

Université Mustapha Benboulaïd Batna 2



Faculté de Technologie  
Département d'Hydraulique

**Thèse**

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de  
DOCTORAT EN SCIENCES  
Option : Hydraulique

**Thème**

**Etude de l'apport hydrochimique dans la connaissance  
du fonctionnement de la nappe alluviale de la région  
nord du Hodna (Sud-Est algérien)**

Présentée par:

**AMROUNE Abdelouahab**

(Ingénieur d'état en hydrogéologie, Magister en hydraulique)

Soutenue publiquement le : 04/10/2018

**Devant le jury composé de :**

<b>MESSAID Belgacem</b>	MCA	Université de Batna 2	Président
<b>BOUDOUKHA Abderrahmane</b>	Professeur	Université de Batna 2	Rapporteur
<b>TIRI Ammar</b>	MCA	Université de Batna 2	Examineur
<b>CHABOUR Nabil</b>	Professeur	Université de Constantine	Examineur
<b>DEMDOUM Salim</b>	Professeur	Université de Sétif	Examineur
<b>HOUHA Belgacem</b>	Professeur	Université de Khenchela	Examineur

**ANNEE UNIVERSITAIRE 2017/2018**

## REMERCIEMENTS

La rédaction de ce mémoire étant achevée, le moment est venu d'exprimer ma reconnaissance à tous ceux qui m'ont aidé, conseillé, encouragé depuis le début de ce travail. Tout d'abord, je tiens à remercier de façon particulière mon directeur de thèse Monsieur Abderrahmane BOUDOUKHA, Professeur de l'université de Batna 2 d'avoir accepté la lourde tâche de rapporteur. Il a su me faire profiter de son expérience et m'a supporté durant ces années d'étude et de recherche. Il a toujours répondu favorablement lorsque j'ai eu besoin de son aide. Merci pour votre encadrement fructueux.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers Monsieur le docteur MESSAID Belgacem, pour l'honneur qu'il me fait d'avoir accepté de présider le jury de soutenance. Je le remercie à plus d'un titre.

Je remercie sincèrement Monsieur le docteur TIRI Ammar et Messieurs les professeurs CHABOUR Nabil, DEMDOUM Salim et HOUHA Belgacem d'avoir accepté d'examiner et juger ce travail de recherche.

Cette étude n'aurait pas pu voir le jour sans les quatre mousquetaires qui sont Noureddine RABAHI, Maitre-assistant au département des sciences de la terre, Université de Batna, Redouane MIHOUB, chercheur permanent à l'unité de recherche appliquée des énergies renouvelables, Ghardaïa, Algérie, Saïd KARA, Maitre de conférence en psychologie de la santé de l'université de M'Sila et Enrico GUASTALDI, chef du laboratoire d'hydrogéologie appliquée et de l'environnement, centre de géotechnologies (CGT), Sienne, Italie.

Je remercie également toutes les personnes qui m'ont fourni des informations et aidé à avancer, notamment: Monsieur Abderrahmane BOUMAZBEUR, Professeur de l'université de Tebessa, Algérie et Monsieur Lahcen BENAABIDATE, Professeur de l'université de Sidi Mohammed Ben Abdellah, Fès, Maroc, Messieurs Manuel-Lopez CHICANO et José BENAVENTE de l'université de Grenade, Espagne.

Mes prélèvements n'auraient pas pu se faire sans la participation des agriculteurs, des particuliers et des entreprises. Je les en remercie très chaleureusement. Je remercie l'ensemble des collectivités territoriales pour m'avoir permis d'accéder aux données (ANRH, ONM,...).

Je tiens ensuite à remercier tous les membres du Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université de Sienne et du laboratoire ISO4 de l'Université de Torino en Italie: Le HAI et Fabio BROGNA pour ses encouragements, Carmela REZZA et Barella pour son aide en géochimie et pour m'avoir montré les techniques des isotopes.

Pour finir et comme le veut l'usage, je remercie mes proches qui m'ont toujours soutenu et encouragé: mes parents, mes frères et sœurs et mes amis éparpillés aux différents coins de l'Algérie, France et du Maroc.

**Résumé**

Le bassin du Hodna situé au Sud-Est de l'Algérie dans l'étage climatique aride, connaît ces dernières années une baisse de niveau piézométrique, due à la surexploitation de la nappe Mio-Plio-Quaternaire et au changement climatique. Pour comprendre le fonctionnement de cette nappe alluviale, définir les principaux facteurs régissant l'hydrochimie à l'échelle d'une plaine et les mécanismes de l'origine des eaux et de la recharge de l'aquifère ; trois méthodes ont été utilisées : la géochimie, les techniques statistiques multivariées et les isotopes. Les résultats des analyses chimiques de 18 échantillons d'eau souterraine ont été traités à l'aide de la classification ascendante hiérarchique et l'analyse factorielle. Ceci a permis de déterminer trois groupes d'eaux souterraines dans la plaine. Les eaux de type Ca-HCO<sub>3</sub> correspondent à des eaux provenant des massifs carbonatés en zone de recharge dans la partie nord. A l'inverse, les eaux de type SO<sub>4</sub>-Cl-Na de la proximité d'un lac salé (Chott El Hodna) qui représente naturellement l'exutoire des eaux de la nappe. Un troisième type qui est un mélange des deux groupes précédents. Les techniques statistiques multivariées révèlent la présence de trois groupes. On passe respectivement d'amont en aval (Nord-Sud) d'une eau non salée à une eau fortement salée près du Chott. L'eau d'infiltration du groupe 1 se mélange avec l'ensemble des réserves de l'aquifère progressivement le long de l'écoulement souterrain pour aboutir à une eau plus chargée du groupe 3 dans la zone de décharge. La concentration élevée en nitrates est liée à l'activité agricole au niveau de la plaine. Les analyses isotopiques ont montré que la recharge de l'aquifère est très rapide et que ses eaux souterraines ont subi une forte évaporation dans le lac salé.

**Mots-clés :** Algérie, Hodna, Aquifère du Mio-Plio-Quaternaire, Hydrochimie, Isotopes, Statistiques multivariées

## ملخص

يعرف حوض الحضنة الواقع في الجنوب الشرقي للجزائر ذو المناخ الجاف في السنوات الأخيرة انخفاضاً هائلاً في مستوى المياه الجوفية بسبب الاستغلال المفرط لطبقة المياه الجوفية وتغير المناخ.

لفهم كيفية عمل طبقة المياه الجوفية لحوض منطقة المسيلة، وتحديد العوامل الرئيسية التي تتحكم في كيمياء المياه عبر هذا السهل وإعادة بناء آليات مصادر المياه وإعادة تغذية المياه الجوفية، قمنا باستخدام ثلاث طرق : الجيوكيمياء، النظائر البيئية وتقنيات إحصائية متعددة المتغيرات.

نتائج التحليل الكيميائي للعدد من عينات المياه الجوفية قدرت بـ 18 عينة خضعت لطريقتين من التحليل الإحصائي متعدد المتغيرات : المجموعات الهرمية ، وتحليل العوامل، تم على اثر ذلك تحديد ثلاث مجموعات ممثلة لمختلف مراحل تطور المياه الجوفية في هذه المنطقة . أصل المياه الجوفية من النوع البكاربوناتى هو منطقة التغذية المتمثلة في جبال الحضنة المتواجدة في الشمال . وعلى العكس من ذلك، المياه الجوفية من النوع الغني بالكبريتات منشؤها هو شط الحضنة كونها قريبة من هذا المحيط والذي يمثل المصب الطبيعي للمياه الجوفية للمنطقة.

تطبيق التقنيات الإحصائية للمتغيرات المتعددة على نوعية المياه الجوفية كشفت وجود ثلاث مجموعات : مجموعة الاولى تمثل المياه العذبة في الشمال لتزداد ملوحتها معطية لنا المجموعة الثالثة في الجنوب وهذا مرورا بالمجموعة الثانية والتي هي عبارة عن مياه بيئية معتدلة الملوحة تتوسط بذلك المجموعتين السابقتين للمياه .

وأظهرت التحليلات الخاصة بالنظائر أن عملية تغذية الخزانات الجوفية تمت بشكل سريع جدا في الشمال و كانت تحت تأثير عملية التبخر العالية على مستوى شط الحضنة.

أظهرت نتائج هذه الدراسة وبكل وضوح فائدة التحليل الإحصائي متعدد المتغيرات وتحليل نظائر الماء في الدراسة.

**كلمات مفتاحية :** الجزائر , الحضنة , طبقة المياه الجوفية , كيمياء المياه , النظائر , التحليل الإحصائي متعدد المتغيرات

## Summary

The Hodna basin located in the south-east of Algeria in the arid climatic stage, has experienced an exponential decline in its piezometric level in recent years, related to the overexploitation of the Mio-Plio-Quaternary aquifer and the impact of climate change.

Geochemistry, environmental isotopes and multivariate statistical techniques were three methods utilized for delineating the hydrogeological conceptual model of the Mio-Plio-Quaternary alluvial aquifer of the study area, in addition for defining the main factors that affect the hydrochemistry at the scale of a plain and for reconstructing the origin of groundwater and its mechanisms of recharge of groundwater.

The results of chemical analysis of 18 groundwater samples were explored by means of two multivariate statistical analysis methods: ascending hierarchical classification (AHC) and factor analysis (FA). These methodologies allowed the identification of three groups of water samples, which could represent different stages of groundwater evolution in this region. The Ca-HCO<sub>3</sub> groundwater of type corresponds to water coming from the carbonate massifs in recharge zone in the northern part. Conversely, SO<sub>4</sub>-Cl-Na groundwater type corresponds to more evolved waters, because of their proximity to a salt lake (Chott El Hodna), which naturally represents the natural outcropping of the alluvial aquifer water table.

Multivariate statistical techniques have been applied to analyze obtained on the quality of groundwater reveal the presence of three groups. Moving from upstream to downstream (North-South) we pass gradually from unsalted water to strongly salted water near the Chott. The infiltration water of group 1 mixes with all the reserves of the aquifer progressively along the underground flow up to result in a more loaded water of group 3 in the discharge zone. Nitrate concentrations could be related to agricultural activities at the lowland level. The isotopic analyzes showed a very quick recharge of the aquifer, and that the groundwater has undergone a strong evaporation in the salt lake.

The results of this study clearly demonstrate the utility of multivariate statistical analysis and isotopic analysis in hydrogeochemical studies.

**Keywords:** Algeria; Hodna; Mio-Plio-Quaternaire aquifer; Hydrochemistry; isotopes; Multivariate statistical.

**TABLE DES MATIERES**

Résumé  
 Remerciements  
 Table des matières  
 Liste des Figures  
 Liste des Tableaux  
**INTRODUCTION GENERALE ..... 1**

**PREMIERE PARTIE : ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE ET CADRE NATUREL**

**CHAPITRE I : ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE**

Introduction ..... 5  
 I.1. Aperçu sur les ressources en eau à l'échelle du globe ..... 5  
 I.2. Aperçu sur les ressources en eau à l'échelle nationale ..... 6  
 I.3. Impact du changement climatique sur les ressources en eau ..... 7  
     I.3.1. L'effet de serre comme phénomène naturel..... 7  
     I.3.2. Les causes de changements climatiques ..... 9  
     I.3.3. Les changements hydrologiques et hydrogéologiques ..... 9  
         I.3.3.1. Les précipitations..... 9  
         I.3.3.2. L'évapotranspiration..... 10  
         I.3.3.3. Les eaux souterraines ..... 10  
         I.3.3.4. La qualité de l'eau ..... 12  
 I.4. Écoulement de l'eau souterraine..... 12  
     I.4.1. Écoulement de l'eau souterraine à l'échelle régionale ..... 13  
     I.4.2. Évolution chimique de l'eau souterraine à l'échelle régionale ..... 13  
 I.5. Isotopes environnementaux ..... 15  
     I.5.1. Les isotopes stables de la molécule d'eau (Oxygène-18 et deutérium)..... 15  
     I.5.2. Tritium :  $^3\text{H}$  ..... 17  
         I.5.2.1. Unité de concentration..... 18  
         I.5.2.2. Variations dans les eaux souterraines ..... 18

I.5.3. Le carbone 13 .....	18
I.5.4. Le carbone 14 .....	20
Conclusion.....	21

## CHAPITRE II : CONDITIONS NATURELLES

Introduction .....	22
II.1. Contexte géographique .....	22
II.2. Cadre géologique .....	23
II.2.1. Stratigraphie .....	24
II.2.1.1. Primaire .....	24
II.2.1.2. Secondaire .....	24
II.2.1.2.1. Trias .....	24
II.2.1.2.2. Jurassique .....	24
II.2.1.2.2.1. Jurassiques inférieur .....	24
II.2.1.2.2.2. Jurassiques moyen .....	24
II.2.1.2.2.3. Jurassiques supérieur .....	25
II.2.1.2.3. Crétacé .....	25
II.2.1.2.3.1. Crétacé inférieur .....	25
II.2.1.2.3.2. Crétacé supérieur .....	25
II.2.1.3. Tertiaire .....	25
II.2.1.3.1. Eocène .....	26
II.2.1.3.2. Oligocène autochtone .....	26
II.2.1.3.3. Oligocène allochtone .....	26
II.2.1.3.4. Miocène .....	26
II.2.1.3.5. Pliocène .....	26
II.2.1.4. Quaternaire .....	27
II.2.1.4.1. Quaternaire ancien ou Moulouyen .....	27
II.2.1.4.2. Quaternaire moyen .....	27
II.2.1.4.3. Le Quaternaire récent .....	27
II.2.2. Classification des formations selon leur intérêt hydrogéologique .....	30
II.2.2.1. Les formations favorables de constituer des aquifères à porosité d'interstice .....	30

II.2.2.2. Les formations favorables de constituer des aquifères karstiques .....	30
II.2.2.3. Les formations imperméables .....	30
II.2.3. Aperçu structural et tectonique .....	32
II.2.3.1. Aperçu structural .....	32
II.2.3.2. Tectonique .....	32
II.2.4. Minerais et substances utiles .....	33
II.2.5. Géomorphologie .....	34
II.2.5.1. Cadre montagneux .....	34
II.2.5.2. Le piémont .....	34
II.2.5.3. La plaine .....	34
II.2.5.4. Chott El Hodna .....	34
II.3. Hydrographie .....	36
II.4. Ressources en eau .....	37
II.5. Végétation, agriculture et élevage .....	37
II.6. Les sols .....	38
Conclusion .....	39

### **CHAPITRE III : CADRE CLIMATIQUE**

Introduction .....	41
III.1. Aperçu général sur le climat de l'Algérie et de la région d'étude .....	41
III.2. Précipitations .....	41
III.3. Température .....	42
III.4. Le vent .....	43
III.5. Insolation .....	44
III.6. Humidité relative de l'air .....	44
III.7. Indices climatiques .....	45
III.7.1. Climagramme d'Emmberger .....	45
III.7.2. Diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls .....	47
III.8. Bilan hydrologique .....	47
III.8.1. Evapotranspiration .....	48
III.8.2. Calcul de l'évapotranspiration potentielle ETP .....	48
III.8.3. Calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'excédent (Ex) .....	50

III.8.4. Estimation du ruissellement.....	53
III.9. Variabilité du régime pluviométrique .....	54
III.9.1. Procédure de segmentation d'Hubert .....	55
III.9.2. Calcul des variations de la moyenne .....	55
III.9.3. Programme Khronostat.....	56
Conclusion.....	57

## **CHAPITRE IV : HYDROGEOLOGIE DE LA ZONE D'ETUDE**

Introduction .....	58
IV.1. Définition du système aquifère Mio-Plio-Quaternaire.....	58
IV.2. Contexte géophysique .....	58
IV.2.1. Interprétations des coupes géoélectriques.....	58
IV.2.2. Etalonnage des sondages électriques à l'aide des forages.....	64
IV.2.2.1. Etalonnage du sondage électrique I10 à l'aide du forage AL4.....	64
IV.2.2.2 Etalonnage du sondage électrique K10 à l'aide du forage AL2 .....	65
IV.2.2.3. Etalonnage du sondage électrique R4 à l'aide du forage SN1.....	66
IV.2.3. Cartes des résistivités.....	66
IV.2.3.1. Carte des résistivités apparentes en ligne AB = 300 m .....	66
IV.2.3.2. Carte des résistivités apparentes en ligne AB = 600 m .....	67
IV.2.3.3. Carte des résistivités apparentes en ligne AB=1000 m .....	68
Conclusion.....	69

## **DEUXIEME PARTIE : MATERIEL ET METHODES**

### **CHAPITRE V: METHODES D'ECHANTILLONAGE ET D'ANALYSES**

Introduction .....	71
V.1. Echantillonnage et méthodes analytiques des eaux souterraines .....	71
V.2. Méthodes d'analyses .....	72
V.2.1. Spectroscopie d'absorption dans l'UV visible .....	72
V.2.1.1. Domaine spectral .....	72
V.2.1.2. Principe .....	72

V.2.1.3. Loi d'absorption de la lumière – Loi de BEER-LAMBERT .....	72
V.2.1.4. Validité de la loi de BEER-LAMBERT .....	73
V.2.2. Analyse par spectrophotométrie d'absorption atomique .....	73
V.2.3. Analyse par spectrophotométrie de masse.....	75
V.2.3.1. Principe .....	75
V.2.3.2. Appareillage.....	75
V.3. Analyse physique .....	76
V.3.1. Mesure de la température.....	76
V.3.1.1. Principe .....	76
V.3.1.2. Mode opératoire .....	76
V.3.2. Mesure de potentiel d'hydrogène (pH).....	77
V.3.2.1. Principe .....	77
V.3.2.2. Mode opératoire .....	77
V.3.3. Mesure de la conductivité électrique (CE) .....	77
V.3.3.1. Principe .....	77
V.3.3.2. Mode opératoire .....	78
V.4. Analyse chimique .....	78
V.4.1. Détermination de l'alcalinité 'Méthode volumétrique' .....	78
V.4.1.1. Principe .....	78
V.4.1.2. Mode opératoire .....	78
V.4.1.2.1. Détermination du titre alcalimétrique (TA) .....	78
V.4.1.2.2. Détermination du titre alcalimétrique (TAC).....	79
V.4.1.2.3. Expression des résultats .....	79
V.4.2. Mesure de la dureté totale, calcique et magnésienne.....	79
V.4.2.1. Dureté totale (TH).....	79
V.4.2.1.1. Principe .....	79
V.4.2.1.2. Mode opératoire .....	80
V.4.2.1.3. Expression des résultats .....	80
V.4.2.2. Détermination de la dureté calcique (THCa) .....	80
V.4.2.2.1. Principe .....	80
V.4.2.2.2. Mode opératoire .....	80
V.4.2.2.3. Expression des résultats .....	81

V.4.2.3. Détermination de la dureté magnésienne (THMg) .....	81
V.4.2.3.1. Principe .....	81
V.4.2.3.2. Mode opératoire .....	81
V.4.2.3.3. Expression des résultats .....	81
V.4.3. Dosage des bicarbonates .....	82
V.4.4. Dosage des Chlorures par la méthode de ‘MOHR’ .....	82
V.4.4.1. Principe .....	82
V.4.4.2. Mode opératoire .....	82
V.4.4.3. Expression des résultats .....	82
V.4.5. Dosage des sulfates .....	83
V.4.5.1. Mode opératoire .....	83
V.4.5.2. Expression des résultats .....	83
V.4.6. Dosage des Nitrates par spectrométrie d’absorption moléculaire .....	83
V.4.6.1. Principe .....	83
V.4.6.2. Mode opératoire .....	83
V.4.6.3. Expression des résultats .....	84
Conclusion .....	84

## CHAPITRE VI: OUTILS D’INTERPRETATIONS GEOCHIMIQUES

Introduction .....	85
VI.1. Principes de base de géochimie .....	85
VI.1.1. Adsorption .....	85
VI.1.2. Echange ionique .....	86
VI.1.3. Indice de saturation .....	86
VI.2. Utilisation des représentations graphiques .....	87
VI.3. Codes de calcul .....	87
VI.3.1. Apports et présentation du code géochimique utilisé .....	87
VI.3.2. Diagramme de Gibbs .....	88
VI.3.3. Diagrammes binaires et origine des éléments dominants .....	89
VI.3.3.1. Diagramme (Na <sup>+</sup> /Cl <sup>-</sup> ) .....	89
VI.3.3.2. Diagrammes (Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> ) / (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ) et (Ca <sup>2+</sup> / SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ) .....	89
VI.3.3.3. Diagramme [(Ca <sup>2+</sup> + Mg <sup>2+</sup> + HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ) / (Na <sup>+</sup> + K <sup>+</sup> + Cl <sup>-</sup> + SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ) / TDS] .....	90

VI.4. Analyses statistiques multivariées .....	90
VI.4.1. Analyse de variance.....	90
VI.4.2. Analyse factorielle.....	92
VI.4.3. Classification ascendante hiérarchique .....	92
VI.5. Méthodes isotopiques.....	94
VI.5.1. Echantillonnage, Méthodes analytiques et précision des mesures .....	94
VI.5.2 Préparation et analyse isotopique de <sup>18</sup> O et <sup>2</sup> H.....	95
VI.5.3. Echantillonnage et mesure de <sup>3</sup> H.....	96
VI.5.4. Mesure de <sup>14</sup> C et <sup>13</sup> C.....	96
Conclusion.....	97

### TROISIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSION

#### CHAPITRE VII: VARIATIONS HYDROGEOLOGIQUE DE L'AQUIFERE

Introduction .....	98
VII.1. Historique des états piézométriques de la nappe .....	98
VII.1.1. Aperçu sur l'artésianisme.....	98
VII.1.2. Carte piézométrique ancienne (1969) .....	99
VII.1.3. Carte piézométrique ancienne (1988) .....	100
VII.1.4. Carte piézométrique récente (2008).....	101
VII.1.5. Carte piézométrique récente (2012).....	102
VII.1.6. Evolution du niveau piézométrique de la nappe .....	103
VII.2. Paramètres hydrodynamiques .....	104
VII.3. Bilan hydrogéologique.....	106
Conclusion.....	107

#### CHAPITRE VIII: CARACTERISTIQUES HYDROCHIMIQUES DES EAUX SOUTERRAINES

Introduction .....	108
VIII.1. Les principaux paramètres physico-chimiques .....	108
VIII.1.1. La température de l'eau .....	108

VIII.1.2. Le pH de l'eau .....	109
VIII.1.3. La conductivité électrique.....	111
VIII.1.4. Etude analytique et cartographie des éléments chimiques majeurs.....	113
VIII.1.4.1. Les cations .....	113
VIII.1.4.1.1. Le calcium $\text{Ca}^{2+}$ .....	113
VIII.1.4.1.2. Le magnésium $\text{Mg}^{2+}$ .....	114
VIII.1.4.1.3. sodium $\text{Na}^+$ .....	115
VIII.1.4.1.4. potassium $\text{K}^+$ .....	116
VIII.1.4.2. Les anions .....	118
VIII.1.4.2.1. Les bicarbonates $\text{HCO}_3^-$ .....	118
VIII.1.4.2.2. Les sulfates $\text{SO}_4^{2-}$ .....	119
VIII.1.4.2.3. Les chlorures $\text{Cl}^-$ .....	120
VIII.1.4.2.4. Les nitrates $\text{NO}_3^-$ .....	121
VIII.2. Faciès chimique des eaux .....	122
VIII.2.1. Evolution du chimisme (Anciennes campagnes).....	122
VIII.2.2. Période récente (Campagne 2012).....	122
VIII.2.3. Diagramme ( $\text{Cl}^-$ vs $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ).....	123
VIII.3. Analyse statistique des données récentes (2012).....	124
VIII.3.1. Analyse factorielle .....	124
VIII.3.2. Classification ascendante hiérarchique.....	127
VIII.4. Interaction eau-roche .....	128
VIII.4.1. Indices de saturations.....	128
VIII.4.2. Diagramme d'équilibre.....	129
VIII.5. Evolution hydrogéochimique des eaux .....	131
VIII.6. Apports de l'outil isotopique à l'étude des eaux souterraines.....	133
VIII.6.1. Notions de base.....	133
VIII.6.1.1. Isotopes de la molécule d'eau .....	133
VIII.6.1.2. Rapports isotopiques .....	133
VIII.6.1.3. Abondance isotopique.....	133
VIII.6.1.4. La notation ( $\delta$ ).....	134
VIII.6.1.5. Facteur de fractionnement ( $\alpha$ ).....	134
VIII.6.1.6. Facteur d'enrichissement ( $\epsilon$ ).....	134

VIII.6.1.7. Droite Globale des Eaux Météoriques (DGEM).....	135
VIII. 6.2. Application de la relation: $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$ .....	136
VIII.7. Présentation des données.....	137
VIII.8. Interprétation de la relation $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ .....	137
VIII.9. Les isotopes de $^3\text{H}$ , $^{14}\text{C}$ et $^{13}\text{C}$ .....	138
VIII.10. Potabilité des eaux de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire.....	140
VIII.11. État de la qualité des eaux en vue d'un usage agricole.....	141
VIII.11.1. Méthode du SAR.....	142
VIII.11.1.1. La conductivité électrique.....	142
VIII.11.1.2. Le rapport d'adsorption du sodium-SAR.....	143
VIII.11.2. Méthode de Wilcox.....	146
VIII.11.3. Alcalinité résiduelle des eaux.....	148
VIII.11.4. Indice de perméabilité.....	148
VIII.11.5. Indices chloro-alcalines.....	150
VIII.11.6. Risque du Magnésium (RM).....	151
Conclusion.....	152
<b>CONCLUSION GENERALE</b> .....	153
<b>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</b> .....	156
<b>PRODUCTIONS SCIENTIFIQUES</b> .....	170
<b>ANNEXES</b> .....	172

## LISTE DES FIGURES

<b>Figure. I.1.</b> Réserve en eau au niveau mondial .....	5
<b>Figure. I.2.</b> Mécanisme de l'effet de serre.....	7
<b>Figure. I.3.</b> Emission par type de gaz à effet de serre .....	9
<b>Figure. I.4.</b> Représentation conceptuelle des interactions clés entre les eaux souterraines et le climat	11
<b>Figure.I.5.</b> Ecoulements souterrains.....	13
<b>Figure.I.6.</b> Réactions et processus géochimiques contrôlant la composition de l'eau souterraine dans un système aquifère régionale .....	14
<b>Figure .I.7.</b> Schéma des variations naturelles en carbone 13 dans le cycle hydrologique .....	20
<b>Figure. II.1.</b> Situation géographique et géologie du domaine d'étude.....	23
<b>Figure. II.2a.</b> Coupe géologique de la partie orientale du bassin et de l'anticlinal du Chott El Hammam .....	28
<b>Figure.II.2b.</b> Coupe géologique à travers le Hodna (N-S).....	29
<b>Figure.II.2c.</b> Coupe géologique à travers le Hodna (E-O).....	29
<b>Figure. II.3.</b> Colonne stratigraphique synthétique du Bassin du Hodna .....	31
<b>Figure. II.4.</b> Ensembles structuraux .....	33
<b>Figure. II.5a.</b> Ensembles géomorphologiques .....	35
<b>Figure. II.5b.</b> Coupe du Mio-Plio-Quaternaire au Nord-Est de M'Sila.....	35
<b>Figure. II.6.</b> Carte du réseau hydrographique de la plaine de M'Sila.....	36
<b>Figure II.7.</b> Carte des sols de la zone d'étude .....	39
<b>Figure. III.1.</b> Répartition annuelle des précipitations au niveau de la station de M'Sila.....	42
<b>Figure. III.2.</b> Températures mensuelles moyennes, minimales et maximales de la station de M'Sila	43
<b>Figure. III.3.</b> Humidité relative moyenne mensuelle à la station de M'Sila.....	45
<b>Figure. III.4.</b> Quotient pluviométrique de la station de climatologique de M'Sila .....	46
<b>Figure. III.5.</b> Diagramme ombrothermique de la station de M'Sila .....	47

<b>Figure. IV.1.</b> Carte de situation des profils .....	59
<b>Figure. IV.2.</b> Coupes géoélectriques : Profils B et J .....	60
<b>Figure. IV.3.</b> Coupes géoélectriques : Profils D et E .....	60
<b>Figure. IV.4.</b> Coupes géoélectriques : Profils C et K .....	61
<b>Figure. IV.5.</b> Coupes géoélectriques : Profils G et BC7-E7 .....	61
<b>Figure. IV.6.</b> Coupes géoélectriques : Profils J, K et L .....	62
<b>Figure. IV.7.</b> Coupes géoélectriques : Profils V, W et X .....	62
<b>Figure. IV.8.</b> Coupe lithostratigraphique Ouest-Est .....	63
<b>Figure. IV.9.</b> Coupe lithostratigraphique Nord-Sud .....	64
<b>Figure. IV.10.</b> Etalonnage du sondage électrique I10 à l'aide du forage AL4 .....	65
<b>Figure. IV.11.</b> Etalonnage du sondage électrique K10 à l'aide du forage AL2 .....	65
<b>Figure. IV.12.</b> Etalonnage du sondage électrique R4 à l'aide du forage SN1 .....	66
<b>Figure. IV.13.</b> Carte des résistivités apparentes AB = 300 mètres .....	67
<b>Figure. IV.14.</b> Carte des résistivités apparentes AB = 600 mètres .....	68
<b>Figure. IV.15.</b> Carte des résistivités apparentes AB = 1000 mètres .....	69
<b>Figure. V.1.</b> Principe de spectroscopie d'absorption dans l'UV visible .....	72
<b>Figure. V.2.</b> Principe d'adsorption atomique de flamme .....	74
<b>Figure. V.3.</b> Schéma simplifié d'un spectromètre de masse .....	76
<b>Figure. VI.1.</b> Schéma de montage pour la préparation des échantillons d'eau pour l'analyse de l'oxygène-18 par spectrométrie de masse .....	95
<b>Figure. VI.2.</b> Schéma de montage pour la préparation des échantillons d'eau pour l'analyse du deutérium par spectrométrie de masse .....	96
<b>Figure. VII. 1.</b> Limites de l'artésianisme pour la période 1859-1962 .....	99
<b>Figure. VII. 2.</b> Carte piézométrique de 1969 sur la plaine hodnéenne .....	100
<b>Figure. VII.3.</b> Carte piézométrique de 1988 sur la plaine hodnéenne .....	101

<b>Figure. VII.4.</b> Carte piézométrique de l'année 2008 de la nappe Mio-Plio-Quaternaire de secteur d'étude.....	102
<b>Figure. VII.5.</b> Carte piézométrique de l'année 2012 la nappe Mio-Plio-Quaternaire de secteur d'étude.....	103
<b>Figure. VII.6.</b> Evolution du niveau statique dans le forage F13 .....	104
<b>Figure. VII.7.</b> Evolution du niveau statique dans le forage F8 .....	104
<b>Figure. VII.8.</b> Carte des transmissivités à travers la plaine hodnéenne .....	105
<b>Figure. VII. 9a.</b> Courbe de descente (Forage F4) .....	105
<b>Figure. VII. 9b.</b> Courbe de remontée (Forage F4).....	105
<b>Figure. VIII.1.</b> Variabilité spatiale de la température des eaux souterraines dans la zone d'étude (Septembre 2012) .....	109
<b>Figure. VIII.2.</b> Variabilité spatiale du pH des eaux souterraines dans la zone d'étude (Septembre 2012).....	110
<b>Figure. VIII.3.</b> Variabilité spatiale de la conductivité électrique des eaux souterraines dans la région du Hodna (Septembre 2012) .....	112
<b>Figure. VIII.4.</b> Variabilité spatiale des teneurs en calcium des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012) .....	114
<b>Figure. VIII.5.</b> Variabilité spatiale des teneurs en magnésium des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012) .....	115
<b>Figure. VIII.6.</b> Variabilité spatiale des teneurs en sodium des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012) .....	116
<b>Figure. VIII.7.</b> Variabilité spatiale des teneurs en potassium des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012) .....	117
<b>Figure. VIII.8.</b> Variabilité spatiale des teneurs en bicarbonates des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012) .....	118
<b>Figure. VIII.9.</b> Variabilité spatiale des teneurs en sulfates des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012) .....	119

<b>Figure. VIII.10.</b> Variabilité spatiale des teneurs en chlorures des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012) .....	120
<b>Figure. VIII.11.</b> Variabilité spatiale des teneurs en nitrates des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012) .....	121
<b>Figure. VIII.12.</b> Diagramme Piper appliqué aux échantillons d'eau de l'aquifère du Hodna .....	123
<b>Figure. VIII.13.</b> Cl versus Ca et Mg en mmol / l pour les échantillons d'eau souterraine.....	124
<b>Figure. VIII. 14.</b> Dendrogramme de l'analyse de faisceau hiérarchique .....	128
<b>Figure. VIII.15.</b> Diagrammes de Gibbs pour les échantillons d'eau de l'aquifère du Hodna .....	130
<b>Figure. VIII.16.</b> Diagrammes de : (a) $\text{Na}^+$ vs $\text{Cl}^-$ , (b) $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ vs $(\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)$ , (c) $\text{Ca}^{2+}$ vs $\text{SO}_4^{2-}$ , (d) TDS vs $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{HCO}_3^-) / (\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ .....	132
<b>Figure. VIII.17.</b> Relation deutérium ( $^2\text{H}$ ) et oxygène-18 ( $^{18}\text{O}$ ) .....	136
<b>Figure. VIII.18.</b> Relation $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines dans la région du Hodna.....	138
<b>Figure. VIII.19.</b> Section schématique du sens d'écoulement des eaux souterraines du Hodna .....	140
<b>Figure. VIII.20.</b> Diagramme de classification des eaux d'irrigation sur la base de SAR et CE.....	145
<b>Figure. VIII.21.</b> Diagramme de classification des eaux pour l'irrigation.....	147
<b>Figure. VIII.22.</b> Classification des eaux d'irrigation basées sur l'indice de perméabilité.....	149
<b>Figure. VIII.23.</b> Variation des indices chloro-alcalins.....	151

**LISTE DES TABLEAUX**

**Tableau. I.1.** Les isotopes utilisés en hydrologie ..... 16

**Tableau. I.2.** Applications des isotopes et traceurs environnementaux ..... 17

**Tableau. III.1.** Coordonnées géographiques de la station des données climatiques..... 42

**Tableau. III.2.** Vitesse moyenne du vent à la Station de M’Sila ..... 43

**Tableau. III.3.** Durée mensuelle d’insolation totale à la Station de M’Sila ..... 44

**Tableau. III.4.** Valeurs du quotient pluviométrique  $Q_2$  de la station de M’Sila..... 46

**Tableau.III.5.** L’ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à la station de M’Sila (1969-2015) .... 49

**Tableau.III.6.** L’ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à la station de M’Sila (1969-1970) .... 49

**Tableau.III.7.** L’ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à la station de M’Sila (1987-1988) .... 49

**Tableau.III.8** L’ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à la station de M’Sila (2007-2008) ..... 49

**Tableau.III.9.** L’ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à la station de M’Sila (2011-2012) .... 50

**Tableau.III.10.** Bilan hydrologique à la station de M’Sila selon Thornthwaite (1969-2015) ..... 51

**Tableau.III.11.** Bilan hydrique à la station de M’Sila selon Thornthwaite (1969-1970) ..... 51

**Tableau.III.12.** Bilan hydrique à la station de M’Sila selon Thornthwaite (1987-1988) ..... 51

**Tableau.III.13.** Bilan hydrique à la station de M’Sila selon Thornthwaite (2007-2008) ..... 52

**Tableau.III.14.** Bilan hydrique à la station de M’Sila selon Thornthwaite (2011-2012) ..... 52

**Tableau.III.15.** Résultats des calculs de ruissellement par la formule de SOGREAH..... 54

**Tableau. III.16.** Résultats des tests d’homogénéité et années de ruptures dans les séries hydrométriques annuelles étudiées..... 56

**Tableau. VIII.1.** Statistiques élémentaires des paramètres physiques ..... 112

**Tableau. VIII.2.** Synthèse des statistiques descriptives des cations ..... 117

**Tableau. VIII.3.** Synthèse des statistiques descriptives des anions ..... 122

**Tableau. VIII.4.** Liaison variables-facteurs ..... 125

**Tableau. VIII.5.** Facteurs des échantillons d'eau ..... 126

<b>Tableau. VIII.6.</b> Indices de saturation de certains minéraux .....	129
<b>Tableau. VIII.7.</b> Variables caractéristiques en isotopes ( $^{18}\text{O}$ et $^2\text{H}$ ) des eaux souterraines de la plaine du Hodna .....	137
<b>Tableau. VIII.8.</b> Variables caractéristiques en isotopes ( $^3\text{H}$ , $^{13}\text{C}$ et $^{14}\text{C}$ ) des eaux souterraines de la plaine du Hodna .....	139
<b>Tableau. VIII.9.</b> Normes Algérienne des paramètres physico-chimiques appliqués pour les eaux de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire du Hodna .....	141
<b>Tableau. VIII.10.</b> Classes de risque salin .....	143
<b>Tableau. VIII.11.</b> Classes de risque alcalin .....	143
<b>Tableau. VIII.12.</b> Distribution des valeurs du SAR .....	144
<b>Tableau. VIII.13.</b> Résultats obtenus après interprétation du diagramme de SAR.....	144
<b>Tableau. VIII.14.</b> Distribution des valeurs du Na% .....	146
<b>Tableau. VIII.15.</b> Résultats de l'utilisation du diagramme de Wilcox .....	147
<b>Tableau. VIII.16.</b> Distribution des valeurs de RSC.....	148
<b>Tableau. VIII.17.</b> Distribution des valeurs du l'indice de perméabilité .....	149
<b>Tableau. VIII.18.</b> Distribution des valeurs des indices chloro-alcalins.....	150
<b>Tableau. VIII.19.</b> Distribution des valeurs du RM.....	151

## INTRODUCTION GENERALE

### 1. Contexte général

Tout au long de son cycle, l'eau est soumise à des processus successifs qui changent sa composition chimique et affecte ainsi sa qualité. Le faciès chimique naturel des eaux souterraines permet de connaître la nature lithologique des aquifères et des terrains superficiels traversés par l'eau. Selon la lithologie, la minéralogie est différente, ce qui implique que les eaux souterraines sont constamment en interaction avec la formation géologique (Walter, 2010).

Cependant, la caractérisation hydrogéochimique d'un système aquifère implique l'ensemble des propriétés géochimiques et isotopiques de l'eau souterraine, tels que la dissolution de certains minéraux présents dans les roches et dans les sols. En outre, l'infiltration et l'écoulement de l'eau dans l'aquifère, les interactions entre les minéraux dissous et la salinisation peuvent influencer la composition du système.

Plus le temps de séjours de l'eau dans un aquifère est long et plus elle sera chargée en minéraux dissous. Selon les processus auxquelles elle est soumise, l'eau souterraine acquiert ainsi une signature géochimique particulière permettant de caractériser les eaux souterraines, le chimisme et leur évolution.

### 2. Problématique

Les périodes de sécheresse qui ont affecté de nombreuses régions à l'échelle mondiale durant les dernières décennies, ont mis en relief le déséquilibre des réserves en eaux souterraines et de surface principalement dans les zones semi-arides et arides.

En Algérie, les ressources en eau souterraines connaissent de plus en plus une dégradation qualitative et quantitative. La plaine alluviale du Hodna ; située au sud est algérien dans l'étage bioclimatique aride ; n'a pas échappée de ce problème qui ne cesse de causer la baisse de niveau de la nappe et à la détérioration de sa qualité chimique (salinité) pour une démographie et une demande en eau à l'irrigation croissantes au vu de développement de l'agriculture (céréalicultures, arboricultures et le maraichage) ces dernières années. D'autres origines de cette dégradation sont la surexploitation des eaux souterraines accompagnée d'une variabilité climatique (pluviométrie) et les activités d'agriculture, d'élevage et d'industrie.

L'exploitation intensive de la nappe Mio-Plio-Quaternaire de la cuvette hodnéenne induit un processus de changement des conditions hydrodynamiques r esultant de la salinisation des eaux. Il s'agit d'un ph enom ne complexe en raison des diverses origines possibles de la salinité et de ses conséquences sur la qualité des eaux et des sols. Les eaux ont une salinité naturelle qui varie en fonction de la nature géologique de l'encaissant et du temps de résidence des eaux en contact avec ce dernier.

Les études hydrogéologiques réalisées ont permis de tirer des informations sur la caractérisation hydrogéologique, chimique et isotopique et sur les principaux facteurs influençant la composition géochimique de l'eau souterraine. La plupart de ces travaux ont mis en évidence l'existence d'une importante corrélation entre les conditions hydrogéologiques et la composition chimique de l'eau souterraine par le biais des outils statistiques tels que les analyses multivariées et des techniques isotopiques dans le but de déterminer les principaux facteurs qui contrôlent le chimisme des eaux souterraines.

Dans ce contexte, nous allons présenter quelques travaux basées sur les méthodes statistiques multivariées. Ces techniques ont été largement appliquées pour enquêter sur l'environnement tel que Sandow et al. (2012) , Prashant et al. (2012), Stijn et Cristina (2012), Anik et al. (2011), Brinis (2011), Belkhiri et al. (2010 et 2011), Boudoukha et Bouguerne (2010), Brinis et al. (2009), Michele et al. (2008), Wing (2005), Anazawa et Ohmori (2005), Güler et Thyne (2004), Güler et al. (2002), Sanchez-Martos et al. (2001) et Laaksoharju et al. (1999). Ces outils statistiques, particulièrement l'analyse factorielle (AF) et la classification ascendante hiérarchique (CAH), ont été utilisées également avec succès pour étudier les processus hydrogéochimiques (Cameron 1996, Duffy et Brandes 2001, Huisman et Kiden 1998 et NRCS 1999) et pour identifier les variations temporelles et spatiales de la chimie des eaux du lac de George   New York (Momen et al. 1996). Güler et Thyne (2004) ont étudié la géochimie des eaux souterraines de la vallée «Indian Wells-Owen» en Californie du Sud, aux  tats-Unis et ont démontré qu'elles peuvent être classifiées comme eaux de zones de recharge de type Ca-Na-HCO<sub>3</sub> ou Na-Ca-HCO<sub>3</sub>, des eaux de zone de transition de type Na-HCO<sub>3</sub>-Cl ou des eaux de zones de décharge de type Na-Cl. Subramani et al. (2010) ont étudié la géochimie de l'eau souterraine et identifié les processus hydrogéochimiques influençant celle-ci pour le bassin de la rivière Chithar, en Inde.

En Algérie, Belkhiri et al. (2011) ont définis la variation et l'origine des paramètres chimiques des eaux souterraines sur la base d'une combinaison de méthodes d'analyses statistiques multivariées et d'une modélisation géochimique inverse dans plaine d'Ain Azel, Sétif.

En Tunisie, [Zghibi et al. \(2014\)](#) ont par ailleurs utilisé les méthodes d'analyses statistiques multivariées en complément des méthodes d'analyses. Cette combinaison a contribué à mettre en évidence différents processus de salinisation des eaux souterraines étudiées au système aquifère de Korba.

En outre, d'autres études utilisent la chimie inorganique pour aider à la compréhension de systèmes d'écoulement à l'échelle régionale. Bien que ces études reconnaissent l'effet du système d'écoulement sur l'évolution chimique de l'eau, la majorité de celles-ci sont de nature qualitative en ce qui concerne la relation entre l'écoulement et la géochimie ([Chebotarev, 1955](#); [Back et Hanshaw 1970](#) ; [Thorstenson et al. 1979](#) et [Edmunds et al. 1982](#)).

Enfin, l'utilisation combinée de la géochimie inorganique et isotopique fera évoluer de façon significative l'hydrogéochimie régionale. Les travaux sur l'aquifère Milk River en Alberta, sont des exemples d'utilisation combinée de la géochimie et des isotopes afin de déterminer l'origine et l'âge de l'eau souterraine ([Hendry et Schwartz, 1988](#); [Drimmie et al. 1991](#)). [Matray et al. \(1994\)](#) ont identifié l'origine d'eau de formation d'un aquifère carbonaté du Bassin de Paris par la géochimie et les isotopes  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ . [Le Gal La Salle et al. \(1996\)](#) ont utilisé la géochimie et les isotopes stables ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$ ) et radioactifs ( $\delta^{13}\text{C}$  et  $^{14}\text{C}$ ) dans l'étude d'un aquifère du Bassin Aquitaine en France. Ils ont établi un lien entre les variations hydrogéochimiques et la lithologie et ont identifié des processus de dissolution, de dilution et de mélange.

La problématique de ce travail porte donc sur la mise en évidence de la relation entre le contexte hydrogéologique, géochimique et isotopique des eaux souterraines dans la région septentrionale du bassin du Hodna, particulièrement au niveau de la plaine du M'Sila.

### **3. Objectif de la thèse**

La présente thèse se situe dans ce cadre afin :

- d'améliorer les connaissances sur la dynamique et la chimie du système aquifère du bassin sédimentaire anthropisé, en région aride bordé par un lac salé au Sud et des formations carbonatées au Nord ;
- Caractériser la chimie globale et d'évaluer la qualité régionale des eaux souterraines, de déterminer l'origine des présents éléments chimiques et d'estimer des différentes méthodes pour classer et analyser les données hydrogéochimiques ;

- Préciser les principaux facteurs influençant sa composition et son évolution dans l'espace, d'identifier et comprendre les processus de contamination de l'eau de cet écosystème ;
- Apporter des informations sur l'origine des eaux qui assurent la recharge dans la région d'étude ;
- La potabilité des eaux de la nappe alluvionnaire et sa qualité en vue d'un usage agricole ;
- Enfin, elle permettra la reconstitution les mécanismes de l'origine de la recharge de l'aquifère profond en utilisant la géochimie, les isotopes environnementaux et les techniques statistiques multivariées.

#### 4. Structure de la thèse

Pour atteindre ces objectifs, le travail est subdivisé en trois parties, précédé par :

**Une introduction générale** qui décrit le contexte générale, la problématique, les objectifs visés et l'approche méthodologique utilisée pour atteindre les dits objectifs.

**La première partie** consiste à une synthèse bibliographique, les principaux traits décrivant la zone d'étude tels que la caractérisation géologique, hydrogéologique et climatique.

**La deuxième partie** sera consacrée aux matériels et méthodes d'analyse de l'eau souterraine au laboratoire. Une description détaillée des protocoles de l'échantillonnage des eaux, de traitements physiques, chimiques et isotopiques. Ainsi que, l'utilisation combinée des techniques et des outils pour l'interprétation géochimique.

**La troisième partie** expose les résultats des variations hydrogéologiques de la nappe étudiée et ses caractéristiques chimiques et isotopiques avec discussions détaillées.

Le travail sera finalisé par une conclusion générale qui est une synthèse des résultats obtenus.

# PREMIERE PARTIE : ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE ET CADRE NATUREL

## CHAPITRE I : ANALYSE BIBLIOGRAPHIQUE

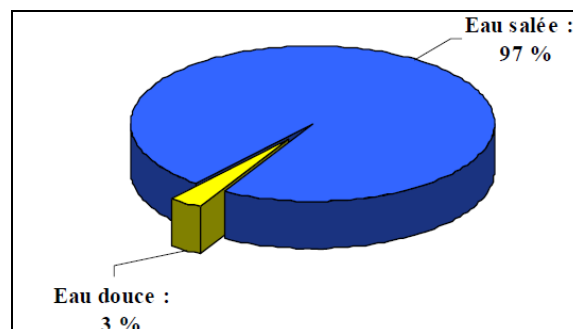
### Introduction

Ce chapitre rassemble tous les termes utilisés dans ce travail, il englobe les points essentiels à savoir : les ressources en eau à l'échelle mondiale et nationale ; impact du changement climatique sur la qualité et la quantité des ressources en eau souterraine. Ainsi que, les mécanismes hydrodynamiques d'écoulement et d'évolution hydrogéochimique (isotopes environnementaux) de l'eau souterraine.

### I.1. Aperçu sur les ressources en eau à l'échelle du globe

Les réserves en eau disponibles à la surface du globe sont de l'ordre de 1390 millions Km<sup>3</sup> (Gilli, 2004). Pour en savoir plus sur la nature de ces eaux, il faut s'intéresser aux mers intérieures, aux océans, mais aussi à certaines nappes souterraines qui représentent 97,2 % du volume. Notre planète bleue est ainsi, avant tout, la planète de l'eau salée. L'ensemble des eaux douces représente donc 2,8% du volume global. Dans ce faible pourcentage, les glaces et les neiges permanentes représentent 2,1% et l'eau douce disponible 0,7% (BRGM, 2011).

L'homme ne peut utiliser que moins d'1% du volume total d'eau douce présent sur Terre, soit environ 0,028 % de l'hydrosphère (Detay, 1997). Ceci englobe les cours d'eau, les réservoirs naturels ou artificiels (lacs, barrages...) et les nappes souterraines dont la faible profondeur permet l'exploitation à des coûts abordables (Fig. I. 1).



**Fig.I.1.** Réserve en eau au niveau mondial

## I.2. Aperçu sur les ressources en eau à l'échelle nationale

Le pays est subdivisé en cinq bassins hydrographiques d'une superficie totale de 2.243.230 Km<sup>2</sup> regroupant 19 bassins versants (ANRH, 2016).

Les ressources en eau de surface renouvelables totales sont estimées à 13,2 Km<sup>3</sup>/an dans l'ensemble du pays dont le Sahara, bassin le plus important par sa superficie, ne renferme que 0,6 Km<sup>3</sup> (ANRH, 2016). On estime que, pour apport pluviométrique annuel total de 65.10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> le cycle de l'eau de l'ensemble des régions telliennes (zone comprise entre le versant Nord de l'Atlas saharien et l'Atlas tellien) se décompose ainsi : un ruissellement de 15.10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> (23,1%), une infiltration de 3.10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> (4,6%) et une évaporation de 17.10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> (72,3%) (Arrus, 1985).

L'ensemble des cours d'eau représente 92% du total des écoulements en Algérie, bien qu'ils ne drainent que 7% de la surface du territoire (sans compter le Sahara et les hauts plateaux). Il se trouve que plus de 60% de la population vit dans cette partie septentrionale de l'Algérie, qui supporte la quasi-totalité de l'activité industrielle et agricole.

Les ressources en eau souterraine renouvelables contenues dans les nappes du Nord du pays sont estimées à près de 1,7 Km<sup>3</sup>/an. Ces nappes sont alimentées essentiellement par les précipitations dont la répartition demeure irrégulière à la fois dans l'espace et dans le temps (ANRH, 2016).

Institutions (ANRH, Ministère des ressources hydraulique) et chercheurs s'accordent autour d'un bilan de réserves exploitables de l'ordre de 1256. 10<sup>9</sup> m<sup>3</sup>/an (Benabdelli et al. 1995, Djelfi, 1996 et Hassani, 1993). En 1995, un volume de 0,849.10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> a été soutiré. Il est prévu de porter ce volume à 1180.10<sup>9</sup> m<sup>3</sup> en 2010 soit un accroissement de 38% (Charef et Kouti, 1995).

Le Sud du pays est caractérisé par l'existence de la nappe du Continental Intercalaire (eau souterraine fossile très peu alimentée vu les conditions climatiques actuelles) dont l'alimentation est estimée à 9,4 m<sup>3</sup>/s en 2000, contre des sorties de l'ordre de 34,4 m<sup>3</sup>/s (UNESCO, 2003) et celle du Complexe Terminal (CT) qui couvre elle même trois aquifères à importance variable. L'alimentation du CT est évaluée à 18,2 m<sup>3</sup>/s en 2000, par contre ses sorties est de l'ordre de 50 m<sup>3</sup>/s (UNESCO, 2003).

Les ressources en eau (souterraine et de surface) prélevées en 2000 sont estimées à 6074 millions m<sup>3</sup> dont 3938 millions de m<sup>3</sup> sont destinées pour l'irrigation (65 %), 1335 millions de m<sup>3</sup> pour les usages domestiques (22 %) avec un volume rejeté de 600 millions de m<sup>3</sup> (eau usée domestique) et 801 millions de m<sup>3</sup> pour l'industrie (13 %) avec un volume rejeté de 20 millions de m<sup>3</sup> (eau usée industrielle) (ANRH, 2016).

### I.3. Impact du changement climatique sur les ressources en eau

Le terme « changement climatique » désigne l'ensemble des variations des caractéristiques climatiques (réchauffement ou refroidissement) en un endroit donné, au cours du temps. Ces variations ont des effets directs à la fois sur la température, les précipitations et par conséquent sur la ressource en eau (surface et souterraine).

Les résultats de ces changements climatiques se manifestent par une accentuation des événements climatiques extrêmes (sécheresses, inondations, cyclones, ...), élévation du niveau des mers, déstabilisation des forêts, difficultés agricoles, désertification et réduction de la biodiversité (GIEC, 2007).

Par ailleurs, une diminution du régime pluviométrique est marquée, en particulier dans la région méditerranéenne qui souffre déjà d'un climat sec et qui doit avoir un recours à l'irrigation pour pouvoir subvenir aux besoins alimentaires de leurs populations (Ducharne et al. 2003).

#### I.3.1. L'effet de serre comme phénomène naturel

L'effet de serre est un phénomène naturel qui réchauffe l'atmosphère d'une planète par la présence de gaz à effet de serre (GES) dans l'air. Ces GES emprisonnent une partie des rayonnements infrarouges qui sont réfléchis par la terre et qui sont dus au réchauffement des sols par les rayons du soleil (Fig. I.2).

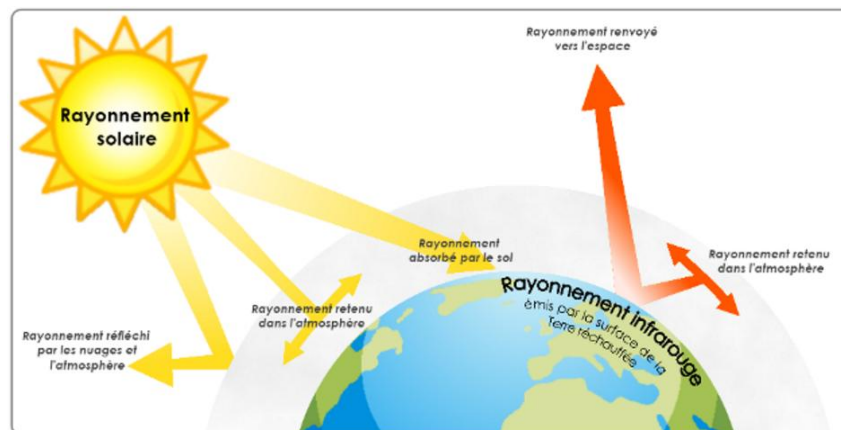


Fig.I.2. Mécanisme de l'effet de serre (Source : B2020 Génération)

Par conséquent, plus la présence de GES dans l'atmosphère est importante, plus la quantité de rayons infrarouges absorbés par les particules sera élevée et de ce fait, la température moyenne à la

surface du globe augmentera de manière significative. Cette température a été évaluée par (Pruneau et al. (2004) de 15°C.

Il en existe deux types de GES (Fig. I.3). Ceux qui sont définis comme étant naturels (vapeur d'eau (H<sub>2</sub>O), dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), méthane (CH<sub>4</sub>), protoxyde d'azote (N<sub>2</sub>O), et beaucoup d'autres). Et ceux qui sont définis comme étant anthropiques et responsables d'un effet de serre additionnel (CNRS, 2017).

- Les vapeurs d'eau (H<sub>2</sub>O) proviennent de la respiration, la transpiration et l'évaporation. Elle ne reste que quelques jours dans l'atmosphère.
- Le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) est également un produit de la respiration des animaux, de celle des plantes et aussi de la combustion des énergies fossiles (charbon, pétrole ...). Le CO<sub>2</sub> a une durée de vie de 100 ans dans l'atmosphère.
- Le méthane (CH<sub>4</sub>) provient de plusieurs origines (marécages, rizières, digestion des animaux, décomposition des ordures,..). Il est 21 fois plus efficace que le CO<sub>2</sub> pour capter la chaleur. Le volume de ce gaz a augmenté de 11 % depuis 1978 (GIEC, 2007). Il a une durée de vie d'environ 14 ans.
- Le dioxyde d'azote (N<sub>2</sub>O) (encore appelé oxyde nitreux ou protoxyde d'azote) est en grande partie le résultat de l'agriculture utilisant les engrais azotés. Sa durée de vie est de 120 ans et il est 310 fois plus efficace que le CO<sub>2</sub> pour capter la chaleur.
- les chlorofluorocarbures (CFC) proviennent des agents réfrigérants et des bombes aérosol. Ces gaz détruisent la couche d'ozone et contribuent beaucoup à l'effet de serre. Leur durée de vie et d'environ 1000 ans. Ils sont 10 000 fois plus efficaces que le CO<sub>2</sub> pour capter la chaleur. La concentration des chlorofluorocarbures a été réduite grâce au protocole de Montréal signé en 1987 : Partout où leur utilisation n'était pas indispensable il a fallu les remplacer par d'autres gaz. Mais les nouveaux gaz utilisés ne détruiraient plus la couche d'ozone mais contribueraient encore plus à l'effet de serre.
- Les hydrofluorocarbures (HFC) sont produits par la climatisation. Ils polluent 1300 fois plus vite que le CO<sub>2</sub>.

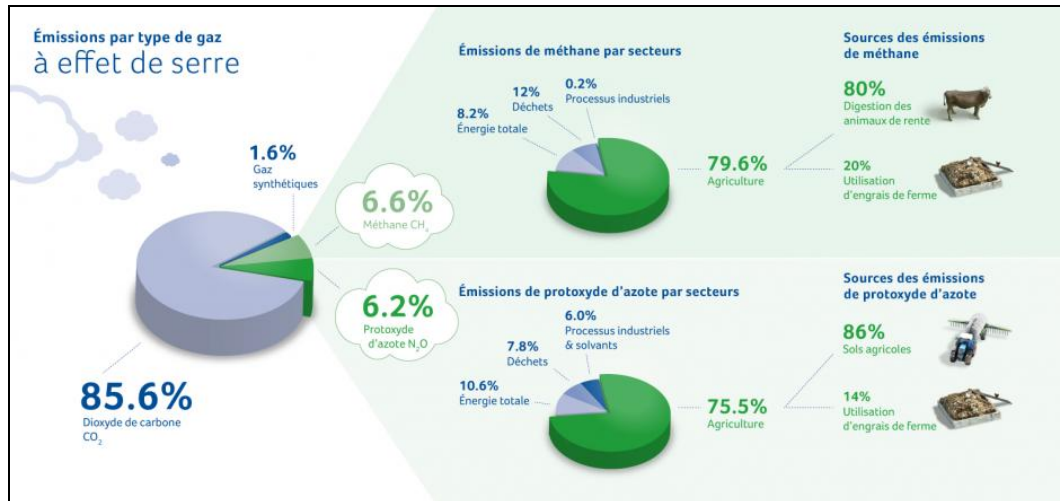


Fig. I.3. Emission par type de gaz à effet de serre (Source : OFEV 2011).

