Fig. III. 16 Faciès chimiques des eaux de pluie de la Nefzaoua

III.2. Les eaux d'irrigation et les eaux de drainage

Le phénomène de drainage d'eau est un lessivage des sels excédentaires pouvant s'accumuler dans le sol en affectant la croissance des plantes et le développement des cultures. L'accumulation de ces sels provient d'une part de l'irrigation avec des eaux légèrement salées mais, surtout des remontées salines liées à la présence des nappes phréatiques sub-superficielles.

La remontée des sels est d'autant plus marquée lorsque les sols sont sujets à un déficit hydrique. Le drainage est donc une pratique essentielle et nécessaire pour la préservation de la qualité des sols et donc la stabilité de leurs rendements et la régularité de leurs productivités. Les eaux drainées seront rassemblées en aval des oasis dans des canaux de drainage pour être accumulées dans les zones basses. D'où la nécessité de l'étude du faciès et de la qualité de ces eaux pour démontrer leurs impacts sur le complexe eau-sol.

Pour déterminer le faciès des eaux de drainage, les compositions chimiques des échantillons prélevés (Annexe 3, Tableau 2 et 5) ont été représentées sur le diagramme de Piper (Fig. III.17). Les graphes (a) et (b) montrent les facies chimiques, respectivement, pour la région de la Nefzaoua et du Djérid. On remarque des faciès mixtes de type Na-Ca-Cl-SO4 pour les eaux d'irrigation et les eaux de drainage au niveau de la Nefzaoua. De même, les eaux d'irrigation et les eaux de drainage au niveau du Djérid montrent des faciès mixtes de type Na-Ca-Cl-SO4. On remarque que les eaux d'irrigation présentent un enrichissement en sulfates par rapport aux eaux de drainage. En fait, les eaux de drainage se forment par lessivage au niveau des oasis de l'excès des eaux du retour d'irrigation des aquifères les plus profonds de la nappe du CT (qui constitue l'eau d'irrigation). De ce fait, les eaux de drainage se trouvent influencées par le lessivage des sels provenant de la dissolution des minéraux évaporitiques qui vont contribués à leurs minéralisations.

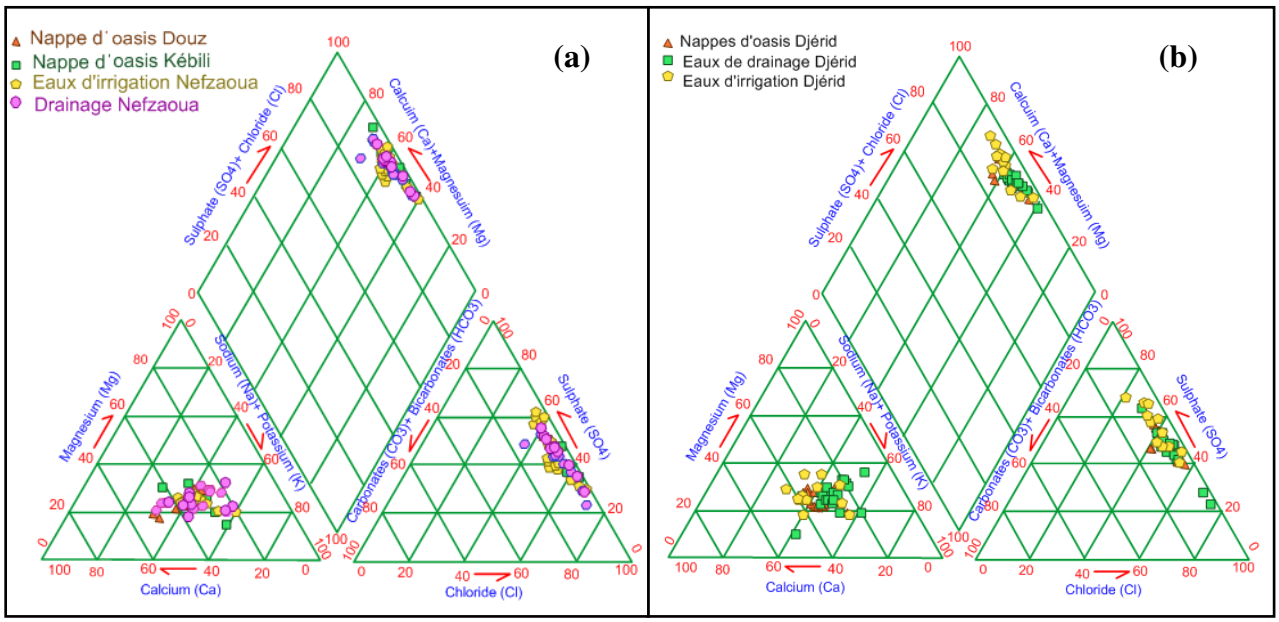


Fig. III. 17 Faciès chimique des eaux de drainage et des eaux d'irrigation (a) de la Nefzaoua et (b) du Djérid

III.3. Les eaux des nappes phréatiques

Les compositions chimiques des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude ont été présentées sur le diagramme de Piper afin d'identifier les faciès chimiques de ces eaux (Annexe 3, Tableau 1 et 8). Pour la Nefzaoua, les analyses des eaux des nappes phréatiques d'oasis de Kébili, de Douz et des eaux d'irrigation ont été représentées sur les Figures III.18 (a) et Fig. III.19. L'interprétation des diagrammes cationiques et anioniques de la figure III.18 montre :

- Pour le diagramme cationique (Fig. III.18 (b)) : un ensemble des points constituant un pôle à teneur élevé en sodium. Ils forment le groupe des points situés dans la région de Douz évoluant vers un pôle à teneur plus enrichie en calcium constituant le groupe de points des nappes d'oasis de Kébili.
- Pour le diagramme anionique (Fig. III.18 (c)), on constate une évolution entre un pôle chloruré formé par les points situés dans la région de Douz et un pôle sulfaté constitué par les points situés dans la région de Kébili.

Cette évolution, entre un faciès chloruré-sodique caractérisant les nappes d'oasis de Douz vers un faciès sulfaté-calcique caractérisant les nappes d'oasis de Kébili, pourrait s'expliquer par l'effet des formations lithologiques enrichies en minéraux évaporitiques tels que le gypse et la halite et/ou par l'effet des eaux de drainage qui se trouve plus prononcé au niveau de la région de Douz.

Pour les nappes phréatiques sahariennes, on remarque des faciès mixtes de type Ca-Na-Cl-SO_4 avec une tendance à être bicarbonatés pour les points représentatifs des eaux situées au niveau du piedmont de la chaine du Dahar.

Concernant les nappes d'oasis du Djérid (Fig. III.20), les points représentatifs montrent des faciès mixtes de type Ca-Na-Cl-SO_4. Ces eaux montrent le même faciès que celui des eaux d'irrigation et des eaux de drainage avec un enrichissement en sulfates pour les eaux d'irrigation. Ceci revient au fait que les nappes d'oasis se forment en majorité par retour d'irrigation et leurs faciès doivent refléter le faciès des eaux d'irrigation.

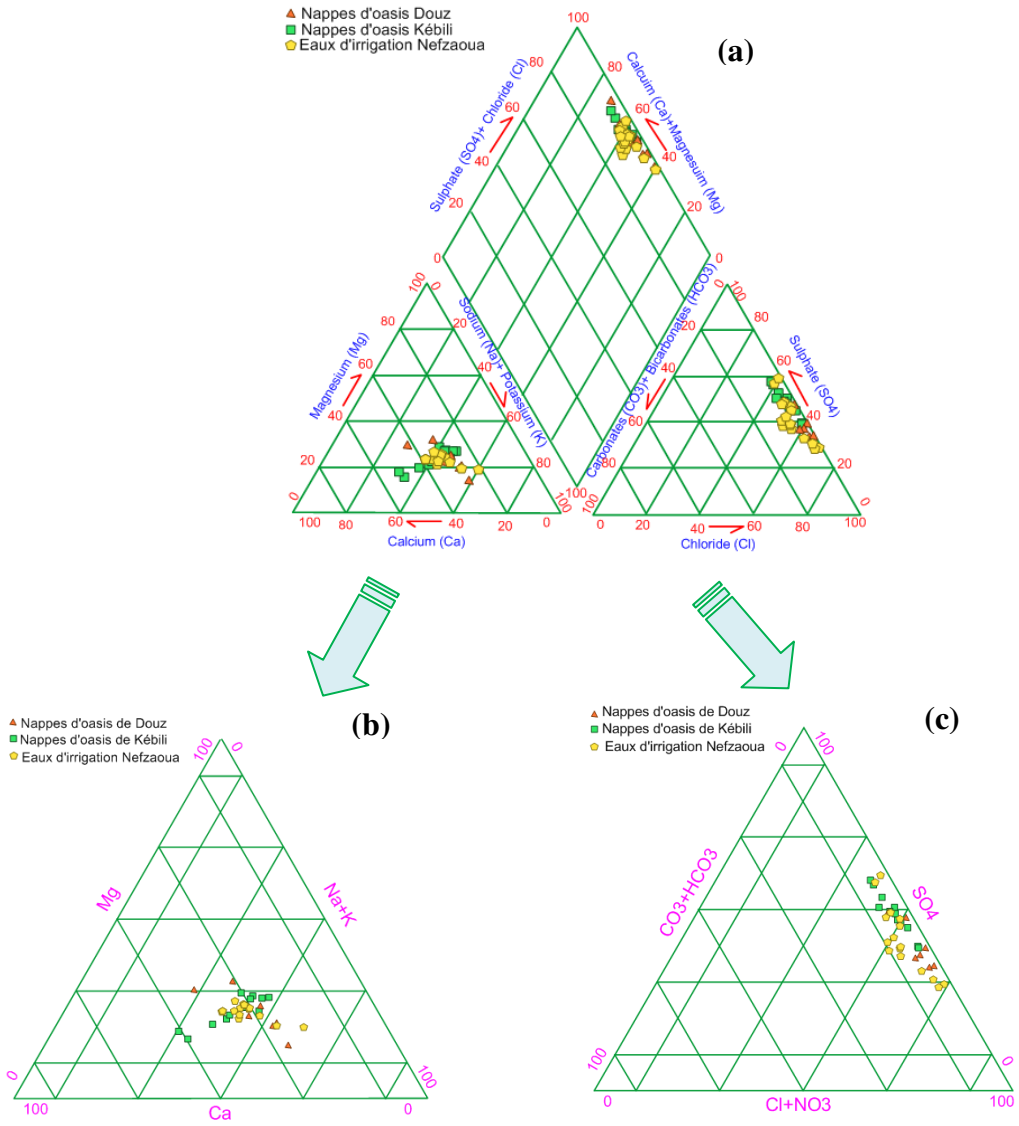


Fig. III. 18 Faciès chimiques (a) des eaux des nappes d'oasis et des eaux d'irrigation de la Nefzaoua, (b) diagramme des cations et (c) diagramme des anions

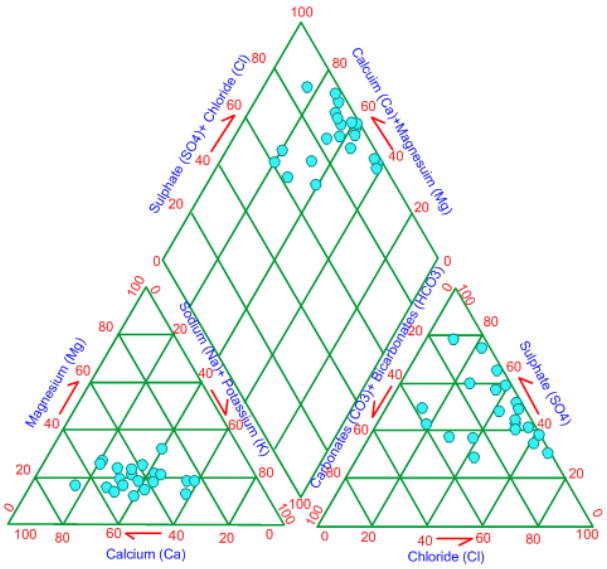


Fig. III. 19 Faciès chimique des eaux des nappes sahariennes

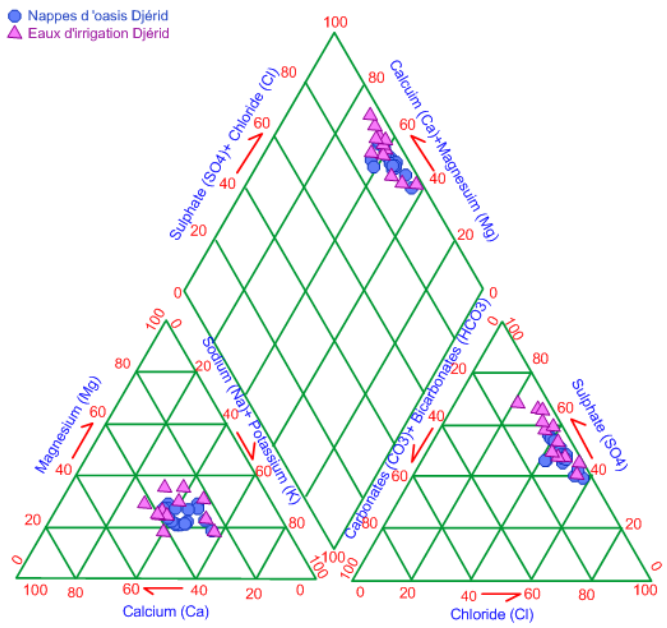


Fig. III. 20 Faciès chimique des nappes d'oasis et des eaux d'irrigation du Djérid

IV. Mécanismes de minéralisation des eaux

IV.1. Minéralisation des eaux d'irrigation et des eaux de drainage

IV.1.1. Étude de la salinité

Pour les eaux d'irrigation, au niveau de la Nefzaoua (Fig. III.21), la répartition spatiale de la salinité indique deux zones présentant des valeurs relativement élevées dépassant 3,3 g/l. Dans la région de Kébili, ces valeurs élevées pourraient s'expliquer par une drainance de l'eau des aquifères sous-jacents (Zammouri et *al*., 2007; Abid et *al*., 2010) et/ou par des effets de surexploitation au niveau de cette nappe. Mais, dans la région de Douz, les valeurs élevées pourraient s'expliquer par l'infiltration de l'eau de drainage aux alentours des oasis. Les eaux d'irrigation du Djérid montrent, aussi, une répartition spatiale hétérogène de la salinité avec des valeurs variant entre 6,42 et 1,89 g/l et une moyenne de 3,36 g/l (Fig. III.21) (Annexe 3, Tableau 8).

Pour l'étude de la salinité des eaux de drainage, on a procéder à l'étude de sa variation annuelle et saisonnière. Sur le diagramme de la figure III.22, on a reporté la variation de la salinité des nappes d'oasis et des eaux de drainage des principaux drains, au niveau du Djérid (Annexe 3, Tableau 1, 2, 3 et 4). On remarque que les eaux des nappes d'oasis montrent une augmentation alors que les eaux de drainage indiquent une évolution aléatoire de la salinité. Cette évolution est étroitement liée avec les débits et les périodes d'irrigation à partir des eaux

de la nappe du CT, ainsi que des averses pluviométriques qui participent, quelquefois, à la dilution de ces eaux et la perturbation de la minéralisation.

Sur le diagramme de la figure III. 23, on a reporté la salinité des eaux de drainage de janvier 2010 et de juin 2010, pour déterminer la variation saisonnière de la salinité, au niveau de la Nefzaoua (Annexe 3, Tableau 5 et Tableau 6). On remarque des salinités plus élevées en juin qu'en janvier expliquées par l'effet de concentration des sels sous l'effet des températures les plus élevées de juin.

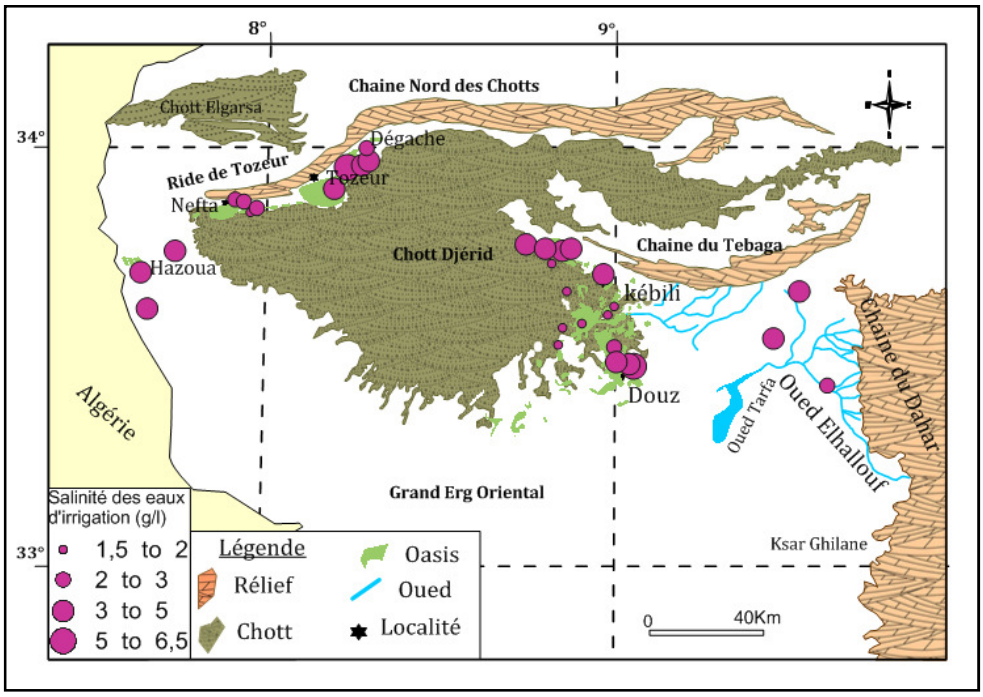


Fig. III. 21 Carte de répartition spatiale de la salinité des eaux d'irrigation au niveau de la Nefzaoua et du Djérid

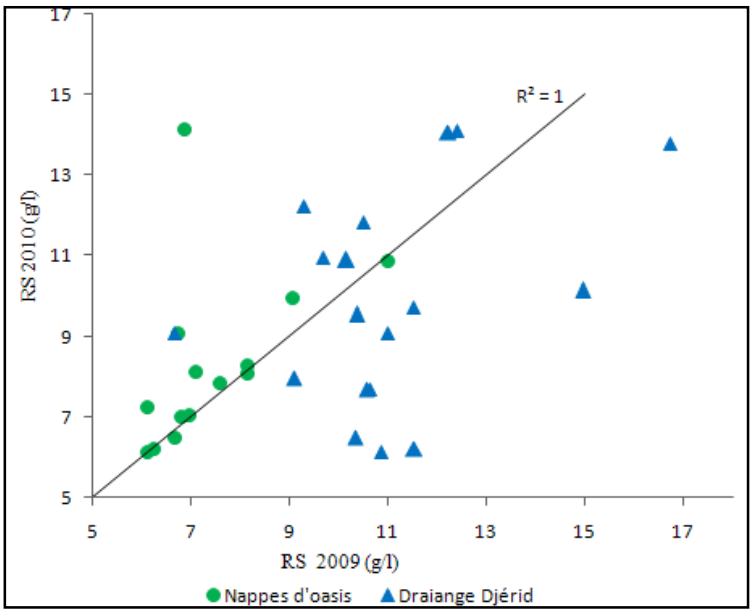


Fig. III. 22 Variations annuelle de la minéralisation des eaux de drainage et des nappes d'oasis au niveau du Djérid

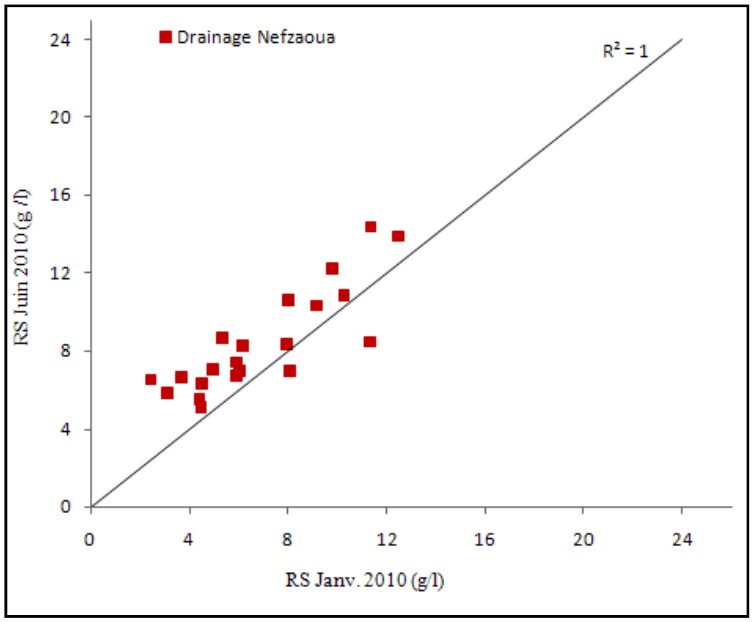


Fig. III. 23 Variation saisonnière de la minéralisation des eaux de drainage et des nappes d'oasis au niveau de la Nefzaoua

Pour les eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid, les diagrammes de corrélation des éléments majeurs avec le résidu sec ont été effectués pour les campagnes d'échantillonnage d'avril 2009, pour le Djérid et celle de janvier 2010, pour la Nefzaoua (Fig.III.24) (Annexe 3, Tableau 2 et 5). Ces diagrammes montrent une bonne corrélation entre le sodium, le chlorure, le sulfate et le magnésium avec le résidu sec indiquant la participation de ces éléments dans l'acquisition de la charge saline. En fait, ces eaux résultent du lessivage des sels excédentaires pouvant s'accumuler dans le sol au niveau des oasis.

IV.1.2. Corrélations entre éléments majeurs

Pour l'étude de l'origine de la minéralisation des eaux de drainage (Annexe 3, Tableau 3 et 5), des diagrammes de corrélation type Na/Cl, Ca/SO_4, Ca/HCO_3 et Cl/SO_4 ont été établis (Fig. III.25). Le diagramme Na/Cl montre un déficit en sodium par rapport aux chlorures. Le diagramme Ca/SO_4 indique un déficit en calcium par rapport aux sulfates. Ceci indique que la mise en solution de la halite et du gypse est accompagnée par d'autres processus géochimiques qui participent à diminuer le taux de sodium et de calcium dans le milieu aquifère. En fait, le déficit de sodium par rapport aux chlorures peut être expliqué soit par la précipitation des minéraux évaporitiques tels que la thénardite (Na_2SO_4) et/ou l'échange de base inverse avec les minéraux argileux qui tend à fixer le sodium et libérer le calcium, ce qui va favoriser à enrichir le milieu en calcium. Or les eaux de drainage se caractérisent par un

déficit en calcium par rapport aux sulfates, en plus du temps de séjour court qui n'est pas suffisant pour avoir des effets d'échanges cationiques. Donc, les déficits en sodium et en calcium peuvent être expliqués par des effets de précipitation des minéraux évaporitiques tels que le thénardite (Na_2SO_4), le $CaCl_2$ et/ou des minéraux carbonatés.

La corrélation Ca/HCO_3 montre l'absence de corrélations entre les deux éléments avec un excès de calcium par rapport aux carbonates. Cet excès peut être expliqué par la mise en solution des minéraux évaporitiques contenant le calcium ainsi qu'un lessivage plus important pour le calcium. En effet, les eaux de drainage du Djérid sont enrichies en Ca. Le diagramme Cl/SO_4 montre des excès de Cl par rapport au sulfate au niveau des eaux d'irrigation et des eaux de drainage de la Nefzaoua mettant en évidence la dominance de la dissolution de la halite. De l'autre coté, les eaux d'irrigation et les eaux de drainage du Djérid montrent un excès de sulfate par rapport au chlorure mettant en évidence l'effet de dissolution des minéraux sulfatés. Toutefois, l'effet de dissolution des minéraux évaporitiques peut être amplifié par l'évaporation qui tend aussi à concentrer le milieu et donc augmenter la teneur des principaux éléments. D'après les diagrammes de corrélations, on remarque qu'aux niveaux des eaux de drainage la participation de ces éléments est presque quatre fois plus importante par rapport aux eaux d'irrigation, ce qui reflète bien l'effet de ces eaux dans le lessivage des sels du sol aux niveaux des oasis et l'importance du lessivage dans la minéralisation des eaux d drainage.

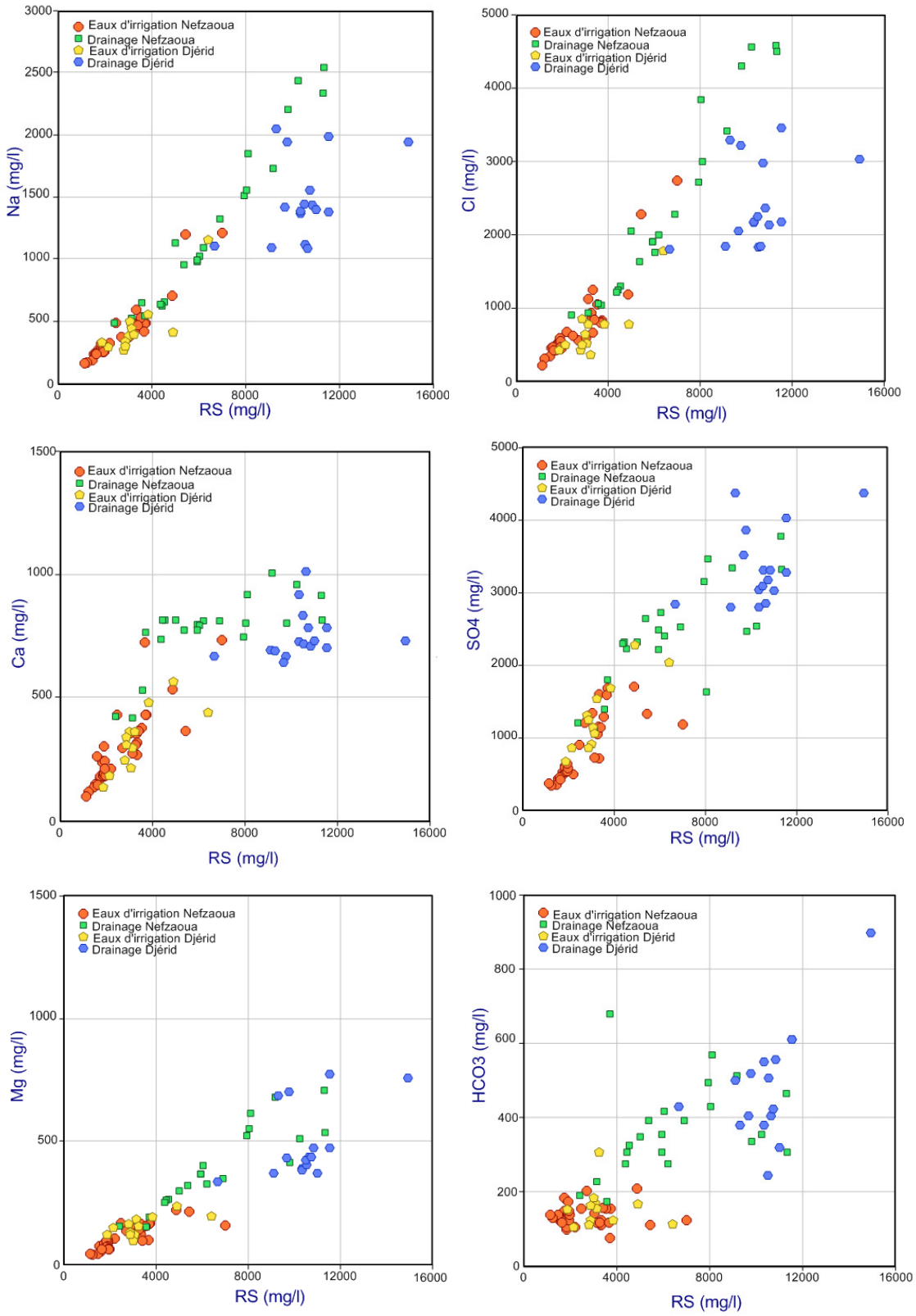


Fig. III. 24 Corrélations des éléments majeurs en fonction du résidu sec des eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid

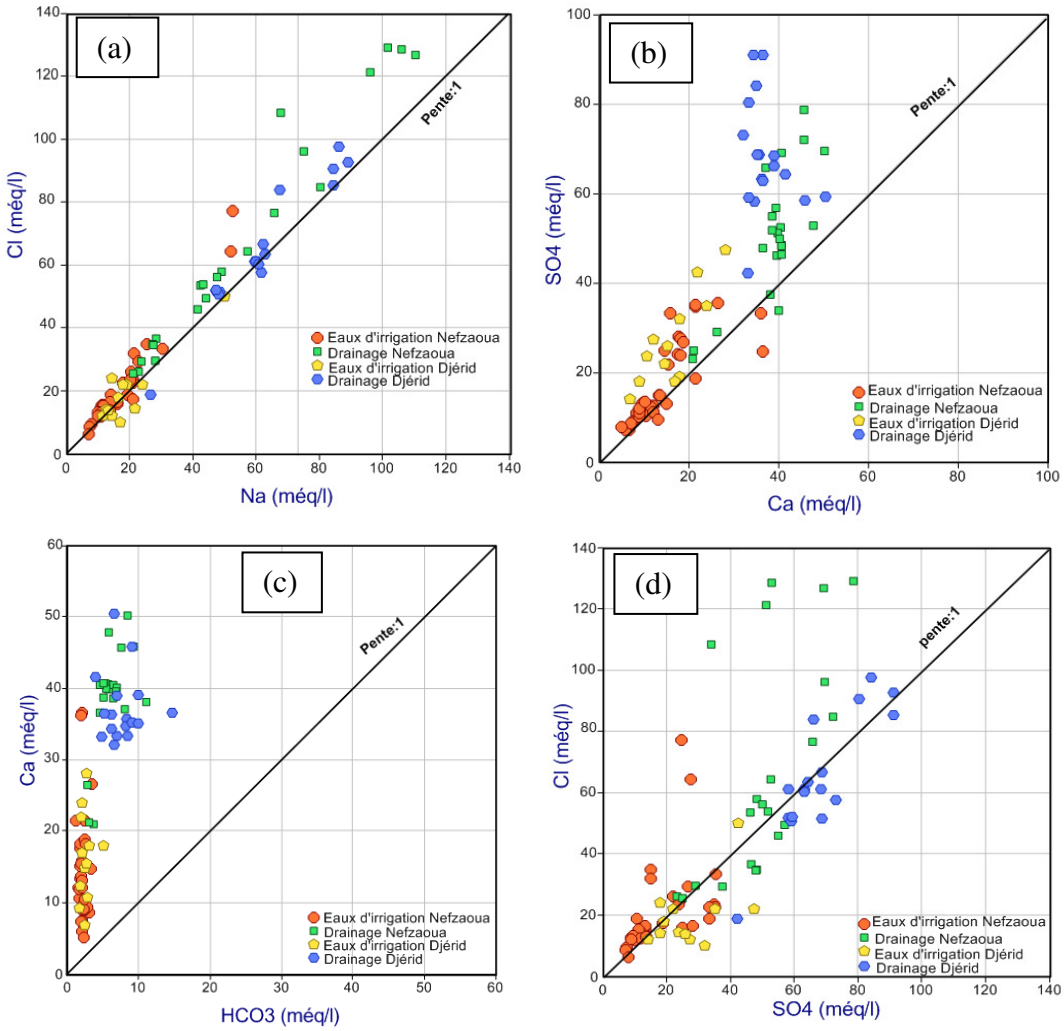


Fig. III. 25 Corrélation Na/Cl (a), Ca/SO_4 (b), Ca/HCO_3 (c) et Cl/SO_4 (d) des eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid

IV.1.3. Échange de base

Outre les procédés de dissolution (Appelo & Postma, 2005; Cerling et *al.*,1989; Grasby et *al.*, 1999), les processus d'échange de cations jouent un rôle important dans l'évolution de la composition chimique des eaux naturelles.

Afin d'affiner les mécanismes d'échanges cationiques identifiés dans les eaux étudiés, le rapport $(Na^+ + K^+)$-Cl^- est tracé en fonction de $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$-$(HCO_3^- + SO_4^{2-})$ (Fig. III.26). On remarque que la plupart des points représentant les eaux d'irrigation, que ce soit au niveau de la Nefzaoua ou au niveau du Djérid, se positionnent de part et d'autres de l'origine des axes indiquant un effet d'échange cationique caractérisant la minéralisation de ces eaux. Cet échange, qui a eu lieu au niveau de l'aquifère du CT, est favorisé par l'augmentation du temps de résidence des eaux du CT et la présence figurée des argiles. Cet échange cationique

s'effectue, globalement dans le sens à libérer du calcium et fixer du sodium. Ce qui va influencer par la diminution de la sodicité du milieu aquifère.

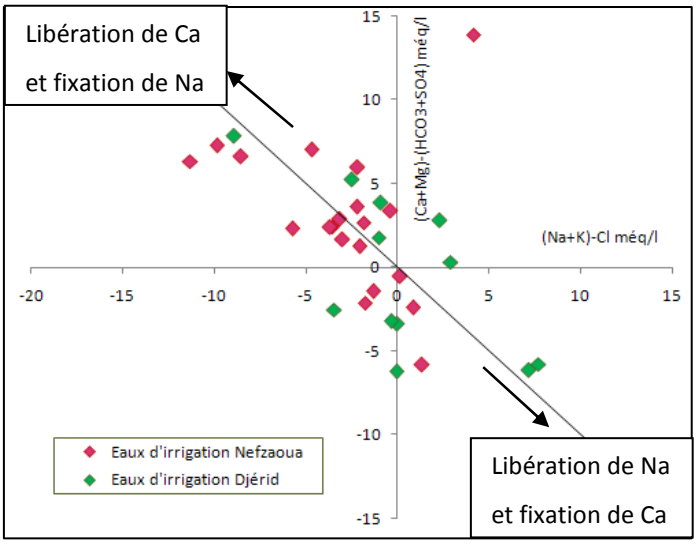


Fig. III. 26 Corrélation $(Na^+ + K^+)$-Cl^- en fonction de $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$-$(HCO_3^- + SO_4^{2-})$ pour les eaux d'irrigation de la Nefzaoua et du Djérid

IV.2. Minéralisation des eaux des nappes phréatiques

Afin de déterminer l'origine et les mécanismes de la minéralisation des nappes phréatiques étudiées, on a procéder à l'étude de la salinité et de sa répartition spatiale. On a aussi procéder à établir des corrélations pour déterminer d'une part les relations qui existent entre les éléments majeurs et le résidu sec et d'autre part entre ces éléments eux-mêmes (Annexe 3, Tableau 1). Parmi les corrélations étudiées, on cite $Ca(SO_4)$, Na(Cl), Mg(Ca), SO_4(Cl), Ca(Cl), (Na/Cl)Cl, (Mg/Ca)Cl, (SO_4/Cl)Cl. On a procéder, aussi, à l'étude de la répartition spatiale de chaque élément

IV.2.1. Étude et répartition spatiale de la salinité

La salinité ou résidu sec d'une eau représente le total des sels dissous mesurés dans le laboratoire. Elle est définie comme étant la concentration ou la teneur d'une eau en sels dissous obtenus par analyse chimique directe. Elle est mesurée au laboratoire par pesée de l'extrait sec dont les étapes sont les suivantes :

-Peser les creusets à vide, préalablement lavés, séchés à l'étuve et refroidis au dessiccateur,

- Prélever 100 ml de chaque échantillon d'eau et les verser dans les creusets.

-Mettre les creusets pleins dans une étuve, à une température de 105°C.

-Après 24 heures, refroidir les creusets au dessiccateur et les peser avec leurs contenus.

- Le résidu sec, exprimé en g/l, est, ainsi, déterminé par la différence de masse.

La notion de classification des eaux souterraines en eaux douces, eaux saumâtres, eaux salées et eaux sur-salées s'est développée pour différencier les eaux, définir leurs dégrées de salinité et choisir leurs domaines d'utilisation (Essink, 2001). En effet, une première limite entre eau douce et eau saumâtre a été fixée suivant la convenance de ces eaux à la consommation humaine (Barlow, 2003). Selon l'organisation mondiale de la santé (OMS), une valeur maximale de salinité de 2 g/l a été avancée, pour les eaux potables. En régions arides à semi arides, souffrant d'une pénurie d'eau, la limite eaux douces-eaux saumâtres est souvent poussée vers 2 à 3 g/l (Smith, 2003). La deuxième limite a été établie entre les eaux salées et les eaux saumâtres. Cette limite sépare les eaux qui ne sont convenables, ni à la consommation humaine, ni à l'exploitation agricole (Smith, 2003). Dans notre zone, l'agriculture se base surtout sur la culture des palmiers dattiers. Des études préalables faites sur la tolérance du palmier dattier à la salinité montrent une limite vers 6 g/l. Donc, sur la base de cette valeur, une limite de 6 g/l a été définie entre les eaux saumâtres et les eaux salées.

Généralement, la salinité évolue dans le même sens que celui de la conductivité. En fait, les résultats des analyses des échantillons prélevés au niveau de la zone d'étude ont été tracés sur le diagramme de corrélation de la salinité en fonction de la conductivité électrique (Fig. III.27). On remarque une corrélation linéaire avec un coefficient de 0,78 indiquant la forte dépendance entre ces deux paramètres.

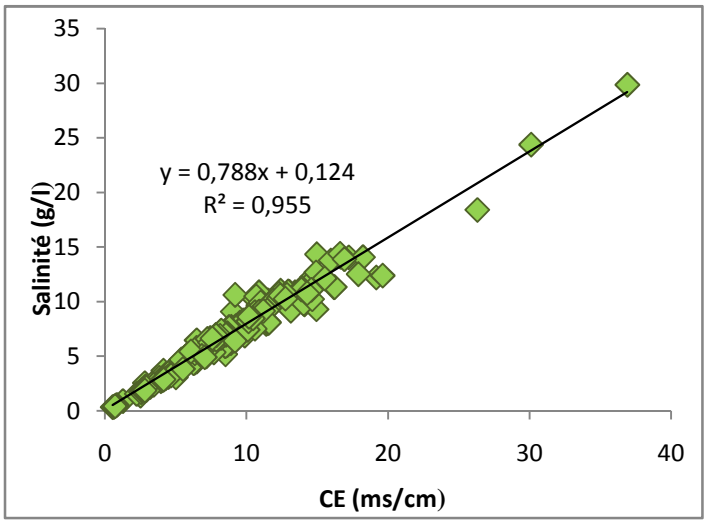


Fig. III. 27 Taux de variation de la salinité en fonction de la conductivité électrique

Au niveau de la zone d'étude, les valeurs de la salinité ou du résidu sec (RS) montrent une large gamme de variation pour les nappes phréatiques d'oasis et les nappes phréatiques sahariennes (Annexe 3, Tableau 1). En ce qui concerne les nappes phréatiques d'oasis de Kébili, cette salinité varie entre 4,96 g/l et 11,34 g/l avec une moyenne de 7,58 g/l. Pour les

nappes d'oasis de Douz, elle varie de 6,55 g/l à 11,01 g/l avec une moyenne de 9,24 g/l. Pour les nappes d'oasis du Djérid, les valeurs de salinité varient entre 7,37 g/l et 10,33 g/l avec une moyenne de 9,27 g/l. Pour les nappes phréatiques sahariennes, la salinité présente des valeurs variant entre 0,36 g/l et 8,2 g/l avec une moyenne de 3,3 g/l.

La répartition spatiale de cette salinité présente des valeurs de distribution hétérogène comme l'illustre la figure III.28. Cette carte montre des valeurs de salinité inférieures à 1000 mg/l pour les points n° 37, 36, 35, 34 et 41, des salinités comprises entre 1000 et 2000 mg/l pour les points n°38, 44 et 48 et des salinités comprises entre 2000 et 3000 mg/l pour les points n°39 et 43. On remarque aussi des salinités comprises entre 3000 et 6000 mg/l caractérisant un ensemble des points formé par les puits n° 33, 49, 47, 51, 52, 42, 14, 12 et 10. Le reste des points échantillonnés montre des salinités supérieurs à 6000 mg/l allant jusqu'à 11020 mg/l.

La distribution hétérogène de la salinité peut être liée à plusieurs facteurs tels que la dissolution des évaporites, l'accumulation et l'infiltration d'eau salée en provenance des eaux d'irrigation et l'effet de l'évaporation. La salinité peut, aussi, être liée à l'intrusion de l'eau de drainage accumulée dans les dépressions faibles ou les bassins situés aux alentours des oasis (Kraiem et *al*., 2012). Ce phénomène est plus prononcé au niveau de la région de Douz pour laquelle les nappes d'oasis montrent des salinités relativement plus élevées par rapport à celles des nappes d'oasis de Kébili. En effet, les eaux de drainage de la région de Kébili se trouvent accumulées et rassemblées dans le Chott Djérid à altitude plus basse par rapport à la région de Kébili (Fig. III. 29 (a), alors qu'au niveau de la région de Douz, les eaux de drainage se trouvent rassemblées au Sud de la région de Douz (Fig.III. 29 (b)).

Pour les nappes sahariennes, les faibles salinités observées au niveau du piedmont du Dahar et au Sud de Douz peuvent être expliquées par l'effet de dilution par les eaux de pluie issues de la recharge telque démontré par la piézométrie.

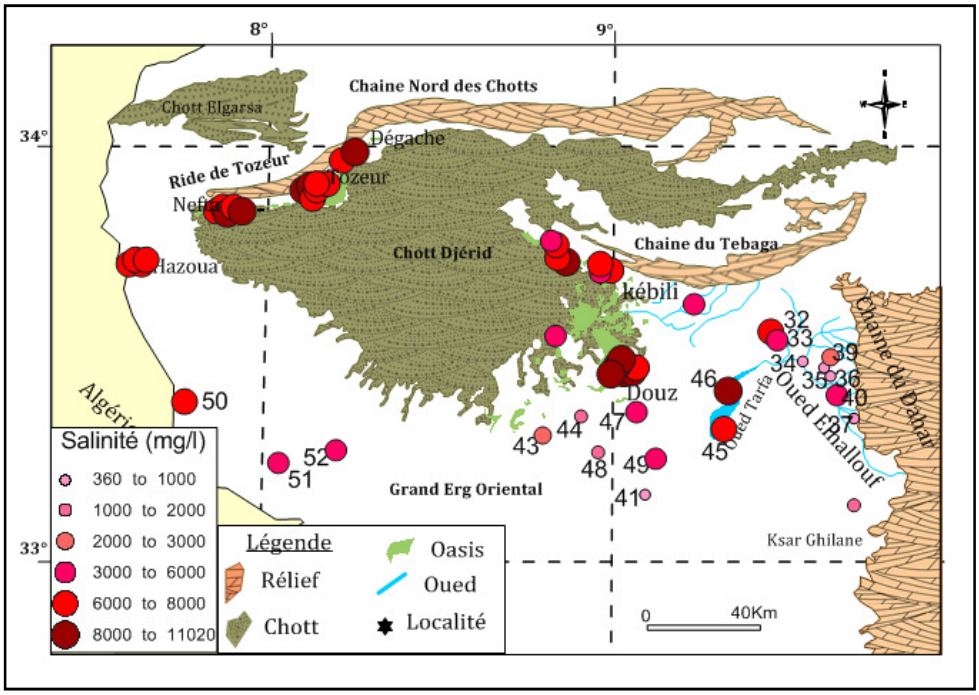


Fig. III. 28 Carte de répartition spatiale de la salinité des eaux des nappes phréatiques

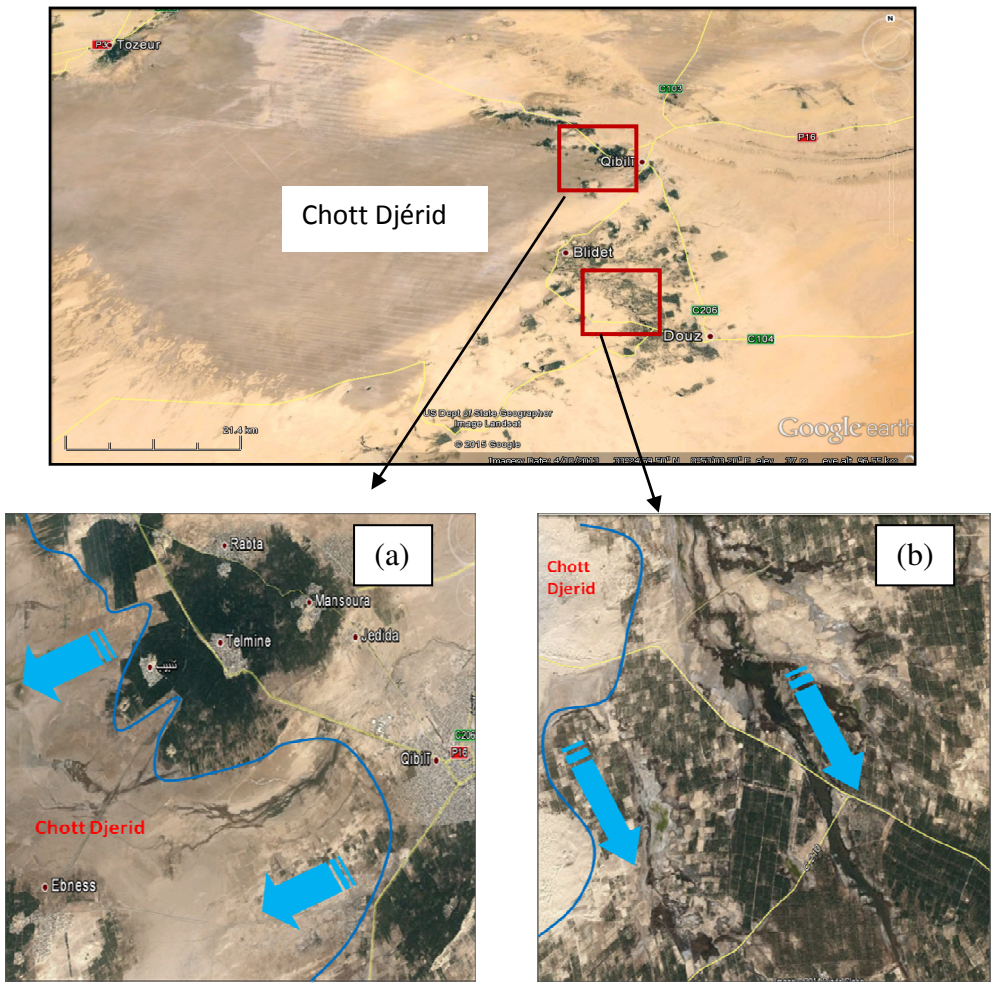


Fig. III. 29 Figure (photos prises de Google Earth) illustrant les directions d'écoulement des eaux de drainage aux alentours du Chott Djérid (a) pour la région de Kébili (b) pour la région de Douz

IV.2.2. Corrélation des éléments majeurs et du résidu sec : la matrice de corrélation

Afin de mettre en évidence les différents mécanismes contrôlant la minéralisation des nappes phréatiques, on a procédé à étudier les relations entre les différents paramètres et de distinguer les relations hydrochimiques pertinentes en calculant la matrice de corrélation entre les différents paramètres étudiés. Les coefficients de corrélation entre les variables pour les différents types de nappes phréatiques sont présentés dans le Tableau (III.1, III.2, III.3 et III.4).

Pour les nappes phréatiques d'oasis de Kébili (Tableau III.1), on remarque une bonne corrélation du chlorure, sulfate, sodium et magnésium avec le résidu sec avec des coefficients de corrélation de 0,99; 0,97; 0,98 et 0,99, respectivement, mettant en évidence la participation de ces éléments dans l'acquisition de la charge saline de ces eaux.

Pour les nappes d'oasis de Douz (Tableau III.2), on distingue, des bonnes corrélations, du chlorure et du sodium avec le résidu sec avec des coefficients de corrélation de 0,9; 0,97 respectivement et des moyennes corrélations du sulfate et du calcium avec des coefficients de l'ordre de 0,63 et 0,64 respectivement. Ceci met en évidence que le chlorure et le sodium sont les principaux éléments participant à la minéralisation de ces eaux.

Concernant les nappes d'oasis du Djérid (Tableau III.3), on remarque des bonnes corrélations entre le chlorure, le sulfate, le sodium et le magnésium avec le résidu sec avec des coefficients de corrélations de l'ordre de 0,93; 0,77; 0 ,92 et 0,78, respectivement.

En ce qui concerne les nappes sahariennes (Tableau III.4), on remarque des bonnes corrélations du chlorure, sulfate, sodium, magnésium et calcium avec le résidu sec avec des coefficients de corrélations de l'ordre de 0,9; 0,93; 0,95; 0,96 et 0,89, respectivement.

On peut conclure la participation du chlorure, sodium, sulfate et magnésium dans l'acquisition de la charge saline des eaux des nappes d'oasis de Kébili et du Djérid. Les eaux des nappes d'oasis de Douz se caractérisent plutôt par la participation du chlorure et du sodium en grande partie dans l'acquisition de la charge saline résultat de l'effet de dissolution de la halite. Au niveau des nappes sahariennes, on remarque la participation du chlorure, sulfate, sodium, magnésium et calcium. En fait, l'abondance de la participation du calcium dans l'acquisition de la charge saline pour les nappes sahariennes par rapport aux nappes d'oasis, est expliquée par le fait que les eaux des nappes d'oasis sont des eaux du retour d'irrigation provenant du CT et qui ont déjà subit l'effet d'échange de base, avec les minéraux argileux de type Na (Ca), au niveau de l'aquifère d'origine. De l'autre coté, l'abondance du magnésium qui se trouve fortement corrélé avec le résidu sec et avec le sulfate, pour les nappes d'oasis de Kébili, de Douz et les nappes sahariennes met en évidence une origine probable résultant de la dissolution du sel de sulfate du magnésium

($MgSO_4$). Toutefois, les proportions de contribution du magnésium sont inférieures à celles du calcium.

Tableau III. 1 Matrices de corrélation des nappes d'oasis de Kébili

	pH	Cl	SO4	HCO3	Na	K	Mg	Ca	RS
pH	1								
Cl	0,03	1							
SO4	0,10	0,97	1						
HCO3	-0,68	0,38	0,32	1					
Na	-0,01	0,98	0,92	0,39	1				
K	0,29	0,19	0,35	-0,45	0,08	1			
Mg	0,05	0,99	0,97	0,34	0,96	0,21	1		
Ca	-0,31	0,38	0,42	0,80	0,27	-0,12	0,34	1	
RS	0,01	**0,99**	**0,97**	0,35	**0,98**	0,19	**0,99**	0,33	1

Tableau III. 2 Matrices de corrélation des nappes d'oasis de Douz

	pH	Cl	SO4	HCO3	Na	K	Mg	Ca	RS
pH	1								
Cl	-0,13	1							
SO4	0,70	0,39	1						
HCO3	-0,48	-0,07	-0,06	1					
Na	0,11	0,96	0,54	-0,10	1				
K	0,64	0,35	0,76	-0,45	0,45	1			
Mg	0,30	-0,10	0,66	0,34	-0,08	0,31	1		
Ca	-0,34	0,85	0,32	0,04	0,69	0,30	0,21	1	
RS	0,13	**0,90**	0,63	0,07	**0,97**	0,50	0,04	0,64	1

Tableau III. 3 Matrices de corrélation des nappes d'oasis du Djérid

	pH	Cl	SO4	HCO3	Na	K	Mg	Ca	RS
pH	1								
Cl	-0,18	1							
SO4	0,07	0,54	1						
HCO3	-0,03	-0,10	-0,03	1					
Na	-0,19	0,98	0,57	-0,19	1				
K	-0,41	0,58	0,41	-0,13	0,54	1			
Mg	0,04	0,58	0,82	0,25	0,56	0,39	1		
Ca	0,17	0,21	0,41	0,18	0,21	-0,17	0,27	1	
RS	-0,08	**0,93**	**0,77**	-0,02	**0,92**	0,50	**0,78**	0,33	1

Tableau III. 4 Matrices de corrélation des nappes sahariennes

	pH	Cl	SO4	HCO3	Na	K	Mg	Ca	RS
pH	1								
Cl	-0,24	1							
SO4	-0,36	0,69	1						
HCO3	-0,29	-0,16	0,03	1					
Na	-0,27	0,96	0,80	-0,13	1				
K	-0,14	0,29	0,62	-0,14	0,51	1			
Mg	-0,34	0,91	0,88	-0,04	0,93	0,47	1		
Ca	-0,34	0,73	0,91	0,00	0,73	0,32	0,82	1	
RS	-0,32	**0,90**	**0,93**	-0,07	**0,95**	0,55	**0,96**	**0,89**	1

IV.2.3. État de saturation des eaux vis-à-vis de certains minéraux évaporitiques et carbonatés

Pour comprendre les phénomènes d'équilibre dans les eaux, on doit connaitre la saturation de ces eaux vis-à-vis de certains minéraux. En contact avec l'eau, les minéraux constitutifs d'une roche deviennent solubles. Cet état, appelé dissolution est généralement considérée comme l'étape initiale dans l'évolution chimique des eaux étant donné qu'elle constitue un processus très important (Toth, 1999). Elle se poursuit jusqu'à ce que la solution ait atteint une concentration déterminée en ions constitutifs du minéral. À ce stade, la solution est considérée comme saturée vis-à-vis du minéral. En fait, l'équilibre des eaux avec la matrice est souvent exprimé soit par un taux de saturation : S= (PAI/Ks)*100; soit par un indice de saturation : IS= log (PAI/Ks); avec PAI est le produit d'activité ionique des ions concernés et Ks est le produit de solubilité du minéral considéré.

L'indice de saturation est la forme la plus utilisée pour les eaux souterraines. L'eau est en équilibre avec un minéral lorsque IS=0. Elle est sous saturée lorsque IS<0 (PAI< Ks) et sursaturée lorsque IS>0 (PAI>Ks) (Freeze and Cherry, 1979). Néanmoins, l'imprécision de la mesure du pH, l'erreur dans les analyses chimiques se traduit par une imprécision sur le calcul d'Is. Par conséquent, il est recommandé de considérer que la saturation est obtenue dans un domaine plus large telque -0,5< Is <+0,5.

Les indices de saturation des eaux souterraines de la zone d'étude ont été calculés par le sous programme Phreeq C existant dans le logiciel Diagramme 4.0 développé par le laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon.

Les valeurs des indices de saturation des minéraux les plus couramment observés dans le contexte géographique, comme l'anhydrite (IS anh.), le gypse (IS gyp.), la Halite (IS hal.), la calcite (IS cal.), l'aragonite (IS arag.) et la dolomite (IS dol.) sont consignées dans le tableau en Annexe 3, Tableau 1 et sur la figure III.30.

Concernant les minéraux évaporitiques, on remarque des relations paraboliques entre les éléments (Na+Cl) et ($Ca+SO_4$) et les indices de saturation des minéraux correspondant, qui sont respectivement la halite et le gypse et/ou l'anhydrite, traduisant un état de dissolution de ces minéraux. Cet état est confirmé par les indices de saturation de la halite qui montrent un milieu sous-saturé pour tous les types des nappes phréatiques. Pour le gypse et l'anhydrite, on remarque des indices de saturation négatifs, caractérisant les nappes phréatiques sahariennes indiquant un état de sous-saturation du milieu aquifère, ce qui plaide en faveur de la dissolution de ces minéraux. Pour les nappes phréatiques d'oasis de Kébili, de Douz et du Djérid, on remarque des indices de saturation aux alentours de 0 avec une allure parabolique de l'évolution de ces indices indiquant un état d'équilibre de ces minéraux avec le milieu aquifère et qu'ils ont subit la dissolution jusqu'à la saturation de ce milieu aquifère.

Pour les minéraux carbonatés, on remarque que les eaux des nappes phréatiques sahariennes, des nappes phréatiques d'oasis de Kébili et de Douz sont saturées à sursaturées à l'égard des minéraux carbonatés (calcite, aragonite et dolomite). Tandis que, les eaux des nappes d'oasis du Djérid sont légèrement sous-saturées à saturées vis-à-vis de ces minéraux.
Donc, l'état géochimique des eaux des nappes phréatiques a été dominé par la dissolution des minéraux évaporitiques tels que la halite et le gypse pour les eaux des nappes d'oasis de Kébili, de Douz et du Djérid et les nappes sahariennes. La dissolution des minéraux carbonatés a été observée au niveau des nappes d'oasis du Djérid.

- Équilibre des eaux avec la matrice de l'aquifère : La pression de CO_2 (pCO_2)

Le CO_2 aqueux est un diacide, il se dissocie en ions hydrogénocarbonate (HCO_3^-) selon l'équation : $CO_2\ (aq) + H_2O\ (l) \longleftrightarrow HCO_3^-\ (aq) + H^+\ (aq)$ (1)
Cette transformation est un équilibre et les 4 espèces coexistent. L'ion hydrogénocarbonate est lui aussi un acide. Il peut se dissocier en ions carbonate CO_3^{2-}. L'équation de dissociation est : $HCO_3^-\ (aq) + H_2O(l) \longleftrightarrow CO_3^{2-}\ (aq) + H^+\ (aq)$ (2)
La présence d'une telle espèce est commandée par le pH du milieu aquifère.

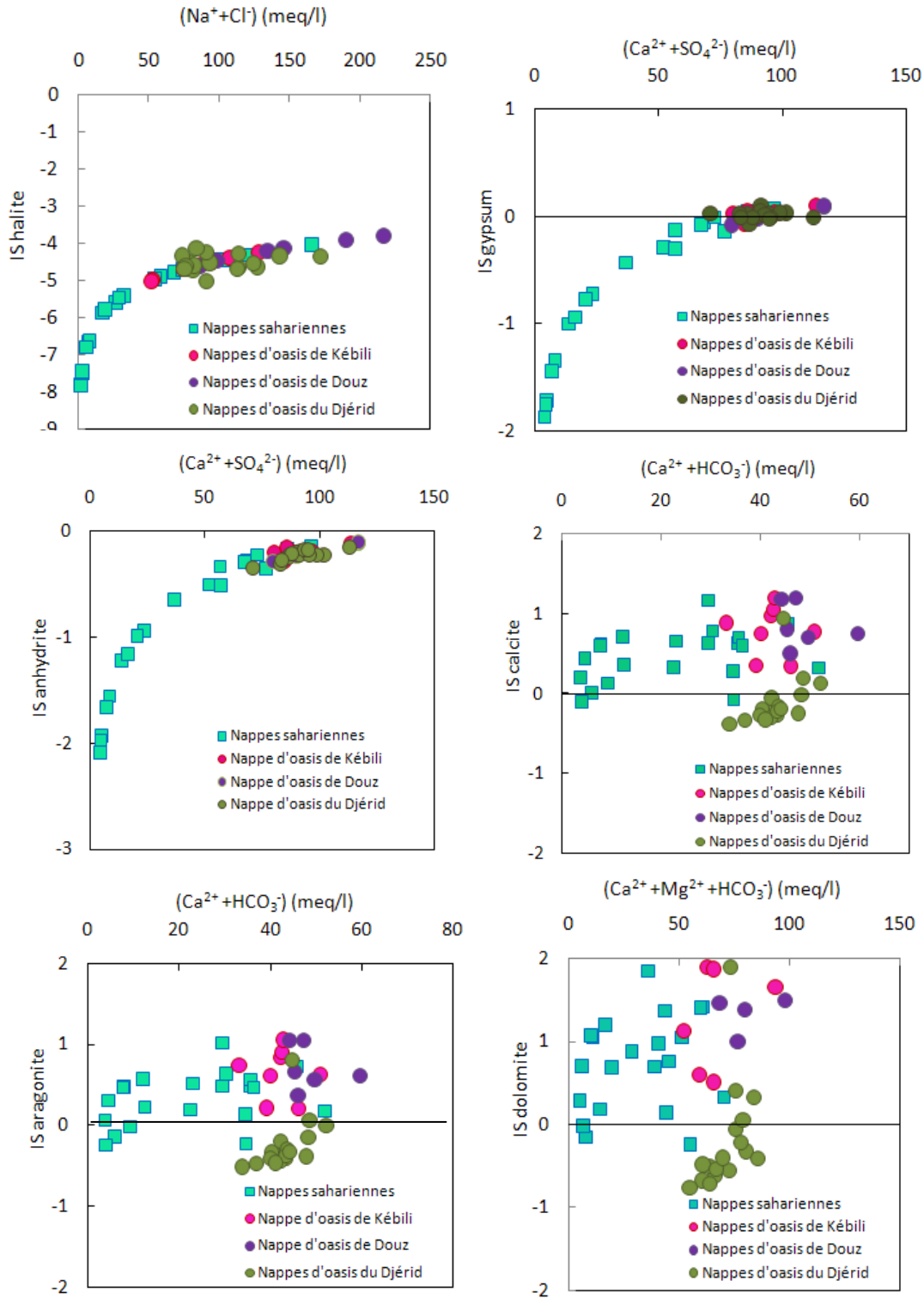


Fig. III. 30 Corrélation des indices de saturation des minéraux vis-à-vis des éléments correspondants

Les valeurs de pression de CO_2 (pCO_2) des échantillons d'eaux de la zone d'étude ont été calculées par le logiciel Diagramme 4.0 développé par le laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon. L'étude de ces valeurs montre des intervalles de variation de la pCO_2 entre 0,02 et $36,9*10^{-2}$ atm avec des moyennes de 1,01; 1,36; 16,26 et $0,27*10^{-2}$ atm, respectivement pour les eaux des nappes phréatiques d'oasis de Kébili, de Douz, du Djérid et des nappes phréatiques sahariennes. D'après le diagramme de la figure III.31, on remarque que les valeurs de pression de CO_2 les plus faibles sont enregistrées au niveau de la région de la Nefzaoua (nappes d'oasis de Kébili, de Douz et nappes sahariennes) et surtout au niveau des nappes sahariennes. De l'autre coté, les nappes d'oasis du Djérid montrent les valeurs de pression de CO_2 les plus élevées.

Les faibles valeurs de pCO_2, caractérisant les eaux des nappes sahariennes et des nappes d'oasis de Kébili et de Douz, peuvent être expliquées par un dégazage associé par une augmentation du pH en plus d'une augmentation de l'indice de saturation IS des minéraux carbonatés. Ceci est en liaison avec la diminution de H_2CO_3 dans la phase aqueuse. En conséquence, la diminution des teneurs en bicarbonates (HCO_3^-) pourrait s'expliquer par un dégazage de ces eaux au contact de l'atmosphère jusqu'à un stade de saturation avec le milieu aquifère, suivi d'une précipitation des minéraux carbonatés. Pour les nappes d'oasis du Djérid, les valeurs élevées de la pCO_2 sont associées avec des pH acides et donc un environnement favorable pour la dissolution des minéraux carbonatés. Cet état géochimique confirme l'état de dissolution des minéraux carbonatés qui caractérise les eaux des nappes d'oasis du Djérid, à coté de la dissolution des minéraux évaporitiques comme a été signalé par les indices de saturation.

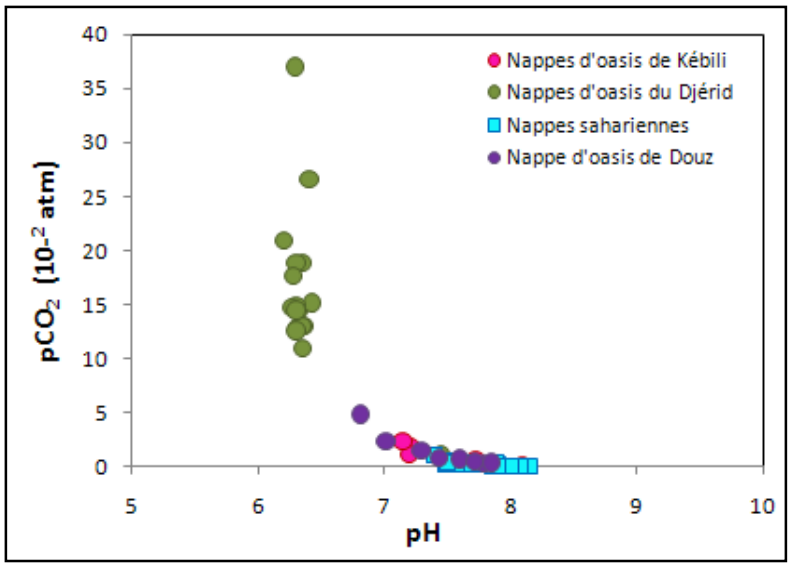


Fig. III. 31 Variation du pH en fonction de la pCO_2 des eaux des nappes phréatiques d'oasis et des nappes sahariennes

IV.2.4. Répartition spatiale des principaux éléments majeurs et mineurs

IV.2.4.1. Le chlorure et le sodium

Le chlorure est un élément conservatif se trouvant toujours dans les eaux naturelles à des concentrations très variables (Brémond Perrodon, 1979). C'est un élément qui ne participe pas aux réactions d'oxydoréduction (Fetter, 1993). Le sodium est généralement associé aux chlorures et se trouve soluble dans l'eau.

La représentation spatiale des ces éléments chimiques au niveau des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude montre des variabilités (Fig. III.32 et III.33). Pour le sodium, on remarque la concentration de cet élément aux alentours du Chott Djérid et au niveau de quelques points prélevés des nappes phréatiques sahariennes. Les faibles teneurs s'observent au piedmont de la chaine du Dahar ainsi qu'au niveau de la partie Sud de la région de Douz avec des teneurs allant jusqu'à 22 mg/l (Fig. III.32). Pour le chlorure, cette répartition suit probablement celle du sodium mettant en évidence l'effet de dissolution de la halite (Fig. III.33).

Afin d'expliquer l'origine de ces deux élements, des corrélations des teneurs en chlorures avec les teneurs en sodium ont été établies (Fig.III.34 (a)). En fait, la relation $Na^+(Cl^-)$ a souvent été utilisée pour identifier les mécanismes responsables de l'origine de la salinité de l'eau dans les régions arides et semi-arides (Magaritz et *al*., 1981; Guendouz, 2006). Le diagramme de Na^+ *vs.* Cl^- montre que la majorité des points sont distribués près de la ligne de dissolution de la halite (pente : 1) pour les nappes phréatiques d'oasis et les nappes phréatiques sahariennes. Cette dissolution a été déjà mise en évidence par le calcul des indices de saturation de l'halite et confirmée avec le rapport molaire Na^+/Cl^- (Fig. III.34 (b)) qui semble relativement constant pour la majorité des échantillons et environ de 1 indiquant une origine unique. Cependant, certains échantillons indiquent un plus grand rapport molaire Na^+/Cl^- qui peut atteindre 2 et d'autres avec des rapports molaires Na^+/Cl^- inférieurs à 1 (Fig. III.34 (b)). Cet excès ou déficit en Na par rapport au Cl peut être expliqué par des effets d'échange cationiques caractérisant surtout les eaux des nappes sahariennes du piedmont du Dahar.

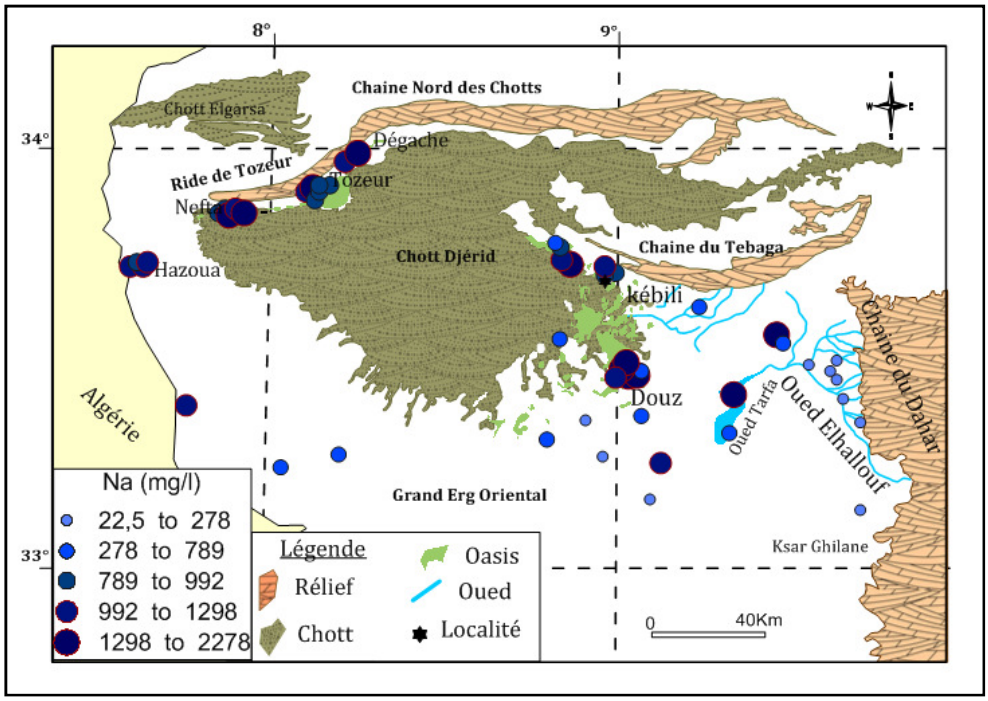


Fig. III. 32 Carte de répartition spatiale des teneurs en soduim

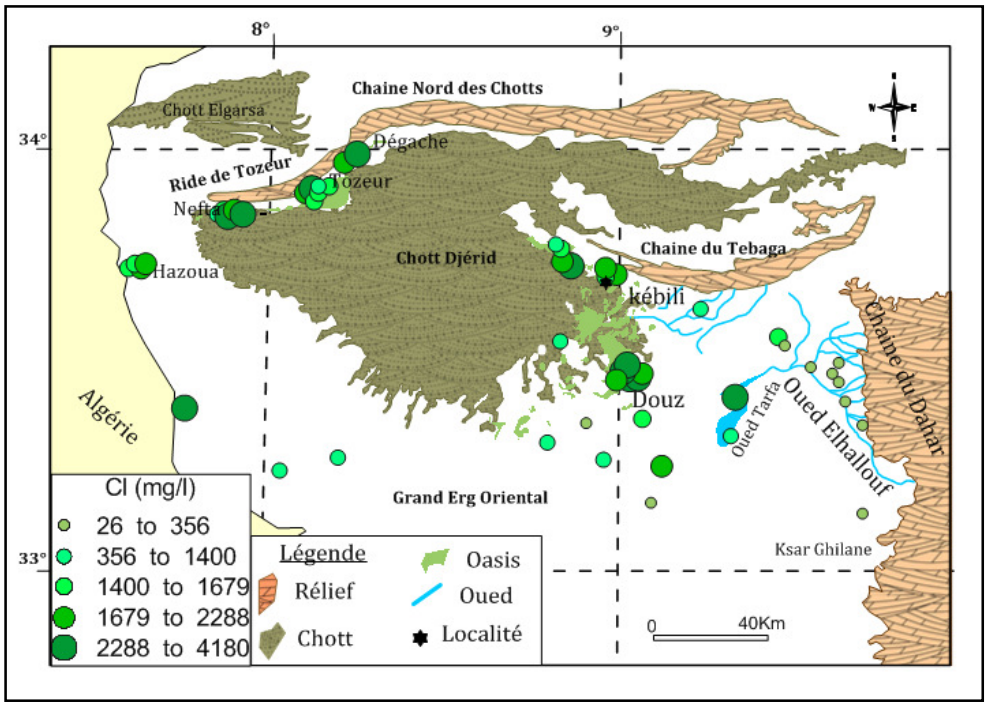


Fig. III. 33 Carte de répartition spatiale des teneurs en chlorures

IV.2.4.2. Le calcium et le sulfate

Le calcium peut être considéré comme un indicateur de l'évolution géochimique de l'eau dans l'aquifère. En ce qui concerne le sulfate, les teneurs élevées peuvent provenir en grande partie de la dissolution des minéraux évaporitiques, de l'oxydation du souffre des roches sédimentaires et/ou de la pollution urbaine, industrielle et agricole.

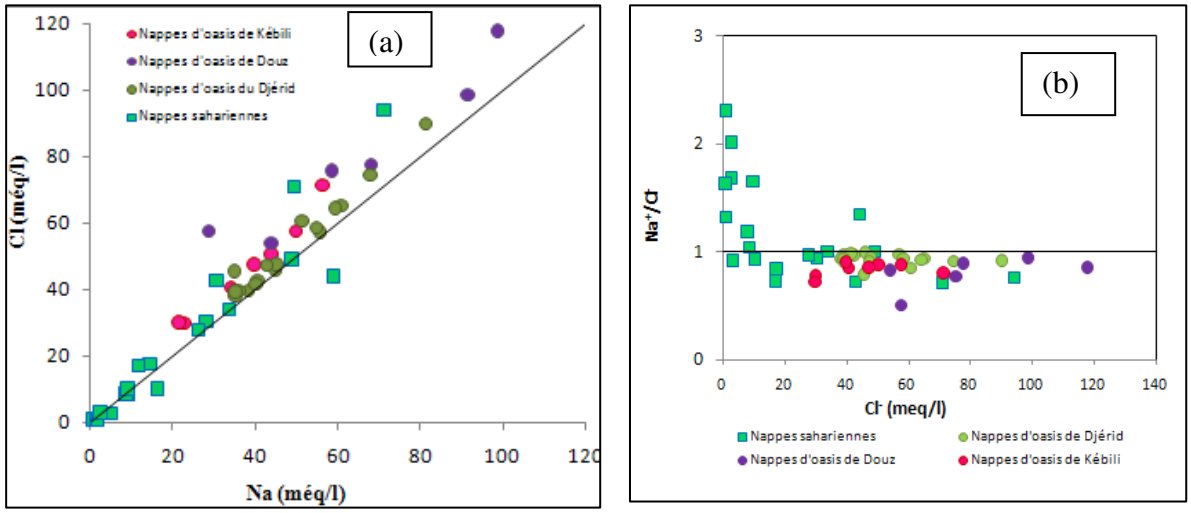


Fig. III. 34 Corrélation des teneurs en sodium avec les teneurs en chlorures (a), corrélation des rapports molaires Na/Cl avec les teneurs en chlorures (b).

La figure III.35 présente la répartition spatiale des teneurs en calcium pour les eaux des nappes phréatiques, aux alentours du Chott Djérid. On remarque une distribution hétérogène avec des teneurs élevées au niveau des nappes d'oasis des régions de Douz, Kébili et du Djérid.

La distribution des teneurs en sulfates (Fig. III.36) montre que les teneurs les moins élevées se trouvent au niveau du piedmont du Dahar et au Sud de Douz, alors que les teneurs les plus élevées caractérisent les nappes d'oasis et certains points des nappes sahariennes localisées essentiellement au niveau d'oued Tarfa. Ceci est, aussi, mis en évidence par la distribution des teneurs en calcium indiquant que l'évolution de ces deux élements est en parallèle avec l'écoulement des eaux de la zone d'étude.

Pour bien mettre en évidence l'origine de ces éléments, on a établit des corrélations. En effet, le diagramme de corrélation du calcium en fonction du sulfate (Fig. III.37) montre des concentrations plus importantes de sulfate que celle du calcium, surtout pour les nappes phréatiques d'oasis et pour certains points des nappes phréatiques sahariennes. Ces concentrations peuvent être expliquées par la dissolution des croutes superficielles de gypse, au cours de l'infiltration et/ou le retour d'irrigation. En outre, les faibles teneurs de calcium par rapport au sulfate peuvent être expliquées par la précipitation de la calcite et de l'aragonite et/ou la présence d'une autre origine de sulfate probablement la dissolution d'autres minéraux évaporitiques tels que le sulfate de magnésium ($MgSO_4$) et la célestite ($SrSO_4$). Ceci est mis en évidence au niveau des nappes d'oasis de Kébili, de Douz et des nappes sahariennes. Cependant, les nappes phréatiques d'oasis du Djérid situées le long de la partie Ouest du Chott sont sous-saturées en minéraux carbonatés (calcite, aragonite et dolomite) ce qui plaide

en faveur de la dissolution de ces minéraux. De ce fait, les teneurs élevées en sulfate par rapport au calcium peuvent être expliquées par la dissolution du sulfate de magnésium ($MgSO_4$) et/ou la célestite ($SrSO_4$).

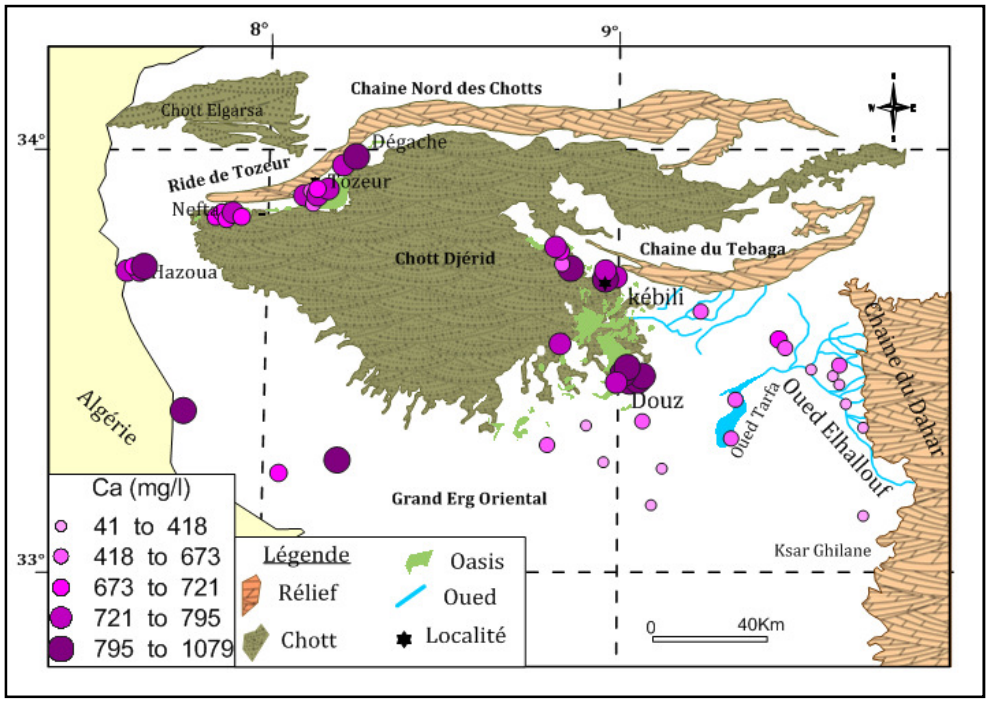


Fig. III. 35 Carte de répartition spatiale des teneurs en calcium

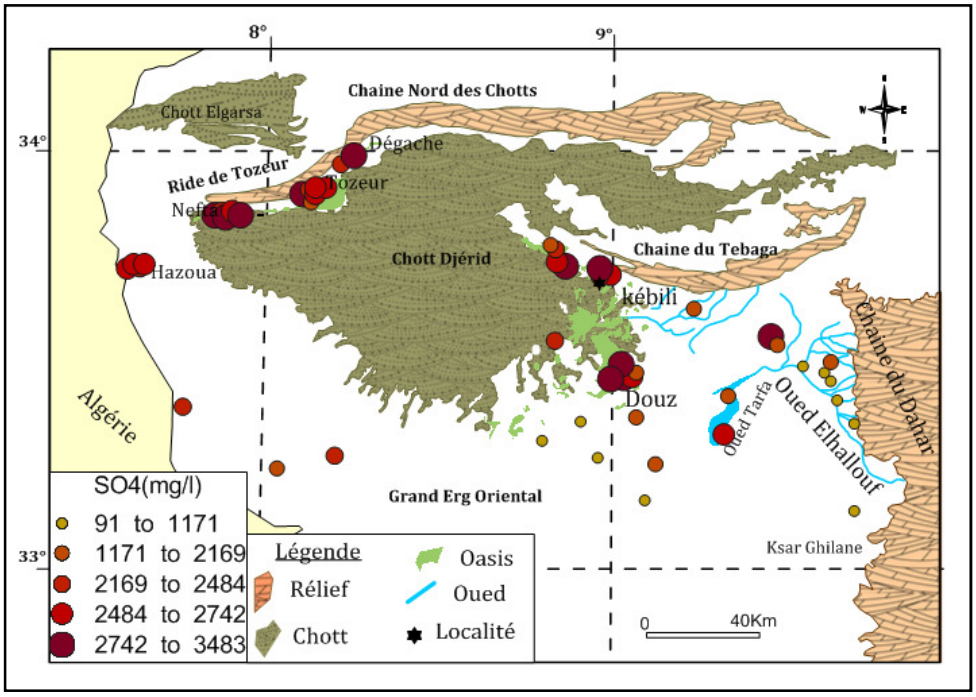


Fig. III. 36 Carte de répartition spatiale des teneurs en sulfates

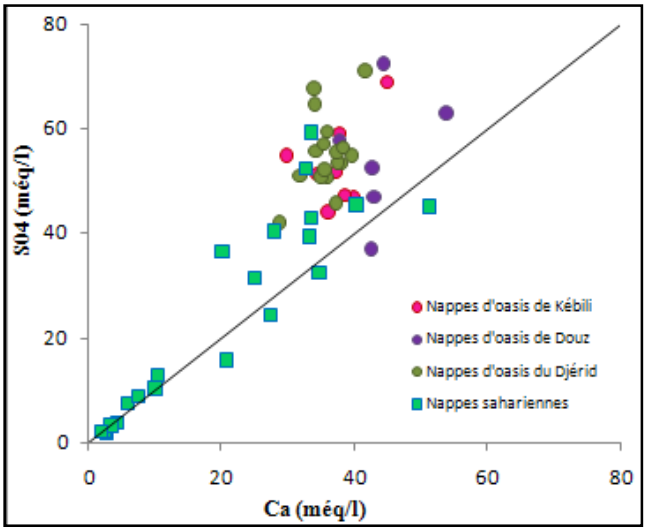


Fig. III. 37 Corrélation des teneurs en calcium avec les teneurs en sulfates

IV.2.4.3. Diagramme chlorure-sulfate

Le sulfate révèle une corrélation positive avec le chlorure dans la plupart de l'aquifère ce qui indique la dissolution des minéraux évaporitiques et leurs importantes participations dans l'acquisition de la charge saline telque démontré sur le diagramme de la Figure III.38 (a). Ce diagramme montre un enrichissement relatif des échantillons de l'oasis de Douz en chlorures indiquant la contribution la plus élevée de la dissolution de la halite pour les nappes d'oasis de Douz. De l'autre coté, les nappes d'oasis de Kébili montrent un enrichissement des échantillons en sulfates prouvant l'effet de la mise en solution des minéraux sulfatés. Ceci est bien indiqué par les rapports molaires SO_4^{2-}/Cl^- > 1 (Fig. III.38 (b)) mettant en évidence la forte contribution du sulfate.

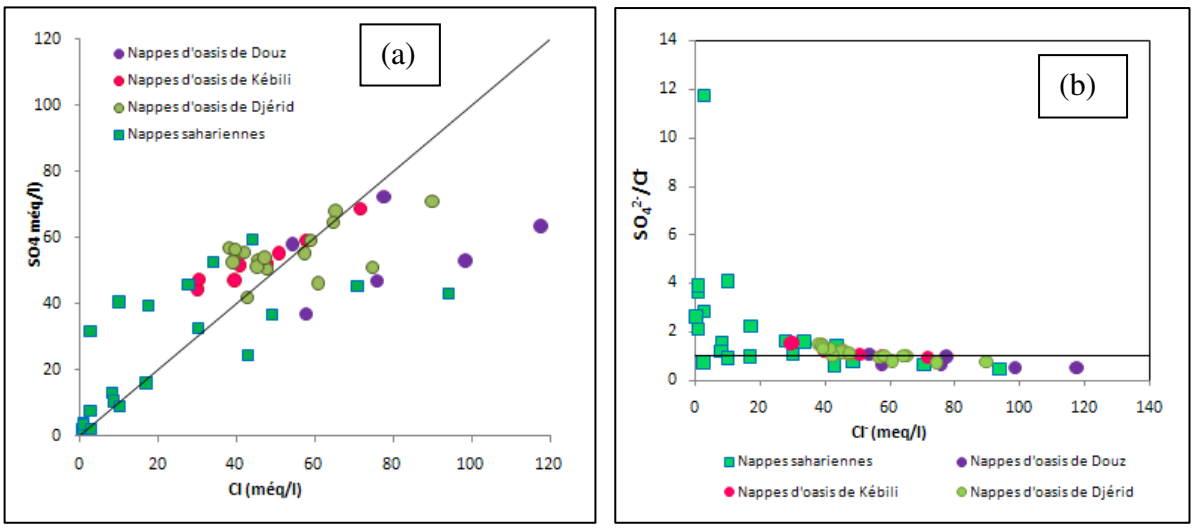


Fig. III. 38 Corrélation des teneurs en chlorures en fonction des teneurs en sulfates (a), corrélation des rapports molaires SO_4/Cl avec les teneurs en chlorures (b)

IV.2.4.4. Le magnésium

La dissolution des formations carbonatées du Plio-Quaternaire telque la dolomite $CaMg(CO_3)_2$ et des formations évaporitiques ($MgSO_4$) et/ou $SrSO_4$ constitue les principales sources de cet élément dans les eaux souterraines de la zone d'étude (Fig. III.39). D'après l'étude des indices de saturation, seules les eaux des nappes d'oasis du Djérid montrant un état de dissolution de la dolomite qui va contribuer avec le sulfate de magnésium à enrichir le milieu en magnésium. Les eaux des nappes d'oasis de Kébili, de Douz et les nappes sahariennes montrent un état de précipitation de la dolomite. De ce fait, l'origine du magnésium au niveau de ces eaux est étroitement liée à la dissolution du sulfate de magnésium ($MgSO_4$) et/ou de la célestite ($SrSO_4$).

La corrélation des rapports molaires de Mg^{2+}/Ca^{2+} en fonction des teneurs en chlorure montre des rapports inférieurs à 1 pour la majorité des points d'eau indiquant un excès du contenu en calcium lié à la dissolution des minéraux responsables de la libération du calcium. Ceci indique que le magnésium participe avec des proportions faibles par rapport au calcium. En fait, la carte de distribution des teneurs en magnésium montre que les teneurs les plus élevées se trouvent au niveau des nappes d'oasis avec un maximum de 520 mg/l. Les teneurs les moins élevées (jusqu'à 16 mg/l) sont observées au niveau des nappes sahariennes surtout au niveau d'oued el hallouf et au niveau des nappes situées dans la partie Sud de la région de Douz (Fig. III.40).

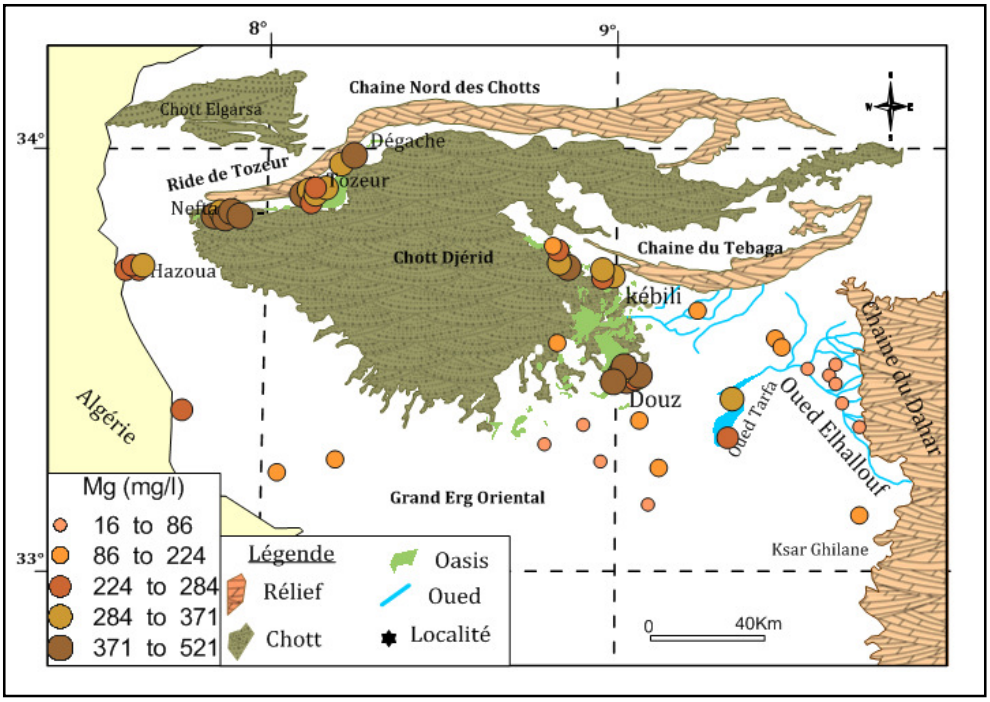


Fig. III. 39 Carte de répartition spatiale des teneurs en magnésium

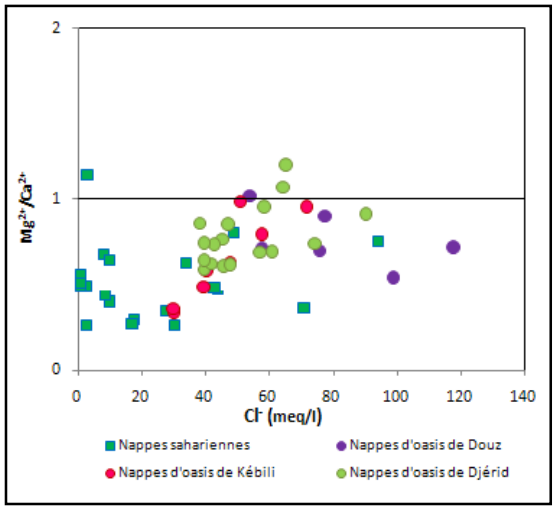


Fig. III. 40 Corrélation des rapports molaires Mg/Ca avec les teneurs en chlorures

IV.2.4.5. Origine et distribution spatiale du nitrate

En 1979, Freeze et Cherrey citent le nitrate comme étant le contaminant le plus couramment identifié dans les eaux souterraines. Cette contamination est en partie naturelle provenant de l'azote naturel présent dans le sol et l'autre partie provient de l'infiltration du polluant. En effet, la partie du nitrate induite dans le sol et/ou dans les eaux des nappes phréatiques peut avoir différentes origines et plusieurs hypothèses pourraient être évoquées. Elle peut être le résultat d'une contamination exogène par les engrais (Darwish et *al*., 2011; Huang, et *al.,* 2011), par les déchets des animaux et/ou par une contamination septique (Hinkle et *al*., 2008; Andrade & Stigter, 2009; Tandia et *al*., 1999; Withers et *al*., 2012). Dans certains cas, les processus de nitrification et de dénitrification peuvent être considérés comme des sources potentielles de nitrate (Graniel et *al*, 1999; Rosen et *al*, 1999; Russow et *al*., 2000; Sliva & Williams, 2001; Andrade & Stiger, 2009; Hajhamad & Almasri, 2009).

Les teneurs en nitrates des échantillons des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude sont portées en fonction du RS sur la figure III.41 (a). On remarque que les nappes phréatiques d'oasis sont pauvres en nitrates avec une exception pour l'échantillon n°3 qui présente 82,8 mg de NO_3^-/l. Pour les nappes phréatiques sahariennes, les teneurs en nitrates présentent des valeurs variant entre 0 et 558 mg/l. On remarque une corrélation moyenne avec le RS pour les teneurs en nitrates en dessous de 100 mg/l, ce qui indique l'abondance de cet élément au niveau de certains points d'eaux (Fig. III.41 (b)). La répartition spatiale des teneurs en nitrates (Fig. III.42) indique que les teneurs élevées caractérisent essentiellement les nappes phréatiques sahariennes se situant principalement le long du piedmont du Dahar. En fait, cette zone se caractérise par l'absence d'activités d'irrigation qui appliquent les engrais chimiques. En plus, l'absence des corrélations entre les ions NO_3^- et les ions K^+ (Fig. III.43)

indique que l'origine des nitrates ne pouvait pas être liée à des pratiques d'irrigation, mais plutôt à d'autres origines probables de cet élément. Certains points d'eau sont principalement utilisés par les nomades des tribus pour fournir de l'eau potable à leurs bétails. En raison de la grande mobilité des nitrates dans les sols sableux, ces eaux pourraient être contaminées par des fuites de nitrates (Nolan, 1999) après des périodes pluvieuses. En effet, ces teneurs élevées en nitrates, trouvées dans les sols nus, sont liés à des conditions d'aérobies associées avec des valeurs élevés de pH indiquant le rôle des conditions acido-basiques dans la concentration de cet élément (Thayalakumaran et *al*., 2008; Stumm and Morgan, 1996). Toutefois, certaines exceptions ont été observées lors des visites sur le terrain. L'échantillon n°3, avec 82 mg de NO_3/l, est situé dans un oasis à proximité d'une maison d'un agriculteur et les teneurs élevées en nitrates pourraient être expliquées par une contamination à partir d'une fosse septique.

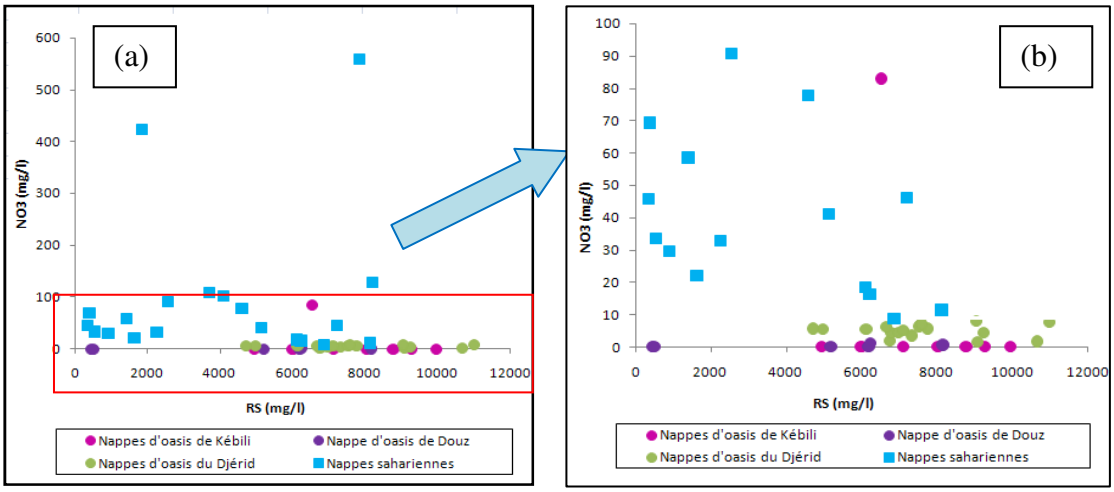


Fig. III. 41 Corrélation des teneurs en nitrates avec le résidu sec pour les eaux des nappes phréatiques

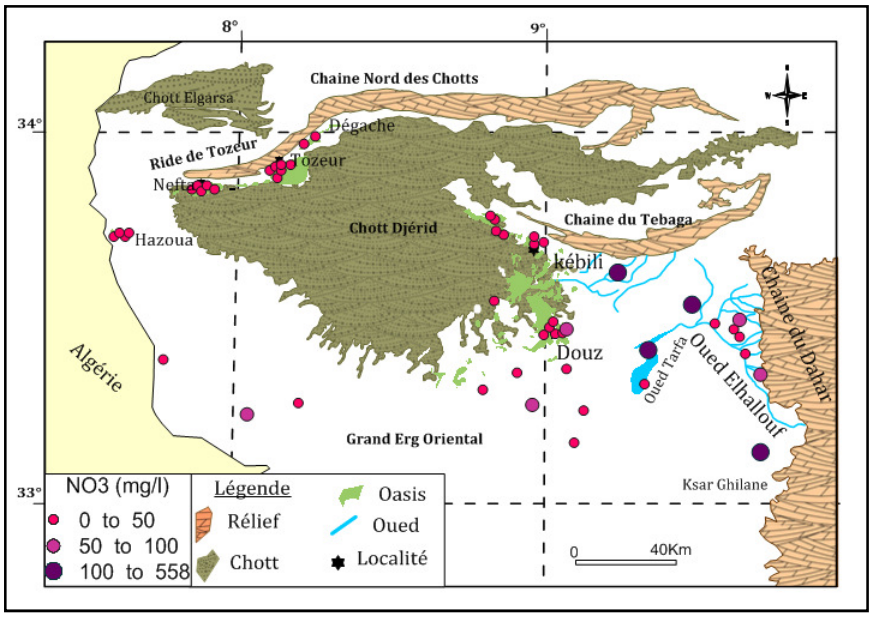


Fig. III. 42 Carte de répartition spatiale des teneurs en nitrates

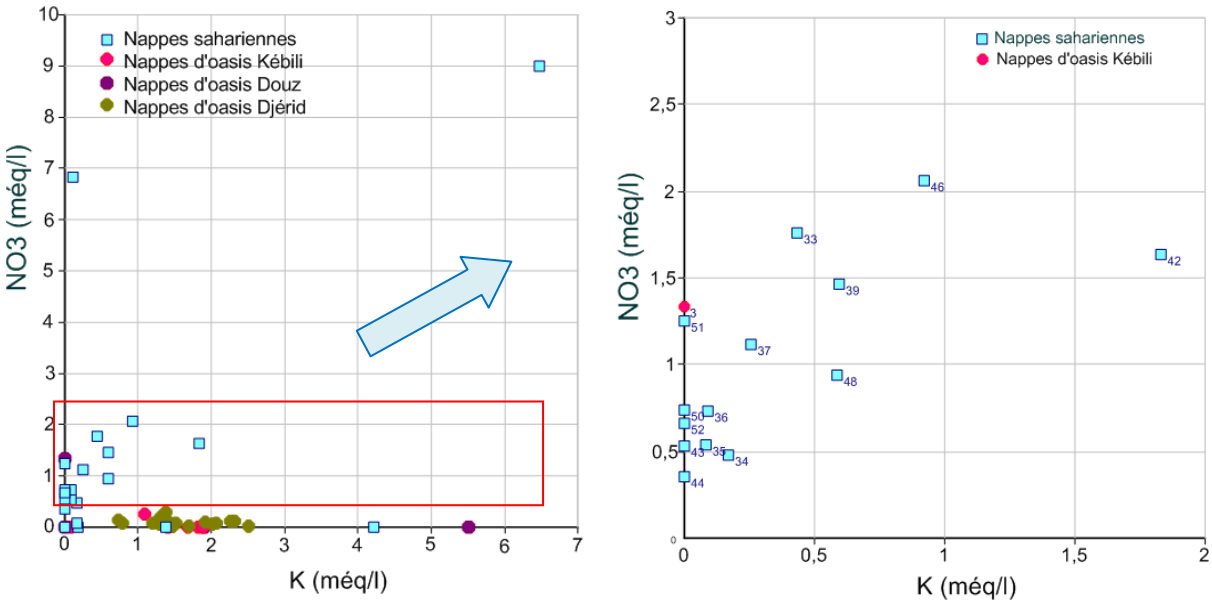


Fig. III. 43 Corrélation des teneurs en nitates en fonction du calcuim pour les eaux des nappes phréatiques

IV.2.4.6. Le strontium

Le strontium est classé comme un oligo-élément caractéristique des évaporites. Il se trouve dans la nature sous forme de céleste $SrSO_4$, toujours associé au gypse ($CaSO_4$, $2H_2O$) (Carré, 1975). Il est peu adsorbé par les argiles et se trouve intégré en faible quantité dans le réseau des carbonates (sous forme de strontianite $SrCO_3$). Il se détecte à des quantités facilement mesurables dans la plupart des types de roche et se comporte géo-chimiquement comme le calcium (Gosselin et *al*., 2004). L'enrichissement en strontium dans certaines eaux pourrait être lié au temps de séjour de l'eau dans l'aquifère et le contact avec la roche, constituant ainsi un bon traceur (Brondi et *al*., 1983). Il peut servir aussi comme indicateur de litho-faciès.

Au niveau de la Nefzaoua, les teneurs en strontium des eaux des nappes phréatiques présentent une augmentation régulière de l'amont vers l'aval du bassin (Fig. III.44). Cette augmentation peut être liée à la mise en solution progressive des minéraux au cours du transit des eaux entre les zones de recharge et les zones de décharge. Au niveau du Djérid, les nappes d'oasis présentent des teneurs élevées en strontium pouvant atteindre 11 mg/l.

On remarque, en effet, sur la figure III. 45 que le strontium est corrélé au sulfate avec un coefficient de corrélation de l'ordre de 0,7. Ceci peut assimiler que la mise en solution de la céleste ($SrSO_4$) peut être considérée comme une source principale de cet élément. Cette corrélation présente une pente importante signifiant que la quantité de strontium issue de la mise en solution du gypse représente un taux moyen de 0,3% (variant de 0,2 à 0,3% au niveau

des nappes d'oasis du Djérid) par rapport à la concentration en sulfates. En comparaison à d'autres études, ce taux semble élevé soit disant que le taux de Sr défini dans le gypse est seulement de 0,1% (in Edmunds et *al*., 1982) indiquant la forte contribution de la mise en solution de la céleste dans la minéralisation des nappes phréatiques.

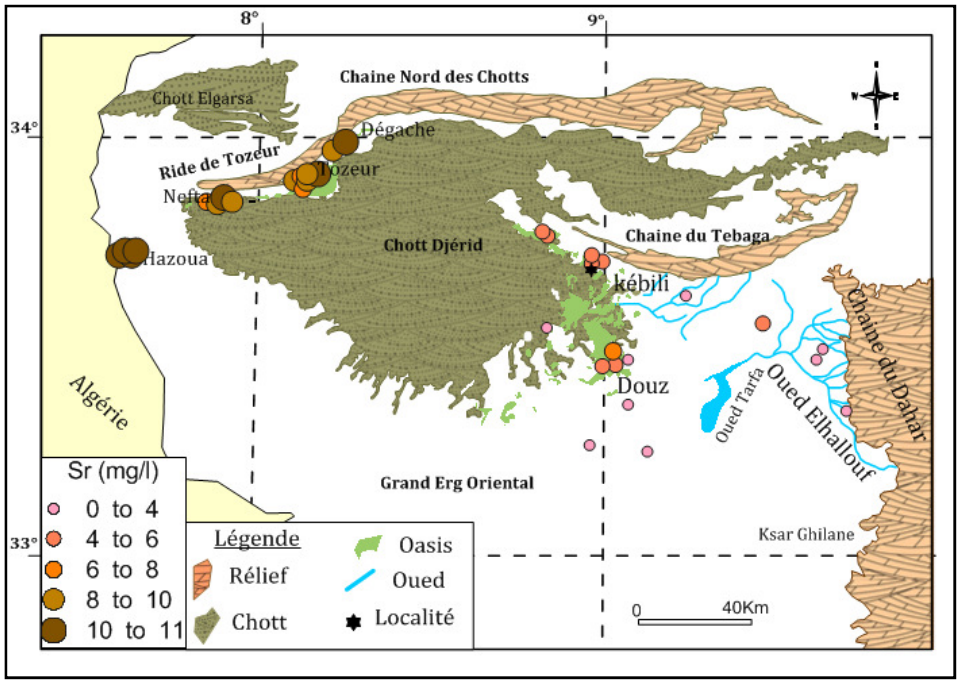


Fig. III. 44 Carte de répartition spatiale des teneurs en strontium

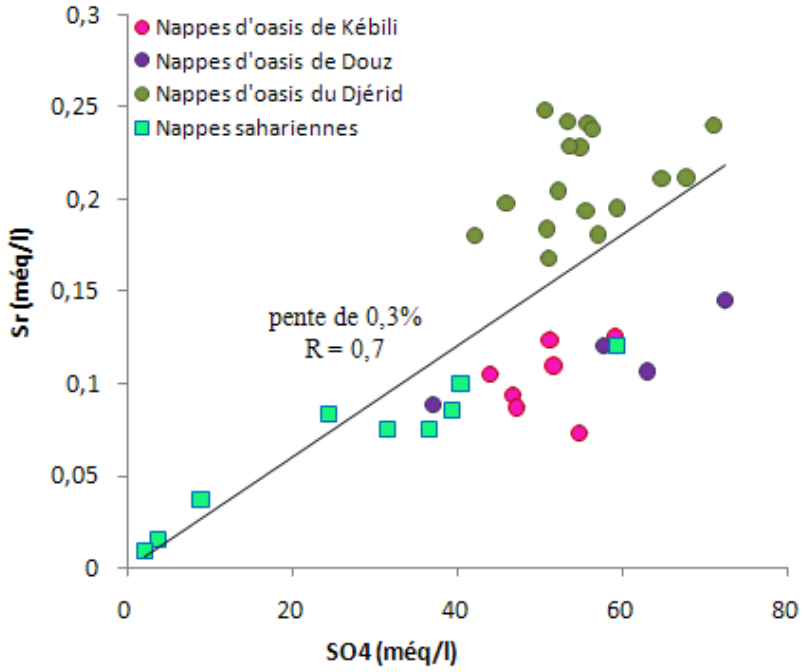


Fig. III. 45 Corrélation des teneurs en strontium en fonction des teneurs en sulfates

IV.2.4.7. Échange de base

La représentation graphique $(Na^+ + K^+)$-Cl^- en fonction de $(Ca^{2+} + Mg^{2+})/(HCO_3^- + SO_4^{2-})$ des données des nappes phréatiques d'oasis et sahariennes montre que la majorité des échantillons se positionnent autours de l'origine des axes mettant en évidence la dissolution comme étant le principal processus se produisant dans les eaux des nappes phréatiques d'oasis et des nappes sahariennes (Fig. III.46). On remarque aussi des points des nappes d'oasis et des nappes sahariennes qui montrent un effet d'échange cationique. Pour les nappes d'oasis, cet effet d'échange s'explique par le fait qu'elles sont des eaux constituées du retour d'irrigation et qui ont déjà subit des phénomènes d'échange au niveau de l'aquifère d'origine du CT. Pour les nappes sahariennes, les points qui montrent un effet d'échange cationique sont ceux situés le long des lits des oueds au niveau du piedmont du Dahar. Dans ce domaine, les formations des nappes phréatiques du Mio-Plio-Quaternaire contiennent des dépôts de sédiments argileux favorables à la mise en évidence de ces échanges cationiques. Ces échanges se font généralement dans le sens de fixer le sodium et libérer du calcium. Ce qui va influencer sur la sodicité du milieu en la diminuant comme a été signalé avec les eaux d'irrigation. Ceci est un indice de préservation et de conservation du milieu aquifère et donc d'un effet positif sur le sol après avoir utilisé ces eaux pour l'irrigation.

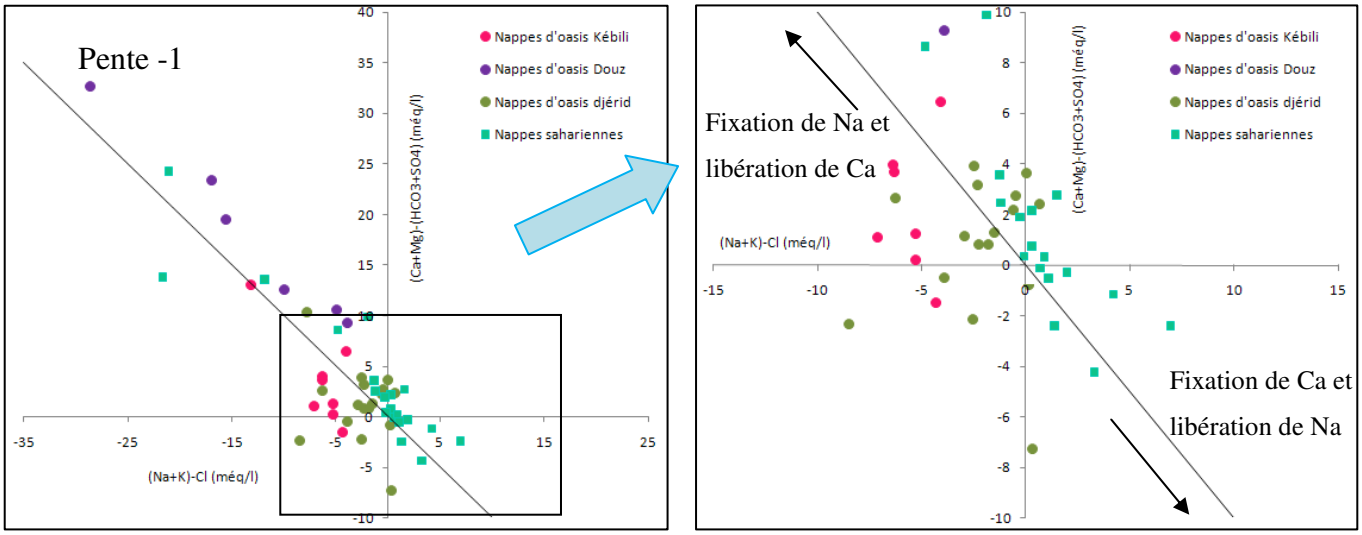


Fig. III. 46 Corrélation $(Na^+ + K^+)$-Cl^- en fonction de $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$-$(HCO_3^- + SO_4^{2-})$ pour les eaux des nappes d'oasis et sahariennes

V. Étude statistique

V. 1. Présentation de la méthode

Alors que les diagrammes hydrochimiques reflètent des relations entre deux variables à la fois, l'analyse statistique donne une image instantanée des relations entre un certain nombre de variables. Ainsi, les données chimiques des eaux ont, également, été abordées à l'aide d'une analyse bi-variée (matrice de corrélation) et une analyse multi-variée (« Hierarchical Cluster Analysis » (HCA) et « Factor Analysis « (FA)).

L'analyse de classification hiérarchique est une technique couramment utilisée pour classer les échantillons en groupes homogènes en terme de composition chimique (Aruga et *al*., 1995; Suk & Lee, 1999). Deux méthodes différentes peuvent être utilisées pour identifier les groupes : R ou Q-modes. La méthode R-mode est effectuée sur les variables de la qualité de l'eau révélant les interactions entre elles, le Q-mode révèle les interactions entre les échantillons étudiés (Davis, 2002). Dans cette étude, le Q mode est une analyse hiérarchique de regroupement basée sur la méthode de liaison de Ward (Ward, 1963) qui utilise la distance euclidienne comme une mesure de similarité entre les échantillons.

L'analyse factorielle est une technique statistique multivariée utilisée pour discuter des relations sous-jacentes entre plusieurs variables et à synthétiser les informations d'une série de facteurs ou de composants (Davis, 2002). Cette méthode permet une interprétation génétique de l'ensemble des données. La première étape dans la FA est de créer des nouveaux groupes de variables obtenues par des combinaisons linéaires des variables étudiées. En général, le premier facteur compte pour plus de la variance totale de l'ensemble des données et les facteurs suivants cumulent les portions restantes de cette variance. L'interprétation est fondée sur les saturations et les scores factoriels. Les « factor loading » indiquent comment les facteurs caractérisent les variables tandis que les scores factoriels indiquent comment chaque échantillon peut être lié à l'intensité des processus chimiques décrits par ces facteurs (Dalton & Upchurch, 1978). Un facteur de charge élevé, avec une tendance à l'unité (positive ou négative), montre une forte corrélation entre les variables et ce facteur. D'autre part, les valeurs des scores factoriels positives (>+1) reflètent les zones les plus touchées par le processus chimique représentée par ce facteur alors que les valeurs négatives (<-1) reflètent les zones non touchées. Entre ces deux valeurs extrêmes, l'impact de ce facteur sur la variable est considéré avec un degré modéré.

L'analyse de classification hiérarchique associée à l'analyse factorielle conduit à la classification des échantillons d'eau dans des groupes distincts sur la base de leurs

caractéristiques hydrochimiques permettant de remonter aux différents facteurs contrôlant la qualité chimique de ces eaux.

V. 2. Résultats et discussions

Cette méthode a été appliquée sur les résultats des analyses chimiques des eaux des nappes phréatiques et des eaux de drainage. Ces derniers n'ont pas donné des classes bien distinctes traduisant l'interférence de plusieurs facteurs. De ce fait, tous les échantillons des nappes phréatiques d'oasis et sahariennes ont été étudiés en utilisant l'analyse de classification hiérarchique et l'analyse factorielle. Ces analyses ont été appliquées sur 10 variables hydrochimiques y compris RS, Cl^-, Na^+, Mg^{2+}, HCO_3^-, SO_4^{2-}, K^+, Ca^{2+}, NO_3^- et le pH.

V. 2.1. Classification hiérarchique ascendante (CH)

Comme il n'existe aucun test pour déterminer le nombre optimal des groupes dans un tel ensemble de données (Güler et *al*., 2002), l'inspection visuelle est le seul critère pour sélectionner les groupes du dendrogramme (Fig. III.50). La ligne phenon définie par (Sneath, 1973) a été choisie à une distance de 900 liens. À cette distance, on peut distinguer les groupes en termes de leurs variables hydrochimiques.

Au total, deux groupes ont été distingués, chacun représentant une qualité d'eau. Le premier groupe (groupe 1) est composé de 10 puits représentés par les échantillons n°43, 38, 48, 44, 41, 37, 36, 40, 35 et 34 qui ont été échantillonnés à partir des nappes phréatiques sahariennes avec un RS<2,2 g/l. Ce groupe représente les eaux échantillonnées le long du piedmont du Dahar et au niveau de la partie Sud de la région de Douz (voir Fig. III.47). Le second groupe (groupe 2) comprend le reste des observations avec un RS>2,2 g/l et défini les nappes phréatiques d'oasis des régions de Douz, Kébili et Djérid et des eaux des nappes phréatiques sahariennes. Les résultats du CH montrent que le plus discriminant paramètre utilisé dans le regroupement des échantillons est le RS avec une moyenne de 1039 mg/l et 6974,5 mg/l, respectivement pour le groupe 1 et le groupe 2 (Tableau III. 5 et III. 6).

L'analyse des constituants chimiques des eaux des nappes phréatiques analysées est indiquée dans les tableaux 5 et 6 en fonction des groupes distingués par l'analyse de classification hiérarchique. Le tableau III.5 représente le premier groupe. Il indique des valeurs de pH qui varient de 7,5 à 8,2 ; du RS variant de 360 à 2264 avec une moyenne de 1039. L'analyse des cations et des anions, en mg/l, montre que la teneur en Na^+ se situe entre 22,5 et 278,3; Ca^{2+} entre 41,1 et 418,6; Mg^{2+} entre 16,4 et 86,1; K^+ entre 0,0 et 22,9; SO_4^{2-} entre 91,9 et 758,9 Cl^- entre 26,4 et 601,3; HCO_3^- entre 85,4 et 201,3 et NO_3^- entre 21,9 et

422,8 avec des valeurs moyennes de l'ordre de 122,1; 141,3; 41,7; 5,7; 328,7; 174,7; 125,6; 87,1 respectivement. L'analyse de ces constituants nous permet de déduire une eau caractérisée par un faciès de type SO4> Cl> Ca> HCO3> Na> NO3> Mg> K.

Le tableau III. 6 représente le deuxième groupe. Il indique que la concentration de la gamme du pH varie de 6,2 à 7,9 et celle du RS varie de 2560 à 11010 mg/l avec une moyenne de 6974,5 mg/l. L'analyse des cations et des anions, en mg/l, montre que la teneur en Na^+ se situe entre 123,5 et 2277,6; Ca^{2+} entre 405 et 1078,8; Mg^{2+} entre 79,6 et 520,5; K^+ entre 0 et 253; SO_4^{2-} entre 1171,1 et 3482,8 ; Cl^- entre 95,3 et 4179,7; HCO_3^- entre 25,6 et 895,5 et NO_3^- entre 0 et 558 avec des moyennes respectives de l'ordre de 1045,6; 732,6; 297,9; 60; 2454,9; 1832,1; 311,1; 32,7. Pour ce groupe d'eau, on déduit la dominance des éléments caractérisant pour un faciès de type SO_4> Cl> Na> Ca> Mg> HCO_3> K> NO_3.

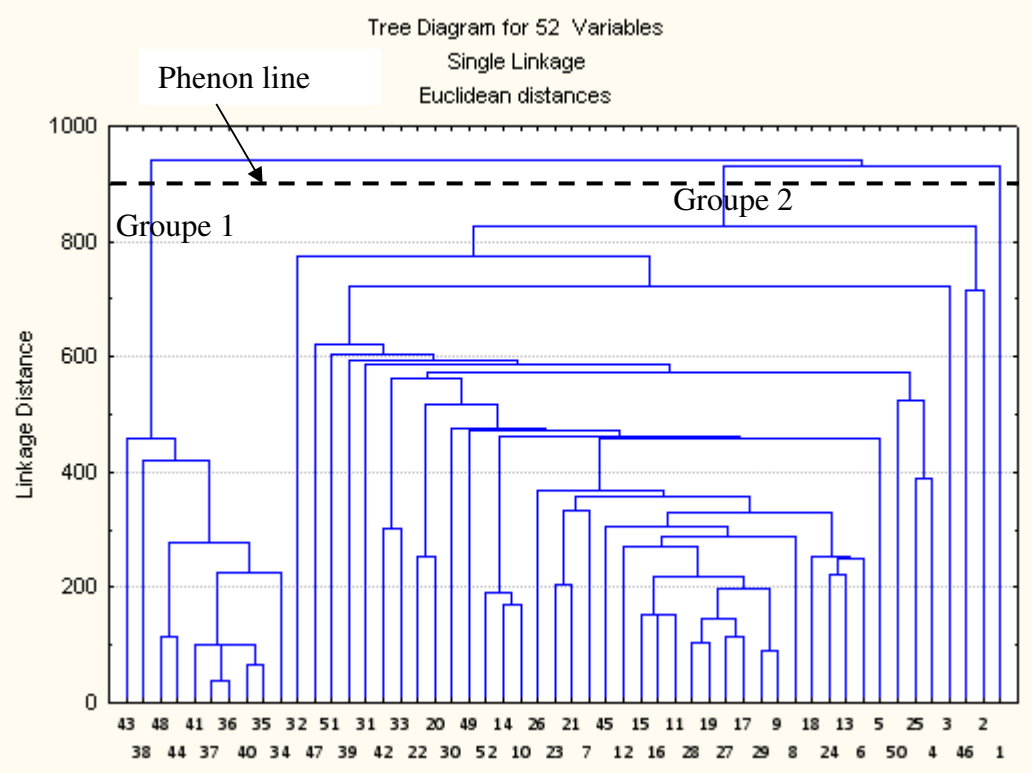


Fig. III. 47 Dendrogramme des échantillons des nappes phréatiques de la zone d'étude

Tableau III. 5 Aperçu statistique des paramètres analysés pour le groupe 1 (n=10 échantillons)

Groupe 1	Minimum	Maximum	Mean	Standard deviation
EC (µs/cm)	535	2850	1494	943
T (°C)	17,4	22,1	19,8	1,7
pH	7,5	8,2	7,8	0,2
Cl^- (g/l)	26,4	601,3	174,7	193,1

NO_3^- (g/l)	21,9	422,8	87,1	135,7
SO_4^{2-} (g/l)	91,9	758,9	328,7	240,0
CO_3^{2-} (g/l)	0	18	4	8
HCO_3^- (g/l)	85,4	201,3	125,6	32,2
Na^+ (g/l)	22,5	278,3	122,1	96,0
K^+ (g/l)	0,0	22,9	5,7	6,9
Mg^{2+} (g/l)	16,4	86,1	41,7	23,9
Ca^{2+} (g/l)	41,1	418,6	141,3	115,0
RS (g/l)	360	2264	1039	701

Tableau III. 6. Aperçu statistique des paramètres analysés pour le groupe 2 (n=42 échantillons)

Groupe 2	Minimum	Maximum	Moyenne	Standard déviation
EC (µs/cm)	2810,0	13330,0	8471,8	2223,4
T (°C)	16,0	26,3	21,1	2,3
pH	6,2	7,9	7,1	0,6
Cl^- (g/l)	95,3	4179,7	1832,1	820,0
NO_3^- (g/l)	0,0	558,0	32,7	89,9
SO_4^{2-} (g/l)	1171,1	3482,8	2454,9	510,0
CO_3^{2-} (g/l)	0,0	42,0	4,2	10,6
HCO_3^- (g/l)	25,6	895,5	311,1	174,9
Na^+ (g/l)	123,5	2277,6	1045,6	450,5
K^+ (g/l)	0,0	253,0	60,0	51,4
Mg^{2+} (g/l)	79,6	520,5	297,9	114,8
Ca^{2+} (g/l)	405,0	1078,8	732,6	125,0
RS (g/l)	2560,0	11010,0	6974,5	1838,3

V. 2.2. L'analyse factorielle (FA)

Le critère de Kaiser (Kaiser, 1960) a été appliqué pour déterminer le nombre total des facteurs qui pourraient résumer l'ensemble des données. Selon ce critère, seuls les facteurs avec des valeurs propres supérieures ou égales à 1 seront acceptés comme des sources possibles de la variance dans les données, avec la priorité la plus élevée attribuée à un facteur qui a la plus forte somme du vecteur propre. La justification du choix du facteur 1 se base sur le fait que le facteur aurait une variance qui est au moins aussi grande que celle d'une seule variable initiale normalisée pour être acceptable.

Les résultats de la FA sont plus efficaces lorsque le nombre des facteurs est faible. Les similitudes sont élevées (proche de 1) et les facteurs sont facilement interprétables à l'égard des sources ou processus. Un ensemble des paramètres physico-chimiques en corrélation avec des facteurs particuliers peut être expliqué par un processus chimique (anthropique ou géogénique) qui peut conduire à la variabilité observée dans l'ensemble des données.

Les valeurs propres des deux premiers facteurs (F1 et F2) et leurs pourcentages de variance, cumulés, sont présentés dans le tableau III.7. Les valeurs propres des 2 premiers facteurs expliquent plus de 77,54% de la variance totale.