### I.3.2. Les causes de changements climatiques

Les changements climatiques sont dus à un renforcement de l'effet de serre naturel, par les activités humaines, ce qui a pour conséquence d'augmenter sensiblement la température sur terre. Deux causes principales sont à pointer.

1. Les rejets de gaz à effet de serre d'origine anthropique sont responsables d'environ 75% du phénomène des changements climatiques (GIEC, 2007).
2. La déforestation est responsable d'environ 25% du phénomène des changements Climatiques (GIEC, 2007).

### I.3.3. Les changements hydrologiques et hydrogéologiques

Suite au changement climatique, l'accumulation des gaz à effet de serre dérègle le climat, c'est-à-dire provoque une variation sur les précipitations, l'évapotranspiration, sur les ressources hydriques et sur sa qualité chimique (Godefroy et al. 2004).

#### I.3.3.1. Les précipitations

Les précipitations sont l'un des paramètres du climat dont la mesure est relativement aisée et de ce fait très répandue. A un endroit donné, il y a des variations pluviométriques quotidiennes, saisonnières, annuelles et même décennales. Les précipitations constituent par conséquent un indicateur de choix pour les études de la variabilité climatique.

De nombreuses études montrent que les précipitations ont abondamment varié, aussi bien à l'échelle des temps géologiques que de nos jours. En Afrique en particulier, la paléohydrologie, la

reconstitution du niveau des lacs et des réseaux hydrologiques fossiles, la géomorphologie et la géochimie isotopique, ont été réalisées sur le sujet (Street et Grove 1979 ; Dubief, 1953; Evans, 1994 ; Olivry et Chastanet, 1986).

Dans le nord de l'Afrique, une étude de Kingumbi et al. (2000) met en évidence une baisse significative (sans rupture de stationnarité des séries) des précipitations annuelles en Tunisie centrale, entre 1976 et 1989.

En Algérie, les travaux de Meddi et Hubert (2003) montrent une baisse des précipitations pouvant dépasser 60% dans le nord-ouest du pays durant la décennie 1970-1980.

### **I.3.3.2. L'évapotranspiration**

Pour l'évapotranspiration, les impacts directs du changement climatique comprennent : a) les changements dans l'utilisation des eaux souterraines par la végétation dues à la hausse de température et des concentrations de CO<sub>2</sub>, et b) les changements dans la disponibilité de l'eau à s'évaporer ou transpirer, principalement en raison de changements dans le régime des précipitations.

L'augmentation de la durée et de la fréquence des sécheresses est susceptible d'entraîner de plus grands déficits d'humidité du sol. Lorsque l'eau du sol est épuisée, la végétation ne peut plus compter sur l'eau souterraine pour sa survie (si l'eau souterraine est présente à proximité de la zone des racines). Pendant les périodes sèches, ceci peut conduire à une augmentation de l'évapotranspiration de l'eau souterraine. Les impacts indirects liés à l'occupation des sols, peuvent également affecter l'évapotranspiration de l'eau souterraine (BGR, 2008).

### **I.3.3.3. Les eaux souterraines**

L'eau souterraine sera moins directement et plus lentement touchée par le changement climatique que les eaux de surface. C'est parce que les rivières se reconstituent sur une échelle de temps plus courte, et la sécheresse et les inondations se retrouvent rapidement dans les niveaux d'eau de la rivière. L'eau souterraine, par contre, sera affectée plus lentement (GIEC, 2007).

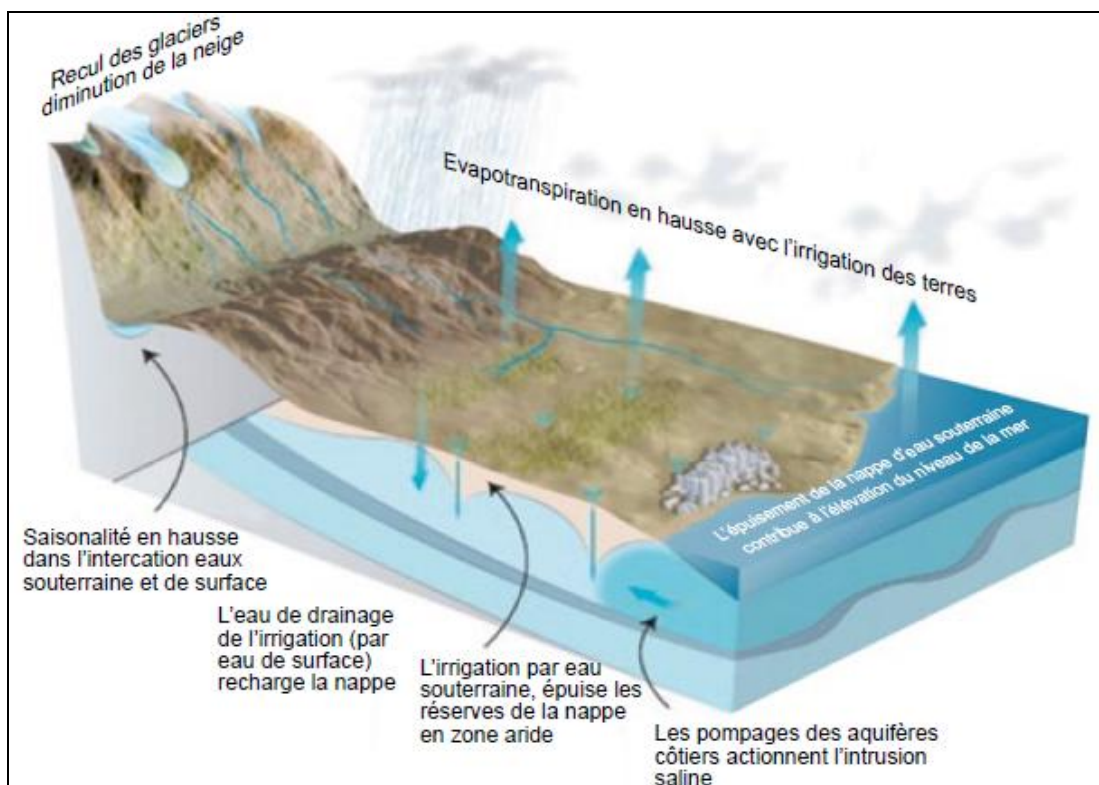
Les principaux domaines où le changement climatique affecte l'eau souterraine est par la recharge, la décharge et le stockage. En volume l'utilisation des eaux souterraines par l'irrigation est beaucoup plus importante; les impacts dans le futur de la variabilité climatique, ainsi que du

changement affectant l'eau souterraine peuvent être amplifiés par des effets indirects sur la demande en eau de l'irrigation (Taylor et al. 2013).

Cependant l'usage domestique des eaux souterraines est l'usage le plus répandu, couvrant plus de 2 milliards de personnes. Bien que l'eau souterraine soit généralement considérée comme une ressource «résistante à la sécheresse», la plupart des aquifères peu profonds qui alimentent les populations rurales sont vulnérables aux sécheresses annuelles ou plus longues. Ce sont les aquifères profonds et captifs qui peuvent présenter des tendances de baisse, après des sécheresses prolongées (BGR, 2008).

La recharge des eaux souterraines par les précipitations, la croissance de l'irrigation pour répondre à la sécurité alimentaire et le pompage des eaux souterraines sont liés entre eux à travers l'impact résultant du changement climatique (Fig. I.4).

L'impact de la variabilité et des changements climatiques sur la recharge des eaux souterraines est très peu documenté. Les informations sur la qualité de l'eau restent également très parcellaires en Algérie et particulièrement au Hodna.



**Fig. I.4.** Représentation conceptuelle des interactions clés entre les eaux souterraines et le climat (source: Taylor et al. 2013)

#### **I.3.3.4. La qualité de l'eau**

Dans de nombreuses zones du monde, les aquifères sont une importante source d'approvisionnement en eau douce. Le maintien de la qualité de l'eau dans ces aquifères est essentielle pour les communautés.

Dans les aquifères peu profonds, les températures de l'eau souterraine peuvent augmenter en raison de l'augmentation des températures de l'air. Dans les zones arides et semi-arides l'augmentation de l'évapotranspiration peut conduire à la salinisation des sols, ce qui aura une incidence sur la qualité de l'humidité du sol et le système des eaux souterraines associées.

Dans les aquifères côtiers, l'élévation du niveau de la mer et les déferlements de tempête sont susceptibles de conduire à l'intrusion d'eau de mer et la salinisation des eaux souterraines en particulier dans les zones de surexploitation des ressources en eau souterraine.

Dans les régions où l'on prévoit que l'intensité des précipitations pourrait augmenter, les polluants (pesticides, matières organiques, métaux lourds, et les latrines à fosse) seront de plus en plus entraînés dans les masses d'eau, y compris les eaux souterraines (Sighomnou, 2004). En outre, la recharge provenant des plans d'eau de surface polluée va encore compromettre la qualité des eaux souterraines.

#### **I.4. Écoulement de l'eau souterraine**

C'est aisé d'étudier et de comprendre les mécanismes affectant l'eau de surface, car celle-ci est visible. La ressource en eau souterraine, plus difficilement visible, demande une compréhension des milieux géologiques dans lesquels l'eau s'écoule.

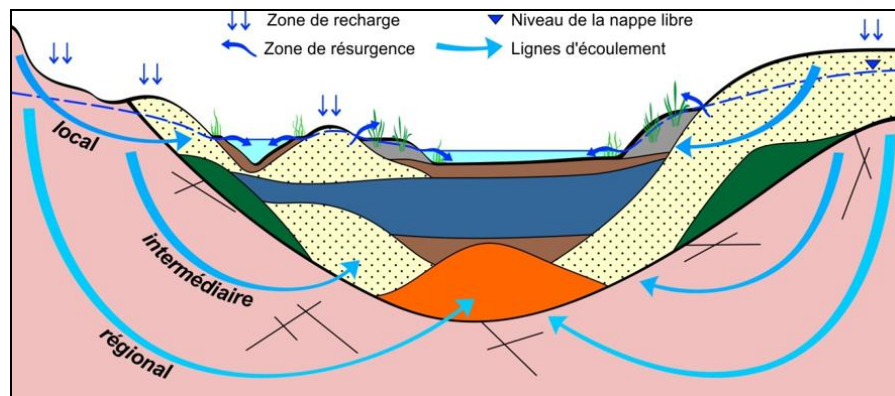
Contrairement à certaines pensées populaires, l'eau ne circule pas sous terre dans des rivières souterraines, bien que de véritables cours d'eau souterrains existent dans de rares cas (système karstique). L'eau est plutôt présente dans le sol en remplissant les interstices constitués par les pores et les fissures. Ces interstices peuvent renfermer de l'air comme de l'eau. Lorsqu'ils sont complètement remplis d'eau et qu'il n'y a plus d'air, on parle alors de zone saturée (où une nappe phréatique peut circuler), contrairement à la zone non saturée, où les pores contiennent encore de l'air.

L'eau qui s'infiltré dans le sol va percoler verticalement et passer la zone non saturée en eau pour arriver la zone saturée et ainsi contribuer à l'alimentation de l'aquifère (recharge) (Fig. I.2). Comme pour l'eau de surface, l'eau souterraine va s'écouler dans l'aquifère sous l'effet de la pesanteur.

L'eau souterraine s'écoule toutefois avec une faible vitesse que l'eau dans les rivières. La vitesse d'écoulement de l'eau souterraine dépend des propriétés hydrauliques de l'aquifère et de la pression hydrostatique. Dans une période de plusieurs jours à plusieurs milliers d'années, cette eau fera vraisemblablement résurgence en surface.

#### I.4.1. Écoulement de l'eau souterraine à l'échelle régionale

Un système d'écoulement régional est composé de zones d'alimentation ou de recharge, de zones de transition ou intermédiaire et de zones d'émergence (Fig.I.5). Dans un système régional, la distribution des zones de recharge est généralement contrôlée par la topographie. En 1963, [Tóth](#) a subdivisé les systèmes d'écoulement régional en trois sous-systèmes: les systèmes d'écoulement local, intermédiaire et régional. Les effets de la topographie et de la géologie sur l'écoulement régional de l'eau souterraine en régime permanent ont été montrés à l'aide des simulations en 1967 par [Freeze et Witherspoon](#). Ces travaux ont démontré l'importance des contrôles géologiques sur l'écoulement de l'eau souterraine à l'échelle régionale. L'hétérogénéité du milieu peut avoir une conséquence importante sur un système d'écoulement régional. Les variations des couches et structures influencent les propriétés hydrogéologiques du milieu (la perméabilité par exemple) et, conséquemment, l'écoulement de l'eau souterraine. Ceci illustre l'importance de la caractérisation géologique et hydrogéologique dans l'étude de systèmes d'écoulement régionaux.



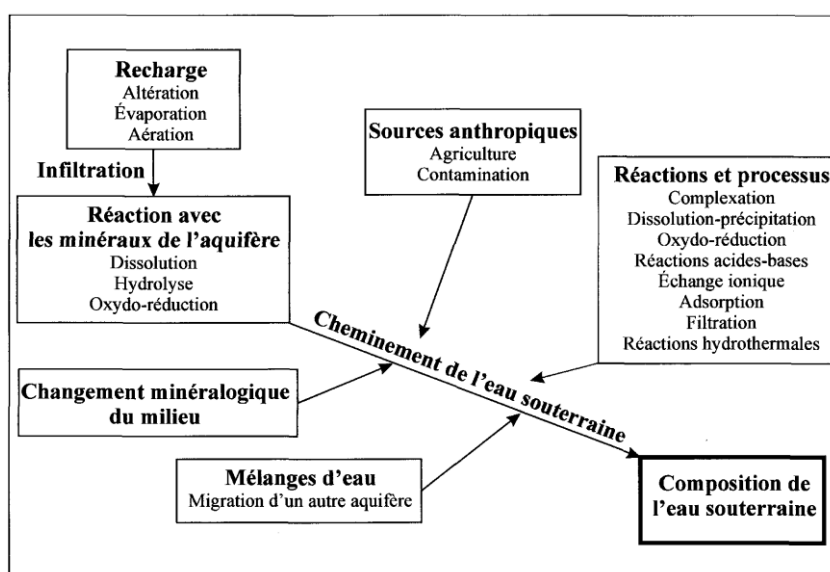
**Fig.I.5.** Ecoulements souterrains (d'après [Musy et Higy, 1998](#))

#### I.4.2. Évolution chimique de l'eau souterraine à l'échelle régionale

L'écoulement de l'eau souterraine, des zones d'alimentation aux zones d'apparition, entraîne des évolutions chimiques de l'eau. [Chebotarev \(1955\)](#) a observé que l'eau souterraine change sa composition chimique avec la distance dans un système d'écoulement. Il a décrit ce changement par

un résultat où les espèces anioniques dominantes modifient avec l'écoulement sous l'effet des processus géochimiques et des réactions se produisant dans le système aquifère régional, tel l'interaction avec la composition minéralogique des roches. La composition finale liée de la lithologie de l'aquifère et également du temps de contact eau-roche. D'autres paramètres ont aussi un impact important sur l'évolution de l'eau souterraine: les propriétés structurales du milieu, la surface de roche en contact avec l'eau et la composition chimique de l'eau, la pression, la température et la vitesse d'écoulement (Cloutier, 2004).

La figure I.6 présente une synthèse des réactions et des processus géochimiques susceptibles d'être importants dans un système d'écoulement régional de l'eau souterraine.



**Fig.I.6.** Réactions et processus géochimiques contrôlant la composition de l'eau souterraine dans un système aquifère régionale (adaptée de Hounslow, 1995).

Les eaux souterraines ont une composition ionique variable suivant la géologie, donc on parle de type d'eau ou faciès : Bicarbonaté calcique ( $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ), Chloruré calcique ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ), Sulfaté Magnésien ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) ou Chloruré sodique ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ).

Certains aquifères peuvent présenter des faciès mixtes : en général, la minéralisation augmente naturellement avec la profondeur ou par des variations horizontales dans le sens d'écoulement.

Dans les terrains cristallins (granitiques), sableux et gréseux, riches en minéraux siliceux et silicatés, les eaux sont douces, elles sont peu minéralisées mais acides et agressives pour les conduites. Dans les réservoirs calcaires, les eaux sont dures, moyennement à fortement minéralisées en sels de calcium et de magnésium. Elles entartrent les conduites (Beauchamp, 2003).

Dans les réseaux karstiques, l'eau peut se charger de particules argileuses en suspension au cours des fortes pluies.

Au contact du gypse, l'eau se charge en sulfates de calcium et devient dure et impropre à la consommation.

En bordure de mer ou un lac salé, les aquifères peuvent être en contact avec l'eau de ces derniers, et il se produit un échange au niveau du biseau salé, l'eau de la nappe devient saumâtre. L'invasion de la nappe d'eau douce par l'eau salée est accélérée par les pompages et le rabattement de celle-ci.

L'eau des nappes alluviales phréatiques a une qualité qui dépend de celle de la rivière qui les surmonte.

## **I.5. Isotopes environnementaux**

L'hydrologie au moyen des isotopes de l'environnement est un domaine de recherche relativement nouveau, fondé sur les variations isotopiques observées dans les eaux naturelles. L'ensemble des propriétés des isotopes ouvre un immense champ d'applications scientifiques, médicales et industrielles.

Cette partie présente rapidement les bases théoriques nécessaires à la compréhension du principe des méthodes isotopiques et les domaines d'application des isotopes de l'hydrogène, l'oxygène et du carbone en hydrologie des eaux souterraines.

### **1.5.1. Les isotopes stables de la molécule d'eau (Oxygène-18 et deutérium)**

L'eau est une molécule composée de deux atomes d'hydrogène et d'un atome d'oxygène. L'hydrogène possède deux isotopes stables : l'un est rare, c'est le deutérium  $^2\text{H}/\text{D}$  et l'autre est très abondant, le protium  $^1\text{H}$  et un isotope radioactif, le tritium  $^3\text{H}$ . L'oxygène possède deux isotopes stables  $^{16}\text{O}$ , le plus abondant et  $^{18}\text{O}$ , qui est rare (Tab.I.1). Ces isotopes se combinent pour former quatre types d'eau : le plus abondant  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  et les autres qui sont plus rares  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$  et  $^2\text{H}_2^{18}\text{O}$ .

La composition isotopique des eaux naturelles sont caractérisés par le fractionnement isotopique. Ce fractionnement est régi par des phénomènes tels que : l'évaporation et la condensation. Pendant l'évaporation, les molécules de l'eau  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  sont légères et plus volatiles que celles qui contiennent un isotope lourd comme le deutérium (D) ou l'oxygène 18 ( $^{18}\text{O}$ ). Les molécules  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  et  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  présentent des tensions de vapeur et des vitesses de diffusion dans l'air différentes.

Cette réponse des molécules est appelée "l'effet isotopique" (Blavoux, 1978). C'est pour cette raison, l'eau qui s'évapore d'un plan d'eau libre contient moins de deutérium et d'oxygène 18 que l'eau du plan lui-même (AIEA, 1977).

**Tab. I.1.** Les isotopes utilisés en hydrologie (d'après, Gonfiantini 1974a)

Elément	Isotope	Abondance moyenne naturelle %	Période (ans)
Hydrogène	$^1\text{H}$	99,98	Stable
	$^2\text{H} = \text{D}$ (Deutérium)	0,015	Stable
	$^3\text{H} = \text{T}$ (Tritium)	-	12,26
Carbone	$^{12}\text{C}$	98,89	Stable
	$^{13}\text{C}$	1,11	Stable
	$^{14}\text{C}$	-	5730
Oxygène	$^{16}\text{O}$	99,76	Stable
	$^{17}\text{O}$	0,04	Stable
	$^{18}\text{O}$	0,20	Stable

Durant la phase de condensation d'une masse nuageuse océanique, cette masse subit plusieurs stades de refroidissement, il s'agit de "l'effet continentalité". Les précipitations sont en conséquence plus pauvres en  $^{18}\text{O}$  et en  $^2\text{H}$  au fur et à mesure de la progression de cette masse nuageuse à l'intérieur du continent (Blavoux, 1978).

Les isotopes de la molécule d'eau (oxygène-18 et deutérium), peu obéissant aux échanges isotopiques avec l'encaissant, sont utilisés généralement en hydrogéologie en tant que traceurs indispensables de l'écoulement de l'eau souterraine, pour montrer l'origine de l'eau ou évaluer le temps de résidence d'une masse d'eau dans un système hydrologique (AIEA, 1977).

L'étude des isotopes de l'eau, des éléments dissous et des solides informe sur la qualité de l'eau, son évolution géochimique, les processus de recharge, l'interaction eau/roche, l'origine de la salinité, et les processus de contamination (Clark et Fritz, 1997). En outre, dans le système de coordonnées de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ , nous pouvons fournir des informations sur les précipitations, les eaux de surface évaporées et les sources d'eau de mer, et pouvons donc aider à identifier les origines de la salinité des eaux souterraines (Gat et Carmi, 1970).

Le [Tableau I.2](#) présente les applications les plus communes, ainsi que des références d'utilisation, sont présentées pour chaque traceur.

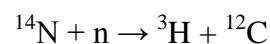
**Tab.I.2.** Applications des isotopes et traceurs environnementaux (Source : Cloutier, 2004)

Traceurs	Applications
<b>Isotopes stables</b>	
$\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Source, origine, temps de résidence et processus d'évolution des eaux souterraines</li> <li>- Mélanges d'eaux souterraines</li> <li>- Caractérisation de la recharge</li> <li>- Diffusion dans les argiles</li> </ul>
$\delta^{13}\text{C}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Source du carbone inorganique dissous</li> <li>- Correction des concentrations en <math>^{14}\text{C}</math></li> </ul>
<b>Isotopes radioactifs</b>	
$^3\text{H}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Datation de l'eau de 0 à 50 ans (<math>t_{1/2} = 12.43</math> ans)</li> <li>- Caractérisation de la recharge</li> </ul>
$^{14}\text{C}$	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Datation de l'eau de 1000 à 40000 ans (<math>t_{1/2} = 5715</math> ans)</li> <li>- Calage de modèles, taux de réaction et vitesse d'écoulement</li> </ul>

Actuellement l'utilisation de techniques isotopiques en hydrogéologie est largement développée en sa méthodologie théoriquement et analytiquement détaillée. Ainsi, elles sont devenues ces dernières décennies un moyen inévitable pour une meilleure compréhension du fonctionnement hydrologique des systèmes aquifères. Ces techniques de traçage ont donné des résultats intéressants sous différents types de climat, en particulier à l'échelle du territoire algérien, en zone aride et semi-aride ([Gonfiantini, 1974a](#)) et en climat saharien ([Conrad et Fontes 1970](#) ; [Guendouz 1985 et 2003](#)).

### **I.5.2. Tritium : $^3\text{H}$**

Le tritium isotope de l'hydrogène, de période 12,43 ans, est produit naturellement dans l'atmosphère par interaction entre les neutrons cosmiques libres et les noyaux d'azote-14 selon la réaction suivante:



Lors des essais nucléaires de surface de 1952 à 1963, le tritium a été produit artificiellement en abondance dans l'atmosphère. Sa concentration est passée dans l'hémisphère nord de 25 à 2200 UT en 1964 ([Dincer et al. 1974](#)).

Depuis le moratoire de 1963 sa concentration décroît pour tendre actuellement vers des activités faibles de l'ordre de quelques unités (Verhagen et al. 1970).

### I.5.2.1. Unité de concentration

La teneur en tritium des eaux naturelles est exprimée en unités de tritium (U.T.). Il est à noter que 1 UT équivaut à  $10^{18}$  atomes d'hydrogène et 7,1 désintégrations de tritium par minute et par litre d'eau.

La teneur en tritium est mesurée avec des compteurs proportionnels, en phase gazeuse ou liquide. La valeur minimale qu'on peut déceler est normalement de 1 à 2 U.T.

### I.5.2.2. Variations dans les eaux souterraines

A cause de sa période assez courte et la faiblesse de sa concentration dans les précipitations avant 1953, le tritium n'est présent, en quantité présentable, que dans les eaux souterraines récentes, ou qui contiennent une fraction importante d'eaux récentes.

D'après Gonfiantini (1974b), Si la teneur en  $^3\text{H} < 5$  UT, l'eau date d'avant 1953 et si  $^3\text{H} > 20$  UT, l'eau est récente.

### I.5.3. Le carbone 13

L'utilisation des isotopes du carbone est devenue un outil classique dans toute étude hydrogéologique dont l'objectif est d'estimer le renouvellement de la ressource en eau.

Le carbone 13 est la deuxième forme stable du carbone. Son abondance naturelle est de 1,1 % alors que celle du carbone 12 est de 98,9 % (Un résidu  $\epsilon$  correspond à l'abondance du carbone 14).

L'intérêt essentiel des mesures des teneurs de  $^{13}\text{C}$  est de permettre de différencier les sources de carbone entrant en jeu. La teneur en  $^{13}\text{C}$  du  $\text{CO}_2$  du sol est indispensable, car ce  $\text{CO}_2$  participe chimiquement et isotopiquement à l'acquisition du carbone inorganique total dissous (CITD) par l'eau qui traverse la zone non saturée du sol.

Comme tous les isotopes stables, la mesure du carbone 13 se réfère à un standard international PDB (Pee Dee Belemnite). Il s'agit de carbonate marin du Crétacé de la formation Pee Dee d'Amérique du Nord. La teneur en carbone 13 s'exprime donc toujours sous cette forme:

$$\delta^{13}\text{C} \text{ par rapport au standard (avec } \delta^{13}\text{C} = \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{échantillon}} - \left(\frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C}}{\text{PDB}}\right) - 1\right).$$

Comme les variations naturelles des teneurs isotopiques sont faibles, les  $\delta^{13}\text{C}$  se donnent en pour mille (‰).

Les principaux réservoirs du cycle de l'eau ont des abondances naturelles en carbone 13 différents (Fig.I.4).

Le  $\text{CO}_2$  atmosphérique a des teneurs actuelles en  $\delta^{13}\text{C}$  d'environ -8 ‰ (Clark et Fritz, 1997).

Pour les plantes terrestres, le fractionnement isotopique varie selon le cycle photosynthétique (respiration végétale, décomposition de la matière organique). Les processus biochimiques favorisent l'utilisation des isotopes légers ( $^{12}\text{C}$ ), en conséquence les plantes vertes, se trouvent appauvries en  $^{13}\text{C}$  par rapport au  $\text{CO}_2$  atmosphérique (Vogel, 1993).

Le degré d'appauvrissement en  $^{13}\text{C}$  dépend du type de cycle photosynthétique de ces plantes. On distingue ainsi trois cycles principaux:

- Le cycle de Calvin-Benson ou cycle  $\text{C}_3$ . Il concerne 85 % des espèces végétales et la quasitotalité des plantes occupant les régions tempérées (blé, orge, betterave, et la totalité des arbres). Les teneurs en  $\delta^{13}\text{C}$  sont comprises entre -24 et -30 ‰ avec une moyenne proche de -27 ‰ (Vogel, 1993);

- Le cycle de Hatch-Slack ou cycle  $\text{C}_4$ . Les espèces fonctionnant avec ce cycle ne représentent que 5 % des espèces végétales, mais dominant largement dans les écosystèmes chauds et humides tels que les prairies tropicales maïs, canne à sucre, .etc... Les teneurs en  $\delta^{13}\text{C}$  sont comprises entre -10 et -16 ‰ avec une moyenne proche de -12.5 ‰ (Vogel, 1993);

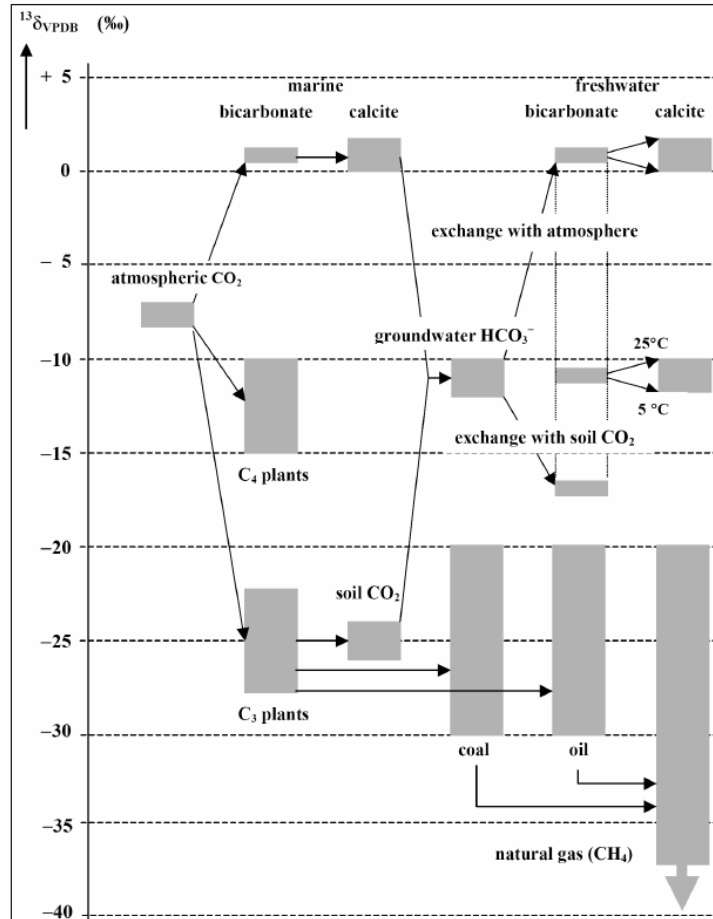
- Le cycle mixte ou CAM (Crassulacean Acid Metabolism). Il est utilisé par 10 % des plantes en écosystème désertique, elles comprennent, entre autres, les cactus...etc... Les teneurs en  $\delta^{13}\text{C}$  sont intermédiaires entre les deux familles précédentes, proches de -17 ‰.

- Les plantes marines (algues) ont un  $\delta^{13}\text{C}$  moyen de -22 ‰ PDB.

La matière organique fossile, comme le lignite, possède une teneur isotopique en  $\delta^{13}\text{C}$  proche de -27 ‰. Les processus d'évolution de la matière organique fossile peuvent faire considérablement varier leur teneur en  $\delta^{13}\text{C}$ , notamment lors de la production de gaz naturels très appauvris comme le méthane (Mook et al. 2000). D'autre part, la décomposition bactérienne produit un  $\text{CO}_2$  dont le  $\delta^{13}\text{C}$  = -24 ‰ PDB. Ceci a été remarqué dans les carbonates au nord-est du lac Tchad (Zouridakis, 1976).

Enfin, les carbonates d'origine marine ont leurs teneurs autour de  $0 \pm 2 \text{ ‰}$  (Clark et Fritz, 1997).

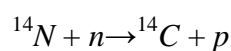
Les teneurs naturelles en carbone 13 des principaux réservoirs faisant partie du cycle de l'eau sont résumées sur la figure.I.7.



**Fig.I.7.** Schéma des variations naturelles en carbone 13 dans le cycle hydrologique (Mook et al. 2000).

#### I.5.4. Le carbone 14

Le carbone 14 (<sup>14</sup>C) ou radiocarbone est la troisième forme de carbone existant. La très grande majorité du carbone 14 est produite naturellement dans l'atmosphère. Celui-ci provient de l'interaction entre l'azote gazeux atmosphérique et le rayonnement cosmique dans la zone située entre la stratosphère et troposphère vers 12 km d'altitude (Mook et al. 2000).



En dehors de l'origine atmosphérique du radiocarbone, il existe deux autres origines qui proviennent:

- Des essais thermonucléaires atmosphériques des années 50-60 (origine anthropique);
- Production radiogénique liée à l'activation de l'azote 14 via la fission in situ d'uranium ou d'autres éléments. Dans les eaux souterraines, ce dernier type de production est souvent négligeable.

L'intérêt de ce radio-isotope, pour les eaux souterraines, provient d'une part de son incorporation via les équilibres calco-carboniques dans les eaux d'infiltration et d'autre part de sa demi-vie. Le radiocarbone permet donc de dater des eaux jusqu'à 30000 ans à partir de l'équation suivante:

$$t = [5730 / \ln 2] \cdot \ln (A_0/A_t)$$

Où:

$A_0$ : activité initiale en  $^{14}\text{C}$  du carbone minéral total dissous lors de l'infiltration vers l'aquifère;

$A_t$ : activité résiduelle en  $^{14}\text{C}$  du carbone minéral total dissous au moment du prélèvement.

Cette limite de 30000 ans dans les aquifères carbonatés, a pour cause les perturbations de l'activité initiale  $A_0$  lors de son cheminement (Fontes, 1985). En effet, de nombreuses réactions géochimiques (dissolution de la calcite ou de la dolomite) ou les échanges isotopiques avec la matrice aquifère peuvent aboutir à un vieillissement artificiel des eaux par dilution du carbone 14.

## **Conclusion**

L'ensemble des termes cités et décrits dans ce chapitre nous servira de base pour comprendre les mécanismes de fonctionnement de la nappe du Hodna (écoulement, recharge et dynamique des niveaux piézométriques) et l'identification des processus hydrogéochimiques des eaux (éléments majeurs et isotopes).

## CHAPITRE II : CONDITIONS NATURELLES

### Introduction

Ce chapitre présente décrit les traits majeurs de la plaine du Hodna notamment la localisation géographique, la géomorphologie du terrain, l'hydrographie, le couvert végétal et la nature du sol. Ces éléments vont contribuer à la compréhension du milieu physique étudié. En outre, le cadre géologique sera détaillé afin de définir les différents horizons aquifères.

### II.1. CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

Situé au Sud-Est algérien dans la région des Hauts Plateaux ; entre les coordonnées géographiques de latitude 35°23' et 35° 50' N et de longitude 04° 20' et 04° 42' E. Il est limité :

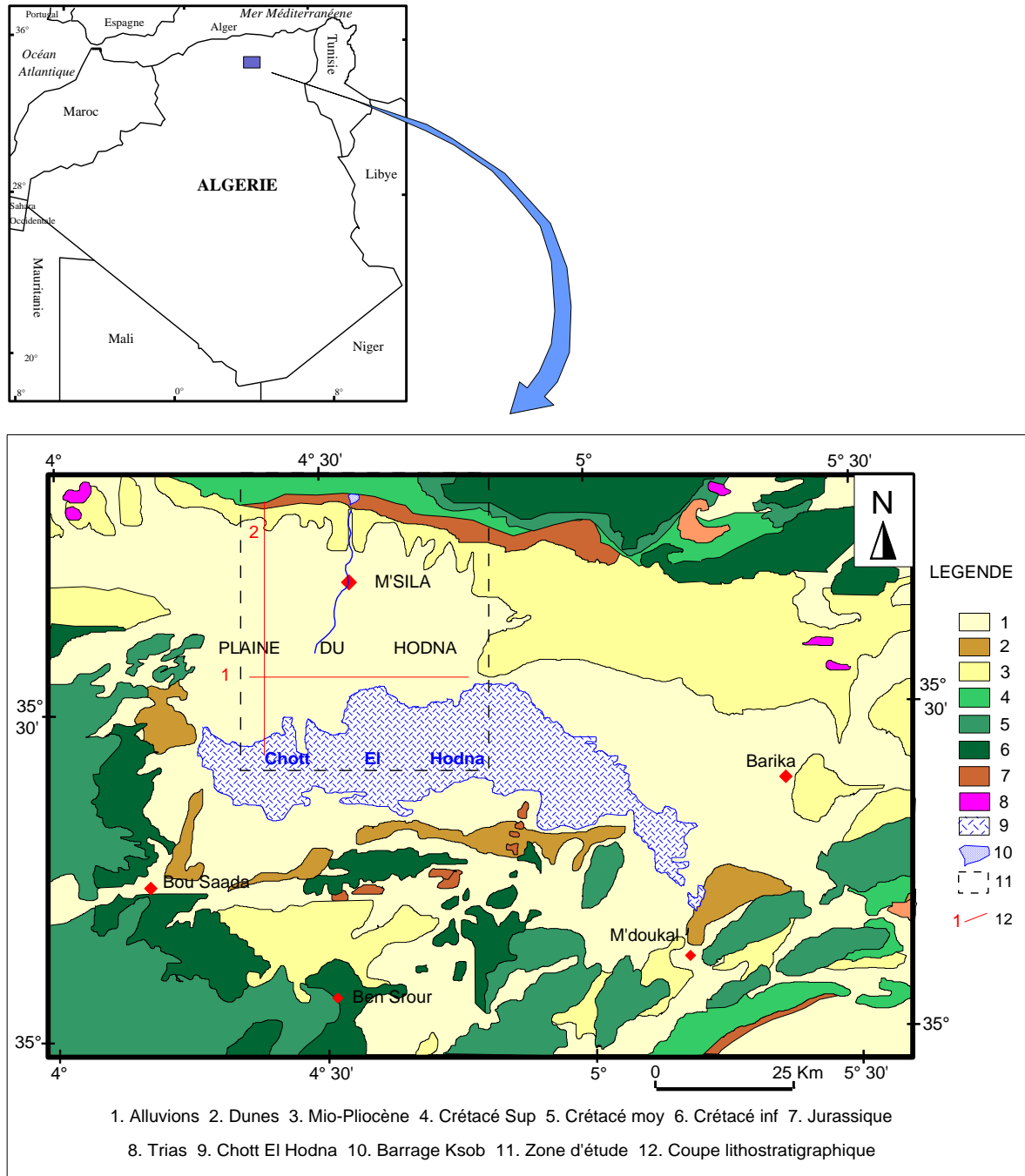
- Au Nord par la chaîne montagneuse des monts du Hodna ;
- Au Sud par l'Atlas Saharien ;
- A l'ouest par le débordement des formations atlasiques ;
- et à l'Est par les monts des Aurès.

Le Hodna forme un immense bassin endoréique de 26000 km<sup>2</sup> au centre duquel le système aquifère occupe une superficie de 8500 km<sup>2</sup> où son exutoire se trouve au niveau du Chott El Hodna (Fig. II.1).

Concernant la zone d'étude proprement dite, est une partie de la plaine alluviale située au nord du Chott où les eaux souterraines sont destinées à l'alimentation en eau potable et à l'irrigation.

La répartition démographique ressort deux groupes distincts :

- Au Nord : la population est dense, marquée par l'existence de grands centres d'agglomérations (exemple M'Sila) dont l'activité principale est industrielle;
- Au Sud : la population est moins dense avec des centres urbains éloignés les uns des autres dont l'activité principale est l'agro-pastoralisme.



**Fig. II.1.** Situation géographique et géologie du domaine d'étude

## II.2. CADRE GEOLOGIQUE

Le cadre géologique de la région a été établi sur la base des études géologiques antérieures, de la carte géologique de la région (Kieken, 1962 et 1970; Guiraud, 1970 et 1973) et d'une enquête sur le terrain. Dans cette vaste région, la géologie est à la fois complexe et diverse sur tous les plans (structures, stratigraphie, faciès...).

L'Atlas Saharien et l'Atlas Tellien, après leur choc frontal au niveau des Aurès, ont engendré

une cuvette au début du Miocène, laquelle, à la fin de cette période et pendant le Quaternaire a subit un remplissage par les cours d'eau, constituant une plaine alluviale (Fig. II.1, Fig. II.2a, Fig. II.2b et Fig. II.2c).

### **II.2.1. Stratigraphie**

En dehors du Miocène inférieur absent au domaine atlasique d'une part, et du Miocène supérieur et d'une partie du Pliocène basal au niveau de la chaîne tellienne, les séries sont presque complètes et vont du Trias au Quaternaire. (Fig. II.1 et Fig. II.3).

#### **II.2.1.1. Primaire**

La région est dépourvue de formations géologiques paléozoïques.

#### **II.2.1.2. Secondaire**

##### **II.2.1.2.1. Trias**

Il s'agit d'une formation classique constituée essentiellement d'argile gypsifères grises à minces niveaux bariolés, à blocs de dolomies empruntées du Crétacé inférieur ( au niveaux des failles sous les alluvions). La série triasique telle qu'elle a été reconstituée par Guiraud (1970) comporte de la base au sommet : une formation gréseuse, une formation évaporitique et des passées calcaro-dolomitiques.

##### **II.2.1.2.2. Jurassique**

Les affleurements jurassiques recouvrent des surfaces considérables et sont surtout développés au Nord de M'Sila (Fig. II.2b et Fig. II.2c). Ils sont essentiellement calcairo-dolomitique, ils ont été subdivisés par Guiraud (1970) en trois groupes : Jurassiques inférieur (Lias), Jurassique moyen (Dogger) et Jurassique supérieur (Malm).

###### **II.2.1.2.2.1. Jurassique inférieur**

Avec des calcaires dolomitiques saccharoïdes, il s'agit d'une quinzaine de mètres surmontés de 40 m de calcaires sublithographiques.

###### **II.2.1.2.2.2. Jurassique moyen**

Il s'agit de bancs de calcaires à silex et d'une alternance de marnes et de calcaires à silex. Cet ensemble est surmonté de 25 à 30 m de calcaires gris-bleutés, siliceux, terminés par des dalles de calcaires gris-bleutés et des calcaires à filaments.

### **II.2.1.2.2.3. Jurassiques supérieur**

Le Jurassique supérieur se résume à 350 à 550 m de calcaires gris-bleues à rares passées calcaires vers la base, ainsi que de calcaires compacts et des calcaires marneux alternant avec des marnes grises.

### **II.2.1.2.3 Crétacé**

#### **II.2.1.2.3.1. Crétacé inférieur**

Il est formé par des calcaires sublithographiques beiges surmontés par des marnes grises alternant avec des calcaires (Berriasien), des grès et des calcaires plus ou moins dolomités et finie par des calcaires gréseux et de grès friables (Aptien et Barrémien), ainsi que des dolomies (Hauterivien).

L'Aptien est formé par des calcaires souvent dolomités, alternant avec des marnes et grès clairs. L'épaisseur varie de 200 à 300 m. L'Albien peut atteindre 300 m, et le faciès est argilo-gréseux et dolomitique avec à la partie supérieure des dolomies calcaires et des grès et quartzites.

#### **II.2.1.2.3.2. Crétacé supérieur**

Le Cénomaniens se caractérise par une centaine de mètres de calcaires souvent dolomités de 200 m (Fig. II.3).

Le Turonien est calcaireux d'une épaisseur de 150 m. Ces calcaires sont plus ou moins dolomités et reposent en générale dans toute la région sur la dolomie grise ou noire (Dj Tarf et Djeddoug). La base de l'étage est calcaire-dolomitique. Le Turonien est reconnu par des calcaires zoogènes plus ou moins dolomités. (Souk Ouled Naadja).

Le Maestrichtien ( Sénomien) est composé de deux barres calcaires à niveaux dolomitiques séparées par des marnes et des calcaires marneux.

### **II.2.1.3. Tertiaire**

Les formations du Tertiaire affleurent en bandes plus ou moins parallèles sur le plan méridional des monts du Hodna. Les couches plongent en général vers le centre de la plaine de M'Sila.

### **II.2.1.3.1. Eocène**

L'Yprésien débute par des calcaires à petits lits de silex (15 m), ensuite viennent des calcaires argileux et marnes indurés (20 m), enfin des calcaires noirs à lits ou à boules de silex, formant des falaises séparées par de minces veines marno calcaires à rares passées phosphatées (70 m).

### **II.2.1.3.2. Oligocène autochtone**

Au Sud de Maadid, il est représenté par une série grés-argileuse. Les grés sont de couleur rouge à brune généralement fins avec quelques éléments grossiers et anguleux. Ces grés se présentent sous forme des bancs décimétriques à stratification entre croisée. Vers la base de ces bancs de grés à ciment argileux, on observe des bancs de calcaires grumeleux blancs, mal cimentés et de faciès lacustre.

### **II.2.1.3.3. Oligocène allochtone**

L'Oligocène allochtone comporte à la base des marnes brunes claires, lamelleuses, grasses à rares miches de grès légèrement glauconieux.

### **II.2.1.3.4. Miocène**

Il est formé par plusieurs cycles (Fig. II.3). Le premier cycle est constitué de marnes grises à lame de grès fossilifères et de conglomérats, de grès et de marnes gréseuses rouges. Le deuxième cycle est formé par une alternance de marnes et de grès grossiers au-dessus d'un conglomérat (10 à 15 m) très grossier à stratification entrecroisée. Et enfin le troisième cycle est composé de quatre séries représentées par :

- Les marnes et grès en bancs ou en lentilles.
- Les marnes et les bancs gréseux.
- Les grès surmontés des niveaux conglomératiques
- Les conglomérats et grès.

### **II.2.1.3.5. Pliocène**

Le Pliocène inférieur est caractérisé par une barre grés-conglomératique qui repose en discordance sur le Miocène moyen à l'Ouest de M'Sila. A l'Est, aux environs de Berhoum, il est en contact avec le Miocène supérieur (Fig. II.2a). Des conglomérats à galets bien roulés

alternant avec des marnes. L'épaisseur de cette formation est de quelques dizaines de mètres. Sur les conglomérats, reposent en concordance des marnes souvent sableuses et gypseuses.

Le Pliocène supérieur débute sur un substratum ne présentant aucune trace de ravinement. On note une diminution des épaisseurs des formations grossières de la périphérie vers le centre du bassin du Hodna, qui s'accompagne d'une réduction de la taille des galets (Fig. II.2a et Fig. II.2c). Au niveau de la plaine de M'Sila, il est représenté par des niveaux irréguliers de conglomérats alternant avec des grés et des marnes sableuses.

#### **II.2.1.4. Quaternaire**

Le Quaternaire est d'origine continentale, les formations quaternaires sont discordantes sur un substratum néogène et parfois paléogène et sont souvent protégées par des croûtes calcaires gypseuses. Le quaternaire est formé par trois étages (Fig. II.3) :

##### **II.2.1.4.1. Quaternaire ancien ou Moulouyen**

Il est discordant sur les conglomérats et les sables du Pliocène supérieur, unie par un ciment rosâtre très résistant (3 à 4 m) et caractérisant le Quaternaire ancien (Moulouyen).

##### **II.2.1.4.2. Quaternaire moyen**

Il est représenté par les glacis de piémont. Ces glacis sont constitués sur une épaisseur de l'ordre de 15 à 20 m, d'une alternance de couches irrégulières de cailloutis, de blocailles mal classées (le volume de certains blocs dépasse 1m<sup>3</sup>) et de colluvions plus ou moins rougeâtres. Les horizons supérieurs montrent sur plusieurs mètres, un enrichissement en calcaire dont l'importance augmente vers le haut.

##### **II.2.1.4.3 Le Quaternaire récent**

La plaine du Hodna est essentiellement constituée d'alluvions récentes provenant des reliefs environnants (Fig. II.2b). L'ensemble présente ici et là un recouvrement dunaire, assez prononcé au sud du Chott El Hodna sur l'axe Maarif-M'Cif. Les alluvions présentent un maximum d'épaisseur au voisinage du Chott El Hodna tandis que dans la partie amont elles sont réduites. On y distingue les trois niveaux suivants :

### - *Soltanien I*

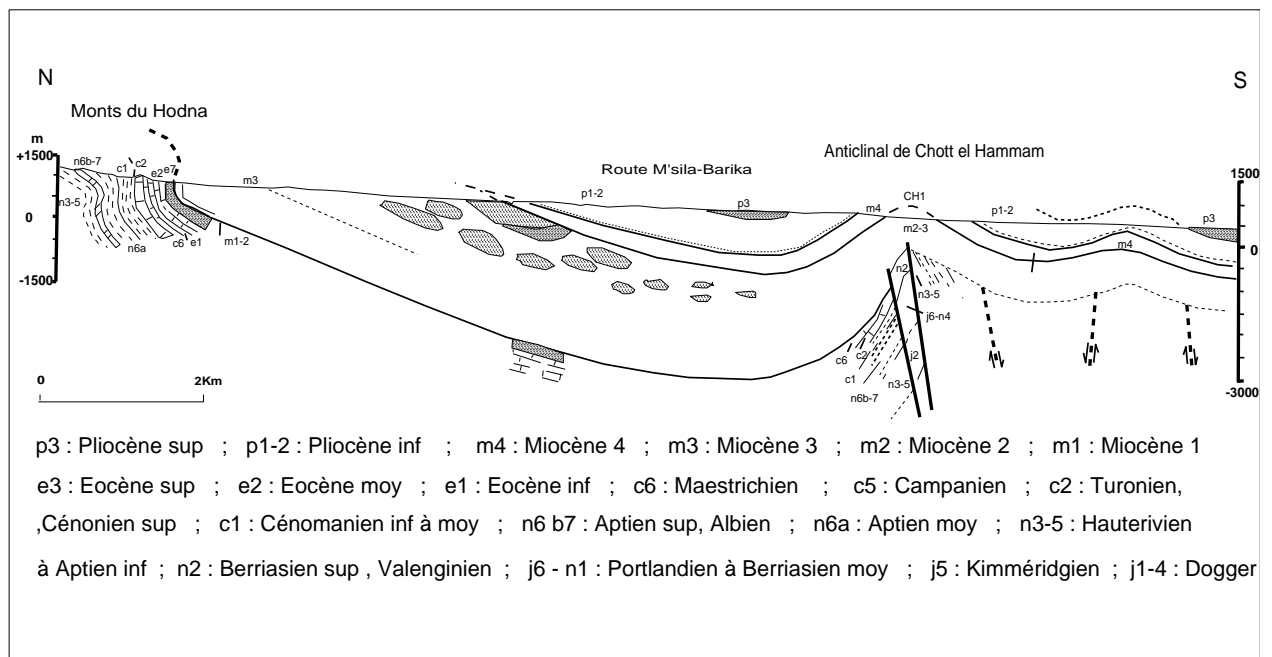
Le Soltanien débute par des conglomérats de base assez grossiers, mal classés dont l'épaisseur est irrégulière. Au Sud de M'Sila, il est représenté au niveau de l'Oued K'sob par un cône de déjection, l'épaisseur dépassant la vingtaine de mètres. Au-dessus des conglomérats, viennent des lentilles de galets interstratifiés au sein d'argiles sableuses, qui forment l'essentiel des dépôts du *Soltanien I*.

### - *Soltanien II*

Le *Soltanien I* est représenté à la base par une formation à passées caillouteuses. Cette dernière est surmontée par des sables argileux gris jaunâtres à verdâtre. Lorsqu'on se rapproche du Chott, la proportion des éléments argileux augmente ce qui laisse les lits des oueds encaissés par rapport à la surface de ces formations.

### - *Le Rharbien*

Le *Rharbien* est caractérisé par une basse terrasse emboîtée dans les précédentes, occupe souvent les fonds des entailles creusées par des oueds dans la plaine du Hodna. Celle-ci est constituée de petites accumulations lenticulaires de graviers bien roulés alternant avec des marnes sableuses brunes épaisses de 4 à 5 m.



**Fig. II.2a.** Coupe géologique de la partie orientale du bassin et de l'anticlinal du Chott El Hammam (Guiraud, 1973)



## **II.2.2. Classification des formations selon leur intérêt hydrogéologique**

A partir de la nature lithologique du secteur étudié, nous avons classé ces formations en trois catégories (Fig.II.2c) :

- I.2.2.1. Les formations favorables de constituer des aquifères à porosité d'interstice ;
- I.2.2.2. Les formations favorables de constituer des aquifères karstiques ;
- I.2.2.3. Les formations imperméables.

### **II.2.2.1. Les formations favorables de constituer des aquifères à porosité d'interstice**

Les formations qui peuvent constituer un aquifère à porosité d'interstice sont :

- Les dépôts plio-quaternaire, constitués par les graviers, les sables et les conglomérats ;
- Les grés altérés et les niveaux à conglomérats de base du deuxième et troisième cycle miocènes ;
- Les grés et conglomérats de base Oligocène, à faible degré.

### **II.2.2.2. Les formations favorables de constituer des aquifères karstiques**

Les formations qui peuvent constituer un aquifère karstique sont :

- Les calcaires à silex de l'Yprésien ;
- Les calcaires dolomités du Maastrichtien ;
- Les niveaux calcaires du Campanien ;
- Les calcaires dolomitiques turoniens ;
- Les calcaires gréseux de l'Albien ;
- Les calcaires dolomités du Barrémo Aptien.

Mais, vu l'état actuel des captages, il ressort que les principales formations remarquables productives et exploitées sont les niveaux mio-plio-quaternaires, et qui fait l'objet de cette étude.

### **II.2.2.3. Les formations imperméables**

Les différents horizons aquifères de la région sont séparés par des terrains imperméables qui sont les suivants :

- Les formations argilo sableuses du Quaternaire ancien ;
- Les marnes du 3<sup>ème</sup> cycle du Miocène (M3b) ;
- Les marnes gypseuses du 2<sup>ème</sup> cycle et du 1<sup>er</sup> cycle du Miocène ;
- Gros bancs de gypses et de marnes blanches du Lutétien supérieur.

ère	système	sous système	étage	symbole	coupe	lithologie	épai			
QUATERNAIRE			récent	a		limons, sables argileux conglomérats à ciment sableux				
			moyen	q		gros blocs de galets, calcaires gypseux				
			inférieur	A		formation argilo - sableuse				
TERTIAIRE	NEOGENE	Miocène inférieur	Pliocène							
			pontien	mi3c		conglomérats à ciments marno - calcaires	150			
			3 cycle	mi3b		marnes	150			
						conglomérats	50			
			2 cycle	mi2b-c		marnes gypseuse avec quelques bancs de grès	200			
				mi2a		série calcaro - gréseuse				
	1 cycle	mi1		marnes gypseuses	400					
				calcaires						
	PALEOGENE	Eocène	Moyen	Lutétien	Sup	e1		gypse à passé de selgemne et marnes blanches	200	
					Inf	e1-2		calcaires et calcaires marneux	100	
					Inférieur	Yprésien	e1-3		calcaires à silex	100
		Paléocène			Thanétien	e4-5		grès glauconieux et calcaires siliceux	130	
					Mantien	e4-3		marnes grises et feuilletées	60	
					Danien	C10		marnes noires	60	
		SECONDAIRE	CRETACE	SUPERIEUR		Séno-nien	C7-10		Dolomies séparées par des marnes et des calcaires	550
						Turo-nien	C6		série calcaro - dolomitique	150 à 200
	Cénom-anien					C5-4		marnes noires et verdatres	200	
	INFERIEUR			Albien	C3-1		calcaires noduleux et marno - calcaires	100 à 120		
Aptien sup				C <sub>l</sub>		marnes grises, dolomies et calcaires cristallins	150			
Aptien inf				C <sub>ll</sub>		dolomies cristallins noires	125			
					Calcaires dures					
Barémien			C <sub>0</sub>		calcaires dolomitiques surmontés par des grès	100				
Hauteri-vien			C <sub>v</sub>		dolomies	125				
Valangi-nien	C <sub>v</sub>			marnes grises	100					
Berria-sien				marnes à ammonites	100					
JURASSIQUE			Supérieur	js		Calcaires	550			
		Moyen	jm		Calcaires à silex et marnes	50				
		Inférieur	ji		calcaires dolomitiques	55				
TRIAS				t		Argiles gypsifères et grès	40			

Fig. II.3. Colonne stratigraphique synthétique du Bassin du Hodna (SONATRACH, 2005)

### **II.2.3. Aperçu structural et tectonique**

#### **II.2.3.1. Aperçu structural**

Le schéma structural (Fig. II.4) de la région de M'Sila comporte les ensembles suivants :

- Au Nord, les anticlinaux du Maadid et du Medjez font partie de la rangé d'anticlinaux orientés Est Ouest et Djebel Maadid (1863 mètres d'altitude) qui présente un anticlinal dissymétrique avec une voûte effondrée. Les pendages sur le flanc Sud varient de la verticale au léger déversement tandis et plus faibles sur le revers Nord. Les terrains créacés sont affectés de failles normales (Guiraud, 1973);
- A la limite Est du terrain d'étude, à 500 mètres d'altitude environ, l'anticlinal de Chott El Hammam orienté Nord Est-Sud Ouest, semble se prolonger sous le Chott (Fig. I.2a). Entre ces deux structures anticlinales vient s'insérer un synclinal qui s'étend sous la plaine alluviale de M'Sila où la subsidence éocène puis Néogène ont été maximales (Benabderrahmane, 1988).

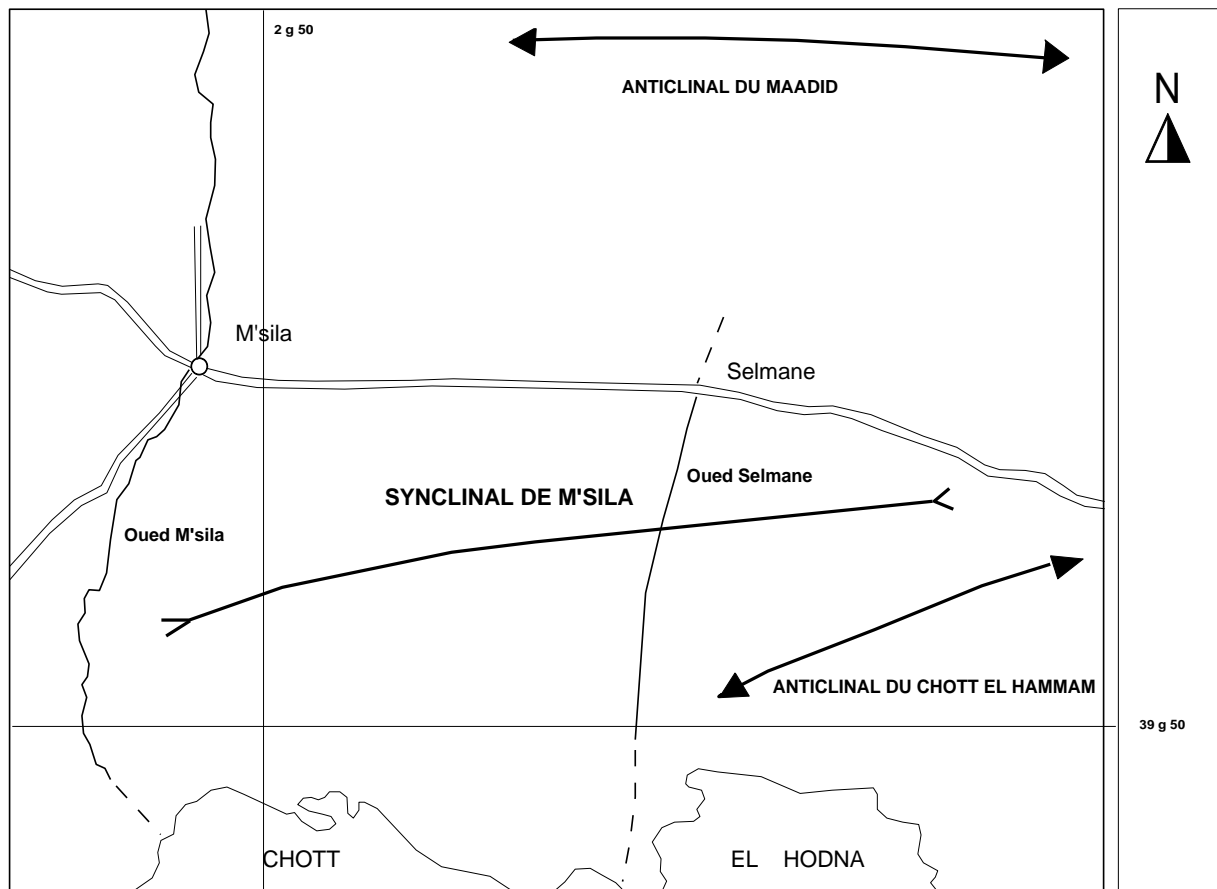
#### **II.2.3.2. Tectonique**

D'après Guiraud (1973), la zone d'étude appartient d'une part aux formations des monts du Hodna de la chaîne tellienne au nord et au domaine de la chaîne atlasique au sud. Le choc frontal a été à l'origine de la formation des monts des Aurès. Entre ces trois ensembles, s'étend la cuvette hodnéenne formée dès le début du Miocène et nivelée par les dépôts quaternaires. La totalité des phases tectoniques y ont laissé leur empreintes.