La figure III.48 montre la relation entre les facteurs loading F1 et F2. Le facteur F1 présente les charges les plus élevées des concentrations de Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Cl^-, SO_4^{2-}, K^+ et RS. Il représente 61,89% de la variance totale. Cet axe reflète le rôle des facteurs naturels d'acquisition de la charge saline. D'après l'étude hydrochimique, on peut déduire que cet axe reflète l'acquisition de la minéralisation que ce soit par dissolution des minéraux évaporitiques (halite, gypse et/ou anhydrite, sylvite et autres) et/ou par effet d'évaporation. Le facteur F2 représente 15,65% de la variance totale. Il est fortement corrélé avec les concentrations de HCO_3^- et avec le pH et inversement avec les concentrations de NO_3^-. L'évolution opposée de HCO_3^- et du (pH, NO_3^-) est expliquée par l'influence des conditions d'équilibre acido-basique sur la chimie des eaux souterraines essentiellement l'évolution des carbonates et des nitrates. En fait, plus le milieu est basique, plus la solubilité du CO_2 est importante produisant du HCO_3^- instable donnant à leurs tours du CO_3^{2-}. Ces derniers vont s'associer avec le calcium pour précipiter des carbonates. De plus, plus le milieu est basique, plus on aura de l'oxydation du NH_3 et du NH_4^+ produisant ainsi du nitrate (NO_3-).

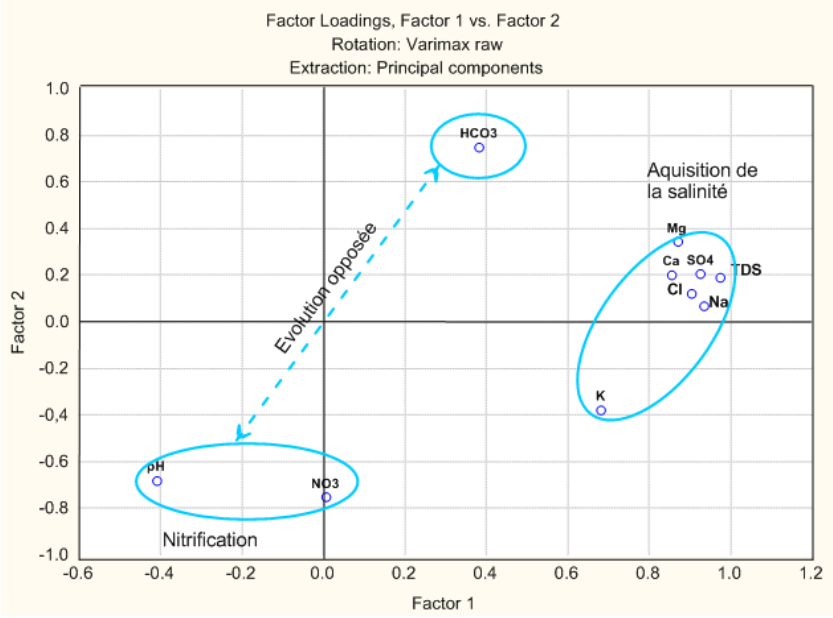


Fig. III. 48 Corrélation des facteurs loading F1 et F2

Tableau III. 7 Chargement des facteurs obtenus par analyse en composante principale, avec 2 facteurs : la valeur Eigen est dérivée par analyse factorielle et le % cumulé s'explique par les facteurs.

	Facteur 1	Facteur 2
pH	-0,41	**-0,68**
Cl	**0,90**	0,12
NO_3	0,00	**-0,75**
SO_4	**0,93**	0,21
HCO_3	0,38	**0,75**
Na	**0,93**	0,07
K	0,68	-0,38
Mg	**0,87**	0,34
Ca	**0,86**	0,20
TDS	**0,97**	0,19
Eigen value	6,19	1,57
Cumulative Eigen value	6,19	7,75
% Total variance	61,89	15,65
Cumulative %	61,89	77,54

Afin d'illustrer les caractéristiques spatiales de la qualité des eaux phréatiques dans la zone d'étude, les scores factoriels associés à chaque point d'eau ont été déterminés (Tableau IV. 8) et tracés (Fig. III.49 et III.50). Cette distribution spatiale des scores factoriels ne montre pas des tendances claires. Elle est liée à l'effet des processus naturels et l'influence de la pollution anthropique.

La distribution spatiale des scores F1 (Fig. III.49) indique que la plupart de la région est caractérisée par des valeurs élevées en particulier sur les rives du Chott Djérid. Ceci est lié à l'influence de la dissolution des roches évaporitiques caractéristiques tels que l'halite, la sylvite, le sulfate de magnésium, le gypse et l'anhydrite. À l'effet de dissolution, peut s'ajouter l'effet de l'évaporation. En plus, les rives du Chott Djérid sont influencées par l'accumulation des eaux de drainage en aval des oasis et donc l'infiltration et l'intrusion de ces eaux superficielles salées dans les nappes d'oasis pourraient contribuer de manière significative à la minéralisation des eaux des nappes phréatiques (Kraiem et *al*., 2012).

La Fig. III.50 montre la répartition spatiale des scores F2. Elle indique que la plupart des échantillons d'eau ont été modérément affectés par ce facteur. Par ailleurs, ce facteur a affecté les points situés au niveau du piedmont du Dahar indiquant l'effet de la dilution issu de la recharge pluviale essentiellement le long d'oued el Hallouf.

Tableau III. 8 Les facteurs d'évaluation ou facteurs scores des données chimiques des échantillons d'eau des nappes phréatiques de la zone d'étude

n° de l'échantillon	Facteur 1	Facteur 2	n° de l'échantillon	Facteur 1	Facteur 2
1	1,87	-0,05	27	0,21	0,83
2	1,31	-0,78	28	0,19	0,48
3	0,13	0,06	29	0,20	0,62
4	0,80	0,38	30	0,43	0,87
5	1,87	-1,60	31	1,57	0,42
6	0,41	0,57	32	1,76	-4,43
7	1,14	0,22	33	-0,65	-0,78
8	0,36	-0,29	34	-1,68	-0,42
9	0,12	0,18	35	-1,81	-0,07
10	-0,24	-0,08	36	-1,84	-0,49
11	0,19	0,04	37	-1,79	-0,64
12	-0,14	0,93	38	-1,01	-1,95
13	0,57	-0,07	39	-1,03	-0,31
14	-0,21	-0,18	40	-1,88	0,19
15	0,32	0,67	41	-1,86	-0,02
16	0,17	0,94	42	-0,37	-0,94
17	0,11	0,84	43	-1,22	-0,17
18	0,53	1,12	44	-1,52	-0,25
19	0,31	0,92	45	0,46	-1,11
20	0,17	1,79	46	0,87	-1,12
21	1,03	0,64	47	-0,56	-0,05
22	0,31	2,10	48	-1,44	-0,41
23	0,96	0,81	49	-0,13	-0,36
24	0,64	1,03	50	0,44	-0,74
25	0,80	0,24	51	-0,50	-0,53
26	0,00	0,62	52	-0,35	0,36

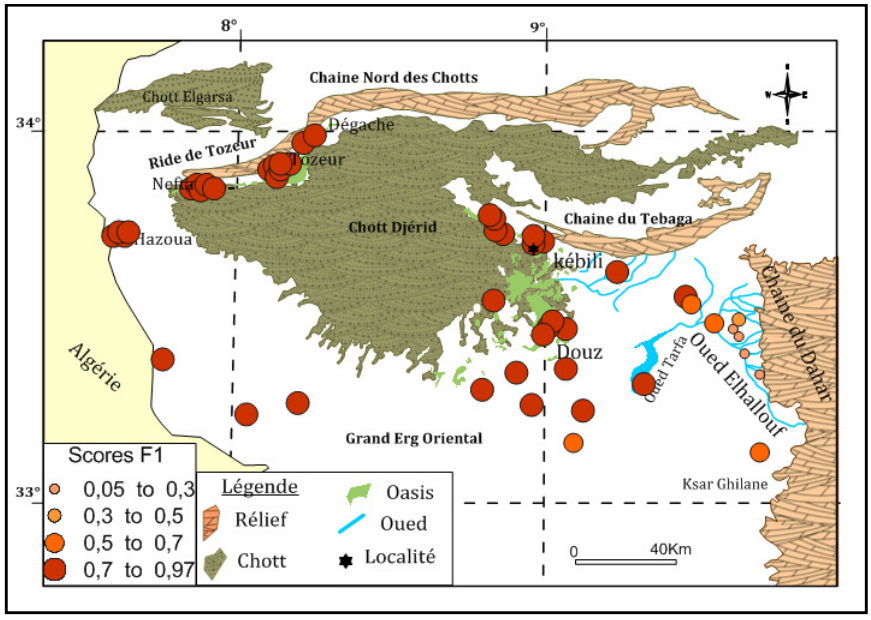


Fig. III. 49 Répartition spatiale des scores factoriels F1

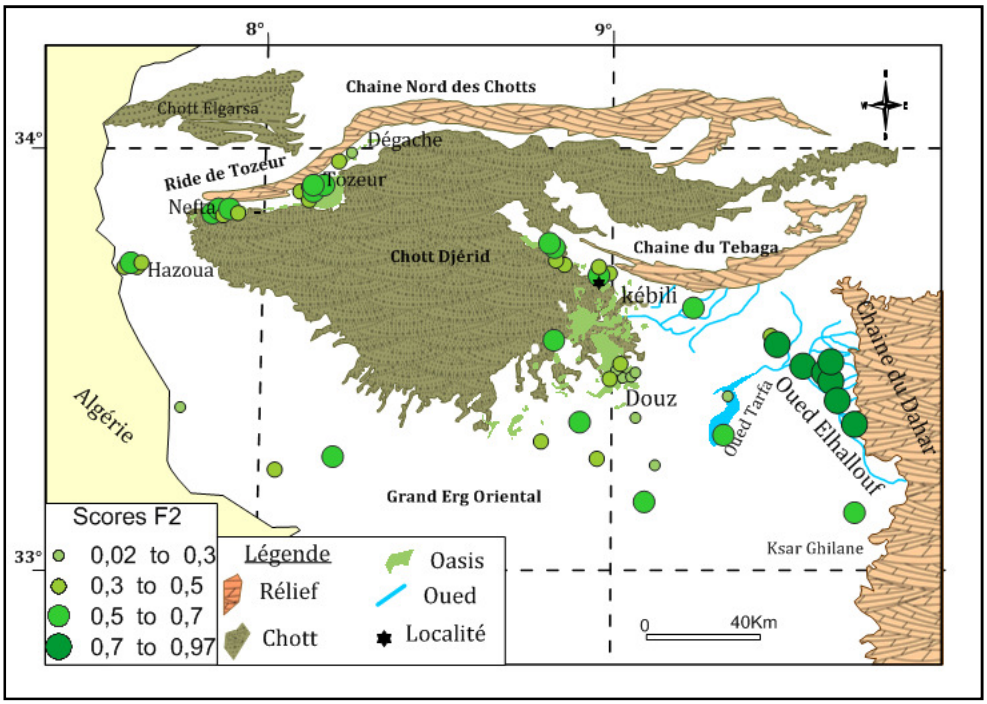


Fig. III. 50 Répartition spatiale des scores factoriels F2

VI. Conclusion

Cette étude hydrochimique et statistique a permis de caractériser les eaux des nappes phréatiques ainsi que les eaux de drainage de la zone d'étude et de déterminer les processus et les mécanismes de minéralisation de ces eaux.

En fait, la répartition spatiale de la salinité montre des zones avec une salinité comprise entre 0 et 2 g/l. Ce sont, essentiellement, les eaux du piedmont du Dahar ainsi que les eaux de la partie Sud de la région de Douz. Ceci va en parallèle avec la carte piézométrique qui indique ces zones comme étant les lieux de recharge des nappes phréatiques. Les autres zones présentent des salinités au delà de 2g/l atteignant les 11 g/l, au niveau des oasis. L'étude du faciès chimique montre un faciès de type Na-Cl pour les nappes d'oasis de Douz et les eaux de drainage de la Nefzaoua et un faciès de type Ca-SO_4 pour les nappes d'oasis de Kébili. Les nappes d'oasis du Djérid, les nappes sahariennes, les eaux d'irrigation et les eaux de drainage du Djérid montrent un faciès mixte de type Na-Cl-Ca-SO_4. Ces faciès chimiques caractéristiques de ces eaux mettent en évidence l'effet de la formation lithologique riche en minéraux évaporitiques. Le faciès chloruré-sodique observé au niveau des nappes d'oasis de Douz est expliqué par la mise en solution des évaporites essentiellement la halite ainsi que l'effet des eaux de drainage qui se trouve plus accentué au niveau de cette région par rapport à la région de Kébili. À côté de la dissolution des minéraux évaporitiques, on remarque, aussi, un effet de dissolution des minéraux carbonatés au niveau des nappes d'oasis du Djérid. On distingue, aussi, un effet de

dissolution du sulfate de magnésium ($MgSO_4$) contribuant ainsi à libérer du magnésium et du sulfate, mais avec un degré moins important. À côté de la dissolution qui constitue le moteur principal de l'acquisition de la charge saline, le phénomène d'échange de base a été, aussi, observé au niveau des quelques points. Pour les nappes d'oasis, cet échange est expliqué par le fait qu'elles sont des eaux du retour d'irrigation pour lesquelles les échanges ont été, déjà, acquis au niveau de l'aquifère d'origine du CT. Pour les nappes sahariennes les échanges cationiques sont remarqués surtout pour les eaux du piedmont du Dahar au niveau du quel la formation contient, déjà, des dépôts de sédiments argileux favorables à la mise en évidence de ce phénomène.

L'étude statistique confirme et complète les résultats hydrochimiques. En effet, la classification hiérarchique montre deux groupes d'eaux avec une salinité de 2,2 g/l comme limite. Le premier groupe est représenté par les eaux ayant une salinité <2,2 g/l. Il est formé essentiellement par les eaux du piedmont du Dahar et ceux du Sud de la région de Douz. Le deuxième groupe est formé par les eaux à salinité >2,2 g/l. Il est constitué par le reste des eaux de la zone d'étude. L'analyse factorielle confirme que la salinisation est le facteur principal affectant ces eaux. Elle montre à moindre importance la dissolution des carbonates qui caractérise les nappes d'oasis du Djérid. Les teneurs élevées de nitrates observées au niveau des nappes sahariennes sont expliquées par l'effet de nitrification contrôlé par les conditions basiques du milieu. Cette origine naturelle est amplifiée par une origine anthropique, localement, au niveau des certains points d'eau des nappes sahariennes résultant de l'effet de développement du pâturage.

C. ÉTUDE ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DE LA ZONE D'ÉTUDE

I. Introduction

Les outils d'investigation isotopiques sont utilisés pour compléter les études hydrogéologiques et géochimiques. Ainsi, l'hydrologie isotopique est considérée comme indispensable dans les études modernes du cycle de l'eau. Ces techniques nous permettent de connaitre l'origine des eaux, de mettre en évidence des mélanges entre différentes masses d'eaux, de localiser les zones de recharge et de décharge des nappes, d'estimer les vitesses d'écoulement et les taux de recharge et de déterminer le temps de résidence et l'âge des eaux.

L'application des techniques isotopiques pour la caractérisation des aquifères du Sud tunisien remonte au début des années 1970 (ERESS, 1972; Gonfiantini et *al*., 1974; Guendouz, 1985; Zouari, 1988; (Kamel, Younes, Chkir, & Zouari, 2008) Edmunds et *al*., 1997; Guendouz et *al*., 1997). Ces outils ont été appliqués pour la détermination des différents processus tels que le taux de mélange des eaux du Sénonien carbonaté de Gabès avec les eaux du Continental Intercalaire (OSS, 2003; Trabelsi et *al*., 2008) ainsi que le mélange entre les différents niveaux des aquifères du Complexe Terminal (Abid et *al*., 2010). Concernant les nappes phréatiques, l'utilisation des méthodes isotopiques a débuté récemment par Mamou et Hlaimi, en 1994, par des analyses en isotopes stables et en tritium de quelques points d'eau des nappes phréatiques sahariennes. Ces résultats ont été actualisés au cours de cette étude pour laquelle on a effectué des prélèvements pour analyses en isotopes stables, tritium, carbone 14 et carbone 13 pour les eaux des nappes phréatiques et les eaux de drainage de la zone d'étude. Ceci dans le but de déterminer l'origine de ces eaux, les mécanismes de minéralisation et les processus de recharge au niveau de cette zone.

II. Le traçage des eaux par le couple $^{18}O/^{2}H$

Le couple ($^{18}O/^{2}H$) constitue les isotopes lourds de la molécule d'eau, d'où l'importance du traçage des eaux naturelles par ces isotopes. Il nous permet d'obtenir plusieurs types d'informations, souvent inaccessibles par d'autres méthodes telles que l'origine des eaux, leurs mélanges, les conditions de formation, le phénomène d'évaporation et les échanges entre l'eau souterraine et l'encaissant. L'oxygène 18 et le deutérium sont les traceurs les plus efficaces dans l'identification du processus de mélange entre les différentes nappes puisqu'ils font partie intégrante de la molécule d'eau. Toutefois une évaporation prolongée des eaux souterraines peut altérer les signatures isotopiques et masquer l'effet du mélange (Annexe 2).

II.1. Les eaux de pluie

Pour toute étude de caractérisation isotopique, on doit identifier en premier lieu, le signal isotopique d'entrée à l'aquifère. Ce signal est représenté par les précipitations s'infiltrant au niveau de la zone d'étude.

Pour le Sud tunisien, la composition isotopique des eaux de pluie se trouve influencée par l'effet des masses d'air d'origine océanique et celles d'origine méditerranéenne. Pour l'interprétation des résultats des analyses de cette étude, on s'est basé sur les droites météoriques mondiale (DMM) et locale de Sfax (DMS). En fait, la comparaison par rapport à la droite locale de Sfax a été utilisée, vu l'absence d'une chronique de mesure représentative de la région de Kébili et vu que la région de Sfax se trouve la plus proche à la zone d'étude. Cette droite a été tracée en se basant sur les résultats obtenus suite à un suivi d'une chronique de 18 ans (1992-2009), dont les eaux de précipitations, ont été collectées à la station météorologique située à l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax.

En fait, notre zone d'étude se situe en plein continent et un suivi d'analyses isotopiques des eaux de précipitations parait indispensable. On dispose, pour cela, des résultats isotopiques des précipitations de la région de Kébili pour un suivi de 5 ans pour lesquels les analyses ont été faites au Laboratoire de Radio-Analyses et Environnement de l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax par spectrométrie laser et au laboratoire d'hydrologie isotopique de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (IAEA). Les résultats des analyses montrent des teneurs qui varient entre -10,34 et 1,59‰ VSMOW pour l'oxygène 18 et entre -82,76 et 0,87‰VSMOW pour le deutérium. Ces résultats ont été tracés sur le diagramme illustrant la relation entre l'oxygène 18 et le deutérium (Fig. III.51). On remarque un nuage des points qui se place de part et d'autre de la droite météorique mondiale (DMM). Cette grande dispersion au niveau des teneurs en isotopes stables est caractéristique surtout des régions arides et traduit, de ce fait, une grande variabilité des conditions climatiques donnant naissance aux précipitations de la région.

L'enrichissement des teneurs isotopiques de ces eaux dépend de la lame d'eau précipitée au niveau de la zone. Par élimination des pluies fortement évaporées (lame d'eau<4 mm), on obtient un nuage des points ayant des valeurs isotopiques variant entre -10,34 et 0,45‰ VSMOW pour l'oxygène 18 et entre -82,6 et -2,28‰VSMOW pour le deutérium (Fig. III.52). Le calcul de la moyenne pondérée donne des valeurs de l'ordre de -5,5‰VSMOW et -32,9‰VSMOW, respectivement, pour le ^{18}O et le ^{2}H.

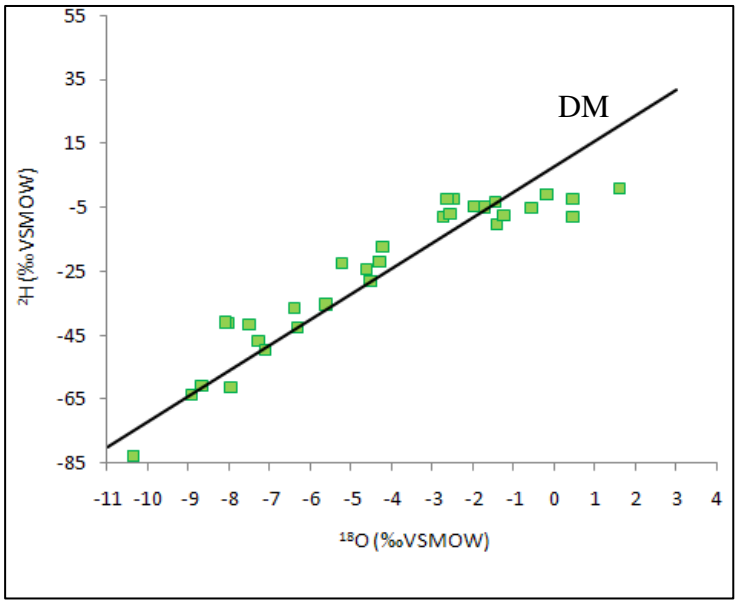


Fig. III. 51 Diagramme oxygène 18/Deutérium des eaux de pluie de la Nefzaoua (station CRDA Kébili)

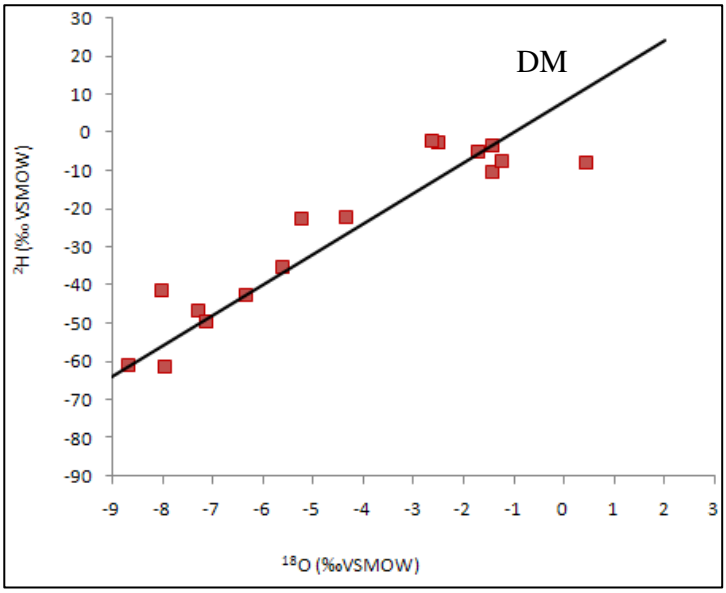


Fig. III. 52 Diagramme oxygène-18/deutérium des eaux de pluie de la Nefzaoua à lame d'eau >4 mm (station CRDA Kébili)

II.2. Les eaux des nappes phréatiques, les eaux de drainage et les eaux d'irrigation

II.2.1. Échantillonnages et analyses

Les analyses en isotopes stables ont concernées les eaux des nappes phréatiques d'oasis et sahariennes (Annexe 4, Tableau 1 et 2), les eaux d'irrigation (les eaux du CT, représentées par le Sénonien supérieur au niveau de la Nefzaoua et le Miocène au niveau du Djérid) (Annexe 4,

Tableau 8) et les eaux de drainage au niveau de la Nefzaoua et au niveau du Djérid (Annexe 4, Tableau 2, 3, 5 et 6).

II.2.2. Résultats et discussions

Les résultats des analyses en oxygène 18 et en deutérium sont présentés en Annexe 4. Les minimums, les maximums et les moyennes des compositions isotopiques en oxygène 18 et en deutérium des différentes types d'eaux sont consignés dans le tableau III. 9.

Tableau III. 9 Les minimums, maximums et les moyennes des compositions isotopiques en oxygène 18 et en deutérium

	18O (‰VSMOW)			2H (‰VSMOW)		
	Min	Max	Moy	Min	Max	Moy
Nappes d'oasis de la Nefzaoua	-7,1	-1,86	-5,17	-54,1	-25,89	-43,83
Nappes d'oasis du Djérid	-5,83	-1,58	-4,27	-45,1	-29,71	-40,49
Nappes sahariennes	-6,47	-4,41	-5,32	-44,43	-25,8	-35,9
Eaux d'irrigation de la Nefzaoua	-7,24	-6,40	-6,74	-56,32	-50,81	-54,12
Eaux d'irrigation du Djérid	-6,77	-4,07	-5,43	-57,9	-45	-49,58

En fait, les eaux des nappes d'oasis résultent du retour d'irrigation à partir des eaux des aquifères les plus profonds et leurs compositions isotopiques doivent être semblables à ces derniers. Ceci est bien montré par les diagrammes de fréquence absolus (en se basant sur le nombre des échantillons) des teneurs en oxygène 18 (Fig. III. 53). Ces diagrammes montrent la fréquence des teneurs isotopiques en oxygène 18 comprises entre [-7,5; -6[, [-6; -5[et [-5 ; -4[pour les nappes d'oasis de la Nefzaoua (Kébili et Douz) et la fréquence des teneurs isotopiques en oxygène 18 comprises entre [-6 ; -5[, [-5 ; -4[pour les nappes d'oasis du Djérid. Toutefois, on remarque aussi un relatif enrichissement de 20% par rapport à la composition isotopique de l'eau d'origine matérialisée par l'eau d'irrigation (Tableau III. 9). Cet enrichissement est indiqué par l'apparition des fréquences des teneurs en oxygène 18 variant entre [-4 ; -1[(Fig. III. 53) et qui peut être expliqué par l'effet de l'évaporation de ces eaux aux niveaux des oasis.

Pour les nappes phréatiques sahariennes, on remarque plutôt la fréquence des teneurs en oxygène 18 entre [-6 ; -4[(Fig. III. 53). En fait les eaux des nappes sahariennes sont des eaux issues de la recharge par les eaux de pluie et la fréquence de ces teneurs pourrait être expliquée par un effet de mélange avec des eaux plus anciennes par effet de drainance. Toutefois, cette hypothèse devra être vérifiée avec le tritium et le carbone 14.

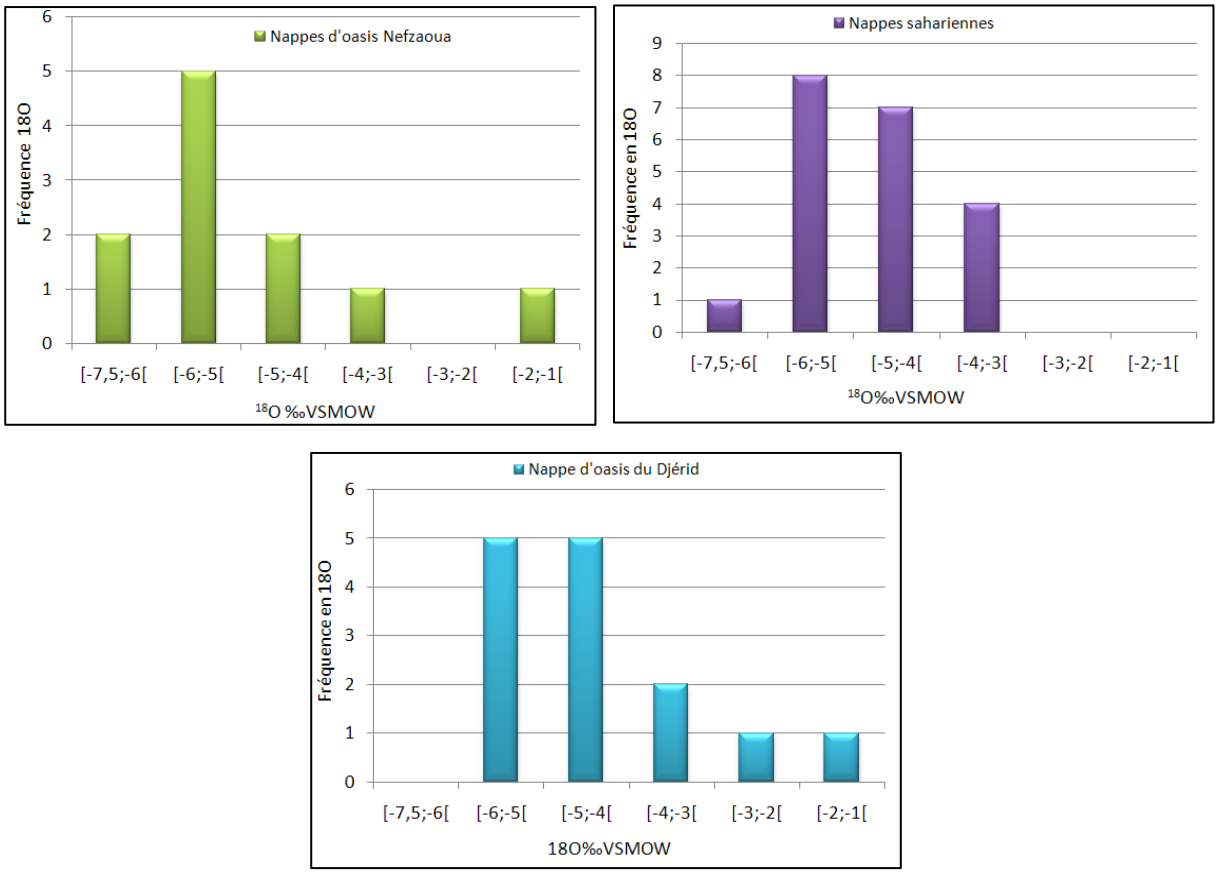


Fig. III. 53 Diagrammes de fréquence des teneurs en oxygène 18 des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude

II.2. 2.1. Les eaux de drainage

a- Eaux de drainage de la Nefzaoua : Variation saisonnière de la composition isotopique

Au niveau de la Nefzaoua, l'échantillonnage des eaux de drainage pour l'analyse en isotopes stables a été effectué en période hivernale (Janvier 2010) et en période estivale (Juin 2010) de la même année (Annexe 4, Tableau 5 et 6). Ceci dans le but de déterminer la variation saisonnière telle que présenté par le graphique de la figure III.54. A partir de ce graphique, on constate trois groupes d'eaux :

-Un premier groupe d'eaux (1) avec une composition isotopique en oxygène 18 presque constante, en Janvier. Alors qu'en Juin, cette composition subit un enrichissement qui peut être expliqué par l'effet d'évaporation dû aux températures élevées du Juin. Cet enrichissement est marqué par la diminution de la fréquence des teneurs comprises entre [-7; -6[et l'apparition des teneurs comprises entre [-5; -4 [, [-4; -3[et [-2; -1[(Fig. III.55).

-Un deuxième groupe des points (2), avec des teneurs en oxygène 18 moyennes comprises entre -7‰VSMOW et -6‰VSMOW en Janvier et en Juin. Ces eaux paraissent appauvries en isotopes stables et peuvent être expliquées par une dilution par une eau plus appauvrie formée

par les eaux d'irrigation provenant du CT. Ceci a été montré par la fréquence des teneurs comprises entre [-7; -6[et [-6; -5[avec des fréquences faibles pour les teneurs comprises entre [-5; -4[. Cependant, si on compare par rapport à la même eau d'origine représentée par les eaux d'irrigation de la région, on remarque un enrichissement au niveau des eaux échantillonnées en Juin. Ceci met en évidence l'effet de la saisonnalité et de la température par le phénomène d'évaporation qui tend à l'enrichissement isotopique des eaux de drainage et, de ce fait, leurs concentrations.

-Un troisième groupe des points (3) avec des teneurs en oxygène 18 constantes entre Janvier et Juin. Ces eaux paraissent non influencées par l'effet de l'évaporation, mais plutôt influencées par un débit d'irrigation régulier et/ou ont été échantillonnées directement à partir d'un canal de drainage, au niveau de la sortie de l'oasis.

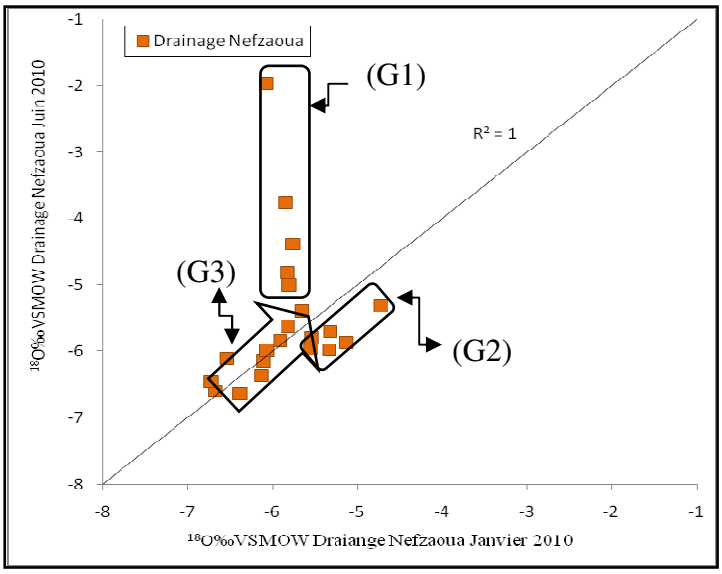


Fig. III. 54 Variation saisonnière de la composition isotopique des eaux de drainage de la Nefzaoua

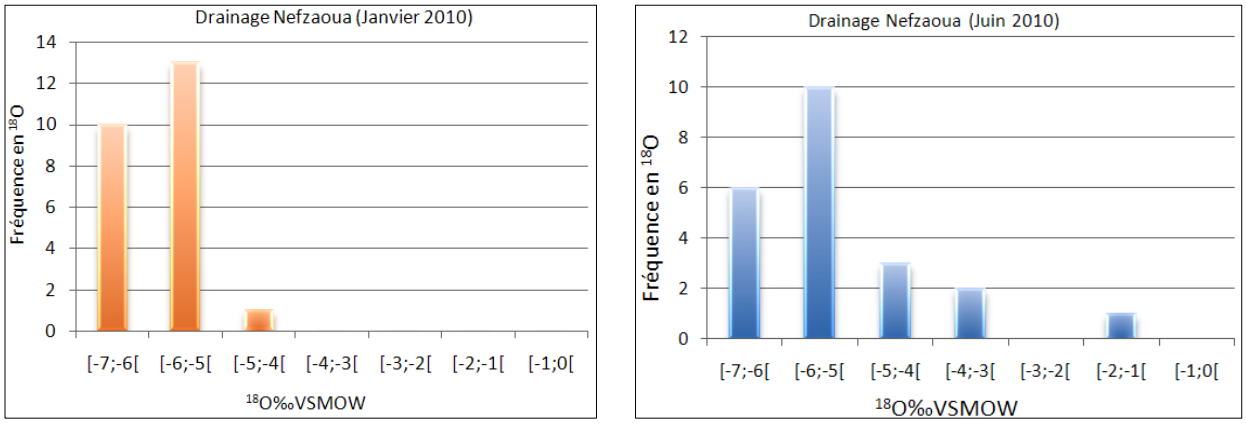


Fig. III. 55 Diagrammes de fréquence des teneurs en oxygène 18 des eaux de drainage au niveau de la Nefzaoau

b- Eaux de drainage du Djérid : variation annuelle de la composition isotopique

Au niveau du Djérid, l'échantillonnage des eaux de drainage pour les isotopes stables a été effectué au cours du mois d'Avril des années 2009 et 2010 (Fig. III.56) (Annexe 4, Tableau 2 et 3). On remarque, sur ce diagramme, que la majorité des points échantillonnés se trouvent avec une composition plus enrichie en oxygène 18, au cours d'Avril 2010. Ceci a été bien expliqué sur le diagramme des fréquences qui montre la dominance des teneurs en oxygène 18 comprises entre [-4; -3[pour Avril 2010 par rapport à celles comprises entre [-5; -4[en Avril 2009 (Fig. III.57). Cet enrichissement est, en fait, expliqué par l'effet d'évaporation qui se trouve plus prononcée, en 2010 qu'en 2009, vu que les températures les plus importantes sont enregistrées en 2010 plutôt qu'en 2009 (Température moyenne en 2009=19,6°C et Température moyenne en 2010=23°C).

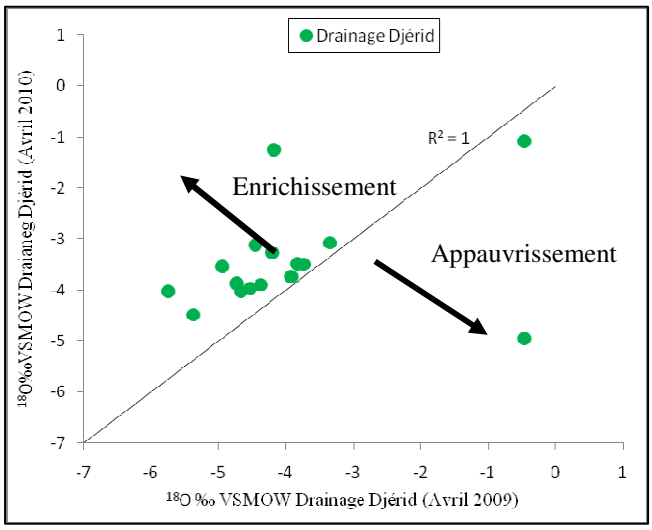


Fig. III. 56 Variation annuelle de la composition isotopique des eaux de drainage du Djérid

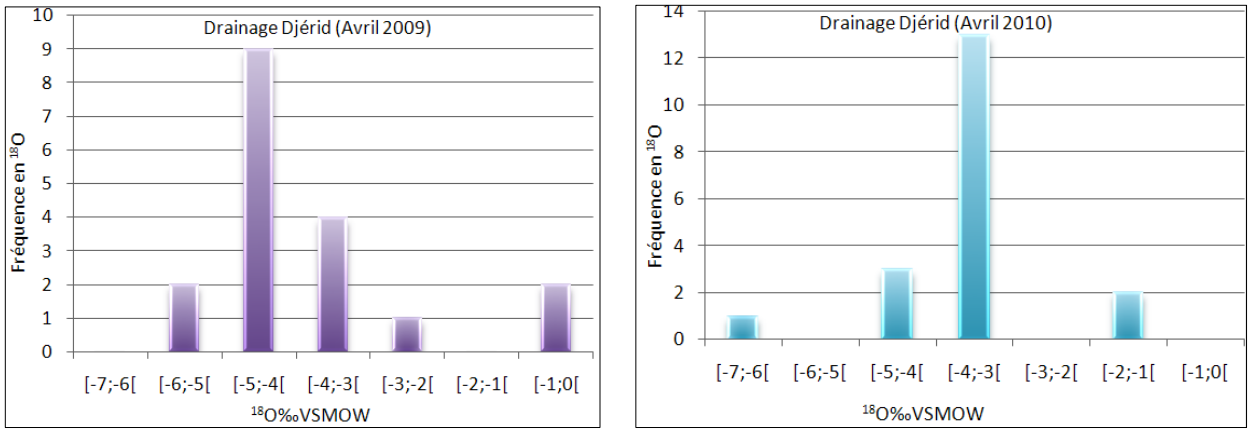


Fig. III. 57 Diagrammes de fréquence des teneurs en oxygène 18 des eaux de drainage au niveau du Djérid

II.2.2.2. Origine des eaux et mécanismes de minéralisation

a- Les corrélations des teneurs en oxygène 18 avec les teneurs en deutérium

❖ *Les eaux des nappes phréatiques et les eaux d'irrigation de la Nefzaoua*

La distribution des points des nappes phréatiques et des eaux d'irrigation, au niveau de la Nefzaoua (Annexe 4, Tableau 1 et 8) sur le diagramme $^{18}O/^{2}H$ montre différents groupes d'eaux (Fig. III.58) :

- Un premier groupe (Groupe 1) formé par l'ensemble des points qui se situent au dessus de la droite météorique mondiale avec une composition isotopique moyenne relativement égale à la composition isotopique moyenne des eaux de pluie au niveau de la Nefzaoua de l'ordre de **-5,5**‰ VSMOW et de **-32,9**‰ VSMOW respectivement en ^{18}O et en ^{2}H. Ce groupe représente les eaux provenant de la recharge récente par les eaux de pluie et l'infiltration directe avant d'être évaporées. Il caractérise essentiellement les eaux situées au niveau d'oued El Hallouf, au piedmont du Dahar, où la recharge peut avoir lieu. Ceci a été, déjà, montré par l'étude de la piézométrie.

-Un deuxième groupe des points (Groupe 2) formé par quelques points des nappes d'oasis, se superposant avec les points des eaux d'irrigation. Ce groupe représente les eaux issues, essentiellement, du retour d'irrigation.

-Un troisième groupe (Groupe 3) formé par des points représentatifs des eaux des nappes phréatiques sahariennes, des nappes d'oasis de Kébili et de Douz. Ces eaux paraissent résulter des effets du mélange entre différents types d'eaux.

On remarque aussi les points représentatifs des puits n°2 et n°14, se situant dans le domaine de l'évaporation et indiquant que ces eaux ont subit l'évaporation avant de s'infiltrer dans la nappe phréatique.

❖ *Les eaux des nappes phréatiques et les eaux d'irrigation du Djérid*

Le diagramme de corrélation des teneurs en oxygène 18 en fonction des teneurs en deutérium (Fig. III.59), des nappes d'oasis et des eaux d'irrigation au niveau du Djérid (Annexe 4, Tableau 1 et 8), montre que l'ensemble des points se placent également en dessous de la DMM et de la DMS. La majorité des points des nappes d'oasis forment un groupe homogène dont les compositions isotopiques moyennes sont comparables à celles de l'eau d'irrigation. On remarque aussi quelques points s'alignant suivant une droite d'évaporation de pente 4,7. Cette évaporation a, vraisemblablement, eu lieu, au cours de l'infiltration des eaux d'irrigation, dans les remplissages phréatiques.

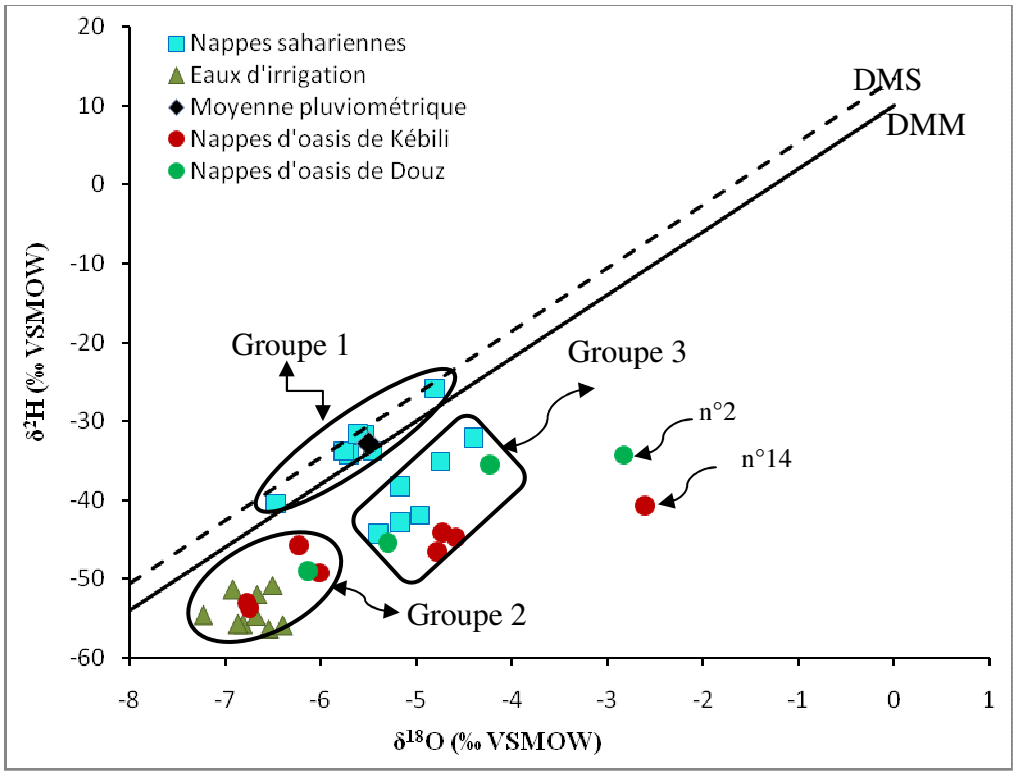


Fig. III. 58 Diagramme oxygène 18/deutérium des eaux des nappes phréatiques et des eaux d'irrigation de la Nefzaoua

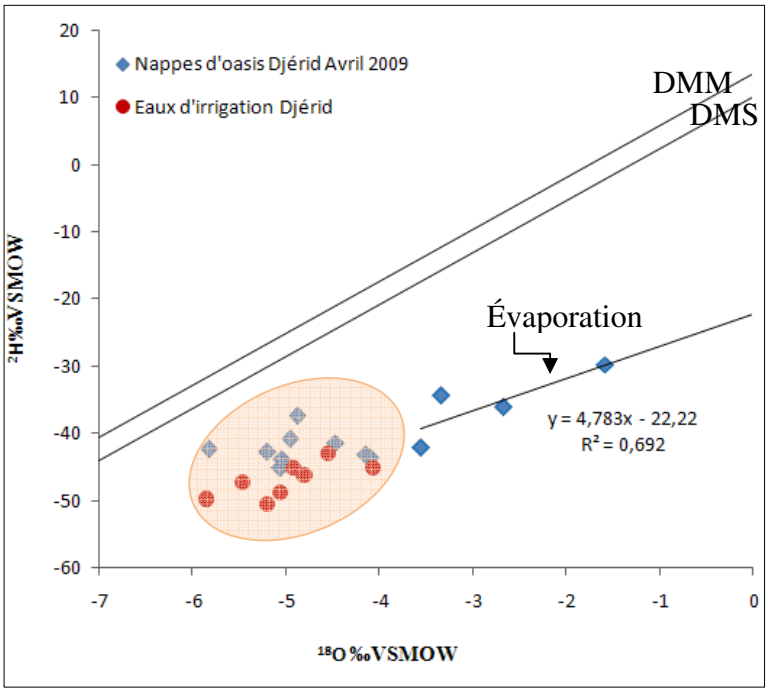


Fig. III. 59 Diagramme oxygène 18/deutérium des eaux des nappes d'oasis et des eaux d'irrigation du Djérid

En fait, pour bien montrer l'évolution annuelle de la composition isotopique en oxygène 18 des nappes d'oasis du Djérid, les teneurs en oxygène 18 des nappes d'oasis d'Avril 2009 ont été corrélés avec celles d'Avril 2010 (Fig.III.60). Ce diagramme montre différents groupes d'eaux :

-Un premier groupe d'eau (1) avec une composition isotopique, en oxygène 18, qui tend vers l'augmentation en 2010 par rapport à celle en 2009. Cette composition subit un enrichissement qui peut être expliqué par l'effet d'évaporation dû aux températures les plus élevées d'Avril 2010.

-Un deuxième groupe des points (2) avec des teneurs en oxygène 18 constantes. Ces eaux paraissent non influencées par l'effet de l'évaporation, mais plutôt influencées par un débit d'irrigation régulier et/ou ce sont échantillonnées directement au niveau de la sortie de l'oasis.

On remarque que le puits n°27 montre une composition isotopique qui parait appauvrie, en 2010 par rapport à 2009. Il est représentatif des eaux qui ont subit une dilution par une eau plus appauvrie.

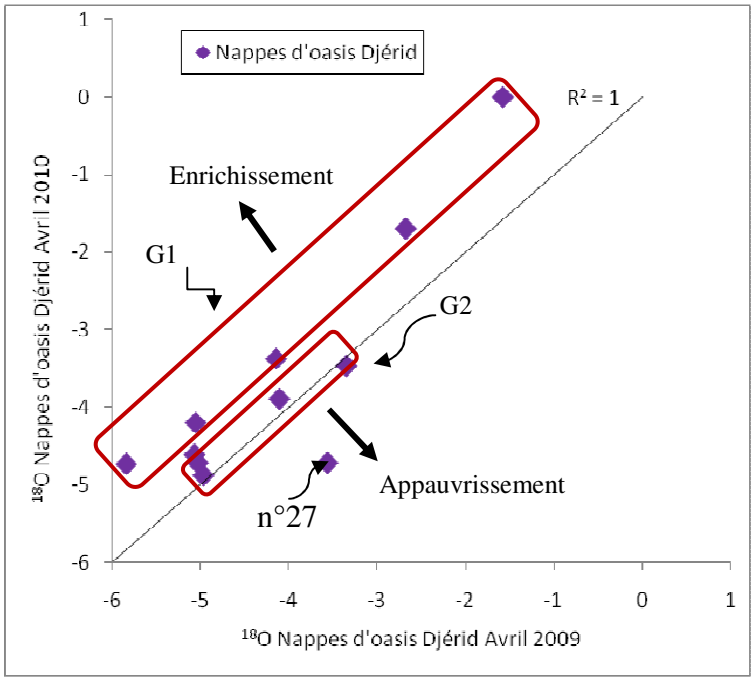


Fig. III. 60 Variation annuelle de la composition isotopique des eaux des nappes d'oasis du Djérid

b- Le rôle de l'excès en deutérium dans la détermination des mécanismes de minéralisation

Globalement, la composition en isotopes stables des précipitations peut être décrite par l'équation suivante :

$$\delta^2H = 8\delta^{18}O + 10 \qquad (1)$$

Lorsque la précipitation est soumise à l'évaporation au cours de la recharge des rivières, des lacs et des eaux souterraines par infiltration de l'eau du sol, la pente de la droite d'évaporation sera inférieure à 8, généralement comprise entre 4 et 6 pour l'eau libre et même 2 et 3 pour l'évaporation du sol (Barnes et Allison, 1988). Cependant, il n'y a pas de fractionnement isotopique pendant le drainage des sels, la transpiration des plantes (Zimmermann et *al*., 1967; Foerstel, 1982) ou la dissolution des minéraux. Parce que la végétation en général exclut le sel pendant l'absorption de l'eau, la transpiration et la dissolution des minéraux augmentant la salinité de l'eau résiduelle sans fractionnement isotopique. Lorsque le niveau de la nappe est profond et stable, l'eau souterraine s'évapore de façon persistante à partir de l'humidité capillaire sans provoquer du fractionnement isotopique dans les eaux souterraines restantes. De l'autre coté, un fractionnement isotopique évident s'effectue au niveau des eaux soumises à l'évaporation par rapport aux eaux souterraines essentiellement les lacs, les réservoirs d'eau et les sebkhas.

De ce fait, on ne peut pas utiliser la relation entre la salinité des eaux souterraines et le $\delta^{18}O$ (ou $\delta^{2}H$) directement pour démontrer le processus d'évaporation, vu que les compositions isotopiques de l'eau initiale (de précipitations ou rivières de montagne) présentent des variations saisonnières. Par exemple, deux événements pluviométriques enregistrés à Sfax (station ENIS) en Janvier de 12 mm et en Mars de 11,4 mm montrent des teneurs en oxygène 18 de l'ordre de -5,67‰VSMOW et -1,05‰VSMOW, respectivement.

(Dansgard, 1964) a proposé l'utilisation de d pour décrire l'excès en deutérium des précipitations mondiales. La valeur d est définie pour une pente de 8 et calculée pour chaque échantillon d'eau comme suivant :

$$d=\delta^{2}H - 8\delta^{18}O \quad (2)$$

Globalement d est en moyenne de 10‰ pour les précipitations. Quand une masse d'eau subit l'évaporation, l'excès en deutérium va diminuer et la salinité va augmenter avec une corrélation négative. En combinant la notation δ (équation (3)) et la distillation de Rayleigh (Eq. (4)), la relation entre l'excès en deutérium (d) et la fraction restante de l'aquifère (*f*) peut être obtenue par la définition de l'excès en deutérium (d) (voir Eq. (6)).

$$\delta=(R/R_{VSMOW}-1)*1000 \quad (3)$$

$$R=R_0 f^{(\alpha_{v\text{-}1}-1)} \quad (4)$$

$$\delta= ((R_0 f^{(\alpha-1)}/R_{VSMOW})-1)*1000=[(\delta_0/1000)+1)\, f^{(\alpha-1)}-1]*1000= (\delta_0+1000)\, f^{(\alpha-1)}-1000 \quad (5)$$

$$d=\delta^{2}H - 8\delta^{18}O = (\delta_0{}^{2}H+1000)\, f^{(\alpha 2H-1)}-8(\delta_0{}^{18}O+1000)\, f^{(\alpha 18O-1)}+7000 \quad (6)$$

où δ est la notation delta ; R est le rapport isotopique ; *f* est la fraction restante de l'aquifère ; $\alpha(\alpha_{v\text{-}l})$ est le facteur de fractionnement entre la vapeur et l'eau liquide, y compris l'équilibre et le fractionnement cinétique; $\delta_0{}^{18}O$ et $\delta_0{}^{2}H$ sont les δ valeurs de l'eau initiale. Le total du facteur de fractionnement isotopique $\alpha_{l\text{-}v}$ $(1/\alpha_{v\text{-}l})$ de l'eau libre et de l'air est égal à la somme du facteur de fractionnement d'équilibre pour l'échange vapeur-eau ($\varepsilon_{l\text{-}v}$) et le facteur cinétique ($\Delta\ \varepsilon_{bl\text{-}v}$) (Clark et Fritz, 1997):

$$A_{l\text{-}v}= \varepsilon_{l\text{-}v}+ \Delta\ \varepsilon_{bl\text{-}v} \quad (7)$$

L'équilibre d'échange vapeur-eau ($\varepsilon_{l\text{-}v}$) ne dépend que de la température (T à l'échelle de Kelvin) (Majoube, 1971) et peut être obtenu par :

$$10^3 \ln\varepsilon_{l\text{-}v}{}^{2}H=24{,}844\ (10^6/T^2)-76{,}248(10^3/T)+52{,}612 \quad (8)$$

$$10^3 \ln\varepsilon_{l\text{-}v}{}^{18}O=1{,}137\ (10^6/T^2)-0{,}4156(10^3/T)-2{,}0667 \quad (9)$$

Gonfiantini, en 1986, a donné les équations suivantes pour déterminer le facteur cinétique ($\Delta\ \varepsilon_{bl\text{-}v}$):

$$\Delta\ \varepsilon^{2}H_{bl\text{-}v}=12{,}5(1-h)/1000 \quad (10)$$

$$\Delta\ \varepsilon^{18}O_{bl\text{-}v}=14{,}2(1-h)/1000 \quad (11)$$

Avec des conditions d'évaporation données (température T et une humidité relative h), le rapport entre d et *f* peut être obtenu par Eq. (6). Ici, les $\delta^{18}O_0$ et $\delta^{2}H_0$, inconnus dans l'Eq. (6), qui ne font pas affecter la relation, ne sont pas préoccupants que lorsque les valeurs de l'excès en deutérium soient fixées pour l'eau initiale (en moyenne de 10‰).

Pour arriver à déterminer les pourcentages de dissolution, d'évaporation et la fraction restante de l'aquifère affectant les eaux échantillonnées de la zone d'étude, on doit définir et fixer les paramètres de l'eau initiale

- **Définition des paramètres de l'eau initiale**

Dans la zone d'étude, l'eau initiale est représentée par l'eau d'irrigation ou eau du Complexe Terminal (CT) du Sud tunisien. Cette eau, elle-même, provient de l'eau de pluie. En traversant les formations aquifères, elle a acquis sa salinité par dissolution au contact avec la roche encaissante. Mais, après avoir été utilisée pour l'irrigation, elle se trouve au contact avec l'atmosphère et elle peut subir l'évaporation (Fig. III.61). Cette eau est emmagasinée au niveau des aquifères du CT du Sud tunisien avec une composition isotopique en oxygène 18 et en deutérium respectivement de -5,5‰ VSMOW≈ -5‰ VSMOW et -32,9‰ VSMOW ≈ -30‰ VSMOW, un excès en deutérium d_0 de 10‰ vs SMOW et une salinité initiale S_0 de 0,13g/l.

En fait, l'évolution des eaux souterraines dans l'aquifère du CT a été décrite à partir d'une zone qui est aujourd'hui complètement aride. Mais, ce qui est connu à partir des relevés

climatiques que les périodes humides ont été mises en places à la fin du Pléistocène et de l'Holocène (Petit Maire et Riser, 1983; Gasse, 2000). Les données isotopiques des eaux souterraines dans des différentes régions enregistrent des fortes variations de l'humidité des masses d'air en fournissant l'humidité à travers le continent à des moments différents sur les 30 000 dernières années.

Selon la correspondance carbone 14 (‰) et période d'infiltration mises en évidence par plusieurs auteurs dans la plate-forme saharienne et l'Afrique du Nord (Edmunds et *al*., 1997; Guendouz et *al*., 1997), les données isotopiques pour les eaux souterraines du CT ont permis de mettre en évidence l'Holocène en tant que période d'infiltration des eaux souterraines de la nappe du CT (Guendouz, 1985; Zouari, 1988; Kamel et *al*, 2008). Cette période a été caractérisée par un réchauffement de 3°C associée avec un enrichissement de 3‰ en $\delta^{18}O$ (Annalisa, 2007). Cet enrichissement en oxygène 18 a été associé par une variabilité de l'excès en deutérium au niveau de certains sites côtiers de basses latitudes matérialisée par une augmentation commune. En fait, la calibration pour le récent suggère une forte variabilité du climat et du cycle de l'eau. Ceci a été démontré par la géochimie isotopique des précipitations qui empreinte des variations de température de source sur le $\delta^{18}O$ de certains sites côtiers en relation avec des variations d'excès en deutérium très importantes en amplitude (typiquement 1‰ d'excès à mettre en regard de 0,25 ‰ pour le $\delta^{18}O$) (Masson-delmotte, 2003).

En supposant que la composition isotopique des précipitations dépend seulement des paramètres climatiques (Humidité et température), la barre d'erreur sur la température de l'eau d'échantillonnage et la température de l'eau initiale avant d'être évaporée a été estimée à partir de l'incertitude sur les mesures de l'excès en deutérium. En fait, l'excès en deutérium varie de ±0,3‰ pour une variation de 0,5°C pour le site d'échantillonnage et une variation de 1°C pour les températures de l'eau initiale (Masson-Delmotte et *al*, 2005). Une étude de sensibilité sur la variation de l'excès en deutérium en fonction de la température des précipitations de l'Holocène montre que pour un réchauffement de 3°C correspond une augmentation d'excès en deutérium de 0,9‰ ≈ 1‰. Ces variations sont indépendamment des variations de la composition isotopique en oxygène 18 et en deutérium de l'eau d'origine.

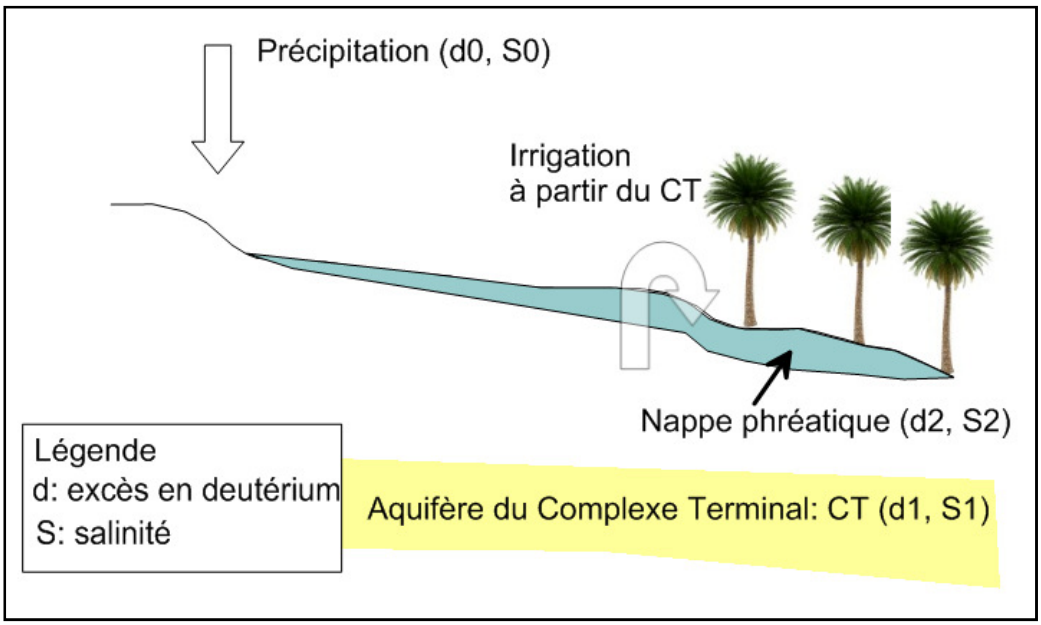


Fig. III. 61 Schéma conceptuel du parcours de l'eau pluviale

- **Détermination et calcul du pourcentage de dissolution et de l'évaporation au niveau de la zone d'étude**

En 2012, Huang & Pang ont proposé un modèle d'évapo-concentration pour les zones arides. Ce modèle se base sur le fait que la salinité de l'eau double lorsque la moitié de l'eau est évaporée. Avec des conditions climatiques données de température et d'humidité, au niveau de la Nefzaoua: T = 21,4°C et H=58% et au niveau du Djérid: T= 21,8 et H= 51%, une salinité S0=0,13g/l et une d0=10‰VSMOW, on peut calculer la valeur de d, en se basant sur l'équation (6). L'évolution de d en fonction de f et de S est illustrée sur les figures III.62 et III.63 respectivement pour la Nefzaoua et le Djérid.

La corrélation de d en fonction de S (Fig. III.62) (Huang & Pang, 2012), nous permet de déterminer les domaines de l'évapo-concentration et celui de la dissolution caractéristiques pour chaque région. On peut considérer que pour une masse d'eau donnée avec une salinité initiale S0, la fraction restante après évaporation est *f*, l'évapo-concentration fait augmenter la salinité de S0/*f* et l'évaporation contribue à la salinité de (S0/*f*-S0). La dissolution des minéraux et/ou la transpiration (D) contribue à la salinité S. Le taux de contribution de l'évapo-concentration à la salinité (S0/*f*-S0)/S=S0(1-*f*)/(S**f*), et la contribution de la dissolution des minéraux et/ou de la transpiration à la salinité totale est (S-S0/*f*)/S= 1-S0/(S**f*) (Fig. III.64).

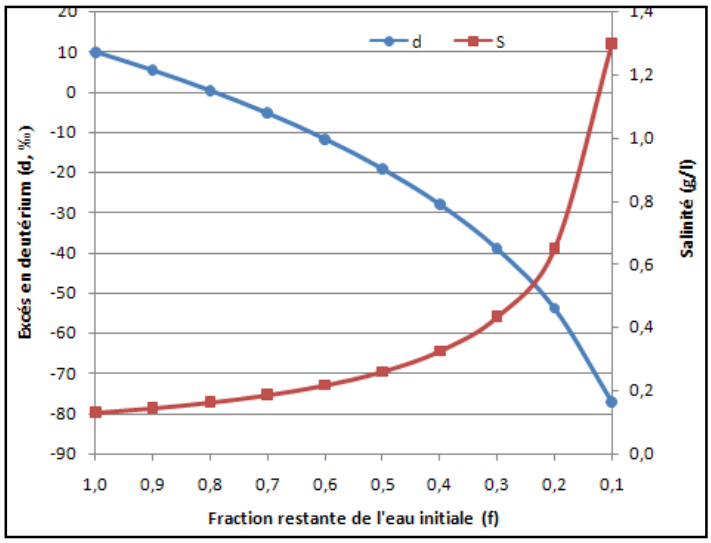


Fig. III. 62 Variation de l'excès en deutérium (d) et la salinité (S) en fonction de la fraction de l'eau restante (f) pendant l'évaporation, au niveau de la Nefzaoua, avec une (d) initiale de 10‰, une salinité initiale de 0,13 g/l, une température de 21,8°C et une humidité de 58%

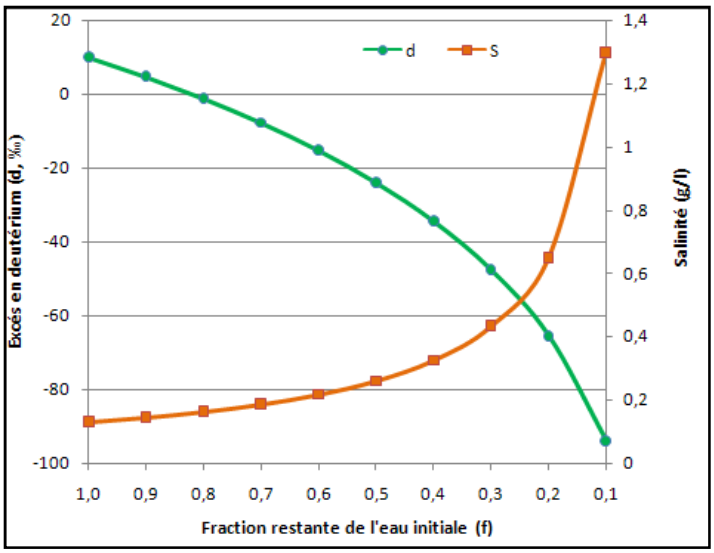


Fig. III. 63 Variation de l'excès en deutérium (d) et la salinité (S) en fonction de la fraction de l'eau restante (f) pendant l'évaporation, au niveau du Djérid, avec une (d) initiale de 10‰, une salinité initiale de 0,13 g/l, une température de 21,8°C et une humidité de 51%

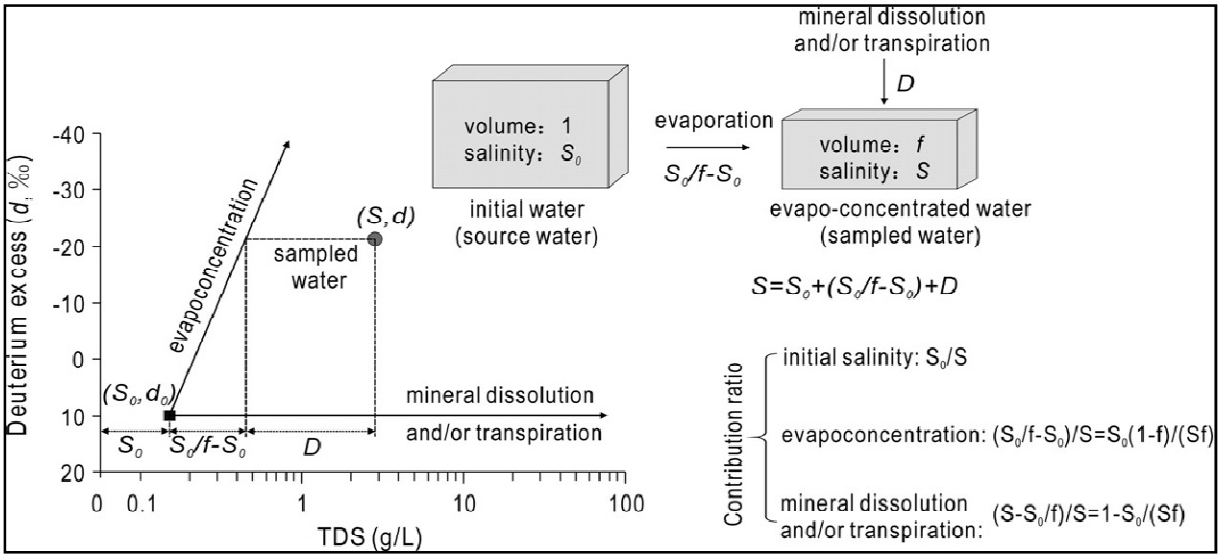


Fig. III. 64 La contribution de l'évapo-concentration et de la dissolution des minéraux (et/ou la transpiration) dans la variation de la salinité en utilisant la méthode de l'excès en deutérium (Huang & Pang, 2012)

Les figures III.65 (a, b et c) et III.66 (a, b, c et d) montrent les corrélations entre la salinité et l'excès en deutérium pour les points d'échantillonnage des eaux de drainage et des eaux des nappes phréatiques, respectivement, au niveau de la Nefzaoua et du Djérid. A partir de la pente de la droite d'évapo-concentration caractéristique pour chaque région, on peut déterminer le taux d'évaporation E et de dissolution (d) ainsi que la fraction f pour chaque point d'eau (Tableau III.10 et III.11). On remarque que la dissolution contribue avec un grand pourcentage (de 90 à 98%) et que l'évaporation, même si elle existe, elle reste minime par rapport à la dissolution qui a eu lieu au cours de l'infiltration de l'eau dans l'aquifère au contact avec la roche encaissante.

En fait, les calculs faits pour le taux de dissolution et d'évaporation avec un excès en deutérium de l'eau initiale de 10‰VSMOW montrent que la dissolution participe avec 90% par rapport à l'évaporation qui reste minime. Ceci montre que même en tenant compte des variations de l'excès en deutérium en fonction de la température, on remarque que les marges de variation des taux de dissolution et d'évaporation varient avec seulement 3 à 4% indiquant bien que la dissolution est le principal processus d'acquisition de la charge saline.

Donc, malgré l'aridité du climat et l'importance de l'évaporation comme processus de minéralisation au niveau des nappes d'oasis et des eaux de drainage de la zone d'étude, la dissolution reste le moteur principal de l'acquisition de la charge saline participant avec un taux de 90%.

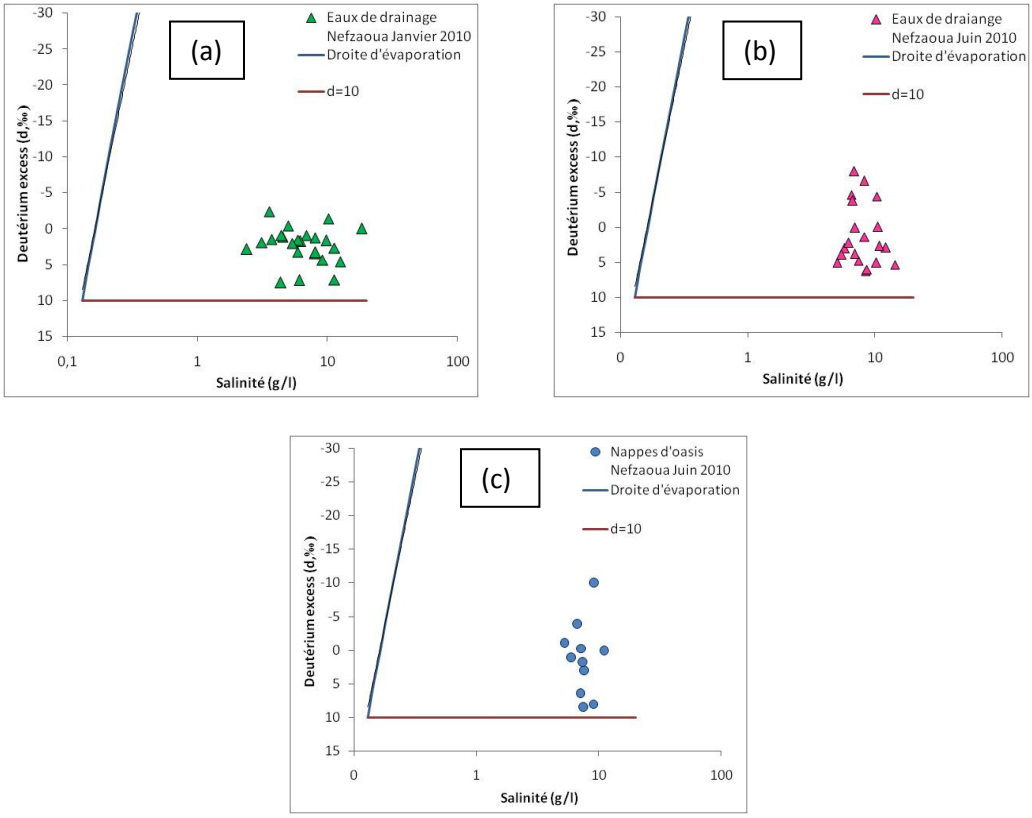


Fig. III. 65 Diagramme de corrélation de l'excès en deutérium en fonction de la salinité des eaux des nappes d'oasis et des eaux de drainage au niveau de la Nefzaoua

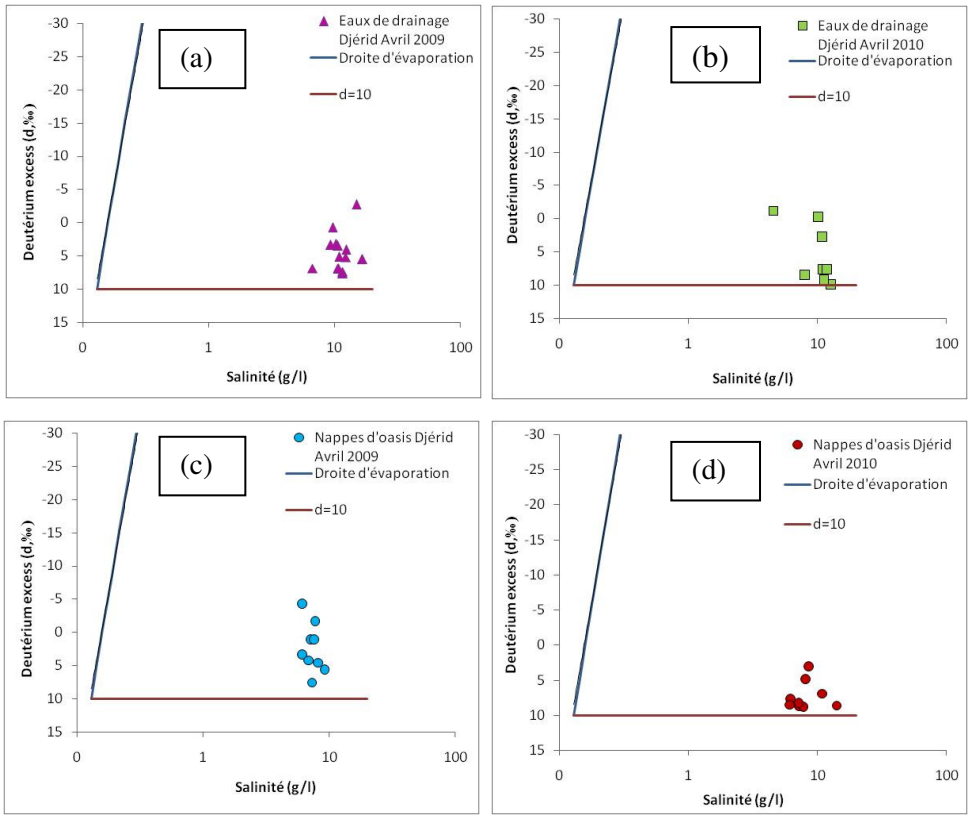


Fig. III. 66 Diagramme de corrélation de l'excès en deutérium en fonction de la salinité des eaux des nappes d'oasis et des eaux de drainage au niveau du Djérid

Tableau III. 10 Les teneurs en excès en deutérium (d), la salinité (S), les valeurs et les pourcentages de l'évaporation (E), de dissolution (D) et de la fraction de l'eau restante (*f*) des eaux au niveau de la Nefzaoua

Drainage Nefzaoua janvier 2010	**d**	**RS (g/l)**	**E**	**% E**	**D**	**%D**	***f***
Dr Fatnassa amont	3,5	7,966	0,02	0,22	7,82	98,15	0,88
Dr Zaouiet elanes amont	-0,4	4,998	0,03	0,66	4,83	96,74	0,80
Dr Nega amont	3,3	5,936	0,02	0,31	5,79	97,50	0,88
Dr elfaouar ouest amont	0,9	6,909	0,03	0,40	6,75	97,72	0,82
Dr Ghidma amont	1,9	3,136	0,02	0,75	2,98	95,11	0,85
Dr Bechni amont	1,5	3,717	0,03	0,68	3,56	95,83	0,84
Dr Telmine amont	2,7	11,326	0,02	0,18	11,18	98,67	0,86
Dr Tombar amont	4,4	9,184	0,01	0,15	9,04	98,43	0,90
Dr Guettaya amont	1,1	4,536	0,03	0,59	4,38	96,55	0,83
Dr Blidette amont	0,9	4,438	0,03	0,62	4,28	96,45	0,82
Dr Zarcine amont	1,3	8,05	0,03	0,32	7,89	98,06	0,83
Dr Douz amont	1,6	9,821	0,02	0,25	9,67	98,43	0,84
Dr Zaafrane amont	3,3	8,106	0,02	0,22	7,96	98,17	0,88
Dr Fatnassa aval	4,6	12,53	0,01	0,11	12,39	98,86	0,91
Dr Zaouiet elanes aval	1,8	6,216	0,02	0,39	6,06	97,52	0,84
Dr elfaouar ouest aval	-2,4	3,577	0,04	1,17	3,41	95,20	0,76
Dr Ghidma aval	2,9	2,401	0,02	0,82	2,25	93,76	0,87
Dr Bechni aval	7,2	6,055	0,00	0,06	5,92	97,79	0,97
Dr Telmine aval	1,6	5,95	0,02	0,42	5,80	97,40	0,84
Dr Guettaya aval	7,1	11,354	0,00	0,04	11,22	98,82	0,97
Dr Blidette aval	7,5	4,375	0,00	0,06	4,24	96,97	0,98
Dr Zarcine aval	0,0	18,41	0,03	0,17	18,25	99,12	0,81
Dr Douz aval	-1,4	10,241	0,04	0,37	10,07	98,36	0,78
Dr Zaafrane aval	2,0	5,376	0,02	0,43	5,22	97,15	0,85
Oasis Nefzaoua Juin 2010 (n°puits)	**d**	**RS (g/l)**	**E**	**% E**	**D**	**%D**	***f***
10	-1,1	5,27	0,04	0,68	5,11	96,85	0,78
12	1,1	5,95	0,03	0,45	5,79	97,36	0,83
3	3,0	7,62	0,02	0,25	7,47	98,04	0,87
13	8,1	9,09	0,00	0,01	8,96	98,56	1,00
8	6,5	7,13	0,01	0,09	7,00	98,09	0,95
11	-3,9	6,70	0,05	0,73	6,53	97,33	0,73
9	-0,2	7,20	0,03	0,45	7,04	97,74	0,80
1	0,1	11,12	0,03	0,28	10,96	98,55	0,81
4	-10,0	9,16	0,08	0,88	8,95	97,71	0,62
6	1,8	7,37	0,02	0,33	7,22	97,91	0,84
Drainage Nefzaoua juin 2010	**d**	**RS (g/l)**	**E**	**% E**	**D**	**%D**	***f***
Dr Fatnassa amont	1,4	8,31	0,03	0,31	8,16	98,13	0,84
Dr Zaouiet elanes amont	0,1	6,99	0,03	0,44	6,83	97,69	0,81
Dr Nega amont	4,8	7,44	0,01	0,17	7,29	98,08	0,91
Dr Ghidma amont	3,0	5,78	0,02	0,33	5,63	97,42	0,87
Dr Telmine amont	5,4	14,40	0,01	0,07	14,26	99,03	0,93
Dr Tombar amont	-4,4	10,35	0,05	0,49	10,17	98,25	0,72
Dr Guettaya amont	2,2	6,25	0,02	0,36	6,10	97,56	0,85
Dr Blidette amont	5,1	5,05	0,01	0,22	4,91	97,20	0,92
Dr Zarcine amont	0,0	10,58	0,03	0,30	10,41	98,47	0,81
Dr Douz amont	2,9	12,14	0,02	0,16	11,99	98,77	0,87
Dr Zaafrane amont	-8,0	6,89	0,07	1,00	6,69	97,11	0,65
Dr Zaouiet elanes aval	-6,6	8,21	0,06	0,75	8,02	97,66	0,68
Dr Ghidma aval	-4,6	6,53	0,05	0,80	6,35	97,21	0,71
Dr Bechni aval	3,8	6,93	0,02	0,23	6,79	97,89	0,89

Dr Telmine aval	-3,8	6,65	0,05	0,73	6,47	97,32	0,73
Dr Tombar aval	5,1	10,28	0,01	0,11	10,14	98,63	0,92
Dr Guettaya aval	6,3	8,48	0,01	0,08	8,34	98,38	0,95
Dr Blidette aval	3,9	5,46	0,02	0,29	5,31	97,33	0,89
Dr Douz aval	2,7	10,78	0,02	0,19	10,63	98,61	0,86
Dr Zaafrane aval	6,0	8,62	0,01	0,09	8,49	98,40	0,94

Tableau III. 11 Les teneurs en excès en deutérium (d), la salinité (S), les valeurs et les pourcentages de l'évaporation (E), de dissolution (D) et de la fraction de l'eau restante (*f*) des eaux au niveau du Djérid

Drainage Djérid Avril 2009	**d**	**RS (g/l)**	**E**	**% E**	**D**	**%D**	***f***
Drain Hazoua I amont	3,3	10,37	0,02	0,15	10,22	98,60	0,89
Drain Fatnassa amont	-2,7	14,96	0,04	0,24	14,79	98,89	0,78
Drain 7 rejel amont	6,9	10,57	0,00	0,04	10,44	98,73	0,97
Drain berom amont	7,7	11,54	0,00	0,02	11,41	98,86	0,98
Drain elwediane evacuateur amont	5,2	12,23	0,01	0,08	12,09	98,86	0,93
Drain Fatnassa aval (amont elbora)	5,5	16,72	0,01	0,05	16,58	99,17	0,94
Drain elwediane evacuateur aval	4,1	12,40	0,01	0,11	12,26	98,85	0,91
Drain berom aval	5,2	10,86	0,01	0,09	10,72	98,71	0,93
Drain borogaa aval	6,9	6,69	0,00	0,07	6,56	97,99	0,97
Drain Bogeta aval	0,7	9,69	0,02	0,25	9,53	98,41	0,84
Drain 7 rejel aval	3,5	10,63	0,01	0,14	10,49	98,64	0,90
Drain jhim 1aval	3,3	9,32	0,02	0,16	9,17	98,44	0,89
Drain elbora aval	7,4	11,54	0,00	0,03	11,41	98,85	0,98
Drain elouinet aval	6,9	10,74	0,00	0,04	10,61	98,75	0,97
Drainage Djérid Avril 2010	**d**	**RS (g/l)**	**E**	**% E**	**D**	**%D**	***f***
Drain Fatnassa amont	-0,2	10,143	0,03	0,27	9,99	98,45	0,83
Drain Remada amont	-1,1	4,57	0,03	0,66	4,41	96,49	0,81
Drain jhim 1amont	2,8	10,901	0,02	0,16	10,75	98,65	0,88
Drain borogaa amont	8,5	7,956	0,00	0,00	7,83	98,37	1,00
Drain Remada aval	7,6	10,947	0,00	0,02	10,81	98,79	0,98
Drain elouinet aval	7,7	11,84	0,00	0,02	11,71	98,88	0,98
Oasis Djérid Avril 2009 (puits n°)	**d**	**RS (g/l)**	**E**	**% E**	**D**	**%D**	***f***
18	1,1	7,77	0,02	0,29	7,62	98,04	0,85
21	-1,6	9,26	0,03	0,35	9,10	98,25	0,80
22	5,6	7,34	0,01	0,11	7,20	98,12	0,94
23	7,6	9,07	0,00	0,02	8,94	98,54	0,98
26	4,6	6,12	0,01	0,18	5,98	97,69	0,92
28	3,4	6,88	0,02	0,22	6,73	97,89	0,90
29	4,3	6,14	0,01	0,20	6,00	97,68	0,91
30	-4,3	7,60	0,04	0,55	7,43	97,74	0,76
31	1,1	11,01	0,02	0,21	10,86	98,61	0,85
Oasis Djérid Avril 2010 (puits n°)	**d**	**RS (g/l)**	**E**	**% E**	**D**	**%D**	***f***
25	4,9	8,10	0,01	0,13	7,96	98,27	0,93
27	7,7	6,19	0,00	0,03	6,06	97,87	0,98
28	8,6	14,12	0,00	0,00	13,99	99,08	1,01
29	8,5	6,12	0,00	0,00	5,99	97,88	1,00
31	6,9	10,86	0,00	0,04	10,73	98,76	0,97
27	8,2	7,17	0,00	0,01	7,04	98,18	1,00

III. Étude de la recharge

III.1. Le tritium

III.1.1. Principes et définitions

Le tritium, noté ^{3}H, est un isotope radioactif de l'hydrogène qui se désintègre par émission bêta de faible énergie. Il se trouve à l'état naturel dans l'atmosphère où il est intégré aux molécules d'eau. Il pénètre, dans le cycle hydrologique, par le biais des précipitations atmosphériques. Actuellement, les teneurs en tritium naturel des précipitations sont comprises entre 5 et 20 unités tritium (UT). Cet isotope radioactif a été produit en fortes quantités lors des essais des bombes thermonucléaires qui remontent aux premiers tests de 1952 (Fontes, 1976). Les essais les plus importants ont eu lieu en 1961-1962. Il en a résulté une augmentation radicale des teneurs dans les précipitations à partir de 1963. Par conséquent, un marquage général des précipitations de l'ordre de plusieurs centaines à plusieurs milliers d'UT a effacé complètement le phénomène naturel. Depuis l'arrêt de ces essais, les teneurs en ^{3}H montrent une décroissance progressive pour tendre à nouveau vers les teneurs naturelles (Maliki, 2000).
La période de décroissance radioactive de ce radionucléide est de 12,43 ans. Cela signifie que 5,6% du tritium, formé, il y a, un an, a aujourd'hui disparu. Du fait de sa période de demi-vie courte (t=12,43 ans) (Unterweger et *al*., 1980; IAEA, 1981), le tritium permet de dater les eaux des systèmes hydrologiques courts (Annexe 2).

III.1.2.Échantillonnages et analyses

Dans le cadre de cette étude, 57 points d'eau ont fait l'objet d'analyses en tritium. Un nombre de 30 échantillons ont été pris des nappes phréatiques de la Nefzaoua (d'oasis et sahariennes) et des nappes d'oasis du Djérid. Aussi, 6 échantillons ont été collectés à partir des eaux de drainage du Djérid. L'échantillonnage a aussi intéressé la nappe du CT (Sénonien supérieur) pour la quelle 21 analyses ont été faites.

Les teneurs en tritium ont été mesurées par comptage à scintillation liquide suite à un enrichissement électrolytique des échantillons d'eau. Les analyses ont été faites au Laboratoire de Radio Analyses et Environnement (LRAE) de l'École Nationale d'Ingénieurs de Sfax et au Laboratoire d'Hydrologie Isotopique de l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (IAEA).

III.1.3. Résultats et discussions

III.1.3.1. Répartition spatiale des teneurs en tritium

La carte de répartition spatiale des teneurs en tritium (Annexe 4, Tableau 1) (Fig. III.67) montre des variations spatiales entre l'Est et l'Ouest de la zone d'étude et aussi à partir du piedmont du Dahar vers le Chott. On remarque des teneurs en tritium variant entre 3 et 4UT caractérisant les eaux prélevées au niveau d'oued El Hallouf, au piedmont du Dahar. On remarque aussi, des teneurs en tritium variant entre 1 et 2UT au niveau du piedmont du Tebaga. Ce sont des eaux contemporaines dont les teneurs en tritium sont semblables à celles des pluies actuelles et à celles des précipitations après les tests nucléaires indiquant une importante participation d'eaux de pluie récentes à l'alimentation des nappes phréatiques. En fait l'échantillonnage de ces eaux aux alentours des rives des oueds, plaide en faveur d'une recharge par infiltration des précipitations actuelles.

-Au delà des oueds, on remarque que les teneurs en tritium deviennent de plus en plus faibles (±0,8UT). Ces teneurs indiquent que la recharge spatiale par les eaux de pluie arrosant le bassin et les reliefs de bordure est très faible.

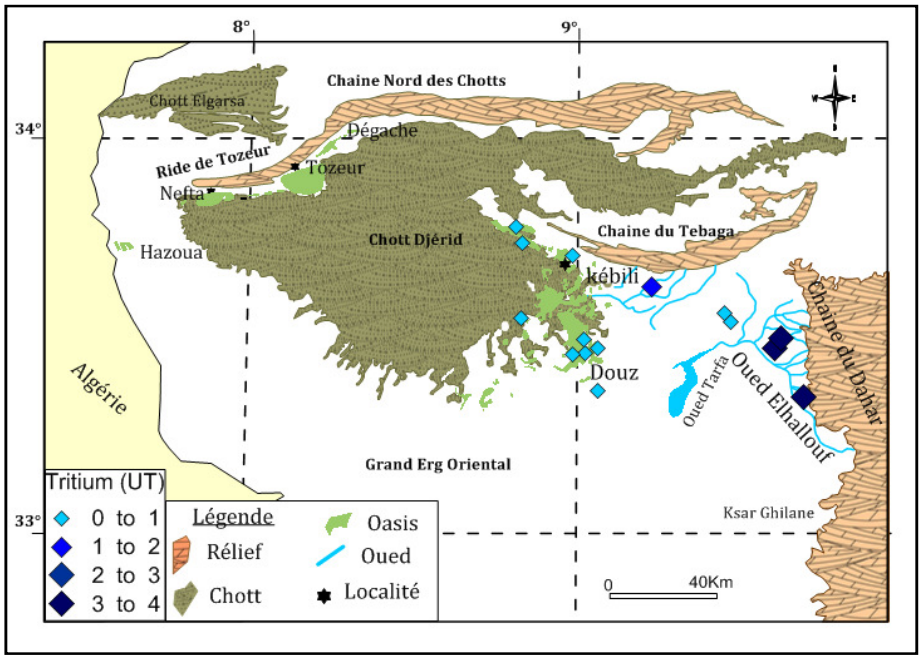


Fig. III. 67 Carte de répartition spatiale des teneurs en tritium au niveau des nappes d'oasis et des nappes sahariennes de la Nefzaoua

III.1.3.2. Relations des teneurs en tritium et des teneurs en isotopes stables

Sur la figure III.68, on a illustré la relation entre les teneurs en tritium et les teneurs en oxygène 18 des différentes eaux étudiées. Cette figure coïncide avec la carte de répartition de ^{3}H et permet de classer les eaux en différents groupes :

-Les eaux dépourvues en tritium avec des teneurs <1UT et appauvries en isotopes stables (G1). Ce sont les eaux anciennes, paléo-climatiques, prélevées de la nappe du CT et celles des nappes d'oasis qui constituent le retour d'irrigation des eaux à partir de cet aquifère. Ce

groupe représente la majorité des points échantillonnés. On remarque, aussi, que ce groupe englobe les points représentatifs des puits n°32, n°33 et n°47 faisant partie des nappes phréatiques sahariennes. Ce sont des points qui semblent recevoir une forte contribution d'eaux anciennes en provenance de la nappe du CT masquant tout effet de recharge au niveau de ces zones. En fait, cette hypothèse a été évoquée au cours de l'étude de l'évolution temporelle de la piézométrie qui montre une augmentation anormale de 12 m au niveau du puits n°32 et des tendances à la baisse au niveau du puits n°47 et n°33.

-Un groupe d'eaux avec des teneurs <1UT et enrichies en isotopes stables (G2). Ce groupe représente seulement quelques points. Ce sont des eaux du retour d'irrigation des nappes profondes mais qui ont eu de l'évaporation au cours de leurs infiltrations au niveau des nappes d'oasis. Ces faibles teneurs en tritium pourraient rendre compte de deux phénomènes : une faible ou même l'absence d'une recharge actuelle par les eaux de pluie au niveau de ces points et l'existence d'une importante contribution des eaux du retour d'irrigation d'origine ancienne masquant ainsi tout éventuelle rechange récente.

-Un groupe d'eaux relativement enrichi en tritium avec des teneurs comprises entre 1 et 4UT et présentant des teneurs variables en isotopes stables (G3). Ce sont les eaux récentes prélevées des puits de surface de la nappe du Plio-Quaternaire. Ces eaux indiquent des teneurs en tritium semblables à celles des eaux de précipitation à la station météorologique de Sfax entre 1992 et 1998 (Maliki, 2000) et correspondent vraisemblablement à la recharge pendant la dernière décennie. En fait, les teneurs très variables en isotopes stables dans ces eaux indiquent probablement l'interférence des différents phénomènes tels que le processus de mélange avec les eaux anciennes appauvries en isotopes stables et le processus d'évaporation caractérisant la recharge spatiale relativement lente.

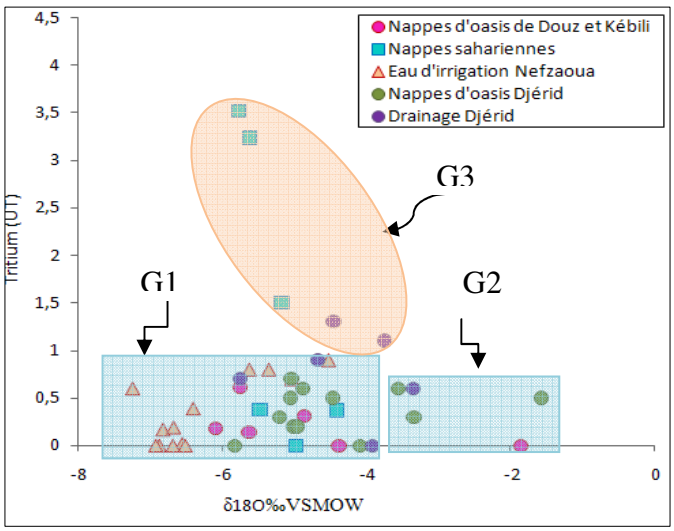


Fig. III. 68 Corrélations des teneurs en oxygène 18 en fonction des teneurs en tritium des eaux des nappes de la zone d'étude

III.2. Étude du bilan en chlorures

L'ion chlorure est un traceur environnemental très soluble, non absorbant, chimiquement conservatif et facilement mesurable. Il a été utilisé pour estimer la recharge dans les zones arides et semi-arides depuis plus de deux décennies (Allison & Hughes, 1978; Allison et *al*., 1994; Edmunds & Tyler, 2002). Il se trouve ni lixivié ni absorbé par les particules des sédiments.

Selon (Houston, 1990), dans différents types de roches, une relation significative existe entre les précipitations et le contenu du chlorure en suggérant la pluviométrie comme étant une fonction de recharge. En outre, la plupart des espèces de plantes ne prennent pas des quantités importantes de chlorure de l'eau du sol tout en participant à leur concentration par évapotranspiration dans la zone racinaire (Allison et *al*., 1994). De ce fait, le taux de chlorure des eaux de pluie dans les eaux souterraines est proportionnel à la recharge comme indiqué dans la relation suivante développée par (Eriksson & Khunakasem, 1969):

$$R \times Cl_{nappe} = P \times Cl_{pluie}$$

Avec R : la recharge moyenne annuelle (mm); Cl_{nappe} : la concentration moyenne de chlorures dans la nappe (mg/l); P : la précipitation moyenne annuelle dans la zone d'étude en (mm) ; Cl_{pluie} : la teneur moyenne pondérée des concentrations de chlorures dans les précipitations (mg/l).

Le procédé du bilan en chlorures a été appliqué pour estimer la recharge au niveau de la région de la Nefzaoua. La teneur moyenne pondérée des concentrations de chlorures dans les précipitations a été mesurée dans la quasi-totalité de précipitations des événements pluvieux des années 2008 et 2009 de l'ordre de 17,57 mg/l. Les précipitations annuelles de l'année 2008 (P) sont de l'ordre de 51,6 mm.

En fait, le mécanisme de recharge diffère du milieu oasien au milieu saharien. Concernant les nappes d'oasis, le chlorure présente différentes origines, vu que la recharge est assurée, en grande partie par les eaux d'irrigation avec des possibilités du retour et d'intrusion des eaux de drainage vers les nappes d'oasis et à moindre quantité par l'eau de pluie en périodes exceptionnellement pluvieuses. Ceci limite la possibilité d'utilisation du bilan en chlorure dans la détermination de la recharge au niveau des nappes d'oasis. Pour les nappes sahariennes, la recharge est assurée essentiellement par les eaux de pluie, ce qui fait que :

R= (P*Cl pluie)/Cl puits (Tableau III.12).

Les résultats de calcul montrent des valeurs de R variant entre 68 mm et 0,5 mm avec une moyenne de 13,2 mm. Ceci est bien démontré par le fait que la recharge est importante au niveau des puits ayant une activité en tritium élevée (exemple puits n°35, 37 et 39) et moins

importante au niveau des points d'eau ayant les activités en tritium les plus faibles (exemple puits n°32 et 47).

Tableau III. 12 Les teneurs en chlorures (mg/l), la recharge et la teneur en tritium (UT) des puits des nappes sahariennes

n° puits	Cl (mg/l)	R (mm/an)	^{3}H (UT)
32	1562,3	1,1	0,4
33	354,1	5,1	0,4
34	94,9	18,9	
35	36,1	49,6	3,5
36	26,4	68,0	
37	34,8	51,5	3,2
38	289,2	6,2	
39	95,3	18,8	3,9
40	31,0	57,8	
41	104,3	17,2	
42	624,8	2,9	1,5
43	601,3	3,0	
44	301,8	5,9	
45	1207,0	1,5	
46	3337,0	0,5	
47	1518,0	1,2	0,0
48	356,7	5,0	
49	1741,3	1,0	
50	2512,4	0,7	
51	1072,4	1,7	
52	983,4	1,8	

IV. Le carbone 14 et le carbone 13

IV.1. Principes et définitions

Le traçage des eaux souterraines par le couple $^{14}C/^{13}C$ permet d'estimer le taux de renouvellement des ressources en eaux souterraines. Le carbone 14 (^{14}C), isotope radioactif du carbone a une période de demi-vie de 5730±30 ans (Godwin, 1962). Il se trouve avec une abondance naturelle moyenne de $1,2*10^{-2}$ atomes de ^{14}C par atome de carbone. Cet isotope radioactif permet de dater les eaux jusqu'à un âge de 30 000 à 35 000 ans (Fontes, 1985) et d'estimer les vitesses d'écoulement des eaux souterraines.

Ce couple nous permet d'identifier les principaux pôles de mélange présents dans le contexte de l'aquifère et les teneurs en isotopes du carbone minéral total dissous (CMTD).

L'acquisition du ^{14}C du CO_2 de l'atmosphère par le CITD des eaux s'opère par les mêmes voies que pour le ^{13}C. Il s'enrichit proportionnellement au carbone 13 avec un facteur d'enrichissement : $\varepsilon^{14}C \approx 0{,}23\ \varepsilon\delta^{13}C$ (‰ vs PDB) (Fontes, 1978).

Le carbone 13 constitue l'isotope stable du carbone, représentant uniquement 1,1% du carbone inorganique total dissous dans l'eau. La connaissance de son cycle est une condition essentielle pour pouvoir remonter à l'activité initiale en carbone 14 du CITD. En effet, la teneur en ^{13}C du CITD sert d'indice lors de l'étude de la participation des différents réservoirs naturels à la minéralisation carbonée des eaux, permettant la reconstitution des modes de mélange au cours du temps et les quantifier.

Cette technique se base sur l'incorporation du carbone 14 atmosphérique aux eaux percolant vers l'aquifère. Au cours de cette infiltration, la signature isotopique en carbone 14 atmosphérique se trouve ainsi influencée par plusieurs facteurs tels que la teneur du CO_2 de l'atmosphère du sol et la dissolution de la matrice carbonatée de l'aquifère. L'intervention de ces différents phénomènes d'échanges isotopiques et chimiques avec le sol et la matrice carbonatée conduit le plus souvent à un appauvrissement des teneurs isotopiques en carbone. Cette dilution, qui est à l'origine du vieillissement artificiel des eaux, doit être identifiée et quantifiée, dans la mesure du possible, pour la prendre en considération lors du calcul de l'âge des eaux.

Dans le but d'évaluer le temps de séjour moyen des eaux dans l'aquifère, des modèles de corrections de l'âge de l'eau ont été appliqués en discutant de leurs cohérences par rapport aux âges estimés à partir des teneurs en $\delta^{13}C$ équilibrant (Annexe 2).

IV.1. Échantillonnage et analyse

Dans le cadre de cette étude, 12 échantillons ont été prélevés des nappes phréatiques de la région de la Nefzaoua faisant l'objet de datation en carbone 14 dont les analyses ont été effectuées au Laboratoire de Radio Analyses et Environnement (LRAE) de l'ENIS par la méthode dite à scintillation liquide après la synthèse du benzène. Ces mêmes points ont été analysés en carbone 13 dont les mesures ont été effectuées au Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon (LHA). On a, aussi, bénéficié des résultats des analyses du projet RAF8/035, concernant la nappe du CT (eaux d'irrigation pour les nappes d'oasis) avec 15 échantillons pris pour analyses en carbone 14 et 8 échantillons pris pour analyses en carbone 13.

Sur terrain, l'opération consiste à précipiter le carbone dissous par addition du chlorure de baryum hydraté ($BaCl_2$, $2H_2O$) après avoir ajuster le pH (10-11) par ajout de la

soude (NaOH). Ainsi, l'échantillon doit être isolé de l'atmosphère, dès l'introduction de la soude, pour éviter toute absorption de CO_2 atmosphérique.

Au laboratoire, ce même échantillon doit être attaqué par l'acide orthophosphorique (H_3PO_4). Il en résulte du CO_2 qui sera absorbé sur le lithium. Cette dernière réaction dégage de l'acétylène qui, par passage sur un catalyseur, se transforme en benzène. L'activité du carbone 14 est mesurée sur le benzène, auquel on ajoute un agent scintillateur avant comptage par spectromètre à scintillation liquide (Fontes, 1971). Les activités en ^{14}C obtenues sur les échantillons sont exprimées en pourcentage par rapport au carbone moderne (pcm). Les activités ainsi obtenues correspondent à des âges apparents ou temps de résidence exprimés en années B.P. (Before present). Par convention le présent correspond à l'année 1952.

IV.2. Résultats et discussions

IV.2.1. Teneurs en ^{13}C et ^{14}C des eaux souterraines

La carte de répartition des activités en ^{14}C de la zone d'étude montre une répartition hétérogène pour toute la zone (Fig. III.69). La majorité des puits de surface montrent des activités en carbone 14 qui varient entre 80% et 100% dont les âges apparents (Annexe 4, Tableau 1) témoignent de l'actualité de ces eaux avec des exceptions observés au niveau des points n°43 et 33 qui montrent des activités moyennes respectivement de l'ordre de 52% et 20,7%. Ces valeurs sont relativement moins élevées par rapport aux activités mesurées au niveau des puits de surface de la zone d'étude et peuvent être expliquées par un effet de mélange avec des eaux plus anciennes.

Il convient de noter que la distribution géographique des activités ^{14}C ne semble pas correspondre à une simple circulation des eaux des aires de recharge vers la partie avale du bassin. La comparaison entre la carte piézométrique des nappes phréatiques et la carte des activités ^{14}C (Fig. III.69) indique une certaine unconformité. Cette différence peut être expliquée soit par l'interférence des différents phénomènes géochimiques et isotopiques enregistrés à l'exutoire des ces nappes matérialisées par les nappes d'oasis, soit par des écoulements très lents des eaux des aquifères phréatiques ou bien de l'hétérogénéité de la formation aquifère phréatique.

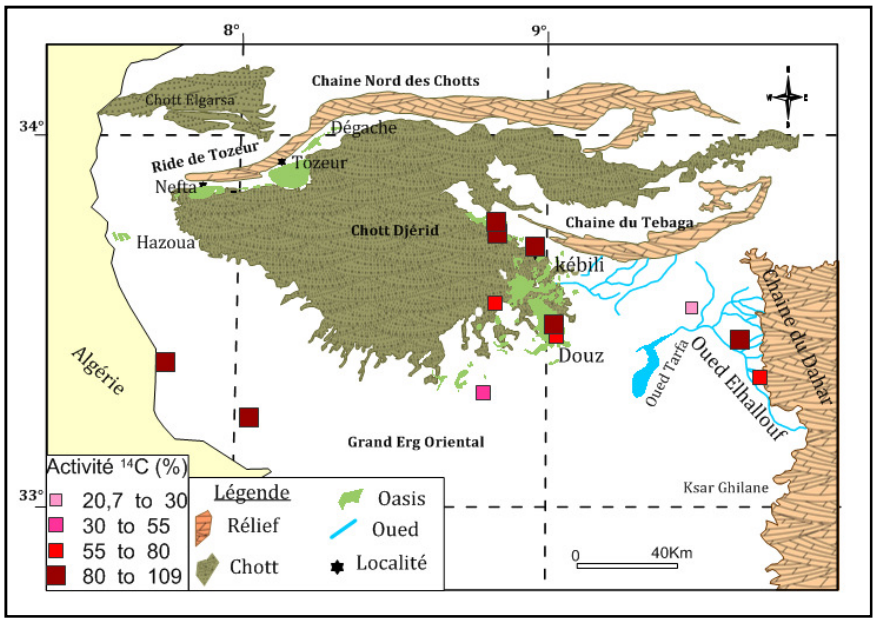


Fig. III. 69 Distribution spatiale des teneurs en carbone 14 des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude

Le diagramme d'évolution des activités carbone 14 en fonction des teneurs en oxygène 18 des eaux échantillonnées dans la région de la Nefzaoua (Fig. III.70) montre que les puits de surface emmagasinent en général des eaux avec des activités très élevées. Ces eaux peuvent être des eaux récentes provenant de l'infiltration des eaux de précipitation, le cas des nappes sahariennes. Elles peuvent aussi être des eaux du retour d'irrigation qui ont subit des échanges de carbone avec le CO_2 atmosphérique contribuant ainsi à leur enrichissement en carbone lourd et leur appauvrissement en carbone léger, cas des nappes d'oasis. On distingue, en fait, les eaux d'irrigation formant un groupe d'eaux anciennes avec lesquelles s'individualise le puits n°33. Cependant, les eaux des nappes d'oasis indiquent un effet de rajeunissement associé à des échanges avec le CO_2 du sol avec une origine ancienne matérialisée par les eaux d'irrigation. Ces derniers ont été daté du Pléistocène supérieur/Holocène (Zouari, 1988; Guendouz, 1985; Guendouz et *al*., 1997; Abid et *al*., 2010). Les eaux des nappes sahariennes montrent une évolution entre un pôle ancien et un pôle récent.

Ces points représentatifs des nappes phréatiques ont été portés sur un diagramme de variation des activités carbone 14 en fonction de la profondeur (Fig. III.71). On remarque bien que l'activité diminue avec la profondeur mettant en évidence l'effet des échanges avec le CO_2 du sol pour les plans d'eau les plus proches de la surface et celui de la matrice carbonaté pour les profondeurs les plus importantes.

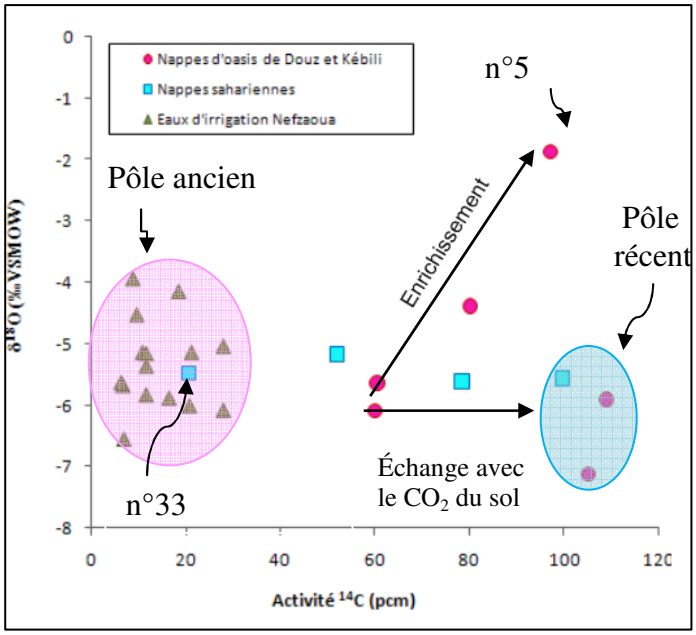


Fig. III. 70 Corrélations des activités ^{14}C en fonction des teneurs en ^{18}O des eaux des nappes de la zone d'étude

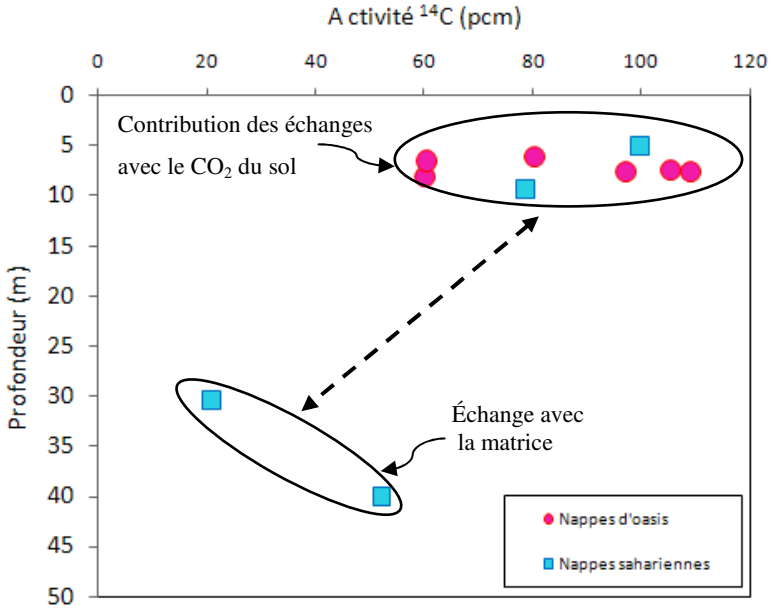


Fig. III. 71 Évolution des activités ^{14}C en fonction de la profondeur de captage des eaux des nappes phréatiques de la Nefzaoua

Les réactions d'échanges isotopiques se produisant avec la matrice de l'aquifère et le CO_2 du sol affectent les teneurs en carbone 13 et les activités en carbone 14. D'où la nécessité de comprendre l'hydrochimie et l'évolution de $\delta^{13}C$ dans le système hydrogéologique (Clark et Fritz, 1997; Edmunds & Smedley, 2000).

Le diagramme de distribution des activités carbone 14 en fonction des teneurs en carbone 13 (Fig. III.72) montre bien la répartition des ces eaux selon deux pôles : un pôle biogénique représenté par des eaux appauvries en carbone 13 avec des activités ^{14}C élevées et un pôle minéral représenté par des eaux enrichies en carbone 13 avec des activités ^{14}C faibles. Entre ces deux pôles, se trouve un domaine de mélange affectant en grande partie les eaux des nappes phréatiques sahariennes tel que observé au niveau des puits n°43, 33 et 37. Le pôle minéral est représenté par les eaux d'irrigation de la nappe du CT datées du Pléistocène supérieur/Holocène (Zouari, 1988; Guendouz, 1985; Guendouz et *al*., 1997; Abid et *al*., 2010). Au niveau de cet aquifère, la tendance générale à l'enrichissement en carbone 13 observée par rapport aux eaux de l'aquifère superficiel, témoigne de l'existence des réactions d'échanges isotopiques avec la fraction carbonatée de la matrice de l'aquifère. Pour les nappes phréatiques, l'interprétation de ces résultats à été basée sur les processus d'alimentation que ce soit pour les nappes d'oasis ou sahariennes.

Au niveau des nappes d'oasis, l'appauvrissement de ces eaux en ^{13}C et l'enrichissement en ^{14}C est dû à un effet d'échange avec le CO_2 du sol au cours de l'infiltration des eaux d'irrigation.

Au niveau des nappes sahariennes, l'évolution de ces eaux entre ces deux pôles peut être expliquée par différentes hypothèses, soient résultant :

-D'un effet d'échange isotopique avec une source légère de carbone telque le CO_2 du sol ou la matière organique.

-De la précipitation de la calcite qui a pour effet de diminuer les proportions de l'isotope lourd du carbone de l'eau conduisant à un appauvrissement des eaux souterraines en $\delta^{13}C$ (Laura et *al*., 1996).

-D'un effet de mélange avec les eaux de l'aquifère sous-jacent du CT par effet de drainance ascendante.

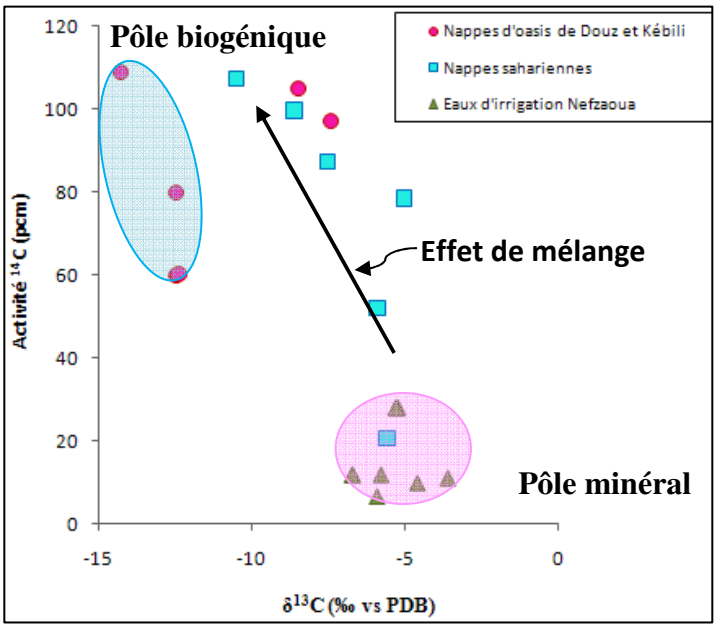


Fig. III. 72 Corrélations des teneurs en ^{13}C en fonction des activités ^{14}C des eaux des nappes de la zone d'étude

IV.2.2. Estimation du temps de résidence des eaux souterraines

L'estimation du temps de séjour des eaux souterraines nécessite l'interprétation des activités ^{14}C du carbone inorganique total dissous (CITD) en termes d'âge radiométrique. Elle est possible après une évaluation de la contribution des principales sources de carbone et du processus d'échanges isotopiques (Le Gal La Salle et *al*., 1996). Ceci nécessite une estimation précise de l'activité initiale du ^{14}C (a_0) du CITD. Pour ce faire, plusieurs modèles de correction ont été utilisés, se basant sur des processus de mélange différents. On distingue :

- Les modèles du mélange chimique (Tamers, 1967).
- Les modèles d'échanges isotopiques du CITD entre deux sources (le CO_2 du sol et les carbonates de la matrice aquifère) (Ingerson and Pearson, 1964).
- Les modèles de mélanges chimiques avec phénomènes d'échanges isotopiques entre le CITD de la phase gazeuse et la matrice carbonaté (Evans et *al*., 1979; Fontes & Garnier, 1979; IAEA, 1980; Eichinger, 1983; Fontes, 1992).

Pour parvenir à appliquer ces modèles, on a besoin d'utiliser certains paramètres tels que les activités ^{14}C et les teneurs en ^{13}C du CO_2 du sol et de la matrice carbonatée, de l'alcalinité et des paramètres physico-chimiques de l'eau à analyser. On considère :

- L'activité ^{14}C du gaz du sol (A ^{14}Cg = 100 pCm)
- L'activité ^{14}C de la matrice (A ^{14}Cm = 0 pCm)

- La teneur en ^{13}C du gaz du sol ($\delta^{13}Cg$= -22‰ vs PDB)
- La teneur en ^{13}C de la matrice ($\delta^{13}C$= -2‰ vs PDB)

Généralement, les âges apparents non corrigés des eaux souterraines donnent des temps de séjour dont le calcul se fait, en supposant que la différence entre l'activité ^{14}C mesurée et celle de l'atmosphère est principalement due à la décroissance radioactive. Ainsi, ces âges représentent un système ouvert où le DIC a complètement échangé avec le ^{14}C du CO_2 active du sol. Ces calculs ne tiennent pas compte des réactions d'échanges de la matrice ou de la dissolution du carbonate. Dans notre cas d'étude, les teneurs en $\delta^{13}C$ varient en fonction de l'activité ^{14}C. Ce qui fait que les échanges se font avec la matrice et avec le CO_2 du sol, d'où la nécessité de corriger ces âges. De ce fait, on s'est basé sur l'utilisation de six modèles dont les résultats sont consignés dans le tableau III.13. On remarque que la plupart des âges donnés par ces modèles sont datés de l'actuel. Afin de mieux choisir le modèle de correction le plus approprié aux nappes phréatiques de la zone d'étude, on s'est basé sur les teneurs en tritium, les teneurs en isotopes stables ainsi que les profondeurs des puits.

Le modèle de Tamers se base uniquement sur la dilution chimique et ne tient pas compte des réactions d'échanges isotopiques. Donc ce modèle ne peut pas être appliqué pour notre cas. En fait, les eaux des nappes d'oasis sont des eaux du retour d'irrigation de la nappe du CT daté du Pléistocène supérieur/Holocène. Ces eaux sont d'origine ancienne mais leurs échanges avec le CO_2 gazeux du sol donnent d'eux des eaux récentes tels que démontré par les modèles de Pearson, Evans et Eichinguer. Toutefois, ces modèles ne peuvent pas être appliqués au niveau des nappes sahariennes. Ces modèles surestiment les âges par exemple le puits n°32 fait partie du groupe ancien mais a été daté de l'actuel. Les modèles de l'AIEA et celui de F&G eq. donnent des âges de l'actuel avec une exception pour le puits n°32 qui présente un âge de plus de 3000 ans. Les nappes sahariennes se caractérisant par l'effet de précipitation des carbonates comme a été montré par les indices de saturation. On peut noter, aussi, un effet de mélange local des eaux actuelles avec les eaux du CT. En effet, le puits n°32 montre une baisse piézométrique de 6 m en 12 ans (au cours de la période 1999 et 2011). Cette baisse est expliqué par un effet de surexploitation et donc un appel d'eau a peut être eu lieu par drainance ascendante de la nappe sous-jacente du CT. De ce fait, ces modèles semblent les plus appropriés pour les nappes sahariennes indiquant qu'elles sont des eaux actuelles avec des effets de mélange matérialisés par des probables drainances ascendantes des eaux anciennes au niveau des zones de contact direct des aquifères phréatiques avec l'aquifère du CT à travers les calcaires fissurés.

Tableau III. 13 Temps de résidence des eaux des nappes phréatiques de la Nefzaoua

n° puits	âge apparent	Tamers	Pearson	Evans	Eichinger	AIEA	F & G eq
1 (Nappe d'oasis)	4155	actuel	actuel	actuel	actuel	3433	6518
5 (Nappe d'oasis)	202	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel
8 (Nappe d'oasis)	1849	actuel	actuel	actuel	actuel	1039	1961
9 (Nappe d'oasis)	Actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	266
12 (Nappe d'oasis)	Actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	4438
14 (Nappe d'oasis)	4045	actuel	actuel	actuel	actuel	3197	3994
33 (Nappe saharienne)	12661	7543	actuel	actuel	actuel	3135	6136
36 (Nappe saharienne)	40	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel
37 (Nappe saharienne)	1967	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel
43 (Nappe saharienne)	5290	55	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel
50 (Nappe saharienne)	Actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel
51 (Nappe saharienne)	1110	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel	actuel

V. Conclusion

L'étude isotopique des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude a permis de déterminer l'origine ainsi que les mécanismes de minéralisation de ces eaux, de quantifier le taux de recharge ainsi que le temps de séjour de ces eaux.

Les teneurs en isotopes stables ont mis en évidence différents groupes d'eaux au niveau des nappes phréatiques de la Nefzaoua. On distingue un groupe d'eau issu de la recharge récente par les eaux de pluie et l'infiltration directe avant d'être évaporé, formé essentiellement par les eaux situées au niveau d'oued Hallouf du piedmont du Dahar. Un deuxième groupe se superposant avec les eaux d'irrigation. Ce sont les eaux issues essentiellement du retour d'irrigation. Un autre groupe formé par les points qui ont eu de l'évaporation. Un quatrième groupe d'eaux est formé par les points des nappes d'oasis de Kébili, de Douz et des nappes sahariennes. Ces eaux semblent résulter des effets du mélange et/ou de l'intervention des différents phénomènes.

Au niveau du Djérid, les corrélations $^{18}O/^{2}H$ des nappes d'oasis montrent que la majorité des points forment un groupe homogène à composition isotopique comparable à celle de l'eau d'irrigation, indiquant, le fait, qu'ils sont des eaux du retour d'irrigation. On remarque aussi quelques points s'alignant suivant une droite d'évaporation. Concernant les eaux de drainage, les corrélations montrent qu'elles sont des eaux du retour d'irrigation avec un phénomène d'évaporation signalé au niveau de quelques points.

Pour bien caractériser l'effet de la dissolution et/ou de l'évaporation pour les eaux de la zone d'étude, on a procédé au calcul de l'excès en deutérium pour chaque point d'eau, en se basant sur le modèle de Huang and Pang en 2012, modifié et appliqué pour la zone d'étude.

On remarque que la dissolution contribue jusqu'à 90% de l'acquisition de la charge saline pour les eaux des nappes d'oasis et les eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid et que l'évaporation existe mais sa contribution reste minime par rapport à la dissolution.

L'étude de la recharge au niveau de la zone d'étude a été basée sur l'étude des teneurs en tritium. Ce dernier montre que la recharge s'effectue essentiellement au niveau du piedmont du Dahar telque démontré par la piézométrie. Cette recharge a été estimée par le bilan en chlorure pour les différents points étudiés. Elle est en moyenne de 13,2 mm. Ces résultats paraissent logiques pour un climat aride à semi aride.

L'étude des isotopes du carbone (^{14}C et ^{13}C) a permis de contribuer à comprendre le fonctionnement hydrodynamique et d'estimer le temps de séjour de ces eaux. En fait, la relation observée entre les activités carbone 14 et les teneurs en carbone 13, indique l'importance des différentes interactions géochimiques et isotopiques entre ces eaux, la matrice carbonatée et le CO_2 du sol. En se basant sur ces échanges, les âges calculés ont été corrigés indiquant que les eaux des nappes phréatiques sont des eaux actuelles avec des contributions de la nappe sous-jacente à l'alimentation des nappes sahariennes dans les zones du contact direct entre ces niveaux.

CHAPITRE IV : POTENTIALITÉ EN EAUX ET ÉTUDE DE VALORISATION

I. Les eaux de drainage

La problématique des eaux de drainage a pris de l'ampleur ces dernières décennies dans le Sud Ouest tunisien et essentiellement dans la Nefzaoua. De ce fait, le ministère de l'environnement et du développement durable a entrepris avec la coopération Technique Allemande (GTZ), une étude portant sur la gestion et la valorisation des eaux de drainage dans le gouvernorat de Kébili. C'est une étude qui s'inscrit dans le cadre de la mise en œuvre du Programme d'Action National de Lutte Contre la Désertification (PANLCD) et dans un contexte visant à améliorer les performances de l'agriculture irriguée des ressources naturelles et la stratégie nationale d'économie d'eau.