La phase emschérienne enclenchée à la base du Sénonien est à l'origine en partie de l'émergence partielle des monts du Hodna. L'Oligocène (absent dans l'atlas saharien) discordant dans le Tell et lui-même plissé, attesterait à son tour de l'influence de la phase atlasique, laquelle a superposé ses effets sur la précédente.

La phase tellienne (phase finie miocène) qui a eu pour effet la mise en place des nappes de charriage, a été une prémisse d'une instabilité des monts du Hodna, en particulier les mouvements des phases pontiennes et villafranchiennes, donnant à la cuvette hodnéenne sa formation actuelle ainsi que les accidents affectant le Miocène. Par la suite, le Quaternaire ancien a marqué son activité par les légères déformations ainsi que l'accentuation de certaines failles dans la plaine, mises à jours par les diverses études géophysiques. Il reste à noter enfin que les tectoniques récentes et actuelles ne sont pas moins absentes compte tenu de l'activité sismique actuelle. Les températures des eaux

ainsi que les teneurs en sulfates sont des preuves de leurs traversées dans des failles encore actives avec remontée du gypse du Trias.



**Fig. II.4.** Ensembles structuraux (Guiraud, 1973)

#### II.2.4. Minerais et substances utiles

Aucun indice de minéralisation n'a été décelé au cours de l'exécution du levé géologique. Des traces de bitume liquide ou pâteux s'observent fréquemment dans les phosphates thanétiens et les calcaires yprésiens ; mais les recherches pétrolières n'ont abouti à aucun résultat par suite du manque de pièges structuraux dans ce vaste synclinorium.

Les phosphates du Thanétien ont une faible teneur en  $P_2O_5$  et, malgré des réserves estimées à quelques 20 millions de tonnes de phosphate tricalcique, on ne peut guère espérer que leur exploitation soit rentable dans un proche avenir.

Signalons enfin que les argiles de la partie inférieure de l'Oligocène ont, localement, un aspect de bentonite (Kieken, 1962).

## **II.2.5. GEOMORPHOLOGIE**

Le domaine d'étude est le produit du choc entre les deux chaînes atlasique et tellienne. L'érosion entaille l'ensemble en donnant un dépôt de limons, de sables et d'argiles ; ces dernières constituent la plaine avec au centre l'important Chott El Hodna. Les dépôts éoliens interviennent pour former les dunes. D'après la [figure II.5a](#), on peut distinguer l'existence des quatre ensembles géomorphologiques: les montagnes, les piedmonts, la plaine et le Chott.

### **II.2.5.1. Cadre montagneux**

Les monts du Hodna forment une barrière d'une direction principale Est Ouest qui réduit les influences maritimes. Par ailleurs, cet écran dont l'altitude varie entre 1400 et 2000m (Djebel Maadid au Nord de M'Sila qui culminent à 1863 m) accuse un contact net et brutal avec les collines.

### **II.2.5.2. Le piedmont (Glacis)**

Le piedmont représente une zone de transition entre la montagne et la plaine, qui s'allonge d'Ouest en Est aux pieds de montagnes du versant Nord entre les côtes 700 m et 500 m. C'est un ensemble formé de collines de formes très variées. Ces piedmonts sont découpés et ravinés par les oueds permanents et par des ruisseaux temporaires qui descendent des montagnes. Les collines sont représentées par des plans inclinés et constituées par des dépôts du Mio-Pliocène, qui plongent vers le centre de la cuvette sous les alluvions récentes ([Fig. II.5b](#)).

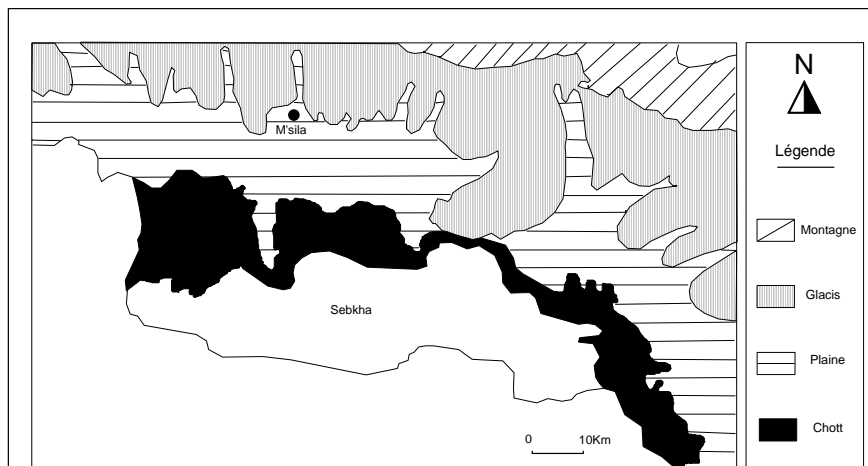
### **II.2.5.3. La plaine**

La plaine de M'Sila couvre une superficie d'environ 500 km<sup>2</sup>. Elle est limitée au Nord et à l'Est par les glacis. Au Sud, la courbe de niveau 400 m marque grossièrement le passage de la plaine aux alentours du Chott El Hodna où la pente est de 0.55%. Cette plaine limoneuse parsemée de cailloux et de sable a été installée après l'activité des eaux de ruissellement à partir des montagnes du Nord.

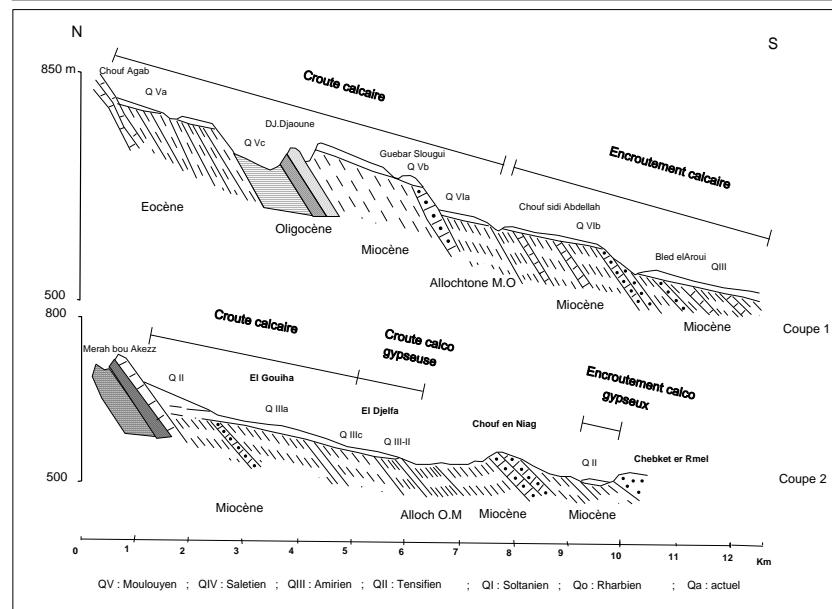
### **II.2.5.4. Chott El Hodna**

Un Chott « rivage » est, en Afrique du Nord, une étendue d'eau salée permanente, aux rivages changeants, située dans les régions semi-arides. Des géomorphologues le limitent à la partie tantôt ennoyée tantôt découverte autour du lac, portant quelque végétation et faisant partie d'un ensemble plus étendu qu'ils préfèrent nommer Sebkhah.

Le Chott El Hodna fait partie d'une série de Chotts qui se sont développés là où convergent les eaux issues de l'Atlas saharien au Sud et l'Atlas tellien au Nord (Ramsar, 2001). C'est une cuvette d'épandage des eaux pluviales, argileuse et recouverte par une mince pellicule salée (Nemouchi, 2001). Le Chott couvre une superficie de 1100 Km<sup>2</sup> et subit une évaporation excessive des eaux souterraines et de surface. Son alimentation est assurée par aux moins 24 cours d'eau principaux. Son altitude minimale est de 392 m et il se situe entre les coordonnées géographiques suivantes : 35°18'N - 35°32'N et 4°16'E - 5° 15'E.



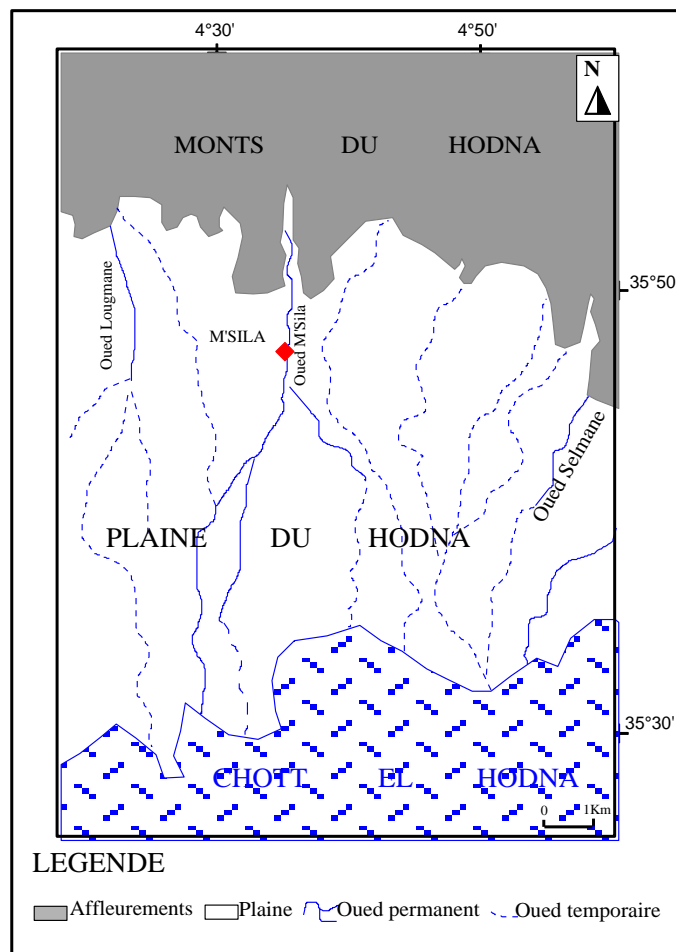
**Fig. II.5a.** Ensembles géomorphologiques (Benabderrahmane, 1988)



**Fig. II.5b.** Coupe du Mio-Plio-Quaternaire au Nord-Sud de M'Sila (Sari et Capolini, 1975)

### II.3. HYDROGRAPHIE

Le réseau hydrographique est diversifié, mais il se distingue par sa dégradation. Les principaux cours d'eau dans ce bassin endoréique, sont ceux issus des massifs montagneux telliens : le K'Sob, M'Sila qui sont d'ailleurs les seuls oueds pérennes (Fig. II.6). Chaque oued draine une aire plus ou moins étendue. Les autres cours d'eau (Lougmane, Selmane,...) nombreux mais drainant une superficie réduite, ne coulent qu'après les fortes pluies, pour se tarir totalement les journées, voir les heures qui suivent.



**Fig. II.6.** Carte du réseau hydrographique de la plaine de M'Sila

L'érosion sous ces deux aspects fluviale et éolien, et le transport solide constituent un problème majeur dans la cuvette hodnéenne. La première conséquence de cette érosion dynamique s'est manifestée par l'envasement du barrage K'Sob, Il est passé d'un volume régularisable de 50 Hm<sup>3</sup> à 10 Hm<sup>3</sup> (ANRH, 2016). La deuxième est observée au niveau de la route nationale n°45 reliant M'Sila et Boussaâda par l'accumulation continu des sédiments solides.

## II.4. RESSOURCES EN EAU

Les ressources en eau souterraines de la région de M'Sila sont estimées à 434,1 Hm<sup>3</sup> (ABH, 2018).

Pour les ressources en eau de surface, la zone septentrionale du Hodna dispose actuellement d'une infrastructure de mobilisation composée de barrage K'Sob en exploitation totalise une capacité de 11,84 Hm<sup>3</sup> selon les derniers levés bathymétriques de l'ANBT. L'apport moyen est estimé de 32,1 Hm<sup>3</sup>/an. Ce barrage est destiné uniquement pour l'irrigation des terres agricoles de la plaine de M'Sila (ABH, 2018).

Un (01) barrage est actuellement en cours de construction, Soubella (Est de la wilaya de M'Sila), leur capacité est de 4,6 Hm<sup>3</sup> avec un apport moyen de 4,6 Hm<sup>3</sup>/an. Le taux d'avancement des travaux est estimé de 66%, et il sera en service en 2020 (ABH, 2018).

Trois (03) retenues collinaires en exploitation ont été recensés auprès de la direction des ressources hydraulique de la wilaya de M'Sila (2018). La capacité totale de ces retenues est de 1,4 Hm<sup>3</sup>, soit environ 2,4% des volumes régularisés actuellement dans le grand bassin Algérois-Hodna-Soummam.

La région du Hodna compte actuellement une seule (01) station d'épuration en service qui dispose d'une capacité globale de 200 000 Eq/h (DRE, 2017). Cette station est localisée au sud de la ville de M'Sila.

Par ailleurs, le volume des eaux souterraines de la nappe du Hodna est de l'ordre de 180 millions m<sup>3</sup> (FAO, 1970). Le nombre de points d'eau est passé de 4000 formés à 90% de puits à 3500 formés exclusivement de forages (IFES, 2008). Par ailleurs, les prélèvements sont passés de 70. 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an à 172. 10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an (ANRH, 2006). En outre, sous l'effet des rabattements, la nappe phréatique a été quasi entièrement dénoyée et les agriculteurs vont chercher l'eau de plus en plus profondément, si bien que les puits de surface ont totalement disparu du paysage du Hodna.

## II.5. VEGETATION, AGRICULTURE ET ELEVAGE

La région est d'abord à vocation élevage ovin, secondé par le caprin. L'élevage bovin et l'aviculture sont peu développés. L'apiculture est très limitée en raison des grands froids hivernaux. Sur le plan agricole, les terres sont surtout utilisées pour les céréales (blé et orge) et le fourrage. Le développement arboricole a fait tache d'huile à partir des réussites en abricotier où le climat est plus clément. La couverture végétale au niveau de la zone d'étude est clairsemée. Elle est constituée

généralement par des tâches forestières sur les monts du Nord, une végétation steppique sur le pourtour du Chott El Hodna, constituée en majorité par des espèces qu'on rencontre le plus souvent dans les steppes algériennes, tel que : *Teracissima* (Alfa), *Artémisia helba-alba* (Armoise), *Atriplex halimus* (*Atriplex*) et *Ziziphustotus* (Jujubier) (Ramsar, 2001).

## II.6. LES SOLS

Les sols de la région d'étude sont de plusieurs type : alluvial de nature calcaires, sableux, vice caillouteux, limoneux ou encore argileux. Sur un niveau plus élevé, nous avons, le long du réseau hydrographique, des terrasses plus ou moins encroûtées, leur étendue dépend de l'activité passée et actuelle des oueds, en particulier oued M'Sila (Fig. II.7).

Au Hodna, le gypse se rencontre dans beaucoup de sols à des teneurs très variables, cependant ses fortes proportions peuvent donner naissance à la formation d'horizons gypsiques (Dekkiche, 1974).

Minéralogiquement, les minéraux argileux rencontrés au Hodna sont pour la plupart héritées, exception faite pour la smectite et l'attapulгите qui sont néoformées. La smectite, minéral dominant toujours associée à l'attapulгите connaît ses plus fortes proportions dans les sols à accumulation de calcaire. L'attapulгите est fort bien marquée dans les sols du Hodna particulièrement dans les sols à accumulation de gypse ; où elle paraît associée au gypse, et à un milieu riche en sulfate de calcium d'une part et à la smectite d'autre part (Dekkiche, 1974).

D'après Barzanji (1973), l'attapulгите est directement proportionnelle aux teneurs de gypse dans les sols.

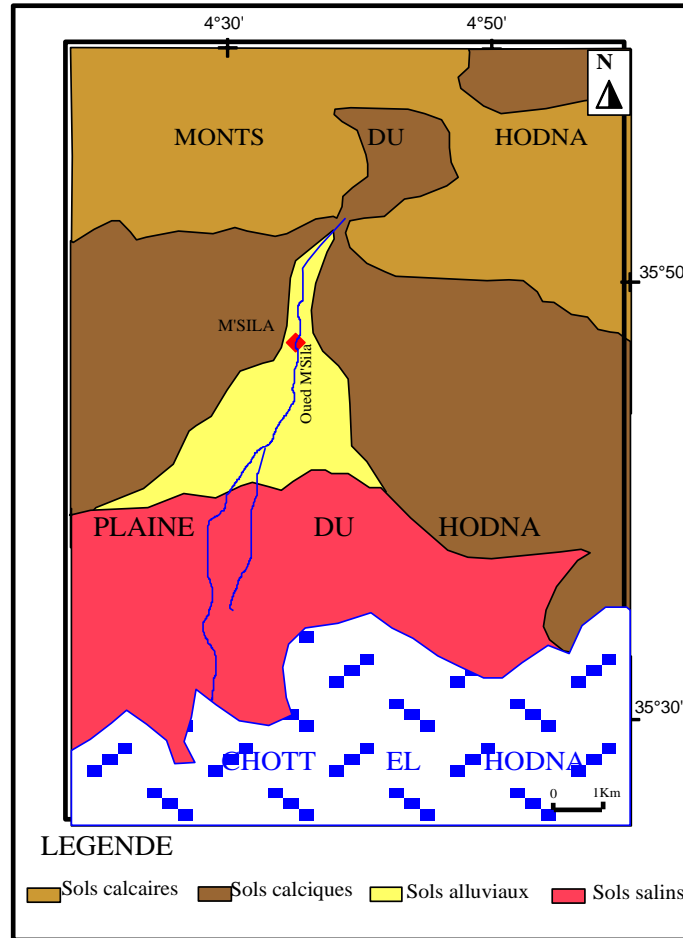


Fig. II.7. Carte des sols de la zone d'étude (d'après SGA, 1938)

## Conclusion

La plaine de M'Sila fait partie du grand bassin versant du Hodna. Du point de vue géomorphologique le terrain d'étude est caractérisé au Nord par des altitudes élevées : Mâadid 1863 m, le reste de la région est une vaste plaine couvre la majorité de secteur d'étude.

La plaine est occupée par une couverture végétale discontinue qui a subi une érosion très développée à cause de sévères conditions climatiques caractérisant la région. Toutes ces conditions ont créés un réseau hydrographique relativement dense de direction principale Nord-Sud.

Sur le plan géologique, la cuvette du Hodna a débuté dès la phase emschérienne et qui s'est achevée avec la phase tellienne, phase finie Miocène ce qui donne lieu aux principales unités géologiques suivantes: (1) Jurassique carbonatée, (2) Crétacé carbonatée, (3) Mio-Pliocène argileux-gypseuse et sableuse, (4) Quaternaire alluvionnaire. Les formations jurassique et crétacé sont représentées par les calcaires dolomitiques et les grès, parfois alternantes avec des marnes

épaisses. Les différents cours d'eau ont déposés un matériel alluvionnaire au début du Miocène jusqu'au Quaternaire. Ce remplissage est constitué des conglomérats, graviers, galets et sables avec des lentilles purement marneuses ou argileuses.

## CHAPITRE III : CADRE CLIMATIQUE

### Introduction

L'établissement du bilan hydrique nécessaire pour comprendre le fonctionnement d'un système hydraulique, tient en compte des paramètres climatiques tels que la pluie, l'évapotranspiration, l'écoulement et l'infiltration qui constituent le cycle de l'eau. La recharge des réservoirs souterrains en eau est conditionnée principalement par les précipitations météorologiques. Toutefois, elle demeure sensible aux changements climatiques.

### III.1. Aperçu général sur le climat de l'Algérie et de la région d'étude

Le climat de l'Algérie est largement influencé par la mer Méditerranée. La grande superficie de son territoire (2,3 M Km<sup>2</sup>), permet d'avoir divers types de climats et microclimats, allant du pluvial à l'aride (Sahara) en passant par le semi-aride.

Au nord de la région d'étude qui culmine à 1800 m, le climat est beaucoup plus pluvieux, à cause de l'arrivée des vents marins. L'intérieur de la plaine du Hodna, où les altitudes varient entre 400 m ( au niveau du Chott) et 700 m (au niveau des piémonts au Nord), se trouve isolé des influences maritimes, mais soumis aux tempêtes de sables desséchantes en raison de l'altitude de l'atlas saharien plus basse. Le climat y est rude, les hivers sont froids avec des périodes de gel et les étés sont très chauds.

### III.2. Précipitations

Ce sont l'ensemble des eaux météorologiques recueillies par un bassin versant, sous différentes formes : liquide (pluie, bruine,..), solide (neige, grêle,..).

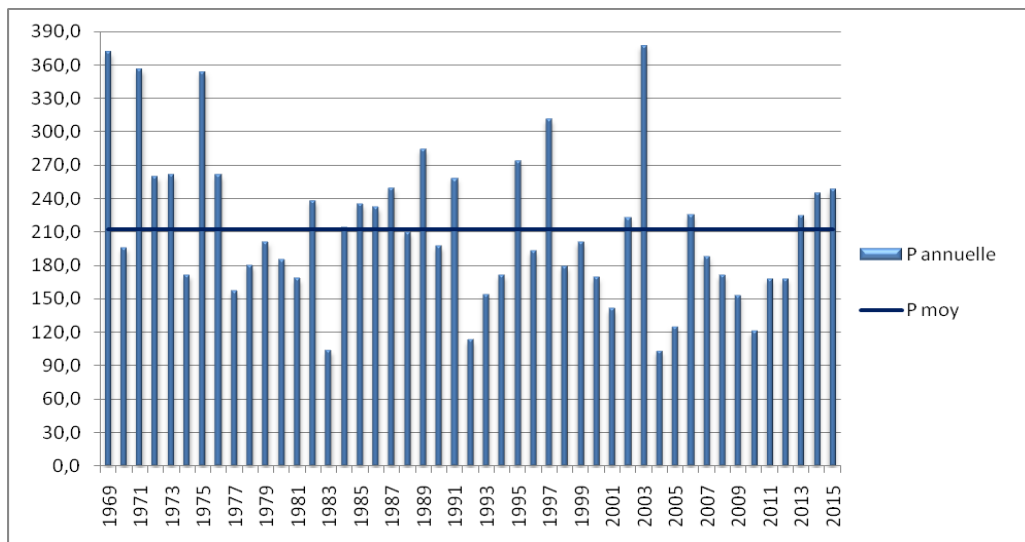
C'est un facteur primordial dans la détermination du régime climatique, car il constitue la principale entrée des systèmes hydrologiques.

Le [tableau III.1](#) présente les données des précipitations fournies par l'Office National de Météorologie (O.N.M) de M'Sila ([Annexe 1](#)). Cette station est située au centre de la plaine de M'Sila.

**Tab. III.1.** Coordonnées géographiques de la station des données climatiques

Station	Long. (°)	Lat. (°)	Altitude (m)	Période d'observation
M'Sila	4° 30'E	35° 40'N	441	1969-2015

L'analyse des données pluviométriques (Fig. III.1) montrent que le module pluviométrique moyen annuel est de l'ordre de 214 mm. L'année 2004 a été la moins pluvieuse avec 103 mm tandis que l'année 2003 est la plus arrosée (377 mm) (Annexe 1).

**Fig. III.1.** Répartition annuelle des précipitations au niveau de la station de M'Sila

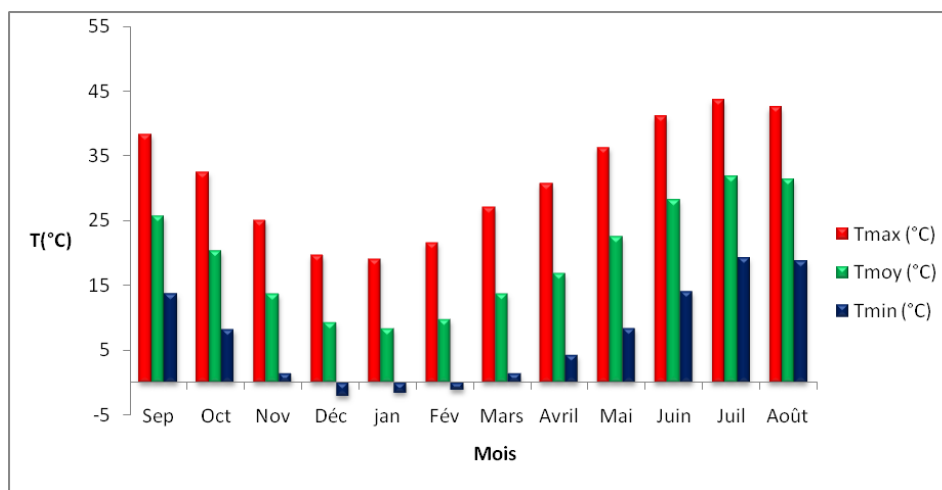
La gelée blanche a une fréquence moyenne de 11 à 68 jour/an alors que l'enneigement est de rigueur presque chaque année sur les monts des deux atlas à raison de 15 j/an.

Les pluies dévastatrices sont présentes presque chaque année avec des dégâts humains et un transport solide énorme. Dans l'espace, la variabilité en quantité est aussi notable, du fait que le bassin versant empiète sur des latitudes diverses.

### III.3. Température

C'est un paramètre incontournable ayant un grand impact sur le climat car il entre dans l'estimation du bilan hydrologique ; ce paramètre est utilisé conjointement avec les précipitations.

La [figure III.2](#) présente les températures mensuelles minimales, moyennes et maximales enregistrées au niveau de la station climatique de M'Sila. Ces données ont été fournies par les services de l'Office National de Météorologie (O.N.M) du M'Sila.



**Fig. III.2.** Températures mensuelles moyennes, minimales et maximales de la station de M'Sila

La [figure III.2](#) montre que la température moyenne est de 19,2°C. La température minimale moyenne est de -02,1°C enregistrée au mois de Décembre alors que la température maximale est de 43,6°C, enregistrée au mois de Juillet.

#### III.4. Le vent

Le vent par définition est l'air en mouvement horizontal. C'est un facteur très important du climat, son influence est observée principalement sur la température, l'évaporation et l'humidité. Les caractéristiques du vent représentées par sa direction et sa vitesse sont variables dans le temps et dans l'espace.

Les vents dominants sont ceux de l'Ouest et du Nord-Ouest qui sont fréquents pendant la période hivernale. Ces vents sont relayés par les vents du Sud (Sirocco) pendant la saison estivale avec un nombre de jours variant entre 25 et 34 jours par an.

Les vitesses moyennes du vent enregistrés à la station de M'Sila durant la période 1995-2015 sont représentées dans le [tableau III.2](#).

**Tab. III.2.** Vitesse moyenne du vent à la Station de M'Sila

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jul	Aou	Annuelle
Vitesse (m/s)	3,9	3,9	3,9	4,2	4,0	4,2	4,2	5,1	4,8	4,4	4,7	4,5	4,3

Source : ONM, 2016

Le mois d'Avril détient la valeur maximale des vitesses du vent moyen avec 5,1 m/s à l'encontre des mois Septembre, Octobre et Novembre qui s'évaluent à 3,9 m/s.

### III.5. L'insolation

L'insolation est l'ensemble des ondes électromagnétiques émises par le Soleil. L'ensoleillement effectif est en moyenne égal à 8 heures/jour, comparé à l'ensoleillement potentiel qui n'est rien d'autre que la durée du jour et qui est en moyenne de 12 heures/jour (très élevé). Sur le plan temporel, l'ensoleillement et l'évapotranspiration évoluent parallèlement, les maximas sont enregistrés en Juillet et les minimas en Décembre.

Les valeurs de la durée moyenne mensuelle d'insolation enregistrées à la station de M'Sila sont représentées dans le [tableau III.3](#).

**Tab. III.3.** Durée mensuelle d'insolation totale à la Station de M'Sila

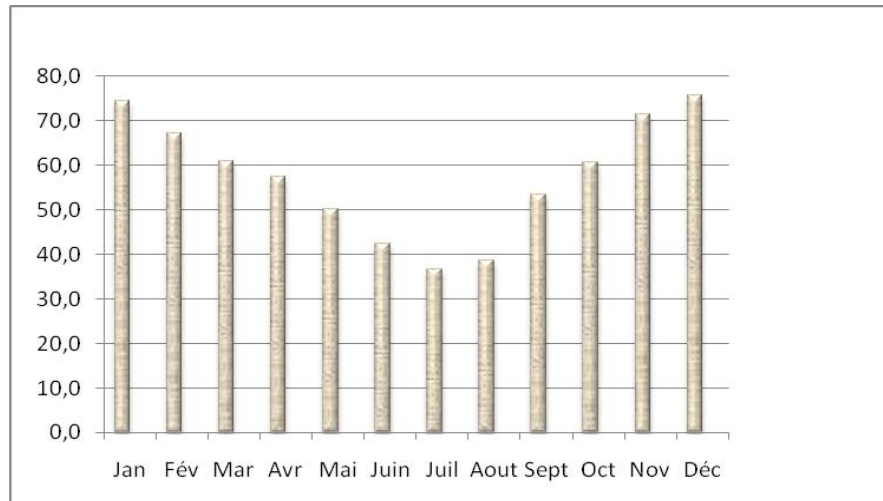
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jul	Aou	Annuel
Insolation (h/mois)	265	249	200	175	188	227	257	275	313	325	345	313	261

Source : ONM, 2016

La durée d'insolation maximale est observée au mois de Juillet avec 345 heures alors que la valeur minimale est enregistrée en période hivernale au mois de Décembre avec une valeur 175 heures ([Tab. III.3](#)).

### III.6. Humidité relative de l'air

L'humidité relative compare la quantité d'eau présente dans l'air à la quantité qu'il faudrait pour saturer cet air à une température donnée. D'une manière générale, l'humidité relative moyenne de notre région d'étude est de l'ordre de 57,4 % avec des valeurs extrêmes qui varient entre 75,6 % en Décembre et 36,7 % en Juillet ([Fig. III.3](#)).



**Fig. III.3.** Humidité relative moyenne mensuelle à la station de M'Sila.

### III.7. Indices climatiques

Afin de déterminer le régime climatique de la région de M'Sila nous avons utilisé deux indices climatiques qui sont : le climagramme d'EMMBERGER et le diagramme ombrothermique de GAUSSEN et BAGNOULS.

#### III.7.1. Climagramme d'EMMBERGER

Le quotient pluviothermique " $Q_2$ " d'EMMBERGER est une expression synthétique du climat méditerranéen en tenant compte de la moyenne annuelle des précipitations et des températures (maximale et minimale).

$Q_2$  est calculé par la relation suivante :

$$Q_2 = 2000 \left[ \frac{P}{(M^2 - m^2)} \right]$$

Avec :

P : Précipitation moyenne annuelle (mm).

M : Moyenne des maxima du mois le plus chaud en ° Kelvin (°K).

m : Moyenne des minima du mois le plus froid en ° Kelvin (°K).

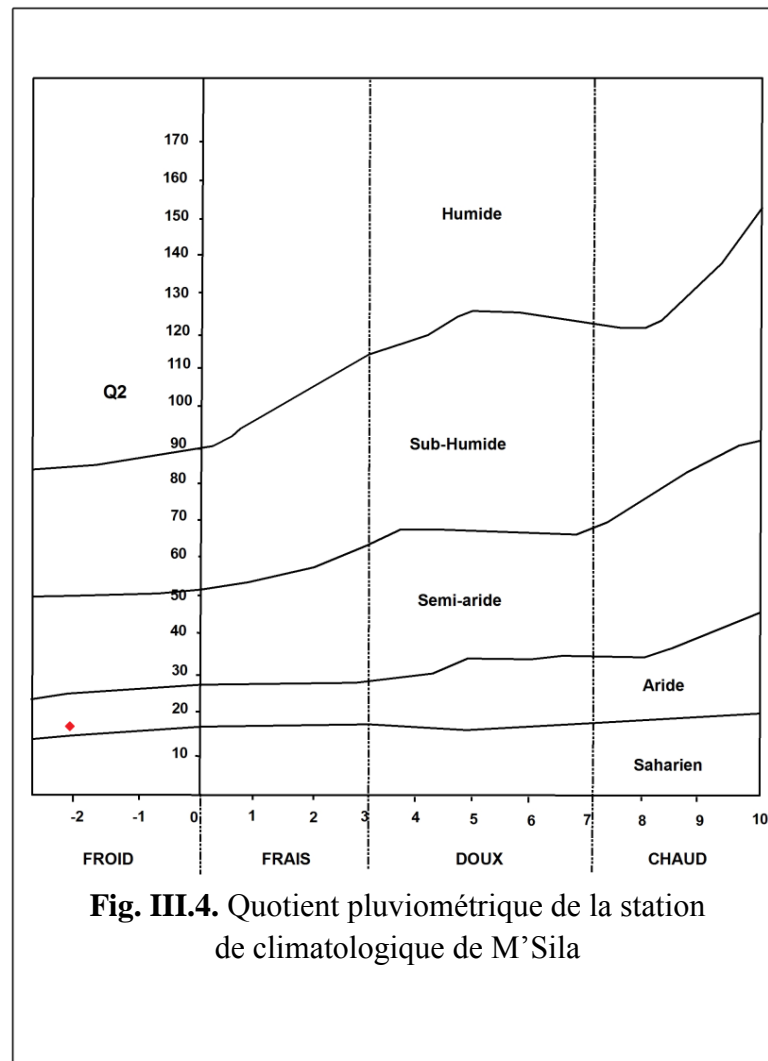
Les résultats de calcul du quotient pluviométrique  $Q_2$  de la station climatologique sont donnés au [tableau III.4.](#)

**Tab. III.4.** Valeurs du quotient pluviométrique  $Q_2$  de la station de M'Sila

Station	P (mm)	M (°K)	m (°K)	m (°C)	$Q_2$
M'Sila	215	316,7	271,1	-2,1	15,9

Les valeurs de  $Q_2$  et la moyenne des minima  $m$  du mois le plus froids ainsi obtenus sont ensuite portées sur le climagramme d'Emmberger (Fig. III.4).

D'après la figure III.4, la station climatologique de M'Sila est située dans l'étage bioclimatique aride à hiver froid.



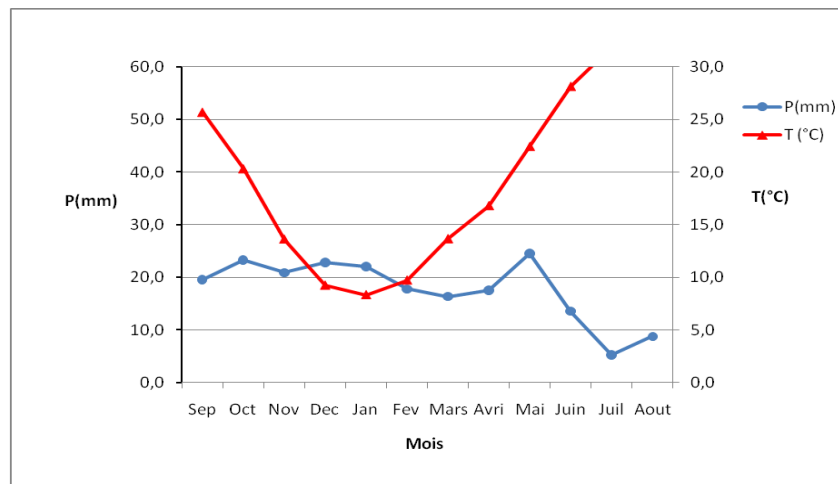
**Fig. III.4.** Quotient pluviométrique de la station de climatologie de M'Sila

### III.7.2. Diagramme ombrothermique de Gausсен et Bagnouls

Le diagramme ombrothermique de Gausсен et Bagnouls indique l'importance des saisons sèches en durée et en intensité en tenant compte de l'emplacement de la courbe des températures moyennes par rapport à celle des précipitations.

Un mois est sec lorsque les précipitations moyennes exprimées en (mm), sont inférieures ou égales au double des températures enregistrées durant la même période ( $P \leq 2T$ ).

Le diagramme ombrothermique à la station climatologique est illustré dans [la figure III.5](#).



**Fig. III.5.** Diagramme ombrothermique de la station de M'Sila

L'analyse de la [figure III.5](#) montre l'existence de deux périodes au cours de l'année ; une courte période humide de mi-Novembre au début Février et une période déficitaire (sèche) caractérisée par des températures élevées et des précipitations minimales s'étalant sur presque dix (10) mois.

### III.8. Bilan hydrologique

La connaissance du bilan hydrologique d'une région consiste à évaluer la répartition des précipitations entre l'écoulement, l'infiltration et l'évaporation. Selon la disponibilité des données climatiques (Précipitations (P), Température (T)), le bilan hydrologique a été établi suivant la méthode classique de THORNTHWAITE. Les principaux paramètres à calculer sont l'évapotranspiration potentielle (ETP), l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'excédent (EX).

Comme pour l'ETP, le bilan hydrologique sera établi pour différentes périodes 1969/1970, 1987/1988, 2007/2008 et 2011/2012 conjointement avec les campagnes piézométriques déjà effectuées durant les mêmes périodes au niveau de la plaine de M'Sila.

### III.8.1 L'évapotranspiration

L'évapotranspiration est définie, comme étant une restitution de l'eau sous forme de vapeur de la surface terrestre à l'atmosphère. Elle représente une des composantes fondamentales du bilan hydrologique et son étude est essentielle pour connaître le potentiel hydrologique d'une région ou d'un bassin versant. Cependant, on distingue :

- L'évapotranspiration potentielle ETP, qui correspond à la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre, par un couvert végétal.
- L'évapotranspiration réelle (ETR), qui correspond à la quantité d'eau effectivement (réellement) évaporée par le sol et transpirée par la végétation.

### III.8.2. Calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

La formule de calcul de l'évapotranspiration potentielle selon Thornthwaite tient compte de l'indice thermique et de la température moyenne mensuelle. Elle s'écrit sous la formule suivante :

$$ETP = 16 \left( 10 \cdot \frac{t}{I} \right)^a \times F(\lambda)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} i$$

$$i = \left( \frac{t}{5} \right)^{1,514}$$

$$a = 1,6 * (I / 100) + 0,5$$

Où :

ETP : Evapotranspiration mensuelle (en mm) ;

T : Température moyenne mensuelle, (en °C) ;

I : Indice thermique annuel;

i : Indice thermique mensuel, déterminé par l'expression suivante;

a : Coefficient en fonction de l'indice I calculé par la formule suivante ;

F(λ) : Coefficient de correction, qui dépend du temps et de l'altitude.

Le calcul de l'ETP a été fait sur différents intervalles de temps (1969-2015, 1969-1970, 1987-1988, 2007-2008 et celle du 2011-2012). Ce choix est en relation avec les campagnes des relevés piézométriques établis durant les mêmes périodes.

Les résultats de calcul de l'ETP par la méthode de Thornthwaite sont présentés dans le [tableau III.5](#), [III.6](#), [III.7](#), [III.8](#) et [III.9](#).

**Tab.III.5.** L'ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à la station de M'Sila (1969-2015)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Annuel
<b>P(mm)</b>	20	23	21	23	22	18	16	18	25	14	6	9	215
<b>T(°C)</b>	25,8	19,7	13,3	9,2	8,4	10,1	13,5	17,0	22,3	28,2	31,8	31,1	19,2
<b>i</b>	12	7,9	4,4	2,5	2,2	2,9	4,5	6,3	9,6	13,7	16,5	15,9	98,6
<b>K</b>	1,03	0,97	0,86	0,85	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	-
<b>a</b>	2,15												
<b>ETP(mm)</b>	130	69	26	12	10	14	32	56	112	186	244	220	1112

**Tab.III.6.** L'ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à la station de M'Sila (1969-1970)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Annuel
<b>P(mm)</b>	61	49	46	42	44	5	38	52	15	10	5	7	374
<b>T(°C)</b>	26,0	17,1	13,3	9,2	8,2	9,8	13,0	17,0	22,0	28,0	31,8	31,1	18,9
<b>i</b>	12,13	6,43	4,42	2,53	2,11	2,77	4,25	6,35	9,42	13,58	16,46	15,94	96,40
<b>K</b>	1,03	0,97	0,86	0,85	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	-
<b>a</b>	2,10												
<b>ETP(mm)</b>	133	51	26	12	9	13	30	56	109	183	244	220	1086

**Tab.III.7.** L'ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à la station de M'Sila (1987-1988)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Annuel
<b>P(mm)</b>	24	18	27	22	1	8	1	28	14	41	0	26	210
<b>T(°C)</b>	24,9	20,5	14	7,6	10,2	10	12,7	17,5	22,7	26,4	32,2	31,4	19,2
<b>i</b>	11,37	8,47	4,75	1,88	2,94	2,86	4,10	6,66	9,88	12,42	16,77	16,15	98,26
<b>K</b>	1,03	0,97	0,86	0,85	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	-
<b>a</b>	0,81												
<b>ETP(mm)</b>	121	75	29	8	15	14	28	60	116	161	251	224	1103

**Tab.III.8** L'ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à la station de M'Sila (2007-2008)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Annuel
<b>P(mm)</b>	5	5	6	0	16	6	2	3	35	57	10	26	171
<b>T(°C)</b>	25,6	18,7	11,5	7,4	9,1	11,6	13,1	18,4	22,6	27,5	32,7	31,8	19,2
<b>i</b>	11,85	7,37	3,53	1,81	2,48	3,58	4,30	7,19	9,81	13,21	17,17	16,46	98,76
<b>K</b>	1,03	0,97	0,86	0,85	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	-
<b>a</b>	0,81												
<b>ETP(mm)</b>	128	62	19	7	12	19	30	67	115	176	260	230	1125

**Tab.III.9.** L'ETP mensuelle selon THORNTHWAITE à la station de M'Sila (2011-2012)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Annuel
<b>P(mm)</b>	0	2	31	21	4	1	1	4	59	27	9	9	168
<b>T(°C)</b>	26,6	20,8	14,5	9,2	8	6,6	13,7	16,3	24,1	31,3	33,9	33,7	19,9
<b>i</b>	12,56	8,66	5,01	2,52	2,04	1,52	4,60	5,98	10,82	16,07	18,13	17,97	105,88
<b>K</b>	1,03	0,97	0,86	0,85	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16	-
<b>a</b>	0,82												
<b>ETP(mm)</b>	139	77	32	12	9	6	33	51	132	232	280	261	1265

L'analyse des résultats des tableaux III.5, III.6, III.7, III.8 et III.9 montrent que la valeur moyenne interannuelle de l'ETP durant la période 1969-2015 est de 1112 mm environ. Cependant, la valeur maximale de l'ETP est révélée au mois de Juillet durant toute la période d'observation alors que le minimum est enregistré en période hivernale (Décembre, Janvier ou Février). Ceci s'explique par la hausse de température durant la période estivale avec une valeur moyenne maximale qui s'élève à 33,9°C contre de faible valeur de précipitation.

Les valeurs de l'ETP des années 1969/1970, 1987/1988, 2007/2008 et 2011/2012 croissent de 1086 à 1265 mm avec l'augmentation de la température et la baisse remarquable des précipitations annuelles.

L'ETP sera utilisé à la fois au calcul du bilan hydrique et dans la comparaison de l'évolution du niveau de la nappe étudiée de quatre campagnes piézométriques.

### III.8.3. Calcul de l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'excédent (Ex)

D'après Soro et al. (2011), le calcul de l'ETR et l'excédent est effectué de la façon suivante :

#### 1<sup>er</sup> cas : pluie mensuelle P est supérieure à l'évapotranspiration potentielle (P > ETP)

Si  $(P-ETR) + R_{i-1} < RFU$  alors  $R_i = (P-ETR) + R_{i-1}$ , il ya un remplissage de la RFU ;

Si  $(P-ETR) + R_{i-1} \geq RFU$  alors  $R_i = RFU$  et l'excédent (Exc) sera affecté au ruissellement ou à la percolation ( $EXC = P - ETP$ ).

#### 2<sup>ème</sup> cas : pluie mensuelle P est inférieure à l'évapotranspiration potentielle (P < ETP)

Si  $R_{i-1} \geq ETP-P$  alors  $ETR = ETP$  et  $R_i = R_{i-1} + (P-ETR)$ , la RFU se vide ;

Si  $R_{i-1} < ETP-P$  alors  $ETR = P + R_{i-1}$  et  $R_i = 0$ , il va se produire un déficit hydrique D ( $D = ETP - ETR$ ) qui représente alors le besoin des cultures à l'irrigation.

Sachant que :

RFU : réserve en eau du sol facilement utilisable par les plantes (la valeur maximale est fixée ici à 62 mm selon le type de sol qui est limono-sableux (Remenieras, 1976).

$R_i$  : la réserve effective à la fin du mois considéré en mm.

$R_{i-1}$  : la réserve effective à la fin du mois précédent en mm.

L'un des points les plus délicats dans l'application de la méthode de THORNTHTWAITE réside dans le choix de la hauteur maximum d'eau qui peut être accumulée dans le sol (RFU).

Le calcul du bilan hydrologique est récapitulé dans les tableaux III.10, III.11 et III.12, III.13 et III.14

**Tab.III.10.** Bilan hydrologique à la station de M'Sila selon Thornthwaite (1969-2015)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Annuel
<b>P(mm)</b>	20	23	21	23	22	18	16	18	25	14	6	9	215
<b>ETP(mm)</b>	130	69	26	12	10	14	32	56	112	186	244	220	1112
<b>P-ETP (mm)</b>	-110	-46	-5	11	12	4	-16	-38	-87	-172	-239	-211	-
<b>ETR(mm)</b>	20	23	21	12	10	14	32	56	33	14	6	9	250
<b>RFU(mm)</b>	0	0	0	11	62	62	46	8	0	0	0	0	-
<b>D (mm)</b>	110	46	5	0	0	0	0	0	87	172	239	211	870
<b>Exc(mm)</b>	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	4

**Tab.III.11.** Bilan hydrique à la station de M'Sila selon Thornthwaite (1969-1970)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Annuel
<b>P(mm)</b>	61	49	46	42	44	5	38	52	15	10	5	7	374
<b>ETP(mm)</b>	133	51	26	12	9	13	30	56	109	183	244	220	1086
<b>P-ETP (mm)</b>	-72	-2	20	30	35	-8	8	-4	-94	-173	-239	-213	-
<b>ETR(mm)</b>	61	49	26	12	9	13	30	56	56	10	5	7	334
<b>RFU(mm)</b>	0	0	20	50	62	54	46	42	0	0	0	0	-
<b>D (mm)</b>	72	2	0	0	0	0	0	0	94	173	239	213	793
<b>Exc(mm)</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

**Tab.III.12.** Bilan hydrique à la station de M'Sila selon Thornthwaite (1987-1988)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Annuel
<b>P(mm)</b>	24	18	27	22	1	8	1	28	14	41	0	26	210
<b>ETP(mm)</b>	121	75	29	8	15	14	28	60	116	161	251	224	1103
<b>P-ETP (mm)</b>	-97	-57	-2	14	-14	-6	-27	-32	-102	-120	-251	-198	-
<b>ETR(mm)</b>	24	18	27	22	15	14	28	47	14	41	0	26	276
<b>RFU(mm)</b>	0	0	0	62	48	42	15	0	0	0	0	0	-
<b>D (mm)</b>	97	57	2	0	0	0	0	32	102	120	251	198	859
<b>Exc(mm)</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

**Tab.III.13.** Bilan hydrique à la station de M'Sila selon Thornthwaite (2007-2008)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Annuel
<b>P(mm)</b>	5	5	6	0	16	6	2	3	35	57	10	26	171
<b>ETP(mm)</b>	128	62	19	7	12	19	30	67	115	176	260	230	1125
<b>P-ETP (mm)</b>	-123	-57	-13	-7	4	-13	-28	-64	-80	-119	-250	-204	-
<b>ETR(mm)</b>	5	5	6	0	12	19	30	24	35	57	10	26	229
<b>RFU(mm)</b>	0	0	0	0	62	49	21	0	0	0	0	0	-
<b>D (mm)</b>	123	57	13	7	0	0	0	64	80	119	250	204	917
<b>Exc(mm)</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

**Tab.III.14.** Bilan hydrique à la station de M'Sila selon Thornthwaite (2011-2012)

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Annuel
<b>P(mm)</b>	0	2	31	21	4	1	1	4	59	27	9	9	168
<b>ETP(mm)</b>	139	77	32	12	9	6	33	51	132	232	280	261	1265
<b>P-ETP (mm)</b>	-139	-75	-1	9	-5	-5	-32	-47	-73	-205	-271	-252	-
<b>ETR(mm)</b>	0	2	31	21	9	6	33	24	59	27	9	9	230
<b>RFU(mm)</b>	0	0	0	62	57	52	20	0	0	0	0	0	-
<b>D (mm)</b>	139	75	1	0	0	0	0	47	73	205	271	252	1063
<b>Exc(mm)</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Sachant que :

ETP : L'évapotranspiration potentielle (mm).

P : Précipitations (mm).

ETR : L'évapotranspiration réelle (mm).

RFU : Réserve facilement utilisable (mm)

D : Déficit hydrique (mm) et Exc : L'excédent (mm).

Les résultats des tableaux précédents montrent qu'à l'échelle interannuelle, le déficit hydrique atteint la valeur de 870 mm/an, représentant ainsi quatre (04) fois la valeur des précipitations interannuelle et qui s'étale du mois de Mai jusqu'au Novembre, soit sept (07) mois. La RFU se vide progressivement à partir du mois de Mars jusqu'à l'épuisement totale. A partir du mois de Décembre, la RFU commence à se reconstituer pour atteindre son maximum (RFU=62 mm) où l'excès sera affecté aux écoulements ou à la percolation.

L'évolution de l'ETP à l'échelle mensuelle, montre l'existence de deux périodes bien distinctes : l'une est humide de courte durée (Décembre - Février) et l'autre plus longue et plus sèche (Mars - Novembre).

Durant les années (1969/70), (1987/88), (2007/08) et (2011/12), le déficit hydrique croît d'une manière progressive de 870 mm à 1063 mm presque 1,2 fois sur 43 ans ; tandis que la période humide a reculé significativement en laissant la place à la période sèche qui couvre la quasi-totalité de l'année.

En outre, il a été remarqué l'absence d'un excès d'eau par ruissellement et percolation profonde ; ce qui influe négativement sur l'alimentation et la recharge de la nappe alluviale manifesté par un rabattement du niveau piézométrique. Néanmoins, l'alimentation se fait au niveau des reliefs Nord et le bilan doit être calculé en amont de la plaine, mais nous ne déposons pas de poste climatique dans cette zone pour évaluer la lame d'eau infiltrée.

#### III.8.4. Calcul du ruissellement

Les eaux de ruissellement représentent le surplus d'eau n'ayant pas réussi à s'infiltrer dans le sol ou à s'évaporer, s'écoulant à la surface du sol. Ces eaux sont généralement constituées d'eaux pluviales, c'est-à-dire les eaux de pluies et de fonte des neiges, qui ruissellent à la surface du sol et se jettent dans des cours d'eau.

Lorsque le sol est saturé d'eau et qu'il ne peut pas en absorber plus, l'eau reste à la surface du sol et n'est pas filtrée. De même, lorsque le sol est imperméable, l'eau ne pourra pas pénétrer le sol.

La lame d'eau ruisselée ou écoulée sera estimée par la formule de [SOGREAH \(1989\)](#) et qui s'écrit comme suit :

$$L_e = 720 \cdot \left( \frac{\bar{P} - 150}{1000} \right)^{1,85}$$

Où :

$L_e$  : lame d'eau écoulée (mm) ;

$P$  : précipitation moyenne annuelle (mm).

Les résultats d'application de cette formule sont récapitulés dans le tableau [III.15](#) ci-après.

**Tab. III.15.** Résultats des calculs de ruissellement par la formule de SOGREAH

Station	Période	P (mm/an)	R (mm/an)	% P
M'Sila	1969-2015	215	4,6	2,14
	1969-1970	374	45,2	12,1
	1987-1988	210	3,95	1,9
	2007-2008	171	0,6	0,35
	2011-2012	168	0,4	0,24

La lame d'eau ruisselée interannuelle est de l'ordre de 4,6 mm avec une valeur maximale de 47,2 mm observée durant 1969-1970, tandis que la valeur minimale de 0,4 mm est observée au cours de l'année 2011-2012. Ceci est en relation avec la quantité de pluies tombées dans la région et la nature peu perméable du sol.

Par ailleurs, les résultats trouvés par [IFES \(2008\)](#) montrent que l'infiltration se fait dans les versants nord de la plaine pour atteindre et alimenter la nappe moi-plio-quaternaire avec une fraction qui s'élève à 11,5 mm/an.

### III.9. Variabilité du régime pluviométrique

Depuis les années soixante-dix, une variabilité climatique marquée par une réduction de précipitations a frappé le milieu méditerranéen et l'Algérie en particulier ([Meddi et Hubert, 2003](#)). Du point de vue statistique, la variabilité des données pluviométriques est définie par la non stationnarité des séries d'observation traduite par un changement brusque de la moyenne et marquée par une modification du régime hydrologique connu sous le nom de la rupture ([Perreault, 2000](#)).

Il existe plusieurs méthodes de détection de rupture de la stationnarité des séries d'observations. Nous allons choisir la segmentation d'Hubert pour déceler éventuelle rupture dans la série pluviométrique de la station de M'Sila durant la période 1969-2015.

### III.9.1. Procédure de segmentation d'Hubert

Cette méthode présente l'avantage de pouvoir rechercher de multiples changements de moyenne, donc une ou plusieurs dates de rupture (éventuellement aucune) qui séparent des segments contigus (Gutiérrez, 2003).

Le principe de cette méthode est de découper une série en  $m$  segments de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit nettement différente de la moyenne du (des) segment (s) voisin (s) (Hubert et al. 1989 in Gutiérrez, 2003).

A partir d'une segmentation particulière d'ordre pratiquée sur la série initiale, on définit :

$i_k, k=1,2,\dots, m$

$$n_k = i_k - i_{k-1}$$

$$\bar{X}_k = \frac{\sum_{i=i_{k-1}}^{i=i_k} X_i}{n_k}$$

$$D_m = \sum_{k=1}^m d_k$$

$$d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (X_i - \bar{X}_k)^2$$

La segmentation retenue doit être telle que pour un ordre  $m$  de segmentation donné, l'écart quadratique  $D_m$  soit minimum. (Dagnelie, 1970 in Gutiérrez, 2003).

**N.B :** Si plusieurs années de rupture apparaissent dans la même série hydrologique, la première année de rupture est prise comme référence pour le calcul du taux de variation de grandeur hydrologique.

Cette méthode est intégrée dans le programme Khronostat version 1.0.1

### III.9.2 Calcul des variations de la moyenne

Le calcul des variations de la moyenne de part et d'autre de la rupture est effectué en appliquant la formule suivante :

$$\text{var}(\%) = \frac{(X_i - X_j)}{X_i} \times 100$$

Avec :

var : Taux de variation de la moyenne (%).

$X_i$  : Moyenne avant la date de rupture.

$X_j$  : Moyenne après la date de rupture.

Si,  $var > 0 \rightarrow X_i > X_j$ , il y a une réduction du taux du variable hydrologique (déficit), après la date de rupture.

$var < 0 \rightarrow X_i < X_j$ , il y a une augmentation du taux du variable hydrologique (excédent), après la date de rupture.

### III.9.3. Programme « Khronostat »

Le logiciel Khronostat développé à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) et Hydro Sciences de Montpellier (HSM) a été particulièrement utile dans la mise en œuvre des procédures statistiques mentionnées ci-dessus. Il permet notamment de visualiser et de stocker les résultats sous format numérique mais aussi graphique.

La série chronologique de la station de M'Sila, a été analysée à l'aide du logiciel Khronostat durant la période (1969/70 - 2014/15) en vue de déceler une éventuelle rupture dont les résultats sont synthétisés au [tableau III.17](#).

**Tab. III.16.** Résultats des tests d'homogénéité et années de ruptures dans les séries hydrométriques annuelles étudiées

Station	P moy (mm)	Année de rupture	$X_i$ (mm)	$X_j$ (mm)	Var %
M'Sila	215	1976	278,6	198,9	28,6

L'analyse des résultats du [tableau III.17](#) montre que les données pluviométriques de la station présentent une rupture en 1976, signalée par le test d'Hubert provoquant une diminution du régime pluviométrique d'environ 29%. Ce qui confirme les résultats trouvés par [Meddi et Hubert \(2003\)](#) quant à la variabilité climatique recensée en Algérie depuis les années soixante dix (1970).

Cette baisse du régime pluviométrique répercute négativement sur l'apport liquide ainsi que l'alimentation des aquifères en particulier l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire de la région d'étude.

## **Conclusion**

L'analyse des données climatiques montre que la plaine de M'Sila est caractérisée par un climat aride avec des précipitations moyennes annuelles de l'ordre de 215 mm/an pour une température moyenne annuelle de 19°C et un ETP annuelle de l'ordre de 1112 mm. Cette lame d'eau tombée s'avère insuffisante pour alimenter la nappe au moins au niveau de la plaine mais elle se fait beaucoup plus en amont au niveau des monts du Hodna au Nord.

De plus, le bilan hydrique est déficitaire à l'échelle annuelle représentant 04 fois la valeur de précipitation et qui s'étale sur une période de 07 mois.