Le dernier projet APIOS (Amélioration des périmètres irrigués dans les oasis du Sud), réalisé entre les années 1999 et 2003 dans les trois gouvernorats du pays (Kébili, Gabès et Tozeur) a certes amélioré la situation dans les oasis du Sud tunisien. Cependant la problématique de gestion et de valorisation des eaux de drainage n'a pas été approfondie par rapport à l'urgence des autres actions (entretien des équipements de forages, réhabilitation des réseaux d'irrigation et de drainage, projection des réseaux d'économie d'eau…)

En fait, le drainage d'eau est un lessivage des sels excédentaires pouvant s'accumuler dans le sol en affectant la croissance des plantes et le développement des cultures. L'accumulation de ces sels provient d'une part de l'irrigation avec des eaux légèrement salées mais, surtout des remontées salines liées à la présence des nappes phréatiques sub-superficielles. La remontée des sels est d'autant plus marquée que les sols sont sujets à un déficit hydrique. Le lessivage est donc une pratique essentielle et nécessaire pour la préservation de la qualité des sols et donc la stabilité de leurs rendements et la régularité de leurs productivités.

Compte rendu des rationnements pratiqués, de l'évapotranspiration intense, en été et de la salinité de l'eau d'irrigation, le lessivage des sels est recommandé de le pratiquer à l'achèvement de la campagne d'irrigation, en dehors de la saison estivale. De ce fait, l'efficacité maximale de lessivage se situe en hiver lorsque l'évapotranspiration est minime et lorsque les cultures sont les plus sensibles à la salinité. Les oasis du Sud Ouest tunisien sont actuellement équipés de deux réseaux de drainage séparés : Un réseau à ciel ouvert et un réseau enterré installé en 1995. Malgré l'existence de ces réseaux de drainage, l'oasis connaît des sérieux problèmes de salinité, d'hydromorphie et d'envahissement des parcelles par les réseaux. Certains agriculteurs ont dû abandonner une partie de leurs parcelles aux dépens des

réseaux et n'exploitent que presque 2/3 de leurs superficies. On distingue différents types de réseaux de drainage :

- Le réseau tertiaire : Il est formé principalement par des drains enterrés (de diamètre 71,5/80), installés perpendiculairement à la pente du terrain et déversant dans des collecteurs. Les drains installés dans les parcelles de la troisième ligne sont parallèles à la pente et sont en conséquence peu efficaces. Quelques fossés ont été réalisés par les agriculteurs à la limite et à l'intérieur des parcelles. De forme trapézoïdale et généralement de 50 cm de profondeur, ces fossés sont en bon état et bien entretenues (Fig. IV.1).



Fig. IV. 1 Photos montrant le réseau tertiaire

-Le réseau secondaire et primaire (Fig. IV.2) : le réseau de fossés à ciel ouvert est assisté par le CRDA. Le GIC assure leur curage manuel périodiquement chaque année. Ces fossés ont une section trapézoïdale, une profondeur moyenne de 1,5 m et une pente de talus en général de 1/1.

-Le réseau extérieur d'évacuation vers le rejet : C'est un collecteur principal du réseau enterré, déversant dans un regard, situé à environ 1 Km de la limite de l'oasis.



Fig. IV. 2 Photo montrant le réseau secondaire et primaire

I.1.Débits des eaux de drainage

I.1.1. Évolution temporelle

Le suivi du débit des eaux de drainage au cours de la période 1996-2008, au niveau de la Nefzaoua, (Fig. IV.3), montre des oscillations d'évolution. Ce débit a été estimé à 952 l/s en 1996 et augmente par la suite régulièrement pour atteindre 1122,5 l/s en 2000. Il montre, ensuite, une diminution vers 547 l/s pour atteindre un débit de 1094,5 l/s, en 2005. Par la suite, il a enregistré une baisse vers 860,5 l/s, en 2006, et s'est élevé à 1091,5 l/s, en 2008 avec une moyenne de 940 l/s sur toute la période étudiée. Ceci met en évidence l'importance des débits des eaux de drainage qui sont liés essentiellement à l'importance des débits d'irrigation.

D'autre part, l'étude de la factibilité du projet «APIOS» élaboré par SANYO CONSULTING INC, en 1996, a évalué le débit total de drainage, en 67 oasis parmi les 100 oasis, à 1442 l/s comme débit minimal et 2885 l/s comme débit maximal. Ces différentes estimations révèlent l'importance des volumes potentiels en eaux de drainage et surtout durant la période hivernale.

Au niveau du Djérid, le suivi des débits totaux des eaux de drainage a été effectué au cours de la période 2004-2010 (Fig. IV.4). En effet, ces volumes ont été estimés à 180 l/s en 2004, ont augmenté jusqu'à des valeurs de 218 l/s en 2005 et ont diminué par la suite régulièrement pour atteindre des valeurs de 113 l/s en 2010 avec une moyenne de 146l/s pour la période étudiée. Toutefois, ces volumes restent moins importants par rapport à ceux enregistrés au niveau de la Nefzaoua.

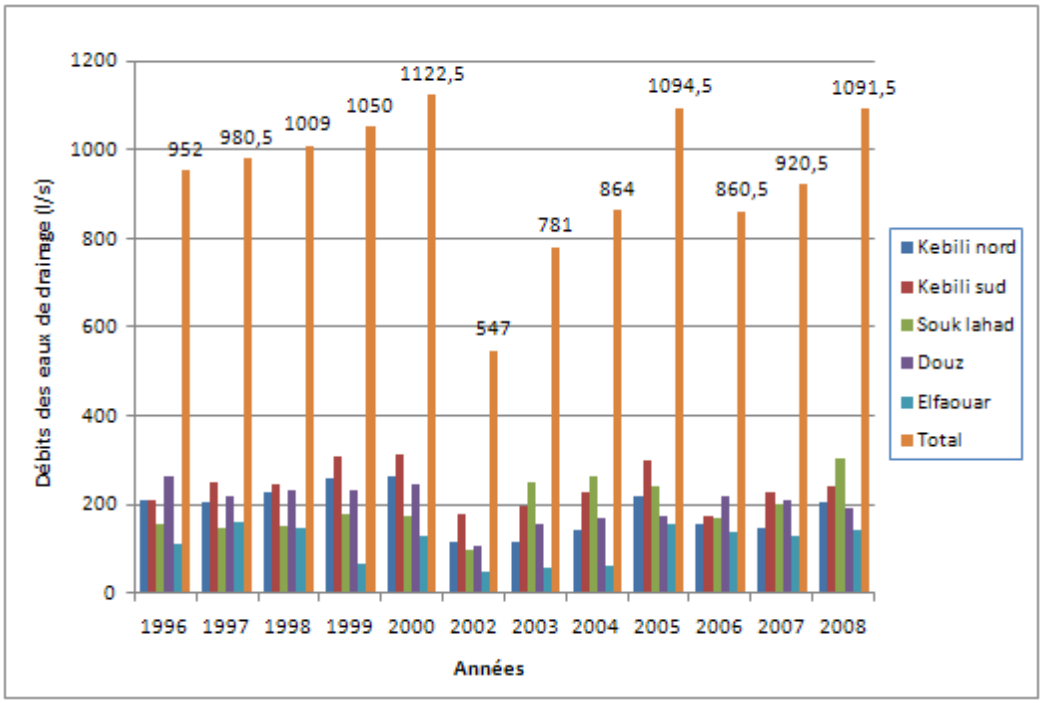


Fig. IV. 3 Évolution des débits de drainage de la Nefzaoua pendant les périodes hivernales (1996-2008) (Source : CRDA Kébili)

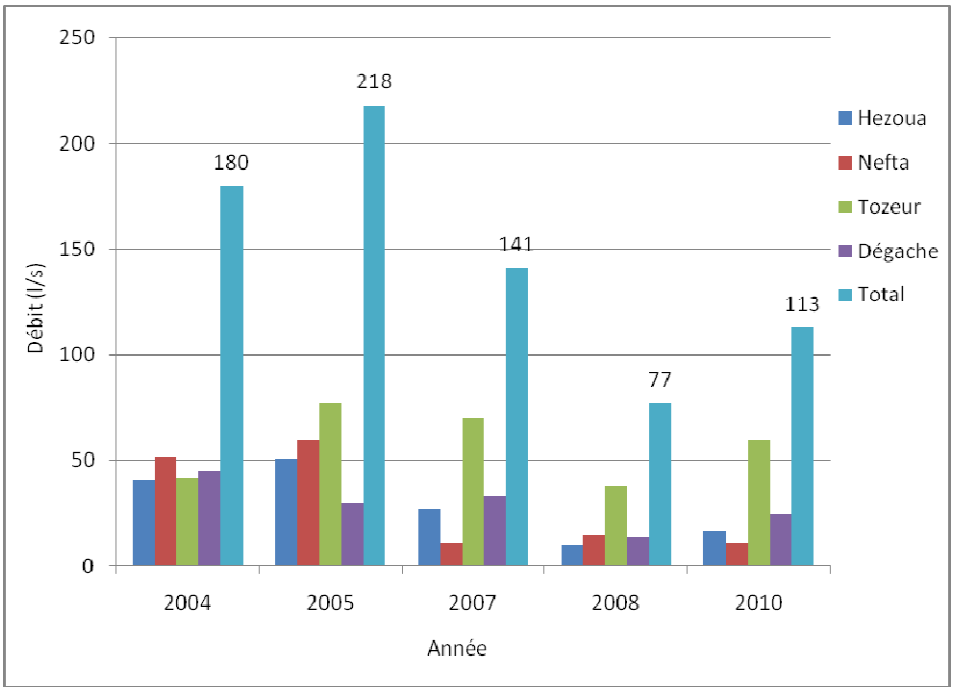


Fig. IV. 4 Évolution des débits de drainage du Djérid pendant les périodes hivernales (2004-2010) (Source : CRDA Tozeur)

I.1.2. Répartition spatiale

L'étude de la répartition spatiale des volumes des eaux de drainage a été effectuée pour la période hivernale de 2008, pour la Nefzaoua et celle de 2010, pour le Djérid. Concernant la Nefzaoua, on remarque que Kébili Nord et Sud participent avec 41%, Souk lahad avec 28%, Douz avec 18% et El Faouar ou Rdjim Maatoug avec 13% des volumes des eaux de drainage estimés. Toutefois, ces eaux se trouvent éparpillées suivant les régions et leurs valorisations nécessitent une étude de la façon de collecte de ces eaux (Fig. IV.5).

Au niveau du Djérid, on remarque que Tozeur participe avec 53% du volume des eaux de drainage, Dégache avec 22%, Nafta avec 10% et Hazoua avec 15% (Fig. IV.6). Ces délégations se trouvent séparées par des distances importantes. Pour cela, il semble difficile de collecter les eaux de drainage à partir des différentes zones et semble plus logique de se focaliser de la possibilité de valorisation des eaux de drainage au niveau de Tozeur (participe avec plus de la moitié des volumes estimées).

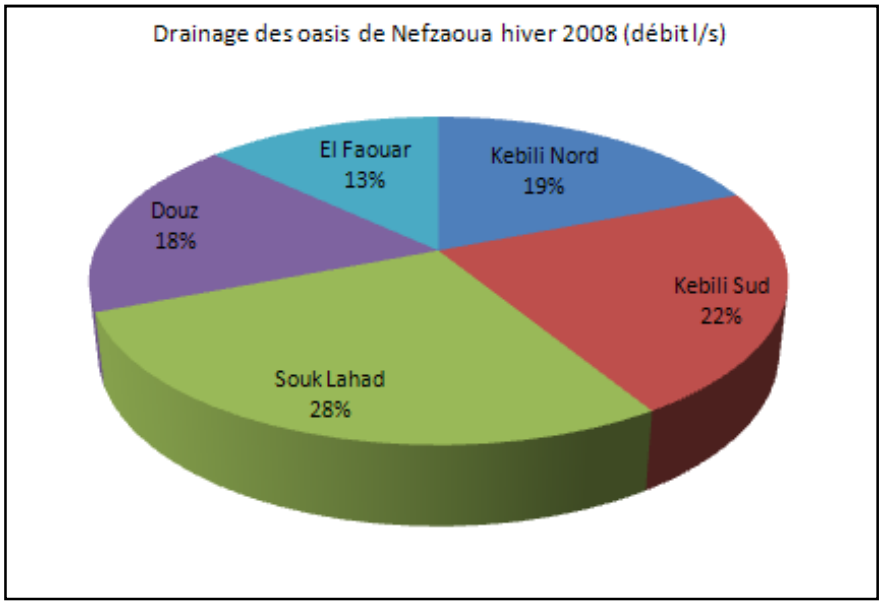


Fig. IV. 5 Répartition spatiale des débits de drainage au niveau de la Nefzaoua pendant la période hivernale (2008), (Source : CRDA Kébili)

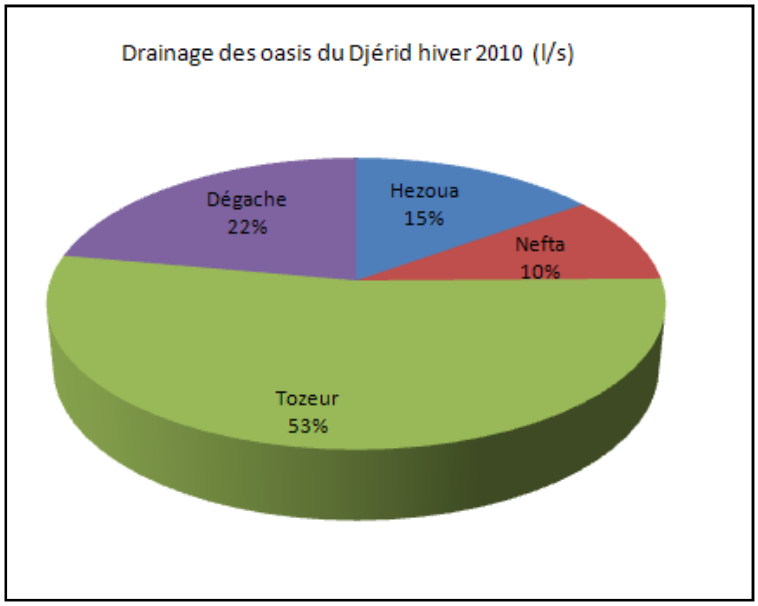


Fig. IV. 6 Répartition spatiale des débits de drainage au niveau du Djérid pendant la période hivernale (2010), (Source : CRDA Tozeur)

I.2. Étude de la salinité des eaux de drainage

Pour l'étude de la salinité des eaux de drainage, 3 classes de salinités ont été choisis (Tableau IV.1). La classification faite, avec des limites de 3 et 5, revient, du fait, que les données ont été prises des CRDA avec des statistiques déjà faites.

Le choix a été fait pour les raisons suivantes :

-Les eaux de bonne qualité et qui peuvent être réutilisées directement, constituent la première classe.

-Les eaux qui semblent être utilisées en cas de nécessité forment la classe intermédiaire avec une salinité comprise entre 3 g/l et 5 g/l.

-Les eaux assez chargées, ayant une salinité supérieure à 5 g/l et dont la réutilisation est peu probable, constituent la 3ème classe.

Tableau IV. 1 Classification des eaux de drainage selon la salinité

1ère classe	Salinité ≤ 3 g/l
2ème classe	3 g/l < Salinité ≤ 5 g/l
3ème classe	5 g/l < Salinité

I.2.1. Évolution temporelle

L'étude de l'évolution temporelle de la salinité des eaux de drainage a été effectuée au cours de la période 1996-2008, pour la Nefzaoua et au cours de la période 2004-2010, pour le Djérid.

Concernant la Nefzaoua, le graphique de la figure IV.7 montre l'importance des débits dont les salinités sont comprises entre 3 et 5 g/l. Ces volumes ont été estimés à 588,5 l/s en 1996 et à 462 l/s en 2008 avec des variations qui peuvent être expliquées par l'importance des volumes apportés par l'irrigation. On note également l'importance des débits des eaux dont les salinités sont inférieures à 3 g/l. Ces débits arrivent même à 146,5 l/s en 2008.

Concernant le Djérid, on remarque la prédominance des eaux dont la salinité est comprise entre 3 et 5 g/l et de celles dont la salinité est supérieure à 5 g/l avec une répartition hétérogène au cours des années (Fig. IV.8). Les volumes des eaux avec les salinités comprises entre 3 et 5 g/l ont été estimés à 131 l/s en 2007 et diminuent en 2010 jusqu'à des volumes de 25 l/s. On remarque aussi l'absence des volumes dont la salinité est inférieure à 3 g/l.

Ces résultats montrent l'importance des débits des eaux de drainage, au niveau de la Nefzaoua, au cours de la période 1996-2008 et surtout ceux à salinité comprise ente 3 et 5 g/l. Ces débits sont étroitement liés aux débits d'irrigation. Ceci met en évidence la possibilité de valorisation de ces eaux dans des cultures tolérant les conditions de la région.

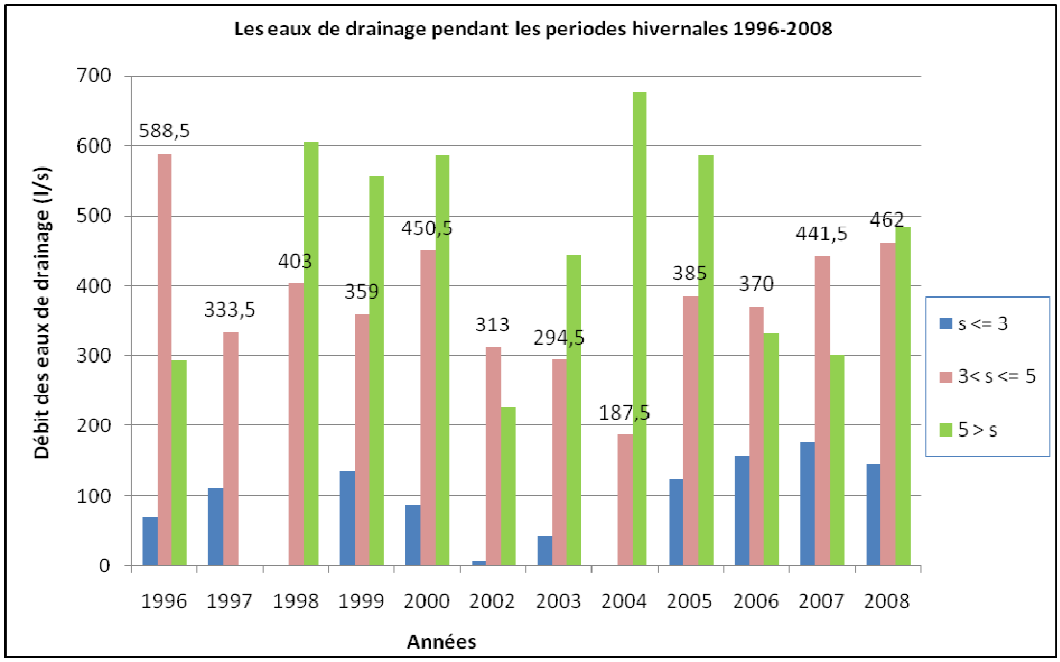


Fig. IV. 7 Évolution de la salinité des eaux de drainage de la Nefzaoua pendant les périodes hivernales (1996-2008), (Source : CRDA Kébili)

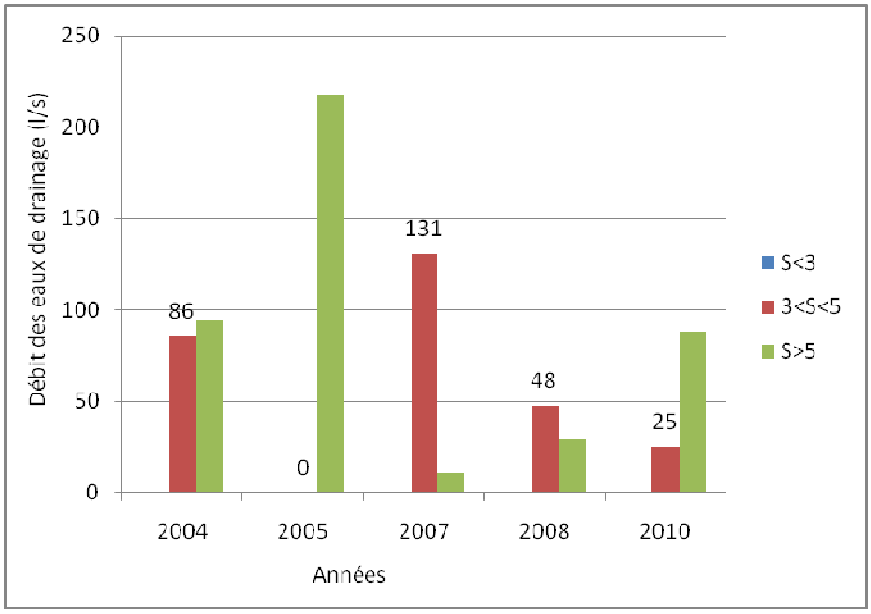


Fig. IV. 8 Évolution de la salinité des eaux de drainage du Djérid pendant les périodes hivernales (2004-2010), (Source : CRDA Kébili)

I.2.2. Répartition spatiale

L'étude de la répartition spatiale de la salinité des eaux de drainage a été effectuée pour la période hivernale de l'année 2008 (Tableau IV.2). On remarque que les eaux de drainage dont les salinités sont inférieures à 3 g/l s'élèvent à 146,5 l/s soient 14% des eaux de

drainage, 462 l/s ont des salinités comprises entre 3 et 5 g/l soit 42% des eaux de drainage et 483 l/s ont des salinités supérieures à 5 g/l soit 44 % du volume total évacué. Ce qui est remarquable, c'est la valeur importante des eaux de drainage de bonne qualité.

Tableau IV. 2 Répartition des débits et des salinités des eaux de drainage au niveau de la Nefzaoua, hiver 2008

Débits (l/s)	**S <= 3**	**3< S <=5**	**5 < S**
Kébili Nord	30	43,5	133
Kébili Sud	0	181	62,5
Souk Lahad	30	68	206
Douz	0	118	76,5
El Faouar	86,5	51,5	5
Total (l/s)	146,5	462	483

La répartition des débits des eaux de drainage, au niveau de la Nefzaoua, pour la période hivernale de 2008, est portée dans la représentation de la figure IV.9. On remarque que la quasi-totalité des eaux de drainage est chargée. En effet, la délégation de Souk lahad présente les eaux de drainage les plus chargées suivie de kébili Nord avec des volumes de 206 l/s et 133 l/s respectivement pour les salinités supérieurs à 5 g/l.

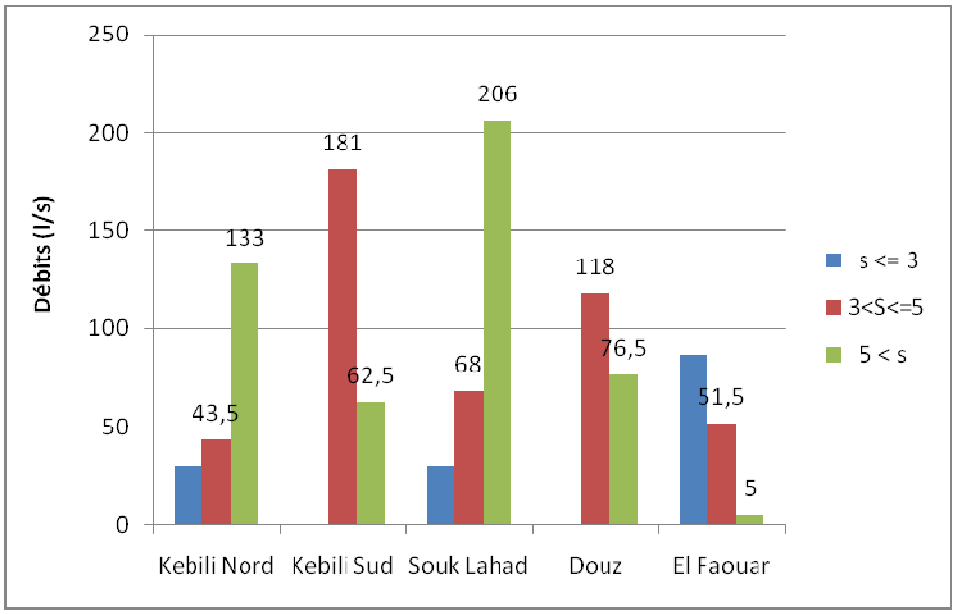


Fig. IV. 9 Répartition de la salinité des eaux de drainage de la Nefzaoua, hiver 2008

(CRDA, Kébili)

Concernant les salinités comprises entre 3 et 5 g/l, on remarque que la région de Kébili sud participe avec la quantité la plus importante des eaux de drainage soit 39%, Douz avec 25%, souk lahad avec 15% et Kébili nord avec seulement 9% (Fig. IV.10).

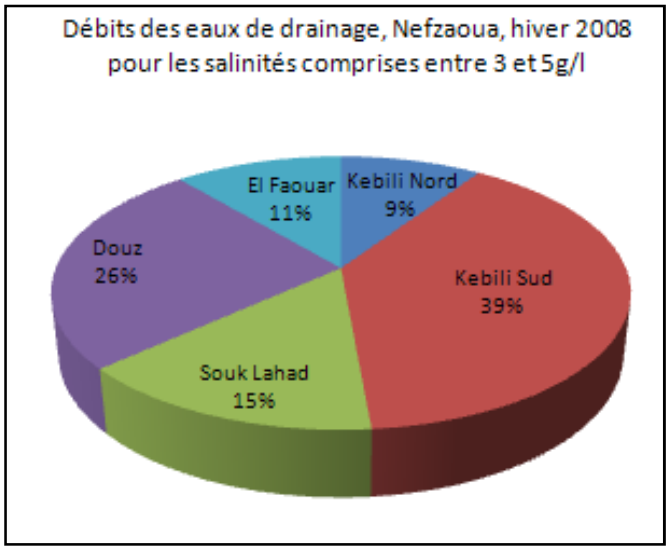


Fig. IV. 10 Débits des eaux de drainage estimés en hiver 2008 pour les salinités comprises entre 3 et 5 g/l (CRDA, Kébili)

Au niveau du Djérid, l'étude de la répartition des débits des eaux de drainage a été effectuée pour la période hivernale de 2010. On remarque que la quasi-totalité des eaux présente des salinités supérieures à 5 g/l avec un pourcentage de 78% et seulement 22% avec des salinités comprises entre 3 et 5 g/l. On note l'absence des eaux avec des salinités inférieures à 3 g/l (Fig. IV.11).

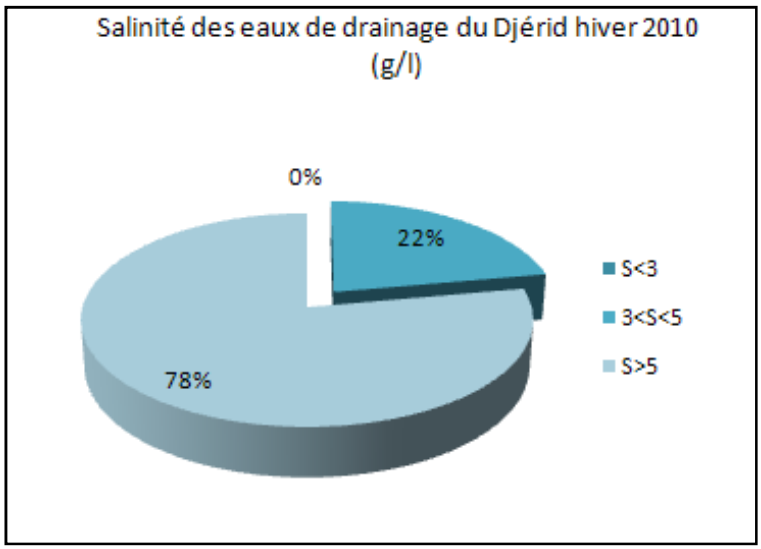


Fig. IV. 11 Répartition de la salinité des eaux de drainage du Djérid, hiver 2010 (CRDA, Tozeur)

I.2.3. Lessivage des sols et quantité des sels lessivés

Une représentation tridimensionnelle nous permet de voir la répartition des eaux de drainage, au niveau de la Nefzaoua, en fonction de leurs salinités et de leurs débits. On remarque que la quantité des sels lessivés arrive jusqu'à des valeurs de l'ordre de 140 g/s, dans la région de souk lahad, suivi de Kébili Nord avec 1000 g/s et kébili sud avec 800 g/s (Fig. IV. 12).

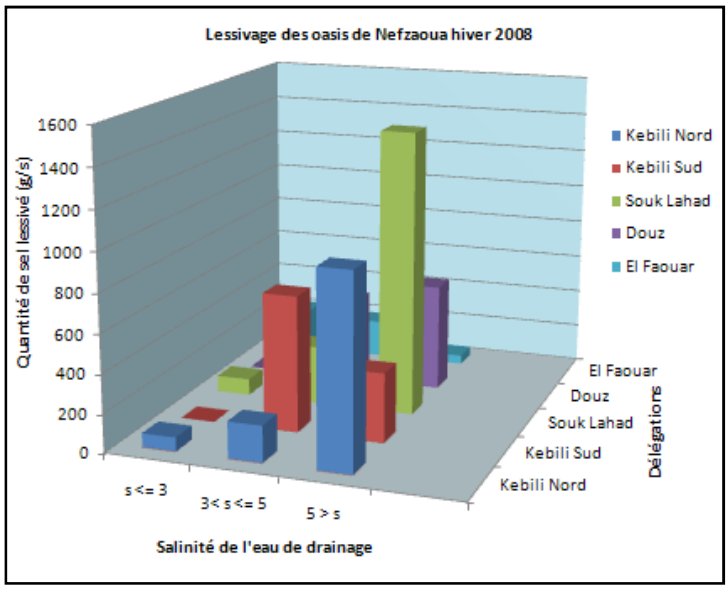


Fig. IV. 12 Quantité des sels lessivés au niveau de la Nefzaoua, hiver 2008 (CRDA, Kébili)

Ainsi, les sels évacués au cours de la campagne de jaugeage s'élèvent à 6397,33 g/s contre 5603,15 g/s lors de l'hiver 2005 soit une augmentation de 14%. Cette situation va engendrer une augmentation durant les années prochaines suite à la mise en exploitation des nouveaux forages profonds. L'évolution temporelle de la salinité des eaux de drainage montre que les quantités drainées ont augmenté progressivement de 1996 à 2000 (Tableau IV.3). Au cours de l'hiver 2002, les quantités drainées sont, de loin, inférieures aux précédentes (547 l/s), après 2002, les quantités ont connu, de nouveau, une nette évolution, au cours de l'année 2005, une nette augmentation par rapport à la précédente à été signalée (1094,5 l/s pour la campagne 2005 contre 864 l/s pour la même période de l'hiver 2004) (Tableau IV. 3).

Tableau IV. 3 Évolution temporelle de la salinité des eaux de drainage (Source : CRDA Kébili)

	1996	**1997**	**1998**	**1999**	**2000**	**2002**	**2003**	**2004**	**2005**	**2006**	**2007**	**2008**
S<= 3	70,5	112	0	134	87	8	43,5	0	124,5	158	178	146,5
3< S <= 5	588,5	333,5	403	359	450,5	313	294,5	187,5	385	370	441,5	462
5 > S	293	231, 5	606	557	585	226	443	676,5	585	332,5	301	483

I.3. Valorisation des eaux de drainage

En fait, les eaux de drainage ayant une qualité comparable à celle des eaux d'irrigation, peuvent être valorisées dans des actions d'irrigation des cultures fourragères. Ces cultures peuvent être installées an aval des périmètres irrigués et elles peuvent présenter un potentiel fourrager encourageant pour le développement des activités d'élevage intensif et fournir d'avantage du fumier pour les périmètres.

Une recherche bibliographique sur les conditions de culture des plantes et de degré de tolérance aux conditions du milieu de notre zone montre la tolérance de la pistache, de la luzerne et de l'Aloe Vera comme étant des projets de culture rentables à l'échelle internationale, ayant des avantages de valorisation des eaux salées ainsi qu'une fonction épuratrice du sol.

I.3.1. Culture de pistache

- ✓ *Les températures :* le pistache est une espèce à haute résistance aux températures absolues minimales jusqu'à -30°C. Elle est aussi à haute résistance aux températures maximales absolues jusqu'à 50°C. Cette plante a besoin des températures élevées pendant la période d'été pour produire une maturité parfaite du fruit.
- ✓ *Irrigation :* le pistache tolère une sécheresse considérable, mais dévient mieux avec des profonds arrosages, peu fréquents.
- ✓ *Salinité :* le pistache semble être parmi les cultures de valeur commerciale avec un niveau de tolérance suffisant à la salinité. Actuellement, cette espèce est plantée dans la région de Gafsa (El Guettar) et se trouve irriguée avec des eaux à salinité de 7 à 8 g/l donnant des fruits de bonne qualité.
- ✓ *Le sol :* les arbres de pistache font le mieux sur des sols qui sont profonds, friables et bien drainés mais avec une humidité retenue. Il peut, cependant, survivre, même dans les sols salins pauvres, pierreux, calcaires, très alcalines, légèrement acides, où la racine est profondément pénétrante. Cette plante peut être installée dans un sol à intervalle de pH allant de 7,5 jusqu'à 9,3.
- ✓ *Chute de pluie :* Parmi les aspects les plus distingués de cette espèce de culture qu'elle résiste à la rareté d'eau et à son aptitude à produire avec les quantités minimales d'eau.

I.3.2. Culture de la luzerne

La culture de la luzerne possède des avantages. Elle peut être utilisée comme fonction épuratrice du sol et pour la lutte contre l'érosion.

- ✓ *Fonction épuratrice :* la luzerne, en tant que légumineuse, ne nécessite aucun apport d'engrais azotés minéraux pour sa croissance. La fixation symbiotique permet un ajustement précis de l'azote nécessaire aux besoins de la plante pour son développement. La plante consomme préférentiellement l'azote minéral du sol, ce qui est important pour la qualité de l'eau.
- ✓ *Lutte contre l'érosion :* la luzerne est implantée pour 3 à 4 années consécutives et constitue ainsi un couvert végétal permanent. En hiver, quand la température diminue, la luzerne se met en repos végétatif, ce qui signifie qu'il n'ya plus de croissance des parties aériennes. La plante survie grâce aux réserves contenues dans ses racines. Elle assure, malgré tout, une couverture hivernale du sol, qui permet, grâce à son enracinement profond, de retenir les terres contre l'action du vent ou du ruissellement. Elle est, alors, de refuge pour certaines espèces sauvages.

I.3.3. Culture de l'Aloe Vera

L'Aloe Vera est une plante succulente originaire principalement d'Afrique du Nord. Elle est utilisée en cosmétique depuis plus de 5000 ans, par les guérisseurs, dans les traitements de l'épiderme, le traitement des brulures et de cicatrisation. C'est une plante dont le gel contenu dans la partie centrale de la feuille diminue le processus inflammatoire, accélère la cicatrisation et lutte contre le vieillissement. Néanmoins, la culture de cette plante nécessite des conditions. On distingue :

- ✓ *Le type de terre :* l'Aloe Vera a besoin d'une terre plus ou moins riche en terreau.

L'humidité : c'est une plante très résistante à la sécheresse. Néanmoins, elle doit être arrosée dès que la terre semble sèche ou que les feuilles ont tendance à retomber.

- ✓ *La température et la lumière :* C'est une plante qui pousse très bien lorsque la température varie de 10°C à 40°C. Elle doit être exposée au plein soleil. Elle pousse librement dans des régions semi désertiques au climat chaud.
- ✓ *Lutte contre l'érosion :* Au niveau environnemental, la plantation de l'Aloe Vera va permettre la lutte contre l'érosion, la sécheresse et l'attraction des investisseurs étrangers, vu que la Tunisie dispose de la meilleure qualité de la plante de l'Aloe Vera, à savoir la Barbadenis (une variété d'Aloe Vera dont le liquide est utilisé pour la production des médicaments et des produits cosmétiques).

En fait, la Tunisie compte trois projets pour la production et la transformation de l'Aloe Vera, lesquels projets sont situés à Sousse, Mahdia et Tataouine et produisent environ 300 types de plante d'Aloe Vera.

II. Les eaux des nappes phréatiques

II.1. Étude du bilan des nappes phréatiques

Dans le Sud tunisien, les nappes phréatiques sont de type oasis et sahariennes. Le mode d'alimentation de ces nappes diffère. En fait, au niveau du Sahara, l'alimentation est régie essentiellement par les eaux de pluie. Néanmoins, au niveau des oasis, les eaux d'irrigation constituent avec les eaux de pluie la principale source de formation de ces nappes. De ce fait, le calcul du bilan de ces nappes varie selon les paramètres d'entrée et de sortie au système.

En zones arides et semi-arides, la recharge effective des nappes d'eaux souterraines est, sans aucun doute, l'un des paramètres les plus difficiles à estimer: l'évapotranspiration s'effectue pendant et après la recharge saisonnière, de sorte que l'infiltration efficace, supposée acquise à l'écoulement souterrain, ne profite plus entièrement à celui-ci: le paramètre évaporation tient, de ce fait, une place non négligeable, voire prépondérante dans le bilan hydrologique des nappes d'eau souterraines.

La reconstitution des ressources des nappes d'oasis s'étale sur les six mois de l'automne et de l'hiver. Le plan d'eau se rapproche de la surface du sol et le surplus d'irrigation se manifeste dans le réseau de drainage. Le pouvoir évaporant est à son maximum, en période estivale, favorisant l'évapotranspiration et entraînant la mise à sec du réseau de drainage.

Le bilan hydrologique d'une nappe, pour une période déterminée appelée aussi variation de stock d'eau (±ΔS), exprimé en mm, peut s'écrire sous la forme de :

±ΔS= O - S ; Avec

O : Volume entrant au système (mm) ou (m^3),

S : Volume sortant (mm) ou (m^3).

II.1.1.Bilan des nappes d'oasis

II.1.1.1. Les nappes d'oasis de la Nefzaoua

En nappes d'oasis, les entrées (O) sont représentées par les eaux d'irrigation (Ir) et les eaux de pluie (Ip). Les sorties (S) sont représentées par les eaux de drainage (Idr), l'évapotranspiration (ETP) et l'exploitation (Exp). Donc l'équation du bilan sera :

±ΔS= Ir + Ip – (Idr + ETP + Exp)

En fait, le calcul a été fait avec des estimations sur les paramètres d'entrée et de sortie. Le tableau IV.4 résumé les paramètres utilisés dans ce calcul, pour un suivi de 12 ans. Dans la zone d'étude, au niveau des oasis, on irrigue avec un débit fictif continu, pendant toute l'année, variant de 0,6 à 0,9 l/s/hectar avec une moyenne de 0,75 l/s/hectar (CRDA, Kébili). Les eaux de drainage à la sortie des nappes d'oasis sont variables d'une année à l'autre et se trouvent drainées pendant 3 mois (90 jours) de l'année (décembre, janvier et février) pour des superficies des oasis considérées de l'ordre de $7452,87*10^4$ m^2. Le taux d'exploitation est estimé pour toute l'année (365 jours), pour une superficie des oasis de l'ordre de $7452,87*10^4$ m^2.

L'évapotranspiration (ETP) a été estimée à 1819 mm/an (CRDA, Kébili). L'utilisation de l'évapotranspiration potentielle (ETP) revient au fait qu'au niveau des oasis, l'évaporation s'effectue à partir d'une surface bien alimentée en eau et avec un couvert végétal continu spécifique (ici le palmier dattier)

Le calcul a été effectué pour un suivi de 12 ans dont les résultats sont présentés dans le Tableau IV.5. On remarque des débits variant entre un minimum de 366 mm/an en l'an 2007-2008 et un maximum de 533,2 mm/an en l'an 1995-1996 avec une moyenne de 452,3 mm/an. Ces débits dépendent fortement de la pluviométrie et du débit des eaux de drainage sortant, pour un débit d'irrigation, une ETP et un débit d'exploitation considérés constants.

Toutefois, ces estimations nécessitent une amélioration du suivi piézométrique et une connaissance des caractéristiques hydrodynamiques tels que la perméabilité et la porosité de l'aquifère.

Tableau IV. 4 Paramètres du bilan hydrologique des nappes d'oasis de la Nefzaoua

Année	P totale (mm/an)	Q dr sortie (l/s)	Qir (l/s/hec)	ETP (mm/an)	Qexp(l/s)
1995-1996	203,5	952	0,75	1819	38,04
1996-1997	129,1	980,5	0,75	1819	40,26
1997-1998	55,7	1009	0,75	1819	40,26
1998-1999	128,5	1050	0,75	1819	40,26
1999-2000	126	1122,5	0,75	1819	40,26
2001-2002	70,8	547	0,75	1819	4,76
2002-2003	105,4	781	0,75	1819	4,76
2003-2004	153,8	864	0,75	1819	4,76
2004-2005	54,8	1094,5	0,75	1819	4,76
2005-2006	117,2	860,5	0,75	1819	3,49
2006-2007	146	920,5	0,75	1819	3,49
2007-2008	51,6	1091,5	0,75	1819	3,49

Tableau IV. 5 Paramètres du bilan hydrologique et variation de stock des nappes d'oasis de la Nefzaoua

Année	P totale (mm/an)	Qir (mm/an)	Q dr sortie ((mm/an)	ETP (mm/an)	Qexp (mm/an)	ΔS (mm/an)
1995-1996	203,5	2366,8	202,0	1819	16,1	533,25
1996-1997	129,1	2366,8	208,0	1819	17,0	451,86
1997-1998	55,7	2366,8	214,1	1819	17,0	372,41
1998-1999	128,5	2366,8	222,8	1819	17,0	436,52
1999-2000	126	2366,8	238,1	1819	17,0	418,64
2001-2002	70,8	2366,8	116,0	1819	2,0	500,56
2002-2003	105,4	2366,8	165,7	1819	2,0	485,52
2003-2004	153,8	2366,8	183,3	1819	2,0	516,31
2004-2005	54,8	2366,8	232,2	1819	2,0	368,41
2005-2006	117,2	2366,8	182,6	1819	1,5	480,99
2006-2007	146	2366,8	195,3	1819	1,5	497,06
2007-2008	51,6	2366,8	231,6	1819	1,5	366,38

II.1.1.2. Les nappes d'oasis du Djérid

La nappe phréatique du Djérid est de type oasis. Elle est crée artificiellement à l'occasion de l'infiltration du surplus d'eau d'irrigation. L'exploitation des eaux de cette nappe contribue à l'irrigation des oasis. La prolifération des puits de surface est à l'origine du développement des superficies irriguées autour des puits à la périphérie des oasis. Cette situation a engendré une exploitation croissante dépassant les ressources disponibles. L'importance de ces ressources dépend de la lithologie du réservoir aquifère, des doses d'irrigation et leurs modes de distribution ainsi que de la pluviométrie.

Les estimations du bilan, au niveau de ces nappes, ont été faites pour les périodes allant de 2003 à 2010. Ces estimations dépendent de la disponibilité des données sur les eaux de drainage. Les résultats sont présentés sur le tableau IV. 6. On remarque des débits variant entre un minimum de 295 mm/an et un maximum de 470 mm/an avec une moyenne de 363,9 mm/an. Ces débits dépendent étroitement de la pluviométrie ainsi que du débit des eaux de drainage à la sortie des oasis.

Tableau IV. 6 Paramètres du bilan hydrologique et variation de stock des nappes d'oasis du Djérid

Année	P totale (mm/an)	Qdr sortie (mm/an)	Qir (mm/an)	ETP (mm/an)	Qexp (mm/an)	ΔS (mm/an)
2003-2004	123,80	6,64	2366,8	1793	279,10	411,87
2004-2005	42,70	12,17	2366,8	1793	279,10	325,24
2006-2007	186,60	11,07	2366,8	1793	279,10	470,25
2007-2008	28,50	6,01	2366,8	1793	279,10	317,21
2009-2010	92,10	9,49	2366,8	1793	361,54	294,90

Les estimations sur le bilan des nappes phréatiques ont été faites en négligeant les échanges qui peuvent se produire entre les nappes phréatiques et l'aquifère sous-adjacent (représenté par le Sénonien supérieur au niveau de la Nefzaoua et les sables du Miocène au niveau du Djérid) que ce soient infiltration des eaux de drainage vers la nappe phréatique (mouvement descendant des eaux) ou drainance à partir de l'aquifère sous-adjacent vers les nappes phréatiques (mouvement ascendant des eaux). Donc, ce bilan reste à rectifier avec des estimations encore plus avancées.

II.1.2. Bilan des nappes sahariennes

Dans le cas des nappes sahariennes, les entrées sont représentées essentiellement par les eaux de pluie, alors que, les sorties sont représentées par l'exploitation et l'évaporation telque ;

$\pm\Delta S = Ip - (EP + Exp)$

Les calculs de l'exploitation ont été faits pour des superficies de l'ordre de $22379{,}4 * 10^6$ m^2 au cours de toute de l'année. Ceci donne des valeurs de l'ordre de 0,009 mm/an qui sont <<<1, donc considérées négligeables. Ce qui fait que le bilan hydrique dépend essentiellement de la pluviométrie et de l'évapotranspiration. Dans notre cas, le processus d'évaporation et de transpiration s'effectue par retirement de l'eau d'une surface qui ne se trouve pas submergée. De ce fait, on doit procéder à déterminer l'évapotranspiration réelle (ETR) au niveau de cette zone.

Pour ce faire, plusieurs méthodes sont à la suite du calcul de l'ETR. Parmi lesquelles, la formule de Turc parait la plus plausible, vu la disponibilité des données pour les paramètres utilisées tels que :

ETR (Turc) = $P/\sqrt{(0{,}9 + (P^2/L^2)}$; avec

$L = 0{,}05\ T3 + 25T + 300$

P : précipitation moyenne annuelle (mm)

T : température moyenne annuelle (°C)

Les résultats de calcul du bilan de ces nappes pour la période 1995-2008 sont représentés sur le tableau IV.7. On a considéré une température moyenne annuelle de 32°C pur toute la période étudiée. On remarque un débit déficitaire moyen de l'ordre de -6 mm/an. Ceci est du, au fait, que l'évapotranspiration est plus importante que la lame d'eau apportée par la pluviométrie. Toute fois, ces résultats restent à être rectifiés avec des données beaucoup plus avancée à propos du calcul de l'évapotranspiration réelle au niveau de la région étudiée.

Tableau IV. 7 Paramètres du bilan hydrologique et variation de stock des nappes sahariennes de la Nefzaoua

Année	Pluv (mm/an)	ETR (mm/an)	ΔS (mm/an)
1995-1996	203,5	213,9	-10,4
1996-1997	129,1	135,9	-6,8
1997-1998	55,7	58,7	-3,0
1998-1999	128,5	135,3	-6,8
1999-2000	126	132,7	-6,7
2000-2001	40,3	42,5	-2,2
2001-2002	70,8	74,6	-3,8
2002-2003	105,4	111,0	-5,6
2003-2004	153,8	161,8	-8,0
2004-2005	54,8	57,8	-3,0
2005-2006	117,2	123,4	-6,2
2006-2007	146	153,7	-7,7
2007-2008	51,6	54,4	-2,8

L'étude de ces bilans hydriques en accordance avec les résultats géochimiques, pour les nappes phréatiques de la zone d'étude, nous ont aidé à élaborer un modèle conceptuel des échanges d'eau pour ces nappes aux environs du Chott Djérid (nappes d'oasis et nappes sahariennes) (Fig. IV. 13).

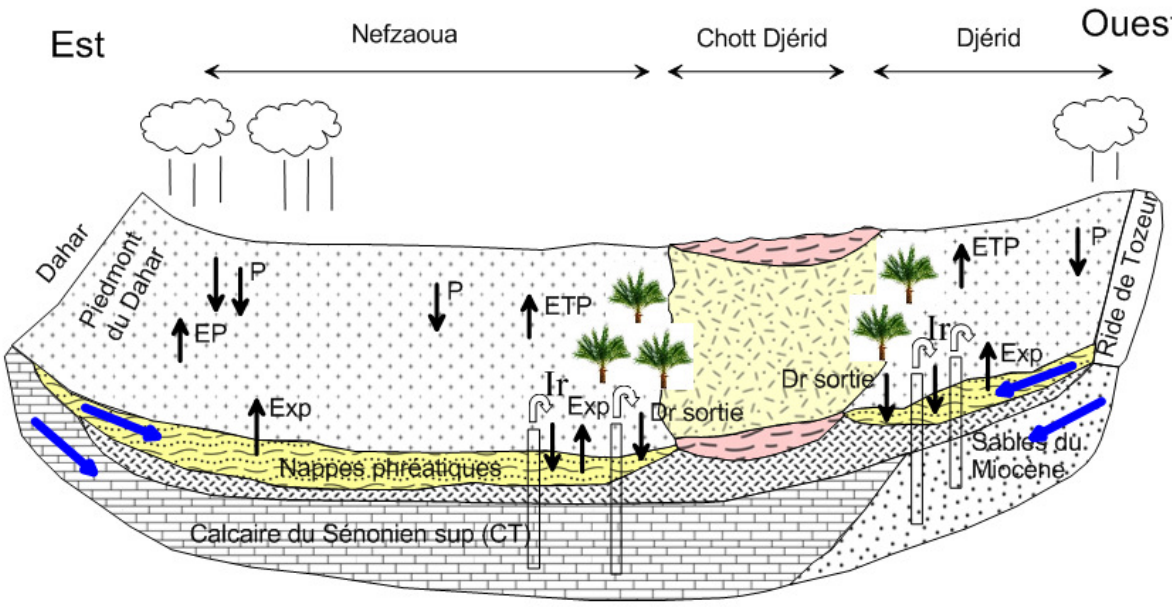


Fig. IV. 13 Modèle conceptuel du bilan des échanges d'eau des nappes phréatiques de la zone d'étude

II.2. Étude de Valorisation ou pertinence des eaux des nappes phréatiques pour l'usage domestique et l'irrigation

Selon les analyses hydrochimiques, nous pouvons déterminer la pertinence de l'eau pour différents usages. Cette méthode pourrait être appliquée à un climat aride et semi aride soumis à des contraintes naturelles et anthropiques. Elle est utilisée pour déterminer la vulnérabilité des eaux en fonction de la disponibilité des données et la facilité de l'analyse des distributions spatiales appropriées.

II.2.1. Utilisation des eaux des nappes phréatiques pour l'usage domestique

Pour l'étude de la qualité chimique des eaux des nappes phréatiques, on a procédé à l'étude des éléments majeurs et mineurs tout en comparant leurs concentrations par rapport aux normes de potabilité de l'eau publié par le WHO en 2008 (Annexe 2). On a, aussi, procédé au calcul de la duréte de ces eaux, dont les résultats sont présentés dans le tableau IV.7.

La comparaison des concentrations des différents éléments majeurs étudiés (Annexe 2) par rapport aux normes de potabilité des eaux montre que les points n° 34, 35, 36, 37, 40 et 41 obéissent aux normes de potabilité des eaux avec des salinités inférieurs à 1000 mg/l. Néanmins, l'étude de la dureté de ces eaux montre que les points n° 34, 35 et 40 présentent des duretés élevées qui les considèrent comme étant inappropriées pour l'usage domestique. Le points n° 37 montre des concentrations en nitrate qui dépassent les normes de potabilité des eaux. L'usage de l'eau à partir de ce point pourrait avoir des conséquences néfastes sur la santé (Suthar et *al*., 2009). Il peut être toxique pour les nourrissons et peut entraîner des cancers de l'estomac pour les autres (Spalding & Exner, 1993). Donc seulement les eaux des points n° 36 et 41 semblent appropriées pour l'usage domestique.

II.2.2. Utilisation des eaux phréatiques pour l'irrigation : Calcul des paramètres des eaux à usage agricole

Pour toute eau destinée à l'irrigation, il existe différents facteurs qui peuvent dégrader sa qualité. Ces facteurs se résument à la concentration en sels dissous exprimés par la salinité et la concentration relative en sodium présent dans l'eau. Cette salinité a un effet sur la croissance de la plante et sur sa production, une fois les sels dissous sont concentrés dans les solutions de sol. Elle est, en partie, causée par l'eau utilisée pour l'irrigation des cultures ou par l'application des différents fertilisants qui apportent dans le sol des ions tels que Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} et plus rarement NO_3^- et K^+. Ces éléments présentent des effets

néfastes sur la perméabilité du sol. Par exemple, la présence de Na^+ présente des effets sur la structure des sols par défloculation de l'argile. Cet effet, est interprété en calculant plusieurs paramètres tels que l'indice de perméabilité, les carbonates de sodium résiduels, le Kelly's ratio, le magnésium ratio, le pourcentage de sodium (%Na) et le Sodium Absorption Ratio (SAR) (Annexe 2).

Les résultats de calcul de ces paramètres sont présentés dans le tableau IV.7. On remarque que l'indice de perméabilité (IP) et le carbonate de sodium résiduel (RSC) montrent que les différents types d'eaux des nappes phréatiques sont considérées appropriés pour l'irrigation. Ces paramètres sont insuffisants pour la classification des eaux puisque les eaux des nappes phréatiques de notre zone d'étude présentent des salinités élevées qui peuvent atteindre même le 11000 mg/l. De même le Killy's ratio et le pourcentage de magnésium donnent des résultats qui ne semblent pas logiques concernant l'usage de ces eaux pour l'irrigation. Par exemple le point n°9 présente un IP de 0,8 et un pourcentage de Mg de 36,7%, mais une salinité de 10690 mg/l ce qui empêche de son utilisation (Tableau IV.7). On remarque que le pourcentage de sodium et le SAR donnent des résultats semblables concernant l'utilisation de ces eaux pour l'irrigation. Mais ces résultats de calculs nécessitent toujours leurs comparaisons par à rapport à la salinité. Ceci va être résumé par un diagramme qui va présenter la variation du SAR en fonction de la salinité appelé le diagramme de Riverside wilcox (Wilcox, 1955).

Tableau IV. 8 Calcul de la dureté et des paramètres des eaux à usage agricole

n° puits	TH (°f)	IP (%)	RSC	Kelly's Ratio	Mg ratio%	SAR	Na (%)	Salinité (mg/l)
1	461,0	53,0	-86,4	**1,1**	41,6	**14,5**	**52,3**	8790
2	328,8	59,3	-63,1	**1,4**	34,9	**15,9**	**58,8**	7130
3	365,7	30,1	-69,8	0,4	41,8	4,8	28,3	6030
4	365,6	46,5	-66,5	0,8	41,2	9,7	45,1	4960
5	422,8	45,8	-81,8	0,8	47,5	**10,5**	**46,6**	6230
6	383,3	38,6	-70,3	0,6	**50,7**	7,1	36,5	5990
7	438,5	40,8	-80,9	0,6	48,8	8,5	39,9	7540
8	297,3	44,3	-54,8	0,7	49,8	8,0	43,3	4980
9	272,5	41,1	-49,0	0,6	36,7	6,6	39,9	10690
10	241,2	35,0	-43,9	0,5	25,0	4,7	33,8	9970
11	303,5	41,9	-55,7	0,7	38,8	7,2	40,4	6550
12	297,6	40,0	-53,3	0,6	32,9	6,5	37,4	9100
13	338,4	44,3	-62,7	0,7	44,2	8,6	43,1	9290
14	263,4	31,9	-47,6	0,4	26,6	4,2	30,4	8050
15	305,1	44,6	-55,7	0,7	37,7	8,1	43,3	6990
16	290,2	46,2	-51,9	0,8	37,9	8,4	44,3	7120

17	273,0	44,1	-48,5	0,7	37,3	7,4	42,2	6800
18	335,5	47,9	-58,5	0,8	40,9	9,6	46,0	7770
19	329,8	37,5	-59,3	0,5	46,3	6,2	36,2	6680
20	310,3	40,0	-48,6	0,6	43,6	6,3	37,3	6760
21	372,7	46,8	-68,6	0,8	**54,5**	10,0	45,8	9260
22	346,9	41,7	-54,7	0,6	46,0	7,3	39,0	7340
23	353,7	47,9	-62,6	0,8	51,9	10,0	46,7	9070
24	351,1	46,1	-62,6	0,8	48,7	9,2	44,5	8140
25	277,5	56,9	-50,5	1,2	42,6	**12,9**	**56,0**	8170
26	249,2	47,5	-44,9	0,8	42,3	8,1	45,8	6120
27	303,9	42,3	-54,8	0,7	38,4	7,3	40,8	6260
28	333,6	37,6	-60,3	0,5	42,6	6,3	35,6	6880
29	292,1	40,2	-53,0	0,6	39,0	6,5	39,1	6140
30	315,3	47,2	-56,3	0,8	40,7	9,1	45,6	7600
31	398,2	52,1	-73,7	**1,0**	47,6	**12,9**	**51,3**	11010
32	247,3	55,7	-47,6	**1,2**	32,0	**11,9**	**57,1**	7850
33	196,8	31,6	-37,9	0,4	28,6	3,7	30,1	3700
34	45,3	43,0	-7,3	0,5	32,9	2,1	33,9	920
35	34,5	40,6	-3,6	0,2	34,9	0,9	20,1	560
36	21,6	43,1	-2,0	0,2	32,7	0,7	19,9	360
37	18,8	51,7	-2,4	0,4	35,8	1,2	32,8	400
38	87,9	40,5	-15,6	0,5	40,3	3,2	35,5	1860
39	158,5	20,2	-27,3	0,2	20,7	1,3	15,9	2560
40	26,5	49,0	-2,8	0,4	33,5	1,2	27,4	512
41	21,9	57,8	-2,4	0,6	**53,4**	1,8	39,2	450
42	215,6	27,2	-41,9	0,3	22,6	3,1	27,6	4110
43	132,7	35,1	-24,4	0,5	21,3	3,3	31,3	2264
44	72,7	44,0	-11,8	0,6	30,7	3,3	37,8	1640
45	266,1	40,6	-51,3	0,6	38,5	6,6	41,8	6200
46	293,9	56,0	-56,7	**1,2**	43,0	**13,1**	**55,2**	8200
47	203,5	45,4	-37,9	0,8	32,3	6,8	43,2	4730
48	62,0	48,7	-10,7	0,7	39,0	3,7	44,2	1420
49	181,9	59,2	-34,1	**1,3**	44,5	**11,5**	**58,1**	5200
50	349,0	42,2	-69,3	0,7	26,4	8,4	41,6	7220
51	219,4	41,0	-42,3	0,6	20,6	6,0	39,3	4610
52	272,0	35,6	-47,9	0,5	25,8	5,1	32,8	5140

II.2.3. Diagramme de Richards, Riverside ou Wilcox

Ce diagramme est essentiellement utilisé pour évaluer le risque de salinisation des sols. Il utilise pour cela la conductivité électrique (CE) ou la charge totale dissoute, toutes les deux relatives à la salinité de l'eau, et l'indice d'adsorption du sodium (SAR) aussi appelé "pouvoir alcalisant" qui est une mesure du risque de la sodisation du sol. Le diagramme est

découpé en quatre classes de salinité (axe des abscisses) et quatre classes de risque de sodisation (axe des ordonnées). Les classes de sodisation ont été déterminées suivant le degré de danger provoqué que ce soit pour la plante ou pour le sol :

Classe S1: Les eaux sont considérées faiblement sodiques, utilisables pour l'irrigation de presque tous les sols avec un peu de danger d'échange de sodium avec le sol.

Classe S2: les eaux sont considérées moyennement sodiques, utilisables dans les sols à texture grossière ou sur des sols organiques très perméables.

Classe S3 : Les eaux de cette classe se trouvent fortement sodiques pouvant provoquer l'apparition d'échanges de sodium avec des teneurs dangereuses dans la plupart des sols nécessitant l'intervention et l'aménagement.

Classe S4 : Les eaux sont considérées fortement sodiques généralement inutilisables pour l'irrigation sauf si leur salinité est faible ou moyenne.

Sur la base de la conductivité électrique (CE) et le rapport d'absorption du sodium (SAR), le diagramme de Riverside (Wilcox, 1955) a été utilisé pour déterminer l'aptitude de l'eau pour l'irrigation.

Le diagramme Riverside Wilcox (Fig. IV.14) montre qu'environ 8% des échantillons d'eau des nappes phréatiques s'affichent dans la zone C2-S1 dans le schéma CE/SAR, 4% dans la zone C3-S1, 13% dans la zone C4-S1, 23% dans la zone C4-S2 et 52% des échantillons d'eau ont des salinités et des SAR très élevées. La distribution spatiale de la salinité et les valeurs de SAR (Fig. IV.15) indiquent une distribution hétérogène des groupes d'eau en fonction de leurs pertinences. Les eaux de la région du piedmont du Dahar se caractérisent par une qualité moyenne (de type C2S1, C3S1 et C4S1). Ces eaux peuvent être utilisées pour l'irrigation des palmiers dattiers. Les eaux des nappes phréatiques situées au Sud-Ouest de la région de Douz ont également une qualité moyenne (de type C4S1) et devraient être valorisées à des fins d'irrigation. Néanmoins, toutes les autres eaux situées le long des rives du Chott Djérid sont de mauvaise à très mauvaise qualité (de types C4S2, C4S3 et C4S4) et peuvent induire des risques élevés sur les sols et les eaux.

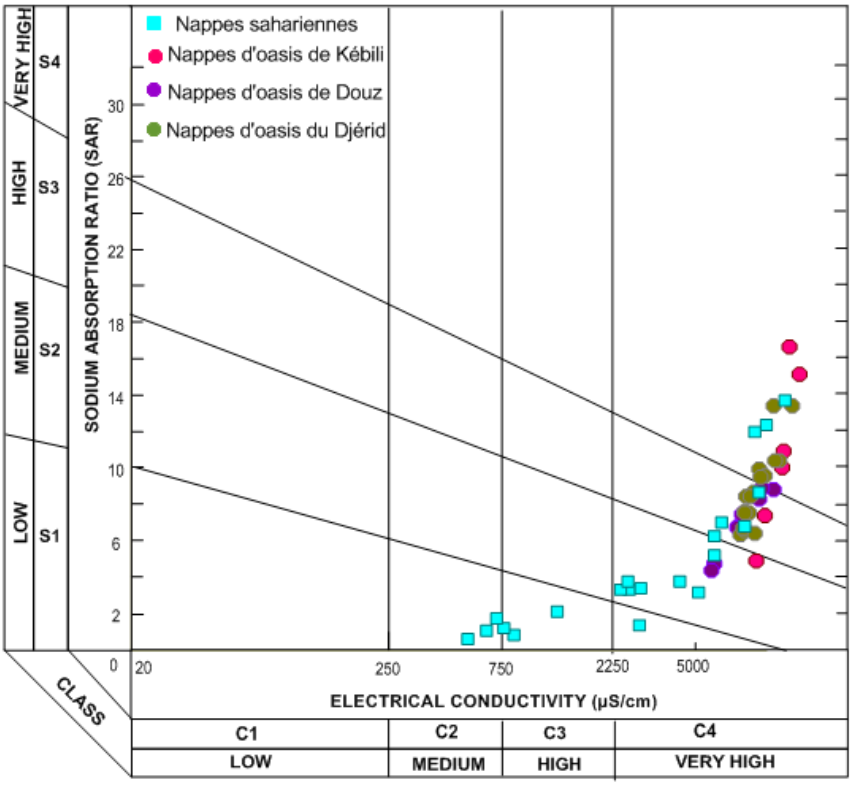


Fig. IV. 14 Diagramme de Riverside Wilcox pour les eaux des nappes phréatiques

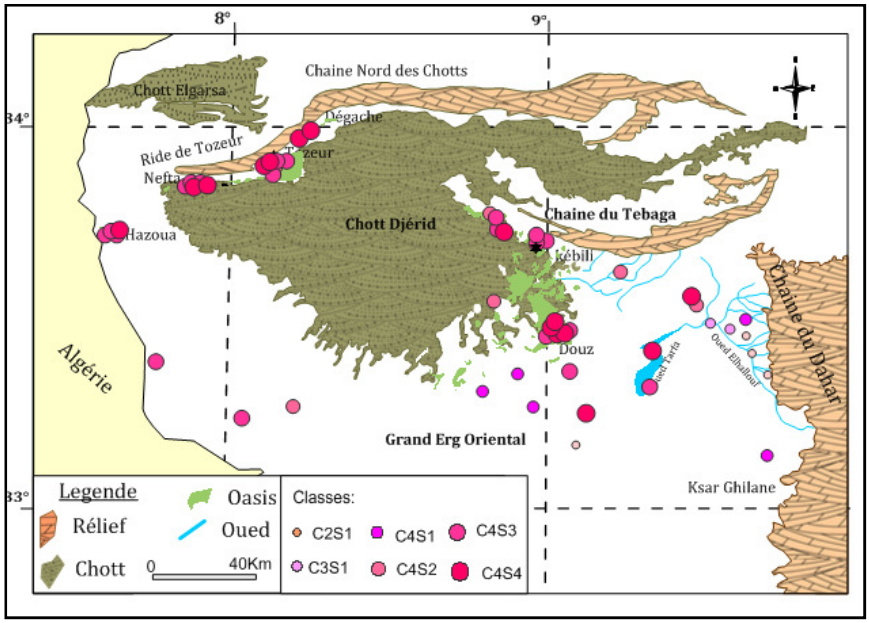


Fig. IV. 15 Carte de suitabilité ou de vulnérabilité à la sodicité des eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude

III. Conclusion

Le drainage d'eau est un lessivage des sels excédentaires pouvant s'accumuler dans le sol en affectant la croissance des plantes et le développement des cultures. L'accumulation de ces sels provient, d'une part de l'irrigation avec des eaux légèrement salées, mais, surtout des

remontées salines liées à la présence des nappes phréatiques sub-superficielles. La remontée des sels est d'autant plus marquée que les sols sont sujets à un déficit hydrique. Le lessivage est donc une pratique essentielle et nécessaire pour la préservation de la qualité des sols et donc la stabilité de leurs rendements et la régularité de leurs productivités.

Ce lessivage est à l'origine de la perte des quantités importantes d'eaux sous forme d'eau de drainage. Ces eaux ont été suivies sur le plan quantité et qualité pour les périodes 1996-2008 et 2004-2010, respectivement au niveau de la Nefzaoua et du Djérid. Au niveau de la Nefzaoua, ces débits varient entre un maximum de 1122,5 l/s en 2000 et un minimum de 547 l/s en 2002. En 2008, on a enregistré 1091,5 l/s avec 69% de ces débits enregistrés au niveau de Kébili et seulement 18% au niveau de Douz. Au niveau du Djérid, ces volumes varient entre 218 l/s en 2005 et 77 l/s en 2008. En 2010, la région de Tozeur participe avec 113 l/s soit 53% des volumes des eaux de drainage au niveau du Djérid. L'étude de qualité montre l'importance des débits à salinité comprise entre 3 et 5 g/l, arrivant jusqu'à 588 l/s en 1996 et 462 l/s en 2008. On note, aussi, l'importance des débits à salinité inférieur à 3 g/l qui arrivent même à 146,5 l/s en 2008, au niveau de la Nefzaoua. Au niveau du Djérid, on note la prédominance des eaux à salinité comprise entre 3 et 5 g/l avec des volumes variant entre 131 l/s en 2007 et 25 l/s en 2010. Néanmoins, ces volumes sont moins importants par rapport à ceux enregistrés, au niveau de la Nefzaoua. Ce qui fait de la Nefzaoua une zone cible pour toute étude de valorisation.

Ces eaux peuvent être valorisées dans des cultures fourragères telle que la luzerne. Cette plante a été choisie grâce à sa fonction épuratrice du sol et de lutte contre l'érosion. On note, aussi, la possibilité de culture des plantes comme étant des projets rentables sur le plan environnemental et économique tels que le pistache et l'Aloe Vera. Ces plantes ont été choisies grâce à leurs propriétés de tolérance des conditions du milieu tels que la salinité, la température et la nature du sol.

Pour les nappes phréatiques, l'étude du bilan de ces nappes a été basée sur l'étude de la variation du stock au niveau des nappes d'oasis et au niveau des nappes sahariennes. En fait, au niveau des nappes d'oasis, ce bilan dépend fortement de l'évapotranspiration, de la pluviométrie, du débit d'exploitation ainsi que du débit des eaux de drainage à la sortie de ces nappes. Il varie entre 533 mm/an en 1995-1996 et 366 mm/an en 2007-2008 avec une moyenne de 452,3 mm/an à la Nefzaoua et entre 470 mm/an en 2006-2007 et 295 mm/an en 2009-2010 avec une moyenne de 363,9 mm/an, à Tozeur. L'étude de la qualité des eaux au niveau des oasis montre qu'ils sont des eaux à mauvaise qualité pour l'irrigation.

Pour les nappes sahariennes, l'étude du bilan dépend étroitement de la quantité d'eau de pluie entrant au système et de la perte matérialisée par l'évaporation et de l'exploitation. Vu l'importance de l'évaporation par rapport à la précipitation, ce bilan est déficitaire. Néanmoins, l'étude de qualité montre que ces nappes disposent des eaux de bonne qualité telles que les eaux du piedmont du Dahar et le Sud de la région de Douz, destinées essentiellement pour l'usage domestique et l'élevage.

CONCLUSION GÉNÉRALE

La présente étude est une combinaison des outils hydrogéologiques, tomographiques, hydrochimiques et isotopiques pour la caractérisation des ressources phréatiques et des eaux de drainage, au niveau de la Nefzaoua et du Draa Sud du Djérid.

Sur le plan géologique, la région de la Nefzaoua se compose d'une succession sédimentaire qui s'étend des formations du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur affleurant dans le Tebaga et les chaînes de montagnes du Dahar alors que la plupart de la région est couverte par des dépôts du Mio-Plio-Quaternaire. Les formations du Mio-Pliocène continental se présentent avec des caractéristiques typiques comprenant une couche médiane encadrée par deux termes de sable. Le terme sableux de haut s'étend sur toute la région étudiée et emmagasine les nappes phréatiques. La couche médiane argileuse a une épaisseur variable qui peut atteindre 100 m, près du Chott Djérid et constitue le mur des aquifères phréatiques. Au niveau du Djérid, les formations géologiques en affleurement se limitent, dans la totalité du bassin, à celles d'âge Mio-Plio-Quaternaire et à celles d'âge Éocène, au niveau de la ride de Tozeur.

Dans cette étude, on s'est intéressé aux nappes phréatiques et aux eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid. Au niveau de la Nefzaoua, on distingue les nappes d'oasis formées, en majorité, par le retour d'irrigation et par l'infiltration des eaux de pluie en périodes pluvieuses, au niveau des oasis. Elles se trouvent concentrées autour de Kébili et Douz de type sables argilo-gypseux. Ces nappes présentent des profondeurs moyennes de l'ordre de 10 m. On rencontre, aussi, les nappes sahariennes se trouvant, en dehors des oasis, dans les parties orientales, méridionales et occidentales de la Nefzaoua. Elles se forment essentiellement par les eaux de pluie et sont de type alluvions argilo-sableux à sablo-gypseux. Ces nappes sahariennes se trouvent en continuité géologique avec les nappes d'oasis de la région de Douz et de Kébili. Au niveau du Djérid, on trouve les nappes d'oasis de Tozeur, Nefta, Hazoua et Dégache. Ces nappes se trouvent isolées, mais présentent des caractéristiques lithologiques semblables de type sable et argile parfois gypseux logées dans des formations du Plio-Quaternaire.

L'étude de l'exploitation des nappes phréatiques de la Nefzaoua et du Djérid montre des états de sous-exploitation et de surexploitation. Au niveau de la Nefzaoua, le débit d'exploitation atteint son maximum, en l'an 2000, avec des prélèvements de l'ordre de 50 l/s. Ce débit diminue par la suite pour atteindre 6,9 l/s en 2010. Globalement, les nappes phréatiques de la Nefzaoua (oasis de Kébili, oasis de Douz et nappes sahariennes) sont loin

d'être surexploitées avec des exceptions enregistrées durant la période 1993 et 2001, pendant laquelle, les nappes d'oasis de Douz ont été surexploitées avec des taux pouvant atteindre 113%. Cette surexploitation peut contribuer à la dégradation de la qualité chimique de ces nappes.

Au niveau du Djérid, l'exploitation des nappes phréatiques montre des états de sous-exploitation et de surexploitation. Ces nappes montrent un état de surexploitation, en 1998 et 2000, avec des taux de 150% et 160% respectivement. En 2012, les débits d'exploitation sont en équilibre avec les ressources. Ces nappes peuvent être menacées par l'intrusion des eaux salées en périodes d'inondation du Chott Djérid.

En ce qui concerne la piézométrie, l'étude de l'évolution spatiale a été effectuée pour les nappes phréatiques de la Nefzaoua et les nappes d'oasis de Tozeur. Au niveau de la Nefzaoua, elle montre que l'écoulement général des eaux de ces nappes est multidirectionnel convergeant essentiellement vers Chott Djérid et en partie vers le Sud de Douz. Les zones de recharge sont localisées au niveau de la chaine du Dahar, de Tebaga et le Sud du Grand Erg Oriental. Au niveau du Djérid, la piézométrie montre un écoulement qui se fait, globalement, du Draa Djérid vers Chott Djérid. Les fluctuations piézométriques saisonnières moyennes sont de l'ordre de 0,5 à 1 m.

Afin de déterminer la répartition spatiale de la salinité au niveau des nappes phréatiques et produire un aperçu des facteurs et des processus qui contrôlent le degré de salinité des eaux souterraines en relation avec les pratiques d'irrigation locales telle que l'irrigation par submersion, une étude de tomographie de résistivité électrique a été utilisée. Les résultats de cette méthode ont montré que les faibles valeurs de résistivité enregistrées pour les profils réalisés dans la région de Douz sont liées à une intrusion d'eaux salées du bassin de drainage vers la nappe phréatique d'oasis. Dans la région de Kébili, les faibles valeurs de résistivité ont été expliquées par une augmentation de la teneur en argile, en se dirigeant de plus en plus vers le Chott Djérid. Ceci met en évidence l'effet des eaux de drainage sur la qualité de la nappe phréatique au niveau de la région de Douz et l'effet de la lithologie enrichie en argiles en se déplaçant vers le plein Chott. Ces résultats ont été complétés par une étude hydrochimique combinée à l'application des outils statistiques. Ces derniers nous ont permis de caractériser les eaux des nappes phréatiques de la zone d'étude et de déterminer les processus et les mécanismes de minéralisation de ces eaux.

En fait, la répartition spatiale de la salinité, pour les nappes phréatiques, montre des eaux avec une salinité inférieure à 2 g/l localisées, essentiellement, au niveau du piedmont du Dahar ainsi que le long du Sud de la région de Douz. Cette répartition a été mise en évidence

par la classification hiérarchique qui montre deux groupes avec une limite de salinité de 2,2 g/l. Ceci est en bon accord avec la carte piézométrique qui indique le piedmont du Dahar et le Grand Erg Oriental comme étant les lieux de recharge des nappes phréatiques. Les autres zones présentent des eaux avec des salinités supérieurs à 2 g/l et atteignant même les 11 g/l.

L'étude du faciès chimique des eaux de la zone d'étude montre un faciès de type Na-Cl pour les nappes d'oasis de Douz et un faciès de type Ca-SO_4 pour les nappes d'oasis de Kébili. Les eaux d'irrigation et les eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid montrent un faciès mixte de type Na-Cl-Ca-SO_4 avec un enrichissement en sulfates pour les eaux d'irrigation. Les nappes d'oasis du Djérid et les nappes sahariennes montrent un faciès mixte de type Na-Cl-Ca-SO_4 avec une tendance vers le pôle bicarbonaté pour les eaux des nappes sahariennes situées au niveau d'oued El Hallouf. Ces faciès chimiques caractéristiques de ces eaux mettent en évidence l'effet de la formation lithologique riche en minéraux évaporitiques. En effet, le faciès chloruré-sodique observé au niveau des nappes d'oasis de Douz est expliqué par la mise en solution de la halite contenue dans les formations lithologiques ainsi que par l'effet des eaux de drainage qui se trouve plus accentué au niveau de la région de Douz. À côté de la dissolution des minéraux évaporitiques, on remarque, aussi, un effet de dissolution des minéraux carbonatés au niveau des nappes d'oasis du Djérid. On distingue, aussi, un effet de dissolution du sulfate de magnésium ($MgSO_4$) contribuant ainsi à libérer du magnésium et du sulfate, mais avec un degré moins important. À côté de la dissolution qui constitue le moteur principal de l'acquisition de la charge saline, on remarque le phénomène d'échange de base observé au niveau des quelques points. Pour les nappes d'oasis, cet échange est expliqué par le fait qu'elles sont des eaux du retour d'irrigation pour lesquelles les échanges ont été déjà acquis au niveau de l'aquifère d'origine. Pour les nappes sahariennes les échanges sont remarqués surtout pour les eaux du piedmont du Dahar au niveau duquel la formation contient déjà des dépôts de sédiments argileux favorables à la mise en évidence de ce phénomène. Ceci a été bien confirmé par l'analyse factorielle indiquant la salinisation comme étant le facteur principal affectant les eaux des nappes phréatiques. On distingue, aussi, une contamination locale par le nitrate, au niveau des certains points d'eaux des nappes sahariennes. Cette contamination est résultante des réactions d'oxydo-réduction associée à une origine anthropique expliquée par l'effet de développement du pâturage, au niveau des zones sahariennes.

En outre, ces études ont été complétées par une étude isotopique des eaux de nappes phréatiques et des eaux de draianage dans le but de préciser l'origine des eaux, les mécanismes de minéralisation et de quantifier le taux de recharge et le temps de séjour de ces

eaux. En effet, les teneurs en isotopes stables ont mis en évidence différents groupes d'eaux au niveau des nappes phréatiques de la Nefzaoua. On distingue un groupe d'eau issu de la recharge récente par les eaux de pluie et l'infiltration directe avant d'être évaporé, formé essentiellement par les eaux situées au niveau d'oued elhallouf au piedmont du Dahar. Un deuxième groupe se superposant avec les eaux d'irrigation. Ce sont les eaux issues, essentiellement, du retour d'irrigation. Un autre groupe d'eaux est formé par les points des nappes d'oasis de Kébili, de Douz et des nappes sahariennes. Ces eaux semblent résulter des effets du mélange et/ou de l'intervention des différents phénomènes.

Au niveau du Djérid, les corrélations $^{18}O/^{2}H$ des nappes d'oasis montrent que la majorité des points forment un groupe homogène à composition isotopique comparable à celle de l'eau d'irrigation indiquant, ainsi, qu'elles sont, essentiellement, issues de ces eaux. En ce qui concerne les eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid, les corrélations montrent qu'elles sont en relation avec les eaux du retour d'irrigation, marquées par le phénomène d'évaporation au niveau de quelques points.

Pour bien caractériser et même quantifier l'effet de dissolution et/ou de l'évaporation pour les eaux de la zone d'étude, on a procédé au calcul de l'excès en deutérium au niveau de chaque point d'eau, en se basant sur le modèle de Huang et Pang en 2012, modifié et appliqué pour la zone d'étude . On remarque que, même si l'évaporation existe, elle reste minime par rapport à la dissolution qui contribue jusqu'à 90% dans l'acquisition de la charge saline pour les eaux des nappes d'oasis et les eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid.

L'étude de la recharge a été basée sur l'étude des teneurs en tritium. Ce dernier montre que la recharge s'effectue essentiellement au niveau du piedmont du Dahar tels que démontré par la piézométrie. Cette recharge a été estimée par le bilan en chlorure pour les différents points étudiés. Elle est en moyenne de 13,2 mm/an. Ces résultats paraissent logiques pour un climat aride à semi aride.

L'étude des isotopes du carbone (^{13}C et ^{14}C) a permis de contribuer à comprendre le fonctionnement hydrodynamique et d'estimer le temps de séjour de ces eaux. En fait, les corrélations observées entre les activités carbone 14 et les teneurs en carbone 13 indiquent l'importance des différentes interactions géochimiques et isotopiques entre ces eaux, la matrice carbonatée et le CO_2 du sol. En se basant sur ces échanges, les âges calculés ont été corrigés indiquant que les eaux des nappes phréatiques sont datées de l'Actuel avec des possibilités d'alimentation de la nappe phréatique par la nappe sous-jacente, aux niveaux des zones du contact direct entre ces niveaux, matérialisée par une exploitation poussée de la nappe phréatique.

Enfin, une étude quantitative et qualitative, dite de valorisation a été aussi entreprise. En fait, le suivi des eaux de drainage, sur le plan quantité et qualité, a été effectué pour les périodes 1996-2008 et 2004-2010, respectivement au niveau de la Nefzaoua et du Djérid. Au niveau de la Nefzaoua, ces débits varient entre un maximum de 1122,5 l/s et un minimum de 547 l/s enregistrés respectivement en 2000 et 2002. En 2008, on a enregistré 1091,5 l/s avec 69% de ces débits enregistrés au niveau de Kébili et seulement 18% au niveau de Douz. Au niveau du Djérid, ces volumes varient entre 218 l/s, en 2005 et 77 l/s, en 2008. En 2010, la région de Tozeur participe avec 113 l/s soit 53% des volumes des eaux de drainage du Djérid. L'étude de qualité montre l'importance des débits à salinité comprise entre 3 et 5 g/l, arrivant jusqu'à 588 l/s en 1996 et 462 l/s en 2008. On note, aussi, l'importance des débits à salinité inférieur à 3 g/l qui arrivent même à 146,5 l/s en 2008, au niveau de la Nefzaoua. Au niveau du Djérid, on note la prédominance des eaux à salinité comprise entre 3 et 5 g/l avec des volumes variant entre 131 l/s, en 2007 et 25 l/s, en 2010. Ces volumes sont moins importants par rapport à ceux enregistrés au niveau de la Nefzaoua. Ce qui fait de la Nefzaou une zone cible pour toute étude de valorisation.

Ces eaux peuvent être valorisées dans des cultures fourragères de type luzerne, grâce à sa fonction épuratrice du sol et de lutte contre la désertification. On note, aussi, la possibilité de culture des plantes ayant un rendement important sur le plan environnemental et économique comme le pistache et *l'Aloé Vera*. Ces plantes ont été choisies grâce à leurs propriétés de tolérance aux conditions du milieu telles que la salinité, la température et la nature du sol.

Pour les nappes phréatiques, l'étude du bilan de ces nappes a été basée sur l'étude de la variation du stock d'eau au niveau des nappes d'oasis et au niveau des nappes sahariennes. En fait, au niveau des nappes d'oasis, ce bilan varie entre 533 mm/an en 1995-1996 et 366 mm/an en 2007-2008 avec une moyenne de 452,3 mm/an, au niveau de la Nefzaoua et entre 470 mm/an en 2006-2007 et 295 mm/an en 2009-2010 avec une moyenne de 363,9 mm/an, au niveau de Tozeur. L'étude de la qualité des eaux, au niveau des oasis, montre que ce sont des eaux à mauvaise qualité pour l'irrigation.

Pour les nappes sahariennes, l'étude du bilan dépend étroitement de la quantité d'eau de pluie entrant au système et de l'évaporation. Vu l'importance de l'évaporation par rapport à la précipitation, ce bilan est déficitaire. Néanmoins, l'étude de qualité montre que ces nappes disposent des eaux de bonne qualité telles que les eaux du piedmont de Dahar et les eaux du Sud de la région de Douz destinées essentiellement pour l'usage domestique et l'élevage.

PERSPECTIVES

La gestion des réserves d'eaux douces est un impératif de plus en plus important pour la gestion durable des ressources naturelles. Cet impératif est d'autant plus vital dans les zones arides où la pénurie des ressources en eaux est exacerbée par la dégradation de la qualité de l'eau due à des causes naturelles et humaines. De ce fait, il est recommandé :

- D'avoir une exploitation de la nappe qui ne dépasse pas les ressources exploitables afin de ne pas rabattre son niveau piézométrique au dessous de celui de la nappe superficielle des chotts connue par des fortes salinités.
- De sensibiliser les agriculteurs sur les menaces de l'exploitation poussée au niveau des nappes d'oasis surtout lorsqu'on dépasse les ressources exploitables (inversion du gradient hydraulique et intrusion d'eau du Chott) telle que la situation au niveau du Djérid.
- De chercher des possibilités de collecte des eaux de drainage, au Sud de la région de Douz, au niveau de la Nefzaoua.
- De cultiver la luzerne d'une façon beaucoup plus importante aux environs des oasis. Elle sert comme fonction épuratrice des sels du sol et sert aussi pour la lutte contre la désertification.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abid, K., Zouari, K., & Abidi, B. (2010). Identification and characterisation of hydrogeological relays of continental intercalaire aquifer of southern Tunisia. *Carbonates and Evaporites*, *25*(1), 65–75. doi:10.1007/s13146-010-0008-3.

Abidi. (1993). Contribution à l'étude hydrogéologique de la région de Chott el Gharsa Nord. DGRE. Tunis., 150.

Abu-Shariah, M. I. I. (2009). Determination of cave geometry by using a geoelectrical resistivity inverse model. *Engineering Geology*, *105*(3-4), 239–244. doi:10.1016/j.enggeo.2009.02.006.

Allison, G., & Hughes, M. (1978). The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. *Australian Journal of Soil Research*, *16*(2), 181. doi:10.1071/SR9780181.

Andrade, a. I. a. S. S., & Stigter, T. Y. (2009). Multi-method assessment of nitrate and pesticide contamination in shallow alluvial groundwater as a function of hydrogeological setting and land use. *Agricultural Water Management*, *96*(12), 1751–1765. doi:10.1016/j.agwat.2009.07.014.

Annalisa, S. (2007). The stable isotopes and deuterium excess from the Siple Dome ice core: Implications for the late Quaternary climate and elevation history of the Ross Sea Region, West Antarctica.

Appelo, C. A. J., & Postma, D. (2005). *Geochemistry, Groundwater and Pollution, Second Edition* (p. 668). CRC Press.

Arakel, A. V., & Ridley, W. F. (1986). Origin and geochemical evolution of saline groundwater in the Brisbane coastal plain, Australia. *Catena*, *13*(3), 257–275. doi:10.1016/0341-8162(86)90002-0.

Aruga, R., Gastaldi, D., Negro, G., & Ostacoli, G. (1995). Pollution of a river basin and its evolution with time studied by multivariate statistical analysis. *Analytica Chimica Acta*, *310*(1), 15–25. doi:10.1016/0003-2670(95)00101-5.

Atekwana, E. A., Sauck, W. A., & Jr, D. D. W. (2000). Investigations of geoelectrical signatures at a hydrocarbon contaminated site, 167–180.

Ayed, N. Ben. (1986). *Evolution tectonique de l'avant-pays de la chaîne alpine de Tunisie du début du Mésozoïque á l'Actuel*.

Baccar, B. (1982a). Contribution à l'étude hydrogéologique de l'aquifère multicouche de Gabès Sud. Thèse de troisième cycle, Paris-Sud (Orsay), 115p, 1 annexe.

Baccar, B. (1982b). Contribution à l'étude hydrogéologique de l'aquifère multicouche de Gabès Sud. Thèse de troisième cycle, Paris-Sud (Orsay), 115p, 1 annexe.

Baertschi, P. (1976). Absolute18O content of standard mean ocean water. *Earth and Planetary Science Letters*, *31*(3), 341–344. doi:10.1016/0012-821X(76)90115-1.

Barlow, P. M. (2003). Ground water in freshwater-saltwater environments of the Atlantic Coast.

Bauer, P., Supper, R., Zimmermann, S., & Kinzelbach, W. (2006). Geoelectrical imaging of groundwater salinization in the Okavango Delta, Botswana. *Journal of Applied Geophysics*, *60*(2), 126–141. doi:10.1016/j.jappgeo.2006.01.003.

Beauvais, A., Ritz, M., Parisot, J.-C., Bantsimba, C., & Dukhan, M. (2004). Combined ERT and GPR methods for investigating two-stepped lateritic weathering systems. *Geoderma*, *119*(1-2), 121–132. doi:10.1016/j.geoderma.2003.06.001.

Beauvais, A., Ritz, M., Parisot, J.-C., Dukhan, M., & Bantsimba, C. (1999). Analysis of poorly stratified lateritic terrains overlying a granitic bedrock in West Africa, using 2-D electrical resistivity tomography. *Earth and Planetary Science Letters*, *173*(4), 413–424. doi:10.1016/S0012-821X(99)00245-9.

Ben Hamouda, M. F., Tarhouni, J., Leduc, C., & Zouari, K. (2010). Understanding the origin of salinization of the Plio-quaternary eastern coastal aquifer of Cap Bon (Tunisia) using geochemical and isotope investigations. *Environmental Earth Sciences*, *63*(5), 889–901. doi:10.1007/s12665-010-0758-1.

Bennetts, D. a., Webb, J. a., Stone, D. J. M., & Hill, D. M. (2006). Understanding the salinisation process for groundwater in an area of south-eastern Australia, using hydrochemical and isotopic evidence. *Journal of Hydrology*, *323*(1-4), 178–192. doi:10.1016/j.jhydrol.2005.08.023.

Benson, A. K., Payne, K. L., & Stubben, M. a. (1997). Mapping groundwater contamination using dc resistivity and VLF geophysical methods–A case study. *Geophysics*, *62*(1), 80–86. doi:10.1190/1.1444148.

Bevc and Morisson. (1991). Borehole-to-surface electrical resistivity monitoring of a salt water injection experiment.pdf.

Bottinga, Y., & Craig, H. (1968). Oxygen isotope fractionation between CO2 and water, and the isotopic composition of marine atmospheric CO2. *Earth and Planetary Science Letters*, *5*, 285–295. doi:10.1016/S0012-821X(68)80054-8.

BOUAZIZ. (1986). La déformation dans la plate-forme du Sud tunisien (Dahar et Djeffara);Approche multiscalaire et pluridisciplinaire. Thèse de spécialité présentée le 27/6/86 à la fac. Sci. De Tunis, 197 p. 87 fig. 2 pl.

BOUAZIZ. (1995). Etude de la tectonique cassante dans la plate-forme et l'Atlas Sahariens (Tunisie Méridionale): Evolution des paléochamps de contraintes et implications géodynamiques. Thèse de Doctorat, Fac. Sc. De Tunis, 301p.

Boucher, M., Favreau, G., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Massuel, S., Nazoumou, Y., Legchenko, A. (2009). Contribution of geophysical surveys to groundwater modelling of a porous aquifer in semiarid Niger: An overview. *Comptes Rendus Geoscience*, *341*(10-11), 800–809. doi:10.1016/j.crte.2009.07.008.

Boughriba, M., Melloul, A., Zarhloule, Y., & Ouardi, A. (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*(11), 768–774. doi:10.1016/j.crte.2006.07.007.

Brémond, P. (1979). Les Paramètres De La Qualité Des Eaux de Brémond R Perrodon C.

Brouste, L., Marlin, C., & Dever, L. (1997). Geochemistry and residence time estimation of groundwater from the upper aquifer of the Chihuahua desert (Comarca Lagunera, Northern Mexico). *Applied Geochemistry*, *12*(6), 775–786. doi:10.1016/S0883-2927(97)00034-6.

Burollet, P. (1956). *Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale : par P. F. Burollet,* Tunis: impr. la Rapide.

C. J. Barnes; G. B. Allison. (1988). TRACING OF WATER MOVEMENT IN THE UNSATURATED ZONE USING STABLE ISOTOPES OF HYDROGEN AND OXYGEN, *100*, 143–176.

Carré, J. (1975). *Géochimie du strontium dans les eaux de nappes et de surface de la région parisienne*.

Cassiani, G., Bruno, V., Villa, A., Fusi, N., & Binley, A. M. (2006). A saline trace test monitored via time-lapse surface electrical resistivity tomography. *Journal of Applied Geophysics*, *59*(3), 244–259. doi:10.1016/j.jappgeo.2005.10.007.

Cerling, T. E., Pederson, B. L., & Von Damm, K. L. (1989). Sodium-calcium ion exchange in the weathering of shales: Implications for global weathering budgets. *Geology*, *17*(6), 552–554. doi:10.1130/0091-7613(1989)017.

Chihi, L., Ban Haj Ali, M., & Ben Aayed, N. (1992). Mécanismes et signification structurale du plissement dans les chaînes des Chotts (Tunisie méridionale). Analogie avec les plis associés au décrochement E-W de Sbiba (Tunisie centrale). *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de L'univers, Sciences de La Terre*, *315*(10), 1245–1252.

Chouteau, M. (2003). Présentation "Cours tomographie électrique avril 2003 TOMOGRAPHIE ÉLECTRIQUE EN GÉNIE ET EN ENVIRONNEMENT par Michel Chouteau et Erwan Gloaguen."

Clark;Fritz. (1997). Environmental Isotopes in Hydrogeology.

Clément, R., Descloitres, M., Günther, T., Ribolzi, O., & Legchenko, A. (2009). Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT: Experience of advanced interpretation. *Comptes Rendus Geoscience*, *341*(10-11), 886–898. doi:10.1016/j.crte.2009.07.005.

Coque, R. (1962). La Tunisie présaharienne, étude géomorphologique. *Méditerranée*. Persée - Portail des revues scientifiques en SHS.

Craig, H. (1961a). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science (New York, N.Y.)*, *133*(3465), 1702–3. doi:10.1126/science.133.3465.1702.

Craig, H. (1961b). Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. *Science (New York, N.Y.)*, *133*(3467), 1833–4. doi:10.1126/science.133.3467.1833.

Craig, H. (1963). The Isotopic Geochemistry of Water and Carbon in Geothermal Areas.

Dalton, M. G., & Upchurch, S. B. (1978). Interpretation of Hydrochemical Facies by Factor Analysis. *Ground Water*, *16*(4), 228–233. doi:10.1111/j.1745-6584.1978.tb03229.x.

Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, *16*(4), 436–468. doi:10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x.

Dansgard, B. W. (1964). Stable isotopes in precipitation.

Daoud, D. (1995). CARACTERISATION GEOCHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DES EAUX SOUTERRAINES ET ESTIMATION DU TAUX D'EVAPORATION DANS LE BASSIN DU CHOTT-CHERGUI (ZONE SEMI-ARIDE, ALGERIE).

Darwish, T., Atallah, T., Francis, R., Saab, C., Jomaa, I., Shaaban, a., Zdruli, P. (2011). Observations on soil and groundwater contamination with nitrate: A case study from Lebanon-East Mediterranean. *Agricultural Water Management*, *99*(1), 74–84. doi:10.1016/j.agwat.2011.07.016.

Davies, T. C., & Mundalamo, H. R. (2010). Journal of African Earth Sciences Environmental health impacts of dispersed mineralisation in South Africa. *Journal of African Earth Sciences*, *58*(4), 652–666. doi:10.1016/j.jafrearsci.2010.08.009.

De Fraiture, C., & Wichelns, D. (2010). Satisfying future water demands for agriculture. *Agricultural Water Management*, *97*(4), 502–511. doi:10.1016/j.agwat.2009.08.008.

De Franco, R., Biella, G., Tosi, L., Teatini, P., Lozej, a., Chiozzotto, B., … Gasparetto-Stori, G. (2009). Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy). *Journal of Applied Geophysics*, *69*(3-4), 117–130. doi:10.1016/j.jappgeo.2009.08.004.

De La Vega, M., Osella, A., & Lascano, E. (2003). Joint inversion of Wenner and dipole–dipole data to study a gasoline-contaminated soil. *Journal of Applied Geophysics*, *54*(1-2), 97–109. doi:10.1016/j.jappgeo.2003.08.020.

Deceuster, J., Delgranche, J., & Kaufmann, O. (2006). 2D cross-borehole resistivity tomographies below foundations as a tool to design proper remedial actions in covered karst. *Journal of Applied Geophysics*, *60*(1), 68–86. doi:10.1016/j.jappgeo.2005.12.005.

Denis, a, Marache, a, Obellianne, T., & Breysse, D. (2002). Electrical resistivity borehole measurements: application to an urban tunnel site. *Journal of Applied Geophysics*, *50*(3), 319–331. doi:10.1016/S0926-9851(02)00150-7.

DGRE. (2008). Annuaire pluviométrique, Direction générale des ressources en eaux. Tunis, *Annuaire p*.

Donaldson, J. L. O. and R. (1995). Electrical flow through an aquifer for contaminant source leak detection and delineation of plume evolution, *169*, 243–263.

Dorr, H., & Munnich, K. O. (1980). Carbon-14 and carbon-13 in soil CO2. *Radiocarbon*, *22*(3), 909–918.

Eaton, F. (1950). SIGNIFICANCE OF CARBONATES IN IRRIGATION WATERS.

Edmunds, W. ., & Smedley, P. . (2000). Residence time indicators in groundwater: the East Midlands Triassic sandstone aquifer. *Applied Geochemistry*, *15*(6), 737–752. doi:10.1016/S0883-2927(99)00079-7.

Edmunds, W. M., Bath, A. H., & Miles, D. L. (1982). Hydrochemical evolution of the East Midlands Triassic sandstone aquifer, England. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *46*(11), 2069–2081. doi:10.1016/0016-7037(82)90186-7.

Edmunds, W., & Tyler, S. (2002). Unsaturated zones as archives of past climates: toward a new proxy for continental regions. *Hydrogeology Journal*, *10*(1), 216–228. doi:10.1007/s10040-001-0180-6.

Edmunds W.M., Guendouz A.H., Mamou A., Moulla, A.S., S. P. and Z. K. (1997). Recharge characteristics and groundwater quality of the Grand Erg Orientale Basin.

Edwards, L. S. (1977). A MODIFIED PSEUDOSECTION FOR RESISTIVITY AND IP. *GEOPHYSICS*, *42*(5), 1020–1036. doi:10.1190/1.1440762.

Eichinger, L. (1983). A contribution to the interpretation of 14 C groundwater ages considering the example of a partially confined sandstone aquifer. *Radiocarbon*, *25*, 347 – 356.

El Yaouti, F., El Mandour, a., Khattach, D., Benavente, J., & Kaufmann, O. (2009). Salinization processes in the unconfined aquifer of Bou-Areg (NE Morocco): A geostatistical, geochemical, and tomographic study. *Applied Geochemistry*, *24*(1), 16–31. doi:10.1016/j.apgeochem.2008.10.005.

Emberger, L. (1942). *Un Projet d'une classification des climats du point de vue phytogéographique*. Toulouse: les frères Douladoure.

Emberger, L. (1955). *Une classification biogéographique des climats* (p. 43).

ERESS. (1972). Etude des ressources en eau du Sahara septentrional, plaquette n°5, modèles, UNESCO.

Erik Carlssona, Bjorn hlandera, H. H. (2003). Geochemistry of the infiltrating water in the vadose zone of a remediated tailings impoundment , Kristineberg mine , *18*, 659–674.

Eriksson, E., & Khunakasem, V. (1969). Chloride concentration in groundwater, recharge rate and rate of deposition of chloride in the Israel Coastal Plain. *Journal of Hydrology*, *7*(2), 178–197. doi:10.1016/0022-1694(69)90055-9.

Essink, G. H. P. O. (2001). Improving fresh groundwater supply F problems and solutions, *44*, 429–449.

ETAP. (1992). Potroleum potential evaluation of El Gharsa and Xhott blocks, Southern Tunisia, Document ETAP, direction exploration, Tunis, 24p.

Evans, G. V., Otlet, R. L., Downing, R. A., Monkhouse, R. A., & Rae, G. (1979). Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom aquifers.

Fedrigoni, L., Krimissa, M., Zouari, K., Maliki, A., & Zuppi, G. M. (2001). Origine de la minéralisation et comportement hydrogéochimique d'une nappe phréatique soumise à des contraintes naturelles et anthropiques sévères: exemple de la nappe de Djebeniana (Tunisie). *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, *332*(11), 665–671. doi:10.1016/S1251-8050(01)01589-0.

Fetter C. W. (1993). *Contaminant Hydrogeology* (p. 380).

Foerstel. (1982). 18O/16O ratio of water in plants and in their environment. In:Schmidt, H.L., Foerstel, H., Heinzinger, K. (Eds.), Stable Isotopes. Elsevier, Amsterdam, pp. 503–516.

Fontes. (1971). Un ensemble destiné à la mesure de l'activité du radiocarbone naturel par scintillation liquide. Rev. Géogr. Phys. E Géol. Dyn. (2), vol. XIII: 67-86.

Fontes. (1978). Hydrogéologie, un champ priviligié de l'application des isotopes du milieu : l'âge des eaux souterraines. Implications de l'hydrogéologie dans les autres sciences de la terre. IHES, Symposium, Montpellier, mémoire hors serie CERGH, USTL, 40p.

Fontes, J. C. (1985). SOME CONSIDERATIONS ON GROUND WATER DATING USING ENVIRONMENTAL ISOTOPES.

Fontes, J.-C. (1976). *Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles: quelques aspects*.

Fontes, J.-C. (1992). *Radiocarbon After Four Decades*. (R. E. Taylor, A. Long, & R. S. Kra, Eds.). New York, NY: Springer New York. doi:10.1007/978-1-4757-4249-7.

Fontes, J.-C., & Garnier, J.-M. (1979). Determination of the initial 14 C activity of the total dissolved carbon: A review of the existing models and a new approach. *Water Resources Research*, *15*(2), 399–413. doi:10.1029/WR015i002p00399.

Freeze, R. Allan; Cherry, J. A. (1979). Groundwater.

Freydier, R., Dupre, B., & Lacaux, J. P. (1998). Precipitation chemistry in intertropical Africa. *Atmospheric Environment*, *32*(4), 749–765. doi:10.1016/S1352-2310(97)00342-7.

Fritz, P. &J. J. F. (1980). *Handbook of environmental isotope geochemistry: The terrestrial environment, A*.

G. B. Allison, G. W. G. and S. W. T. (1994). vadose zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions.

Gardner, 1958. (1998). aride est-elle independante de la nature du sol, 159–165. doi:10.1016/S1251-8050(00)89030-8.

Gasparini. (1989). Hydrochimie et géochimie isotopique de circulations souterraines en milieu volcaniques sous climat semi aride (grande canaries, Iles canaries). Thèse de Doctorat. Es Science, Université, Paris IV, 261 p.

Gasse, F. (2000). Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, *19*(1-5), 189–211. doi:10.1016/S0277-3791(99)00061-X.

GHANMI, P. (1994). Notice explicative de la feuille de Kébili, n° 81 au 1/100.000, 38 p.,éd. Serv. Géol. Tunisie.

Ghassemi, F., Jakeman, a. J., & Nix, H. a. (1991). Human induced salinisation and the use of quantitative methods. *Environment International*, *17*(6), 581–594. doi:10.1016/0160-4120(91)90170-U.

Goals, M. D. (2003). *The State of Food Insecurity in the World*.

Godwin, H. (1962). Half-life of Radiocarbon. *Nature*, *195*(4845), 984–984. doi:10.1038/195984a0.

Gonfiantini R, Conrad G, Fontes J-CH, Sauzay G, P. B. (1974). Étude isotopique de la nappe du CI et ses relations avec les autres nappes du Sahara Septentrional. In: Proceedings of symposium on isotope hydrology. IAEA, Vienna, March 1974, pp 227–241.

Gonfiantini, R. (1986). Environmental isotopes in lake studies.

Gosselin, D. C., Edwin Harvey, F., Frost, C., Stotler, R., & Allen Macfarlane, P. (2004). Strontium isotope geochemistry of groundwater in the central part of the Dakota (Great Plains) aquifer, USA. *Applied Geochemistry*, *19*(3), 359–377. doi:10.1016/S0883-2927(03)00132-X.

Gounot. (1969). Climatologie et bioclimatologie de la Tunisie septentrionale. Montpellier, France: Centre d'Etudes Phytosociologiques et Ecologiques,.

Grasby, S. E., Hutcheon, I., & McFarland, L. (1999). Surface-water-groundwater interaction and the influence of ion exchange reactions on river chemistry. *Geology*, *27*(3), 223–226. doi:10.1130/0091-7613(1999)027.

Grassi, S., Cortecci, G., & Squarci, P. (2007). Groundwater resource degradation in coastal plains: The example of the Cecina area (Tuscany – Central Italy). *Applied Geochemistry*, *22*(11), 2273–2289. doi:10.1016/j.apgeochem.2007.04.025.

Griffiths, D. ., & Barker, R. . (1993). Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. *Journal of Applied Geophysics*, *29*(3-4), 211–226. doi:10.1016/0926-9851(93)90005-J.

Gueddari, M. (1980). *Géochimie des sels et des saumures du Chott el Jerid (sud tunisien)*.

GUENDOUZ. (1985). Contribution à l'étude géochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara Nord-Est septentrional, Algérie, Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Paris-Sud, Centre d'Orsay, p243.

Guendouz, A., Moulla, A. S., Remini, B., & Michelot, J. L. (2006). Hydrochemical and isotopic behaviour of a Saharan phreatic aquifer suffering severe natural and anthropic constraints (case of Oued-Souf region, Algeria). *Hydrogeology Journal*, *14*(6), 955–968. doi:10.1007/s10040-005-0020-1.

Guendouz A.; Moulla A. S.; Edmunds W. M.; Shand P.; Poole J.; Zouari K.; Mamou. (1997). Palaeoclimatic information contained in groundwaters of the Grand ERG Oriental, North Africa.

Güler, C., Thyne, G. D., McCray, J. E., & Turner, K. a. (2002). Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal*, *10*(4), 455–474. doi:10.1007/s10040-002-0196-6.

Hajhamad, L., & Almasri, M. N. (2009). Assessment of nitrate contamination of groundwater using lumped-parameter models. *Environmental Modelling & Software*, *24*(9), 1073–1087. doi:10.1016/j.envsoft.2009.02.014.

Hamouda, M. F. Ben, Carreira, P., Marques, J. M., & Egenkamp, H. (2013). Geochemical and Isotopic Investigations to Study the Origin of Mineralization of the Coastal Aquifer of Sousse, Tunisia. *Procedia Earth and Planetary Science*, *7*, 61–64. doi:10.1016/j.proeps.2013.03.106.

Hargreaves;Samani. (1985). Reference Crop Evapotranspiration from Temperature.

Henia Larbi, L. (1987). CLIMAT ET BILANS DE L'EAU EN TUNISIE. ESSAI DE REGIONALISATION CLIMATIQUE PAR LES BILANS HYDRIQUES.

Hinkle, S. R., Böhlke, J. K., & Fisher, L. H. (2008). Mass balance and isotope effects during nitrogen transport through septic tank systems with packed-bed (sand) filters. *The Science of the Total Environment*, *407*(1), 324–32. doi:10.1016/j.scitotenv.2008.08.036.

Houston. (1990). rainfall run off recharge relationship in the sediment rocks of zimbabwe. In.D.N. Learner. A.S. Issar and I. Simmers (eds.) Groundwater recharge. IAH memoir 8/ 271-283.

Huang, J., Xu, J., Liu, X., Liu, J., & Wang, L. (2011). Spatial distribution pattern analysis of groundwater nitrate nitrogen pollution in Shandong intensive farming regions of China using neural network method. *Mathematical and Computer Modelling*, *54*(3-4), 995–1004. doi:10.1016/j.mcm.2010.11.027.

Huang, T., & Pang, Z. (2012). The role of deuterium excess in determining the water salinisation mechanism: A case study of the arid Tarim River Basin, NW China. *Applied Geochemistry*, *27*(12), 2382–2388. doi:10.1016/j.apgeochem.2012.08.015.

IAEA. (1980). Environmental isotopes used in a hydrogeological study of Northeastern Brazil.

IAEA. (1981). Statistical Treatment of Environmental Isotope Data in Precipitation.

J. Bromley , W.M. Edmunds , E. Fellman , J. Brouwer, S. R. G., & J. Sudlow, J.-D. T. (1997). Estimation of rainfall inputs and direct recharge to the deep unsaturated zone of southern Niger using the chloride profile method, *189*, 139–154.

John C. Davis. (2002). Statistics and Data Analysis in Geology, 3rd Edition.

Kacimov, A. R., & Obnosov, Y. V. (2006). Strip-focused phreatic surface flow driven by evaporation: Analytical solution by the Riesenkampf function, *29*, 1565–1571. doi:10.1016/j.advwatres.2006.01.004.

Kaiser, H. F. (1960). The application of electronic computers to factor analysis.

KAMEL, S. (2007). Caractérisation hydrodynamique et géochimiques des aquifers du Djérid (Sud Ouest tunisien). Thèse de Doctorat. Es Science, Université, Tunis El Manar, 230 p.

Kamel, S., Younes, H., Chkir, N., & Zouari, K. (2008). The hydro geochemical characterization of ground waters in Tunisian Chott's region. *Environmental Geology*, *54*(4), 843–854. doi:10.1007/s00254-007-0867-7.

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*(5), 730–747. doi:10.1016/j.jaridenv.2007.10.011.

Kelley, W. (1951). *Alkali soils their formation, properties, and reclamation.* New York: Reinhold.

Kemna, A., Vanderborght, J., Kulessa, B., & Vereecken, H. (2002). Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models, *267*, 125–146.

Kraiem, Z., Chkir, N., & Zouari, K. (2012). Tomographic, hydrochemical and isotopic investigations of the salinization processes in the oasis shallow aquifers, Nefzaoua region, southwestern Tunisia. *Journal of Earth System*, *5*(5), 1185–1200.

Kruse, S., Brudzinski, M., & Geib, T. (1998). Use of electrical and electromagnetic techniques to map seawater intrusion near the Cross-Florida Barge Canal. *Environmental & Engineering Geoscience*.

Lal, D. (1962). Cosmic Ray Produced Isotopes and Their Application to Problems in Geophysics. Progress in Elementary Particle and Cosmic Ray Physics Volume VI: D. Lal & B. Peters: Amazon.com: Books.

Laura A. SAcks and Ann B. Tihansky. (1996). Geochemical and Isotopic Composition of Ground Water with Emphasis on Sources of Sulfate in the Upper Floridan Aquifer in Parts of.

Le Gal La Salle, C., Marlin, C., Savoye, S., & Fontes, J.-C. (1996). Geochemistry and 14C dating of groundwaters from Jurassic aquifers of North Aquitaine Basin (France). *Applied Geochemistry*, *11*(3), 433–445.

Le Houerou H.N., Claudin J., Pouget Marcel, A. D. (1977). Etude bioclimatique des steppes algériennes (avec une carte bioclimatique à 1/1 000 000ème).

Lerman, J. C. (1975). *Environmental and Biological Control of Photosynthesis*. (R. Marcelle, Ed.). Dordrecht: Springer Netherlands. doi:10.1007/978-94-010-1957-6

M. Brondi, M. Dall'Aglio, F. V. (1983). Lithium As A Pathfinder Element In The Large Scale Hydrogeochemical Exploration For Hydrothermal Systems | Open Energy Information.

M'Rabet, A. (1981). *Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale*.

Magaritz, M., Heller, J., & Volokita, M. (1981). Land-air boundary environment as recorded by the18O/16O and13C/12C isotope ratios in the shells of land snails. *Earth and Planetary Science Letters*, *52*(1), 101–106. doi:10.1016/0012-821X(81)90212-0

MAHJOUB K., F. M. & C. T. (1995). Notice explicative de la feuille d'El Hamma Djérid et Tozeur, n° 71 et 79 au 1/100.000, 31 p., éd. Serv. Géol. Tunisie.

Maire;Riser, P. (1983). Sahara ou Sahel?: Quaternaire recent du bassin de Taoudenni (Mali) (French Edition): 9782904894008: Amazon.com: Books.

Maliki. (2000). Etude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique du système aquifère de Sfax (Tunisie). Thèse de Doctorat, Université de Tunis II.

Mamou. (1986). La nappe du continental intercalaire au niveau du Djérid. DRE-Tunis, Avril 1986, 46p. 15figs Annexes.

Mamou. (1989). La recharge induite au niveau de la nappe d'underflow de Métameur. DRE-Tunis, Mars 1989, 45p.

Mamou, A. (1976). *Contribution à l'étude hydrogéologique (de la la presqu'île de Kébili)*.

Mamou, A. (1990). Caractéristiques, Evaluation, Gestion des ressources en eau du Sud Tunisien.

MAMOU, H. (1994). Les nappes phréatiques de la Nefzaoua. Caractéristiques et exploitation. DGRE, 26p.

Masson-Delmotte, et al. (2005). Holocene climatic changes in Greenland: Different deuterium excess signals at Greenland Ice Core Project (GRIP) and NorthGRIP. *Journal of Geophysical Research*, *110*(D14), D14102. doi:10.1029/2004JD005575.

Masson-delmotte, V. (2003). Variabilité du climat et du cycle de l ' eau: géochimie isotopique des précipitations, *Thèse d'Ha*.

Matthew, & Keith Bristow, L. (2010). Understanding sub-surface solute distributions and salinization mechanisms in a tropical coastal floodplain groundwater system. *Journal of Hydrology*, *390*(3-4), 131–142. doi:10.1016/j.jhydrol.2010.06.009.

Mhamdi, A., Gouasmia, M., Gasmi, M., Bouri, S., & Ben Dhia, H. (2006). Évaluation de la qualité de l'eau par application de la méthode géoélectrique: exemple de la plaine d'El Mida–Gabes nord (Sud tunisien). *Comptes Rendus Geoscience*, *338*(16), 1228–1239. doi:10.1016/j.crte.2006.09.005.

Michelot, J.-L. (1988, January 1). *Hydrologie isotopique des circulations lentes en milieu cristallin fracturé: essai de méthodologie*. Paris 11.

Minhas, P. S. (1996). Saline water management for irrigation in India. *Agricultural Water Management*, *30*(1), 1–24. doi:10.1016/0378-3774(95)01211-7.

Mook. (1972). On the construction of the initial 14C content of groundwater from the chemical and isotopic composition. Proceed. 8th Int. Conf. Radiocarbon dating, Wellington, 31-41.

Moumni. (2001). La nappe des grès de Sidi Aich ou Continental Intercalaire du Djérid. Rap. Int. DGRE.

Nguyen, F., Garambois, S., Jongmans, D., Pirard, E., & Loke, M. H. (2005). Image processing of 2D resistivity data for imaging faults. *Journal of Applied Geophysics*, *57*(4), 260–277. doi:10.1016/j.jappgeo.2005.02.001.

Nir, A. (1967). Development of isotope methods applied to groundwater hydrology, *11*.

Nolan, B. T. (1999). Nitrate behavior in ground waters of the southeastern USA. *Journal of Environmental Quality*, *28*(5), 1518–1527.

Nowroozi, A. a, Horrocks, S. B., & Henderson, P. (1999). Saltwater intrusion into the freshwater aquifer in the eastern shore of Virginia: a reconnaissance electrical resistivity survey. *Journal of Applied Geophysics*, *42*(1), 1–22. doi:10.1016/S0926-9851(99)00004-X

O'Neil, J. R. (1968). Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water. *The Journal of Physical Chemistry*, *72*(10), 3683–3684. doi:10.1021/j100856a060.

OSS. (2003). Système Aquifère du Sahara Septentrional: Gestion commune d'un bassin transfrontiere, rapport de Synthèse | Observatoire du Sahara et du Sahel.

OUEZDOU, B. (1983). Etude morphologique et stratigraphique des formations quaternaires des alentours du Golfe de Gabès. Thèse 3ème Cycle, Fac. Lettres et Sc. Humaines, Tunis, 220p.

OUEZDOU, B. (1994). La partie méridionale des steppes tunisiennes. Etude géomorphologique. Thèse de Doct. D'état en géographie physique. Fac. Sci. Hum. Soc. Tunis I. 577 p.

PEARSON, I. &. (1964). Estimation of age and rate of motion of groundwater by 14Cméthod. Recent Researches in Field of Hydrosphere, Atmosphere and Nuclear Geochemistry. (coll./conf.), Tokyo, p. 263-283.

Pham, V. N., Boyer, D., Le Mouël, J.-L., & Kim Thoa Nguyen, T. (2002). Hydrogeological investigation in the Mekong Delta around Ho-Chi-Minh City (South Vietnam) by electric tomography. *Comptes Rendus Geoscience*, *334*(10), 733–740. doi:10.1016/S1631-0713(02)01816-3.

Piper, A. M., & Branch, G. S. U. S. . G. W. (1964). *A Graphic Procedure in the Geochemical Interpretation of Water Analysis*.

Qin, D., Qian, Y., Han, L., Wang, Z., Li, C., & Zhao, Z. (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*(1-2), 194–208. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.05.023.

Raghunath. (1987). Groundwater - Wiley Online Library.

Rightmire, C. T. (1978). Seasonal variation in P CO 2 and 13 C content of soil atmosphere. *Water Resources Research*, *14*(4), 691–692. doi:10.1029/WR014i004p00691.

Ritz, M., Parisot, J.-C., Diouf, S., Beauvais, a, Dione, F., & Niang, M. (1999). Electrical imaging of lateritic weathering mantles over granitic and metamorphic basement of eastern Senegal, West Africa. *Journal of Applied Geophysics*, *41*(4), 335–344. doi:10.1016/S0926-9851(99)00008-7.

Rizzo, E., Colella, a., Lapenna, V., & Piscitelli, S. (2004). High-resolution images of the fault-controlled High Agri Valley basin (Southern Italy) with deep and shallow electrical resistivity tomographies. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, *29*(4-9), 321–327. doi:10.1016/j.pce.2003.12.002.

Robineau, B., Join, J. L., Beauvais, A., Parisot, J.-C., & Savin, C. (2007). Geoelectrical imaging of a thick regolith developed on ultramafic rocks: groundwater influence. *Australian Journal of Earth Sciences*, *54*(5), 773–781. doi:10.1080/08120090701305277.

Roche, M. (1963). *Hydrologie de surface*.

Russow, R., Sich, I., & Neue, H. (2000). The formation of the trace gases NO and N 2 O in soils by the coupled processes of nitrification and denitrification: results of kinetic 15 N tracer investigations, *2*, 359–366.

Salomons, W. (1986). Isotope geochemistry of carbonates in the weathering zone.

Savin, C., Robineau, B., Monteil, G., Beauvais, A., Parisot, J. C., & Ritz, M. (2003). Electrical imaging of peridotite weathering mantles as a complementary tool for nickel ore exploration in New Caledonia. *ASEG Extended Abstracts*, *2003*(2), 1. doi:10.1071/ASEG2003ab148.

SEREPT. (1950). Stratigraphie du Crétacé moyen et supérieur de la région des Chotts, SEREPT-Tunis, 61 p. 27 pl.

Slater, L. (2000). Cross-hole electrical imaging of a controlled saline tracer injection, *44*(2-3), 85–102. doi:10.1016/S0926-9851(00)00002-1.

Slater, L., Binley, a, Versteeg, R., Cassiani, G., Birken, R., & Sandberg, S. (2002). A 3D ERT study of solute transport in a large experimental tank. *Journal of Applied Geophysics*, *49*(4), 211–229. doi:10.1016/S0926-9851(02)00124-6.

Sliva, L., & Williams, D. D. (2001). Buffer zone versus whole catchment approaches to studying land use impact on river water quality. *Water Research*, *35*(14), 3462–72.

Smith. (2003). Ground-Water Flow and Saline Water in the Shallow Aquifer System of the Southern Watersheds of Virginia Beach , Virginia Ground-Water Flow and Saline Water in the Shallow Aquifer System of the Southern Watersheds of Virginia Beach , Virginia.

Smith, J. W. N., Surridge, B. W. J., Haxton, T. H., & Lerner, D. N. (2009). Pollutant attenuation at the groundwater–surface water interface: A classification scheme and statistical analysis using national-scale nitrate data. *Journal of Hydrology*, *369*(3-4), 392–402. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.02.026.

Sneath, P. H. A. (1973). Numerical Taxonomy: The Principles and Practice of Numerical Classification (A Series of books in biology).

Spalding, R. F., & Exner, M. E. (1993). Occurrence of Nitrate in Groundwater—A Review. *Journal of Environment Quality*, *22*(3), 392. doi:10.2134/jeq1993.00472425002200030002x.

Sreedevi, P. (2004). Groundwater quality of Pageru river basin, Cuddapah district, Andhra Pradesh.

Stigter, T. Y., van Ooijen, S. P. J., Post, V. E. a., Appelo, C. a. J., & Carvalho Dill, a. M. M. (1998). A hydrogeological and hydrochemical explanation of the groundwater composition under irrigated land in a Mediterranean environment, Algarve, Portugal. *Journal of Hydrology*, *208*(3-4), 262–279. doi:10.1016/S0022-1694(98)00168-1.

Subyani, A. M. (2005). Hydrochemical identification and salinity problem of ground-water in Wadi Yalamlam basin, Western Saudi Arabia. *Journal of Arid Environments*, *60*(1), 53–66. doi:10.1016/j.jaridenv.2004.03.009.

Suess, H. E. (1969). Tritium geophysics as an international research project. *Science (New York, N.Y.)*, *163*(3874), 1405–10. doi:10.1126/science.163.3874.1405

Suk, H., & Lee, K.-K. (1999). Characterization of a Ground Water Hydrochemical System Through Multivariate Analysis: Clustering into Ground Water Zones. *Ground Water*, *37*(3), 358–366. doi:10.1111/j.1745-6584.1999.tb01112.x.

Suthar, S., Bishnoi, P., Singh, S., Mutiyar, P. K., Nema, A. K., & Patil, N. S. (2009). Nitrate contamination in groundwater of some rural areas of Rajasthan, India. *Journal of Hazardous Materials*, *171*(1-3), 189–99. doi:10.1016/j.jhazmat.2009.05.111.

Szaboles; Darab. (1964). The Influence of Irrigation Water of High Sodium Carbonate Content of Soils," Proceedings of 8th International Congress of Isss, Vol. 2, 1964, pp. 803-812.

Tamers, M. A. (1967). *Isotope Techniques in the Hydrologic Cycle*. (G. E. Stout, Ed.)*Geophysical Monograph Series* (Vol. 11, pp. 143–152). Washington, D. C.: American Geophysical Union. doi:10.1029/GM011p0143.