Au cours de ces dernières décennies, la sécheresse accentue la diminution de la ressource en eau, d'autant plus que le renouvellement de l'eau est très faible. Le test statistique de rupture appliquée à la série pluviométrique de M'Sila montre que l'hypothèse formulée quant à la variabilité climatique est vraie, elle a frappé le bassin versant du Hodna, en particulier sa partie septentrionale, depuis les années 70 où le régime pluviométrique a diminué de 29% environ. La conséquence principale de cette variabilité a été répercutée sur l'abaissement des niveaux piézométriques de la nappe Mio-Plio-Quaternaire qui sera traité ultérieurement dans la troisième partie.

## CHAPITRE IV : HYDROGEOLOGIE DE LA ZONE D'ETUDE

### Introduction

L'hydrogéologie est une part indispensable du fonctionnement d'un système aquifère. Ce quatrième chapitre est une synthèse hydrogéologique de la cuvette hodnéenne. Pour mieux connaître les réservoirs d'eau souterraine, nous allons baser sur des études géophysiques déjà effectuées et de l'analyse des coupes lithostratigraphiques des forages réalisés ces dernières années au niveau de la région.

### IV.1. Définition du système aquifère (Mio-Plio-Quaternaire)

Grâce à l'étude géologique, il nous est permis de définir le principal aquifère exploité à la fois essentiellement pour l'alimentation en eau potable (AEP) et l'agriculture et qui est constitué du matériel alluvionnaire d'âge Mio-Plio-Quaternaire à conglomérats, graviers, galets, sables avec passées argilo-sableuses repose sur un substratum représenté par des marnes gypseuses et ce, figure l'aquifère qui fait notre objet d'étude et formant la plaine alluviale.

Cet aquifère s'étend sur l'ensemble de la plaine alluviale de M'Sila. Il est limité au nord par les conglomérats du Pliocène supérieur qui affleurent d'Ouest en Est forment une surface structurale correspondant à la limite septentrionale. La limite orientale est représentée par la retombée nord de l'anticlinale du Chott El Hammam où les conglomérats affleurent selon une direction Nord Est-Sud Ouest (Benabderrahmane, 1988).

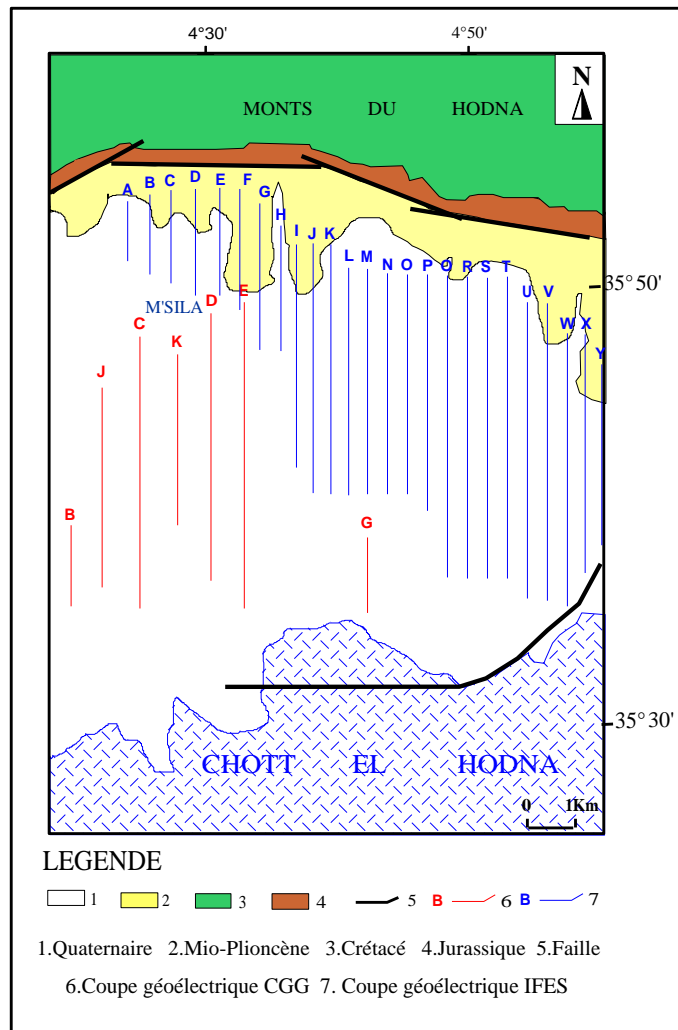
Les formations mio-plio-quaternaires passent à un matériel plus fin vers le Sud (Achi, 1970). Cette observation a pu être confirmée par quelques forages récents où le matériel montre une grande proportion d'éléments fins et argileux.

### IV.2. Contexte géophysique

#### IV.2.1. Interprétations des coupes géoélectriques

Vu l'intérêt agricole et économique des eaux des aquifères du Hodna; deux vastes campagnes de géophysique par prospection électrique ont été réalisées : il s'agit de l'étude de la campagne générale de géophysique (CGG), dans l'ensemble de la plaine en 1973 et celle du bureau d'étude Icosium Forage & Engineering Services (IFES) comme programme complémentaire, en 2002, plus au nord du Chott El Hodna (Fig. IV.1).

Les profils de sondages électriques d'orientation Nord Sud ont permis d'établir 32 coupes géoélectriques dans la zone d'étude (Fig.IV.1).



**Fig. IV.1.** Carte de situation des profils

D'une manière générale, les formations recoupées par les sondages électriques sont représentées essentiellement par le Plio-Quaternaire, le Miocène ainsi que l'Oligocène. Les terrains lutétiens et yprésiens ont été mis en évidence uniquement au niveau de 03 coupes (A, C et D) pour le Lutétien et Q, R, W et Y pour l'Yprésien (Fig. IV.2, IV.3, IV.4, IV.5, IV.6 et IV.7) (Annexe 2).

La structure dominante est de type synclinal affectant en général le Miocène 2<sup>ème</sup> et 3<sup>ème</sup> cycle (coupes J, K, L, M, Q, S, V, W et Y). Le système de failles décelées au niveau des coupes M, jusqu'à la coupe Y, laisse penser par leur position (variable selon la coupe), et la carte géologique voisine de Maadid le conforte, que leur direction est sensiblement NNO-SSE. Dans certains cas, ces failles ont engendré la formation de fossés d'effondrement comme le montrent les coupes Q, R, T et Y (Fig. IV.2, IV.3, IV.4, IV.5, IV.6 et IV.7) (Annexe 2).



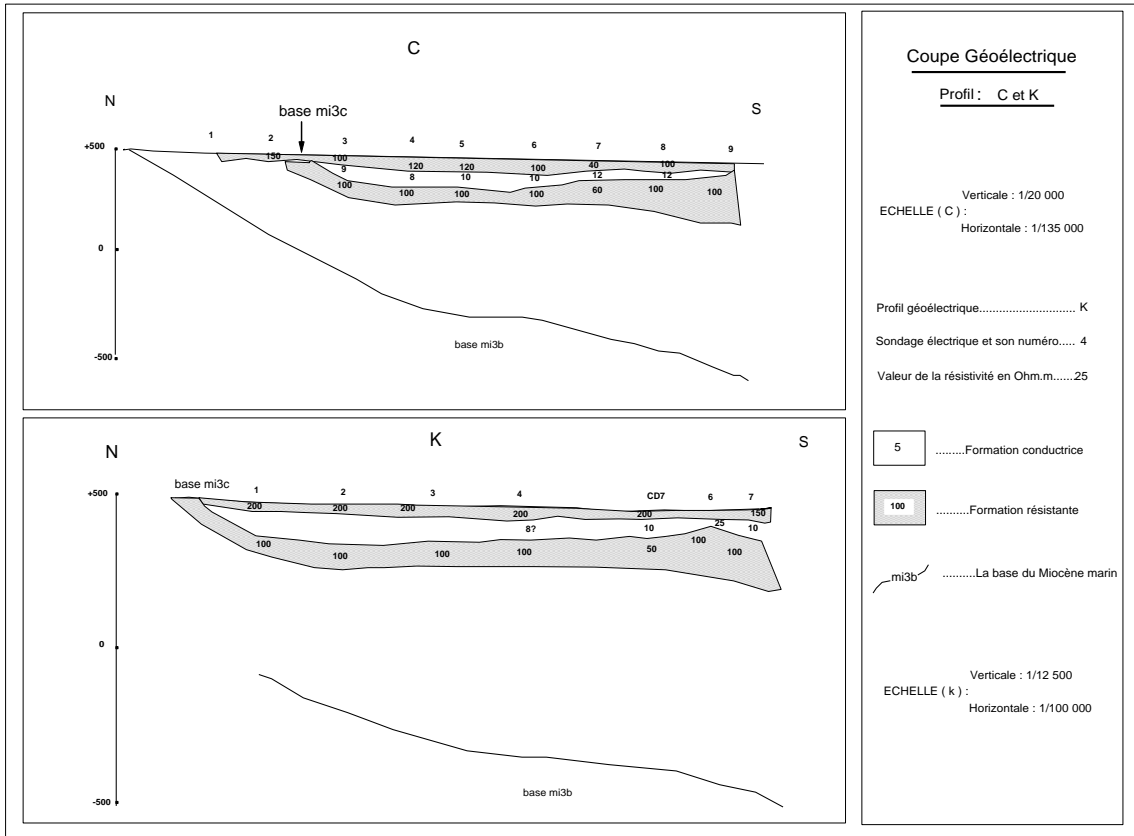


Fig. IV.4. Coupes géoélectriques : Profils C et K (CGG, 1973)

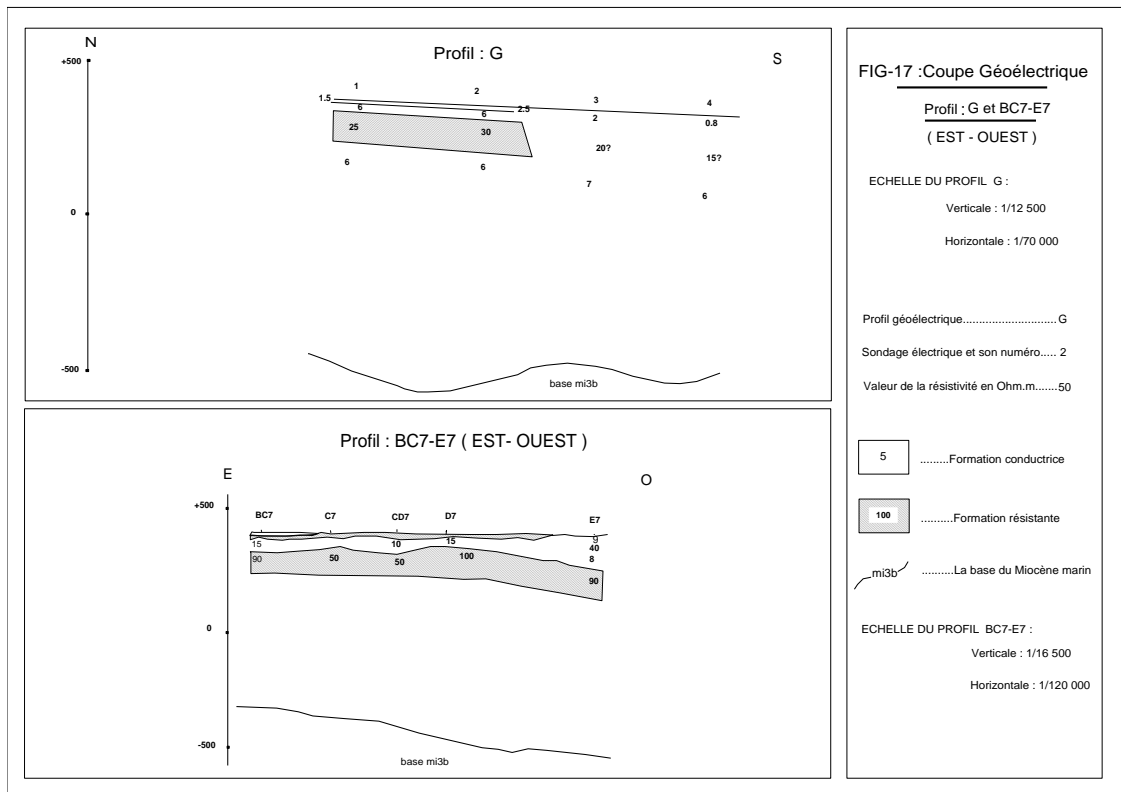


Fig. IV.5. Coupes géoélectriques : Profils G et BC7-E7 (CGG, 1973)

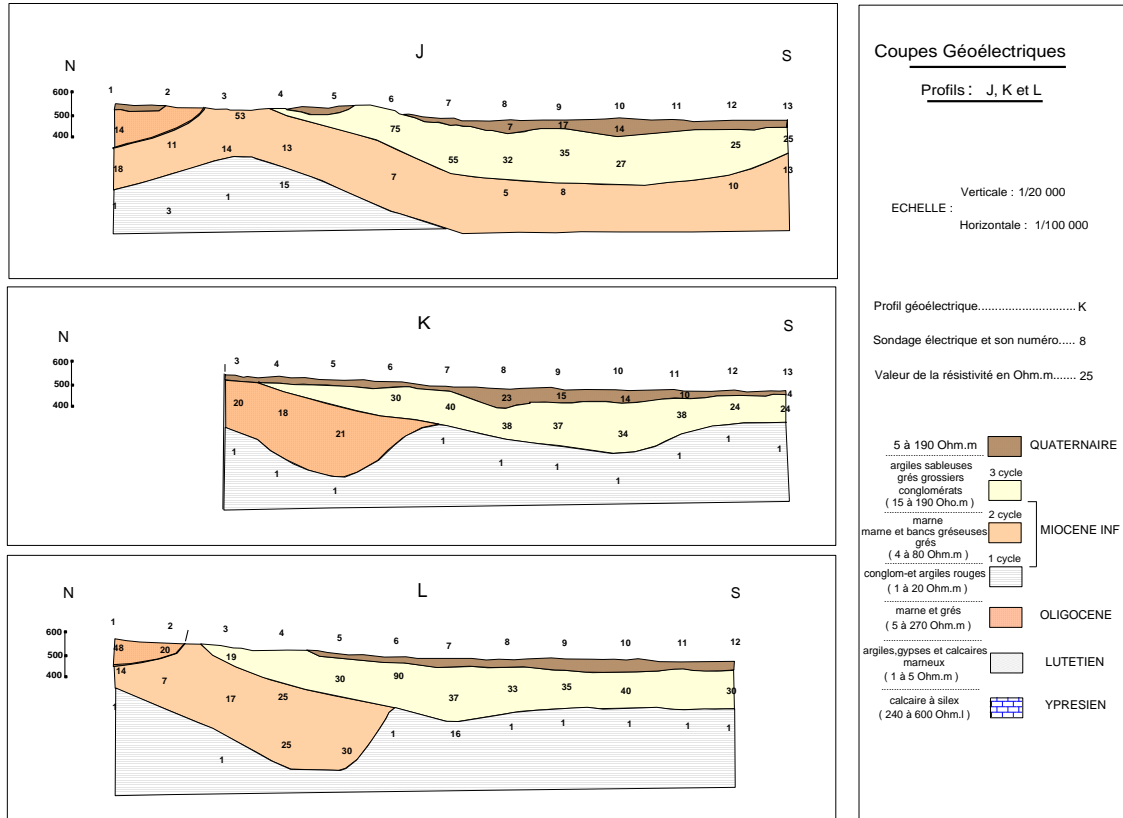


Fig. IV.6. Coupes géoélectriques : Profils J, K et L (IFES, 2002)

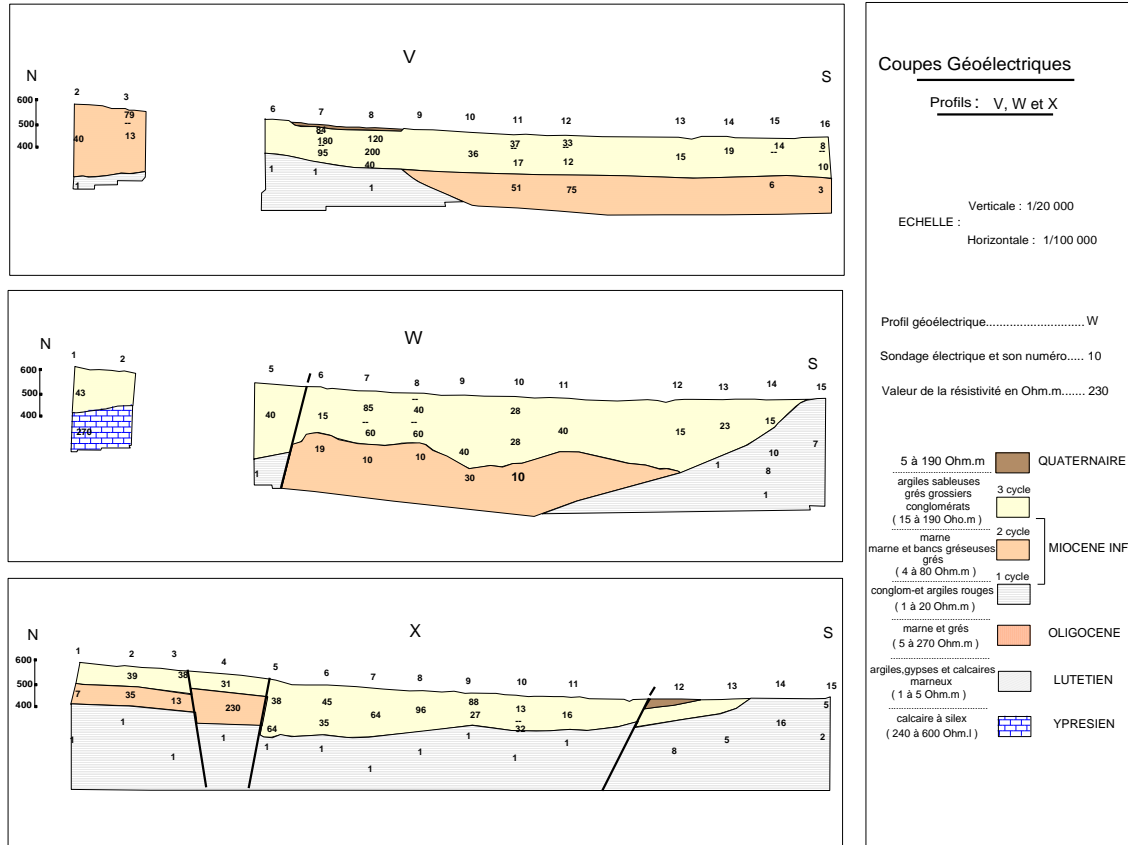


Fig. IV.7. Coupes géoélectriques : Profils V, W et X (IFES, 2002)

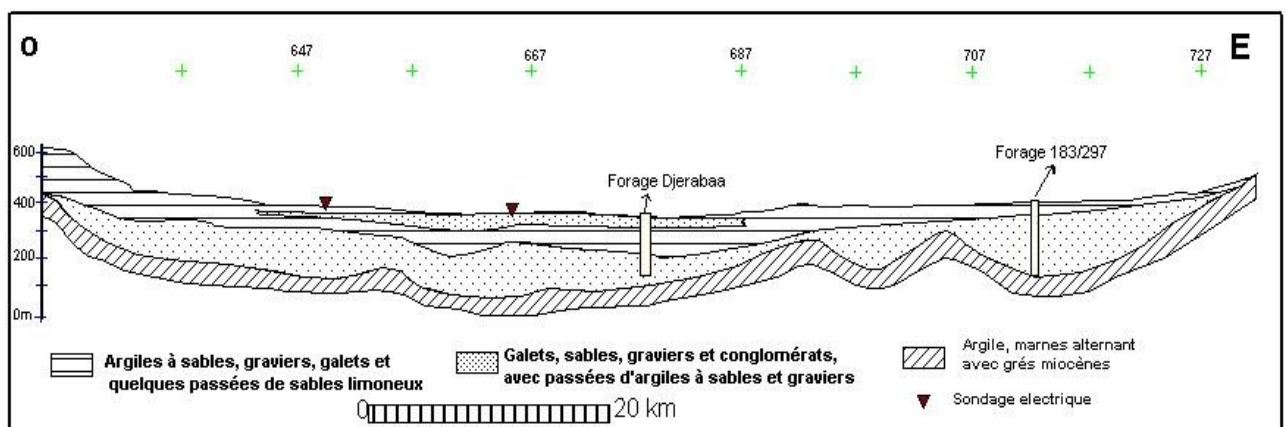
D'après ces études sur la plaine de M'Sila, l'aquifère est considérée comme bicouche et captif. Nous avons, grâce à des coupes de forages, réalisé deux coupes lithostratigraphiques qui permettent au mieux de décrire les niveaux perméables, le substratum et le toit du niveau profond.

Un premier niveau probablement constitué de limons et sol végétal, allant de 2 à 6 Ohm.m. Ce premier niveau n'est pas omniprésent, et de ce fait, on peut directement voir figurer le niveau sous-jacent.

Le deuxième niveau de résistivité plus forte allant de 30 à 200 Ohm.m. Très peu épais et ne dépasse pas les 60 m et absent sur la majorité de la surface de la plaine (Fig. IV.8). Cet horizon qui est parfois directement affleurant, n'est également pas omniprésent et peut en se biseautant laisser totalement place à un deuxième niveau conducteur (Fig. IV.9). De ce fait, ce niveau peut être considéré comme étant une nappe phréatique. Il est constitué essentiellement par des graviers, des galets, des sables argileux et des limons.

Mais vu le tarissement de la quasi-totalité des puits, c'est-à-dire le tarissement de cette nappe phréatique, on va s'intéresse dans la présente étude à la nappe profonde du Mio-Plio-Quaternaire.

Le troisième niveau, de résistivité allant de 5 à 30 Ohm.m, couvre la totalité de la plaine et pouvant atteindre une épaisseur de 25 m (Fig. IV. 8).



**Fig. IV.8.** Coupe lithostratigraphique Ouest-Est (Grine et Amroune, 2008)

Le quatrième niveau, de résistivité allant de 30 à 100 Ohm.m, avec une épaisseur pouvant aller jusqu'à 350 m. Il occupe la quasi-totalité de la surface de la cuvette hodnéenne. Son épaisseur varie entre 50 et 350 m.

Cet aquifère profond d'âge Mio-Plio-Quaternaire est formé également de sable, graviers, galets, et considéré comme captif.

Enfin, l'ensemble repose en certains endroits sur un niveau très conducteur au Nord (5 à 8 Ohm.m) (Fig. IV. 9).

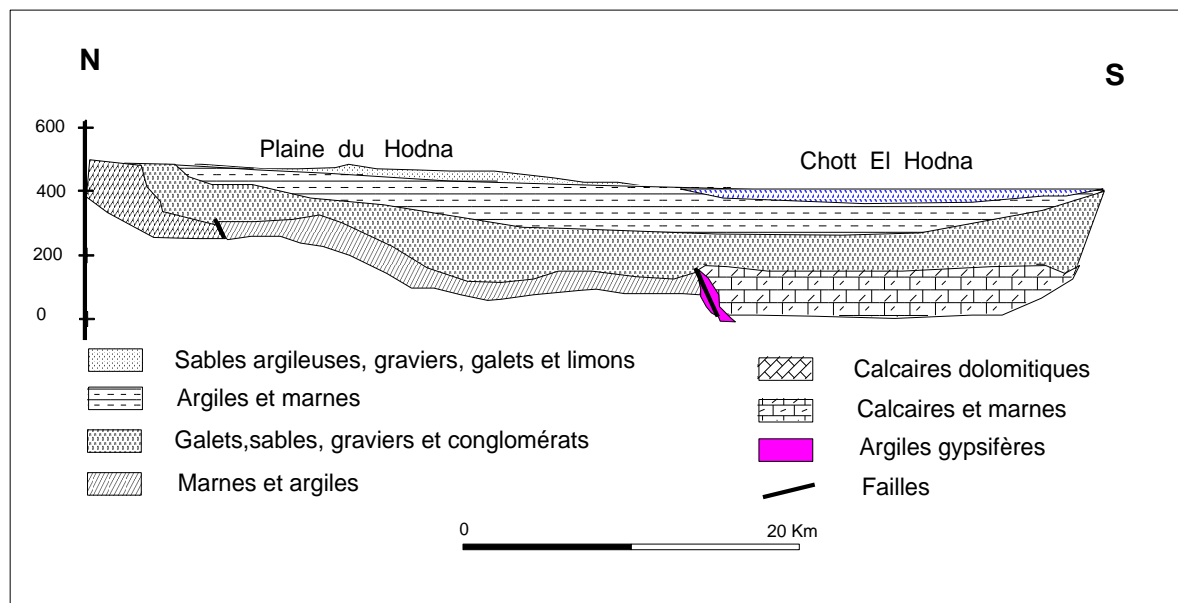
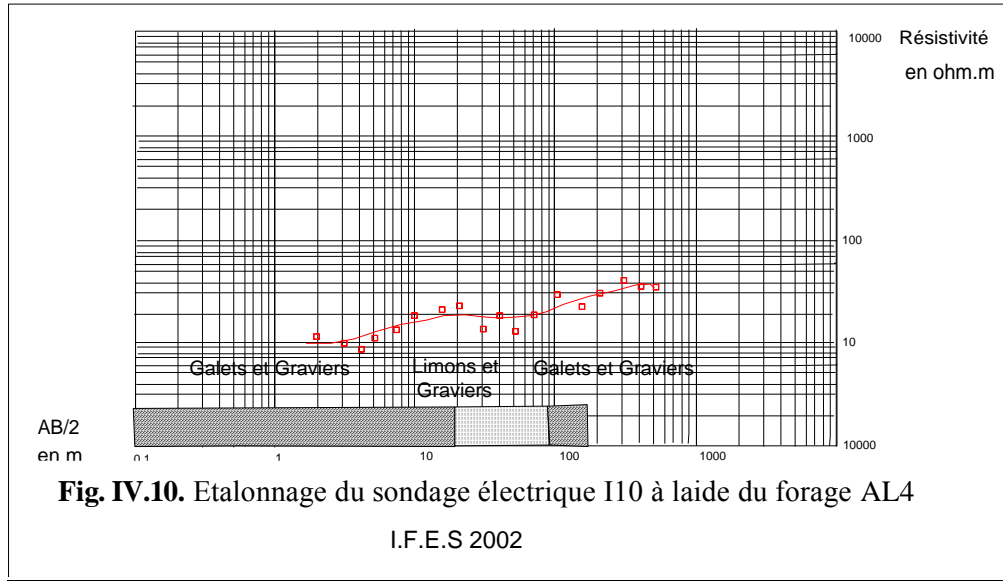


Fig. IV.9. Coupe lithostratigraphique Nord-Sud (Grine et Amroune, 2008)

## IV.2.2. Etalonnage des sondages électriques à l'aide des forages

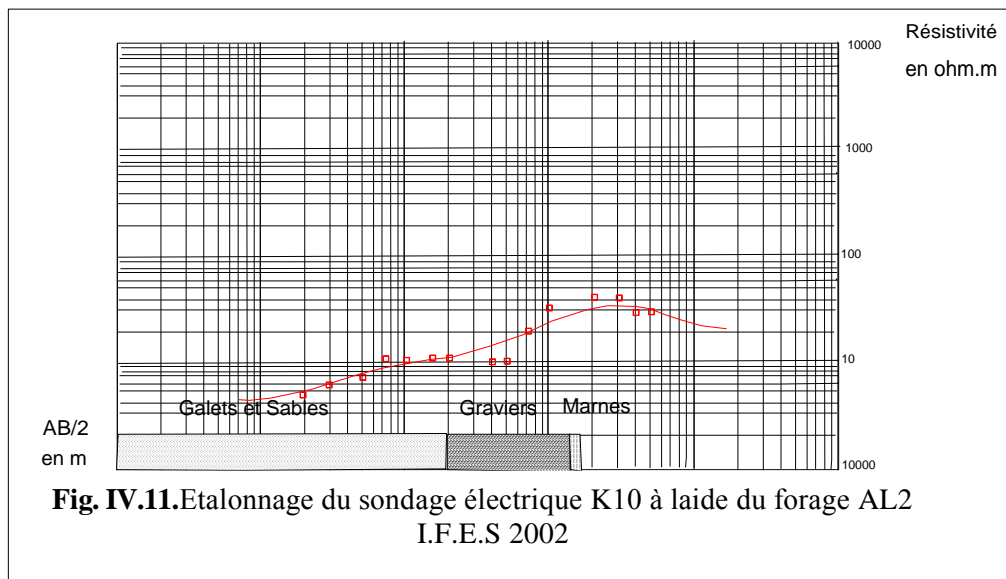
### IV.2.2.1. Etalonnage du sondage électrique I10 à l'aide du forage AL4

Le sondage électrique I10 (Fig.IV.10) réalisé à proximité du forage AL4 (Annexe 3), à l'est de la ville de M'Sila aux coordonnées  $04^{\circ} 31' E$  et  $35^{\circ} 48' N$  de 150m de profondeur montre d'après le modèle électrique que l'on peut attribuer une résistivité de 27 ohm.m aux galets, graviers, sables et limons représentant l'aquifère traverser entre 8 et 154 m.



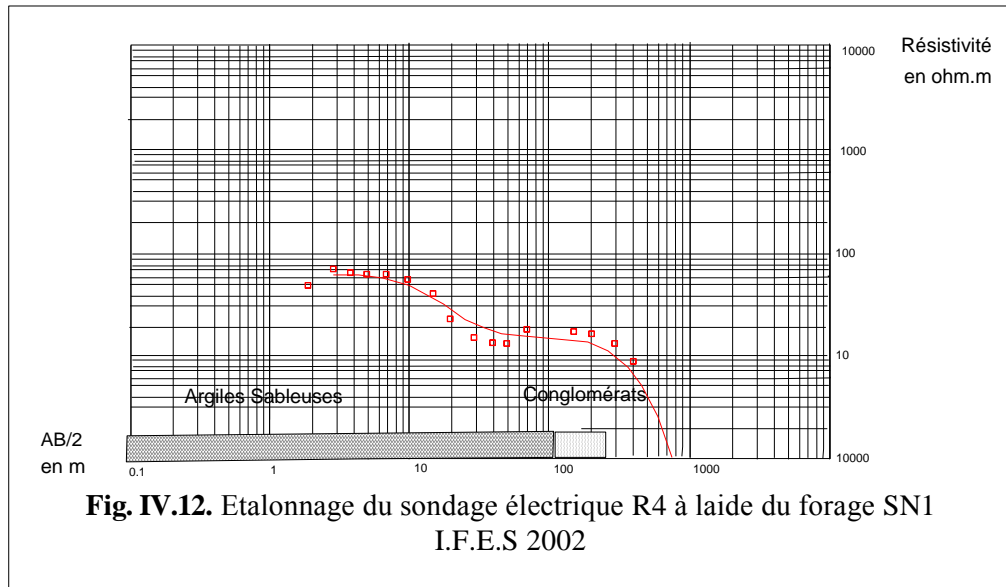
#### IV.2.2.2 Etalonnage du sondage électrique K10 à l'aide du forage AL2

Le sondage électrique K10 (Fig.IV.11) exécuté aux environs immédiats du forage AL2 aux coordonnées 04° 42' E et 35° 46' N d'une profondeur de 141m montre que les galets, grés, sables graviers et limons du Plio Quaternaire aquifères recoupés entre 20 et 138 m présentent une résistivité de 56 ohm.m. Il apparaît dans ce cas que la résistivité est supérieure à celle des terrains traversés au niveau du forage AL2, ceci est du essentiellement à la minéralisation des eaux qui présentent un résidu sec plus faible (885 mg/l).



### IV.2.2.3. Etalonnage du sondage électrique R4 à l'aide du forage SN1

Le sondage électrique R4 (Fig.IV.12) étalon relatif au forage SN1, aux coordonnées Lambert : 04° 50' E et 35° 49' N de 200 m de profondeur montre d'après le modèle électrique que l'on peut attribuer une résistivité de 16 Ohm.m à l'aquifère multicouches constitué par les alluvions quaternaires et les argiles sableuses miocènes.



### IV.2.3. Cartes des résistivités

#### IV.2.3.1. Carte des résistivités apparentes en ligne AB = 300 m

Cette carte (Fig.IV.13) dont la profondeur d'investigation est comprise entre 30 et 75m montre que :

Les valeurs de faibles résistivités sont à attribuer dans la partie Ouest de la zone d'étude aux marnes à bancs de grès à eau minéralisée. Dans la partie centrale elles correspondent probablement aux argiles sableuses du Miocène 3<sup>ème</sup> cycle.

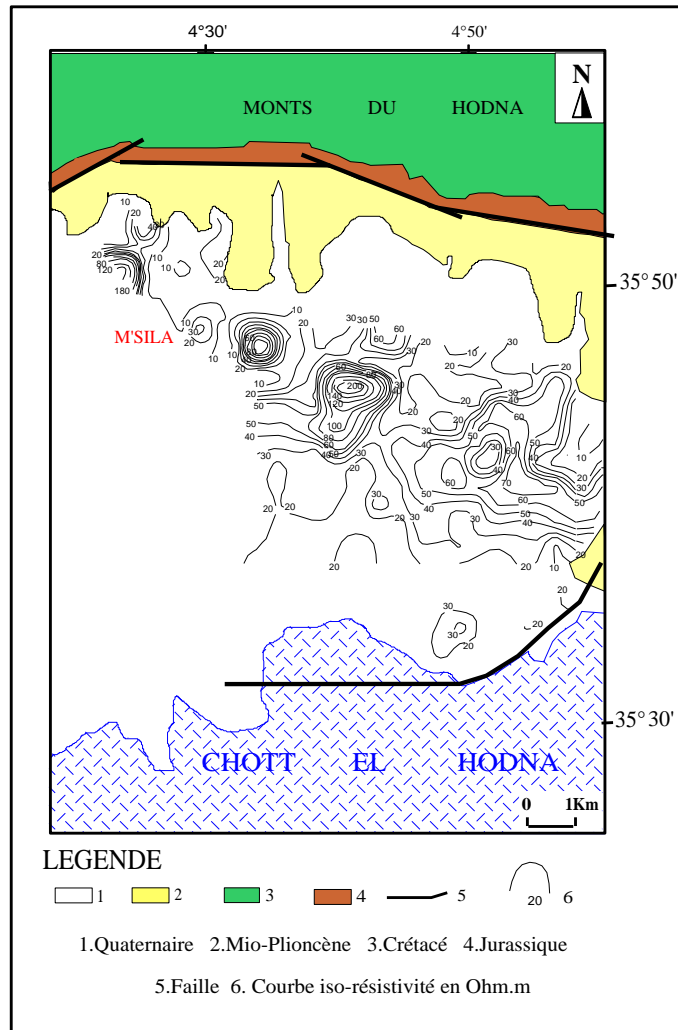


Fig. IV.13. Carte des résistivités apparentes AB = 300 mètres

#### IV.2.3.2. Carte des résistivités apparentes en ligne AB = 600 m

Cette carte (Fig.IV.14) dont la profondeur d'investigation est comprise entre 60 et 150m montre que :

- Les faibles résistivités apparentes mesurées au niveau de la zone occidentale (profils A, B, C, D, E, F et G) représentent les marnes et bancs gréseux à eau minéralisée du Miocène 2<sup>ème</sup> cycle.
- Dans la zone centrale les résistivités élevées correspondent au sondage D6 aux marnes et de grés de l'Oligocène, au H4 aux marnes et bancs gréseux du Miocène 2<sup>ème</sup> cycle et aux L6, M6, U3, W1 et W2 aux conglomérats du Miocène 3<sup>ème</sup> cycle .

Les résistivités faibles sont à attribuer dans ce cas aux argiles brunes du Lutétien inférieur ou aux marnes et bancs gréseux à eau minéralisée du Miocène 2<sup>ème</sup> cycle.

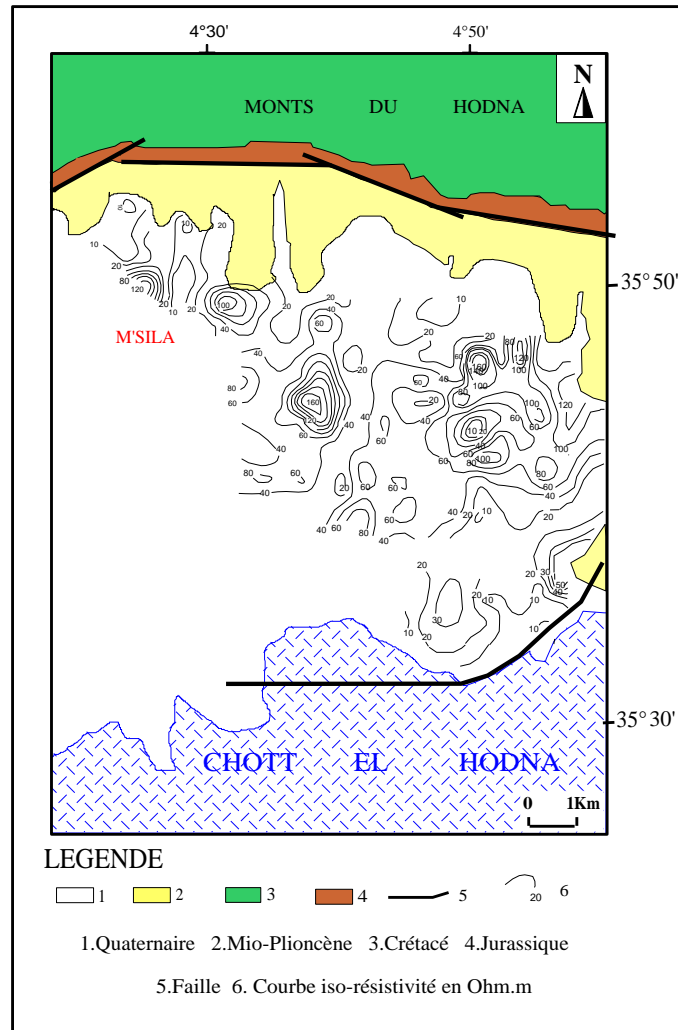


Fig. IV.14. Carte des résistivités apparentes AB = 600 mètres

#### IV.2.3.3. Carte des résistivités apparentes en ligne AB=1000 m

Cette carte (Fig.III.15) dont la profondeur d'investigation est plus importante que celle en AB=600m montre que :

- La résistivité élevée mise en évidence sur la carte précédente au niveau du sondage D6 a fortement diminué du fait que l'on atteint les argiles brun lutétiennes.
- Dans la région du profil H, on note au H5 l'existence d'une plage résistante correspondant aux conglomérats du Miocène 3<sup>ème</sup> cycle surmontés à cet endroit par les argiles sableuses (M3).

- La plage résistante mise en évidence au Sud Ouest de Mechra-elbrikate (L6 et M6) et aux sondages (U3, W1 et W2), attribuée aux conglomérats du Miocène du 3<sup>ème</sup> cycle passe en profondeur à un horizon conducteur d'une résistivité apparente de 18 à 22 ohm.m correspondant aux marnes ou aux marnes et bancs gréseux du Miocène du 2<sup>ème</sup> cycle.

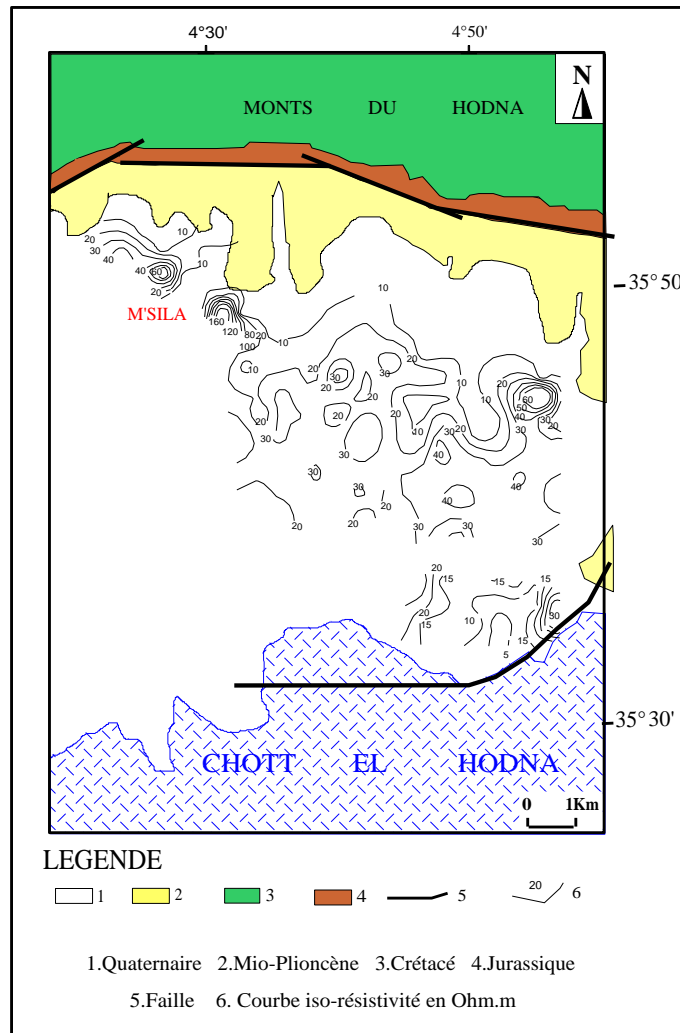


Fig. IV.15. Carte des résistivités apparentes AB = 1000 mètres

### Conclusion

Sur la base de nombreux logs stratigraphiques des forages et des profils géoélectriques, il ressort que le profond synclinal de M'Sila renferme un important réservoir aquifère profond d'âge Mio-Plio-Quaternaire (Captif) qui s'étend sur l'ensemble de la plaine. C'est une formation gréseuse avec des conglomérats plus ou moins argileux, présentée sous la forme d'une cuvette fermée. Le substratum imperméable correspond aux marnes du Miocène marin.

En effet, les zones favorables à l'implantation des forages se localisent dans les zones des profils B et E (Etude FAO) avec des profondeurs allant jusqu'à 500 m selon le cas.

## DEUXIEME PARTIE : MATERIEL ET METHODES

### CHAPITRE V: METHODES D'ECHANTILLONAGE ET D'ANALYSES

#### Introduction

La fiabilité et la bonne pratique de l'échantillonnage est une étape primordiale dans l'interprétation des résultats obtenus.

Afin de garantir cette opération, il est nécessaire de prendre toutes les dispositions depuis le prélèvement du milieu souterrain (échantillons représentatifs, opérations d'échantillonnage, conservation et transport, délais et analyse).

#### V.1. Echantillonnage et méthodes analytiques des eaux souterraines

Pour étudier l'évolution des paramètres physico-chimiques de l'eau de la nappe Mio-Plio-Quaternaire, 18 échantillons ont été prélevés durant le mois de septembre 2012, après un temps de pompage de 15 minutes pour stabiliser la température de l'eau, en utilisant deux bouteilles de polypropylène lavées à l'acide. Chaque échantillon a été immédiatement filtré in situ par l'intermédiaire de filtres à 0,45  $\mu\text{m}$  d'acétate de cellulose. Des filtres pour les analyses de cations ont été transférés dans des bouteilles de polyéthylène de 100  $\text{cm}^3$  et immédiatement acidifiées à  $\text{pH} < 2$  par addition d'acide nitrique ultrapure Merck (5 ml de  $\text{HNO}_3$  6 N). Les échantillons pour les analyses d'anions ont été recueillis dans des bouteilles en polyéthylène de 250  $\text{cm}^3$  sans acidification. Tous les échantillons ont été stockés dans un coffre à glace à une température  $< 4^\circ\text{C}$  et plus tard transférés pour d'analyse au laboratoire de l'ANRH de Constantine (Agence nationale des ressources hydrique).

Immédiatement après l'échantillonnage, les paramètres de pH, température (T) et conductivité électrique (CE) ont été mesurés in situ en utilisant un multi-paramètre WTW (P3 MultiLine pH/LF-SET).

Les éléments chimiques suivants: calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ), magnésium ( $\text{Mg}^{2+}$ ), sodium ( $\text{Na}^+$ ), potassium ( $\text{K}^+$ ), chlorure ( $\text{Cl}^-$ ), bicarbonate ( $\text{HCO}_3^-$ ), sulfate ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) et nitrate ( $\text{NO}_3^-$ ) ont été analysés.

La précision de l'analyse chimique a été vérifiée en calculant le bilan ionique, les erreurs étant généralement inférieures à 5%.

## V.2. Méthodes d'analyses

### V.2.1. Spectroscopie d'absorption dans l'UV visible

La spectroscopie d'absorption dans l'UV et le visible est une méthode très commune dans les laboratoires. Elle est basée sur la propriété des molécules d'absorber des radiations lumineuses de longueur d'onde déterminée (Guedira, 2010).

#### V.2.1.1. Domaine spectral

Le domaine UV-visible s'étend environ de 800 à 10 nm.

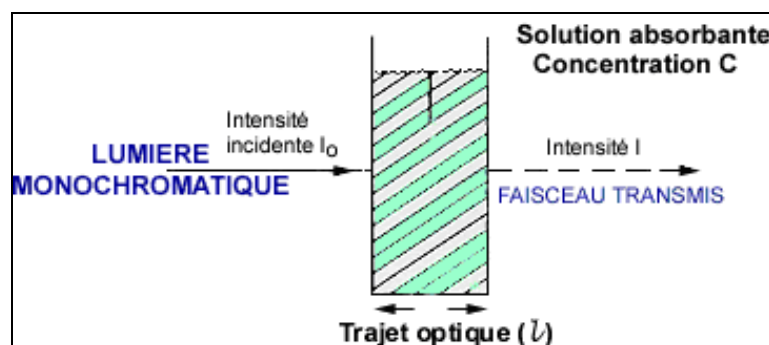
- Visible : 800 nm (rouge) - 400 nm (indigo)
- Proche-UV : 400 nm - 200 nm
- UV-lointain: 200 nm - 10 nm.

#### V.2.1.2. Principe

Dans une molécule, les transitions électroniques UV-visibles mettent en jeu les énergies les plus importantes de la chimie (environ de 13000 à 50000  $\text{cm}^{-1}$  soit 160 à 665 kJ /mol). L'ordre de grandeur des énergies mises en jeu est celui des énergies de liaison des molécules et ces rayonnements peuvent parfois provoquer des ruptures de liaisons. Plus généralement, ils provoquent des transitions électroniques entre les différents niveaux d'énergie des molécules.

#### V.2.1.3. Loi d'absorption de la lumière – Loi de BEER-LAMBERT

Soit une lumière monochromatique traversant une solution absorbante de concentration  $C$  contenue dans une cuve d'épaisseur  $l$ .



**Fig.V.1.** Principe de spectroscopie d'absorption dans l'UV visible

Une partie de ce rayonnement sera absorbée par l'échantillon et une partie sera transmise.

Bouguer, Lambert et Beer ont étudié les relations qui existent entre  $I_0$  et  $I$  : l'intensité d'une lumière monochromatique traversant un milieu où elle est absorbée décroît de façon exponentielle :

$$I = I_0 e^{-k l C}$$

- \*  $I_0$  est l'intensité de la lumière incidente
- \*  $I$  est l'intensité après passage à travers la cuve contenant la solution (intensité transmise)
- \*  $l$  est la distance traversée par la lumière (épaisseur de la cuve) (en cm)
- \*  $C$  est la concentration des espèces absorbantes
- \*  $k$  est une constante caractéristique de l'échantillon.

Cette équation peut se réécrire :

$$\log(I_0/I) = k l C / 2.3 = \epsilon l C.$$

- \*  $\log(I_0/I)$  est appelé absorbance ( $A$ )
- \*  $I/I_0 = T$  est la transmission
- \* %  $T$  est la transmittance
- \*  $\epsilon$  est le coefficient d'extinction molaire ; c'est une caractéristique de la substance étudiée à une longueur d'onde donnée. Si  $C$  est la molarité,  $\epsilon$  est en L/mol/cm.

On obtient alors la relation connue sous le nom de loi de Beer-Lambert :

$$A = -\log T = \epsilon l C$$

#### **V.2.1.4. Validité de la loi de Beer-Lambert**

La loi de Beer-Lambert s'applique pour des radiations monochromatiques et sa validité est bonne lorsqu'on travaille avec des solutions suffisamment diluées pour ne pas modifier les propriétés des molécules (association, complexation ...).

### **V.2.2. Analyse par spectrophotométrie d'absorption atomique**

#### **Introduction**

La spectrométrie d'absorption atomique (SAA) est une technique décrite pour la 1ère fois par [Walsh \(1955\)](#). SAA étudie les absorptions de lumière par l'atome libre. C'est une des principales techniques mettant en jeu la spectroscopie atomique dans le domaine UV-visible utilisée en analyse chimique. Elle permet de doser une soixantaine d'éléments chimiques (métaux et non-métaux).

Les applications sont nombreuses étant donné qu'on atteint couramment des concentrations inférieures au mg/L (ppm) (Elhajji, 2010).

### - Principe

L'absorption atomique de flamme est une méthode qui permet de doser essentiellement les métaux en solution.

Cette méthode d'analyse élémentaire impose que la mesure soit faite à partir d'un analyte (élément à doser) transformé à l'état d'atomes libres. L'échantillon est porté à une température de 2000 à 3000°C pour que les combinaisons chimiques dans lesquelles les éléments sont engagés soient détruites.

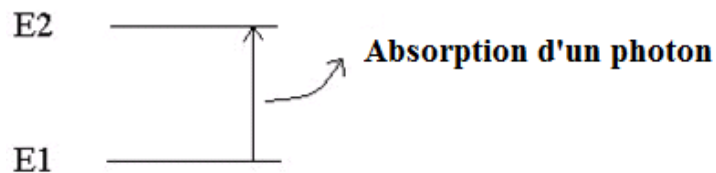
La spectrométrie d'absorption atomique est basée sur la théorie de la quantification de l'énergie de l'atome. Celui-ci voit son énergie varier au cours d'un passage d'un de ses électrons d'une orbite électronique à une autre :  $\Delta E = h\nu$

Où :

$h$  : est la constante de Planck ;

$\nu$  : est la fréquence du photon absorbé.

Généralement seuls les électrons externes de l'atome sont concernés.



**Fig.V.2.** Principe d'adsorption atomique de flamme

Les photons absorbés étant caractéristiques des éléments absorbants, et leur quantité étant proportionnelle au nombre d'atomes d'élément absorbant selon la loi de distribution de Boltzmann, l'absorption permet de mesurer les concentrations des éléments à doser.

L'analyse par absorption atomique utilise la loi de Beer- Lambert. S'il y a plusieurs éléments à doser, on réalise cette manipulation pour chaque élément de l'échantillon en se plaçant à une longueur d'onde fixée. Il faut donc à chaque manipulation choisir une source adaptée pour éclairer l'élément que l'on cherche à exciter (Elhajji, 2010).

### V.2.3. Analyse par spectrophotométrie de masse

#### Introduction

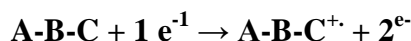
La spectrométrie de masse est une technique analytique très puissante permettant de déterminer la masse molaire, la structure d'un composé ou d'expliquer des mécanismes de ruptures de liaisons. C'est une technique très sensible car des limites de détection inférieures au nanogramme et même au picogramme sont souvent atteintes.

La spectrométrie de masse, classiquement limitée à l'étude des molécules organiques de masse molaire < 2000, permet actuellement d'étudier des macromolécules (masse molaire > 100000), dont il est possible de déterminer la masse molaire à une unité près.

La spectrométrie de masse joue aujourd'hui un rôle important dans les études de pollution de l'environnement et de dopage grâce à sa sensibilité, sa sélectivité et sa possibilité de faire des analyses quantitatives rapides (Denat, 2010).

#### V.2.3.1. Principe

L'analyse par spectrométrie de masse permet l'étude des molécules à partir de l'analyse de fragments moléculaires obtenus par ionisation. Ainsi, une molécule A-B-C après ionisation va donner une entité chargée ayant perdu un électron, appelée ion radical :



Une partie des ions radicaux ainsi formés se fragmente donnant lieu à des ions, à des radicaux ou à des molécules neutres.

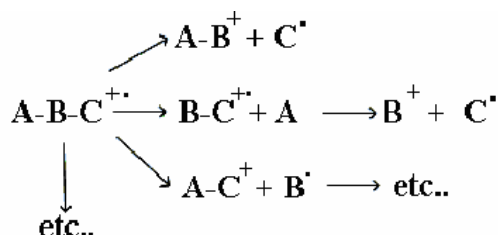


Schéma de fragmentation d'un ion radical A-B-C<sup>+</sup>.

Les fragments chargés sont ensuite triés selon leur rapport masse/charge, noté m/z, et mesurés selon leur abondance relative (Denat, 2010).

#### V.2.3.2. Appareillage

Un spectromètre de masse est constitué au minimum :

- d'un système d'introduction de l'échantillon

- d'une source où a lieu l'ionisation des molécules et la fragmentation des ions
- d'un analyseur qui sépare les ions en fonction de leur masse et de leur charge
- d'un collecteur d'ions ou détecteur qui détecte les ions sortants de l'analyseur et les exprime en fonction de leur abondance relative
- d'un système d'enregistrement et de traitement des données.

Un vide poussé est fait dans chacun de ces éléments (Fig. V.1).

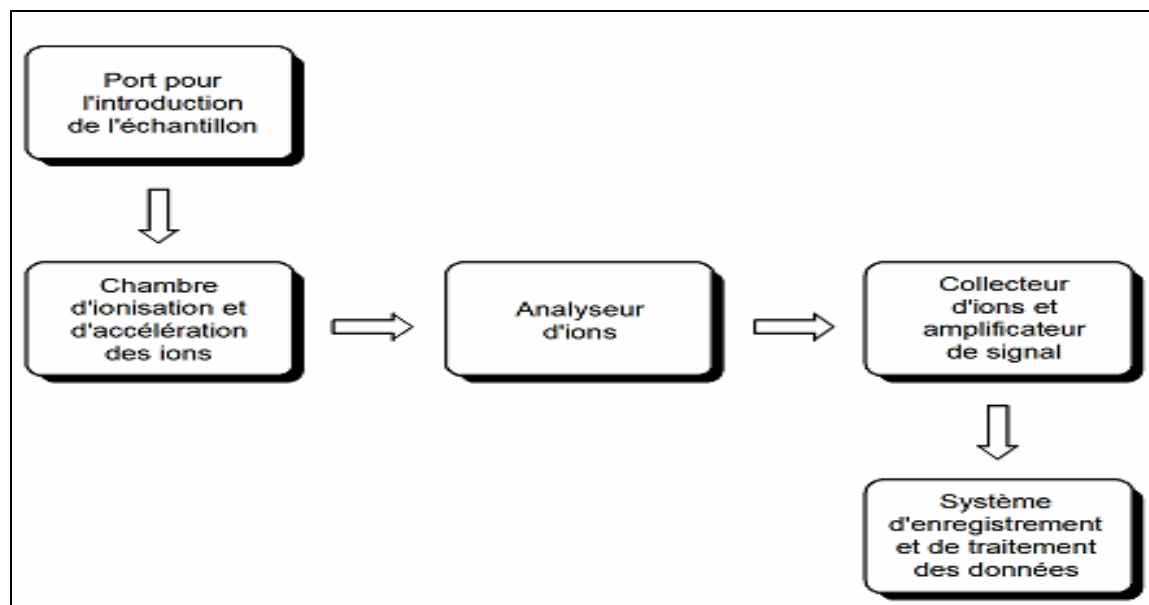


Fig. V.3. Schéma simplifié d'un spectromètre de masse

### V.3. Analyse physique

#### V.3.1. Mesure de la température

##### V.3.1.1. Principe

La connaissance de la température dans les analyses de l'eau avec une bonne précision est indispensable. En effet, celle-ci joue un rôle très important dans la solubilité des sels, des gaz, sur la minéralisation, dans la détermination du pH, pour la compréhension de l'origine de l'eau et des mélanges éventuels, etc. (Rodier, 2009).

##### V.3.1.2. Mode opératoire

D'une façon générale, la mesure de la température est à effectuer sur le terrain, il y a lieu de déterminer la température de l'air au même endroit et au même moment.

Immerger d'une façon immédiate le thermomètre dans le flacon d'eau à analyser pendant cinq minutes, (La lecture doit se faire à travers les parois du flacon).

### V.3.2. Mesure de potentiel d'hydrogène (pH)

#### V.3.2.1. Principe

Le pH mesure la concentration en ions  $H^+$  de l'eau. Il traduit ainsi la balance entre acide et base sur une échelle de 0 à 14, 7 étant le pH de neutralité. Ce paramètre caractérise un grand nombre d'équilibre physico-chimique et dépend de facteurs multiples, dont l'origine de l'eau. Le pH doit être impérativement mesuré sur le terrain à l'aide d'un pH-mètre ou par colorimétrie.

#### V.3.2.2. Mode opératoire

- Branchement du pH-mètre, après sa stabilité pendant quelques minutes, l'installation des électrodes aux entrées correspondantes sur l'appareil.
- Etalonnage de l'appareil à l'aide d'une solution tampon. En suite rinçage de l'électrode avec de l'eau distillée et avec l'échantillon à analyser.
- Conduire l'échantillon d'eau à analyser à la température désirée.
- Immerger l'électrode dans l'échantillon à analyser et lire la valeur de pH directement.
- Après chaque détermination de pH, on retire l'électrode, on la rince et à la fin de l'expérience on la laisse tremper dans l'eau distillée, ou dans la solution tampon ou dans une solution de KCl saturée (Rodier, 1984).

### V.3.3. Mesure de la conductivité électrique (CE)

#### V.3.3.1. Principe

La conductivité électrique d'une eau ( $\gamma$ ) est la conductance d'une colonne d'eau comprise entre deux électrodes métalliques de  $1\text{ cm}^2$  de surface et séparées l'une de l'autre de 1 cm. Elle est l'inverse de la résistivité électrique ( $\rho$ ).

$$\gamma = 1/\rho = (1/R). (L/S)$$

Où :

$\gamma$  : conductivité (en  $\Omega^{-1}.m^{-1}$  ou S.  $m^{-1}$ ).

$\rho$  : résistivité (en  $\Omega. m$ ).

R : résistance (en  $\Omega$ ).

L : distance entre les deux électrodes (en m).

S : surface de chaque électrode (en  $m^2$ ).

La conductivité mesurée également sur le terrain à l'aide d'un conductimètre.

### **V.3.3.2. Mode opératoire**

- Rincer plusieurs fois la cellule à conductivité, d'abord avec de l'eau permutée puis en la plongeant dans un récipient contenant de l'eau à analyser
- Refaire la mesure dans un deuxième récipient à condition que les électrodes de platine soient complètement immergées.
- Agiter le liquide (barreau magnétique) afin que la concentration ionique entre les électrodes soit identique à celle du liquide ambiant, pour assurer que les bulles d'air sont éliminés sur les électrodes.
- Introduire le thermomètre de la cellule.
- Exécuter à la température de référence de 25 °C. La température du liquide devra être constante pendant la mesure. L'utilisation du bain thermostaté facilite l'équilibre thermique et améliore les résultats de la mesure (Rodier, 2009).

## **V.4. Analyse chimique**

### **V.4.1. Détermination de l'alcalinité 'Méthode volumétrique'**

#### **V.4.1.1. Principe**

L'alcalinité d'une eau correspond à la présence de bases et de sels d'acides faibles. Dans les eaux naturelles, l'alcalinité résulte le plus généralement à la présence d'hydrogencarbonates, carbonates et hydroxydes.

On distingue deux titres qui sont le titre alcalimétrique ou titre alcalimétrique simple (TA) et le titre alcalimétrique complet (TAC).

Le TA et le TAC étant mesurés successivement sur un même échantillon, les deux méthodes de dosage seront présentées en même temps (Rodier, 2009).

#### **V.4.1.2. Mode opératoire**

##### **V.4.1.2.1. Détermination du titre alcalimétrique (TA)**

Prélever 100 ml d'eau à analyser dans une fiole conique. Ajouter 1 à 2 gouttes de solution alcoolique de phénol phtaléine. Une coloration rose doit alors se développer. Dans le cas contraire le TA est nul, ( $\text{pH} < 8,3$ )

Verser ensuite doucement l'acide dans la fiole à l'aide d'une burette, en agitant constamment, et ceci jusqu'à décoloration complète de la solution ( $\text{pH} 8,3$ ).

Soit V le volume d'acide utilisé pour obtenir le virage.

#### V.4.1.2.2. Détermination du titre alcalimétrique (TAC)

Utiliser l'échantillon traité précédemment ou le prélèvement primitif s'il n'y a pas eu de coloration. Ajouter 2 gouttes de solution de vert de bromocrésol et de rouge de méthyle et titrer de nouveau avec le même acide jusqu'à disparition de la coloration bleu verdâtre et apparition de la couleur rose (pH 4,5). Le dosage doit être effectué rapidement pour réduire les pertes de CO<sub>2</sub> qui pourraient entraîner une élévation du pH de virage (voir ci-dessus).

Soit V' le volume d'acide 0,02 N versé depuis le début du dosage (Rodier, 2009).

#### V.4.1.2.3. Expression des résultats

##### 1) TA : Titre Alcalimétrique

Le rapport  $V/5$  exprime le titre alcalimétrique (TA) en milliéquivalents par litre, où V exprime le titre alcalimétrique en degrés français (1° F correspond à 10 mg de carbonate de calcium ou à 0,2 mEq/l).

##### 2) TAC : Titre Alcalimétrique Complet

Le rapport  $V'/5$  exprime le titre alcalimétrique complet (TAC) en milliéquivalents par litre, où V' exprime le titre alcalimétrique complet en degrés français.

##### *Remarque*

*Le TAC dans beaucoup d'eaux de pH inférieur à 8 se confond en première approximation avec la concentration  $[HCO_3^-]$ , ( $6 < pH < 8$ ).*

### V.5.2. Mesure de la dureté totale, calcique et magnésienne

#### V.5.2.1. Dureté totale (TH)

##### V.5.2.1.1. Principe

Les alcalinoterreux présents dans l'eau sont amenés à former un complexe du type chélate par le sel disodique de l'acide éthylènediamine tétracétique à pH 10. La disparition des dernières traces d'éléments libres à doser est décelée par le virage d'un indicateur spécifique, le noir ériochrome. En milieu convenablement tamponné pour empêcher la précipitation du magnésium, la méthode permet de doser la somme des ions calcium et magnésium.

#### V.4.2.1.2. Mode opératoire

- Introduire 50 ml d'eau à analyser dans une fiole conique de 250 ml
- Ajouter 4 ml de solution tampon et trois gouttes de solution de noir ériochrome T. La solution se colore en rouge foncé ou violet, le pH doit être de 10.
- En maintenant une agitation, verser la solution d'EDTA rapidement au début puis goutte à goutte lorsque la solution commence à virer au bleu.
- Vérifier que la coloration ne change plus par l'addition d'une goutte supplémentaire d'EDTA (Rodier, 2009).

#### V.4.2.1.3. Expression des résultats

La concentration totale en calcium et magnésium, exprimée en milliéquivalents par litre, est donnée par l'expression :

$$1\ 000 \times [(C \times V_1) / V_2] \text{ Où :}$$

C = Concentration en milliéquivalents par litre de la solution d'EDTA.

V<sub>1</sub> = Volume en ml de la solution d'EDTA.

V<sub>2</sub> = Volume d'échantillon.

#### V.4.2.2. Détermination de la dureté calcique (TH<sub>Ca</sub>)

##### V.4.2.2.1. Principe

Le principe est identique à celui de la méthode complexométrique décrite pour la dureté totale. En milieu très basique, pour les valeurs de pH > 10, le magnésium précipité sous forme d'hydroxydes, et en présence du rouge de Murexide, on dose uniquement le calcium.

##### V.4.2.2.2. Mode opératoire

Dans un Erlen de 250 ml, on verse 25 ml d'eau à analyser, on ajoute 1 ml de NaOH (1N) et 0,05g d'indicateur Murexide :

- On amène l'échantillon à 25°- 30°C
- Finalement, on titre avec la solution d'EDTA-Na<sub>2</sub> (0,02N), jusqu'au virage du rose au pourpre (Rodier, 2009).

#### V.4.2.2.3. Expression des résultats

TH<sub>Ca</sub> : Dureté Calcique

Exprimée en mg/litre de CaCO<sub>3</sub> :  $TH_{Ca} = [(V.N)/Ve] * 5 * 10^4$

Exprimée en mg/litre de Ca :  $[Ca^{2+}] = [(V.N)/Ve] * 2 * 10^2$

Où :

N : normalité de l'EDTA-Na<sub>2</sub> ;

V : volume l'EDTA-Na<sub>2</sub>.

Ve : volume d'échantillon en ml.

#### V.4.2.3. Détermination de la dureté magnésienne (TH<sub>Mg</sub>)

##### V.4.2.3.1. Principe

La dureté magnésienne est par définition la concentration en sel de magnésium. Elle se déduit de la relation de la dureté totale qui est égale à la somme des deux duretés calcique et magnésienne.

$TH = TH_{Ca} + TH_{Mg}$  en mg de CaCO<sub>3</sub> et  $TH_{Mg} = TH - TH_{Ca}$

##### V.4.2.3.2. Mode opératoire

- On verse 25 ml d'échantillon d'eau à analyser dans un Erlen de 250 ml
- On ajoute 2 ml de la solution de sel oxalique à 25°- 30°C.
- On filtre le précipité blanc de CaC<sub>2</sub>O<sub>4</sub> qu'on lave avec quelque ml d'eau distillée au dessus de l'entonnoir. L'eau de lavage est additionnée au filtrat.
- On ajoute par la suite 2,5 ml de la solution ammoniacal et quelque mg d'indicateur noir d'Eriochrome et on titre par la solution complexons III, on note le volume moyen versé V eu virage de la coloration au bleu (Rodier, 1984).

##### V.4.2.3.3. Expression des résultats

En mg/litre de CaCO<sub>3</sub> :  $TH_{Mg} = [(V.N)/Ve] * 5 * 10^4$

En mg/litre de Mg<sup>2+</sup> :  $[Mg^{2+}] = [(V.N)/Ve] * 122 * 10^2$

Où :

N : normalité des complexons III EDTA-Na<sub>2</sub> (0,02N).

V : volume de chute de burette (ml) d'EDTA-Na<sub>2</sub> (0,02N).

Ve : volume d'échantillon (ml).

### V.4.3. Dosage des bicarbonates

Les teneurs en  $\text{HCO}_3^-$  sont évaluées après avoir déterminée l'alcalinité totale (TA) et l'alcalinité en sels minéraux :

$$\text{HCO}_3^- \text{ (en mg/l)} = \text{TAC (meq/l)} * 61$$

61: masse équivalente de  $\text{HCO}_3^-$ .

### V.4.4. Dosage des Chlorures par la méthode de 'MOHR'

Cette méthode de dosage est celle homologuée en France 'NF-T90-014 février 1952' pour analyser la teneur en  $\text{Cl}^-$  dans l'eau. Il y a des règles à respecter :

- La teneur en chlorures doit être comprise entre 5 et 150 mg/l (au dessous ou au dessus, la méthode donne des résultats erronés).
- Le pH doit être compris entre 5 et 9 (pour éviter les transformations des ions  $\text{Ag}^+$  et  $\text{CrO}_4^{2-}$ , ce qui rendrait le dosage impossible)
- La présence des ions  $\text{I}^-$  et  $\text{Br}^-$  est interdite :  $\text{AgI}$  et  $\text{AgBr}$  précipiteraient avant  $\text{AgBr}$  avant  $\text{AgCl}$ .

#### V.4.4.1. Principe

Les chlorures sont dosés en milieu neutre par une solution titrée de nitrate d'argent en présence de chromate de potassium. La fin de la réaction est indiquée par l'apparition de la teinte rouge caractéristique du chromate d'argent.

Cette analyse est basée essentiellement par l'utilisation des réactifs suivant : Acide nitrique pur, Carbonate de calcium pur, solution de chromate de potassium à 10 %, solution de nitrate d'argent 0,1 N.

#### V.4.4.2. Mode opératoire

Introduire 100 ml d'eau à analyser (préalablement filtrée si nécessaire). Ajouter 2 à 3 gouttes d'acide nitrique pur puis une pincée de carbonate de chaux et 3 gouttes de solution de chromate de potassium à 10 %. Et puis, Verser au moyen d'une burette la solution de nitrate d'argent jusqu'à apparition d'une teinte rougeâtre, qui doit persister 1 à 3 minutes.

Soit V le nombre de millilitres de nitrate d'argent 0,1 N utilisés.

#### V.4.4.3. Expression des résultats

Pour une prise d'essai de 100 ml :  $V \times 10 \times 3,55$  donne la teneur en chlorures, exprimée en milligrammes de  $\text{Cl}^-$  par litre d'eau. Et  $V \times 10 \times 5,85$  donne la teneur en chlorures exprimée en milligrammes de  $\text{NaCl}$  par litre d'eau (Rodier, 2009).

**Remarque** : L'écart-type relatif est de l'ordre de 4 % pour une concentration voisine de 250 mg/L.

#### **V.4.5. Dosage des sulfates**

On utilise la réaction de précipitation des ions sulfates avec les ions baryum. Le dosage est suivi par conductimétrie.

##### **V.4.5.1. Mode opératoire**

- Prélever 50 ml d'eau à doser et les verser dans un bécher.
- Doser par solution décimolaire d'éthanoate de baryum ( $\text{Ba}^{2+} + 2\text{CH}_3\text{CO}_2^-$ ) et noter les valeurs de la conductivité  $\sigma_{\text{mesurée}}$

##### **V.4.5.2. Expression des résultats**

- La valeur corrigée  $\sigma_{\text{corrigé}} = \sigma_{\text{mesurée}} * [(50 + V)/50]$  où V représente le volume (exprimé en ml) d'éthanoate de baryum ajouté.
- En Trace la courbe  $\sigma_{\text{corrigé}} = f(V)$ .
- Enfin, en déduire la concentration en ions sulfate, en  $\text{mol.L}^{-1}$  puis en  $\text{mg.L}^{-1}$  (Rodier, 2009).

#### **V.4.6. Dosage des Nitrates par spectrométrie d'absorption moléculaire**

Le dosage des nitrates fait appel à des méthodes relativement complexes avec une grande probabilité de présence de constituants interférents (sauf pour la méthode par chromatographie ionique). De ce fait, la détermination des nitrates est délicate. Pour chaque type d'échantillon, le choix de la méthode est déterminé par la concentration à doser et les interférences probables.

##### **V.4.6.1. Principe**

En présence de salicylate de sodium, les nitrates donnent du paranitrosalicylate de sodium, coloré en jaune et susceptible d'un dosage spectrométrique.

##### **V.4.6.2. Mode opératoire**

Introduire 10 ml d'eau dans une capsule de 60 ml (pour des teneurs en azote nitrique supérieures à 10 mg/L, opérer une dilution). Alcaliniser faiblement avec la solution d'hydroxyde de sodium. Poursuivre le dosage comme pour la courbe d'étalonnage. Préparer de la même façon un témoin avec 10 ml d'eau permutée.

Effectuer les lectures au spectromètre à la longueur d'onde de 415 nm et tenir compte de la valeur lue pour le témoin. Se reporter à la courbe d'étalonnage.

#### **V.4.6.3. Expression des résultats**

Pour une prise d'essai de 10 ml, la courbe donne directement la teneur en azote nitrique exprimée en milligrammes par litre d'eau. Pour obtenir la teneur en nitrate ( $\text{NO}_3$ ), multiplier ce résultat par 4,43 (Rodier, 2009).

### **Conclusion**

Dans cette partie, est montrée comment s'est fait l'analyse des échantillons d'eau et les méthodes analytiques utilisées. En effet, l'objectif de l'échantillonnage est de caractériser l'hydrogéochimie de l'eau souterraine par des outils d'interprétations, tout en caractérisant la composition minéralogique des eaux de la région en particulier celles de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire, dans des différents contextes géologiques et hydrogéologiques.

## CHAPITRE VI: OUTILS D'INTERPRETATIONS GEOCHIMIQUES

### Introduction

Pour caractériser au mieux la géochimie de l'eau souterraine, différentes méthodes peuvent être appliquées. Dans notre travail, le diagramme de Piper (1944) et le diagramme de Gibbs (1970) ainsi que différents graphiques binaires sont réalisés permettant de caractériser certains mécanismes hydrogéochimiques des eaux souterraines de la plaine hodnéenne.

Ces méthodes d'analyse graphique combinées à des méthodes d'analyse statistique multivariée permettent de faire une classification d'un grand nombre d'échantillons, tout en conservant la facilité des représentations graphiques classiques (Güler et al. 2002).

En outre, la représentation de la composition isotopique en isotopes stables et radioactifs des échantillons aide à la distribution des échantillons par rapport à la droite de référence définie par Craig (1961) et de déterminer l'origine et l'âge de l'eau souterraine de la zone d'étude.

### VI.1. Principes de base de géochimie

Dans certaines conditions de température, pression, déficit en sel et l'état hydrique du sol, il se produit une dissociation des minéraux qui engendrent dans l'eau du sol des groupements ioniques. De cette mise en solution des sels, résultent différents phénomènes dont l'adsorption et l'échange ionique.

#### VI.1.1 Adsorption

L'adsorption est par définition un phénomène de surface. Par action des forces d'attraction et de répulsion existantes entre les ions ou les molécules des différentes phases, certains cations et anions se trouvent fixés sur la surface des éléments solides du milieu.

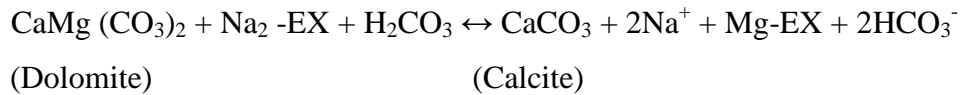
Dans la nature, les argiles et les colloïdes présentent de grandes surfaces spécifiques et sont électriquement chargés. Leur charge globale est le plus souvent négative. Quand ces particules se trouvent en présence de solutions renfermant des ions, ceux-ci vont être attirés par ces particules, une partie y sera adsorbée. Les colloïdes et les argiles fortement chargés fixent préférentiellement les ions bivalents.

La facilité avec laquelle un ion adsorbé peut être remplacé par un autre, ou l'ordre observé pour les cations alcalins et alcalino-terreux est  $\text{Na} < \text{K}, \text{Mg} < \text{Ca}$ . Plus un ion est gros, plus il est difficile de lui en substituer un plus petit.

Les énergies de liaisons entre ions adsorbés et support sont assez faibles, si la composition de la solution change, des ions primitivement fixés peuvent être désorbés et remplacés par d'autres: c'est le phénomène d'échange ionique ou de base.

### VI.1.2. Echange ionique

Ce phénomène plus connu avec l'argile, se produit souvent sur les argiles de l'aquifère par fixation des alcalino-terreux ( $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ ) et libération de sodium ( $\text{Na}^+$ ):



Durant son transit, l'eau de l'aquifère chargée de minéraux dissous, se trouve en contact avec des complexes échangeurs de cations.

Ceux-ci sont des aluminosilicates formés de couches ou feuillets, dont la cohésion est assurée par l'existence de cations et d'eau interfoliaires. La surface des feuillets est chargée négativement, favorisant ainsi la possibilité d'échange de cations avec ceux de la solution du sol.

### VI.1.3. Indice de saturation

Il est exprimé par l'équation suivante:

$$\text{IS} = \text{Log}(\text{PAI} / \text{Kps})$$

C'est le rapport de l'activité ionique PAI au produit de solubilité Kps à une température donnée. Cet indice indique les tendances des phases à se dissoudre ou précipiter. Il permet de suivre l'évolution géochimique de l'eau dans l'aquifère, en traduisant les différents processus réactionnels, dont le siège est l'interaction de l'eau avec les matériaux aquifères.

Quand l'indice de saturation est positif, il signifie que la solution est saturée ou sursaturée à l'égard du minéral qui a tendance à la précipitation. Par contre, quand (IS) est négatif, la solution est sous-saturée vis à vis du minéral qui a tendance à la dissolution. Lorsque  $\text{IS} = 0$ , la solution et la phase solide sont à l'équilibre (Appelo et Postma, 1996).

## VI.2. Utilisation des représentations graphiques

Les nombreuses données physico-chimiques, utiles à la caractérisation d'une d'eau, induisent l'utilisation de représentations graphiques.

L'objectif principal d'une représentation graphique est de permettre une approche rapide des résultats analytiques en vue de caractériser facilement une eau, de suivre son évolution ou de la comparer à d'autres eaux minérales de compositions physico-chimiques voisines ou de proximité géographique.

Les deux graphiques, Schoeller-Berkaloff et Piper sont les représentations des concentrations en ions majeurs les plus courantes. Chacune de ces représentations a ses avantages et ses inconvénients, et il convient de rester critique vis à vis de l'interprétation qui en est faite, selon que l'on cherche à caractériser un faciès particulier, à comparer des différentes eaux entre elles, ou à mettre en évidence la stabilité d'une eau dans le temps.

Dans ce travail, le diagramme de PIPER a été utilisé à cause qu'il est bien adapté pour l'étude comparative d'un nombre important d'échantillons. Ce diagramme se compose de deux champs triangulaires et / ou interchangeables en forme de losange.

Le pourcentage des valeurs de réaction des trois groupes cationiques  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$  est représenté graphiquement sous la forme d'un point unique dans le champ triangulaire gauche, puis les trois groupes anioniques  $(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-})$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $(\text{Cl}^- + \text{NO}_3^-)$  de manière similaire sur le champ triangulaire droit. Fondamentalement, le type d'eau a été déterminé à partir d'une combinaison du cation principal et de l'anion sur la base des concentrations exprimées en pourcentage de méq / l.

## VI.3. Codes de calcul

### VI.3.1. Apports et présentation du code géochimique utilisé

PhreeqC est un logiciel de calcul géochimique de systèmes triphasique (liquide, solide, gaz) développé par [Parkhurst et Appelo \(1999\)](#) de l'USGS (United States Geological Survey). C'est un logiciel libre et sera utilisé au cours de ce travail (version 2.8). Les calculs chimiques peuvent être couplés avec des équations de transfert de matière par advection et/ou diffusion. La modélisation du transport s'effectue sous une dimension.

Par ailleurs, le logiciel permet également de prendre en compte la cinétique des réactions (souvent pas prise en compte). Les systèmes d'études sont fermés ou constitués d'un ensemble de systèmes fermés.

La simulation d'un système nécessite deux types de renseignement. Tout d'abord, une base de données référençant les données thermodynamiques des espèces chimiques. Plusieurs bases de données sont utilisables pour le logiciel. Le choix dépend, de la complexité de la simulation à effectuer mais aussi de l'objectif de la simulation.

Le second renseignement consiste sur les instructions qui permettent de réaliser les réactions recherchées.

A partir des différentes instructions, le logiciel permet de modéliser un grand nombre de réactions possibles:

- Les réactions d'oxydo-réduction en phase aqueuse,
- La précipitation ou dissolution de minéraux en solution,
- La modélisation des interactions entre plusieurs phases.
- La simulation temporelle des réactions en définissant les constantes cinétiques de celles-ci.

De plus le système offre une certaine liberté pour définir un système:

- Tout d'abord les bases de données peuvent être modifiées et complétées lorsqu'un composant n'est pas disponible.
- Les paramètres définissant le système peuvent être choisis entre le pH et la concentration des éléments en solution. Le logiciel calcul alors les variables restantes pour atteindre l'équilibre et l'électroneutralité.

### **VI.3.2. Diagramme de Gibbs**

En raison de l'intérêt augmenté dans la composition chimique des eaux, [Gibbs \(1970\)](#) a tracé un diagramme sur la base que les principaux cations qui caractérisent les eaux de surface du monde sont  $\text{Ca}^{2+}$  pour les eaux douces et  $\text{Na}^+$  pour les masses d'eau salée.

Ce diagramme a pour objet d'élucider les mécanismes essentiels naturels contrôlant la chimie de l'eau et également pour établir la relation entre la composition de l'eau et les caractéristiques lithologiques de l'aquifère ([Gibbs, 1970](#)).

Ce diagramme a été réalisé à l'aide des rapports calculés selon les formules 1 et 2 données ci-dessous:

$$\text{Rapport de Gibbs I (pour Anion)} = \text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-) \quad (1)$$

$$\text{Rapport de Gibbs II (pour Cation)} = \text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+}) \quad (2)$$

Où toutes les concentrations d'ions sont exprimées en mmol / l.

Les compositions des eaux tracent en deux lignes diagonales. Ainsi, trois champs sont définis ; soit : Précipitations, dominance de la roche et évaporation ; et ils sont liés par des mécanismes hydrogéochimiques : Minéralisation, mélange des eaux et recharge. Cela permet d'identifier les possibles mécanismes influençant l'hydrogéochimie de l'eau souterraine.

### VI.3.3. Diagrammes binaires et origine des éléments dominants

L'étude des rapports molaires  $(\text{Cl}^-/\text{Na}^+, (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}), \text{SO}_4^{2-} / \text{Ca}^{2+}$  et TDS versus  $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{HCO}_3^-) / (\text{Na}^+ + \text{K}^+ + \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$  à l'aide de diagrammes binaires est abordée pour avoir une idée sur l'origine des principaux éléments dominants et les processus qui génèrent la composition observée des eaux souterraines.

#### VI.3.3.1. Diagramme (Na<sup>+</sup>/Cl<sup>-</sup>)

Les chlorures et le sodium peuvent avoir une origine multiple. Ainsi, ils peuvent provenir à partir d'un mélange avec de l'eau de mer (Shouakar-Stash et al. 2007). Les éléments Na<sup>+</sup> et Cl<sup>-</sup> proviennent en grande partie de la dissolution de l'halite (Capaccioni, et al. 2005). En général, l'environnement géologique influe d'une façon directe sur la richesse des eaux par ces minéraux.

Le diagramme (Na<sup>+</sup>/Cl<sup>-</sup>) est affecté sur une échelle arithmétique avec en abscisse la teneur en milliéquivalent du sodium et en ordonnée celle des chlorures. La relation entre ces deux éléments peut mettre en évidence le long d'une ligne droite de pente 1 qui représente la dissolution d'halite.

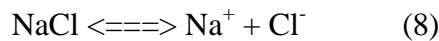
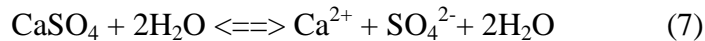
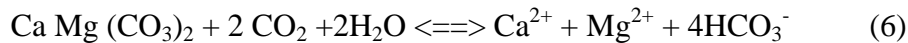
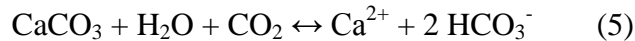
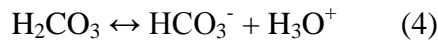
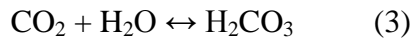
#### VI.3.3.2. Diagrammes (Ca<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup>) / (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) et (Ca<sup>2+</sup> / SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)

L'origine des éléments majeurs (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) peuvent également être approchée à l'aide du diagramme  $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)$ . Si les points analytiques tombent autour de la pente linéaire 1:1, les réactions dominantes sont dues à la dissolution de la calcite, de la dolomie et du gypse. L'échange d'ions tend à déplacer les points soit en raison de  $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ , soit vers le bas en raison de l'excès de  $(\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)$  (Cerling et al. 1989).

### VI.3.3.3. Diagramme $[(Ca^{2+} + Mg^{2+} + HCO_3^-) / (Na^+ + K^+ + Cl^- + SO_4^{2-}) / TDS]$

La salinité de l'eau souterraine peut avoir soit une origine carbonatée soit évaporitique ou salifère. L'utilisation de ce diagramme peut démontrer l'origine globale de la minéralisation. En effet, si le rapport  $(Ca^{2+} + Mg^{2+} + HCO_3^-) / (Na^+ + K^+ + Cl^- + SO_4^{2-})$  des échantillons d'eau est inférieur à 1, ceci traduit l'influence des minéraux évaporitiques sur la salinité. Si le contraire, il est donc clair que les eaux sont d'origine carbonatée.

La dissolution des minéraux carbonatés et évaporitiques se fait selon les réactions 3 à 8 (Appelo & Postma, 1993).



## VI.4. Analyses statistiques multivariées

La Statistique est une méthode scientifique qui consiste à observer et à étudier une ou plusieurs particularité (s) commune(s) chez un groupe de personnes ou de choses.

“La statistique” est à différencier *d'une statistique*, qui est un nombre calculé à propos d'une population.

Lorsque l'on observe une seule variable pour les individus de la population, on parle de statistique univariée, et de statistique multivariée lorsqu'on en observe au moins deux.

La statistique descriptive multivariée en général est un domaine très vaste. La première étape consiste à étudier la représentation graphique, et la description des paramètres de position, de dispersion et de relation. Ensuite, les méthodes principales se séparent en deux groupes : les méthodes factorielles et les méthodes de classification.

### VI.4.1. Analyse de variance

L'analyse de la variance (ou test ANOVA de l'anglais ANalysis Of VAriance) est un test statistique qui permet de comparer globalement l'espérance mathématique de plusieurs échantillons. Le nom de ce test s'explique par sa façon de procéder :

On décompose la variance totale de l'échantillon en deux variances partielles, la variance inter-classes et la variance résiduelle, et on compare ces deux variances (Gournay, 2012).

L'hypothèse nulle  $H_0$ :

Les échantillons proviennent de k populations statistiques normales de même moyenne et même variance  $\sigma^2$ , ou d'une population unique normal  $N(\mu, \sigma)$ .

$$H_0 = \mu_1 = \mu_2 = \mu_3 = \dots = \mu_k = \mu \text{ (k = nombre de populations considérées).}$$

L'hypothèse alternative  $H_1$  : Certaines moyennes des populations (ou toutes) diffèrent les unes des autres. Autrement dit, le facteur testé a un effet significatif sur la variable mesuré.

Le test (et la dénomination) de l'ANOVA repose sur la comparaison de deux estimations de la variance des données :

\* Variance intra-population  $\sigma_{intra}^2$  : est une estimation de  $\sigma^2$  non influencée par les moyennes des populations. C'est la première évaluation de  $\sigma^2$  qui comprend en une moyenne de variance à l'intérieur de chacun des échantillons.

$$\sigma_{intra}^2 = (\sum x^2 - \sum (T_i^2 / n_i)) / (c - 1)$$

Où :

$\sum x^2$  : Somme des carrés des mesures

$T_i$  : Totale des mesures dans l'échantillon i

$n_i$  : Nombre des mesures dans l'échantillon i

c : Nombre d'échantillon

\* Variance inter-population  $\sigma_{inter}^2$  : est un estimateur de  $\sigma^2$  si  $H_0$  est vraie. C'est la deuxième approche qui est fondée sur la variance entre les moyennes des échantillons.

$$\sigma_{inter}^2 = (\sum (T_i^2 / n_i) - T_G^2 / N) / (N - c)$$

Où :

N : Nombre total des mesures =  $\sum n_i$

$T_G$  : Totale général des mesures =  $\sum T_i$

Le rapport entre  $\sigma_{inter}^2$  et  $\sigma_{intra}^2$  est appelé valeur F observé (ou calculé) avec :  $F = \sigma_{inter}^2 / \sigma_{intra}^2$

La valeur F calculé devrait être égale à 1, si  $H_0$  est vraie. Cependant, et dans la même condition précédente, on s'attend à des différences entre  $\sigma_{inter}^2$  et  $\sigma_{intra}^2$ . Dans ce cas là, Il faudrait déterminer la grandeur de cette différence indiquée dans la valeur F calculée pour rejeter  $H_0$ .

La valeur maximale que peut atteindre le rapport F calculé avant le rejet de  $H_0$  est donnée dans les tables de distributions F. Si  $F_{observé} \leq$  à la valeur trouvée dans les tables,  $H_0$  sera acceptée sinon  $H_0$  est rejetée (Saporta, 1990).

### VI.4.2. Analyse factorielle

Le terme analyse factorielle (AF) désigne un ensemble de techniques dont les origines peuvent être situées dans les travaux de Pearson (1901) (Lawley et al. 1963). L'intérêt porte ici sur les variables et non sur les individus statistiques ; il s'agit donc plus d'une méthode d'analyse multivariée que d'une méthode d'analyse multidimensionnelle. L'analyse en facteurs principaux (AFP) est l'une des variantes de l'analyse factorielle.

D'autres techniques d'analyse factorielle seront développées ensuite : l'analyse en composantes principales (ACP) et une variété de celle-ci l'analyse factorielle des correspondances (AFC), créée dans les années 1960 par Jean-Paul Benzécri.

Du fait de l'essor de l'informatique, cette dernière technique est devenue une technique standard, intégrée dans les grands logiciels statistiques internationaux (exemple SPSS).

L'analyse factorielle (AF) est souvent appliquée dans le traitement des données chimiques. Bien que l'AF soit une méthode exploratoire et descriptive, elle sert également à identifier les principaux facteurs qui contrôlent la chimie des eaux souterraines (Dagnelie, 2006). La méthode statistique multivariée a été largement appliquée pour déterminer les phénomènes de l'environnement dans le monde (Laaksoharju, 1999 et Tiri, 2014) et a été utilisée avec succès pour étudier les processus hydrogéochimiques (Bartlett, 1954) et pour estimer le degré de variabilité mutuellement partagée entre les paires individuelles de qualité de l'eau Variables. Ce type d'étude est un outil très utile pour promouvoir la recherche et ouvrir de nouvelles frontières de la connaissance (Joshi, 2009).

En 1970, Kaiser a proposé d'utiliser uniquement les facteurs ayant des valeurs propres supérieures à 1. Selon ce critère, seuls les facteurs ayant des valeurs propres supérieures ou égales à 1 seront acceptés comme sources possibles de la variance dans les données, attribuant la plus haute priorité au facteur ayant le vecteur propre le plus élevé somme. La raison de choisir le seuil 1 est qu'un facteur pour être acceptable doit avoir une variance aussi grande que celle d'une seule variable standard normalisée (Belkheiri et al. 2010).

### VI.4.3. Classification ascendante hiérarchique

La classification ascendante hiérarchique (CAH) est également une autre méthode de nombreuses techniques statistiques visant à partitionner une population en différentes classes ou sous-groupes.

Le principe de la CAH est de rassembler des individus selon un critère de ressemblance défini au préalable qui s'exprimera sous la forme d'une matrice de distances, exprimant la distance existant entre chaque individu pris deux à deux. Deux observations identiques auront une distance nulle. Plus les deux observations seront dissemblables, plus la distance sera importante. La CAH va ensuite rassembler les individus de manière itérative afin de produire un dendrogramme ou arbre de classification.

La classification est ascendante car elle part des observations individuelles ; elle est hiérarchique car elle produit des classes ou groupes de plus en plus vastes, incluant des sous-groupes en leur sein.

En découpant cet arbre à une certaine hauteur choisie, on produira la partition désirée.

Il existe deux types de modes CAH: R et le mode Q. L'avantage d'utiliser la méthode hiérarchique appliquée de CAH est qu'il ne nécessite aucune connaissance préalable du nombre de Cluster (Belkheiri et al. 2011).

#### **- Calcul du dendrogramme**

Pour le choix d'une méthode d'agrégation et pour construire le dendrogramme, nombreuses solutions existent (saut minimum, distance maximum, moyenne, Ward...). Cependant, à l'usage, on privilégiera le plus souvent la méthode de Ward (Ward, 1963). De manière simplifiée, cette méthode cherche à minimiser l'inertie intra-classe et à maximiser l'inertie inter-classe afin d'obtenir des classes les plus homogènes possibles. Cette méthode est souvent incorrectement présentée comme une méthode de minimisation de la variance alors qu'au sens strict Ward vise l'augmentation minimum de la somme des carrés.

La fonction de base pour le calcul d'un dendrogramme est hclust en précisant le critère d'agrégation avec méthode. Dans notre cas, nous allons opter pour la méthode de Ward appliquée au carré des distances.

Pour obtenir une partition de la population, il suffit de découper le dendrogramme obtenu à une certaine hauteur. En premier lieu, une analyse de la forme du dendrogramme pourra nous donner une indication sur le nombre de classes à retenir.

Dans le présent travail, la CAH a été appliquée en utilisant la distance Euclidienne comme mesure parmi les échantillons, et la méthode de Ward comme règle de liaison pour la classification des données hydrogéo-chimiques dans la région du Hodna.

## **VI.5. Méthodes isotopiques**

Les méthodologies isotopiques sont aujourd'hui bien établies dans les études hydrologiques du système d'eaux souterraines (Gonfiantini, 1974b). Elles se montrent particulièrement utiles pour l'acquisition des renseignements telles que : l'évaluation de la recharge des nappes, en donnant des indications qualitatives sur l'existence ou non d'une recharge, rapports entre les eaux de surface et les eaux souterraines, possibilités d'interconnexions entre différentes nappes, détermination de leur âge et direction de l'écoulement (AIEA, 1977).

Ces recherches sont d'un coût souvent modeste et elles permettent en outre de recueillir des renseignements qu'il est parfois impossible d'obtenir par des techniques hydrologiques classiques.

Les principaux isotopes de l'environnement ayant un intérêt du point de vue hydrologique et utilisés dans cette étude sont :

Les isotopes stables : deutérium (hydrogène 2), carbone 13, oxygène 18 et les isotopes radioactifs : tritium (hydrogène 3) et carbone 14.

### **VI.5.1. Echantillonnage, Méthodes analytiques et précision des mesures**

Il est essentiel d'obtenir des échantillons non contaminés qui soient représentatifs de l'eau considérée. Il est donc indispensable de prendre toutes les précautions utiles pour éviter de polluer l'échantillon en particulier pour le dosage des isotopes.

Les données traitées dans ce travail sur l'Oxygène-18, le deutérium, le tritium, le carbone 13 et le carbone 14 correspondent à un échantillonnage dans la plaine de M'Sila. Ces données portent sur les eaux souterraines échantillonnées au niveau des forages qui captent la nappe Mio-Plio-Quaternaire.

Ces analyses isotopiques ont été effectuées dans le laboratoire d'Hydrologie des Isotopes à Turin (Italie) en utilisant un spectromètre de masse Finnigan-Matt 251.

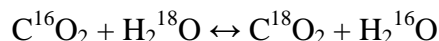
La standardisation est basée sur les matériaux de référence internationaux VSMOW (de l'anglais Vienna Standard Mean Ocean Water) ou l'eau océanique moyenne normalisée de Vienne.

### VI.5.2. Préparation et analyse isotopique de $^{18}\text{O}$ et $^2\text{H}$

Des échantillons homogènes de 50 ml sont prélevés et conservés dans des flacons en PVC, étanches à l'abri de la lumière, et à températures voisines de 4°C.

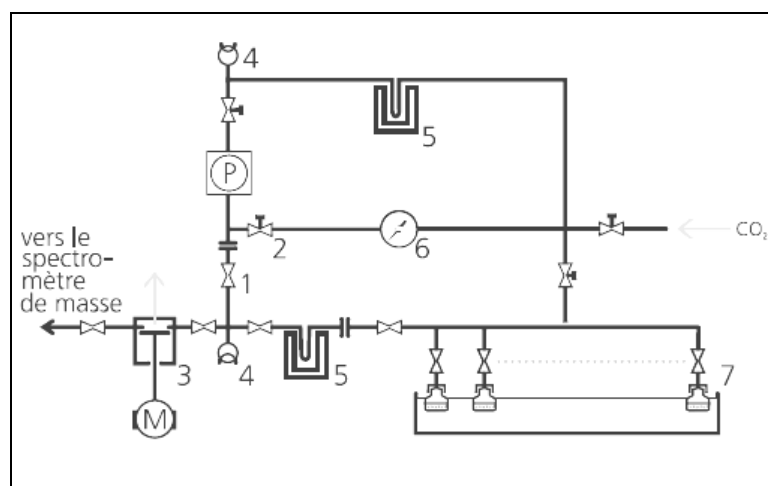
5 ml de  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$  (sec) (~180 mm Hg)

Après 4 heures d'agitations à 25 °C, l'équilibre est atteint entre l'eau de l'échantillon et un  $\text{CO}_2$  industriel de composition isotopique connue dans les conditions opératoires:



Pour l'oxygène-18, comme il est impossible d'introduire directement dans un spectromètre de masse de l'eau liquide, on procède préalablement à un échange isotopique entre l'échantillon à analyser et du gaz carbonique à environ 15°C dont on connaît par ailleurs la composition isotopique (Craig, 1957).

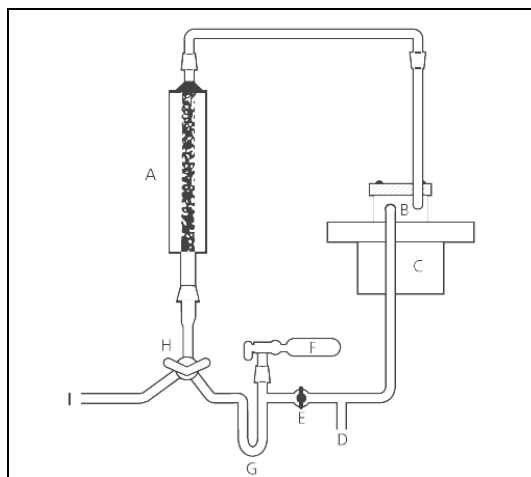
Le principe de la préparation consiste à mettre en présence dans un dispositif d'équilibrage automatisé couplé au spectromètre de masse et analysé en utilisant un flux continu (Fig. VI.1). Connaissant le facteur de fractionnement  $\alpha$  ( $\alpha = 1,0142 \pm 0,0001$ ) de  $^{18}\text{O}$  entre l'eau et le  $\text{CO}_2$ , les moles de  $\text{CO}_2$  et de l'eau, le contenu isotopique de  $\text{CO}_2$  est mesuré avant et après l'équilibre la composition isotopique de ce gaz est modifiée. L'analyse de ce gaz permet de remonter à la composition initiale de l'échantillon et la teneur en  $^{18}\text{O}$  de l'eau est ainsi déduite.



**Fig. VI.1.** Schéma de montage pour la préparation des échantillons d'eau pour l'analyse de l'oxygène-18 par spectrométrie de masse (Moser et Rauert, 1980).

1: Soupape magnétique; 2: Soupape manuelle; 3: Pompe volumétrique actionnée par un moteur; 4: Tube Pirani (mesure indirecte de la pression par la température); 5: Réfrigérant (-80°C); 6: Manomètre; 7: Bain thermostatique contenant une trentaine d'échantillons; P: Pompe.

Pour l'hydrogène, des échantillons ont été mis à réagir à 750°C (Fig. VI.2) avec du métal Cr en utilisant un Finnigan H / dispositif couplé au spectromètre de masse (BRGM, 1996). Les  $\delta^2\text{H}$  obtenus, sont comparés à ceux d'une eau de  $\delta^2\text{H}$  connue. Les erreurs analytiques sont de  $\pm 1,4 \%$  et  $\pm 5,9 \%$  vs VSMOW respectivement pour l' $^{18}\text{O}$  et le  $^2\text{H}$ .



**Fig.VI.2.** Schéma de montage pour la préparation des échantillons d'eau pour l'analyse du deutérium par spectrométrie de masse (D'après Moser & Rauert, 1980).

**A:** Four; **B:** Pompe de circulation; **C:** Agitateur magnétique; **D:** Mesure de la pression; **E:** Vanne; **F:** Echantillon; **G:** Tube en U; **H:** Robinet à trois voies; **I:** Pompe à vide

### VI.5.3. Echantillonnage et mesure de $^3\text{H}$

Environ 250 ml peuvent suffire pour enrichir et mesurer l'activité du tritium. Avant l'analyse, l'eau est mélangée à un cocktail de réactifs commerciaux, appelé INSTAGEI. Le tritium dissous dans l'eau est ensuite mesuré par un comptage  $\beta$  selon deux méthodes décrites par Thatcher et al. (1977). La première est utilisée pour une eau contenant plus de 60 UT. La deuxième méthode d'enrichissement électrolytique, est recommandée pour des teneurs inférieures à 60 UT. L'activité en  $^3\text{H}$  est mesurée par scintillation liquide, et exprimée en unité tritium (UT).

### VI.5.4. Mesure de $^{14}\text{C}$ et $^{13}\text{C}$

La teneur en carbone-13 ( $^{13}\text{C}$ ) est mesurée au spectromètre SIRA-10 avec une marge d'erreur de 0,2 %. Le carbone inorganique dissous des échantillons d'eau de la zone d'étude a été précipité sous forme de carbonate de Baryum ( $\text{BaCO}_3$ ) avant analyse. La quantité d'eau requise pour la mesure du couple  $\delta^{13}\text{C}$  -  $^{14}\text{C}$  est fonction de la quantité minimale de carbone (5 mg) que nécessite la mesure de l'activité en carbone-14 ( $^{14}\text{C}$ ).

La concentration du  $^{14}\text{C}$ , exprimée en pourcentage de carbone moderne (pMC) est déterminée par AMS (Accelerator Mass Spectrometry). La précision sur la mesure de l'activité en  $^{14}\text{C}$  ( $A^{14}\text{C}$ ) dépend du taux de carbone de l'échantillon.

### **Conclusion**

Ce chapitre est une contribution à l'étude hydrogéochimique de la nappe Mio-Plio-Quaternaire du Hodna dans le but de comprendre son mode de fonctionnement. En se basant sur une approche qualitative basée sur des éléments d'outils géochimiques ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{NO}_3^-$ ), combinés à des outils statistiques (Analyses multivariées) et isotopiques ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$ ,  $^{13}\text{C}$  et  $^{14}\text{C}$ ).

La troisième partie de ce travail est consacrée aux investigations et aux résultats obtenus par cette approche.

## TROISIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSION

### CHAPITRE VII: VARIATIONS HYDROGEOLOGIQUES DE L'AQUIFERE

#### Introduction

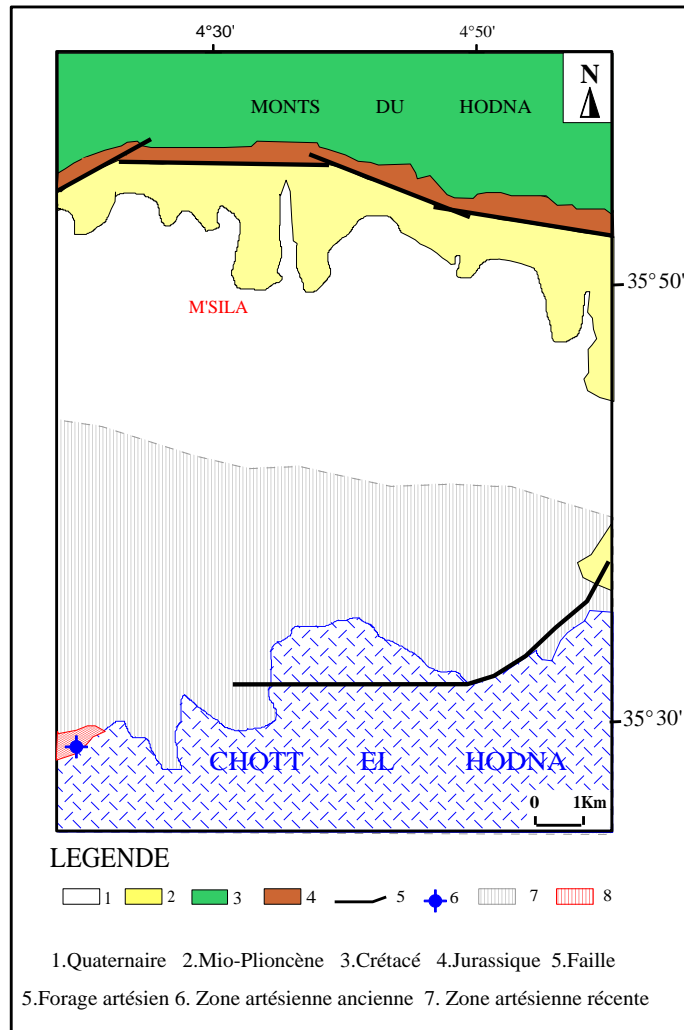
Dans ce chapitre, seront étudiés les principaux paramètres hydrodynamiques de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire de la plaine hodnéenne sur la base des résultats des essais de pompage. Ainsi que, l'étude des états piézométriques en relation avec les rabattements de la nappe.

#### VII. 1. Historique des états piézométriques de la nappe

##### VII.1.1. Aperçu sur l'artésianisme

La plaine alluviale de M'Sila a fait l'objet de diverses campagnes d'inventaires de suivi du niveau statique de la nappe. Mais les seules piézométries synchrones portant sur la nappe Mio-Plio-Quaternaire sont les campagnes que nous menons assez régulièrement en collaboration avec l'annexe de l'ANRH de M'Sila durant la période 2004 à 2012.

L'aquifère a été artésien durant les années soixante dans la partie méridionale de la plaine où sa superficie de jaillissement représente le tiers de la superficie de la plaine (Benabderrahmane, 1988). La limite nord du bassin artésien était fixée approximativement à la cote topographique 430 mètres (Achi, 1970). La figure VII.1, établie par Derekoy pour la FAO en 1973 sur des relevés piézométriques s'étalant de 1859 à 1962, présente un esquisse de l'état de l'artésianisme dans cette période et son devenir actuel, à savoir, une forte diminution du niveau piézométrique avec l'accroissement des forages profonds (100 à 200 m), liés au programme de développement Fond National de Développement Rural Agricole (FNDRA) et le Groupement en Concessions Agricoles (GCA). A cet effet, la zone d'artésianisme se limite uniquement au voisinage immédiat du Chott El Hodna au niveau du Chellal (Fig. VII.1).

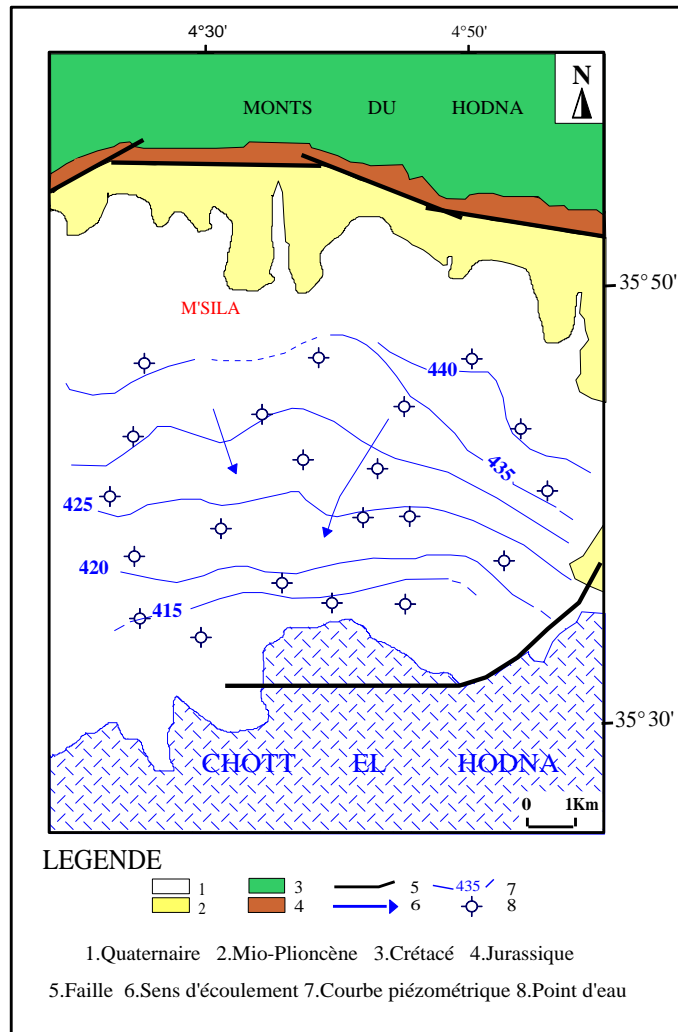


**Fig. VII. 1.** Limites de l'artésianisme pour la période 1859-1962  
(d'après Derekoy, 1973)

### VII. 1.2. Carte piézométrique ancienne (1969)

Les relevés piézométriques effectués du janvier-Février 1969 (Achi, 1970) ont permis d'établir une carte de la surface piézométrique de la nappe Mio-Plio-Quaternaire pour cette période. Elle montre que la nappe est cylindrique et traduit une forme générale allongée Ouest-Est. On observe un sens d'écoulement d'une direction Nord-Sud vers un axe central de même orientation (Fig. VII.2). La partie nord de la plaine représentée par les massifs carbonatés joue le rôle d'une aire d'alimentation, par contre le lac salé est considéré comme une zone de drainage naturelle. Le gradient hydraulique moyen est de l'ordre de 0,5%.

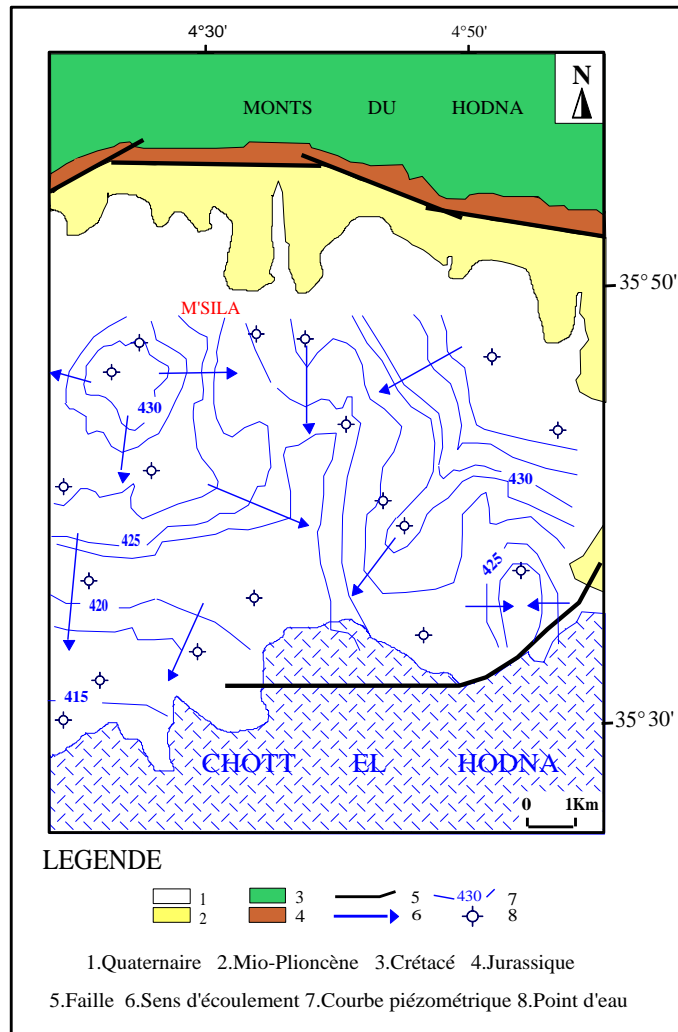
Les valeurs de la transmissivité sont de l'ordre de  $2 \cdot 10^{-2}$  et  $4,3 \cdot 10^{-3}$   $m^2/s$ , un coefficient d'emmagasinement est de  $3 \cdot 10^{-2}$  à  $2 \cdot 10^{-3}$  et un rayon d'action de 4000 m (Achi, 1970).



**Fig. VII. 2.** Carte piézométrique de 1969 sur la plaine hodnéenne  
(d'après Achi, 1970)

### VII. 1.3. Carte piézométrique ancienne (1988)

Une carte piézométrique approximative est établie par Benabderrahmane en 1988 à partir des niveaux piézométriques mesurés pendant l'implantation des forages (Fig. VII.3). On observe l'existence de deux zones où l'écoulement présente une particularité. Par ailleurs, les directions sont Nord-Sud à l'est de la plaine et NE-SO à l'ouest, avec une convergence de ces derniers vers le Chott. La première zone est marquée par une divergence des filets liquides à cause des apports à travers le toit semi-perméable à l'aquifère ci-dessous. Par contre, la deuxième zone présente une dépression, conséquence d'une forte exploitation de la nappe à cet endroit. Le gradient hydraulique est compris entre  $5.10^{-3}$  et  $7.10^{-3}$ . Les valeurs de la transmissivité ont été évaluées à partir des mesures du niveau de la nappe varient de  $2.10^{-3}$  à  $4.10^{-3}$  m<sup>2</sup>/s, un coefficient d'emmagasinement de l'ordre de  $4,4.10^{-4}$  et un rayon d'action de 4000 m (Benabderrahmane, 1988).

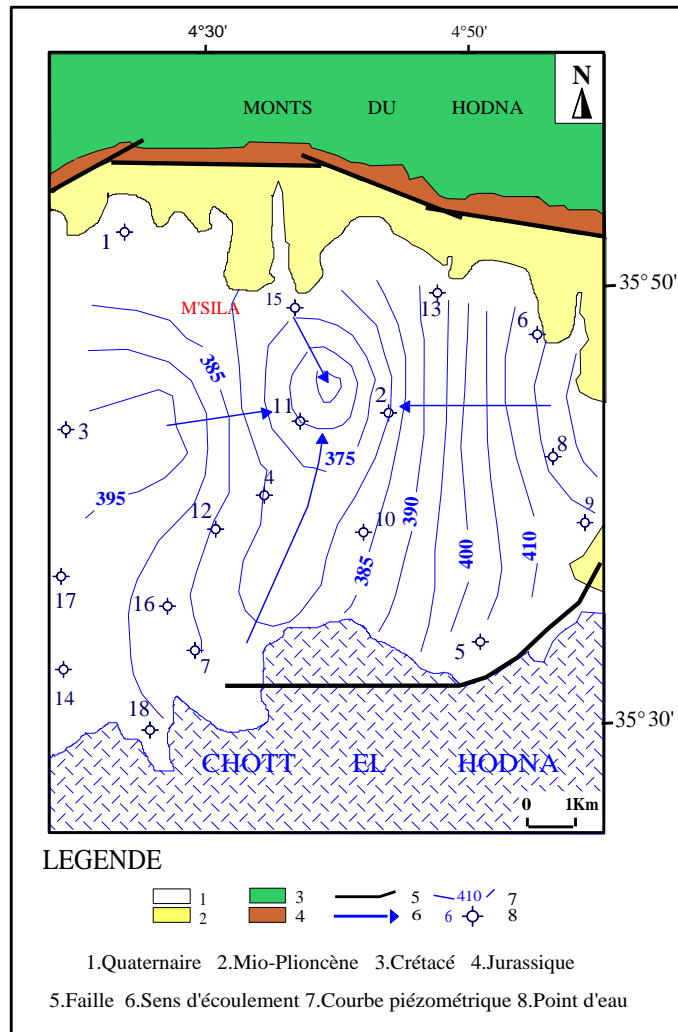


**Fig. VII.3.** Carte piézométrique de 1988 sur la plaine hodnéenne  
(Benabderrahmane, 1988)

#### VII. 1.4. Carte piézométrique récente (2008)

D'après la carte piézométrique qui a été établie durant l'année 2008, la nappe présente des divers sens d'écoulements : Nord-Sud, Est-Ouest, Sud-Nord et Ouest-Est ; c'est-à-dire une convergence de ces derniers vers la partie centrale de la plaine (Fig. VII.4). Cette structure est la conséquence d'un pompage intensif des forages des agriculteurs. Au centre de la plaine les isopièzes sont très espacées ce qui donne un gradient hydraulique très faible. A l'Est, on constate que le gradient hydraulique est relativement élevé et les isopièzes sont plus serrées. Le gradient hydraulique a été évalué à  $2,1.10^3$  et  $1,3.10^3$ .

Les essais de pompages effectués au niveau de l'aquifère alluviale donnent des valeurs de transmissivité de  $1,1.10^4$  m<sup>2</sup>/s.