Tandia, A. ., Diop, E. ., & Gaye, C. . (1999). Pollution par les nitrates des nappes phréatiques sous environnement semi-urbain non assaini: example de la nappe de Yeumbeul, Sénégal. *Journal of African Earth Sciences*, *29*(4), 809–822. doi:10.1016/S0899-5362(99)00131-1.

Tarits, C., Aquilina, L., Ayraud, V., Pauwels, H., Davy, P., Touchard, F., & Bour, O. (2006). Oxido-reduction sequence related to flux variations of groundwater from a fractured basement aquifer (Ploemeur area, France). *Applied Geochemistry*, *21*(1), 29–47. doi:10.1016/j.apgeochem.2005.09.004.

Thayalakumaran, T., Bristow, K. L., Charlesworth, P. B., & Fass, T. (2008). Geochemical conditions in groundwater systems: Implications for the attenuation of agricultural nitrate. *Agricultural Water Management*, *95*(2), 103–115. doi:10.1016/j.agwat.2007.09.003.

Toth, J. (1999). Groundwater as a geologic agent: An overview of the causes , processes , and manifestations, (January), 1–14.

Touil. (1997). Note hydrologique sur les cours d'eau du Gouvernorat de Kébili, CRDA de Kébili.

Trabelsi, R., Kacem, A., Zouari, K., & Rozanski, K. (2008). Quantifying regional groundwater flow between Continental Intercalaire and Djeffara aquifers in southern Tunisia using isotope methods. *Environmental Geology*, *58*(1), 171–183. doi:10.1007/s00254-008-1503-x.

Tweed. (2011). Arid zone groundwater recharge and salinisation processes; an example from the Lake Eyre Basin, Australia. *Journal of Hydrology*, *408*(3-4), 257–275. doi:10.1016/j.jhydrol.2011.08.008.

Unterweger, M. P., Coursey, B. M., Schima, F. J., & Mann, W. B. (1980). Preparation and calibration of the 1978 National Bureau of Standards tritiated-water standards. *The International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, *31*(10), 611–614. doi:10.1016/0020-708X(80)90017-4.

Varghese, S. K., Veettil, P. C., Speelman, S., Buysse, J., & Van Huylenbroeck, G. (2013). Estimating the causal effect of water scarcity on the groundwater use efficiency of rice farming in South India. *Ecological Economics*, *86*, 55–64. doi:10.1016/j.ecolecon.2012.10.005.

W. Stumm. (1981). Aquatic Chemistry: An Introduction Emphasizing Chemical Equilibria in Natural Waters.

Ward, J. H. (1963). Hierarchical grouping to optimize an objective function.

Werner Stumm, J. J. M. (1996). Aquatic Chemistry: Chemical Equilibria and Rates in Natural Waters: Werner Stumm, James J. Morgan: 9780471511854: Amazon.com: Books.

WHO. (2008). Guidelines for drinking-water quality - Volume 1: Recommendations.

Wilcox, L. V. (1955). *Classification and use of irrigation waters* (p. 19). U.S. Dept. of Agriculture.

Wilkinson, P. B., Meldrum, P. I., Kuras, O., Chambers, J. E., Holyoake, S. J., & Ogilvy, R. D. (2010). High-resolution Electrical Resistivity Tomography monitoring of a tracer test in a confined aquifer. *Journal of Applied Geophysics*, *70*(4), 268–276. doi:10.1016/j.jappgeo.2009.08.001.

Withers, P. J. a., May, L., Jarvie, H. P., Jordan, P., Doody, D., Foy, R. H., … Deal, N. (2012). Nutrient emissions to water from septic tank systems in rural catchments: Uncertainties and implications for policy. *Environmental Science & Policy*, *24*, 71–82. doi:10.1016/j.envsci.2012.07.023.

YAHYAOUI. (1996). Etude hydrogéologique des aquifères du Piémont Oriental et du flanc Occidental du Dahar (Régions de Remada et de Déhibat). Thèse Doct, Fac. Sc. De Tunis, 171 p.

Yurtsever. (1981). Atmosphéric waters. In: Deutérium and oxygen 18 in the water cycle, technical reports series n° 120, AIEA, Vienna. pp. 103-142.

Zammouri, M., Siegfried, T., El-Fahem, T., Kriâa, S., & Kinzelbach, W. (2007). Salinization of groundwater in the Nefzawa oases region, Tunisia: results of a regional-scale hydrogeologic approach. *Hydrogeology Journal*, *15*(7), 1357–1375. doi:10.1007/s10040-007-0185-x.

Zargouni. (1985). Tectonique de l'Atlas méridional de Tunisie: Évolution géométrique et cinématique des structures en zones de cisaillement. Thèse. Doctorat es Sciences. Université de Louis Pasteur de Strazbourg, France, 306p.

Zargouni, F., Rabia, M. C., & Aabbes, C. (1985). Rôle des couloirs de cisaillement de Gafsa et de Negrine-Tozeur dans la structuration du faisceau des plis des Chott, éléments de l'accident sud-atlasique. *Comptes Rendus de l'Académie Des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de L'univers, Sciences de La Terre*, *301*(11), 831–834.

Zimmermann, U., Muennich, K. O., & Roether, W. (1967). DOWNWARD MOVEMENT OF SOIL MOISTURE TRACED BY MEANS OF HYDROGEN ISOTOPES.

ZOUARI. (1988). Géochimie et sédimentologie des dépôts continentaux d'origine aquatique du Quaternaire Supérieur du Sud tunisien: Interprétation paléohydrologiques et paléoclimatologiques. Thèse ès Sc. Univ. Paris-Sud, Orasy, 256pp.

ANNEXE 1 : Données climatiques

Tableau 1 Pluviométries annuelles aux stations de Tozeur et de Kébili (1994-2013)

Année	pluv ann Tozeur (mm)	pluv ann Kébili (mm)
1994-1995	70,7	
1995-1996	139,3	203,5
1996-1997	18,1	129,1
1997-1998	69,1	55,7
1998-1999	59,5	128,5
1999-2000	76,9	
2000-2001	29,0	40,3
2001-2002	46,3	70,8
2002-2003	16,7	105,4
2003-2004	123,8	153,8
2004-2005	42,7	54,8
2005-2006	140,7	117,2
2006-2007	186,6	146
2007-2008	28,5	51,6
2008-2009	182,8	155,6
2009-2010	92,1	43,7
2010-2011	52,6	151,6
2011-2012	50,8	127,3
2012-2013	36,5	

Tableau 2 : Caractéristiques climatiques de la station de Kébili

	Jan.	**Fev.**	**Mars.**	**Avr.**	**Mai**	**Juin.**	**Juil.**	**Août**	**Sept.**	**Oct.**	**Nov.**	**Déc.**
Température (°C)	10,6	12,6	16,5	19,9	24,7	28,8	31,4	31,9	28,5	23,6	16,6	11,6
M: Température Minimale (°C)	4,2	5,8	9,8	13,1	17,6	21,5	23,7	24,6	22	17,1	10,2	5,2
O: Température maximale (°C)	17	19,4	23,2	26,8	31,8	36,2	39,1	39,3	35,1	30,1	23,1	18
Y: Humidité relative (%)	68	62	60	56	55	51	51	52	57	59	63	68
E: Humidité minimale (%)	44	36	33	28	27	22	20	21	29	34	39	46
N: Humidité maximale (%)	90	87	86	84	83	81	81	83	84	84	86	90
N: Vent moyen (m/s)	3,2	3,9	5,2	6	7,4	7,7	6,6	5,6	5,3	4,2	3,4	2,8
E: Vent max. instantané(m/s)	10,3	12,1	14,7	16,4	17,3	17,8	15,9	14,8	14,6	12,3	11,2	9,9
Précipitation (mm)	22,2	5,8	13,2	9,6	6,6	1,1	0,1	1	7,7	8,1	9,9	13,4
Nombre de jours de pluie	5	3	3	2	2	1	0	1	3	2	4	3
Évaporation PICHE (mm)	85,7	116,8	185,9	232,5	323,7	370,5	391,9	356,9	265	195,4	132,8	89
Insolation (Heures)	215,4	226,3	243,4	249,6	275	287,6	324,3	309,3	250,1	233,8	213,5	206,3

Tableau 3 : Caractéristiques climatiques de la station de Tozeur

	Jan	Fév	Mar	Avril	Mai	Jui	Juil	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec
Précipitation (mm)	11,9	6,9	9,8	10,5	7,5	1,9	0,4	1,7	8,6	14,3	13,7	10,4
Nombre jrs pluie	3	3	3	3	2	1	0	1	2	3	3	3
Temp (°C)	11,3	13,5	16,7	20,2	24,9	29,7	32,2	32,3	28,6	22,9	16,6	12,2
Temp min (°C)	6,1	7,7	10,5	13,8	18,1	22,6	24,9	25,3	22,4	17,2	11,3	7
Temp max (°C)	16,5	19,2	22,8	26,6	31,6	36,7	39,5	39,3	34,8	28,6	21,8	17,3
Humidité relative (%)	62	54	51	48	44	40	39	42	50	54	59	63
Humdité min (%)	42	33	28	25	22	19	18	20	27	32	38	43
Humidité max (%)	81	74	72	69	65	60	59	63	72	75	79	82
Evap piche (mm)	102,3	130,6	189,9	241,4	302,9	363,6	383,6	363,6	255,3	187,4	125,7	100,6
Insolation (Heures)	205,1	208,6	239,3	251,5	289,4	296,8	336,5	314,3	257,6	234,5	205,3	206
Vent moyen (m/s)	3,1	3,4	3,9	4,5	4,8	5	4,5	4	3,7	3,2	3	2,9
Vent max inst (m/s)	8,5	9,8	11	12,1	12,5	12,7	11,6	11,1	10,8	9,3	8,4	8,2
Vent max inst (m/s)	8,5	9,8	11	12,1	12,5	12,7	11,6	11,1	10,8	9,3	8,4	8,2

ANNEXE 2 : Définition de la méthode de tomographie de la résistivité électrique et des outils isotopiques

I. La tomographie de la résistivité électrique (Chouteau, 2003)

I.1. Définitions et méthode

La tomographie de la résistivité électrique permet d'imaginer en 2D ou en 3D les variations de résistivité électrique du sous sol et d'obtenir une investigation de subsurface sur des terrains présentant des contrastes de résistivités marqués. La résistivité électrique est l'inverse de la conductivité électrique qui représente la capacité de la matière à mettre en mouvement les charges libres sous l'action d'un champ électrique. En fait, la conductivité électrique est considérée parmi les différentes propriétés physiques utilisées en prospection vu qu'elle présente la plus large gamme de variation.
Une formation conductrice peut donc correspondre à un matériau ayant soit une teneur importante en eau fortement minéralisée, soit une surface spécifique importante et donc un contenu en argile important. Pour les formations superficielles en milieu continental, la conductivité électrique doit d'abord être interprétée comme liée au contenu en argile.

I.1.1 Notions de base

Cas d'un milieu inhomogène : On conserve le même dispositif de mesure, mais la résistivité déduite est une résistivité apparente.

ρa = (VM-VN/I) 2π*f

ρa ne dépend pas de I. Elle dépend de la configuration géométrique utilisée et constitue une sorte de moyennes des résistivités du milieu.

I.1.2 Terrains de sub-surface

Les terrains formés de roches constituent un isolant avec des cas particuliers comme les oxydes, les sulfures métalliques, les graphites ou les schistes graphiteux.
La conduction se fait dans les conducteurs suivant un déplacement des électrons et dans le cas des isolants par le déplacement d'ions provenant des fluides contenus dans les pores du terrain. On parle alors de conduction électronique ou de conduction électrolytique (**Fig.** 1).

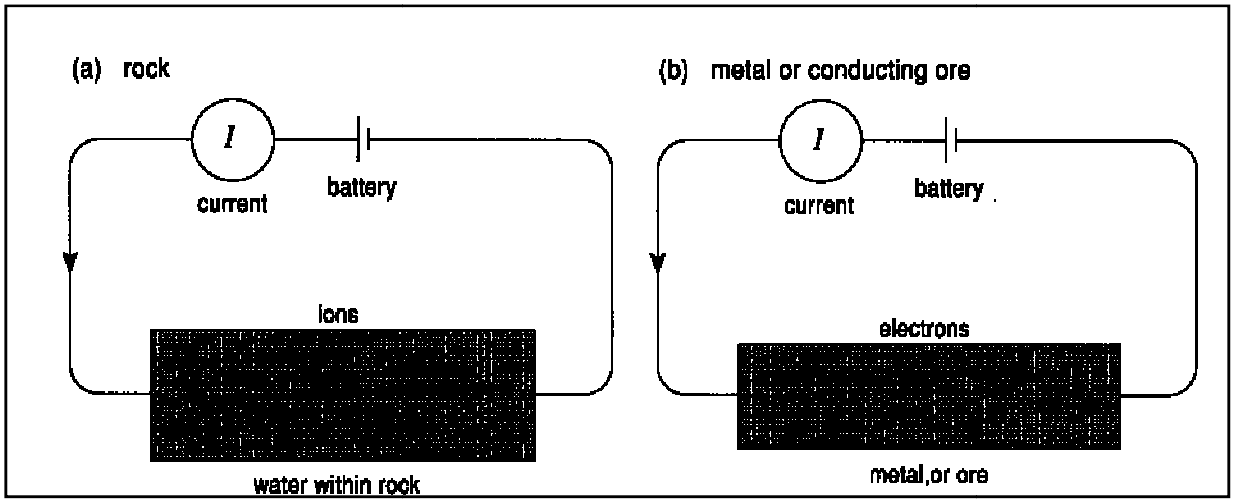


Fig. ***1*** *Schéma montrant les conductions électroniques et les conductions électrolytiques*

I.1.3. Le champ électrique

Dans un circuit électrique, le courant mesuré en Ampère (A) est positif en allant de la borne (+) à la borne (-) du générateur qui maintient une différence de potentiel, entre ses bornes (ddp), mesurée en Volt (V) (**Fig.** 2).

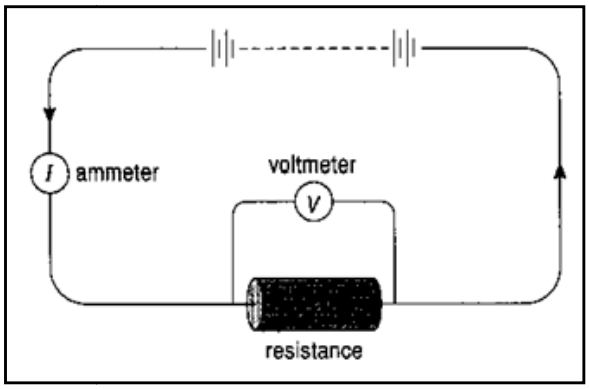


Fig. ***2*** *Schéma montrant le sens de passage du courant dans un circuit électrique*

La ddp aux bornes d'une résistance est proportionnelle au courant traversant cette résistance : c'est la loi d'ohm U=R*I. La résistance se mesure en Ohm et dépend de la géométrie du fil électrique (**Fig.** 3).

Résistance = Résistivité*Longueur/Surface de la section

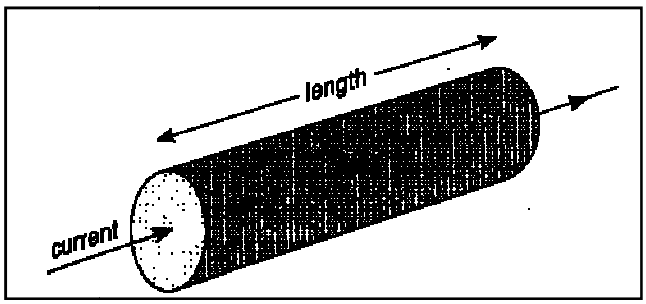


Fig. 3 *Schéma montrant la géométrie du fil conducteur*

I.2. Principe : Basé sur la loi d'Ohm

La loi d'Ohm: **V = R*I**

La résistance R dépend de la géométrie du matériau; pour une cylindre de section A et de longueur L, ρ= (R*A)/L, Où ρ est la résistivité du matériau (**Fig.** 4).

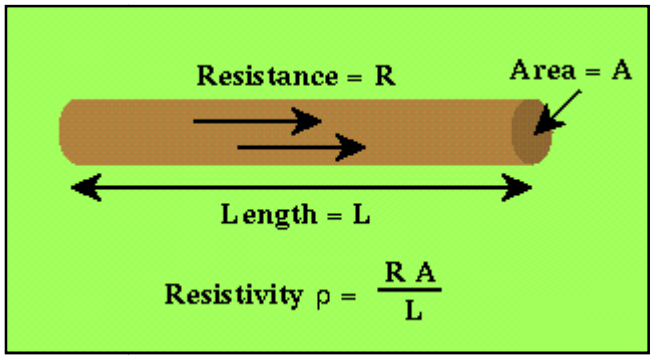


Fig. 4 Schéma indiquant la relation entre la résistivité et la géométrie du matériau

I.2.1. La distribution des lignes de courant et équipotentielles (dipôle d'injection)

Le courant circule dans le sol d'une électrode de courant à l'autre. La densité de courant est plus forte près de la surface qu'en profondeur (**Fig.** 5).

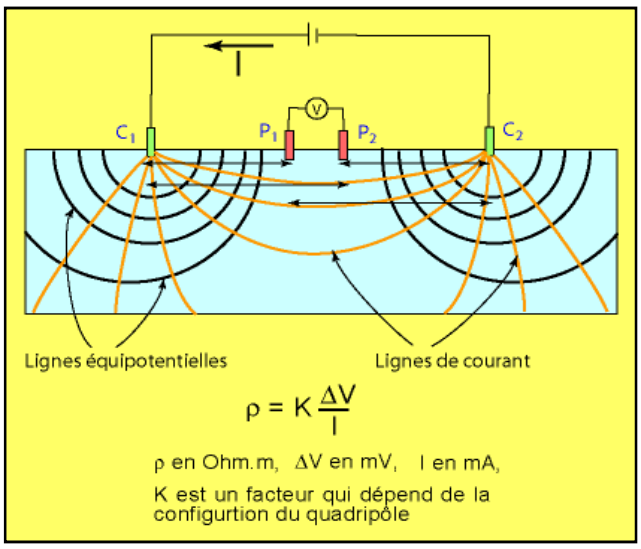


Fig. 5 Distribution des lignes de courant et équipotentielles

$K = 2\pi /(1/C1P1 - 1/C2P1 - 1/C1P2 + 1/C2P2)$

I.2.2. Résistivité apparente

L'injection d'un courant d'intensité connue et la mesure de la distribution du potentiel électrique permettent d'avoir une estimation de la résistivité apparente (ρa) du sous sol. En fait, la résistivité apparente est la valeur de résistivité obtenue sur le terrain. Elle résulte de la contribution volumique de toutes parcelles du milieu traversé par le courant émis en fonction de la distance à la source. Si le sol est homogène, la résistivité apparente est égale à la résistivité intrinsèque. Pour mesurer la résistivité du sol, on utilise un quadripôle, formé d'un dipôle d'injection de courant et d'un dipôle pour la mesure de la différence de potentiel V (**Fig.** 6).

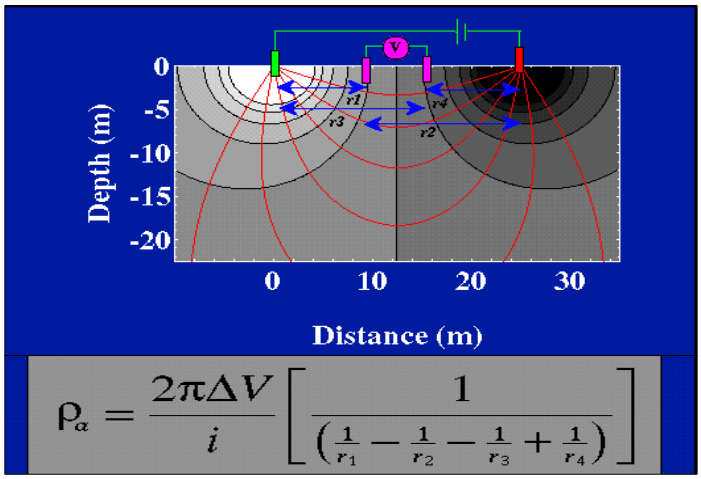


Fig. 6 Mesure de la résistivité apparente

La combinaison de la teneur en eau, de la minéralisation de celle-ci et des caractéristiques pétrographiques définit la résistivité d'une structure rocheuse. Deux terrains différents (calcaires et graviers) pourront avoir la même résistivité apparente et avoir la même teneur en eau. Par contre deux graviers ayant la même géologie pourront présenter des résistivités très différentes suivant leurs teneurs en eau (**Fig.** 7).

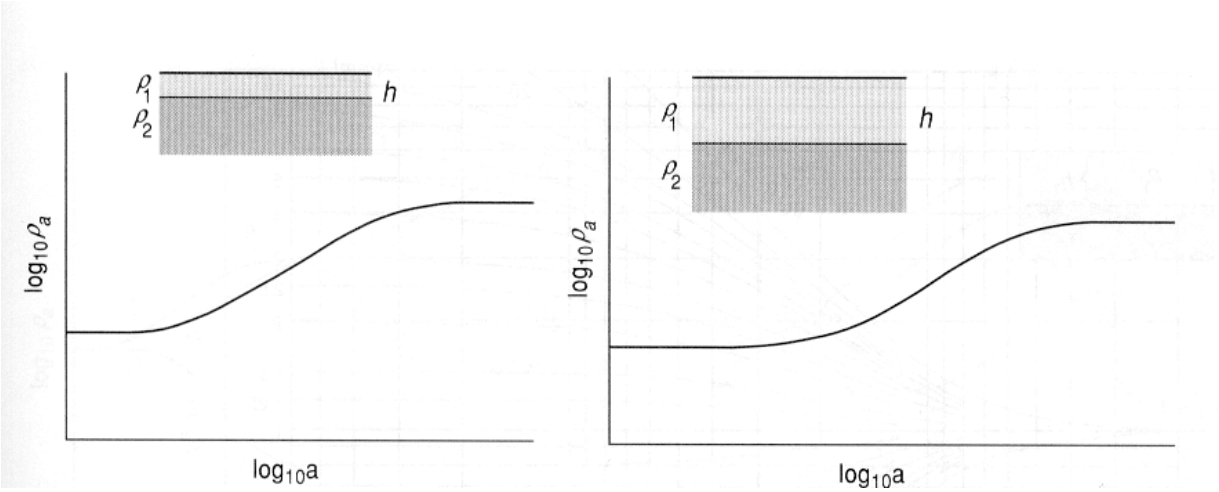


Fig. 7 Courbe de résistivité apparente en fonction de la distance AB, a=L

-Couches planes de résistivités différentes

Une fois la courbe ρa construite en fonction de L sur un papier log transparent, on déplace celui-ci sur un abaque de façon à mettre en cohérence la courbe de terrain et une ligne de l'abaque. On peut déduire alors ρ1 et h1. Le facteur K de la ligne de l'abaque donne le rapport ρ2/ρ1 (**Fig.** 8).

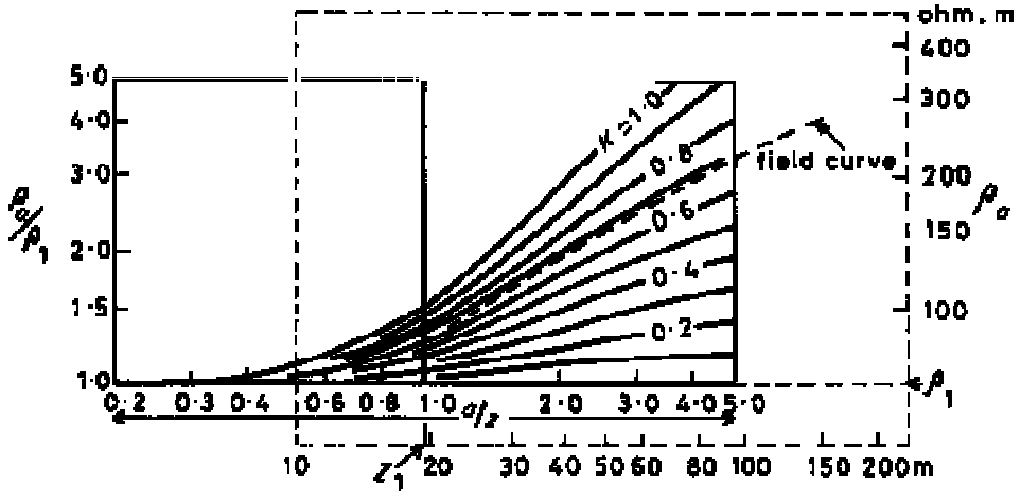


Fig. 8 Détermination des ρ1 et ρ2 par abaque

I.2.3. Pénétration en fonction de l'écartement des électrodes de courant

Presque 50% de tout le courant circule sur une profondeur inférieure à la séparation des électrodes. Pour augmenter la pénétration, on doit augmenter la séparation des électrodes (**Fig.** 9).

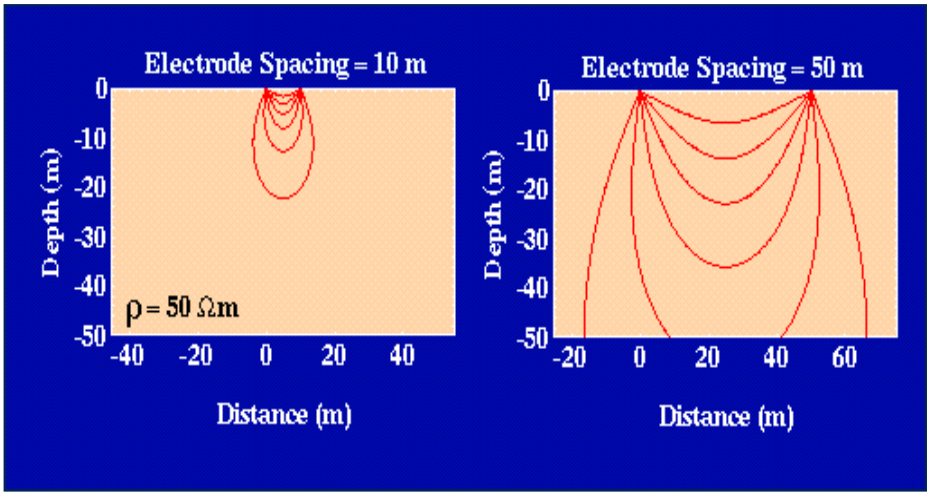


Fig. 9 Schéma indiquant la pénétration en fonction de l'écartement des électrodes de courant

I.3. Dispositifs

I.3.1. Le dispositif Wenner

C'est un quadripôle avec une distance identique entre les électrodes. Le dipôle de mesure de tension est au centre (**Fig.** 10). Ce dispositif est recommandé pour les structures horizontales. La profondeur d'investigation est plus faible que celle du Dipôle-Dipôle et du Wenner-Schlumberger. Le nombre des points à l'acquisition est inférieur à celui du Dipôle-Dipôle et du Wenner-Schlumberger, cet effet se fait sentir surtout sur les bords. C'est le dispositif le plus couramment utilisé. Il est utilisé pour mettre en évidence les structures horizontales et pour des terrains pas trop bruités.

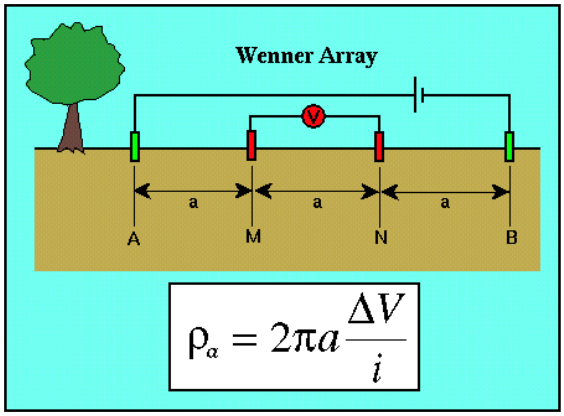


Fig. 10 Schéma montrant le dispositif Wenner

I.3.2. Le dispositif Wenner-Schlumberger

Ce dispositif est recommandé à la fois pour les structures horizontales et verticales. La profondeur d'investigation est d'environ 10% plus élevée qu'avec le Wenner. Le nombre des points à l'acquisition est plus grand que pour le Wenner mais inférieur à celui du Dipôle-Dipôle (**Fig.** 11). En fait, ce dispositif est conseillé de l'utiliser en présence d'un terrain bruité et sans aucune connaissance préalable de la géométrie du corps à étudier. Il peut, également, être utilisé, à la fois, en recherches géologiques à grande échelle, en hydrogéologie, en génie-civil, en archéologie et pour des problèmes d'environnement.

I.3.3. Le dispositif Dipôle-Dipôle

Il est recommandé surtout pour les structures verticales. La profondeur d'investigation est plus grande que pour le Wenner et Wenner-Schlumberger. Le nombre des points à l'acquisition est plus grand que pour le Wenner et le Wenner-Schlumberger. C'est un dispositif qui nécessite des appareils sensibles et un bon couplage des électrodes avec le sol. Il peut être utilisé pour la réalisation de la structure en 3D, seulement pour des grilles de 12x12 électrodes (**Fig.** 11). En déployant les deux dipôles d'injection de courant et de mesure de ddp d'une manière indépendante, on réalise des pseudo-sections ou des panneaux électriques dont l'interprétation peut se faire en terrain accidenté. Ce dispositif est recommandé de l'utiliser en cas de recherche des structures verticales dans une zone qui n'est pas trop bruitée, avec un résistivimètre assez sensible et un bon contact avec le sol. Ce dispositif peut, par exemple, convenir en archéologie, en géophysique minière et en génie-civil.

I.3.4. Le dispositif Pôle-Dipôle

C'est un dispositif asymétrique pouvant créer des artéfacts. La profondeur d'investigation intermédiaire entre le Dipôle-Dipôle et le Pôle-Pôle sensible au bruit nécessite de mettre une électrode à l'infini.

I.3.5. Le dispositif Pôle-Pôle

Avec ce dispositif, on enregistre la profondeur d'investigation la plus profonde avec une faible résolution. Il nécessite de mettre deux électrodes à l'infini, très sensibles au bruit et surtout utiles en 3D, puisqu'on utilise un grand nombre des points à l'acquisition.

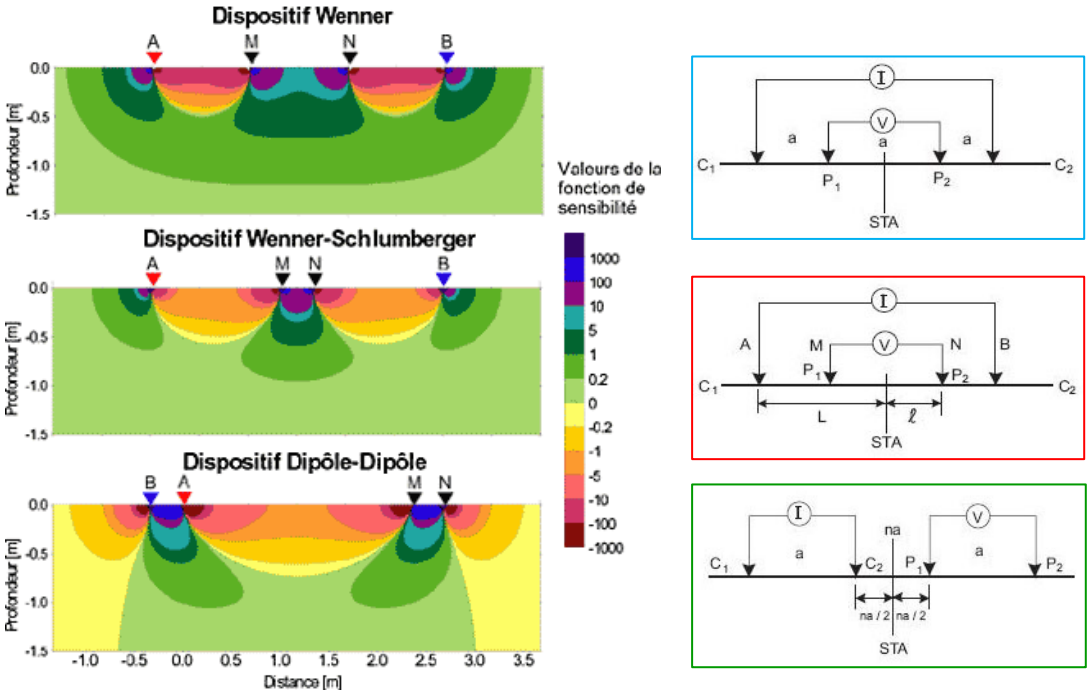


Fig. 11 Schéma récapitulatif des différents types de dispositifs

I.4. Les différents types de conductions électriques

On distingue différents types de conductions (**Fig.** 13) dont les facteurs influençant sont multiples tels que la porosité, la nature du fluide saturant et la teneur en argile.

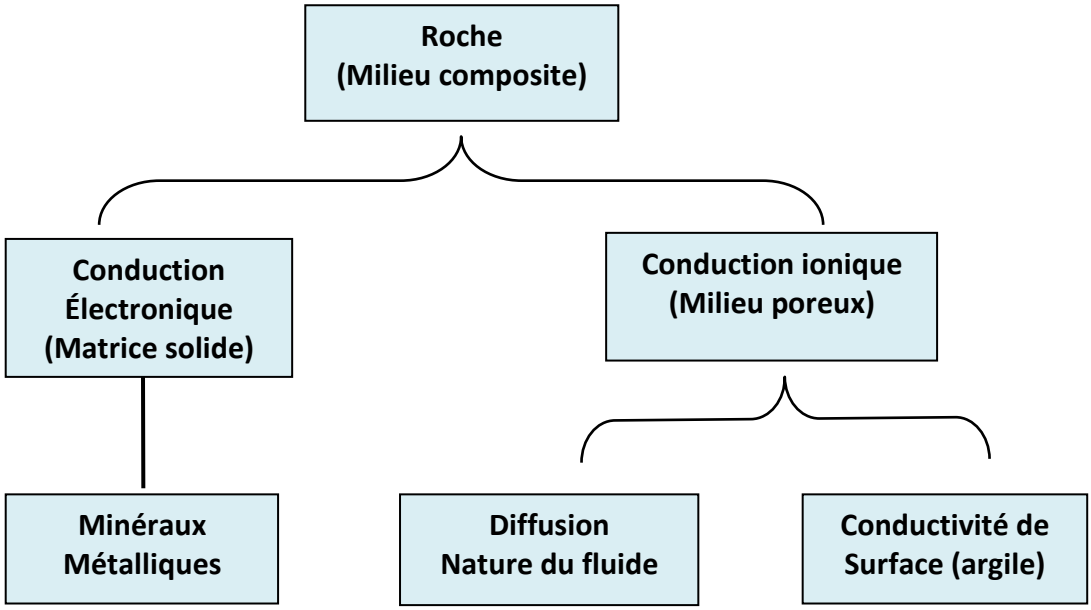


Fig. 12 Les différents types des conductions électriques

II. Les outils isotopiques : Généralités sur les isotopes et leurs utilisations

II.1. Principes et généralités

II.1.1. Définitions

Un isotope est défini par l'ensemble des atomes ayant le même cortège électronique et le même nombre de protons avec un nombre des neutrons différent. En effet, les isotopes d'un même élément présentent les mêmes propriétés chimiques.

II.1.2. Principe

Les isotopes du milieu obéissent à des lois de répartition identiques à celles qui régissent les réactions chimiques : la loi d'action de masse appliquée aux activités des molécules isotopiques (Fontes, 1976; Fritz, 1980). La loi d'action de masse thermodynamique régit aussi les isotopes. En effet, des échanges isotopiques peuvent se produire entre deux composés ou deux phases sans changement de leurs compositions chimiques (Fritz et Fontes, 1980).

$H_2{}^{18}O + 1/2CO_2 \rightleftharpoons H_2{}^{16}O + 1/2CO_2$

$H_2{}^{18}O$ (vapeur) + $H_2{}^{16}O$ (liquide) $\rightleftharpoons$ $H_2{}^{18}O$ (liquide) + $H_2{}^{16}O$ (vapeur)

En fait, les isotopes les plus utilisés dans le domaine de l'hydrogéologie sont :

Les isotopes stables : l'oxygène 18 et le deutérium sont utilisés comme des traceurs d'identification des mélanges entre les différentes masses d'eau et/ou entre l'eau et la vapeur.
Les isotopes radioactifs : le carbone 14 (^{14}C) sert pour la datation des eaux souterraines avec un âge variant entre l'actuel et 35Ka. Le tritium sert pour l'étude des temps de transit inférieurs à 60 ans.

II.2. Traçage par les isotopes stables de la molécule d'eau (couple $^{18}O/^{2}H$)

II.2.1. Notation

L'oxygène 18 et le deutérium présentent un grand contraste de masse vis-à-vis de ^{16}O et ^{1}H. C'est ainsi que les teneurs isotopiques, généralement faibles, sont exprimées en valeurs relatives et données sous forme de mesures différentielles à l'aide du rapport d'abondance, R (le rapport entre le nombre d'atome de l'isotope rare et lourd et celui de l'isotope abondant et léger, $R=^{18}O/^{16}O$, $^{2}H/^{1}H$….)

II.2.2. Les étalons de référence

La mesure de l'abondance s'effectue à l'aide d'un spectromètre laser, permettant la comparaison entre l'échantillon et un étalon de référence. Les résultats s'expriment en part pour mille (‰) de différence par rapport à l'étalon de référence, le SMOW (Standard Mean Oceanic Water), qui représente la composition isotopique moyenne des eaux océaniques (Craig, 1961a), ou le V-SMOW (Vienna Standard Mean Oceanic Water) distribué par l'Agence Internationale d'Énergie Atomique (AIEA) de vienne. La différence relative par rapport à ces étalons s'exprime par la relation (δ) :

δ = [(R échantillon –R étalon) / R étalon] *1000 Avec :

R échantillon= $^{18}O/^{16}O$ ou ($^{2}H/^{1}H$) échantillon ;

R étalon= $^{18}O/^{16}O$ ou ($^{2}H/^{1}H$) étalon ;

δ_{SMOW}=0‰.

Le rapport d'abondance R de l'étalon SMOW et V-SMOW sont très voisins (in Michelot, 1988).

$R_{SMOW}= (1993,4\pm2,5)*10^{-6}$ (Craig, 1961b)

$R_{V\text{-}SMOW=}$ $(2005,2\pm0,45)* 10^{-6}$ (Baertschi, 1976).

II.2.3. Fractionnement isotopique

Lors du passage de l'eau d'une phase à une autre (glace, liquide, vapeur), un fractionnement isotopique s'opère. Les molécules légères passent plus facilement dans la phase vapeur que les molécules lourdes. Ainsi, il se produit une répartition inégale d'un isotope donné entre les deux espèces ou les deux phases (O'Neil, 1968; Bottinga & Craig, 1968). Cette répartition s'exprime par un facteur de fractionnement (α) :

$\alpha_{A/B}=R_A/R_B$

Avec A et B désignent deux phases ou deux espèces chimiques et R_A et R_B les rapports d'abondance correspondants.

Le facteur de fractionnement isotopique α est généralement exprimé par rapport à la notation (δ) :

$\alpha_{A/B}= (1000+ \delta_A)/(1000+ \delta_B)$

$\alpha_{A/B}$ est très proche de 1 puisque les teneurs sont exprimées en valeurs relatives donc :

$\ln\alpha_{A/B} = (\delta_{A-} \delta_B)/(1000+ \delta_B)$

Comme $\delta_B <<< 1000$, on a donc : $\alpha_{A/B} = (\delta_{A-} \delta_B)*10^{-3}$

II.2.4. Facteur d'enrichissement isotopique

Le facteur de fractionnement (α) est souvent très proche de 1. Il est donc plus commode d'utiliser le facteur d'enrichissement isotopique (ε) qui est exprimé à l'aide de la déviation du facteur de fractionnement par rapport à 1 (Fritz, 1980):

$\varepsilon_{A-B}= (\alpha-1)*1000$

Compte tenu de la définition de (α), on peut faire l'approximation suivante :

$\alpha_{A/B} \approx \delta_{A-} \delta_B$ (si $\varepsilon_{A-B} \leq 10\%$)

II.2.5. Principe de traçage des eaux naturelles par le couple $^{18}O/^{2}H$

II.2.5.1.Traçage à la condensation

Le passage de la phase vapeur saturée à la phase condensée (liquide ou solide) ou condensation, s'effectue à l'équilibre, lorsque l'humidité de l'air atteint une valeur de 100%.
Lors d'une succession d'épisodes de condensations issues de la même masse de vapeur, chaque épisode pluvieux issu du réservoir vapeur (nuage) sera moins riche en isotopes lourds que l'épisode précédant associé à un nouvel abaissement de la température de condensation

(Craig, 1961a; Dansgaard, 1964 in Maliki, 2000). Ce phénomène est expliqué par l'appauvrissement isotopique de la vapeur d'eau résiduelle défini par le modèle de Rayleigh qui peut être assimilé à une exponentielle de la forme :

$\delta_v - \delta_{v0} = - \varepsilon \ln f$

Avec,

δ_{v0}= composition isotopique de la vapeur d'eau à l'instant initial,

δ_v= composition isotopique de la vapeur à l'instant t,

f = fraction restante de la vapeur.

Ainsi, une relation simple existe entre les teneurs en isotopes lourds et la température de condensation. Une dépendance qui présente une grande importance en aboutissant à une variation des teneurs en isotopes lourds en fonction de l'altitude, de la latitude, de la saison et de la période climatique (Fontes, 1976; Yurtsever et Gat, 1981).

A des températures inférieures à 10°C, Dansgaard en 1964 a établi une corrélation linéaire entre les teneurs isotopiques moyennes annuelles des pluies et la température moyenne au sol telque:

$\delta^{18}O = 0{,}69*T - 13{,}6$

$\delta^{2}H = 5{,}6*T - 100$

Cette relation reste non vérifiée à l'échelle locale et en particulier pour les stations très continentales ou celles caractérisées par des moyennes et basses températures.

A l'échelle mondiale, la signature isotopique en ^{18}O et ^{2}H, des eaux météoriques n'ayant pas subit d'évaporation est une relation linéaire appelée droite des eaux météoriques mondiale ou droite de Craig (Craig, 1961b; *in* Maliki, 2000) :

$\delta^{2}H(‰) = 8*\delta^{18}O + d$

La constance de la pente 8 au cours de tous les phénomènes de précipitations, est due au fait que la condensation est toujours un phénomène d'équilibre puisqu'il intervient à la saturation. La valeur d, désignée sous le nom d'excès en deutérium, est voisine de +10 (**Fig**. 13), pour les régions soumises à un régime de perturbation océanique (Craig, 1961b *in* Maliki, 2000) . On aura alors :

$\delta^{2}H(‰) = 8*\delta^{18}O + 10$

Le paramètre d varie lorsqu'une proportion notable de la vapeur condensant provient d'une mer fermée ou de l'évaporation continentale. Pour le bassin oriental de la méditerranée, les compositions isotopiques des précipitations obéissent à la relation suivante :

$\delta^2H(‰)= 8. \delta^{18}O + 22$ (Nir, 1967, *in* Fontes, 1976).

Pour la région de Sfax, l'excès en deutérium est de +13,5 (Maliki, 2000), on aura alors :

$\delta^2H(‰)= 8. \delta^{18}O + 13,5$

Suite à la condensation, au cours de sa chute dans l'atmosphère, à la surface du sol ou dans la zone non saturée, l'eau est soumise à l'évaporation. Ceci conduira à un enrichissement de la teneur en isotopes lourds de la fraction restante.

La teneur en isotopes des eaux de pluie varie considérablement en fonction de la température, elle-même dépendante du climat, de la latitude, de l'altitude et de la saison.

II.2.5.2. Traçage à l'évaporation

Plusieurs facteurs peuvent intervenir dans l'enrichissement en isotopes lourds par évaporation. On cite la température, la teneure en eau de l'atmosphère, la vitesse d'évaporation ainsi que la diffusion différentielle des molécules isotopiques dans l'air.

Lors de la condensation de la vapeur, l'eau de précipitation est soumise à l'évaporation au cours de son parcours vers le sol. Ce changement de phase, de l'état liquide à l'état vapeur, signalé notamment dans les zones arides à semi-arides, ne peut se produire que dans des conditions de non équilibre dans lesquels l'humidité absolue de l'air est inférieur à 100% (Gasparini, 1989).

Ainsi, La signature isotopique de l'évaporation se traduit par des relations linéaires entre les teneurs en ^{18}O et ^{2}H des fractions liquides restantes avec des pentes toujours inférieurs à 8 (Fontes, 1976). C'est-à-dire que les points représentatifs des eaux évaporés se situent sous la droite de Craig. Dépendant de l'humidité de l'air, la pente de la droite d'évaporation est généralement comprise entre 3 et 5. L'intersection de ces droites avec la droite météorique mondiale permet de déterminer les teneurs isotopiques initiales de l'eau avant l'évaporation.

II.2.5.3. Traçage des réactions d'échange

a- Échange avec l'encaissant

A des températures élevées supérieurs à 100°C, comme celles des champs géothermiques, on assiste à une réaction entre l'eau et les minéraux de l'encaissant. Les teneurs en ^{18}O des eaux réchauffées vont s'élever et tendre vers les minéraux constitutifs de la roche (silicates et carbonates) au facteur d'enrichissement prés (Fontes, 1976).

A l'exception des quelques minéraux tels que les micas et les amphiboles, les roches étant dépourvues des minéraux hydrogènes. Ainsi, aucun effet ne vient perturber les teneurs en deutérium. Les eaux des circuits géothermiques seront donc caractérisées par une élévation des teneurs en ^{18}O, sans modification des teneurs en ^{2}H (Craig, 1963; Fontes, 1976).

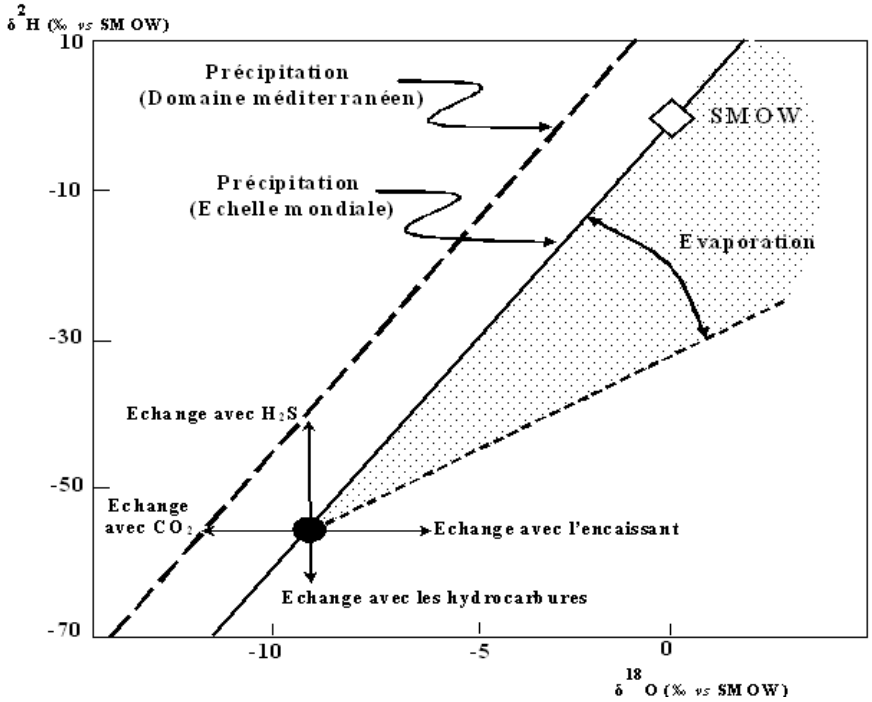


Fig. 13 Modalités du traçage en isotopes stables (Fontes, 1976)

b- Échange entre l'eau et les autres fluides

Toutefois, un échange isotopique peut avoir lieu entre l'eau et le CO_2. Ce phénomène est à l'origine d'un appauvrissement en ^{18}O de l'eau au dépend du gaz. L'interaction entre l'eau et le H_2S conduit à un enrichissement de l'eau en deutérium. Au contraire, avec les hydrocarbures, on assiste à un appauvrissement de l'eau en deutérium (**Fig.** 14).

II.3. Datation des eaux souterraines de la zone d'étude

II.3.1. Traçage par l'isotope radioactif de la molécule d'eau (le tritium : ^{3}H)

II.3.1.1. Généralités et définition

Le tritium (^{3}H) constitue l'isotope radioactif de l'hydrogène faisant partie intégrante de la molécule d'eau. Il est produit naturellement par spallation de l'azote-14 sous l'effet de la composante neutronique du rayonnement cosmique selon la réaction suivante :

$^{14}_{7}N + ^{1}_{0}n \longrightarrow ^{14}_{6}C + ^{3}_{1}H$

Ainsi formé, le tritium se combine à l'oxygène et s'intègre selon la réaction :

$^{3}_{1}H \longrightarrow ^{3}_{1}H + ^{14}_{6}C + \beta$

Grace à sa période de demi vie, relativement courte (12,43 ans, soit une perte de 5,5%) (Unterweger et al., 1980; IAEA, 1981), le tritium est utilisé pour l'étude des cycles hydrogéologiques dont le temps de séjour ne dépasse pas les 60 ans.

II.3.1. 2. Principe et mode d'expression

Le tritium obéit à la loi d'action de décroissance radioactive

$N=N_0 e^{-\lambda t}$; avec $\lambda=\ln 2/T$; avec

N_0 : nombre d'atome à la fermeture du système ;

N : nombre d'atome à l'indice (t);

T : temps écoulé depuis la fermeture du système ;

λ: constante de désintégration radioactive;

T : période radioactive ou temps de demi-vie de l'isotope.

Les teneurs en ^{3}H s'expriment en unités tritium (UT) avec une UT correspond à un atome de tritium pour 10^{18} atomes de ^{1}H, soit 7,1 dpm.l^{-1} (désintégration par minute et par litre d'eau).

II.3.1.3.Sources de tritium

Le tritium est produit, soit naturellement par spallation de l'azote-14 soue l'effet de la composante neutronique du rayonnement cosmique, soit artificiellement. En effet, depuis 1952, les essais thermonucléaires ont commencé à produire le tritium abondamment dans l'atmosphère. Les essais les plus importants qui ont eu lieu entre 1951 et 1952, ont conduit à l'augmentation radicale des teneurs de cet isotope radioactif dans les précipitations à partir de 1963. Pendant cette année, un pic majeur de ^{3}H a été enregistré. Le tritium, ainsi produit, est rapidement oxydé, puis participe au cycle hydrologique aboutissant à un traçage des eaux de précipitations de l'ordre de plusieurs milliers d'UT qui effacent complètement le phénomène naturel. Le taux de production moyen de tritium dans l'atmosphère est estimé à 0,25 atome/cm²/seconde (Lal, 1962; Suess, 1969) ce qui fait que cette production naturelle est très faible devant la production artificielle.

Avec l'arrêt des essais nucléaires en 1963, les teneurs en tritium ont montré une décroissance progressive pour tendre de nouveau vers les teneurs naturelles. Ainsi, la production artificielle

de tritium permet de différencier les eaux de précipitations sans tritium naturel (1952) des eaux naturelles formées dans l'atmosphère et contenant du tritium nucléaire (après 1952).
A l'échelle du globe, la distribution de tritium dans l'atmosphère, et par conséquent dans les précipitations, n'est pas donc homogène. Elle dépend essentiellement de deux effets (Fontes, 1992) :

-L'effet de continentalité : les teneurs en tritium sont plus élevées à l'intérieur des continents qu'aux côtes. Des échanges peuvent exister entre les masses de vapeurs océaniques et continentales. Le tritium est alors dilué par les vapeurs océaniques, dépourvues de cet isotope à cause des longs temps de séjour des eaux marines.
-L'effet d'altitude : les précipitations collectées en hautes altitudes sont plus tritiées que celles qui ont traversées la totalité des basses couches de l'atmosphère où les mélanges avec la vapeur appauvrie en ^3H sont plus efficaces (Fontes, 1976).

II.3. 2. Traçage par les isotopes du carbone inorganique total dissous (couple $^{13}C/^{14}C$)

Le carbone existe sous trois formes :
Carbone 12, isotope stable et commun (98,99%)
Carbone 13, isotope stable et rare (1,108%)
Carbone 14, isotope radioactif ; il ne constitue qu'une part infime du carbone total.
L'ensemble des espèces carbonées minérales, précipitées lors des prélèvements, constitue le carbone inorganique total dissous (CITD).

II.3.2.1.Traçage du carbone 13

a- Les réservoirs du carbone
On définit trois grands réservoirs naturels de carbone minéral :
-Le CO2 atmosphérique
- Le CO2 biogénique
- Le carbonate marin
Le CO2 atmosphérique
La teneur en ^{13}C du CO_2 atmosphérique varie actuellement entre -6,7‰ et -7,3‰ PDB (Salomons, 1986 in Daoud, 1995)

Le CO_2 biogénique

Sous l'effet de la respiration et la dégradation de la matière organique, le gaz carbonique biogénique est produit dans le sol par assimilation du CO_2 atmosphérique par les plantes.

Il est généralement observé un enrichissement en ^{13}C du CO2 produit de 2 à 5‰ par rapport aux teneurs en ^{13}C de la végétation dont il est issu (Dorr & Munnich, 1980; Rightmire, 1978 in Daoud, 1995).

Le CO_2 du sol se dissout ensuite dans l'eau suivant les équilibres calco-carboniques. Cette dissolution se produit selon la loi de Henry telque :

PCO_2= D (mCO2) ; avec

PCO_2 : pression partielle du CO_2 en contact avec l'eau

mCO_2 : concentration molaire du CO_2 dissous,

D : coefficient de dissolution de CO_2 dans l'eau

Cet équilibre peut s'écrire aussi selon la forme

Log P CO_2 =Log ($aHCO3^-$ -pH- Log K); avec

K : constante d'équilibre qui dépend de la température

A : est le coefficient d'activité ionique

Le carbonate marin

Le carbonate marin est caractérisé par une teneur en carbonate 13 proche de 0‰ v.s. PDB (Fontes, 1976).

b- Introduction et minéralisation du carbone

La composition isotopique du gaz carbonique des sols est étroitement liée au type du couvert végétal qui le produit. En fait, les plantes utilisent le CO_2 atmosphérique pour leurs photosynthèses. Il en résulte au cours de la synthèse chlorophyllienne un fractionnement isotopique en fonction du nombre de carbone mis en jeu. Suite à cette discrimination isotopique, les plantes vertes ont été réparties en trois groupes : C3, C4 et CAM.

Le groupe C3 de Calvin et Benson : Ce groupe englobe le $\delta^{13}C$ du CO_2 des sols les plus pauvres. Il est caractérisé par un composé organique à trois atomes de carbone résultant de la fixation du carbone du CO2 atmosphérique. Les teneurs en ^{13}C de la matière organique varient entre -33 et -22‰ vs PDB avec une moyenne de -25‰ vs PDB (Lerman, 1975).

Le groupe C4 de Hatch et Slack : Ce groupe est caractérisé par un composé organique à quartes atomes de carbones. Les teneurs en ^{13}C varient entre -9‰ vs PDB et -16‰ vs PDB avec une moyenne de -12‰ vs PDB.

Les plantes CAM (crassulacean acid metabolism): ce groupe est caractérisé par un cycle mixte de C4 et C3. Les teneurs en ^{13}C varient entre -9‰ vs PDB et -37‰ vs PDB avec une moyenne de -17‰ vs PDB (Lerman, 1975).

c- Les processus de fractionnement isotopique des espèces carbonatées

La teneur en carbone-13 du CITD dépend du $\delta^{13}C$ de chacune des espèces carbonatées en solution :

$\delta^{13}C_{CITD} = ([H_2CO_3]\ \delta^{13}C\ H_2CO_3 + [HCO_3]\ \delta^{13}C\ HCO3 + [CO_3^{2-}]\ \delta^{13}C\ CO_3^{2-})/\ [CITD]$

Ainsi, un fractionnement isotopique (α) se produit à l'équilibre entre les espèces carbonées. Ce fractionnement est défini en termes d'enrichissement (ε) avec les valeurs numériques déterminées expérimentalement en fonction de la température par les équations suivantes (Mook, 1972 in Fontes, 1992) :

$\varepsilon\ ^{13}C\ (g\text{-}H_2CO_3^-) = -0{,}9+373/T$

$\varepsilon\ ^{13}C\ (CO_2g\text{-}\ H_2CO_3) = 23{,}86-9483/T$

$\varepsilon\ ^{13}C\ (CO_2g\text{-}\ CO_3^{2-}) = 232{,}73-9037/T$

$\varepsilon\ ^{13}C\ (CaCO_3\text{-}\ HCO_3^-) = 15{,}10-4232/T$

Avec, (εi-j) le facteur de fractionnement entre les phases i et j ou $\varepsilon i\text{-}j \approx 10^3 \ln\alpha * \delta^{13}Ci\text{-}^{13}Cj$;

T est la température en °K et g est le CO_2 gazeux

En fait, la teneur en carbone-13 du CITD dépend de :

-La nature de l'espèce carbonatée considérée,

-La nature et l'amplitude du réservoir du carbone extérieur à la solution.

Si le réservoir considéré est un CO_2 biogénique, la composition isotopique du CITD se définit dans deux systèmes théoriques tels que le système ouvert et le système fermé.

Le système ouvert

Un système est dit ouvert lorsque la solution est en contact avec un réservoir infini de CO_2 gazeux. Toutefois, l'ouverture sur le réservoir de CO_2 suppose un pH relativement bas et des carbonates pratiquement absents de la phase aqueuse. Ce qui limite les échanges isotopiques à la mise en jeu de CO_2 et HCO_3^- selon les équilibres suivants (Fontes, 1978) :

$^{12}CO_2\ (gaz) + {}^{13}CO_2\ (aqueux) = {}^{13}CO_2\ (gaz) + {}^{12}CO_2\ (aqueux)$

$^{13}CO_2\ (gaz) + H^{12}CO_3^- = {}^{12}CO_2\ (gaz) + H^{13}CO_3^-$

En terme d'enrichissement isotopique, l'équation du bilan de masse s'écrit (Fontes, 1978; Fontes, 1985):

$\delta^{13}C_{CITD} = \delta^{13}Cg - \varepsilon\ (^{13}C)_{gb}$

Le système fermé

Un système est dit fermé dans le cas de l'absence d'échanges de matière entre les phases liquides et gazeuses (que se soit des zones saturées ou même des zones non saturées des aquifères). A ce stade et lorsque l'équilibre est atteint, on obtient :

$(H_2CO_3)+ (HCO_3^-) + (CO_3^{2-})$ = CMTD =Cte (**Fig.** 14)

A la différence du système ouvert, dans un système fermé, les échanges de matière et d'énergie avec l'extérieur sont impossibles. Néanmoins, les échanges existent entre les phases liquides et solides de la matrice de l'aquifère. Les eaux souterraines sont isolées du CO_2 atmosphérique. De ce fait, la teneur en CMTD dépendra de la teneur du CO_2(g) et de celui de la matrice carbonatée et elle est constante indépendamment du pH de la solution. Il en ressort que les systèmes fermés et ouverts constituent des modèles théoriques idéaux pour les eaux souterraines. Généralement, la dissolution des carbonates commence en système ouvert, dans la zone non saturée et se poursuit dans la zone saturée en système fermé.

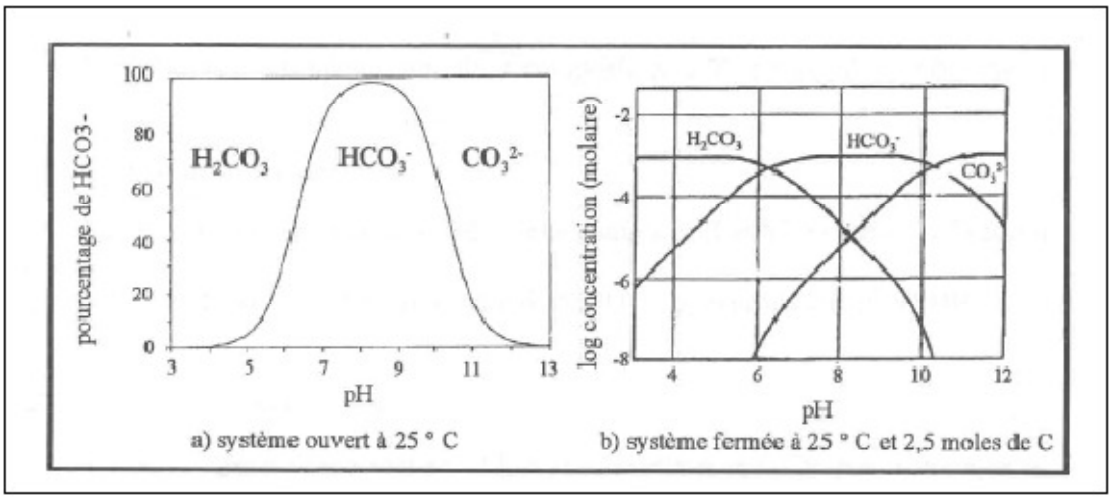


Fig. 14 Répartition des espèces carbonatées en système ouvert ou fermé, d'après (Stumm, 1981)

II.3.2.2. Traçage du carbone 14

a- Définitions

Le carbone 14 se forme dans la haute atmosphère (stratosphère), à partir d'azote 14 sous l'impact des neutrons secondaires cosmiques (ou produits lors des essais thermonucléaires), par réaction de spallation selon la réaction suivante :

$$^{14}_{7}N + ^{1}_{0}n \rightleftharpoons ^{14}_{6}C + ^{1}_{1}H$$

Le carbone 14 ainsi formé s'oxyde rapidement avec l'oxygène de l'air, donne une molécule de $^{14}CO_2$ radioactif qui entre dans le cycle biogéochimique du carbone. Le ^{14}C formé est instable et il est mélangé avec les formes stables du dioxyde de carbone.

$$^{14}_{6}C + O_2 \rightleftharpoons {}^{14}CO_2$$

b- Décroissance radioactive et mesure du carbone 14

Le carbone 14 formé régénère ensuite l'azote-14 par décroissance radioactive avec une période t= 5730±30ans, il se désintègre suivant la réaction :

$$^{14}_{6}C \rightleftharpoons {}^{14}_{7}N + \beta^-$$

Le principe de datation du carbone ^{14}C comme radio chronomètre est fondé sur la loi de la radioactivité, exprimé ici en activité spécifique, A (désintégration par unité de temps et unité de masse). Cette désintégration obéit comme le tritium à la loi générale de décroissance

$A_t = A_0\, e^{-\lambda t}$ donc : $t = 1/\lambda \ln (A_0/A_1)$

Avec : A_t : activité de l'échantillon au temps t;

A_0 : activité initiale du carbone moderne ;

λ : (= ln2/T) : constante de désintégration du ^{14}C;

T : période (ou temps de demie -vie) du carbone 14(T= 5730±30ans);

Donc : t (ans B.P.) = (T/ln2) (ln A_0/A), (Maliki, 2000).