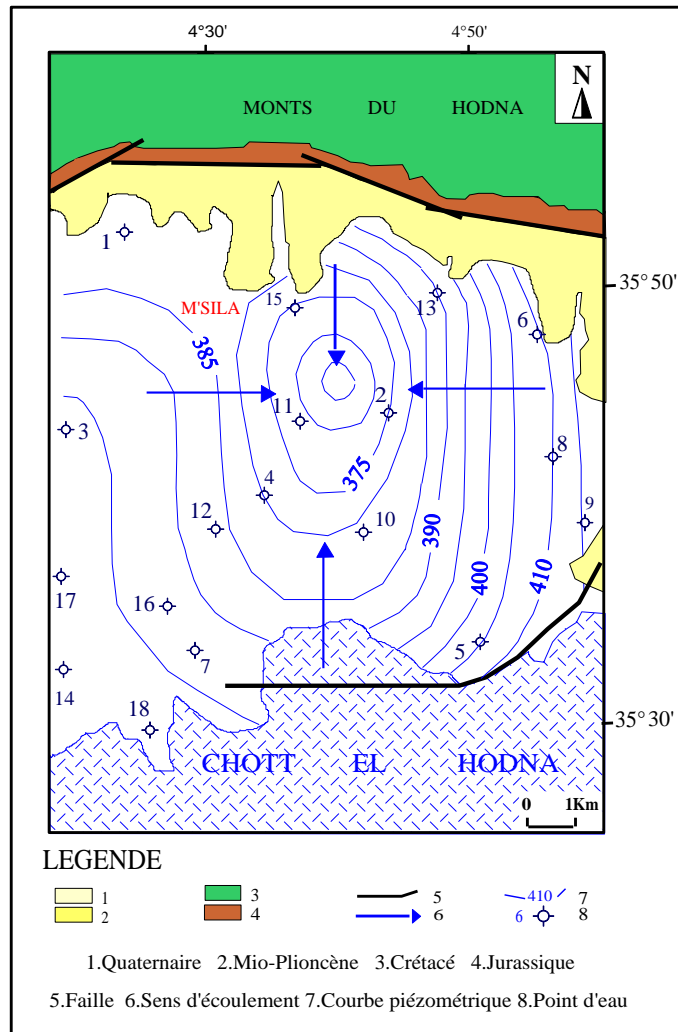


**Fig. VII.4.** Carte piézométrique de la nappe Mio-Plio-Quaternaire de secteur d'étude (Amroune, 2008)

### VII. 1.5. Carte piézométrique récente (2012)

Les mesures piézométriques effectuées au niveau de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire pendant la période de basses eaux de 2012 ont montré un niveau piézométrique élevé dans le Nord et qui diminue régulièrement vers le Sud, ce qui confirme l'importance de ces collines dans la recharge des aquifères peu profonds, en particulier celui du Mio-Plio-Quaternaire. En général, les directions d'écoulement des eaux souterraines convergent vers le centre de la plaine (Fig. VII.5).

Le gradient hydraulique a été évalué à  $10^{-3}$  pour l'ensemble de la plaine. Cette tendance a été possible grâce à l'abaissement des eaux souterraines. Pendant les années pluvieuses, le Chott El Hodna constitue une zone de décharge. Par contre, dans les périodes sèches, et avec l'augmentation des puits d'exploitation, on a enregistré un abaissement généralisé du niveau de la nappe.

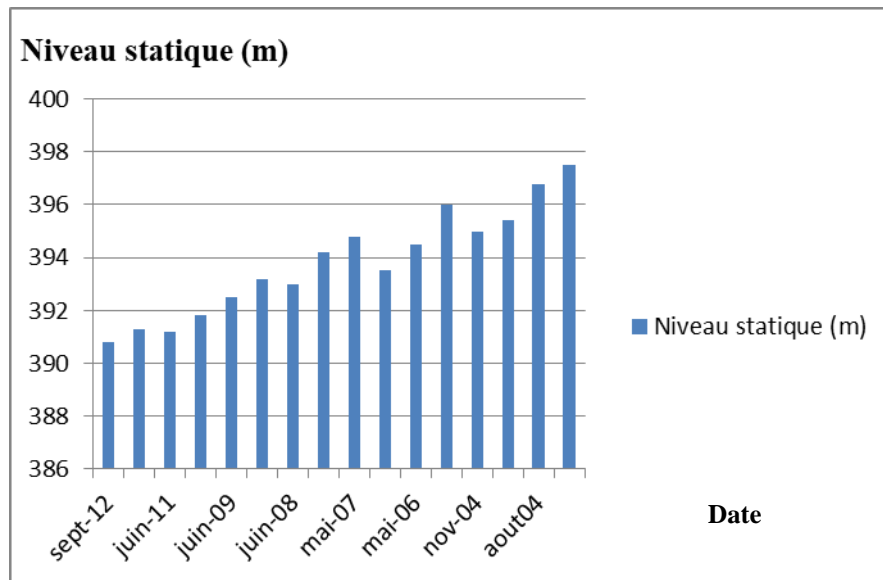


**Fig. VII.5.** Carte piézométrique de la nappe Mio-Plio-Quaternaire de secteur d'étude (Amroune, 2012)

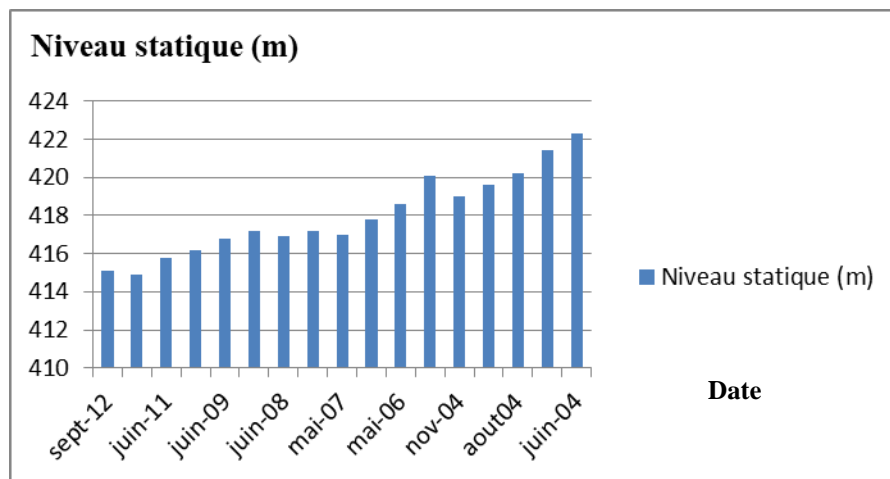
Cette situation a entraîné un déséquilibre dans le système hydrogéologique et a provoqué une inversion du flux. Ceci est actuellement observé dans d'autres régions similaires comme cela a été démontré dans des études antérieures (Boudoukha et al. 2006).

#### VII.1.6. Evolution du niveau piézométrique de la nappe

L'évolution temporelle du niveau piézométrique de la nappe (période 2004-2012), a été étudiée au niveau de deux piézomètres, il s'agit des forages F13 au Nord-Est (Fig. VII.5 et Fig. VII.6) et F8 à l'est (Fig. VII.5 et Fig. VII.7). Les forages d'observation montrent une chute plus ou moins régulière du niveau piézométrique. Ceci est en relation avec la multiplication du nombre d'ouvrages d'exploitation après l'année 2005 (qui correspond bien à ce que l'on a observé sur le terrain quant à l'évolution récente dans la région) période où un grand nombre de forages attribués dans le cadre de la FNDRA sont rentrés en fonctionnement.



**Fig. VII.6.** Evolution du niveau statique dans le forage F13



**Fig. VII.7.** Evolution du niveau statique dans le forage F8

## VII.2. Paramètres hydrodynamiques

L'évaluation des paramètres hydrodynamiques tels que la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement de l'aquifère considéré a été faite à partir des essais de pompage sur des forages qui captent l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire. Elle a montrée des valeurs des transmissivités moyennes à élevées qui varient de  $4 \cdot 10^{-4}$  à  $10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  (Fig. VII.8 et Fig. VII.9a et Fig. VII.9b). Les variations locales sont également importantes, à l'exemple du Sud-Ouest de M'Sila (de  $2 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$ ) (Amroune, 2008). Les coefficients d'emmagasinement varient de  $5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$  (zone sud) à  $4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$  (en zone nord), ce qui confirme l'état de la nappe captive (Benabderrahmane, 1988). Les rayons d'action varient de 2000 à 4250 m (Grine, 2009).

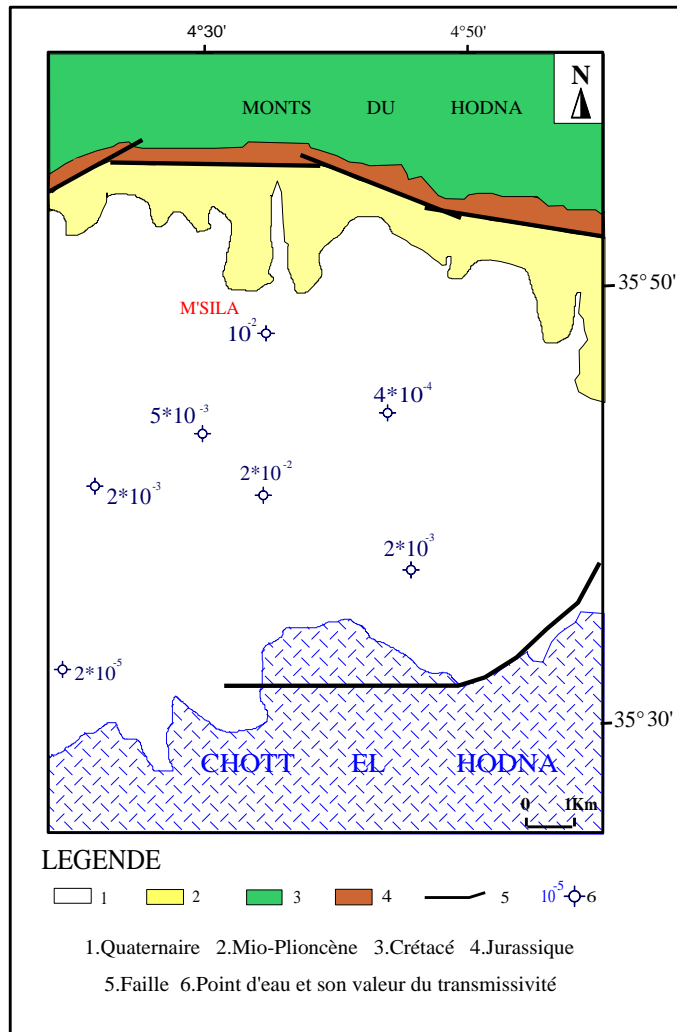


Fig. VII.8. Carte des transmissivités à travers la plaine hodnéenne

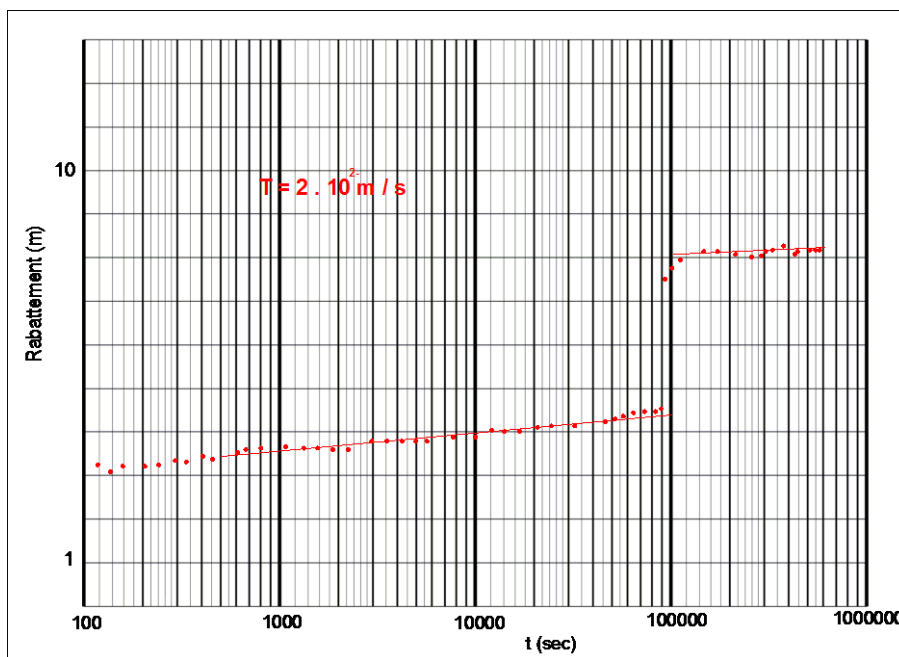


Fig. VII. 9a. Courbe de descente (Forage F4)

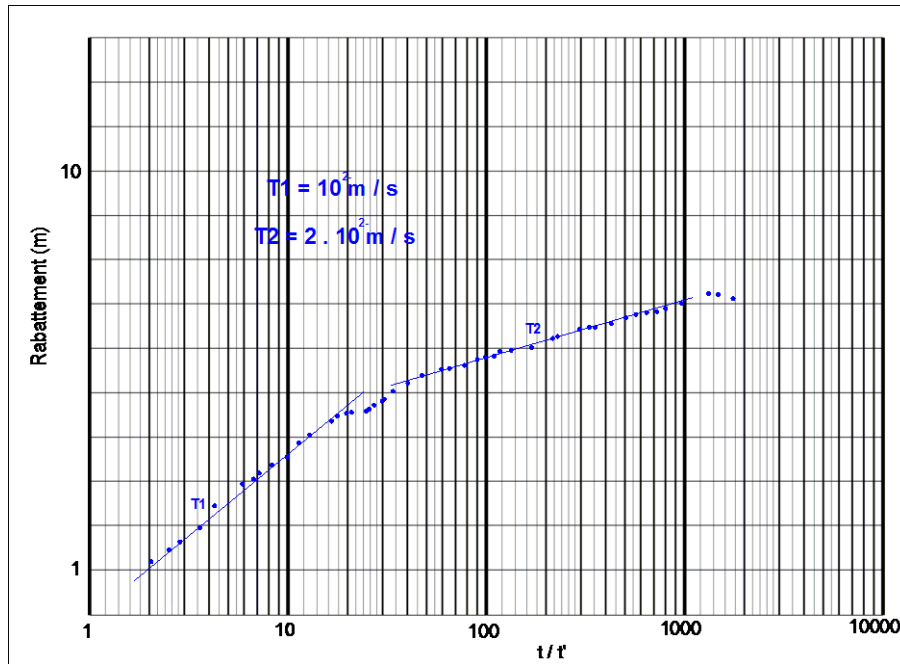


Fig. VII. 9b. Courbe de remontée (Forage F4).

### VII.3. Bilan hydrogéologique du Hodna

Les résultats de l'étude établie par IFES (2008) montrent que le débit prélevé par forages (167 Millions  $m^3$ /an ou  $5,3 m^3/s$ ) soit 65% de l'ensemble des recharges et apports du système aquifère qui totalisent 257 Millions  $m^3$ /an, soit  $8,17 m^3/s$ .

Par ailleurs, 11,5 mm/an de la lame d'eau infiltrée à travers les versants Nord de la région, est susceptible d'atteindre la nappe des alluvions.

Cependant, l'évolution historique des niveaux piézométriques de la nappe mio-plio-quadernaire, révèle que les rabattements continuent de progresser à l'échelle spatio-temporelle avec l'accroissement de la demande en eau des secteurs d'hydraulique, d'agriculture et de l'industrie.

## Conclusion

Les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe mio-plio-quadernaire de la plaine du Hodna, issues des essais de pompage sont : la valeur de la transmissivité varie entre  $4.10^{-4}$  et  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s. Le coefficient d'emmagasinement varie de  $5.10^{-4}$  au Sud (au voisinage du Chott) à  $4.10^{-2}$  au nord. Par ailleurs, le rayon d'action de pompage vaut de 2000 à 4250 m et un gradient hydraulique de l'ordre de  $3.10^{-3}$  sur l'ensemble de la région.

L'analyse de l'historique des états piézométriques durant la période 1969-2012 révèle que les niveaux piézométriques ont régressés considérablement, en particulier entre Juin 2004 et Septembre 2012 où le niveau statique a diminué brusquement de 07 mètres.

Cela est due à la surexploitation des eaux de la nappe à des fins agricoles associé à la variabilité climatique qui a touchée la région (diminution du régime pluviométrique et par conséquence insuffisance d'apports d'eau pour alimenter la nappe).

## CHAPITRE VIII: CARACTERISTIQUES HYDROCHIMIQUES DES EAUX SOUTERRAINES

### Introduction

Les échantillons prélevés des eaux de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire (soit 18) ont été analysés durant le mois de septembre 2012 (physiques, les ions majeurs et les isotopes stables et radioactifs).

D'une part, nous présenterons les principaux mécanismes géochimiques et isotopiques impliqués dans l'évolution spatio-temporelle de la qualité de l'eau de la nappe étudiée. Ainsi, des statistiques des paramètres seront déterminées.

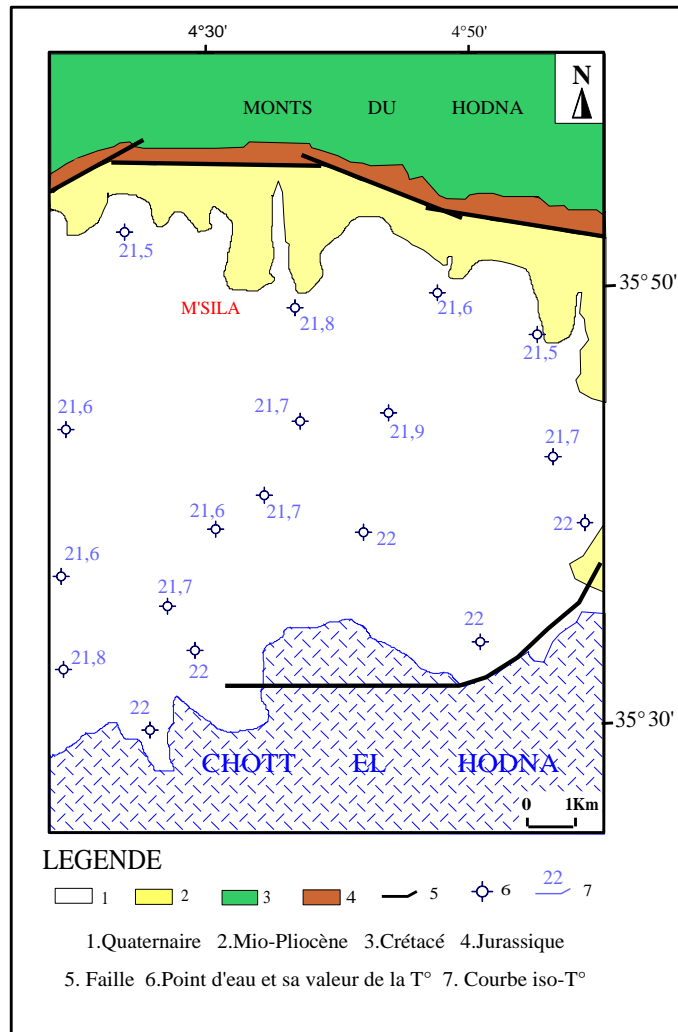
D'autre part, nous décrirons l'origine de la recharge de l'aquifère et la répartition spatiale des éléments en relation avec les mécanismes déjà cités précédemment.

### VIII.1. Les principaux paramètres physico-chimiques

#### VIII.1.1. La température de l'eau

La température de l'eau est un paramètre d'une grande utilité pour les études hydrogéologiques. Elle est indispensable pour la détermination des équilibres chimiques entre les diverses espèces en présence. La concentration de certains éléments dissous ou les rapports des concentrations d'éléments entre eux, sont l'image de conditions d'équilibre qui sont, elles même, fonction de la température atteinte par l'eau souterraine. On peut en déduire des informations sur la profondeur de l'écoulement souterrain, le temps de résidence de l'eau dans l'aquifère (Les eaux souterraines sont influencées par les propriétés thermiques de la roche), ainsi que son origine (Chabour, 2006).

La température des eaux de la nappe Mio-Plio-Quaternaire, est assez élevée (21,5 et 22°C) mais elle demeure constante dans le temps et dans l'espace (Tableau VIII.1 et Fig.VIII.1). Ces valeurs élevées sont en relation avec l'origine des entrées à partir des versants au moyen de failles profondes encore actives (tectonique récente) sous les alluvions.



**Fig. VIII.1.** Variabilité spatiale de la température des eaux souterraines dans la zone d'étude (Septembre 2012).

### VIII.1.2. Le pH de l'eau

Le pH de l'eau est défini selon sa concentration en ions  $H^+$  contenus dans la solution. Il exprime l'alcalinité ou l'acidité du milieu ; c'est également un élément important qui renseigne sur le caractère agressif ou incrustant de l'eau. Le pH des eaux naturelles est généralement varié de 7,2 à 7,6 (Rodier, 2009). La nature des terrains traversés par les eaux est la cause naturelle, provoquant des variations importantes du pH (Nouayti, 2015).

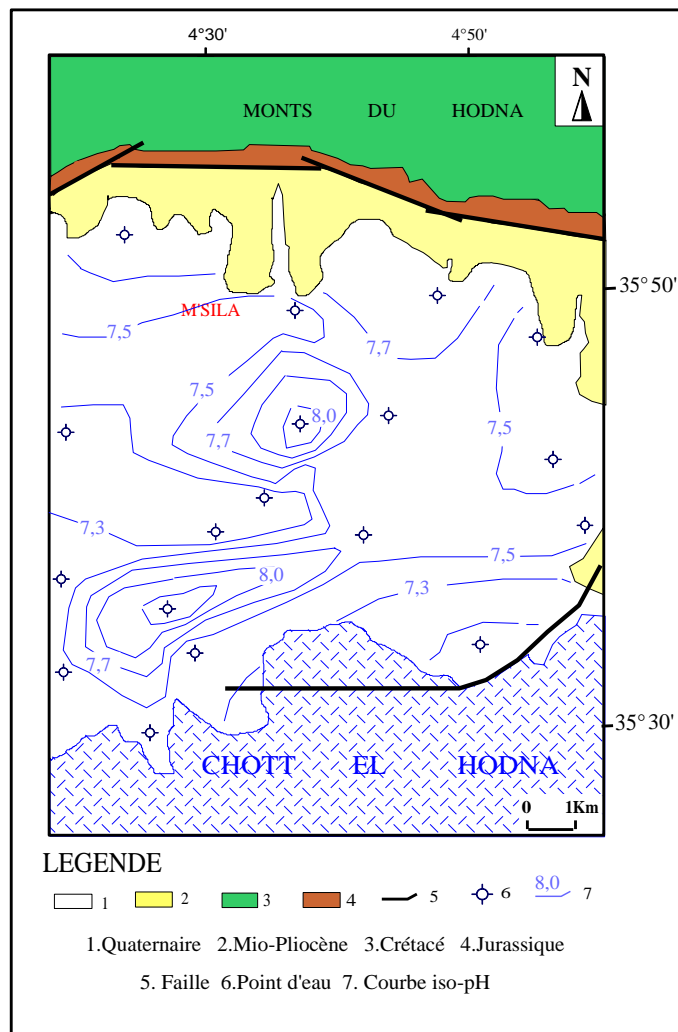
Le pH de l'eau souterraine s'inscrit dans l'intervalle de 7,01 à 8,23, avec une valeur moyenne de  $7,5 \pm 0,3$  (Fig. VII.2 et Tab.VII.1). Ces valeurs sont caractéristiques d'un aquifère peu profond dans les zones arides (Benabderrahmane, 1988). Il est connu que les processus de calcite et de dolomite tampon sont dominants pour la plage de pH de 6,5 à 7,5 (Geller et al. 2000).

En outre, les formations lithologiques contiennent des calcaires, un environnement où plusieurs réactions redox peuvent se produire, induisant la dissolution des carbonates. En général, l'eau souterraine est légèrement alcaline, mais la qualité se trouve dans la limite de la norme algérienne de l'eau potable.

L'augmentation générale du pH dans un terrain sédimentaire est liée à l'altération du feldspath plagioclase dans les sédiments. Ceci est aidé par le dioxyde de carbone atmosphérique dissous, ce qui entraîne la libération du sodium et du calcium, ce qui augmente progressivement le pH et l'alcalinité de l'eau souterraine.

Pour les 18 échantillons d'eau souterraine analysés, 61% des mesures de pH se trouvent dans cette gamme (Tab. VIII.1) et (Fig. VIII.2).

La carte de répartition du pH (Fig. VIII.2) montre une augmentation des concentrations du Nord vers le Sud. Elle est due au teneur élevée en anhydride carbonique.



**Fig. VIII.2.** Variabilité spatiale du pH des eaux souterraines dans la zone d'étude (Septembre 2012).

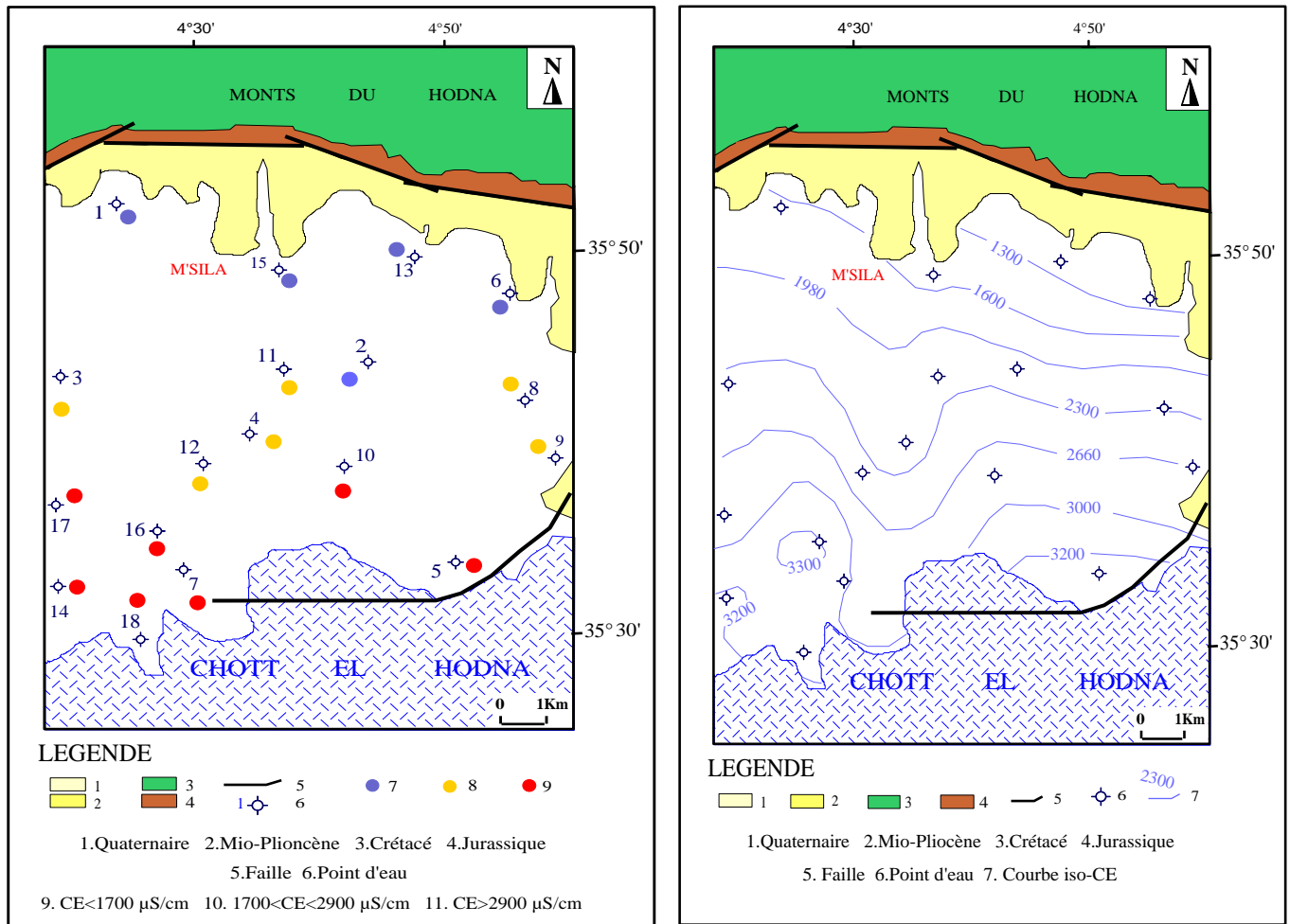
### VIII.1.3. La conductivité électrique (CE)

La conductivité électrique d'une eau caractérise sa faculté de laisser passer le courant électrique, elle augmente avec la concentration des ions en solution et de la température. Elle correspond à la conductance d'une colonne d'eau comprise entre deux électrodes métalliques de 1 cm<sup>2</sup> de surface, et séparé l'une de l'autre de 1 cm, exprimées en  $\mu\text{S} / \text{cm}$ . Généralement les valeurs sont ramenées à 25° C (Rodier, 2009). La conductivité ou son inverse la résistivité permet donc une estimation de la minéralisation des eaux.

La salinité, représentée par la CE, augmente du centre de la plaine au Chott El Hodna; Il passe de 1025  $\mu\text{S} / \text{cm}$  à 3300  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Tab. VIII.1). Ceci est le résultat de l'inversion du flux du lac salé vers la plaine, en raison du prélèvement par le pompage. Ce phénomène a été observé dans d'autres régions du pays, comme le soulignent plusieurs auteurs (Boudoukha, 1988 ; Khammoudj, 2009 ; Demdoun, 2010).

Des valeurs faibles (CE <1700  $\mu\text{S} / \text{cm}$ ) ont été enregistrées pour les échantillons d'eau le long du piedmont du nord et représentent 22% des cas. Elles correspondent à la zone de recharge (Fig. VIII.3).

Le deuxième groupe d'échantillons montre une salinité variant entre 1700 et 2900  $\mu\text{S}/\text{cm}$  et constitue 45% des cas. Elle caractérise certains échantillons prélevés dans la plaine centrale. Il s'agit d'un terme de passage entre les groupes extrêmes.



**Fig. VIII.3.** Variabilité spatiale de la conductivité électrique des eaux souterraines dans la région du Hodna (Septembre 2012).

Le troisième groupe a une salinité supérieure à cette limite et constitue 33% des cas. Ils sont concentrés près du Chott El Hodna. Les principales raisons sont l'intrusion de solides résiduels dans l'aquifère et le mouvement de l'eau à travers des sédiments contenant des matières minérales solubles supérieures.

**Tab. VIII.1.** Statistiques élémentaires des paramètres physiques.

	T (°C)	pH	CE ( $\mu\text{S} / \text{cm}$ )	TDS (mg/l)
Min	21,5	7,01	1025	810
Moy	21,7	7,50	2401,4	1895
Max	22	8,23	3300	2670
$\sigma$	1,2	0,30	680,7	541,3
Cv	0,05	0,04	0,28	0,28

Min: valeur minimale; Moy: valeur moyenne; Max: valeur maximale;  $\sigma$ : écart type; Cv: Coefficient de variation.

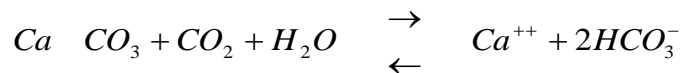
### VIII.1.4. Etude analytique et cartographie des éléments chimiques majeurs

L'établissement des cartes des principaux éléments chimiques nous permet d'apprécier la répartition des concentrations et d'expliquer leur origine. Pour cela nous avons dressé des cartes d'iso-teneurs en  $Ca^{++}$ ,  $Mg^{++}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $SO_4^{--}$ ,  $Cl^-$  et  $HCO_3^-$  et  $NO_3^-$ .

#### VIII.1.4.1. Les cations

##### VIII.1.4.1.1. Le calcium $Ca^{2+}$

Cet élément est fréquent dans les roches sédimentaires, il provient essentiellement de la dissolution des roches carbonatées suite à la présence du gaz carbonique. Le calcium peut provenir également des formations gypsifères ( $Ca SO_4, 2H_2O$ ), qui sont facilement solubles selon l'équation suivante :

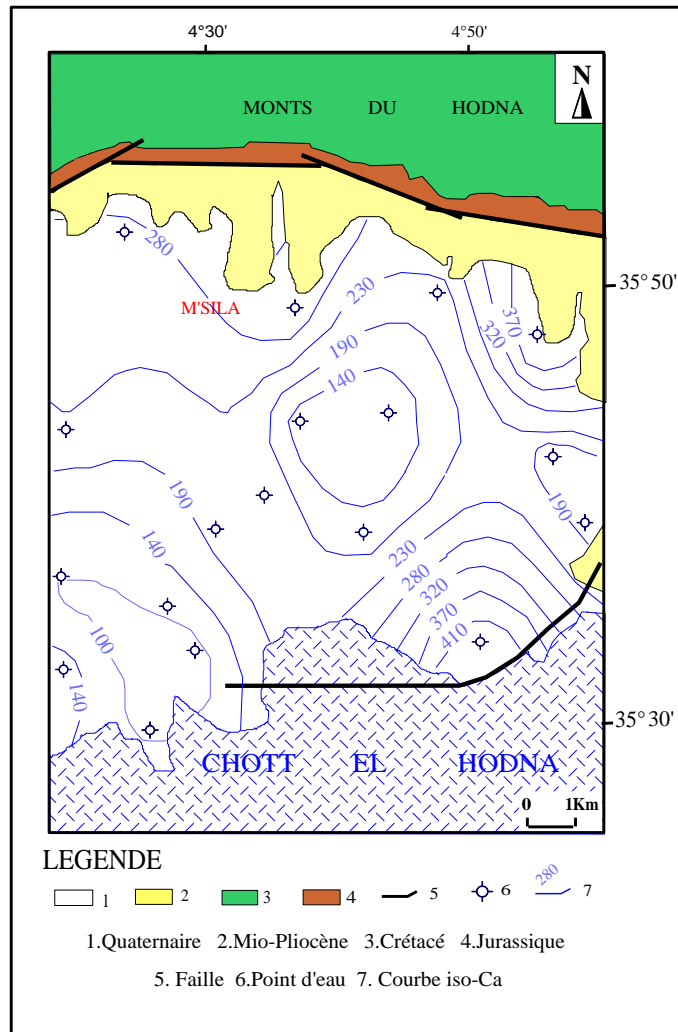


Le calcium des eaux de l'aquifère du Mio-Plio-Quaternaire varie de 99 mg/ l à 452 mg / l, avec une valeur moyenne de  $204,4 \pm 101,9$  mg/ l. (Tab. VIII.2).

L'examen de la carte de répartition du calcium au niveau de la zone d'étude (Fig. VIII.4) montre que les fortes concentrations se situent dans la zone Nord et Sud Est de la plaine ( $> 200$  mg/l), tandis que la zone centrale et la zone Sud Ouest sont caractérisées par des teneurs inférieures à 140 mg/l.

L'apport du calcium est assuré au Nord par les entrées au niveau des massifs carbonatés qui donnent des teneurs élevées.

Cependant il est en liaison avec la dissolution du gypse par l'intermédiaire de la faille transversale (Est-ouest) (Fig. VIII.4). Cette faille affectant jusqu'aux niveaux jurassiques, serait à l'origine d'une remontée de Trias gypseux (Voir Fig. IV.9).



**Fig. VIII.4.** Variabilité spatiale des teneurs en calcium des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012).

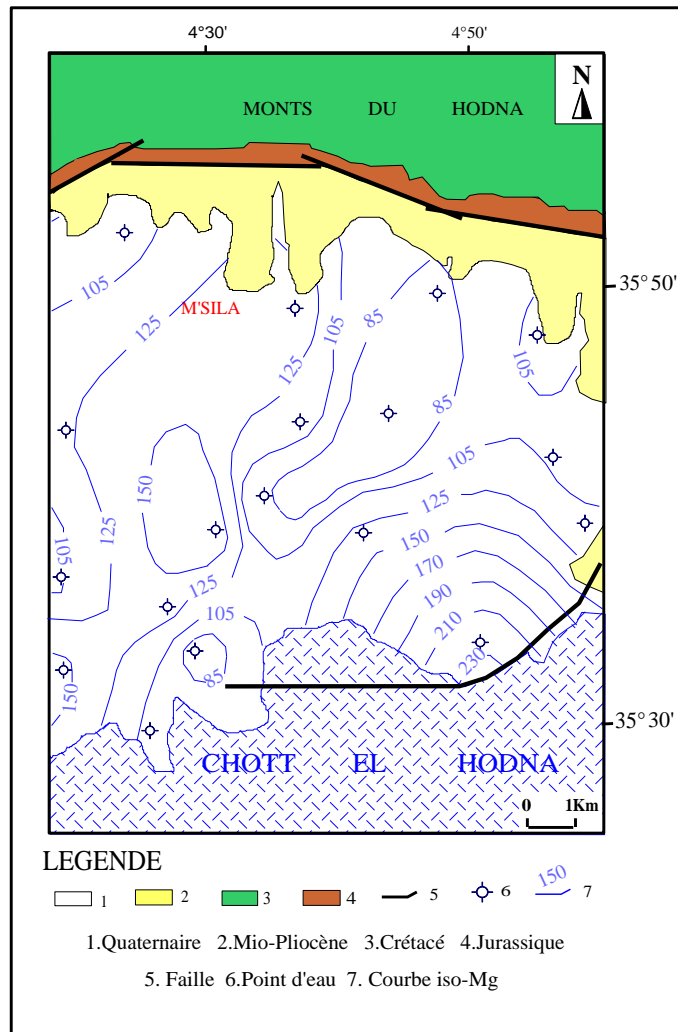
#### VIII.1.4.1.2. Le magnésium $Mg^{2+}$

C'est un élément qui accompagne souvent le calcium, et provient de la dissolution des dolomies, des calcaires dolomitiques et des minéraux ferromagnésiens.

Dans les points d'eau analysés, les teneurs en magnésium varient de 68 mg/l à 228 mg/l, avec une valeur moyenne de  $119,1 \pm 36,3$  mg/l (Tab.VII.2).

La carte du magnésium (Fig. VIII.5), montre que les valeurs élevées s'observent au Sud-Ouest de M'Sila ( $> 150$  mg/l) alors que les valeurs du secteur centrale sont inférieures à 125 mg/l.

Le magnésium provient en partie du flanc Sud des monts du Hodna à partir des calcaires dolomitiques du Barrémien et de l'Aptien.



**Fig. VIII.5.** Variabilité spatiale des teneurs en magnésium des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012).

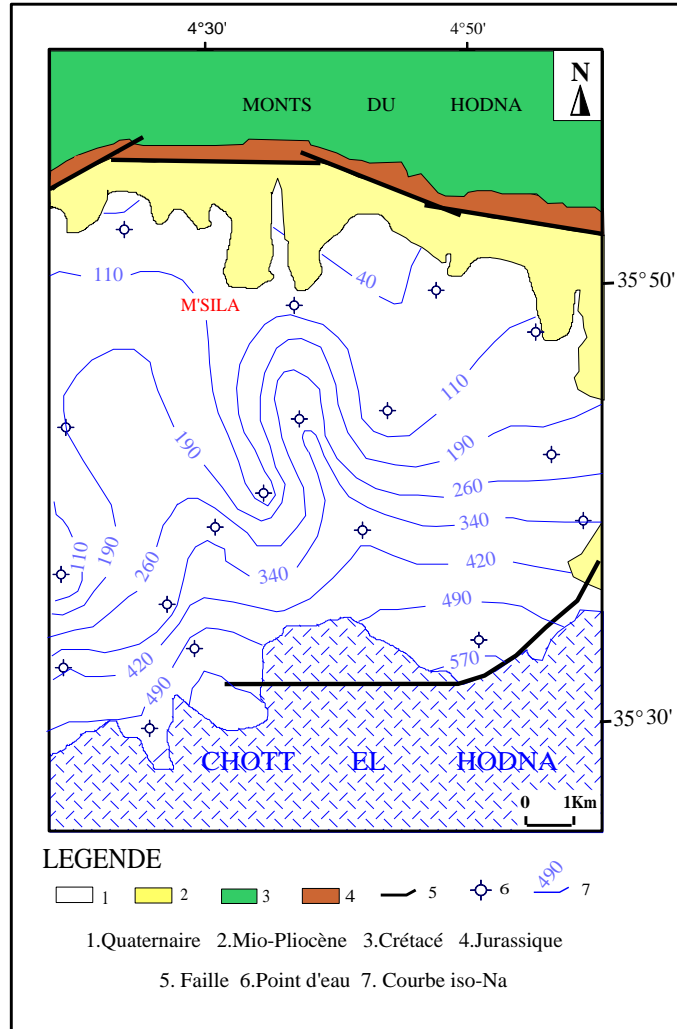
#### VIII.1.4.1.3. Le sodium $\text{Na}^+$

C'est un élément parmi les éléments le plus abondant à l'état naturel, il est toujours présent dans l'eau en proportion très variable. Le sodium joue un rôle important en agriculture, pour l'irrigation à cause du fait de son action sur la perméabilité des sols (Belkhiri, 2011).

En outre, le sodium peut provenir de plusieurs origines : la décomposition de sels minéraux comme les silicates de sodium et d'aluminium, et de l'intrusion marine d'eaux salées dans les nappes aquifères, ou d'origine industriels...etc. (Belghiti et al, 2013).

Le sodium dans les eaux de la plaine de M'Sila varie d'un minimum de 46 mg/l à un maximum de 554 mg/l, avec une valeur moyenne de  $235,7 \pm 163,2$  mg / l (Tab.VIII.2).

La carte de répartition de cet élément montre une augmentation des concentrations du Nord vers le Sud (Fig.VIII.6). Cette élévation est due à la présence des argiles gypseux, des évaporites et l'effet du Chott El Hodna par l'intrusion des eaux salées vers les eaux de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire.



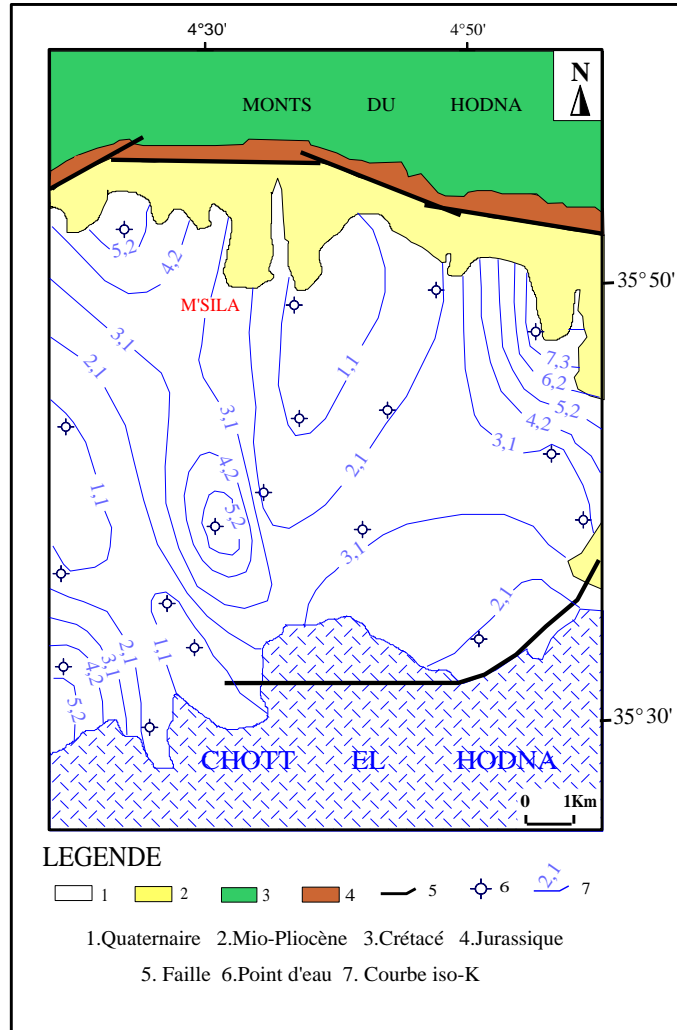
**Fig. VIII.6.** Variabilité spatiale des teneurs en sodium des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012).

#### VIII.1.4.1.4. Le potassium $K^+$

Le potassium est généralement l'élément le moins abondant dans les eaux après le sodium, le calcium et le magnésium. Le sodium est rarement présent dans l'eau à des teneurs supérieures à 20 mg/l et il ne représente aucun inconvénient particulier.

Les concentrations de  $K^+$  dans les points d'eau contrôlés varient de 1 mg/l à 8 mg/l, avec une valeur moyenne de  $2,7 \pm 2$  mg/l (Tab.VIII.2).

Les plus fortes concentrations se trouvent au niveau des terrains à forte activité agricole où l'utilisation des engrais chimiques est élevée (Fig.VIII.7).



**Fig. VIII.7.** Variabilité spatiale des teneurs en potassium des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012).

**Tab. VIII.2.** Synthèse des statistiques descriptives des cations

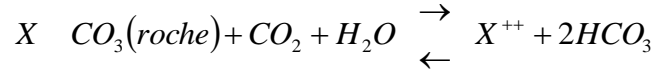
	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	Na <sup>+</sup> (mg/l)	K <sup>+</sup> (mg/l)
Min	99	68	46	1
Moy	204,4	119,1	235,7	2,7
Max	452	228	554	8,0
σ	101,9	36,3	163,2	2,0
Cv	0,5	0,30	0,69	0,74

Min: valeur minimale; Moy: valeur moyenne; Max: valeur maximale; σ: écart type; Cv: Coefficient de variation.

VIII.1.4.2. Les anions

VIII.1.4.2.1. Les bicarbonates  $\text{HCO}_3^-$

Les bicarbonates résultent de l'équilibre physico-chimique entre la roche, l'eau et le gaz carbonique selon l'équation générale suivante :



Où : l'élément (X) peut être le  $(\text{Ca}^{++})$ , ou le  $(\text{Mg}^{++})$  (Beaudry et Henry, 1984).

Les teneurs en bicarbonates dans la plaine de M'Sila varient de 210 mg/l à 668 mg/l, avec une valeur moyenne de  $358,4 \pm 143$  mg/l (Tab.VIII.3).

D'après la figure VIII.8, les fortes teneurs se localisent dans la partie Nord, alors que les faibles teneurs se trouvent à l'opposé, dans la zone Sud. Les bicarbonates proviennent en partie des monts du Hodna (calcaires à silex du jurassique, calcaires noduleux de crétacé).

Une fois les eaux sont dans la nappe, les vitesses d'écoulements sont faibles, les eaux se mélanges avec l'ensemble des réserves de l'aquifère et se diluent dans ces réserves.

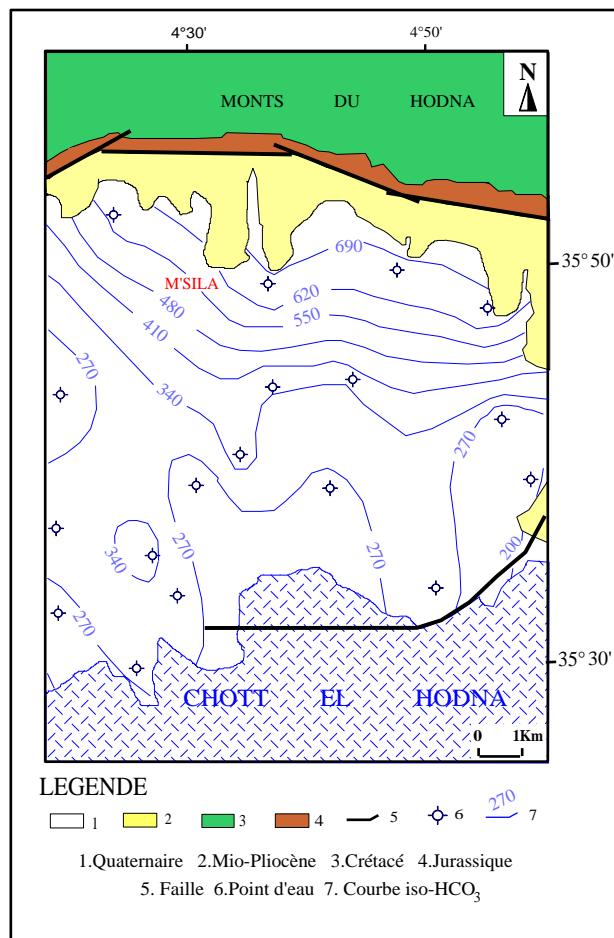


Fig. VIII.8. Variabilité spatiale des teneurs en bicarbonates des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012).

VIII.1.4.2.2. Les sulfates  $SO_4^{2-}$

Ils sont présents dans les eaux naturelles à des profondeurs très variables. Ils peuvent provenir de la dissolution du gypse. Ce dernier peut être triasique, comme il peut être associé à des formations plus récentes comme les argiles du Mio-Plio-Quaternaire. Ils proviennent également par la dissolution des minéraux sulfurés d'une manière générale comme la pyrite (Stoumm et Morgan, 1970) ou l'oxydation des sulfures d'hydrogène et des oxydes de soufre émis dans l'atmosphère (Stoumm et Morgan, 1970).

Les sulfates prennent une part importante à la minéralisation de la nappe, les concentrations varient de 248 mg/l à 1207 mg/l, avec une valeur moyenne de  $696,6 \pm 293,4$  mg/l (Tab.VIII.3).

D'après la carte de répartition de cet élément, la zone sud de la région est caractérisée par des fortes teneurs en  $SO_4^{2-}$  (>800 mg/l) (Fig.VIII.9). Les températures des eaux ainsi que les teneurs en sulfates sont des preuves de leurs traversées dans des failles encore actives avec remontée des gypses du Trias (Voir Fig. IV.9).

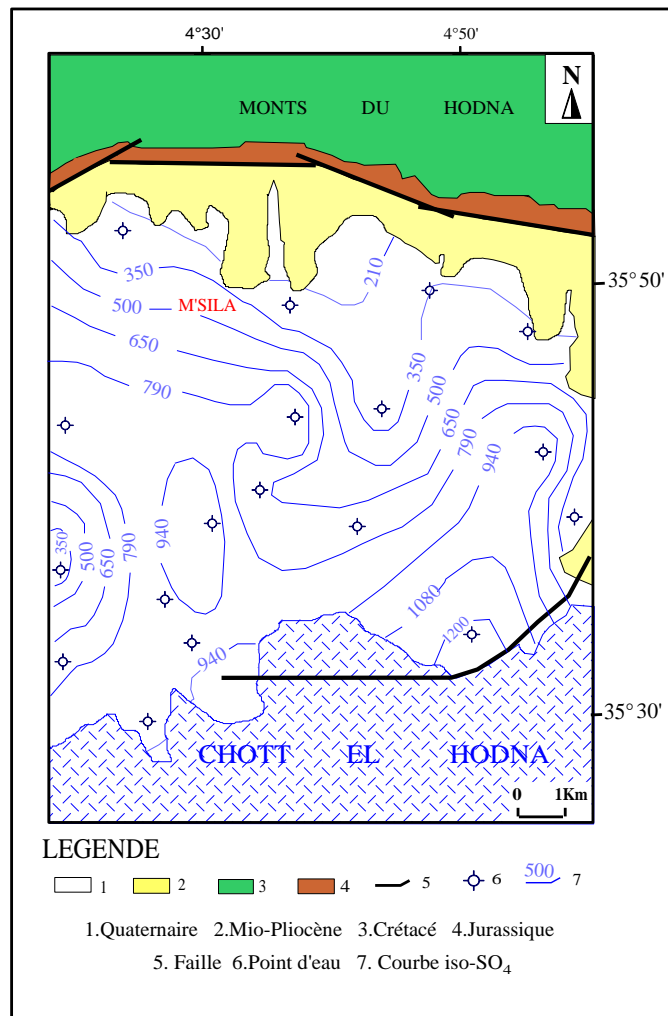


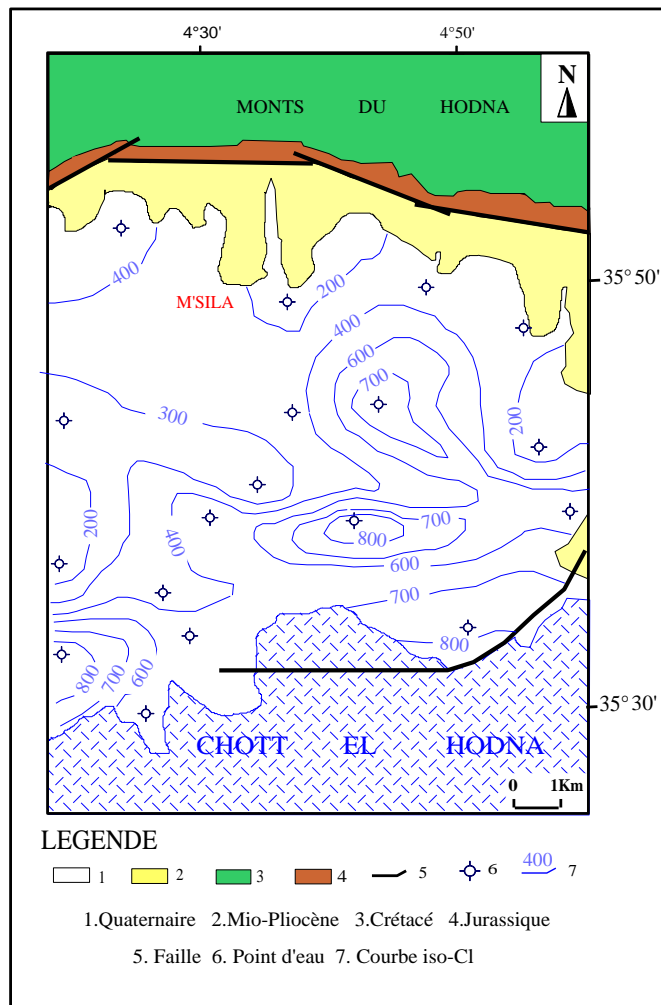
Fig. VIII.9. Variabilité spatiale des teneurs en sulfates des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012).

**VIII.1.4.2.3. Les chlorures Cl<sup>-</sup>**

Les chlorures peuvent avoir une origine multiple. Ainsi, ils peuvent provenir d'une intrusion d'eau marine, ou suite à une contamination par les eaux usées. Ils peuvent provenir également de la dissolution des sels par lessivage des terrains salifères. La dissolution de ces sels étant très facile d'où leurs présences en fortes concentrations dans les eaux ayant traversées les formations argilo sableuses ou argileuses (Beaudry et Henry, 1984). Les chlorures donnent un goût désagréable et posent le problème de corrosion des canalisations et des réservoirs à partir de 50 mg/l (norme de l'O.M.S).

La teneur moyenne en chlorures est de  $366,7 \pm 230,4$  mg/l (minimum = 75 mg/l, maximum = 845 mg/l) (Tab.VIII.3).

La carte de la variabilité spatiale des teneurs en chlorures montre que les faibles teneurs (< 500 mg/l) se trouvent au Nord et à l'Est de la plaine, alors que les fortes teneurs sont localisées au Sud et au centre (Fig.VIII.10).



**Fig. VIII.10.** Variabilité spatiale des teneurs en chlorures des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012).

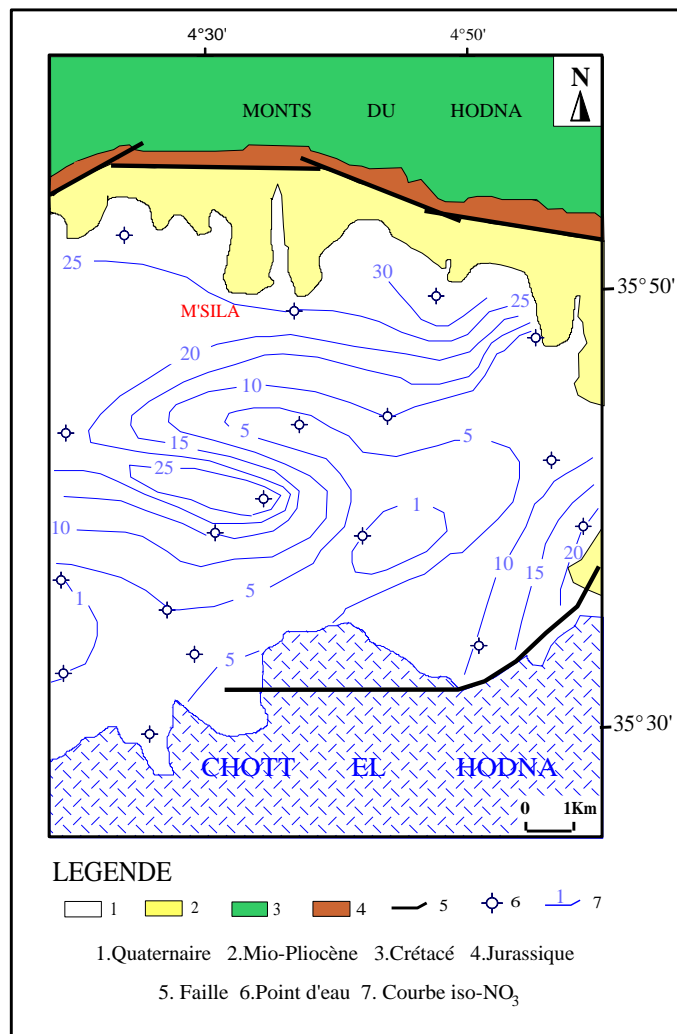
Le Cl<sup>-</sup> provient du Chott El Hodna et confirme encore la contamination des eaux de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire par ces eaux de haute salinité et même par la dissolution des minéraux évaporés.

#### VII.1.4.2.4. Les nitrates NO<sub>3</sub><sup>-</sup>

Toutes les formes d'azote (azote organique, ammoniacque, nitrites) sont susceptibles d'être à l'origine des formations des nitrites par un processus d'oxydation biologique des nitrates, soit d'une oxydation incomplète de l'ammoniaque (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>), soit d'une réduction des nitrates sous l'influence d'une action bactérienne (phénomène de dénitrification). Ces formations azotées peuvent également être d'origine agricole (Beaudry et Henry, 1984).

Les nitrates varient de 1 à 33 mg/l, avec une valeur moyenne de 11 ± 10,2 mg / l (Tab.VIII.3).

L'examen de la carte des nitrates (Fig.VIII.11) montre que les concentrations sont assez fortes dans la zone septentrionale et centrale de la plaine. Ces régions sont à forte utilisation des engrais organiques et inorganiques. Le reste de la plaine, on assiste à une dilution des ces teneurs en NO<sub>3</sub><sup>-</sup>.



**Fig. VIII.11.** Variabilité spatiale des teneurs en nitrates des eaux souterraines de la région d'étude (Septembre 2012).

**Tab. VIII.3.** Synthèse des statistiques descriptives des anions

	Cl <sup>-</sup> (mg/l)	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)
Min	102	248	210	1
Moy	404,2	696,6	358,4	11,0
Max	845	1207	668	33
σ	234,8	293,4	143,0	10,2
Cv	0,58	0,42	0,40	0,92

Min: valeur minimale; Moy: valeur moyenne; Max: valeur maximale; σ: écart type; Cv: Coefficient de variation.

## VIII.2. Faciès chimique des eaux

### VIII.2.1. Evolution du chimisme (Anciennes campagnes)

Les eaux souterraines de l'aquifère alluvionnaire du Hodna sont d'une charge minérale élevée. [Achi \(1970\)](#) et [Benabderrahmane \(1988\)](#) durant leurs études sur la chimie des eaux de la nappe; ils ont montré que ces eaux se répartissent en deux groupes : le groupe le plus important est celui des eaux sulfatées. Il comporte une proportion importante de carbonates et qui correspond à la zone la moins minéralisée, c'est la zone septentrionale de la plaine. Le groupe des eaux chlorurées qui s'observe dans la zone la plus minéralisée, elle est localisée au Sud-Ouest de la plaine.

En outre, l'interprétation des diagrammes de PIPER pendant la campagne de 2008 ([Amroune, 2008](#)) a montré que les eaux de la région de M'Sila sont caractérisées par une dominance des chlorures et des sulfates qui semble être liée à la nature géologique. Tantôt les chlorures qui accompagnent le calcium, tantôt le sodium. Tandis que les sulfates accompagnent le calcium, le magnésium et le sodium.

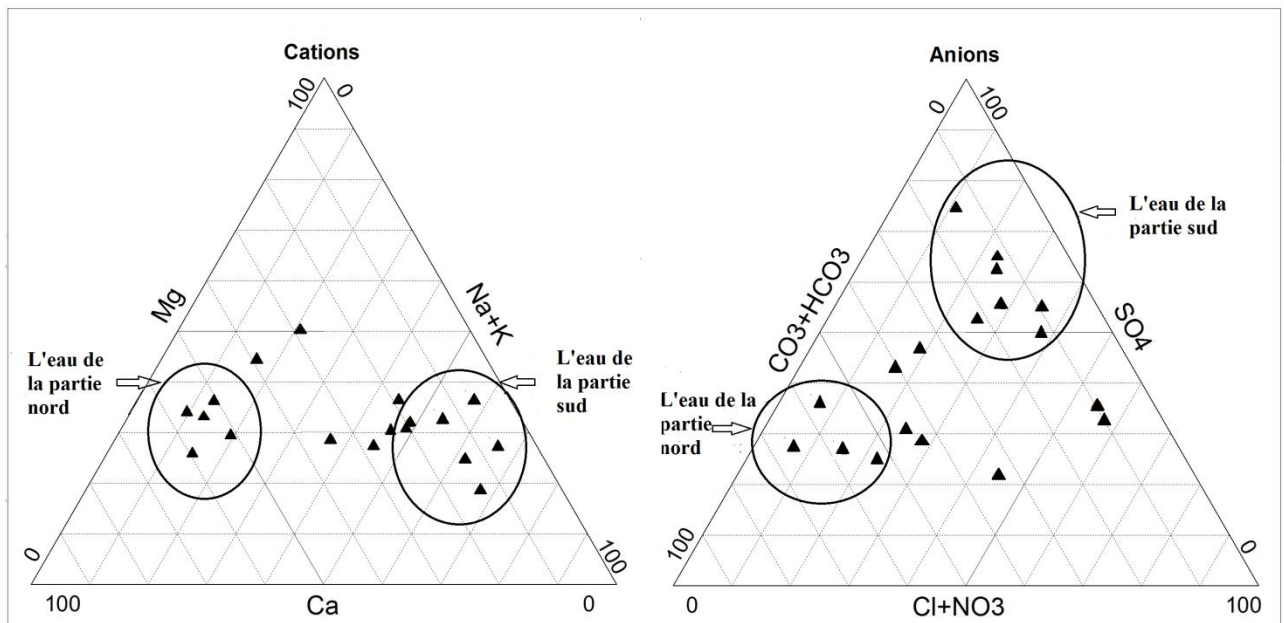
Donc, on peut dire que le chimisme des eaux de la nappe alluvionnaire du Hodna durant la période 1970-2008 fonctionne selon un cycle hydrogéochimique régulier et relativement constante entre les eaux et les roches.

### VIII.2.2. Période récente (Campagne 2012)

Les différents échantillons d'eau ont été classés selon leur composition chimique en utilisant le diagramme de Piper ([Fig. VIII.12](#)). En utilisant ce type de graphique, trois types d'eau (faciès) ont été définis pour la zone d'étude. L'analyse a montré que le type d'eau bicarbonaté calcique (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Ca<sup>2+</sup>) caractérise 22% des échantillons, principalement localisés dans le nord de la zone d'étude.

La présence de formations calcaires fracturées et karstifiées sur la limite nord suggère une infiltration d'eau de pluie où elles acquièrent un faciès de calcite, ce qui explique la présence d'eau à faible salinité ( $CE < 1700 \mu S / cm$ ) sur la partie nord. Le type d'eau sulfatée chlorurée sodique ( $SO_4^{2-} - Cl^- - Na^+$ ) caractérise 33% des échantillons prélevés, cette situation est principalement détectée le long du Chott El Hodna, dans la partie sud de la zone d'étude. Ceci explique la présence d'eau à salinité élevée ( $EC > 2900 \mu S/cm$ ) dans cette partie de la plaine. Ce faciès est lié à des formations salées autour du Chott El Hodna comme les marnes et les argiles. Les échantillons d'eau restants (45%) sont des types d'eau intermédiaires entre ceux précédemment mentionnés, ils sont de type sulfaté ( $Ca^{2+}, SO_4^{2-} - Ca^{2+} - Mg^{2+}, SO_4^{2-} - Ca^{2+}$  et  $SO_4^{2-} - Na^+ - Ca^{2+}$ ). La conductivité électrique de ce groupe est comprise entre 1700 et 2900  $\mu S / cm$ , caractéristique de l'eau mélangée.

Ainsi, le type d'eau  $Ca^{2+} - HCO_3^-$  représente la reconstitution et la recharge de l'eau météorique récente, tandis que le type d'eau  $SO_4^{2-} - Cl^- - Na^+$  indique le lessivage de la matrice aquifère des dépôts salins.



**Fig. VIII.12.** Diagramme Piper appliqué aux échantillons d'eau de l'aquifère du Hodna (Piper, 1944)

### VIII.2.3. Diagramme ( $Cl^-$ vs $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ )

Les échantillons d'eau souterraine ont été tracés dans un diagramme ( $Cl^-$  vs  $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ ) Uzuakpunwa (1981) pour montrer les différents types d'eau dans la zone d'étude (Fig. VIII.13). Ce diagramme montre que le caractère chimique global se trouve dans les types d'eau suivants:

- Eaux souterraines fraîches à faible concentration en salinité, situées dans la partie nord de la zone d'étude;
- Eau salée à haute concentration en salinité, située dans la partie sud. Ces eaux salées situées à proximité du Chott El Hodna, reflètent l'impact de l'intrusion de l'eau salée et des processus associés (dissolution de la halite et du gypse et / ou oxydation de la pyrite) et de la pollution anthropique à la tête du puits.

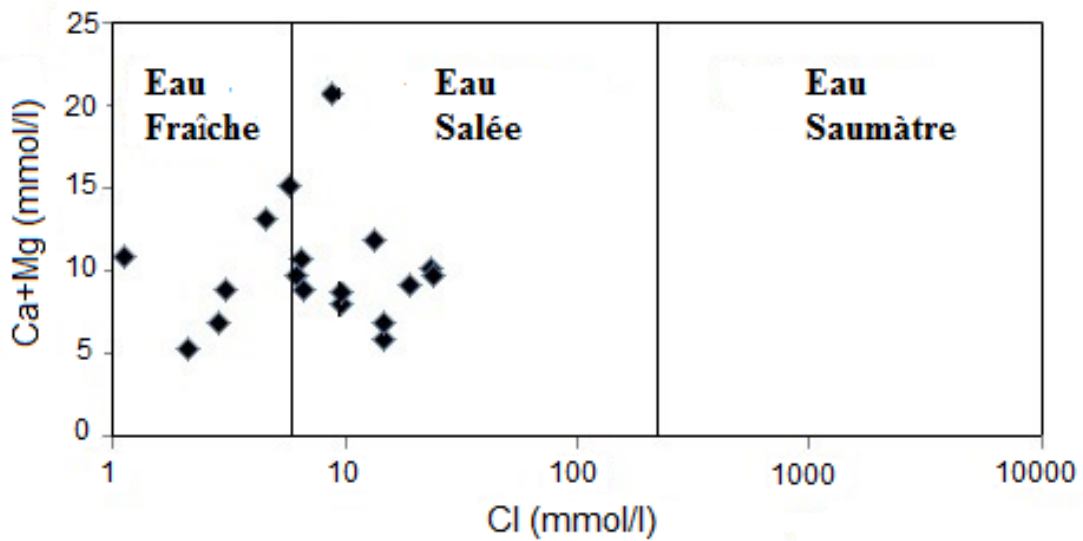


Fig. VIII.13. Cl versus Ca et Mg en mmol / l pour les échantillons d'eau souterraine

### VIII.3. Analyse statistique des données récentes (2012)

#### VIII.3.1. Analyse factorielle

Cette analyse a été réalisée sur 18 individus et 9 variables (CE,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{NO}_3^-$ ). Le [tableau VIII. 4](#) montre les valeurs propres des facteurs extraits et la proportion de la variance totale de l'échantillon expliquée par les facteurs. L'analyse génère 10 facteurs, mais seulement trois facteurs ont été retenus, ce qui représente 82% de la variance totale. Les poids des paramètres pour les trois facteurs de l'ensemble de données sont donnés dans le [tableau VIII.4](#).

Le chargement des facteurs est classé comme «fort», «modéré» et «faible», correspondant à des valeurs de chargement absolu de 0,75, 0,75-0,50 et 0,5 respectivement ([Unmesch et al. 2006](#)).

Dalton et Upschurch (1978) ont montré que les scores des facteurs peuvent être liés à l'intensité d'une procédure particulière décrite. Les valeurs négatives extrêmes (près de -1) indiquent des zones essentiellement non affectées par le processus et les valeurs positives (près de +1) sont les zones les plus touchées.

Les variables CE, Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> sont marquées par le facteur 1 (F1), qui explique 53% de la variance, Il a une liaison positive forte à modéré avec ces variables (0,78, 0,75, 0,66 et 0,69) respectivement. Ainsi, le facteur1 (F1) peut être considéré comme un facteur de salinisation liée aux éléments évaporitiques. La sécheresse et le pompage ont entraîné une détérioration de la qualité de l'eau souterraine. L'aquifère est constitué de roches évaporitiques, qui peuvent engendrer de fortes concentrations en Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>.

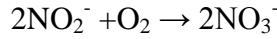
**Tab. VIII.4.** Liaison variables-facteurs

	F1	F2	F3
CE	<b>0,78</b>	0,43	0,39
Mg <sup>2+</sup>	0,32	<b>-0,69</b>	0,49
Ca <sup>2+</sup>	0,06	<b>-0,56</b>	0,09
Na <sup>+</sup>	<b>0,75</b>	0,43	0,43
K <sup>+</sup>	-0,32	-0,33	<b>-0,59</b>
Cl <sup>-</sup>	<b>0,66</b>	-0,38	0,04
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	<b>0,69</b>	-0,62	-0,19
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0,05	<b>-0,55</b>	0,07
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0,08	0,18	<b>-0,68</b>
Valeur propre	2,98	2,02	1,59
Variance (%)	53	22	7
Cumulatif (%)	53	75	82

Le facteur 2 (F2) explique 22% de la variance totale et il a une liaison négative modérée avec Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup> et HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, (-0,69, -0,56 et -0,55). Le facteur 1 est donc celui de la dissolution des roches carbonatées.

Le facteur 3 explique 7% de la variance totale de l'ensemble de données, il présente une caractéristique significative avec K<sup>+</sup> et NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. Il a une forte liaison négative avec NO<sub>3</sub><sup>-</sup> (-0.68) et K<sup>+</sup> (-0.59). Le facteur 3 est principalement associé à l'activité agricole. De grandes quantités d'engrais, comme l'urée et les composés commerciaux, ont été appliquées pour l'agriculture depuis longtemps.

Dans des conditions d'oxydation, NH, le principal composant des engrais, est facilement oxydé au NO<sub>3</sub> par le processus de nitrification (Vasant et al. 2009) comme le montre les réactions suivantes :



Le [tableau VIII.5](#) montre la relation facteurs - échantillons d'eau. Le F1 montre une opposition entre les échantillons de la partie nord (1, 15, 13 et 6) riches en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> à faible salinité, et des échantillons de la partie sud (14, 18, 16, 7 et 10) riches en Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> ayant une forte salinité. D'autre part, F2 est déterminé par les échantillons au centre de la plaine (17, 12, 2 et 5), caractérisé par une salinité intermédiaire à l'exception de l'échantillon 5. Par la même approche que pour les paramètres, les scores pour chaque échantillon d'eau ont été également calculés lors de la procédure AF. Ces scores représentent l'influence du facteur sur les échantillons. La plupart des échantillons de la limite nord ont des résultats positifs avec les premiers facteurs, ce qui indique qu'ils se caractérisent par un faible taux de salinité et une eau de type bicarbonatée calcique (Ca<sup>2+</sup> - HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>).

La plupart des échantillons de la partie sud de l'aquifère ont affiché des résultats négatifs sur le facteur deux (F2), indiquant qu'ils se caractérisent par un taux de salinité élevée et un faciès chimique de type sulfatée chlorurée sodique (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-Cl<sup>-</sup>-Na<sup>+</sup>).

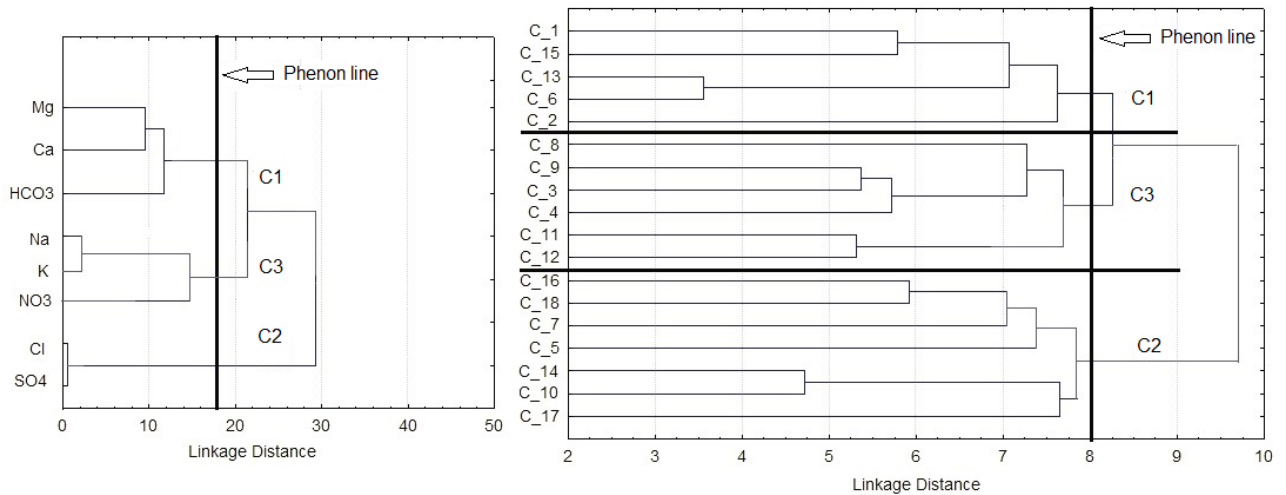
**Tab. VIII.5.** Facteurs des échantillons d'eau

	F1	F2	F3
1	<b>0,833</b>	0,008	0,105
2	0,097	<b>0,636</b>	0,162
3	0,000	0,000	0,421
4	0,397	0,017	0,108
5	0,271	<b>0,611</b>	0,062
6	<b>0,540</b>	0,248	0,085
7	<b>0,506</b>	0,228	0,008
8	0,023	0,000	0,250
9	0,090	0,085	0,304
10	0,588	0,003	0,283
11	0,246	0,097	0,227
12	0,162	<b>0,327</b>	0,144
13	<b>0,830</b>	0,012	0,014
14	<b>0,510</b>	0,002	0,443
15	<b>0,480</b>	0,021	0,092
16	<b>0,567</b>	0,034	0,205
17	0,015	<b>0,505</b>	0,194
18	<b>0,743</b>	0,114	0,000

### VIII.3.2. Classification ascendante hiérarchique

Deux méthodes différentes peuvent être appliquées pour identifier les grappes, y compris les modes R ou Q (Dalton et Upschurch, 1978). Le mode R est habituellement appliqué aux variables de qualité de l'eau pour révéler leurs interactions, tandis que le mode Q indique les interactions entre les échantillons étudiés.

Huit variables de mesures hydrochimiques ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{NO}_3^-$ ) ont été utilisées dans cette analyse. Pour des objectifs statistiques, l'inspection visuelle était le seul critère pour sélectionner les groupes dans le dendrogramme (Fig. VIII.14). La ligne de phénon définie par Sneath et Sokal (1973) a été choisie à une distance de liaison de 8 pour le mode R et 18 pour le mode Q. À cette distance, les groupes peuvent être distingués en fonction de leurs variables hydrochimiques. Comme le montre la figure VIII.14, huit variables ont été classées en trois groupes d'eaux souterraines. G1 a une faible salinité ( $\text{CE} < 1700 \mu\text{S} / \text{cm}$ ), tandis que G2 présente une salinité élevée ( $\text{CE} > 2900 \mu\text{S} / \text{cm}$ ) et G3 avec une salinité moyenne ou intermédiaire ( $1700 < \text{CE} < 2900 \mu\text{S} / \text{cm}$ ). G1 est formé par  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{HCO}_3^-$ ; G2 concerne principalement des ions  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ , les variables restantes,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{NO}_3^-$  constituent le G3. Ces liaisons peuvent être interprétées parallèlement avec les tendances d'évolution définies dans l'étude hydrochimique de base. Les concentrations de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{HCO}_3^-$  peuvent être considérées comme les variables décrivant le processus de dissolution des carbonates qui se produisent dans les zones limites pendant la recharge de l'aquifère. Les variables  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$  peuvent être en liaison avec le processus d'intrusion d'eau salée provenant du Chott El Hodna.  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{NO}_3^-$ , résultant du flux de retour de soluté provenant du développement de l'irrigation, peuvent également être considérés comme liés au mécanisme de salinisation. Ces variables se retrouvent dans la minéralisation naturelle et les processus anthropiques. La nature non homogène de l'aquifère a conduit à divers faciès hydrogéochimiques pour les eaux souterraines telles que  $\text{Ca}^{2+} - \text{HCO}_3^-$  dans la partie nord et  $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^- - \text{Na}^+$  au sud de la plaine. Ces trois groupes d'échantillons sont situés dans différents domaines. Le G1 est situé au nord, près de la zone de recharge, G2 au sud, près du lac salé, et G3 au centre de la plaine. Le G1 est composé des points d'eau 1, 2, 6, 13 et 15, et il se caractérise par  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{HCO}_3^-$ . Il est situé au nord des affleurements. G2 se trouve principalement le long du chott El Hodna au sud de la zone d'étude. Ce groupe est composé des puits 5, 7, 10, 14, 16, 17 et 18. Il est influencé par les formations salifères triasiques ainsi que par le retour du flux du lac salé et se caractérise par une eau de type  $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^-$ . Le G3 est un terme de transition entre les deux groupes extrêmes et il est ajusté des puits 3, 4, 8, 9, 11 et 12 et se caractérise par des concentrations en  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{NO}_3^-$  dû à l'activité agricole. (Fig. VIII.14).



**Fig. VIII. 14.** Dendrogramme de l'analyse de faisceau hiérarchique

#### VIII.4. Interaction eau-roche

Les interactions eau-roche et les circulations des fluides sont reconnues comme les moteurs principaux de la mobilisation et du transport de la matière. Les chemins de transfert (pores, fissures, fractures) jouent un rôle primordial puisqu'ils conditionnent largement la distance et la vitesse de transport ainsi que l'évolution de la composition des fluides au cours du cheminement. Ainsi, la composition chimique des eaux souterraines reflète la composition minéralogique des roches de l'aquifère et peut être utilisée pour localiser les aires de recharge, l'origine des eaux souterraines (météorique, marine, fossile, magmatique et métamorphique) et des différents composés chimiques (carbonate, sulfate, nitrate et ammonium). Les compositions chimiques de l'eau peuvent aussi donner des informations sur les processus d'interaction eau-roche (Bencer et al. 2016).

##### VII.4.1. Indices de saturations

Le calcul des indices de saturation des phases minérales donne une indication de l'interaction entre les eaux souterraines et les roches aquifères (Bencer et al. 2016). Sur la base de ce principe, les indices de saturation (IS) de certains minéraux d'évaporite (gypse, anhydrite et halite), minéraux de carbonate (calcite, aragonite et dolomite) et la pression partielle du gaz carbonique ( $pCO_2$ ) ont été calculés au moyen du code PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 1999). Le tableau III.6 montre la répartition des valeurs de  $pCO_2$  calculées (sur une échelle logarithmique) pour toutes les eaux souterraines considérées.

On sait que le  $pCO_2$  atmosphérique est d'environ  $10^{-3,5}$  atm (Djidi et al. 2008). Ces valeurs calculées varient entre  $10^{-2,78}$  et  $10^{-1,65}$  atm., donc elles sont nettement plus élevées que celles de

l'atmosphère. De telles valeurs élevées suggèrent que le système d'eau souterraine est ouvert au CO<sub>2</sub> du sol (Djidi et al. 2008).

Les indices de saturation montrent que la solution est sous-saturée (-7,07 à -0,33) pour les principaux minéraux d'évaporite, ce qui reflète un temps de contact relativement long avec ces minéraux pour permettre la dissolution, mais saturé (-0,01 à 2,55) par rapport aux minéraux carbonés. Ceci est également associé à la constante d'équilibre (K) des minéraux de l'évaporite [NaCl (1,58) CaSO<sub>4</sub>, 2H<sub>2</sub>O (-4,58)], qui sont plus élevés et qui leur permettent de rester dans l'eau à de fortes concentrations.

**Tab. VIII.6.** Indices de saturation de certains minéraux

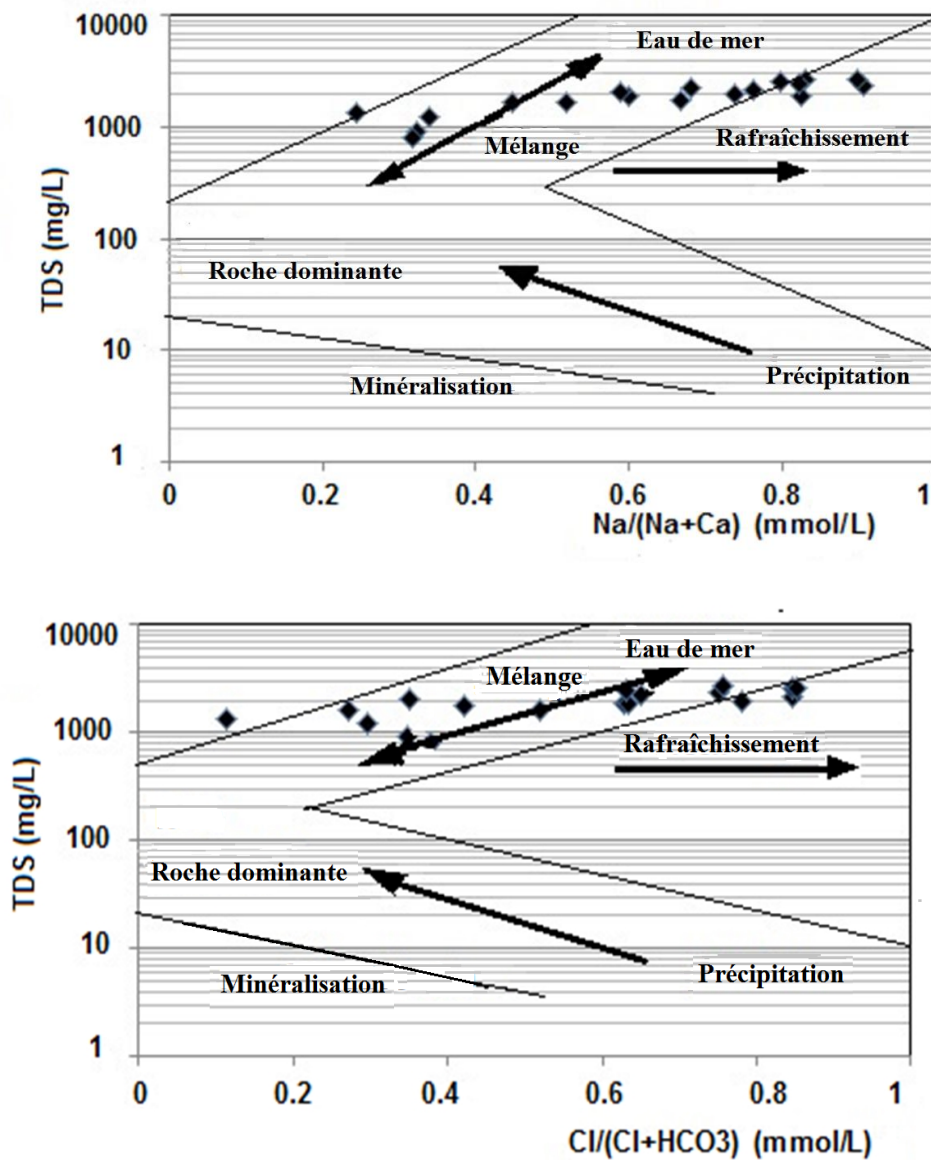
Echantillons	Aragonite CaCO <sub>3</sub>	Calcite CaCO <sub>3</sub>	Dolomite CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	Log pCO <sub>2</sub>	Anhydrite CaSO <sub>4</sub>	Gypse CaSO <sub>4</sub> , 2H <sub>2</sub> O	Halite NaCl
1	1.04	1.18	2.28	-2.05	-1.17	-0.95	-6.34
2	0.39	0.54	1.25	-2.12	-1.43	-1.21	-7.07
3	0.07	0.21	0.50	-1.95	-0.83	-0.61	-6.02
4	0.22	0.36	0.61	-1.67	-0.85	-0.63	-6.28
5	0.14	0.29	0.62	-1.65	-0.55	-0.33	-5.46
6	1.02	1.17	2.11	-1.71	-0.95	-0.73	-6.28
7	-0.10	0.04	0.33	-1.95	-1.14	-0.92	-5.21
8	0.21	0.36	0.78	-2.12	-0.82	-0.60	-6.29
9	0.30	0.45	1.01	-2.34	-1.09	-0.87	-5.30
10	0.36	0.51	1.26	-2.28	-1.02	-0.80	-5.15
11	0.91	1.05	2.40	-2.77	-1.04	-0.82	-5.58
12	-0.16	-0.01	0.24	-1.83	-0.85	-0.63	-5.48
13	1.17	1.31	2.55	-2.10	-1.13	-0.91	-6.50
14	0.14	0.28	0.90	-2.15	-1.09	-0.87	-5.12
15	0.93	1.07	2.13	-1.71	-1.20	-0.98	-6.48
16	0.89	1.04	2.47	-2.78	-1.08	-0.86	-5.62
17	0.13	0.27	0.91	-1.94	-1.40	-1.18	-6.70
18	-0.05	0.09	0.55	-2.02	-1.15	-0.93	-5.25

#### VIII.4.2. Diagramme d'équilibre

Les différents échantillons d'eau ont été classés selon leur composition chimique en utilisant le diagramme de Gibbs (Fig. VIII.15). 72% des échantillons se trouvent dans la zone de mélange et 28% des points d'eau constituent de l'eau douce.

Les valeurs du rapport de Gibbs I dans la présente étude varient de 0,11 à 0,85, avec une valeur moyenne de 0,56, tandis que les valeurs du rapport de Gibbs II varient entre 0,24 et 0,91, avec une valeur moyenne de 0,63.

Le premier type d'eau a changé en continu en raison de l'influence de l'interaction eau-roche du matériau de l'aquifère composé principalement de faciès évaporitique, de l'activité humaine et agricole. Le résultat montre une augmentation rapide des concentrations de sodium, de sulfate et de chlorure dans les eaux souterraines. Le deuxième type d'eau est influencé par les carbonates de la roche à la limite nord de la zone d'étude.



**Fig. VIII.15.** Diagrammes de Gibbs pour les échantillons d'eau de l'aquifère du Hodna

### VIII.5. Evolution hydrogéochimique des eaux

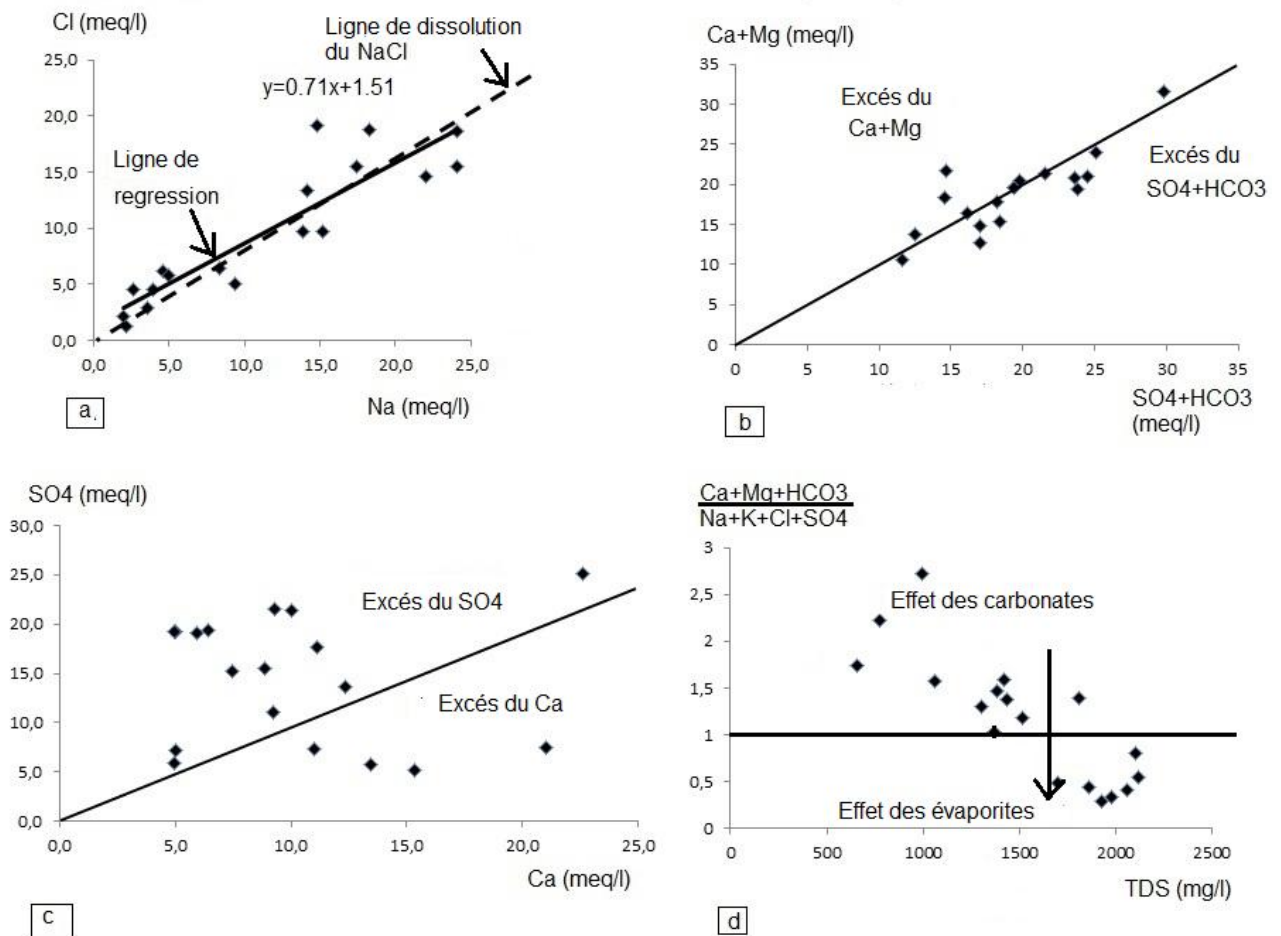
Les contrôles de l'évolution hydrochimique des eaux souterraines dépendent en grande partie de la chimie de l'eau de recharge, de l'interaction de la matrice aquifère de l'eau, ou des deux, ainsi que du temps de séjour des eaux souterraines dans l'aquifère. Deux processus généraux contribuent à la génération de solutés dans les eaux souterraines: évaporation de la solution et la dissolution du carbonate (Garrels et MacKenzie, 1967). La chimie de l'eau en évolution dépend non seulement de la chimie en masse de la matrice, mais aussi du taux d'altération (Meybeck, 1987). Par conséquent, même des proportions relativement mineures des carbonates, l'évaporation peut influencer de manière significative la chimie de l'eau (Belkhiri et al. 2010). Par exemple,  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  proviennent d'altération de carbonates, de silicates et d'évaporites,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  d'altération des évaporites et de silicates, de  $\text{HCO}_3^-$  à partir de carbonates et de silicates,  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{Cl}^-$  à partir d'évaporites (Chen, 1987).

Pour comprendre ces processus hydrogéochimiques, nous avons utilisé les diagrammes de corrélation ionique réalisés en concentrations molaires des principaux éléments majeurs. Le premier diagramme concerne la variation des éléments évaporotiques. La liaison  $\text{Na}^+$  vs  $\text{Cl}^-$  montre que la majorité des échantillons d'eau sont alignés le long d'une ligne droite d'une pente de 0.71, légèrement différente de celle de la dissolution halite avec une ligne de pente 1 (Fig. VIII.16a). L'origine des éléments  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$  est en grande partie issue de l'effet du contexte géologique, particulièrement par la dissolution de l'halite.

Le deuxième diagramme ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) vs ( $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ ) peut mettre en évidence l'origine de  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ . L'échange d'ions tend à déplacer les points vers le bas en raison de l'excès de ( $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ ). Il est donc clair que la chimie de l'eau dans la région est généralement influencée par la dissolution de la calcite, de la dolomie et du gypse, et par l'échange d'ions, ou de la salinité en provenance du Chott El Hodna (Fig. VIII.16b). Ceci est confirmé par le troisième diagramme  $\text{Ca}^{2+}$  vs  $\text{SO}_4^{2-}$  (Fig. VIII.16c).

L'infiltration de l'eau de pluie à travers les formations carbonatées dans la partie nord de la zone d'étude permet la dissolution des calcaires et des dolomites du Crétacé et du Jurassique. Pendant l'écoulement des eaux souterraines, l'eau permet la dissolution du gypse et / ou de l'anhydrite d'âge du Mio-Plio-Quaternaire.

Le dernier diagramme  $(Ca^{2+} + Mg^{2+} + HCO_3^-) / (Na^+ + K^+ + Cl^- + SO_4^{2-})$  vs TDS montre l'origine globale de la salinité (Fig. VIII.16d). En effet, dans ce diagramme, deux groupes peuvent être individualisés par leur salinité. 39% de l'ensemble des échantillons sont à faible salinité (TDS <1700 mg / l) et dominés par les carbonates provenant de la partie nord. 61% des points d'eau ont une forte salinité (TDS > 1700 mg / l) et dominé par des minéraux salés de la partie sud.



**Fig. VIII.16.** Diagrammes de : (a)  $Na^+$  vs  $Cl^-$   
 (b)  $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$  vs  $(SO_4^{2-} + HCO_3^-)$   
 (c)  $Ca^{2+}$  vs  $SO_4^{2-}$   
 (d) TDS vs  $(Ca^{2+} + Mg^{2+} + HCO_3^-) / (Na^+ + K^+ + Cl^- + SO_4^{2-})$

## VIII.6. Apports de l'outil isotopique à l'étude des eaux souterraines

Très peu d'études ont été consacrées à l'étude des eaux à l'aide des isotopes dans la région du Hodna à l'exception de celle d'[Achi \(1970\)](#), [Gonfiantini et al. \(1974a\)](#) et [Fontes et al. 1986](#). Sur la base des mesures isotopiques conduites durant l'année 2012, cette étude permet de caractériser isotopiquement les eaux de la nappe profonde du Mio-Plio-Quaternaire avec pour objectif d'évaluer l'origine, la dynamique et l'évolution de ces eaux souterraines. Les isotopes étudiés dans ce travail sont les isotopes stables de l'eau : l'oxygène-18 ( $^{18}\text{O}$ ), le deutérium ( $^2\text{H}$ ) le carbone-13 ( $^{13}\text{C}$ ), les isotopes radioactifs de l'eau : le tritium ( $^3\text{H}$ ) et le carbone-14 ( $^{14}\text{C}$ ).

### VIII.6.1. Notions de base

#### VIII.6.1.1. Isotopes de la molécule d'eau

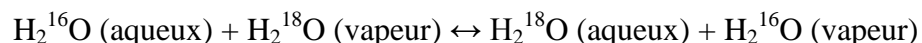
Le deutérium et l'oxygène-18, isotopes stables de la molécule d'eau, constituent des indicateurs adaptés du cycle de l'eau, qui permettent de suivre l'évolution des eaux souterraines. Le deutérium, le tritium, et l'oxygène-18 présentent en effet la particularité de faire partie des constituants intimes de chaque molécule d'eau. Ils constituent des traceurs «idéaux» des multiples mécanismes rencontrés dans les systèmes hydrologiques ([AIEA, 1977](#)).

#### VIII.6.1.2. Rapports isotopiques

Pour un même élément, le rapport de la quantité d'isotope lourd sur la quantité d'isotope commun (léger) ( $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ,  $^2\text{H}/\text{H}$ ) peut être modifié au cours de changements de phase comme la condensation de l'eau des nuages, ou l'évaporation de l'eau des océans. Ce rapport est très petit dans la mesure où l'isotope lourd est très rare.

#### VIII.6.1.3. Abondance isotopique

Dans un échange isotopique de l'atome d'oxygène entre deux phases de la molécule d'eau:



La mesure de la différence relative des rapports isotopiques de ces deux phases est suffisante, de plus, elle est plus facilement mesurable que les rapports eux mêmes ([Friedman et al. 1977](#)). Cette différence que l'on nomme  $\delta$ .

#### VIII.6.1.4. La notation ( $\delta$ )

Les rapports isotopiques de la molécule d'eau sont généralement comparés au rapport isotopique d'une eau standard de rapport isotopique connu. Le «Standard Mean Ocean Water» (Vienna-SMOW, VSMOW) est le standard le plus largement utilisé. Ainsi, les abondances en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  s'expriment comme un rapport en notation delta ( $\delta$ ) pour mille (parts pour mille ‰), différence relative au standard. Les nombres obtenus sont entiers et utilisables avec des opérations mathématiques simples. La teneur isotopique de l'eau est mesurée à l'aide d'un spectromètre de masse.

$$\delta^{18}\text{O} = \left[ \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{échantillon}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] * 1000 \quad \text{et} \quad \delta^2\text{H} = \left[ \frac{(^2\text{H}/\text{H})_{\text{échantillon}}}{(^2\text{H}/\text{H})_{\text{SMOW}}} - 1 \right] * 1000$$

#### VIII.6.1.5. Facteur de fractionnement ( $\alpha$ )

Le facteur de fractionnement  $\alpha$  entre la phase liquide et la phase vapeur est exprimé généralement par rapport à la valeur  $\delta$  que l'on mesure par spectrométrie de masse:

$$\alpha = (\delta_1 + 10^3) / (\delta_2 + 10^3)$$

Les réactions isotopiques obéissent à la loi d'action de masse sous conditions d'équilibre, le facteur de fractionnement est alors relié à la constante d'équilibre donné par la formule suivante :

$$K^{1/n} = \alpha = R_{\text{échant 1}} / R_{\text{échant 2}}$$

Où :

$n$  : est le nombre d'atomes échangés (Friedman et al. 1977). On note  $K = \alpha$ , si la réaction est monoatomique. Le facteur  $\alpha$  est corrélé avec la température par la formule suivante :

$$10^3 * \text{Ln}\alpha = a + 10 T^{-1} + c T^{-2}$$

$T$ , étant la température en degré kelvin;  $a$ ,  $b$  et  $c$ , étant des paramètres empiriques propres à chaque système (Fritz et Fontes., 1980).

#### VIII.6.1.6. Facteur d'enrichissement ( $\epsilon$ )

Ce terme est utilisé pour donner une comparaison des compositions en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  de différents types d'eaux météoriques dans un territoire donnée. Les eaux qui comportent de forts  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  par rapport aux autres eaux de la région sont généralement considérées comme « enrichies », les eaux avec de faibles  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  sont appauvries (Ndembo, 2009).

La plupart des facteurs de fractionnement isotopique sont proches de l'unité, c'est la raison pour laquelle on exprime  $\epsilon$  en part pour mille (IAEA, 2008). Ce facteur exprimé par la formule suivante :

$$\epsilon = (\alpha_{1 \rightarrow 2} - 1) \cdot 10^3$$

$\epsilon$  peut prendre des valeurs positives ou négatives, et on peut en obtenir une approximation en reprenant la définition de  $\alpha$  et en tenant compte du fait que  $\delta$  est très petit devant mille selon l'expression suivante :

$$\epsilon = \delta_1 - \delta_2$$

#### VIII.6.1.7. Droite Globale des Eaux Météoriques (DGEM)

La connaissance du signal d'entrée isotopique de l'aquifère est indispensable pour toute étude isotopique d'eaux souterraines. L'étalon utilisé pour le deutérium ( $^2\text{H}$ ) et l'oxygène-18 ( $^{18}\text{O}$ ), est le SMOW (Standard Mean Ocean Water) ou le Vienna SMOW. Les teneurs en espèces chimiques du SMOW, sont des standards fixés d'après l'analyse d'un échantillon moyen d'eau de l'océan Atlantique, prélevé à la verticale d'un lieu situé à  $0^\circ$  de latitude et  $0^\circ$  de longitude, et dont la composition isotopique est :

$$\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰} \quad \text{et} \quad \delta^2\text{H} = 0 \text{ ‰}$$

Le standard, VSMOW, est distribué par l'AIEA aux différents laboratoires qui sont appelés à exprimer les résultats d'analyses par rapport au VSMOW (Gonfiantini, 1974a).

D'une façon générale, aussi bien sur terre que sur les océans, les teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  des eaux de pluies vérifient la droite globale des eaux météoriques mondiales de Craig (1961) (Fig. VIII.17), d'expression:  $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{ ‰ SMOW}$ , appelée GMWL (Global Meteoric Water Line). Elle a été confirmée statistiquement par (Rozanski et al. 1993).

En fonction des conditions d'évaporation sur la surface des plans d'eau, particulièrement les océans, il peut exister localement une déviation par rapport à la droite globale. En effet, les eaux météoriques ne se situent pas toujours sur la DGEM.

Par ailleurs, à cause d'un fractionnement cinétique, la pente de la droite peut être plus faible (Friedman et al. 1962). La droite que l'on obtient à partir de la composition des eaux météoriques dans une région donnée est appelée Droite Locale des Eaux Météoriques (DLEM).

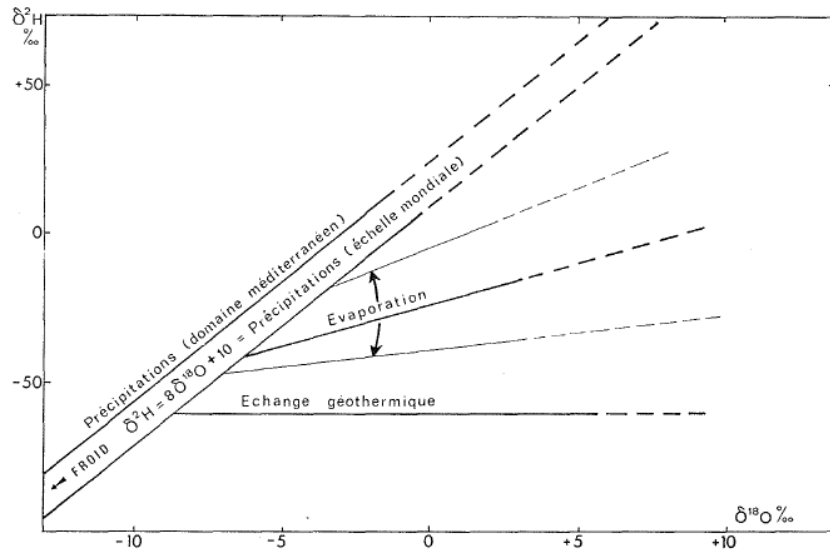


Fig. VIII.17. Relation deutérium ( $^2\text{H}$ ) et oxygène-18 ( $^{18}\text{O}$ ) (Fontes, 1976)

### VIII.6.2. Application de la relation: $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$

Les applications de cette corrélation sont variées en hydrologie et en hydrogéologie: la composition des eaux continentales, de surface ou souterraines en deutérium et oxygène-18, résultent de la composition isotopique des précipitations dans les zones d'alimentation. L'étude des isotopes stables  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  des eaux souterraines permet de retrouver l'origine des masses humides qui ont engendré les précipitations dans le cycle hydrologique (Fontes et al. 1986 ; Fritz et Fontes, 1980). Yonge et al. (1989) et Joseph et al. (1989 et 1992) ont montré que la composition isotopique des eaux météoriques, dépend essentiellement de la distance du parcours effectué par la vapeur d'eau précipitée au-dessus des continents. Cette relation dépend également de l'effet de la température, lors de changement de phase vapeur/liquide et de l'importance du relief ou l'effet orographique (Fontes et Olivry, 1976; Grootes et al. 1989).

D'autres facteurs contrôlent la composition isotopique des précipitations tels que : les variations saisonnières, le mélange des masses d'air et l'effet de la quantité de précipitation (Rozanski et al. 1993). Dans les zones arides et semi arides, la composition isotopique diffère de celui des précipitations actuelles. En revanche, en zones humides, les eaux souterraines ont pratiquement la même teneur isotopique que celles des précipitations, ce qui confirme d'une recharge récente. Les faibles teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  suggèrent des précipitations certifiant d'un climat plus froid; il s'agit alors d'une paléorecharge (Fontes et Andrews, 1991).

### VIII.7. Présentation des données ( $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ )

Les statistiques élémentaires des données isotopiques de l'eau souterraine sont synthétisées dans le [tableau VIII.7](#). Les isotopes stables des points d'eau échantillonnés dans cette étude présentent une large gamme de variation. Elles sont comprises entre -9,4 et -5,2 ‰ pour l'Oxygène-18 avec une moyenne de  $-7,1 \text{ ‰} \pm -0,5\text{‰}$ . L'amplitude de variation est de 4,2 ‰, ce qui est significatif compte tenu de la précision de la méthode d'analyse et de l'écart type lié aux valeurs centrales. Pour le deutérium, les données varient entre - 62,0 à - 43,0 ‰ avec une moyenne de  $-52,8 \pm 0,5 \text{ ‰}$  et un écart type de 5,9 ‰. L'amplitude de variation étant de 19‰.

**Tab. VIII.7.** Variables caractéristiques en isotopes ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ) des eaux souterraines de la plaine du Hodna

	Oxygène-18 ( $\delta \text{ ‰}$ )	Deutérium ( $\delta \text{ ‰}$ )
Minimum	-9,4	-62
Moyenne	-7,1	-52,8
Maximum	-5,2	-43
Ecart type	1,4	5,9
Asymétrie	-0,5	0,5
Amplitude	4,2	19

Les amplitudes observées dans la zone d'étude résultent probablement de la variabilité des signatures des événements pluvieux et des différentes conditions spatio-temporelles d'alimentation de la nappe, tant en terme d'intensité du signal isotopique que de la période de recharge.

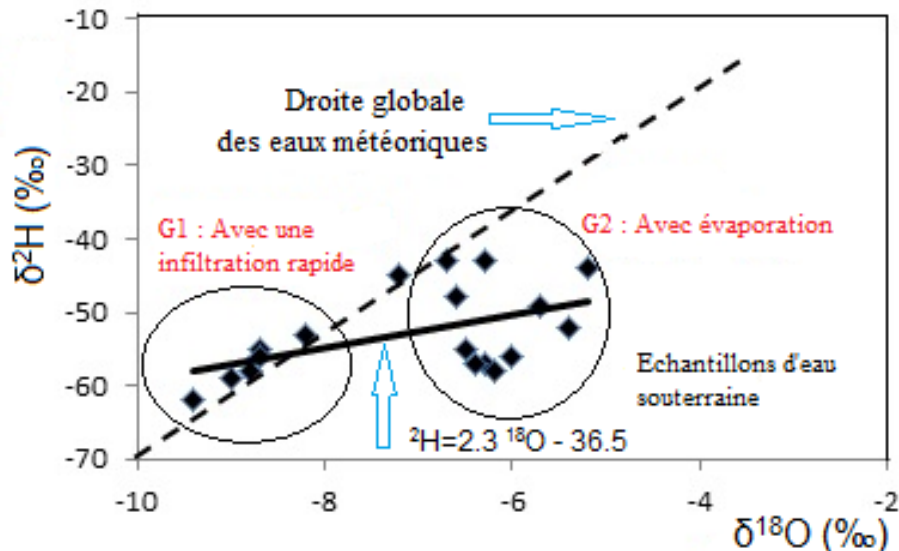
### VIII.8. Interprétation de la relation $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$

Dans le diagramme  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  ([Fig. VIII.18](#)), les eaux mio-plio-quaternaires de la nappe de M'Sila correspondent à deux groupes de points pratiquement égaux, situés pour la plupart en dessous de la droite globale des eaux météoriques (DGEM:  $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰ SMOW}$ ) définie par [Craig \(1961\)](#).

Le premier groupe comprend des échantillons d'eau étroitement alignés avec la DGEM et n'indique aucune modification isotopique significative par évaporation n'a été réalisée, ce qui signifie que la recharge de l'aquifère est assez rapide. Ce groupe est composé essentiellement de puits (1, 15, 13, 6 et 11) situés au nord, près de la zone de recharge et, secondairement, deux puits (7 et 14) situés au

sud de la plaine. Les points d'eau du deuxième groupe, s'écartant de la DGEM, attestent d'un fractionnement isotopique dû à l'évaporation, expliquant ainsi l'enrichissement relatif en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ . Ces eaux se répartissent autour d'une droite qui coupe la droite DGEM, d'équation  $\delta^2\text{H} = 2,3 \delta^{18}\text{O} - 36,5$  (Fig. VIII.18), traduisant ainsi l'effet de l'évaporation (Edmunds et al. 2003 ;Guendouz et al. 2003). Ce groupe se compose essentiellement des forages situés au sud de la plaine dans la zone de décharge (Fig. VIII.19).

Le recoupement de la DGEM avec cette droite d'évaporation permet de définir la principale origine des eaux du Mio-Plio-Quaternaires: ce pôle d'alimentation correspondrait à  $\delta^{18}\text{O} = -8,5 \text{ ‰}$  et  $\delta^2\text{H} = -59,2 \text{ ‰}$ , indiquant une recharge à partir de reliefs assez élevés : plus de 1200 m d'après Achi (1970), c'est-à-dire les monts du Hodna au Nord (Fig. VIII.19).



**Fig. VIII.18.** Relation  $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$  des eaux souterraines dans la région du Hodna

### VIII.9. Les isotopes de $^3\text{H}$ , $^{14}\text{C}$ et $^{13}\text{C}$

Les eaux de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire de la plaine de M'Sila sont caractérisées par des valeurs moyennes en tritium ( $^3\text{H}$ ) de l'ordre de 1,52 TU et en carbone 14 ( $^{14}\text{C}$ ) de 2,06 ‰ (Tab. VIII.8). Ceci est en accord avec les résultats préliminaires antérieurs de Gonfiantini (1974b) et Achi (1970) obtenus sur quelques échantillons d'eau de la région.

Les valeurs des isotopes  $^3\text{H}$  et  $^{14}\text{C}$  attestent d'un mélange d'eau ancienne et récente. La diminution des activités en tritium et radiocarbone serait due à un effet d'âge ou à un mélange d'eau ancienne du réservoir et récente des précipitations sur les monts du Hodna.

Ces eaux pouvant provenir du faciès crétacé et jurassique sous-jacent. L'ouverture à une recharge actuelle est attestée par la présence du radiocarbone et par un  $\delta^{13}\text{C}$  du CITD voisin de -6,3 ‰, qui traduirait un mélange des pôles biologique et minéral (Tab. VIII.8).

De plus, les activités en  $^3\text{H}$  et  $^{14}\text{C}$  confirment l'association des teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  enregistrées dans ces eaux aux conditions climatiques actuelles de la région.

**Tab. VIII.8.** Variables caractéristiques en isotopes ( $^3\text{H}$ ,  $^{13}\text{C}$  et  $^{14}\text{C}$ ) des eaux souterraines de la plaine du Hodna

	Tritium (U.T)	Carbone-13( $\delta$ ‰)	Carbone 14(‰)
Minimum	0,3	-7,7	0,1
Moyenne	1,52	-6,3	2,06
Maximum	2,6	-5,2	6,0
Ecart type	0,77	0,69	1,88

Les valeurs en  $^{14}\text{C}$  montrent que ces activités sont faibles et laisse envisager une eau très ancienne en accord avec les résultats obtenus sur le continental intercalaire en Algérie (Hodna et Sahara septentrionale) et en Tunisie par [Gonfiantini \(1974a et 1974b\)](#) et [Edmunds et al. \(2004\)](#), ou dans le Nubien en Lybie et en Egypte par [Sonntag et al. \(2012\)](#).

Les conditions de paléorecharge qui pourraient prévaloir dans ces régions ont été discutées par [Fontes \(1983\)](#), [Fontes et Andrews \(1991\)](#) et [Edmunds et al. \(2004\)](#).

Les eaux de la nappe Mio-Plio-Quaternaires sont très anciennes. Dans ce cas, les mélanges d'eaux ne permettent que le calcul d'un âge moyen. Cet âge est cependant élevé (supérieur à 20 000 ans) ce qui indique un temps de transfert très long ([Achi 1970](#)). L'âge des eaux croit rapidement à mesure qu'on se rapproche du Chott, indiquant une circulation très lente [Gonfiantini \(1974b\)](#).

En l'absence de stations de collecte et de mesures des teneurs isotopiques des eaux de précipitations dans la région, rend difficile la quantification de l'effet d'altitude et de préciser l'aire de recharge. [Gonfiantini et al. \(1974a\)](#) a rapporté dans son étude dans la même région que la composition isotopique des eaux de la nappe profonde permet de situer la zone d'alimentation de cette nappe à l'altitude 1200 m, c'est-à-dire dans les monts du Hodna. Ce résultat paraît admissible sur le plan qualitatif comme le montre la [Fig. VIII.19](#).

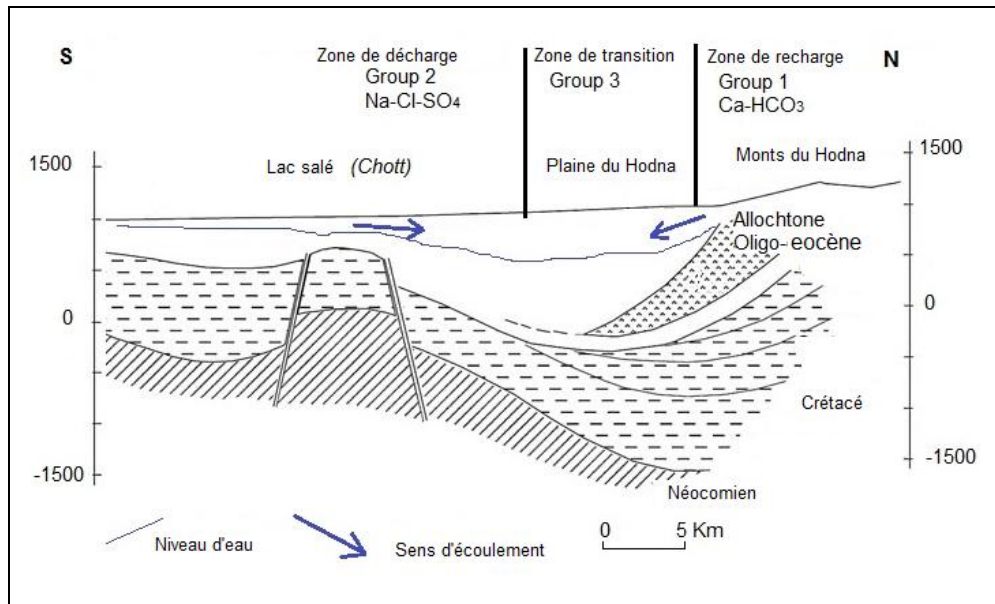


Fig. VIII.19. Section schématique du sens d'écoulement des eaux souterraines du Hodna.

### VIII.10. Potabilité des eaux de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire

Une eau potable est une eau que l'on peut boire sans risque pour la santé. Afin de définir précisément une eau potable, des normes ont été établies qui fixent notamment les teneurs limites à ne pas dépasser pour un certain nombre de substances nocives et susceptibles d'être présentes dans l'eau (WHO, 1993). Le fait qu'une eau soit conforme aux normes, c'est-à-dire potable, ne signifie donc pas qu'elle soit exempte de matières polluantes, mais que leur concentration a été jugée suffisamment faible pour ne pas mettre en danger la santé du consommateur.

Les exigences sur la minéralisation des eaux, en particulier la teneur de certains sels, tels que les chlorures, les sulfates ou du sodium sont moins strictes en zones à climat aride qu'en zones à climat humide. Au titre d'exemple, au sud algérien la population consomme l'eau avec une salinité élevée qui atteint les 3 g/l, ce qui n'est pas le cas pour les habitants des zones du Nord qui sont moins adaptés à des eaux trop salées (Belkhiri, 2011).

#### - Interprétation des résultats

Afin de définir la potabilité des eaux souterraines, nous allons baser sur un seul type de normes ; celle des normes Algérienne (OGRA, 2011).

D'après le tableau VIII.9 Les valeurs des deux paramètres physiques ( $T^{\circ}$  et pH) ne dépassent pas les normes algériennes requises pour les eaux de consommation ( $25^{\circ}\text{C}$ ) et (6,5-8,3) respectivement. Les valeurs du pH reflètent un caractère basique des eaux de la région à cause de

teneur élevée en anhydride carbonique, qui aura pour conséquence un effet corrosif en particulier sur le tubage des forages, les canalisations et généralement sur le réseau de distribution.

Environ deux tiers des échantillons analysés présentent une conductivité électrique inférieure à la norme algérienne fixée à 2800  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Tab. VIII.9).

L'abondance des principaux cations est  $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{K}^+$  et 50% des échantillons dépassaient la concentration maximale acceptable de  $\text{Na}^+$  pour l'eau potable (200 mg / l), tandis que 45% des échantillons présentaient des valeurs de  $\text{Ca}^{2+}$  supérieures à la concentration maximale acceptable pour l'eau potable (200 mg / l) (Tab. VIII.9).

L'abondance des principaux anions est  $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$ , 73% des échantillons ont dépassé la concentration maximale acceptable de  $\text{SO}_4^{2-}$  pour l'eau potable (400 mg / l) et 28% des échantillons ont dépassé la concentration maximale acceptable de  $\text{Cl}^-$  pour l'eau potable (500 mg / l) (Tab. VIII.9).

**Tab. VIII.9.** Normes Algérienne des paramètres physico-chimiques appliqués pour les eaux de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire du Hodna.