Les normes de potabilité et les paramètres des eaux à usage agricole

- **La dureté**

La dureté totale d'une eau est identifiée avec la teneur en ions alcalis, principalement Ca^{2+} et Mg^{2+}. Elle mesure la capacité de l'eau à consommer du savon ou de produire des incrustations. On distingue :

* une dureté carbonatée correspondant à la teneur en carbonates et bicarbonates de Ca et Mg.

* une dureté non carbonatée est produite par les autres sels.

Dureté totale =Total de Ca^{2+} et de Mg^{2+}

- TH (méq/l) = Mg (méq/l) + Ca (méq/l)
- TH (mg/l) = 2,5 (Ca^{2+}) + 4,1 (Mg^{2+})

La dureté est mesurée par le titre hydrotimétrique exprimé en °f (degré français); 1°f correspond à 10 mg de carbonate de Ca dans 1 litre d'eau. Les eaux sont classées en eau très

douce, eau douce, eau moyennement dure, eau dure et eau très dure pour des valeurs de duretés respectives de 0 à 7; 7 à 15; de 15 à 25; de 25 à 42 et supérieur à 42.

- **Les normes de potabilité de l'eau selon WHO, 2008**

Pour l'étude de la qualité chimique des eaux des nappes phréatiques, on a procédé à l'étude des éléments majeurs et mineurs. Selon WHO, 2008, aucune norme n'a été crée pour le RS, le chlorure, le sodium, la dureté, le sulfate et le potassium. La seule norme qui a été établie a été basée sur le goût. En règle générale, les eaux avec des RS inférieures à 1000 mg/l sont acceptables pour les consommateurs. Le chlorure, cependant, peut avoir un goût indésirable à une concentration supérieure à 250 mg/l. A l'instant, l'eau potable avec une concentration de chlorure supérieure à 250 mg/l et une limite de 600 mg/l est parfois acceptable. La concentration de l'étalon de sodium est inférieure à 200 mg/l. Pour le calcium, le goût est compris entre 100 et 300 mg/l, et inférieur à cette limite, pour le magnésium. Les sulfates doivent être détectés à des concentrations inférieures à 500 mg/l. Pour les nitrates, la norme de 50 mg/l est essentiellement basée sur les effets sanitaires.

- **Les paramètres des eaux à usage agricole**

Les eaux de la nappe au voisinage des oasis peuvent être utilisées dans les activités de reboisement (Plantation forestière) qui peuvent jouer des rôles multiples tels que :

-La protection des oasis contre l'ensablement et l'action des vents chauds et secs.

-L'exportation racinaire des eaux de drainage pour la production de la biomasse et le rabattement du niveau général de la nappe.

-La production de la biomasse, source d'énergie renouvelable fortement demandée par la population locale.

Pour toute eau destinée à l'irrigation, il existe différents facteurs qui peuvent dégrader sa qualité. Ces facteurs se résument à la concentration en sels dissous exprimés par le résidu sec ou la conductivité électrique, la salinité potentielle et la concentration relative en sodium présent dans l'eau. Chacun de ces facteurs a un effet sur la croissance de la plante et sur sa production, une fois les sels dissous sont concentrés dans les solutions de sol.

Toutefois, la salinité totale permet de réduire la croissance des cultures et leurs productions. Cette salinité est exprimée par la minéralisation globale ou par la conductivité électrique (CE). Elle est, en partie, causée par l'eau utilisée pour l'irrigation des cultures ou par l'application des différents fertilisants qui apportent dans le sol des ions tels que Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} et plus rarement NO_3^- ou K^+.

En revanche, la perméabilité du sol dépend de plusieurs facteurs tels que la concentration totale de l'eau, la quantité de sodium, la concentration en bicarbonates et la nature du sol. Les concentrations élevées en sodium dans les eaux d'irrigation présentent une influence sur la perméabilité et l'infiltration des sols. Ainsi, la présence de Na^+ présente des effets néfastes sur la structure des sols par défloculation de l'argile. Cet effet, est interprété en calculant plusieurs paramètres tels que l'indice de perméabilité, les carbonates de sodium résiduels, le Kelly's ratio, le magnésium ratio, le Sodium Absorption Ratio (SAR) et le pourcentage de sodium (% Na).

-L'indice de perméabilité ou IP

L'indice de perméabilité est un paramètre important pour la pertinence de l'eau d'irrigation. Il indique que la perméabilité du sol est affectée par l'utilisation à long terme de l'eau d'irrigation influencée par les concentrations en Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} et HCO_3^- contenues dans le sol. Il montre l'effet de l'eau d'irrigation sur les propriétés physiques du sol. L'IP s'exprime comme suivant :

$IP(\%)=100*(Na^+ + \sqrt{HCO_3^-})/(Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+)$, avec les ions en epm (Doneen, 1964)

En se basant sur le IP, les eaux d'irrigation ont été classifié comme classe I, II et III ayant des valeurs >75, entre 25-75 et <25% respectivement. Les classes I et II sont considérés comme bonnes pour l'irrigation alors que la classe III est de qualité non appropriée.

-Les carbonates de sodium résiduels ou RSC

Les quantités de bicarbonate de sodium et du carbonate se trouvant en excès dans l'eau d'irrigation sont considérées comme nuisibles aux propriétés physiques des sols puisqu'ils sont à l'origine de la dissolution de la matière organique dans le sol laissant une tache noire sur la surface du sol lors du séchage. Cet excès est noté résiduel de carbonate de sodium.

Dans l'eau d'irrigation ayant une forte concentration de HCO_3^-, il ya une tendance pour Ca^{2+} et Mg^{2+} à se précipiter à la place de CO_3^{2-}. L'effet des ions CO_3^{2-} et HCO_3^- sur la qualité de l'eau a été exprimé en terme de carbonate de sodium résiduel (RSC) (Eaton, 1950). Ce terme a été calculé comme suivant (Raghunath, 1987).

$RSC = (CO_3+HCO_3)-(Ca+Mg)$, avec les ions en epm

Les eaux d'irrigation peuvent être classées, selon le taux de RSC : <1,25 ; entre 1,25-2,5 et >2,5 respectivement en eau de bonne qualité, de classe marginal et inappropriée pour l'irrigation (Eaton, 1950).

- Kelly's Ratio

Kelley, en 1951, a suggéré que le problème du sodium dans l'eau d'irrigation pourrait très bien être élaboré sur la base des valeurs du coefficient de Kelly. Les eaux souterraines ayant les rapports de kelly plus que l'unité sont généralement considérées comme impropres à l'irrigation.

Kelly's Ratio= $Na^{+}/(Ca^{2+} + Mg^{2+})$

-Magnésium ratio

Les ions magnésium sont essentiels pour la croissance des plantes et leurs déficits pour la plante provoquent le jaunissement entre les nervures des feuilles. Selon (Szaboles et Darab, 1964), la valeur critique du magnésium pour l'eau d'irrigation est calculée par l'équation suivante :

Mg Ratio (%) = $Mg^{2+}/(Ca^{2+} + Mg^{2+})*100$, avec les ions en epm

L'excès de magnésium dans les eaux d'irrigation affecte la qualité des sols et devient la cause d'un mauvais rendement au niveau des cultures. Les teneurs en magnésium sont considérées comme nocifs et impropres à l'irrigation lorsque elles dépassent plus que 50% (Szaboles et Darab, 1964; Sreedevi, 2004).

-Le pourcentage de sodium (% Na)

Le pourcentage de sodium dans des échantillons d'eau d'irrigation est également utilisé pour évaluer la qualité des eaux de l'échantillon destiné pour l'irrigation (Wilcox, 1955). Il est calculé par un rapport à des proportions relatives des cations présents dans l'eau où les concentrations d'ions sont exprimées en méq/l à l'aide de l'équation suivante :

% Na = $[(Na^{+} + K^{+})/(Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^{+} + K^{+})]*100$

-Le Sodium Absorption Ratio (SAR)

L'indice utilisé est le sodium absorption ratio (SAR) qui exprime l'activité relative des ions sodium dans les réactions d'échange avec le sol. Ce rapport mesure la concentration relative en sodium, calcium et magnésium. En effet, le sodium absorption ratio (SAR) est une mesure de l'aptitude de l'eau pour l'irrigation à des fins agricoles, telque déterminé par les concentrations de solides dissous dans l'eau. Il est également définit comme étant la mesure de la teneur en sodium du sol et se détermine par l'analyse de l'eau extraite du sol.

En général, plus le taux d'adsorption du sodium est élevé, moins l'eau est appropriée pour l'irrigation. L'irrigation avec une eau ayant un SAR élevé peut aboutir à des conditions

de destruction du sol ce qui exige des modifications du sol pour éviter des dommages à long terme sur le sol.

Si l'eau d'irrigation avec un SAR élevé est appliquée à un sol pendant des années, le sodium dans l'eau peut déplacer le calcium et le magnésium dans le sol. Cela entraînera une diminution de la capacité du sol pour former des agrégats stables et une perte de la structure du sol et de labour. Ce qui peut également conduire à une diminution de l'infiltration et de la perméabilité du sol à l'eau conduisant à des problèmes au niveau de la production agricole.

Des telles concentrations élevées de sodium peuvent devenir un problème lorsque le taux d'infiltration est réduit à un tel rythme et/ou lorsque la conductivité hydraulique du profil du sol est trop faible pour assurer un drainage adéquat. Le SAR est défini en fonction de la concentration de Na^+ par la racine carrée de la somme des concentrations des ions Ca^{2+} et Mg^{2+}; $SAR = [Na^+]/([Ca^{2+}] + [Mg^{2+}])^{1/2}$ où [i] est la concentration d'ions visés en mmol/l.

La valeur critique est atteinte avec un SAR proche de 10 (Appelo & Postma, 2005). En fait, les problèmes de structure du sol se produisent lorsque des ions Na^+ atteignent une barre de 15% des cations échangeables et lorsque la force ionique de la solution est inférieur à 0,015 (Appelo & Postma, 2005).

ANNEXE 3 : Résultats des Analyses Chimiques

Tableau 1 : Les puits de surface des nappes d'oasis et des nappes sahariennes de la Nefzaoua et du Djérid (*EC en ms/cm, les éléments majeurs et mineurs en mg/,RS en g/l)l)*

n° puits	prof.	EC	T (°C)	pH	Cl	NO_3	SO_4	CO_3	HCO_3	Na	K	Mg	Ca	**Sr**	RS	SI Anhy.	SI Arag.	SI Cal.	SI Dol.	SI Gyp.	SI Hal.
1	8	13,3	19,7	7,2	4179,7	1,6	3028,2	0,0	353,8	2277,6	73,6	466,7	1078,8		10,7	-0,12	0,6	0,74	1,48	0,09	-3,8
2	8,7	12,0	18,2	7,7	3496,7	ND	2526,0	0,0	158,6	2109,2	74,1	278,8	857,8	3,21	9,9	-0,22	0,65	0,8	1,45	0	-3,9
3	15,7	8,8	22,2	7,2	2038,8	82,8	1777,9	0,0	207,4	664,4	0,0	371,2	853,9	5,44	6,6	-0,29	0,36	0,5	0,99	-0,08	-4,6
4	7,7	11,2	21,2	7,2	2684,8	1,4	2259,6	0,0	402,6	1349,4	56,9	365,9	862,5	4,61	9,1	-0,24	0,56	0,7	1,37	-0,02	-4,19
5	7,5	11,3	19,9	8,1	2756,3	ND	3482,8	0,0	170,8	1570,4	215,5	488,5	889,9	4,81	9,3	-0,11	1,04	1,19	2,45	0,1	-4,13
6	6,8	9,4	19,6	7,7	1917,8	ND	2773,2	0,0	390,4	1015,3	0,0	472,2	758,6	4,12	8,1	-0,21	1,04	1,18	2,5	0	-4,46
7	3,9	10,3	19,7	7,3	2536,2	ND	3306,9	30,0	359,9	1298,9	71,1	520,5	900,4	5,51	8,7	-0,12	0,62	0,77	1,64	0,1	-4,24
8	6,1	8,9	19,9	7,8	1797,9	ND	2638,2	42,0	201,3	1011,7	55,0	360,1	598,5	3,81	7,1	-0,29	0,74	0,88	1,88	-0,07	-4,48
9	7,4	7,2	23,5	7,0	1437,4	ND	2463,0	24,4	286,7	789,0	73,9	243,2	691,3	4,66	6,0	-0,22	0,21	0,35	0,59	0	-4,68
10	5,1	5,8	22,2	7,4	1059,4	ND	2117,9	12,0	237,9	526,7	65,6	146,4	724,9		4,9	-0,2	0,6	0,74	1,12	0,02	-4,97
11	4,6	7,6	20,8	7,6	1682,4	16,2	2484,1	0,0	305,0	919,7	42,4	286,3	744,7	3,87	6,2	-0,21	0,83	0,97	1,86	0,01	-4,55
12	7,5	7,2	21,5	6,8	1404,3	ND	2249,9	0,0	378,2	815,0	3,6	237,7	800,5		5,9	-0,2	0,2	0,34	0,5	0,02	-4,67
13	5	9,1	20,5	7,7	2040,6	6,3	2843,4	6,0	292,8	1149,6	49,1	363,6	757,2	6,34	7,5	-0,19	0,9	1,05	2,11	0,03	-4,38
14	6,5	5,7	21,1	7,9	1069,1	5,5	2272,9	24,0	256,2	499,0	52,6	170,5	774,0	5,27	4,9	-0,16	1,05	1,19	2,06	0,05	-4,99
15	6	7,8	17,3	6,3	1626,2	4,4	2561,4	0,0	323,3	1035,1	59,6	279,4	762,3	10,61	6,9	-0,19	-0,41	-0,27	-0,63	0,03	-4,51
16	6	8,4	17,4	6,3	1688,5	5,0	2431,8	0,0	372,1	1041,6	30,4	267,6	721,9	10,88	7,1	-0,23	-0,36	-0,21	-0,51	-0,01	-4,49
17	5,5	7,8	16,0	6,4	1400,0	4,3	2678,6	0,0	372,1	887,5	46,7	247,2	686,6	10,58	6,8	-0,2	-0,34	-0,19	-0,49	0,02	-4,64
18		9,0	21,0	6,4	2029,7	5,6	2636,3	0,0	524,6	1287,1	49,9	333,5	795,0	10,01	7,8	-0,2	-0,16	-0,02	-0,07	0,02	-4,33
19	7	7,4	25,8	6,2	1347,0	6,0	2742,5	0,0	408,7	815,7	75,0	371,1	710,6	7,93	6,7	-0,2	-0,45	-0,31	-0,56	0,01	-4,7
20	50	7,8	25,4	6,4	1612,1	1,8	2444,3	0,0	824,7	811,4	66,2	328,6	702,2	8,06	6,8	-0,25	0,05	0,19	0,4	-0,03	-4,62
21	8	10,8	23,6	6,4	2319,8	4,2	3254,2	0,0	367,2	1405,9	78,7	494,2	680,3	9,28	9,3	-0,22	-0,41	-0,27	-0,33	-0,01	-4,24
22	50	8,2	21,9	6,3	1679,5	3,4	2573,5	0,0	895,5	992,0	50,7	387,7	751,9	10,04	7,3	-0,23	-0,01	0,13	0,32	-0,01	-4,52
23	20	10,5	19,7	6,4	2288,3	7,8	3110,8	0,0	500,2	1373,1	88,6	446,2	683,2	9,25	9,1	-0,23	-0,2	-0,06	0,04	-0,01	-4,26
24	8	9,4	19,5	6,3	2078,0	11,3	2853,0	0,0	469,7	1263,9	51,3	416,1	721,8	8,56	8,1	-0,22	-0,31	-0,17	-0,23	-0,01	-4,33
25		10,3	23,1	6,4	2641,0	0,6	2450,5	0,0	305,0	1565,6	97,7	287,3	638,7	7,37	8,2	-0,31	-0,48	-0,34	-0,68	-0,09	-4,13

26		8,2	26,3	6,3	1511,3	18,4	2022,8	0,0	305,0	937,5	53,9	256,2	576,8	7,90	6,1	-0,35	-0,52	-0,38	-0,77	-0,13	-4,58
27	8,3	3,5	20,8	6,3	1476,7	1,2	2669,3	0,0	366,0	927,5	57,8	284,0	749,9	8,48	6,2	-0,18	-0,38	-0,23	-0,55	0,04	-4,6
28	8	6,3	19,9	7,5	1400,1	8,7	2709,4	0,0	390,4	833,2	28,7	345,4	768,0	10,43	6,8	-0,18	0,8	0,94	1,88	0,04	-4,67
29	12	6,5	20,3	6,3	1394,0	5,4	2507,8	0,0	329,4	814,7	81,0	276,9	714,2	8,97	6,1	-0,21	-0,47	-0,33	-0,72	0,01	-4,68
30	50	9,1	24,0	6,3	2152,2	7,0	2203,4	0,0	414,8	1184,7	54,8	312,3	749,0	8,68	7,6	-0,27	-0,33	-0,19	-0,41	-0,05	-4,34
31	7	12,4	25,7	6,3	3193,6	7,6	3412,2	0,0	366,0	1873,2	90,7	461,3	836,3	10,53	11,0	-0,15	-0,39	-0,25	-0,42	0,07	-3,99
32	21,9	9,7	19,4	7,8	1562,3	558,0	2850,8	0,0	109,8	1361,9	253,0	192,3	673,8	5,27	7,8	-0,2	0,48	0,63	1,04	0,02	-4,42
33	30,4	4,1	22,4	7,9	354,1	109,3	1939,5	0,0	85,4	379,1	17,0	136,7	563,1	4,36	3,7	-0,28	0,48	0,63	0,97	-0,06	-5,57
34	11,3	1,3	21,0	8,1	94,9	29,5	364,1	0,0	109,8	102,7	6,6	36,2	121,8		0,9	-1,22	0,47	0,62	1,05	-1	-6,62
35	8,1	0,8	18,3	7,9	36,1	33,5	178,3	0,0	201,3	38,1	3,3	29,3	90,1	0,65	0,5	-1,56	0,46	0,6	1,06	-1,34	-7,45
36	5	0,5	20,8	8,2	26,4	45,5	91,9	18,0	103,7	22,5	3,6	17,2	58,3		0,3	-1,93	0,3	0,44	0,7	-1,71	-7,8
37	9,4	0,6	22,1	8,1	34,8	69,2	100,1	0,0	85,4	36,5	10,0	16,4	48,5	0,39	0,4	-1,97	0,06	0,2	0,28	-1,75	-7,47
38	8,4	2,5	20,7	7,7	289,2	422,8	616,7	0,0	122,0	220,3	4,3	86,1	210,5		1,8	-0,94	0,22	0,36	0,68	-0,72	-5,85
39	7,1	2,8	19,4	7,9	95,3	90,7	1515,0	0,0	268,4	123,5	23,3	79,6	503,4	3,28	2,5	-0,34	1,01	1,16	1,84	-0,13	-6,6
40	44	0,7	17,4	7,5	31,0	ND	161,6	0,0	152,5	46,1	0,0	21,6	70,7		0,5	-1,66	-0,14	0,01	-0,16	-1,44	-7,43
41	33,1	0,7	20,9	7,7	104,3	ND	97,4	0,0	122,0	61,3	6,7	28,5	41,1		0,4	-2,09	-0,25	-0,1	-0,02	-1,87	-6,78
42		5,0	20,1	7,5	624,8	101,5	1892,6	0,0	73,2	335,9	71,5	118,4	668,2	3,74	4,1	-0,23	0,13	0,28	0,14	-0,01	-5,38
43		2,9	18,2	7,7	601,3	32,8	758,9	0,0	128,1	278,3	0,0	68,5	418,6		2,2	-0,65	0,51	0,65	0,87	-0,43	-5,44
44		2,4	17,7	8,0	301,8	21,9	495,9	18,0	128,1	203,2	0,0	54,3	201,9		1,6	-0,99	0,57	0,71	1,19	-0,77	-5,85
45			20,8	ND	1207,0	ND	2520,0	0,0	115,0	782,0	165,0	249,0	656,0		6,2	-0,22	-0,23	-0,08	-0,25	0	-4,75
46		11,5	ND	7,8	3337,0	128,0	2064,0	0,0	128,0	1644,0	36,0	307,0	672,0		8,2	-0,36	0,56	0,7	1,41	-0,14	-4,01
47	17,7	6,2	21,0	7,7	1518,0	5,6	1171,1	0,0	170,8	708,7	6,6	159,9	551,8	3,64	4,7	-0,51	0,63	0,78	1,36	-0,29	-4,68
48	10,6	2,5	21,0	7,6	356,7	58,4	422,4	0,0	103,5	212,0	22,9	58,7	151,7	1,60	1,4	-1,16	-0,02	0,13	0,18	-0,94	-5,76
49	8,8	8,5	20,7	7,5	1741,3	ND	1754,5	0,0	140,3	1129,7	53,6	196,8	405,0	3,29	5,2	-0,52	0,19	0,33	0,69	-0,3	-4,43
50		9,0	19,6	7,9	2512,4	45,9	2169,1	0,0	25,6	1143,7	0,0	224,0	1028,6		7,2	-0,15	0,17	0,32	0,32	0,07	-4,29
51		5,8	23,8	7,7	1072,4	77,7	1557,7	0,0	91,5	652,8	0,0	109,8	697,7		4,6	-0,3	0,46	0,6	0,75	-0,08	-4,86
52		5,8	23,1	7,4	983,4	40,9	2187,0	36,0	322,1	609,5	0,0	170,5	808,3		5,1	-0,17	0,72	0,87	1,4	0,05	-4,94

Tableau 2 Les eaux de drainage du Djérid Avril 2009

Nom puits	Mesure in-situ			Cl (mg/l)	NO3(mg/l)	SO4(mg/l)	HCO3(mg/l)	Na(mg/l)	K(mg/l)	Mg(mg/l)	Ca(mg/l)	RS (g/l)
	Cté (ms/cm)	T (°C)	pH									
Drain Hazoua I amont	10,64	15,6	6,31	2162,79	8,34	2801,30	549,00	1369,60	51,80	389,10	918,60	10,37
Drain Hazoua II amont	10,49	17	6,39	2169,90	5,13	3037,20	378,20	1384,50	120,10	384,10	727,80	10,35
Drain Fatnassa amont	14,35	20	6,32	3028,50	24,88	4373,50	896,70	1943,20	98,10	757,50	731,80	14,96
Drain Bogeta amont	5,36	20,5	6,34	664,19	15,95	2021,60	292,80	610,30	66,40	87,30	665,50	16,50
Drain jhim 1amont 1(stagnant)	11,4	22,8	6,24	6447,20	24,09	7715,00	610,00	3873,20	384,80	1466,00	672,60	10,16
Drain jhim 1 amont 2	14,1	21,8	6,24	3214,30	5,83	3857,20	518,50	1937,60	134,40	702,80	667,60	9,77
Drain 7 rejel (amont	8,05	22,9	6,33	1830,10	2,68	3303,80	506,30	1116,40	30,50	404,20	715,40	10,57
Drain berom amont	10,11	18,3	6,33	2172,00	8,14	3282,70	610,00	1379,60	87,60	474,70	782,40	11,54
Drain borogaa amont	9,01	22,3	6,32	1836,86	5,95	2799,20	500,20	1089,90	67,70	369,50	693,80	9,10
Drain elwediane evacuateur amont	19,16	24	6,39	7302,00	7,04	3060,20	439,20	3084,20	102,60	617,20	1420,60	12,23
Drain Fatnassa aval (amont elbora)	7,3	20,6	6,32	4016,63	18,03	4349,80	732,00	2264,10	120,00	867,80	1270,60	16,72
Drain elwediane evacuateur aval	19,61	24	6,48	5994,42	5,31	3295,00	359,90	3106,60	136,20	548,40	900,20	12,40
Drain berom aval	10,87	18,8	6,29	2363,80	7,89	3304,40	555,10	1432,70	84,00	475,10	706,10	10,86
Drain borogaa aval	9,06	19,7	6,35	1791,30	3,22	2841,50	427,00	1107,40	74,90	338,30	667,60	6,69
Drain Bogeta aval	10,83	19,6	6,35	2049,60	3,58	3515,00	402,60	1414,90	104,10	432,50	643,20	9,69
Drain 7 rejel (aval)	9,19	27,4	6,44	1843,02	2,95	2852,40	402,60	1088,90	26,00	435,50	1011,80	10,63
Drain jhim 1aval	14,93	20,7	6,12	3290,20	3,63	4369,60	378,20	2047,50	138,40	685,50	689,10	9,32
Drain Hazoua II aval	10,67	17,8	6,44	2246,51	8,66	3091,70	244,00	1445,50	86,00	424,40	834,20	10,50
Drain elbora aval	14,49	19	6,36	3455,70	8,76	4033,70	610,00	1984,30	102,70	772,00	702,00	11,54
Drain Hazoua I aval	9,93	17,5	6,33	2131,20	10,30	3022,10	317,20	1398,90	69,10	370,10	730,40	10,99
Drain elouinet aval	12,29	20,6	6,37	2975,40	13,17	3177,90	420,90	1552,20	59,50	437,20	781,90	10,74

Tableau 3 Les eaux de drainage du Djérid Avril 2010

Nom puits	Mesure in-situ			Cl (mg/l)	NO3(mg/l)	SO4(mg/l)	HCO3(mg/l)	Na(mg/l)	K(mg/l)	Mg(mg/l)	Ca(mg/l)	RS (mg/l)
	Cté ()	T (°C)	pH									
Drain Hazoua I amont	11,55	21,3	7,36	2522,50	20,80	2741,60	518,50	1314,20	94,00	443,90	907,70	9538
Drain Hazoua II amont	7,84	23,1	7,94	1497,50	0,00	2272,80	146,40	884,80	41,80	300,40	679,74	6502
Drain Fatnassa amont	11,88	17,6	7,7	2659,80	0,00	3254,20	134,20	1237,00	95,20	628,40	729,00	10143
Drain Remada amont (Bogeta)	5,32	25,1	7,88	643,00	0,00	1891,36	231,80	507,00	71,40	84,20	693,41	4570
Drain jhim 1amont	13,03	18,3	7,48	3104,80	0,00	3318,00	494,10	1479,00	131,60	676,60	735,20	10901
Drain 7 rejel (amont)	8,92	25,3	7,03	1733,00	0,00	2496,10	524,60	878,60	50,40	390,80	778,10	7696
Drain berom amont	7,35	25	7,03	1533,80	0,00	2459,20	85,40	571,30	44,10	290,10	1067,30	6205
Drain borogaa amont	9,51	19,7	7,04	1799,50	0,00	2297,90	506,30	916,20	64,80	372,90	731,70	7956
Drain evacuateur amont	17,22	20,5	7,15	5088,40	0,00	3380,80	433,10	2186,00	124,40	700,60	919,50	14074
Drain Fatnassa aval	15,94	19,4	7,67	3996,40	0,00	3955,60	683,20	1908,20	126,40	911,00	775,60	13785
Drain evacuateur aval	18,22	20,1	7,19	5185,40	0,00	3270,00	36,60	2453,80	125,40	614,00	918,40	14081
Drain berom aval	7,45	23,8	7,02	1411,10	0,00	2438,60	12,20	642,10	40,70	278,50	985,40	6142
Drain borogaa aval	10,91	20,5	7,01	2164,50	0,00	3254,90	24,40	1155,00	77,90	443,00	747,60	9082
Drain Remada aval (Bogeta)	12,94	20,8	7,71	3061,20	0,00	3484,40	555,10	1455,20	100,40	691,60	662,60	10947
Drain 7 rejel (aval)	8,75	20,6	7,61	1697,04	0,00	2495,35	518,50	941,20	26,30	439,00	735,57	7695
Drain jhim 1aval	14,61	18,2	7,82	3533,60	0,00	4257,60	445,30	1699,60	165,40	744,40	696,40	12226
Drain elouinet aval	14,56	19,1	8,54	3752,40	0,00	3108,60	463,60	1687,80	119,00	679,00	786,60	11840
Drain Hazoua II aval (Djérid)	11,84	25,3	7,83	2626,10	0,00	2726,60	286,70	1340,50	47,10	464,85	686,90	9708
Drain Hazoua I aval	10,94	22,5	7,94	2447,6	0	2979,2	292,8	1236,4	58,4	434	656,1	9089
Drain Beni ALI amont	14,91	20,5	7,18	3678,00	0,00	4138,60	36,60	1780,00	148,00	809,20	718,00	12689
Drain Beni ali aval	13,89	19,6	7,25	3443,60	0,00	3399,60	506,30	1562,40	106,00	659,60	667,40	11293

Tableau 4 Les nappes d'oasis du Djérid Avril 2010

n° sur carte	Mesure in-situ			Cl (mg/l)	NO3(mg/l)	SO4(mg/l)	HCO3(mg/l)	Na(mg/l)	K(mg/l)	Mg(mg/l)	Ca(mg/l)	RS (mg/l)	Sr (mg/l)
	Cté ()	T (°C)	pH										
15	8,47	20,9	7,67	1560,50	0,00	2853,10	12,20	833,90	57,50	264,00	747,50	7061	8,641
16	9,52	20,1	7,53	2159,00	0,00	2477,20	390,40	1075,40	35,30	334,40	743,30	8101	7,675
17	8,35	25	7,68	1831,60	0,00	2235,30	414,80	947,40	56,10	273,90	994,60	7009	9,102
19	6,47	25	7,08	1359,40	0,00	2527,60	170,80	692,50	42,90	334,00	675,32	6485	4,366
20	10,58	21,9	7,13	2240,90	9,40	2978,50	402,60	1065,50	82,10	492,20	701,31	9063	4,551
23	11,95	20,1	7,72	2680,70	0,00	2784,60	603,90	1248,40	91,80	521,00	1212,90	9947	6,706
24	9,75	22,1	6,74	1970,30	0,00	2870,70	475,80	975,60	83,70	431,90	642,40	8283	5,343
25	10,58	22,3	6,83	2490,30	0,00	2254,30	12,20	1288,90	89,50	271,70	688,40	8098	7,117
26	9,04	23,5	6,8	1975,70	27,00	2346,30	298,90	919,00	31,20	302,20	1102,45	7245	5,656
27	7,29	17,9	7,04	1242,38	0,00	2191,70	378,20	696,70	79,10	267,60	673,00	6189	7,467
28	16,64	17,53	7,59	4225,60	0,00	4095,20	677,10	1932,00	102,00	954,60	778,20	14116	6,586
29	7,01	18,3	7,43	1193,00	0,00	2153,40	372,10	685,40	61,70	297,60	695,08	6117	5,897
30	9,75	22,6	6,9	2051,40	0,00	2442,30	427,00	1043,70	52,20	314,70	695,30	7830	5,554
31	13,42	21,5	7,08	3249,60	0,00	2873,00	408,70	1474,20	136,00	492,60	1224,00	10863	7,437
18	11,5	20,3	7,76	2486,60	0,00	2765,70	963,80	1293,20	59,00	450,50	678,30	9663	6,595

Tableau 5 Les eaux de drainage de la Nefzaoua janvier 2010

Nom puits	Cl (mg/l)	NO3(mg/l)	SO4(mg/l)	HCO3(mg/l)	Na(mg/l)	K(mg/l)	Mg(mg/l)	Ca(mg/l)	RS	Sr (mg/l)
Dr Fatnassa amont	2715,10	0,00	3156,00	494,1	1506,70	63,30	525,50	744,20	7,966	9,71
Dr Zaouiet elanes amont	2051,10	94,70	2321,70	347,7	1130,60	65,30	299,80	813,80	4,998	7,20
Dr Nega amont	1901,60	0,00	2216,90	353,8	978,10	88,50	366,80	797,40	5,936	7,52
Dr elfaouar ouest amont	2275,20	0,00	2524,30	390,4	1321,20	94,20	348,10	811,50	6,909	8,12
Dr Ghidma amont	931,60	28,40	1106,10	225,7	522,70	30,00	179,20	418,70	3,136	3,46
Dr Bechni amont	1038,30	0,00	1800,00	677,1	542,40	6,40	193,40	763,10	3,717	5,85
Dr Telmine amont	4576,50	8,20	3776,20	463,6	2336,50	99,60	709,60	915,10	11,326	13,51
Dr Tombar amont	3410,40	0,00	3339,00	512,4	1727,60	0,00	680,40	1005,80	9,184	11,24
Dr Guettaya amont	1296,20	0,00	2226,55	323,3	651,65	29,80	263,80	814,20	4,536	5,93
Dr Blidette amont	1241,40	0,00	2316,35	305	622,10	28,70	262,35	815,80	4,438	5,82
Dr Zarcine amont	3846,40	0,00	1629,70	427	1556,60	125,60	552,60	802,00	8,05	9,65
Dr Douz amont	4299,60	0,00	2460,00	335,5	2206,80	74,40	415,00	799,80	9,821	10,81
Dr Zaafrane amont	3002,40	0,00	3459,60	567,3	1845,60	69,20	614,20	917,80	8,106	10,35
Dr Fatnassa aval	5213,80	0,00	4833,60	427	2851,60	125,40	1014,20	922,60	12,53	15,16
Dr Zaouiet elanes aval	1991,00	0,00	2397,90	274,5	1092,60	53,60	325,70	809,70	6,216	7,53
Dr elfaouar ouest aval	1053,80	0,00	1391,80	170,8	648,30	73,60	152,20	528,60	3,577	4,01
Dr Ghidma aval	907,84	0,00	1199,20	189,1	486,40	39,64	155,60	423,48	2,401	2,54
Dr Bechni aval	1754,60	0,00	2727,60	414,8	1018,80	45,60	400,80	792,50	6,055	7,65
Dr Telmine aval	1902,60	16,90	2490,60	305	992,00	71,70	367,80	775,20	5,95	7,48
Dr Tombar aval	3011,80	0,00	2939,60	488	1575,60	63,00	619,00	975,20		10,38
Dr Guettaya aval	4498,20	0,00	3320,00	305	2539,20	99,80	535,40	815,60	11,354	12,36
Dr Blidette aval	1221,35	5,45	2299,80	274,5	635,05	43,00	254,00	734,20	4,375	5,75
Dr Zarcine aval	8414,00	38,60	4884,20	323,3	4525,80	221,40	1125,40	926,00	18,41	20,81
Dr Douz aval	4561,60	0,00	2536,40	353,8	2435,00	228,80	510,40	957,40	10,241	11,32
Dr Zaafrane aval	1631,45	4,00	2641,40	390,4	957,55	66,30	320,80	772,95	5,376	6,73

Tableau 6 Les eaux de drainage de la Nefzaoua juin 2010

Nom puits	Mesure in-situ			Cl (mg/l)	SO4(mg/l)	HCO3(mg/l)	Na(mg/l)	K(mg/l)	Mg(mg/l)	Ca(mg/l)	RS
	Cté ()	T (°C)	pH								
Dr Fatnassa amont	10,17	25	7,78	2032,00	2646,80	427	1164,00	65,70	426,00	634,57	8,31
Dr Zaouiet elanes amont	8,54	25	7,69	1824,90	2256,70	237,9	931,10	53,40	295,80	653,86	6,99
Dr Nega amont	10,07	23,8	6,96	2058,80	1927,60	433,1	1071,60	69,60	439,20	634,20	7,44
Dr Ghidma amont	6,46	22,1	7,22	1168,80	2113,20	457,5	561,50	23,10	217,10	675,71	5,78
Dr Bechni amont	7,23	27,2	7,69	1639,70	2669,90	335,5	618,60	34,80	234,80	1011,70	6,60
Dr Telmine amont	16,6	25	7,68	4794,80	3574,00	494,1	2089,20	68,20	816,20	969,43	14,40
Dr Tombar amont	12,28	25,0	7,67	2765,90	2809,70	500,2	1452,90	49,00	547,20	861,14	10,35
Dr Guettaya amont	7,41	25,0	7,67	1349,30	2410,60	323,3	665,50	49,10	305,00	675,00	6,25
Dr Blidette amont	6,84	26,6	7,42	1248,10	1843,10	268,4	577,90	35,00	261,10	699,14	5,05
Dr Zarcine amont	12,38	26,20	7,06	3167,80	3350,00	335,5	1596,60	138,60	612,40	685,14	10,58
Dr Douz amont	15,52	23,0	7,18	4191,40	3133,60	445,3	2264,40	100,60	456,40	1102,00	12,14
Dr Zaafrane amont	8,13	22,2	7,52	1542,60	2340,10	475,8	858,40	48,60	320,60	645,29	6,89
Dr Fatnassa aval	16,91	25	8,01	4530,60	4238,20	189,1	2374,00	107,80	822,80	712,00	13,90
Dr Zaouiet elanes aval	10,13	25	7,7	2127,40	2623,60	305	1203,70	61,60	381,20	642,14	8,21
Dr Ghidma aval	7,85	25,1	7,58	1553,20	2309,10	329,4	828,60	25,20	281,40	599,43	6,53
Dr Bechni aval	7,84	26,3	7,38	1513,30	2602,80	427	760,80	37,50	340,50	663,00	6,93
Dr Telmine aval	7,57	25,0	7,79	1360,00	2286,90	292,8	710,70	33,70	345,40	860,86	6,65
Dr Tombar aval	12,74	25,00	7,54	3179,80	3099,00	512,4	1481,80	74,20	595,00	661,43	10,28
Dr Guettaya aval	10,44	25,0	7,78	2422,30	2935,80	298,9	1283,10	61,10	370,30	651,71	8,48
Dr Blidette aval	6,06	24,8	7,10	1057,90	2051,70	274,5	539,30	45,70	239,30	612,57	5,46
Dr Zarcine aval	30,10	26,9	7,05	8950,00	6986,50	329,4	4790,50	295,00	1498,00	1960,00	24,38
Dr Douz aval	14,28	25,4	7,43	3617,80	2246,60	244	2434,40	110,80	369,80	662,29	10,78
Dr Zaafrane aval	10,17	22,1	7,39	1963,90	3171,00	488	1248,80	40,40	445,90	681,71	8,62
Dr Nega aval	36,9	25,5	7,68	12003,50	5187,50	347,7	6534,00	271,50	1477,00	1802,86	29,86

Tableau 7 Les nappes d'oasis de la Nefzaoua juin 2010

n° sur carte	Mesure in-situ			Cl (mg/l)	SO4(mg/l)	HCO3(mg/l)	Na(mg/l)	K(mg/l)	Mg(mg/l)	Ca(mg/l)	RS
	Cté ()	T (°C)	pH								
8	5,38	20,9	7,7	783,55	1704,35	244	423,75	25,85	143,85	852,05	4,71
4	6,33	24,1	7,53	1140,90	1599,00	262,3	572,80	70,30	156,70	907,29	5,27
6	7,51	22,7	7,1	1555,90	2098,00	353,8	754,80	37,90	239,10	674,86	5,95
	10,58	22,4	7,36	2197,10	2054,70	475,8	1060,40	35,50	427,40	776,43	7,53
11	8,78	25	7,65	2218,60	1844,40	244	848,70	36,70	354,00	1035,20	7,62
7	10,87	22,3	7,48	2543,90	2457,30	268,4	1437,40	91,00	386,00	839,70	9,09
2	8,64	24,8	7,73	1795,90	2222,50	262,3	996,10	50,70	322,20	640,29	7,13
5	8,2	21,1	7,57	1727,60	2211,30	268,4	886,20	43,90	275,60	665,86	6,70
3	8,45	24,1	7,07	1688,20	2170,10	378,2	997,50	67,40	287,30	766,30	7,20
9	13,87	25	7,57	4072,80	2640,00	335,5	2264,40	100,60	456,40	1102,00	11,12
12	11,17	23,9	7,16	2681,30	2289,60	396,5	1508,60	39,90	361,50	881,50	9,16
14	8,21	22,7	7,74	1799,90	2945,30	317,2	771,30	37,20	424,80	725,43	7,37
10	14,57	25	7,84	4003,80	2329,20	134,2	2274,00	188,60	309,60	957,80	11,10
13	12,85	23,4	7,85	3039,20	3457,80	158,6	1530,60	250,00	473,20	873,43	10,65

Tableau 8 Les eaux d'irrigation de la Nefzaoua et du Djérid

n° sur carte	Prof captée	Mesure in-situ			Cl (mg/l)	SO4(mg/l)	HCO3(mg/l)	Na(mg/l)	K(mg/l)	Mg(mg/l)	Ca(mg/l)	RS (g/l)
		Cté (mS/cm)	T (°C)	pH								
Nefzaoua												
1	185	4,4	25,1	7,8	876,7	1150,9	109,8	477,0	32,2	135,0	351,0	3,3
2	150	3,18	23,4	7,87	671,5	500,4	103,7	323,6	7,0	104,3	211,5	2,2
3	450	3,94		7,8	563,8	1203,4	201,3	376,1	15,5	136,2	295,1	2,7
4	131	3,83	24,1	7,54	586,9	1345,9	140,3	374,6	15,3	145,7	356,6	3,1
5	100	4,27		7,95	663,1	1598,3	122,0	448,4	21,1	165,3	317,5	3,4
6	80	6,05	23,9	7,41	1182,2	1705,5	207,4	700,6	26,8	222,1	533,5	4,9
7	293	2,56	23,8	8,08	502,9	530,4	183,0	272,0	10,6	82,4	171,0	1,7
8	100	2,23	24	8,04	447,7	430,8	122,0	237,8	17,1	74,4	150,7	1,6
9	205	2,53	24,4	7,95	417,7	485,0	146,4	253,7	13,8	83,0	180,7	1,7
10	215	2,6	24,5	7,87	551,7	561,8	140,3	266,3	16,6	90,2	180,7	1,9
11	200	2,63	27,3	7,78	507,4	525,9	115,9	267,4	18,2	90,0	181,4	1,9
12	100	7,72	23	7,62	2284,1	1326,4	109,8	1197,3	41,4	213,0	365,0	5,5
13	200	4,6	23,7	7,62	1241,2	718,6	109,8	589,0	32,8	121,7	267,6	3,4
14	140	4,34	23,4	7,6	1127,7	722,9	115,9	493,0	20,1	128,7	273,5	3,1
15	147	4,7	26,2	7,58	830,2	1669,9	152,5	484,3	23,1	166,0	430,4	3,8
16	130	3,28	23	7,8	620,7	901,0	152,5	484,3	23,1	166,0	430,4	2,5
17	85,5	4,67	26,1	7,61	806,9	1686,9	73,2	480,8	20,5	163,0	430,4	3,7
18	137	4,78	24	7,62	1042,2	1285,4	152,5	527,4	28,2	155,0	376,8	3,6
19	160	2,75	27,7	7,77	547,2	633,9	140,3	258,5	20,2	97,7	197,1	1,9
20	180	2,9		7,71	509,6	610,8	170,8	251,2	16,4	94,4	188,6	1,9
Djérid												
1	805	5	37,4	7,5	515	1143	168	500	18	122	215	3,09
2	462	4,5			781	1056	153	437	21,4	182	296	3,14
3	430	4,3			639	912	183	380	23,4	96	360	3
4	630	2,91	29,5	8,02	500	864	102	292	15	149	184	2,16
5	632	4,1			852	864	122	334	23,4	132	340	2,88
6	354	2,8	32	7,73	426	676	151	330	23	122	137	1,89
7	65	4,0			426	1315	110	265	19	164	246	2,82

8	494	4,7			355	1536	305	391	7	156	360	3,26
9	603	9,2			1775	2040	113	1150	0	196	440	6,42
10	1208	5,5			781	1680	122	552	13,7	192	480	3,85
11	272	7,0			783,8	2281	164,7	410	31,2	237	564	4,93
12		4,1			494,2	1247	161,7	300	21	121	309	2,89

Tableau 9 : Les Résultats des analyses chimiques des eaux de pluie *(EC en ms/cm, les éléments majeurs en mg/)*

Nom Ech	**Cl (mg/l)**	**NO3 (mg/l)**	**SO4 (mg/l)**	**HCO3 mg/l)**	**Na (mg/l)**	**K (mg/l)**	**Mg (mg/l)**	**Ca (mg/l)**	**c25°C**
1-oct.-08	19,79	15,39	104,49	18,30	14,79	3,16	3,48	50,07	0,20
2-déc.-08	29,69	12,87	188,33	36,60	22,67	3,16	1,79	87,28	0,40
3-déc.-08	10,50	7,33	35,81	15,25	4,33	1,48	1,51	24,13	0,10
29-mars-09	28,17	2,57	83,15	12,20	19,66	1,63	2,36	30,07	0,10
3-avr.-09	13,78	3,96	76,09	24,40	7,79	1,52	2,36	43,26	0,10
5-mai-09	45,42	31,46	167,29	24,40	31,27	3,41	2,78	77,86	0,40
18/01/2009	6,29	12,44	58,36	9,15	6,76	1,62	1,63	28,36	0,10
05/01/2009	9,16	13,09	122,00	12,20	8,79	0,76	1,90	52,50	0,10

ANNEXE 4 : Résultats des analyses isotopiques

Tableau 1 Les puits de surface des nappes d'oasis et des nappes sahariennes de la Nefzaoua et du Djérid

n° puits	O18 ‰vs SMOW	2H‰vs SMOW	3H	Activité C14%	Age (ans BP)	Activité C13%
1						
2	-4,37	-43,25	0	80+-1,7	1849+-177	
3	-7,10	-54,19		105,4+_1,2	Actuel	
4			0			
5			0			
6	-5,89	-48,20		108,8+_1,5	Actuel	-14,24
7	-5,95	-49,13				
8	-5,62	-44,12	0,14	60,4+-1,8	4045+-245	
9	-6,08	-47,84	0,18	60+-2%	4155+-281	
10	-3,78	-34,28				
11	-5,74	-46,96	0,61			
12	-5,58	-46,29				
13	-1,86	-25,89	0	97+-1,8%	202+-150	
14	-4,86	-41,98	0,31			
15	-1,58	-29,71				
16						
17	-2,67	-36,05				
18	-5,20	-42,73				
19	-4,10	-43,59				
20	-4,14	-43,24				
21	-4,88	-37,41				
22	-4,47	-41,35				
23	-3,34	-34,35				
24						
25						
26	-5,06	-45,10				
27	-3,55	-42,08				
28	-5,04	-43,72				
29	-5,02	-44,44				
30	-5,83	-42,33				
31	-4,96	-40,75				
32	-4,41	-32,21	0,37			
33	-5,47	-33,80	0,38	20,7+-3	12661+-1415	
34	-5,70	-34,38				
35	-5,75	-33,76	3,51			
36	-5,55	-31,90		99,5+_1,2	40+_100	-8,61
37	-5,61	-31,70	3,23	78,3+-2%	1967+-293	-5,01
38	-6,47	-40,40				
39			3,85			
40	-4,81	-25,80				

41	-4,76	-35,07				
42	-5,16	-38,44	1,50			
43	-5,16	-42,90		52+_1,5	5290+_234	-5,89
44	-5,39	-44,43				
45						
46						
47	-4,97	-41,90	0,00			
48						
49						
50				107+_1,7	Actuel	-10,51
51				87+_ 1,8	1110+_168	-7,53
52						

Tableau 2 Les eaux de drainage du Djérid Avril 2009

Nom puits	O18 ‰vs SMOW	2H‰vs SMOW
Drain Hazoua I amont	-3,35	-30,06
Drain Hazoua II amont	-2,23	-27,96
Drain Fatnassa amont	-5,75	-43,29
Drain jhim 1amont 1(stagnant)	-3,74	-40,72
Drain 7 rejel (amont	-4,37	-41,85
Drain berom amont	-3,92	-39,04
Drain elwediane evacuateur amont	-4,94	-44,76
Drain Fatnassa aval (amont elbora)	-4,67	-42,80
Drain elwediane evacuateur aval	-4,73	-41,89
Drain berom aval	-4,20	-38,78
Drain borogaa aval	-3,83	-37,50
Drain Bogeta aval	-5,37	-43,74
Drain 7 rejel (aval)	-4,53	-39,71
Drain jhim 1aval	-4,45	-38,96
Drain Hazoua II aval	-0,46	-15,88
Drain elbora aval	-4,18	-40,80
Drain Hazoua I aval	-0,46	-15,88
Drain elouinet aval	-4,99	-46,82

Tableau 3 Les eaux de drainage du Djérid Avril 2010

Nom puits	O18 ‰VSMOW	2H‰VSMOW
Drain Hazoua I amont	-3,1	-38,8
Drain Hazoua II amont		
Drain Fatnassa amont	-4,0	-32,0
Drain Remada amont	-6,62	-51,86
Drain jhim 1amont	-3,5	-30,7
Drain 7 rejel (amont)	-3,9	-42,8
Drain berom amont	-3,7	-42,1
Drain borogaa amont	-4,0	-40,2
Drain evacuateur amont	-3,5	-40,2
Drain Fatnassa aval	-4,0	-42,6
Drain evacuateur aval	-3,9	-41,5
Drain berom aval	-3,3	-40,2
Drain borogaa aval	-3,5	-38,3
Drain Remada aval	-4,5	-43,6
Drain 7 rejel (aval)	-4,0	-43,3
Drain jhim 1aval	-3,1	-37,8
Drain elouinet aval	-5,0	-47,3
Drain Hazoua II aval (Djérid)	-1,2	-31,3
Drain Hazoua I aval	-1,1	-26,2
Drain Beni ALI amont	-4,2	-43,5
Drain Beni ali aval	-4,7	-46,5

Tableau 4 Les nappes d'oasis du Djérid Avril 2010

n° sur carte	O18 ‰vs SMOW	2H‰vs SMOW
15	0,0	-26,6
16	-2,4	-31,2
17	-1,7	-32,7
19	-3,9	-42,4
20	-3,4	-43,4
23	-3,5	-38,9
24	-3,6	-40,7
25	-5,2	-46,1
26	-4,6	-45,7
27	-4,7	-45,4
28	-4,2	-42,2
29	-4,7	-46,3
30	-4,7	-46,6
31	-4,9	-46,0
18	-3,5	-38,1

Tableau 5 Les eaux de drainage Nefzaoua janvier 2010

Nom puits	O18 ‰vs SMOW	2H‰vs SMOW
Dr Fatnassa amont	-6,13	-52,54
Dr Zaouiet elanes amont	-6,68	-53,05
Dr Nega amont	-5,82	-49,84
Dr elfaouar ouest amont	-6,62	-53,87
Dr Ghidma amont	-5,91	-49,22
Dr Bechni amont	-6,08	-50,15
Dr Telmine amont	-5,80	-49,06
Dr Tombar amont	-5,54	-48,71
Dr Guettaya amont	-6,06	-49,66
Dr Blidette amont	-5,82	-47,46
Dr Zarcine amont	-5,91	-48,60
Dr Douz amont	-6,5	-53,9
Dr Zaafrane amont	-5,3	-45,9
Dr Fatnassa aval	-5,84	-51,28
Dr Zaouiet elanes aval	-6,37	-52,75
Dr elfaouar ouest aval	-7,5	-57,6
Dr Ghidma aval	-5,55	-47,29
Dr Bechni aval	-5,32	-49,76
Dr Telmine aval	-6,11	-50,50
Dr Tombar aval	-5,66	-48,99
Dr Guettaya aval	-4,71	-44,79
Dr Blidette aval	-5,13	-48,58
Dr Douz aval	-6,7	-52,3
Dr Zaafrane aval	-5,75	-48,05

Tableau 6 Les eaux de drainage Nefzaoua juin 2010

Nom puits	O18 ‰vs SMOW	2H‰vs SMOW
Dr Fatnassa amont	-6,4	-52,3
Dr Zaouiet elanes amont	-6,6	-52,8
Dr Nega amont	-5,6	-49,9
Dr Ghidma amont	-5,8	-49,8
Dr Bechni amont	-2,0	-28,0
Dr Telmine amont	-5,0	-45,4
Dr Tombar amont	-5,8	-42,1
Dr Guettaya amont	-6,0	-50,2
Dr Blidette amont	-4,8	-43,6
Dr Douz amont	-6,1	-51,8
Dr Zaafrane amont	-6,0	-39,8
Dr Fatnassa aval	-3,8	-41,9
Dr Zaouiet elanes aval	-6,7	-46,6
Dr Ghidma aval	-6,0	-43,2
Dr Bechni aval	-5,7	-49,4
Dr Telmine aval	-6,2	-45,4
Dr Tombar aval	-5,4	-48,3
Dr Guettaya aval	-5,3	-48,8
Dr Blidette aval	-5,9	-50,9
Dr Zarcine aval	-4,5	-46,6
Dr Douz aval	-6,5	-54,4
Dr Zaafrane aval	-4,4	-41,1
Dr Nega aval	-3,4	-40,3

Tableau 7 Les nappes d'oasis Nefzaoua juin 2010

n° sur carte	**O18 ‰vs SMOW**	**2H‰vs SMOW**
8	-2,6	-40,8
4	-6,8	-53,2
6	-6,0	-49,2
11	-5,3	-45,5
7	-4,6	-44,9
2	-4,7	-44,3
5	-6,2	-45,9
3	-6,8	-53,8
9	-6,1	-49,1
12	-5,7	-35,8
14	-4,2	-35,6
10	-2,8	-34,3
13	1,4	-16,5

Tableau 8 Les eaux d'irrigation de la Nefzaoua et du Djérid

n° sur carte	**O18 ‰vs SMOW**	**2H‰vs SMOW**	**3H**	**Activité C14%**	**Activité C13%**
Nefzaoua					
1	-6,55	-56,32	0,02	-5,22	27,8
2	-6,4	-55,9	0,39		
3			-0,73		
4	-7,24	-54,58	0,6		
5			-0,4		
6	-6,51	-50,81	-0,07	-4,46	
7	-6,82	-55,72	0,17		
8	-6,87	-55,77	-0,11		
9	-6,92	-51,37	-0,03		
10	-6,67	-51,92	0,19		
11	-6,68	-54,71	-0,03	-5,77	11,6
12					
13			-0,28		
14			-0,01		
15			-0,47		
16					
17					
18			0,55		
19			0,15		
20			-0,46		
Djérid					
1	-5,29	-49,3		4,4+-1,5	
2	-4,95	-48			
3	-4,78	-47,4			
4	-4,07	-45		6,1+-1,1	-7,27
5	-5,06	-48,7			
6	-4,79	-46,2		11,9+-1,35	
7	-5,73	-50,6			
8	-5,94	-50,5			
9	-6,72	-50,2			
10	-6,44	-51,2		17,1+-1,4	-7,65
11	-6,77	-57,9			
12	-4,6	-50			

LES NAPPES PHRÉATIQUES DU CHOTT DJÉRID (SUD OUEST TUNISIEN) : CARACTÉRISATION, MÉCANISMES DE MINÉRALISATION ET ÉTUDE DE VALORISATION : APPORT DES OUTILS HYDROCHIMIQUES, ISOTOPIQUES ET DE TOMOGRAPHIE DE LA RÉSISTIVITÉ ÉLECTRIQUE

Nom et prénom : KRAIEM ZOHRA

Directeur de thèse : PR. ZOUARI KAMEL

Résumé

La présente étude est une combinaison des outils hydrogéologiques, tomographiques, hydrochimiques et isotopiques pour la caractérisation des ressources phréatiques et des eaux de drainage au niveau de la Nefzaoua et du Draa Sud du Djérid.

Cette zone se caractérise par les nappes d'oasis formées, en majorité, par le retour d'irrigation au niveau des oasis et par l'infiltration des eaux de pluie en périodes pluvieuses. Elles se concentrent du côté Est et Ouest du Chott Djérid. On trouve, aussi, les nappes sahariennes, en dehors des oasis, constituées essentiellement par les eaux de pluie.

L'étude de l'exploitation montre que ces nappes ont eu des états de surexploitation surtout au niveau de Douz et au niveau du Djérid. La piézométrie montre que l'écoulement général des eaux de ces nappes est multidirectionnel convergeant essentiellement vers Chott Djérid et en partie vers le Sud de Douz, au niveau de la Nefzaoua. Les zones de recharge sont localisées au niveau de la chaine du Dahar, de Tebaga et le Sud du Grand Erg Oriental. Au niveau du Djérid, la piézométrie montre un écoulement qui se fait, globalement, du Draa Djérid vers Chott Djérid.

La tomographie de la résistivité électrique montre que la minéralisation des nappes phréatiques de Douz est liée à une intrusion d'eau salée des bassins de drainage vers la nappe phréatique d'oasis. Au niveau de Kébili, la minéralisation a été expliquée par l'augmentation des teneurs en argile, en se dirigeant de plus en plus vers le Chott Djérid.

Les résultats de l'étude hydrochimique, combinés à l'application des outils statistiques montrent des eaux avec des salinités inférieures à 2 g/l localisées, essentiellement, au niveau du piedmont du Dahar ainsi que le long du Sud de la région de Douz. Les autres zones présentent des eaux avec des salinités supérieures à de 2 g/l atteignant le 11g/l, au niveau des oasis.

L'étude du faciès chimique des eaux de la zone d'étude montre un faciès de type Na-Cl pour les nappes d'oasis de Douz et un faciès de type Ca-SO_4 pour les nappes d'oasis de Kébili. Les nappes d'oasis du Djérid et les nappes sahariennes montrent un faciès mixte de type Na-Cl-Ca-SO_4 avec tendance vers le pôle bicarbonaté pour les eaux du piedmont du Dahar. Les eaux d'irrigation et les eaux de drainage du Djérid et de la Nefzaoua montrent un faciès mixte de type Na-Cl-Ca-SO_4 avec un enrichissement en sulfates pour les eaux d'irrigation. Ces faciès chimiques caractéristiques de ces eaux mettent en évidence l'effet de la formation lithologique caractéristique des régions. Le faciès chloruré-sodique observé au niveau des nappes d'oasis de Douz est expliqué par la mise en solution de la halite ainsi que par l'effet des eaux de drainage qui se trouve plus accentué au niveau de la région de Douz. À côté de la dissolution des minéraux évaporitiques, les nappes d'oasis du Djérid se caractérisent, aussi, par un effet de dissolution des minéraux carbonatés. La zone d'étude se caractérise aussi par la mise en solution du sulfate de magnésium ($MgSO_4$). Les nappes sahariennes montrent une contamination, locale, par le nitrate. Cette contamination est d'origine naturelle résultant des réactions d'oxydo-réduction et se trouve amplifiée par une origine anthropique résultant du développement du pâturage.

Les isotopes stables de la molécule d'eau indiquent que même si l'évaporation existe, elle reste minime par rapport à la dissolution qui contribue jusqu'à 90% dans l'acquisition de la charge saline pour les eaux des nappes d'oasis et les eaux de drainage de la Nefzaoua et du Djérid. Le tritium montre que la recharge s'effectue essentiellement au niveau du piedmont du Dahar. Cette recharge a été estimée à une moyenne de 13,2 mm/an. La datation par le couple $^{14}C/^{13}C$ montre que les eaux des nappes phréatiques sont des eaux actuelles avec des probables mélanges avec des eaux anciennes.

L'étude de potentialité et de valorisation des eaux de la zone d'étude montre que les eaux des nappes sahariennes peuvent être valorisées pour l'usage domestique avec des précautions à prendre pour les teneurs en nitrate. La zone dispose aussi des volumes importants en eaux de drainage qui peuvent atteindre les 1000 l/s, essentiellement au niveau de la Nefzaoua. Ces eaux peuvent être valorisées dans des cultures qui tolèrent les conditions du milieu tes que la lyzerne, l'Aloe Vera et le pistache.

Mots clés : nappe phréatique, drainage, minéralisation, tomographie, isotopie, valorisation