Paramètre	T	pH	CE	TDS	$\text{Ca}^{2+}$	$\text{Mg}^{2+}$	$\text{Na}^+$	$\text{K}^+$	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{NO}_3^-$
Unités	$^{\circ}\text{C}$	-	$\mu\text{S}/\text{cm}$	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l	mg/l
Norme	25	6,5-9	2800	1500	200	150	200	20	500	400	-	50

Source : OGRA, 2011

### VIII.11. État de la qualité des eaux en vue d'un usage agricole

La qualité de l'eau utilisée pour l'irrigation est un paramètre essentiel pour le rendement des cultures, le maintien de la productivité du sol et la protection de l'environnement. Ainsi, les propriétés physiques et chimiques du sol, telles que sa structure (stabilité des agrégats) et sa perméabilité, sont très sensibles au type d'ions potentiellement échangeables présents dans les eaux d'irrigation. La présence de substances dissoutes dans l'eau, notamment le calcium, peut également être à l'origine de phénomènes de colmatage des distributeurs ou présenter un risque de corrosion des parties métalliques (Cemagref, 2003).

Par ailleurs, la qualité chimiques des eaux d'irrigation, et plus précisément leur salinité, peut se traduire, dans certains contextes pédoclimatiques, par une accumulation de sels dans la zone racinaire des végétaux et entraîner une profonde modification des propriétés physico-chimiques du sol conduisant à la stérilité c'est-à-dire que l'extraction de l'eau sera plus difficile par les plantes et

une dégradation de certains propriétés du sol (structure, réduction de la conductivité hydraulique, accroissement du pH..etc) (Cemagref, 2003).

L'intensité du processus de salinisation dépend également des conditions de travail du sol et en particulier dans le choix et l'efficacité du système d'irrigation. Cependant ces pratiques d'irrigation accroissent le risque de salinisation, au point que plus de 20 % des sols irrigués sont affectés par un problème de salinité en Algérie (Douaoui et Hartani, 2007 ; Amroune, 2008 ; Gouaidia et al. 2012 ; Ziani et al. 2017), et à travers le monde (Ben Hassine, 2005 ; Zakir et al. 2016 ; Aghazadeh et al. 2017).

A cela s'ajoute l'effet nocif de certains ions ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,...) à l'égard de la croissance des plantes et des nuisances diverses telles que l'influence d'un excès d'azote sur la qualité des fruits et légumes.

Par sa qualité chimique l'eau souterraine doit être destinée prioritairement à l'AEP, malheureusement au niveau de la plaine de M'Sila l'aquifère du Mio-Plio-Quaternaire est exploité anarchiquement pour l'irrigation. Afin d'estimer l'influence de ces eaux sur le sol et sur certaines cultures pratiquées dans la région, nous allons essayer d'évaluer leur aptitude à l'irrigation. Pour cela, nous allons utiliser cinq (05) méthodes simplifiées en fonction du type de sol, qui sont :

- Le taux d'absorption de sodium (SAR) ou celle du Riverside ;
- le pourcentage de sodium (Na%) du Wilcox;
- L'indice de perméabilité (IP) ;
- Les indices chloro-alcalins (ICA 1 et ICA 2) ;
- Le risque du Magnésium.

### **VIII.11.1. Méthode du SAR**

#### **VIII.11.1.1. La conductivité électrique**

La salinité ou concentration totale de l'eau est à l'origine des risques salins liés à une présence excessive de sels, quelle que soit leur nature.

Selon Ayers et Westcot (1988) ; quand les eaux d'irrigation sont chargées en sels, ces derniers s'accumulent dans la zone racinaire après que la plante ait prélevé l'eau. Ces sels s'épaississent et limitent la disponibilité de l'eau dans le sol pour la culture.

Selon la classification du risque de la salinité, la majorité des échantillons d'eau souterraine de la région d'étude (61%) appartiennent à une catégorie inappropriée, tandis que les autres échantillons (39%) appartiennent à la catégorie de la mauvaise qualité de l'eau (Tab. VIII.10).

**Tab. VIII.10.** Classes de risque salin

Risque	Conductivité ( $\mu\text{S} / \text{cm}$ )	Qualité	Pourcentage des points d'eau
C1 risque faible	$\text{CE} < 250$	Excellente	0
C1 risque moyen	$250 < \text{CE} < 750$	Bonne	0
C1 risque élevé	$750 < \text{CE} < 2250$	Mauvaise	39
C1 risque très élevé	$2250 < \text{CE}$	Inappropriée	61

**VIII.11.1.2. Le rapport d'adsorption du sodium-SAR**

Même en cas de faible salinité totale, une concentration relative excessive en sodium (risque alcalin) peut provoquer la dispersion des minéraux argileux et entraîner une dégradation de structure du sol.

Le risque alcalin (Tab.VIII.11) est caractérisé par le rapport d'adsorption du sodium qui met en rapport les concentrations (még/l) en sodium  $\text{Na}^+$  (facteur de dispersion) et en calcium et magnésium (agents de floculation).

Richards (1954) a exprimé SAR (taux d'absorption de sodium) comme indiqué dans l'équation:

$$\text{SAR} = \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/2}}$$

Où:

$\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  : Concentrations de l'eau en sodium, en calcium et en magnésium exprimées en még/l.

**Tab. VIII.11.** Classes de risque alcalin (Richards, 1954)

Risque	SAR	Qualité
S1 risque faible	$\text{SAR} < 10$	Excellente
S1 risque moyen	$10 < \text{SAR} < 18$	Bonne
S1 risque élevé	$18 < \text{SAR} < 26$	Mauvaise
S1 risque très élevé	$26 < \text{SAR}$	Inappropriée

La qualité des eaux d’irrigation du point de vue de la salinité peut être évaluée sur la base de l’association des risques salin et alcalin (Fig.VIII. 20).

**Tab. VIII.12.** Distribution des valeurs du SAR

	Min	Moy	Max	$\sigma$	Cv
SAR	0,65	3,72	9,93	2,72	0,73

Min: valeur minimale; Moy: valeur moyenne; Max: valeur maximale;  $\sigma$ : écart type Cv : Coefficient de variation

D’après le [tableau VIII.12](#), Les valeurs du SAR tournent autour d’une moyenne de 3,72 avec un maximum de 9,93 (F7) et un minimum de 0,65 (F1). L'eau d'irrigation de la région d’étude présente un SAR inférieur à 10. Ces valeurs ne peuvent pas être dangereuses pour toutes les cultures agricoles ([Todd, 1980](#)).

La valeur du coefficient de variation (0,73) montre une hétérogénéité de distribution de cet élément ( $\text{Na}^+$ ) dans la zone d’étude, ce qui confirme l’influence des eaux salées du Chott El Hodna sur la qualité des eaux destinées à l’irrigation.

**Tab. VIII.13.** Résultats obtenus après interprétation du diagramme de SAR

Classes	Pourcentage des points d’eau
C3 S1	39
C4 S1	28
C4 S2	22
C4 S3	11

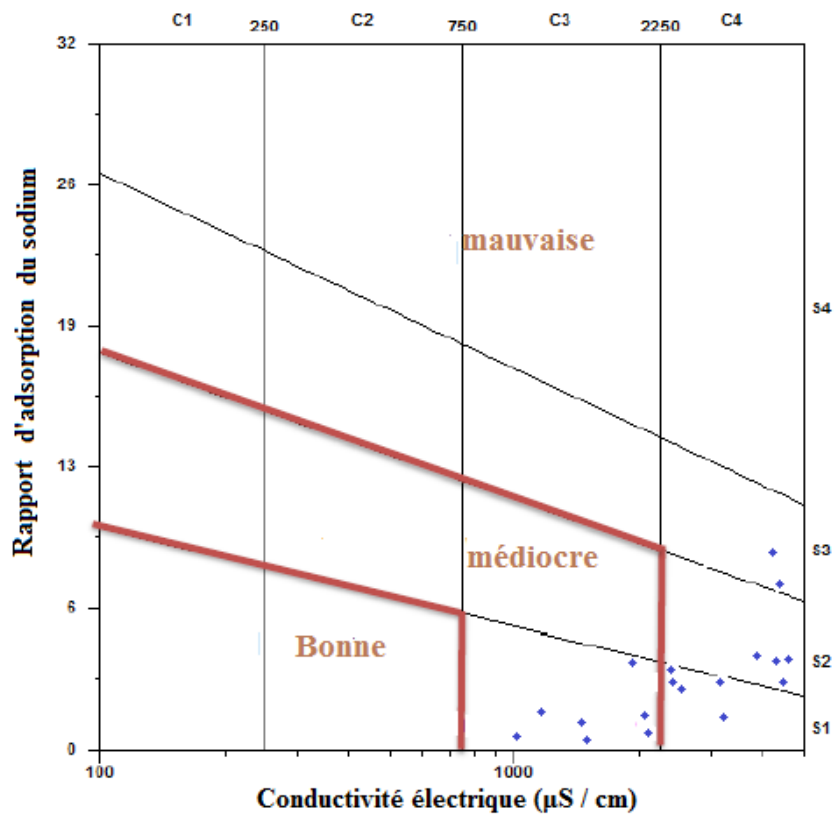
La représentation des données dans le diagramme de salinité américain décrit par Richards (1954) des 18 échantillons montre que dans l’ensemble de secteur d’étude, le S.A.R représente les quatre classes C3S1, C4S1, C4S2 et C4S3 ([Tab. VIII.13](#)):

- 39 % des échantillons d'eau étaient dans la catégorie C3S1. Cette classe, désigne des eaux médiocres, utilisables seulement pour l’irrigation de cultures tolérantes aux sels, sur des sols bien drainés ou de bonne perméabilité, avec une salinité qui doit être contrôlée.

- 28 % étaient dans la catégorie C4S1 et 22% des échantillons d'eaux existaient dans la classe C4 S2. La catégorie C4S3 représente un faible pourcentage avec 11 % des échantillons d'eau. Cette distribution indiquant une salinité élevée à très élevée et un risque alcalin faible à fort (Fig. VIII.20). Ces trois classes (C4S1, C4S2 et C4S3) indiquent des eaux de mauvaise qualité, fortement minéralisées, qui ne peuvent convenir qu'à des espèces bien tolérantes aux sels et sur des sols bien drainés et lessivés.

L'eau à forte salinité ne peut pas être utilisée pour l'irrigation avec un drainage restreint et nécessite une gestion spéciale pour contrôler la salinisation du sol (bon drainage, lixiviation élevée et addition des matières organiques) (Zakir et al. 2016) et les plantes ayant une bonne tolérance au sel devraient être choisies pour cette zone.

Une eau avec une alcalinité moyenne présentera un problème dans les sols à texture fine ayant une CE élevée, en particulier sous faible conditions du lessivage. Cette eau peut être utilisée sur des sols à texture grossière ou organiques avec une bonne perméabilité. L'eau à faible teneur en sodium (S1) peut être utilisée pour l'irrigation sur presque tous les sols avec peu de danger du développement de niveaux nocifs de sodium échangeable (Zakir et al. 2016).



**Fig. VIII.20.** Diagramme de classification des eaux d'irrigation sur la base de SAR et CE (Richards, 1954)

### VIII.11.2. Méthode de Wilcox

La toxicité se manifeste dans les végétaux suite à l'absorption et à l'accumulation de certaines substances contenues dans l'eau d'irrigation. L'emploi d'une eau d'irrigation riche en sodium se traduit généralement par une accumulation du sodium dans le sol. Les modifications qui peuvent apparaître dans le sol sont fonction des fréquences d'irrigations (Ayers et Westcot 1988). Les symptômes caractéristiques sont les brûlures et le roussissement du feuillage ainsi qu'une nécrose des tissus situés sur le bord des feuilles. Souvent la toxicité par le sodium se modifie et s'atténue en présence du calcium.

La classification de Wilcox (1955) fondée sur la conductivité électrique et la teneur du sodium dans l'eau (pourcentage de sodium), est définie par la formule suivante :

$$\%Na = \frac{(Na^+ + K^+) \times 100}{(Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+ + K^+)}$$

Où tous les éléments sont exprimés en méq / l.

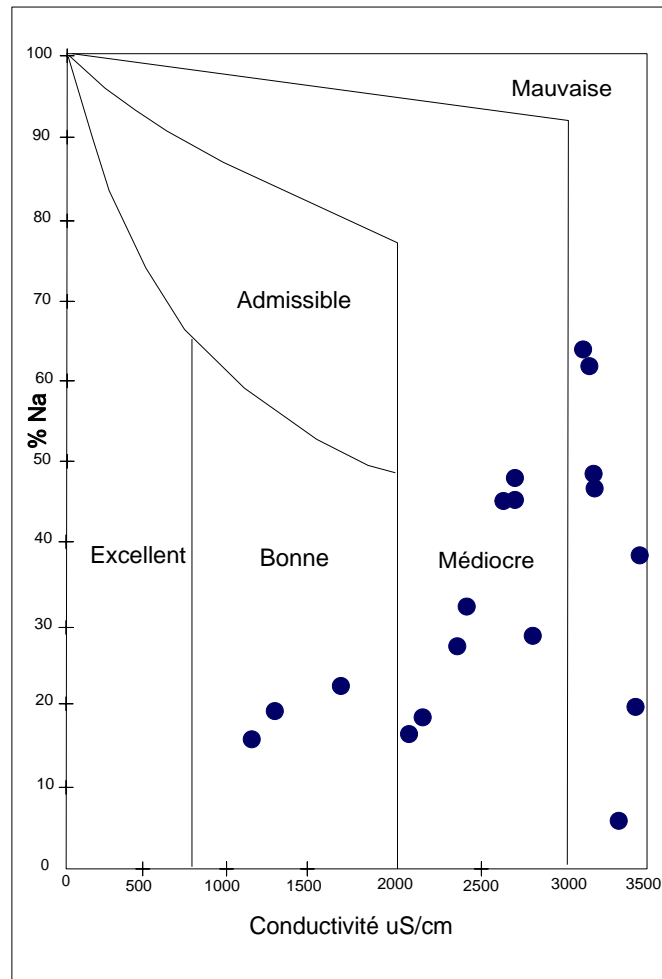
**Tab. VIII.14.** Distribution des valeurs du Na%

	Min	Moy	Max	$\sigma$	Cv
Na%	9,59	33,52	67,23	17,59	0,52

Min: valeur minimale; Moy: valeur moyenne; Max: valeur maximale;  $\sigma$ : écart type ; Cv : Coefficient de variation

D'après le tableau VIII.14, le pourcentage du Na<sup>+</sup> tourne autour d'une moyenne de 33,52 avec un maximum de 67,23 au niveau du forage F1 au nord de la plaine et un minimum de 9,59 au voisinage du lac salé (F6). La valeur du coefficient de variation est de 0,52.

La classification basée sur le Na% définit cinq classes d'eau : Excellente, bonne, admissible, médiocre et mauvaise (Fig.VIII.21).



**Fig. VIII.21.** Diagramme de classification des eaux pour l'irrigation (Wilcox, 1955)

**Tab. VIII.15.** Résultats de l'utilisation du diagramme de Wilcox

Classes	Pourcentage des points d'eau
Excellente	0
Bonne	17
Admissible	0
Médiocre	44
Mauvaise	39

D'après le tableau VIII.15, 44 % des points d'eau sont médiocres et 39% des points d'eau sont de mauvaise qualité; tandis que 17 % de ces points seulement sont de bonne qualité.

**VII.11.3. Alcalinité résiduelle des eaux**

Les ions carbonate et bicarbonate combinés au calcium ou au magnésium précipiteront sous forme de carbonate de calcium (CaCO<sub>3</sub>) ou carbonate de magnésium (MgCO<sub>3</sub>) dans des conditions de sécheresse. Lorsque la concentration de Ca et de Mg décroît, en comparaison la teneur sodium et l'indice SAR deviennent plus importants. Ceci causera un effet d'alcalinisation et augmentera le pH. Par conséquent, lorsqu'une analyse d'eau indique un pH élevé, ce peut être un signe d'une teneur élevée en ions carbonate et bicarbonate (Raghunath, 1987).

Dans le cas de faciès chimiques chlorurés, le SAR minimise fréquemment le risque de sodisation et d'alcalinisation des eaux (Gouaidia et al. 2012). C'est pourquoi nous avons adopté le Carbonate de Sodium Résiduel (RSC) comme autre moyen pour évaluer la qualité des eaux d'irrigation.

$$RSC = (CO_3^{2-} + HCO_3^-) - (Ca^{2+} + Mg^{2+})$$

Où tous les éléments sont exprimés en méq / l.

**Tab. VIII.16.** Distribution des valeurs de RSC

	Min	Moy	Max	σ	Cv
RSC	-36,87	-14,17	-4,96	7,15	-0,5

Min: valeur minimale; Moy: valeur moyenne; Max: valeur maximale; σ: écart type ; Cv : Coefficient de variation

Un RSC > 0, correspond à un risque plus élevé de dégradation des propriétés physiques des sols par sodisation, dans le cas où le sodium devient l'élément majoritaire dans le complexe adsorbant.

Après le calcul des valeurs de RSC (Tab.VII.16) et (annexe 4), il apparaît que 100 % des points d'eau étaient dans la classe RSC < 0, ce qui reflète un très faible risque de sodisation des sols (Summer, 1993 ; Marlet et Job, 2006).

**VIII.11.4. Indice de perméabilité**

Doneen (1964) a exprimé l'indice de perméabilité (IP) (Fig. VIII.22) comme indiqué dans l'équation suivante :

$$IP = \frac{(Na^+ + \sqrt{HCO_3}) \times 100}{(Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+ + K^+)}$$

Où tous les éléments sont exprimés en méq / l (Ragunath, 1987).

**Tab. VIII.17.** Distribution des valeurs du l'indice de perméabilité

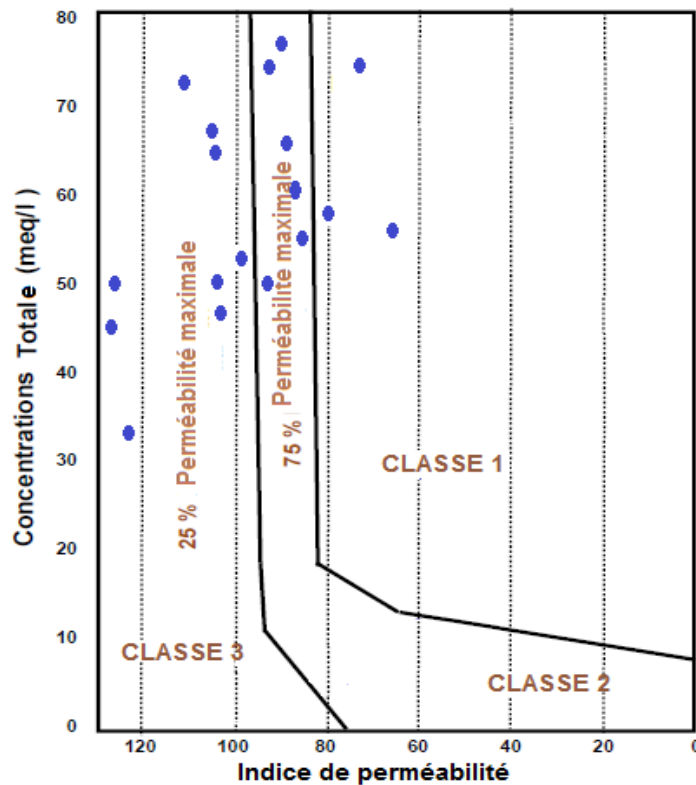
	Min	Moy	Max	$\sigma$	Cv
IP	62,46	98,26	124	17,13	0,17

Les résultats du [tableau.VIII.17](#) et ([annexe 4](#)) montre que l'indice de perméabilité oscille autour d'une valeur moyenne de 98,26 ; avec un maximum de 124 et un minimum de 62,46.

Ainsi, d'après la [figure VIII.22](#), il ressort que les échantillons d'eau souterraine de la région d'étude sont répartis comme suit :

- 50% se trouvent dans la classe 3, alors que 33% appartient à la classe 2 (25–75%) et 17 % des échantillons sont dans la classe 1 (> 75%).

Donc, les échantillons de la classe 1 et la classe 2 peuvent être utilisés dans l'irrigation sans effets négatifs sur la perméabilité des sols. Néanmoins, les eaux de la classe 3 sont inappropriées à l'irrigation du fait de leur forte concentration en  $\text{Na}^+$  (au voisinage du lac salé).



**Fig. VIII.22.** Classification des eaux d'irrigation basées sur l'indice de perméabilité (Doneen, 1964)

**VIII.11.5. Indices chloro-alkalines**

Schoeller (1977) a introduit les indices chloro-alkalines ICA 1 et ICA 2 (Fig.VII.23) pour déterminer l'échange d'ions entre l'eau souterraine et leur environnement (relation roche-eau souterraine) pendant sa résidence ou circulation, calculés selon les formules 1 et 2 :

$$IAC 1 = (Cl - (Na + K)) / Cl$$

$$IAC 2 = \frac{(Cl - (Na + K))}{(HCO_3 + SO_4 + NO_3 + CO_3)}$$

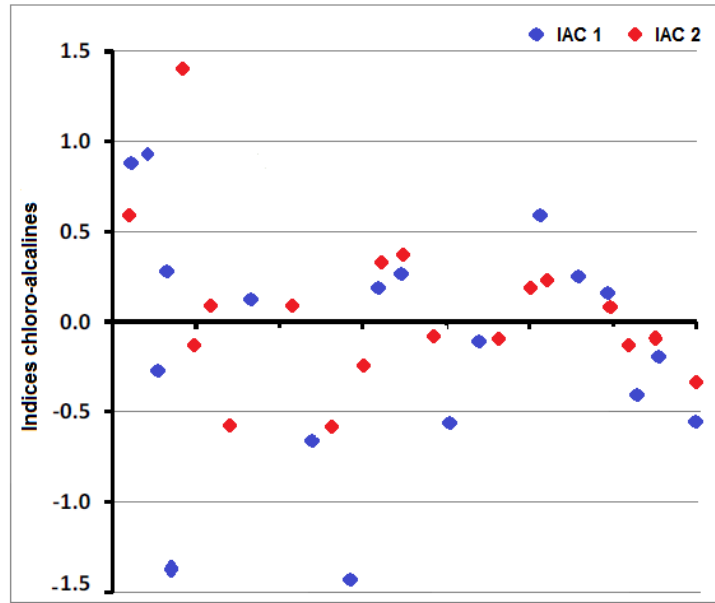
Où toutes les concentrations sont exprimées en méq / l.

**Tab. VIII.18.** Distribution des valeurs des indice chloro-alkalins

	Min	Moy	Max	σ	Cv
IAC 1	-1,47	-0,12	0,91	0,66	-5,4
IAC 2	-0,60	0,05	1,42	0,45	8,09

Après calculs (Tab.VIII.18) et (Annexe 4), les valeurs positives de l'IAC (IAC 1 = 0,38 et IAC 2 = 0,38) représentent 50% du total des échantillons d'eau souterraine. Les concentrations de calcium et de magnésium dans la zone d'étude est due à l'altération des roches (Fig.VII.23). Elles reflètent également qu'il y a un échange d'ions entre Na et K de l'eau avec Mg et Ca des roches (Handa, 1969).

50% des échantillons ayant des valeurs négatives (IAC < 0), ce qui montrent l'effet d'un processus d'échange d'ions inversé. C'est à dire, il y a un échange de Mg et Ca des eaux avec Na et K des roches (Handa, 1969). Ces eaux souterraines ont subit d'échange de base dans laquelle les éléments alcalins ont été échangés contre des ions Na<sup>+</sup> et ayant une concentration plus élevée en HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> > Ca<sup>2+</sup> + Mg<sup>2+</sup>) (Ravikumar et al. 2011).



**Fig. VIII.23.** Variation des indices chloro-alkalins

#### VIII.11.6. Risque du Magnésium (RM)

Szaboles et Darab (1964) ont proposé un risque de magnésium par rapport aux terres alcalines pour l'irrigation. Ce danger (RM) est calculé par l'équation suivante :

$$RM = Mg^{2+} \times 100 / (Ca^{2+} + Mg^{2+})$$

Où toutes les concentrations sont exprimées en méq / l.

Une eau riche en magnésium possède généralement des quantités équivalentes de bicarbonate ou de carbonate, lesquelles lui confèrent une alcalinité élevée. Lorsque l'alcalinité est élevée, le magnésium est le principal élément qui cause des problèmes d'eau incrustante et qui peuvent progressivement obstrués les goutteurs par des dépôts calcaires.

**Tab. VIII.19.** Distribution des valeurs du RM

	Min	Moy	Max	$\sigma$	Cv
RM	30,52	51,04	65,90	10,80	0,21

Min: valeur minimale; Moy: valeur moyenne; Max: valeur maximale;  $\sigma$ : écart type ; Cv : Coefficient de variation

D'après le [tableau VIII.19](#) et ([Annexe 4](#)), les valeurs du RM représente une moyenne de 51,04 avec un maximum de 65,90 (F6) et un minimum de 30,52 (F16). Le résultat des calcul montre que 50% des eaux ont un taux de magnésium inférieur à 50.

Les sols deviennent plus alcalins avec un RM supérieur à 50, donc en cas d'irrigation avec ces eaux, on peut s'attendre à des chutes de rendements des cultures (Szaboles et Darab, 1964).

## Conclusion

L'analyse hydrogéochimique des eaux de l'aquifère Mio-Plio-Quaternaire de M'Sila montre que la charge minérale est élevée. Cette minéralisation est due à la nature lithologique ainsi le temps de séjour de l'eau au sein de l'aquifère.

En termes de faciès hydrochimiques, l'eau est du type  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  au nord de la plaine (formations calcaires) et du type  $\text{SO}_4\text{-Cl-Na}$  au Sud (lac salé du Chott El Hodna). En conséquence, les eaux ont des teneurs inférieures aux normes maximales admissibles algériennes pour la température T, pH,  $\text{Mg}^{+2}$ ,  $\text{K}^+$  et  $\text{NO}_3^-$  avec 100% des échantillons; tandis que les concentrations en  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{-2}$  et  $\text{Cl}^-$  ont des teneurs supérieures aux normes avec 39%, 55%, 67% et 33% respectivement.

Toute fois, la température des eaux est de 22°C environ, tandis que le pH est basique variant de 7,01 à 8,23 à cause de la teneur élevée en anhydride carbonique.

L'utilisation des isotopes stables de la nappe étudiée a montrée que la teneur en  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  révèle deux groupes d'eau. Le premier groupe n'indique aucune modification isotopique significative sous l'effet de l'évaporation ; il représente la limite septentrionale de la région d'étude dont la recharge de l'aquifère est assez rapide. Le deuxième groupe montre l'impact conjugué du phénomène de l'évaporation et les eaux salées du Chott El Hodna sur la qualité de l'eau souterraine.

De plus, les valeurs des isotopes  $^3\text{H}$  et  $^{14}\text{C}$  dévoilent la datation des eaux de la nappe Mio-Plio-Quaternaires (plus de 20 000 ans).

Dans le contexte de la qualité de l'eau pour l'irrigation, environ 50% des sites d'échantillonnage ont été classés comme une catégorie adéquate. Ces points d'eau représentent une qualité médiocre, tandis que les restes sont des eaux fortement minéralisées et qui ne peuvent convenir qu'à des espèces bien tolérantes aux sels et sur des sols bien drainés et lessivés. Par ailleurs, la majorité de ces eaux représentent un très faible risque sur la perméabilité et la sodisation des sols. Ceci a été confirmé par les valeurs calculées de RSC, Na% et IP.

---

## CONCLUSION GENERALE

Cette étude vise à connaître et à comprendre le fonctionnement de l'aquifère mio-plio-quadernaire de la plaine du Hodna par des approches géochimiques et isotopiques.

La zone d'étude fait partie des zones arides, caractérisée par une faible et une irrégularité de la pluviométrie de l'ordre de 215 mm annuellement. Par ailleurs, la lame d'eau précipitée au niveau de la plaine est insuffisante pour alimenter la nappe car elle se fait beaucoup plus en amont au niveau des massifs du Nord.

Depuis les années 70, le régime pluviométrique a diminué de 29% environ ce qui influe négativement sur la ressource en eau souterraine de la plaine du Hodna en diminuant significativement en particulier sa partie septentrionale. D'autant plus que les niveaux piézométriques ont baissés jusqu'à 7 m durant la période 2004-2012.

Sur le plan géologique, le réservoir est constitué de sables, graviers, galets et des conglomérats du Mio-Plio-Quadernaire dans l'ensemble de la cuvette de la plaine surmonté par une formation semi perméable. Le substratum est argilo-marneux d'âge Miocène, avec par endroit des niveaux plus anciens (Crétacé supérieur et inférieur) remontés au moyen de failles. Les marnes et les argiles plongent globalement en profondeur sous le Chott de direction Nord Sud. L'épaisseur du réservoir est variable, il est de 300 m dans la plaine et il peut atteindre 500 m au voisinage du Chott El Hodna.

La campagne piézométrique effectuée au mois du Septembre 2012 a montré la présence d'une dépression piézométrique au centre de la plaine expliquée par la surexploitation de la nappe en cette zone à des fins agricoles. Sur la base des essais de pompage, les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe sont: la valeur de la transmissivité varie entre  $4 \cdot 10^{-4}$  et  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s et un coefficient d'emmagasinement varie de  $5 \cdot 10^{-4}$  à  $4 \cdot 10^{-2}$ . En outre, le rayon d'action de pompage vaut de 2000 à 4250 m et un gradient hydraulique de l'ordre de  $3 \cdot 10^{-3}$  sur l'ensemble de la région.

L'analyse hydrogéochimique de 18 échantillons d'eau prélevés et bien répartis sur la plaine durant la même campagne a révélé un faciès bicarbonaté calcique au nord et un faciès sulfaté et chloruré sodique au voisinage du lac salé. Ces deux faciès sont séparés par un mélange d'eau. Cette composition chimique est le résultat de la dissolution des carbonates au Nord, lors de l'infiltration des précipitations dans l'aquifère et à la présence des évaporites au Sud du Chott El Hodna. Ces résultats ont été vérifiés par des analyses statistiques multivariées (AF et CAH).

L'analyse factorielle (AF) a permis d'extraire 03 facteurs expliquant la variance des données hydrogéochimiques. F1 est lié aux paramètres de salinité ( $CE$ ,  $Na^+$ ,  $SO_4^{2-}$  et  $Cl^-$ ), F2 à la teneur en carbonates ( $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$  et  $HCO_3^-$ ) et F3 est associé à la teneur en engrais chimiques ( $K^+$  et  $NO_3^-$ ). En effet, les sulfates ( $SO_4^{2-}$ ) et les bicarbonates ( $HCO_3^-$ ) représentent un indicateur de la qualité des eaux souterraines alors que les éléments (Ca, Mg, Na et Cl) expliquent son évolution géochimique.

La classification ascendante hiérarchique (CAH) permet de classer les échantillons en 03 groupes distincts. Le premier groupe (G1) de faible salinité ( $CE < 1700 \mu S / cm$ ), le second (G2) de haute salinité ( $CE > 2900 \mu S / cm$ ) et le troisième (G3) d'une salinité moyenne ( $1700 < CE < 2900 \mu S / cm$ ). Hormis les eaux des groupes G1 et G3, les eaux du groupe G2 situé à proximité du Chott sont très salées, résultat de l'inversion du flux provenant du Chott El Hodna vers le centre de la plaine et expliquée par l'exploitation intensive des eaux par les agriculteurs.

En termes de contenu isotopique des eaux souterraines en  $\delta^2H$  et  $\delta^{18}O$ , la recharge de l'aquifère ayant deux origines diverses; la première recharge est assurée principalement au niveau des affleurements carbonatés du Nord et sous une infiltration assez rapide où il n'y a pas de variation isotopique par évaporation. Alors que, la deuxième alimentation se fait par les eaux salées du Chott El Hodna au Sud où l'influence du phénomène d'évaporation est significative.

Les valeurs en  $^{14}C$  indiquent une faible activité, ce qui montre que les eaux de la plaine du Hodna sont très anciennes, datées de plus de 20 000 ans.

De point de vue usage de ces eaux souterraines, la majorité des échantillons (61%) présentent une eau de bonne qualité à l'alimentation en eau potable avec des concentrations inférieures à la norme algérienne ( $< 2800 \mu S/cm$ ). La moitié des points d'eau sont de qualité moyenne à l'irrigation, tandis que le reste ne peut convenir qu'à des espèces bien tolérantes aux sels et sur des sols bien drainés et lessivés. Par ailleurs, la majorité de ces eaux représentent un très faible risque sur la perméabilité et la sodisation des sols. Ceci a été confirmé par les valeurs calculées de RSC, Na% et IP.

Dans le souci de préserver la ressource en eau souterraine qualitativement et quantitativement et lui assurer une gestion rationnelle et durable, il est souhaitable de prendre les recommandations suivantes :

- Implantation d'un nouveau réseau pluviométrique qui couvre d'une manière homogène la partie septentrionale du bassin versant du Hodna et veiller à améliorer la qualité des données.

- La mise en valeur du barrage K'Sob (dévasement de la retenue) qui un double rôle, l'irrigation des terres de la plaine et la réalimentation de la nappe phréatique déjà tarie par des lâchés réguliers.
- Réalisation de nouveaux ouvrages de mobilisation des ressources en eau superficielles (petits barrages et retenues collinaires) à usages agricoles.
- Encourager les agriculteurs à utiliser la ressource en eau superficielle dans l'irrigation tout en contrôlant sa qualité.
- Contrôler et suivre l'état de la nappe Mio-Plio-Quaternaire par la réalisation de piézomètres bien répartis sur l'ensemble de la plaine.
- Etendre le rayon du périmètre de protection à l'ensemble de la plaine afin d'éviter la surexploitation par les agriculteurs.
- Drainer les sols pour lutter contre le problème de salinité et de mettre en place des mesures correctives appropriées pour améliorer la qualité des eaux souterraines notamment la zone sud de la plaine.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Achi K, 1970.** Etude hydrogéologique de la zone Nord -occidentale du bassin du Hodna, Algérie. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle -Université d'Alger, 201 pages.
- Aghazadeh N, Chitsazan M et Golestan Y, 2017.** Hydrochemistry and quality assessment of groundwater in the Ardabil area, Iran. *Appl Water Sci* : 7 (7) 3599–3616.
- Amroune A, 2008.** Hydrogéologie et qualité des eaux souterraines de la plaine de M'Sila, Zone nord occidentale du bassin du Hodna, Est algérien. Thèse de magister, Université de Batna 2, Algérie.
- Amroune A, Boudoukha A, Boumazbeur A, Benaabidate L et Enrico Guastaldi .** Groundwater geochemistry and environmental isotopes of the Hodna area, Southeastern Algeria. *Desalination and Water Treatment* 73: 225-236, 2017.
- ANRH, 2016.** Agence Nationale des Ressources Hydriques: Rapport sur les apports des oueds Lham, Fagues, Soubella, K'Sob et Boussaâda.
- Anik D, Hilaire A, Beveridge D, Caissie D et Benyahya L, 2011.** Multivariate analysis of the low-flow regimes in eastern Canadian rivers. *Hydrological Sciences Journal*, 56 (1), 51-67.
- AIEA, 1977.** Bulletin - Vol.19, no 1, UNITED NATIONS WATER CONFERENCE, Mar del Plata, Argentina, 14-25.
- Anazawa K et Ohmori H, 2005.** The hydrochemistry of surface waters in AndesiticVolcanic area, Norikura volcano, central Japan. *Chemosphere*, 59, 605-615.
- Appelo CAJ et Postma D, 1993.** Geochemistry, groundwater and pollution. *Journal of Hydrology*, 155, 1-2, 295-296.
- Appelo CAJ, Postma D, 1996.** Geochemistry, groundwater and pollution, Balkema, Rotterdam, 536 pp.
- Arrus R, 1985.** L'eau en Algérie. Office des publications universitaires (OPU), Alger.
- Back, W et Hanshaw BB, 1970.** Comparaison of chemical hydrogeology of the carbonate peninsulas of Florida and Yucatan. *Journal of Hydrology*, 10,330-368.
- Bartlett MSA, 1954.** A notes on multiplying factors for various chi-squared approximations, *J. R. Stat. Soc. Series B*, 16 : 296–298.
- Barzanji A, 1973.** Gypsiferous soils of Irq. Ph. D. Thesis. Ghent, Beilgium, 199 p.

- Beauchamp J, 2003.** Qualité et pollution des eaux souterraines, Université de Picardie Jules Verne.
- Beaudry T et Henry TM, 1984.** Chimie des eaux, edition: Les griffons d'argiles, 1<sup>ère</sup> édition, INC Canada.
- Benabderrahmane A, 1988.** Numerical simulations of salt pollution of an aquifer system in a semi-arid to arid -Sample aquifer systems of the plain of M'Sila- (Hodna, Algeria), PhD thesis, UFR Applied Geology. Franche Comte. France.
- Ben Hassine H, 2005.** Effets de la nappe phréatique sur la salinisation des sols de cinq périmètres irrigués en Tunisie. *Étude et Gestion des Sols* 12 (4) : 281 - 300.
- Belkhiri L, Boudoukha A, Mouni L et Baouz T, 2010.** Application of multivariate statistical methods and inverse geochemical modeling for characterization of groundwater - A case study: Ain Azel plain (Algeria). *Geod* 159: 390-398.
- Belkhiri L, Boudoukha A et Mouni L, 2011.** A multivariate Statistical Analysis of Groundwater Chemistry Data. *International Journal of Environmental Research* 5(2): 537-544.
- Belkheir L, 2011.** Etude de la pollution des eaux souterraines : Cas de la plaine d'Ain Azel-Est algérien. Thèse de doctorat en Hydraulique, Université de Batna 2, Batna, Algérie.
- Belghiti ML, Chahlaoui A, Bengoumid D et Elmouqtainer R, 2013.** Etude de la quantité physico-chimique et bactériologique des eaux souterraines de la nappe plio- Quaternaire dans la région de Meknès (Maroc). *Larrhyss journal*, n° 14, Juin 2013, pp.21-36.
- Benabdelli K, Mederbal K et Mohammedi H, 1995.** Comptes rendus 2<sup>ème</sup> colloque: Climat-Environnement. Environnement écologique et gestion intégrée des ressources hydriques. Centre Familiale Bouisville Oran 24/25. Déc. Pp 58-61.
- Bencer S, Boudoukha A et Mouni L, 2016.** Multivariate statistical analysis of the groundwater of Ain Djacer area (Eastern of Algeria), *Arab. J. Geosci.*, 9:248. Doi: 10.1007/s12517-015-2277-6.
- Benzécri JP, 1973.** L'analyse des données, Paris, Dunod, vol. 2 : Correspondances.
- BGR, 2008.** (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe) (Institut fédéral des géosciences et des ressources naturelles) Groundwater and Climate Change: Challenges and Possibilities. Hanover, Germany.
- Boudoukha A, 1988.** Hydrogeological study and modeling of the aquifer system of Closed-El Eulma Ain Lahdjar (eastern region of Setif - Algeria), PhD Thesis, Univ. Franche Comte, Besançon, France.

- Boudoukha A et Bouguerne A, 2010.** Les métaux lourds dans les eaux de surface d'Oued Bousselem ; discussion des données analytiques. Geomagheb, 6, 97-104.
- Blavoux B, 1978.** Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse de doctorat Pierre et Marie Curie 316 p.
- Brinis N, Boudoukha A, Djabri L et Mania J, 2009.** La salinité des eaux souterraines de la zone Est de la plaine d'El Outaya. Région de Biskra. Algérie. Bulletin de Service Géologique National, 20(1), 49-61.
- Brinis N, 2011.** Caractérisation de la salinité d'un complexe aquifère en pays aride – Cas de l'aquifère d'ElOutaya–Région Nord Ouest de Biskra .Algérie. Thèse de Doctorat en Hydraulique, Université de Biskra-(Algérie).
- BRGM, 1996.** Les techniques isotopiques : application aux eaux minérales, Note technique DNEMT n° 7 (Division Nationale des Eaux Minérales et Thermales).
- BRGM, 2011.** Résumé détaillé de la situation des ressources en eau dans le monde (Division Nationale des Eaux Minérales et Thermales).
- Cameron E, 1996.** The hydrochemistry of the Fraser River, British Columbia: seasonal variation in major and minor components. Journal of Hydrology, 182, 209-215.
- Capaccioni B, Didero M, Paletta C et Idero L, 2005.** Saline intrusion and refreshing in a multilayer coastal aquifer in the Catania Plain (Sicily, Southern Italy): dynamics of degradation processes according to hydrochemical characteristics of groundwaters, J. Hydrol., 307: 1–16.
- Cemagref, 2003.** Guide pratique-Irrigation, Cemagref, 3<sup>ème</sup> édition, 342p.
- Cerling TE, Pederson BL et Damm KLV, 1989.** Sodium-calcium ion exchange in the weathering of shales: implications for global weathering budgets, Geology., 17 : 552–554.
- Chabour N, 2006.** Hydrogéologie des domaines de transition entre l'atlas saharien et la plateforme saharienne à l'Est de l'Algérie. Thèse de doctorat, Univ de Constantine, 177p.
- Charef O et Kouti A. 1995.** Comptes rendus 2ème colloque national Climat-Environnement. La politique actuelle de l'eau en Algérie. Centre familiale Bouisville Oran 24/25. Déc. 1995. Pages1-6.
- Chebotarev I, 1955.** Metamorphism of natural waters in the crust of weathering-1, 2,3. Geochimica et Cosmochimica Acta, 8, 22-48, 137-170, 198-212.

- Chen J, 1987.** Water Environment Chemistry, Higher Education Press, Beijing, China.
- Clark I et Fritz P, 1997.** Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers, New-York. 238p.
- Cloutier V, 2004.** Origine et évolution géochimique des eaux souterraines du système aquifère des Basses-Laurentides dans les roches sédimentaires paléozoïques des basses-terres du saint-Laurent, Québec, Canada. Thèse PhD, Université du Québec. INRS-Eau, Terre & Environnement, 366 pages.
- CNRS, 2017.** (Centre national de la recherche scientifique), Température moyenne à la surface de la Terre et effet de serre. <http://www.cnrs.fr>.
- Conrad G et Fontes JCh, 1970.** Hydrologie isotopique du Sahara nord-occidental (Isotope hydrology of the north-western Sahara). In: Isotope Hydrology 1970, IAEA, Vienna, pp 405–419.
- Craig H, 1957.** Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim Acta* 12: 133-149.
- Craig H, 1961.** Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133: 1702-1703.
- Dagnelie P, 1970.** Théorie et Méthodes Statistiques. Les presses agronomiques de Gembloux, Vol 2, 451 p.
- Dagnelie P, 2006.** Theoretical and applied statistics. Vol 2: Inferences one- and two-dimensional. Edis, Boeck and Larcier, Bruxelles.
- Dalton MG et Upschurch SB, 1978.** Interpretation of hydrochemical facies by factor analysis. *Groundwater* 16: 228-233.
- Douaoui A et Hartani T, 2007.** Impact de l'irrigation par les eaux souterraines sur la dégradation des sols de la plaine du Bas-Chéliff. Actes du troisième atelier régional Sirma(Nabeul, Tunis), CD-Rom, Édité. CIRAD, Montpellier, 5 p.
- Dekkiche B, 1974.** Sur quelques sols à accumulation de gypse dans le Hodna. *Annales de l'institut nationale agronomique El Harrach, Alger.* Vol 06. N° 01 :139-148.
- Demdoum A, 2010.** Hydrogeological study of the El Eulma region and the problem of water quality, Doctoral Thesis, Univ. Constantine, Algeria.
- Denat F, 2010.** Cours : Spectrométrie de masse, Institut de chimie moléculaire de l'université de Bourgogne, France.

- Derekoy AM, 1973.** Etudes hydrogéologiques dans le bassin du Chott el Hodna ; projet FAO ; DEMRH, 1973.
- Detay M, 1997.** La gestion active des aquifères. Edition Masson, Paris. 416 pages.
- Dincer T, Al-Mugrin, A and Zimmerman, M., 1974.** Study of the infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. J. Hydrol., 23, PP. 79-109.
- Djelfi M, 1996.** Mobilisation et accroissement des ressources en eaux des bassins versants tributaires de la Méditerranée. Th. Magister. Ecole Nationale de l'Hydraulique de Blida 220 p.
- Djidi K, Bakalowicz M and Benali A, 2008.** Mixed, classical and hydrothermal karstification in a carbonate aquifer hydrogeological consequence. The case of the Saida aquifer system, Algeria. C R Geosci 340: 462–473.
- Doneen LD, 1964.** Notes on water quality in agriculture. Davis, CA: Department of Water, Science, and Engineering. University of California.
- DRE, 2017.** Direction des ressources en eau de la wilaya de M'Sila. Données de la station d'épuration.
- Dubief J, 1953.** Essai sur l'hydrologie superficielle au Sahara. Dir. Serv. Col. Hydraul. Alger.
- Ducharne, A, Théry S, Viennot P, Ledoux E, Gomez E et Déqué M, 2003.** Influence du changement climatique sur l'hydrologie du bassin de la Seine, la revue électronique en sciences de l'environnement, Vol 04 N°03, 80-99 pp.
- Duffy C et Brandes D, 2001.** Dimension reduction and source identification for multispecies groundwater contamination. Journal of Contaminant Hydrology, 48, 151-165.
- Edmunds WM, Bath AH and Mile DL, 1982.** Hydrochemical evolution of the East Midlands Triassic Sandstone aquifer. Geochimica et Cosmochimica Acta, 46, 2069- 2081.
- Edmunds WM, Guendouz AH, Mamou A, Moulla A, Shand P and Zouari K, 2003.** Groundwater evolution in the Continental Intercalaire aquifer of southern Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators, Appl. Geochem., 18: 805–822.
- Edmunds WM, Dodo A, Djoret D, Gasse F, Gaye CB and Goni IB, 2004.** Groundwater as an archive of climatic and environmental change: Europe to Africa; Past Climate Variability through Europe and Africa, R.W. Battarbee et al (editors), Kluwer. Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands, 279-306, 2004.

- Elhajji A, 2012.** Cours : Techniques Spectroscopiques, Chapitre I, Université Mohamed V, Rabat, Maroc.
- Evans T, 1994.** History of Nile flows. In P.P. Howell and J.A. Allan (Eds) The Nile: Sharing a Scarce Resource. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 27-63.
- Gilli E, Mangan C et Murdy J, 2004.** Hydrogéologie: Objets, méthodes, applications. Dunod, Paris. 303 Pages.
- FAO, 1970.** Etudes des ressources naturelles et expérimentation et démonstration agricoles dans la région du Hodna: Amélioration des pâturages et de l'élevage. --UNDP ALG/66/609
- Fontes JCh, 1976.** Isotopes du milieu et cycles des eaux naturelles: quelques aspects. Thèse de doctorat d'État, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris, France.
- Fontes JCh et Olivry JC, 1976.** Gradient isotopique entre 0 et 4000 m dans les précipitations du mont Cameroun. Résumé C. R. Réunion. Ann. Sc. Terre, Paris, Soc. Géolo. Fr, 171.
- Fontes JCh, 1976.** Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles, la houille blanche 3.4: 206-221.
- Fontes JCh, 1983.** "Dating of groundwater 3, Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, Tech. Rep. Ser. N 91, Second edition, IAEA, Vienna (1983) 285.
- Fontes JCh, Yousfi M and Allison GB, 1986.** Estimation of long term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. Journal of Hydrologie 86: 315–327.
- Fontes JCh and Andrews JN, 1991.** Paleorecharge by the Niger River (Mali) deduced From Groundwater Geochemistry, Water Resources Research, Vol.27, N°.2, pp.199-214.
- Freeze RA and Witherspoon PA, 1967.** Theoretical analysis of regional ground water flow 2. The effect of water-table configuration and subsurface permeability variation. Water Resources Research, 3, 623-634.
- Friedman I, Machta L and Soller R, 1962.** Water vapour exchange between a water droplet and its environment. Journal of Geophysics Research, 67 : 2761-2766.
- Friedman I and O'Neil J R, 1977.** Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest In data of geochemistry , 6eme Ed. Geological Survey Professionnal paper 440 kk. 106 pages.
- Fritz P and Fontes JCh, 1980.** Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, p. 21.

- Fritz P and Frape K, 1980.** Comments on the  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ , and chemical composition of saline groundwaters on the Canadian shield. Proceedings of a symposium on «Isotope studies of hydrologic processes» (IAEA, 1980), 57-63.
- Garrels RM and MacKenzie FT, 1967.** Origin of the chemical compositions of some springs and lakes, In: Equilibrium Concepts in Natural Waters. Am. Cancer Soc., Wash., DC.
- Gat J and Carmi L, 1970.** Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. *J Geophys Res* 75: 3039–3048.
- Geller W, Friese K, Herzsprung P, Kringel R and Schultze M, 2000.** Limnology of sulphuric acid mining lakes. II Chemical properties: The main constituents and buffering systems. *Verhandlungen des Internationalen Verein Limnologie* 27: 2475–2479.
- Gibbs RJ, 1970.** Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 17:1088-1090.
- GIEC, 2007.** Bilan de l'évolution du climat: Troisième rapport d'évaluation, Rapport de synthèse du GIEC. Wembley, Royaume-Uni: Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat. 37 p.
- Godefroy N, Haaser F, Henniaux SN, Mosser N, Stern N et Vogel N, 2001.** Changement climatique et hydrologie. <http://www.enpc.fr/de/trav-elev/cc/impacts/impacts.htm>
- Gonfiantini R, Conrad G, Fontes JC, Sauzay G et Payne BR, 1974a.** Etude isotopique de la nappe du continental intercalaire et de ses relations avec les autres nappes du Sahara septentrional. In: Proceedings of IAEA symposium on isotope techniques in groundwater hydrology, Vienna (1974) 227–241.
- Gonfiantini R, Dincer T and Derekoy AM, 1974b.** Environmental isotope hydrology in the Hodna Region, Algeria, *Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974 (Proc. Symp. Vienna, 1974) Vol.1*, p. 293, IAEA, Vienna.
- Gouaidia L, Guefaïfia O, Boudoukha A, Laid Hemila M et Martin C, 2012.** Évaluation de la salinité des eaux souterraines utilisées en irrigation et risques de dégradation des sols : exemple de la plaine de Meskiana (Nord-Est Algérien). *Revue : physio-Géo*, volume 6, p.141-160
- Gournay A, 2012.** Analyse statistique multivariée, Institut de Mathématiques, Université de Neuchâtel, Suisse.
- Guiraud R, 1970.** Carte géologique au 1:200 000 et notice du bassin du Hodna. Ed. F.A.O et M.L.A.R.A Algérie.

- Guiraud R, 1973.** Evolution post-triasique de l'avant pays de la chaîne alpine d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Thèse de doctorat, Université de Nice, France.
- Güler C, Thyne GD, 2002.** Geochemical evolution of surface and groundwater in Indian Wells-Owens valley area and surrounding ranges, southeastern California, USA. GSA Abstr. Prog. 33, A16.
- Güler C, Thyne G, McCray J and Turner A, 2002.** Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. Hydro. J. 10, 455-474.
- Grootes PM, Stuiver M, Thompson LG, and Mosley T, 1989.** Oxygen changes in tropical ice, Oueccaya, Peru. J. Geophys.R., vol. 94, n° D1, 1187-1194.
- Guendouz A, 1985.** Contribution à l'étude hydrochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara septentrional, Algérie (A contribution to the hydrochemical and isotopic study of the northern Sahara deep groundwaters in Algeria). Thesis, University Paris-sud, Orsay, France.
- Guendouz A, Moulla AS, Edmunds WM, Zouari K, Shand P and Mamou A, 2003.** Hydrogeochemical and isotopic evolution of water in the Complexe Terminal aquifer in the Algerian Sahara, Hydrogeol. J., 11(4) : 483-495.
- Guedira F, 2010.** Cours de Spectroscopie, Chapitre III, Université Mohamed V, Rabat, Maroc.
- Güler C and Thyne G, 2004.** Hydrologic and geologic factors controlling surface and groundwater chemistry in Indian Wells-Owens Valley area, southeastern California, USA. Journal of Hydrology. 285 (1-4), 177-198.
- Gutiérrez A, 2003.** Modélisation stochastique des régimes pluviométriques à l'échelle régionale pour la prévision des crues au nord-Mexique. Thèse de doctorat, institut national polytechnique de Grenoble, France, 174 p.
- Hassani I, 1993.** Les eaux souterraines : une ressource en péril. El Watan du 17 mai 1993.
- Huisman D and Kiden P, 1998.** A geochemical record of late Cenozoic sedimentation history in Southern Netherlands. Geologie en Mijnbouw, 76, 277-292.
- Hendry MJ and Schwartz FW, 1988.** An alternative view on the origin of chemical and isotopic patterns in groundwater from the Milk River Aquifer, Canada. Water Resources Research, 24(10), 1747-1763.
- Hounslow AE, 1995.** Water Quality Data: Analysis and Interpretation. Lewis Publishers.
- I.F.E.S, 2002.** Prospection électrique dans la région de M'Sila - Souk Ouled N'dja. 32 pages.
- I.F.E.S, 2008.** Modélisation du système aquifère du Hodna. Mission 4, Rapport final. 87 pages.

- I.A.E.A, 2008.** Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique, Agence internationale de l'énergie atomique, volume III.
- Joseph A and JF, 1989.** Aranyosy Mise en évidence d'un gradient de continentalité inverse en Afrique de l'ouest en relation avec les lignes de grain, Hydrogéologie no. 3, 215-218, 1989.
- Joseph A and Frangi JP, 1992.** Aranyosy Isotope Characteristics of Meteoric Water and Groundwater, Journal of Geophysical research, Vol. 97, N° D7, Pages 7543-7551.
- Joshi DM, Bhandari NS, Kumar A and Agrawal N, 2009.** Statistical analysis of physicochemical parameters of water of river Ganga in Haridwar district., Rasayan J. Chemistry, 2 579–587.
- Kaiser HF, 1970.** A second generation little jiffy, Psychometrika, 35 : 401–415.
- Khammoudj D, 2009.** Dynamics of systems and management strategy and management of water resources in semiarid zones: case of the El Eulma region, W of Setif. Doctoral Thesis, Univ. Annaba, Algeria.
- Kieken M, 1962.** Résumé des connaissances acquises au cours des vingt dernières années dans le Hodna, le Titteri et la partie occidentale des Biban. Bulletin B.R.G.M, section IV, N°1. Département d'Alger.
- Kieken M, 1962.** Notice explicative de la carte géologique au 1/50 000e, M'sila (168), Première édition. Service de la carte géologique de l'Algérie, Alger.
- Kieken M, 1970.** Résumé des connaissances acquises au cours des vingt dernières années dans le Hodna, le Titteri et la partie occidentale des Biban. Département d'Alger. Bull. B.R.G.M., section IV, N°1.
- Laaksoharju M, Gurban I, Skarman C and Skarman E, 1999.** Multivariate mixing and mass balance (M3) calculations, a new tool for decoding hydrogeochemical information, Appl. Geochem., 14 : 861–871.
- Lawley DN and Maxwell AE, 1963.** Factor Analysis as a Statistical Method, Butterworths Mathematical, Texts, England.
- Le Gal La Salle C, Marline C, Savoye S and Fontes JC, 1996.** Geochemistry and <sup>14</sup>C dating of groundwaters from Jurassic aquifers of North Aquitaine Basin (France). Applied Geochemistry, II, 433-445.
- Matray JM, Lambert M and Fontes JC, 1994.** Stable isotope conservation and origin of saline waters from the Middle Jurassic aquifers of the Paris Basin, France. Applied Geochemistry, 9, 297-309.

- Marlet S et Job JO, 2006.** Processus et gestion de la salinité des sols. In : Traité d'irrigation, J.R. Tiercelin et A. Vidal édit., Édit. Lavoisier, Paris, p. 797-822.
- Meybeck M, 1987.** Global chemical weathering from surficial rocks estimated from river dissolved loads, *Am. J. Sci.*, 287: 401–428.
- Meddi M, Hubert P, 2003.** Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. Proceedings of an international symposium held at Montpellier, Hydrology of the Mediterranean and Semiarid Regions, IAHS Publ N° 278, 229-235 pp.
- Michele D, Oliverio F, Loele D et Pascal HG and Ragno G, 2008.** Monitoring of water quality in South Paris district by clustering and SIMCA classification. *International Journal of Environmental Analytical Chemistry*. 88 (15), 1087-1105.
- Momen B, Eichler LW, Boylen CW and Zehr JP, 1996.** Application of multivariate statistics in detecting temporal and spatial patterns of water chemistry in Lake George, New York. *Ecology Modelling*, 91, 183-192.
- Mook, WG and De Vries JJ, 2000.** Environmental isotopes in the hydrological cycle-Principles and applications. Technical documents in hydrology, vol. 1-6, UNESCO/AIEA, Paris.
- Moser H and Rauert W, 1980.** Isotopen methoden in der Hydrologie. Lehrbuch der Hydrogeologie Band 8. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Musy A and Higy C, 1998.** Hydrologie appliquée, Edition H.G.A. Bucarest. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse, 365 p.
- Ndembo J, 2009.** Apport des outils hydrogéo-chimiques et isotopiques à la gestion de l'aquifère du mont Amba, Congo. Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, France.
- Nemouchi A, 2001.** Géographie hydrologique du bassin versant endoréique du Chott El Hodna. Thèse Doct. Université de Constantine. 300 pages.
- Nouayti N, Khattach D et Hilali M, 2015.** Evaluation de la qualité physico-chimique des eaux souterraines des nappes du Jurassiques du haut bassin de Ziz (haut Atlas central, Maroc), *Journal of Materials and Environmental Science* 6(4) (2015) 1068-1081.
- NRCS (Natural Resources Conservation Services), 1999.** Soil taxonomy: a basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys. Agriculture Handbook n°436.
- OFEV, 2011. (Office fédéral de l'environnement)** Paramètres pour le développement des émissions de gaz à effet de serre en Suisse 1990-2009. Berne.

- OGRA (Official Gazette of the Republic of Algeria) n° 18 of March 23, 2011.** Executive Decree n°. 11-125 of March 22, 2011 relating to the quality of water for human consumption.
- Olivry JC et Chastanet M, 1986.** Evolution du climat dans le bassin du Fleuve Sénégal (Bakel) Depuis le Milieu du 19ème Siècle. Coll. Trav. Et Doc. N° 197, ORSTOM, Paris, pp. 337-343.
- Parkhurst DL and Appelo CAJ, 1999.** PHREEQC for windows version 1.4.07. A hydrogeochemical transport model. US Geological Survey Software. Washington.
- Piper AM, 1944.** A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. Am Geophys Union Transplant 25:914–928
- Prashant K, Dawei H, Manika G and Saumitra M, 2012.** Integrated framework for monitoring groundwater pollution using a geographical information system and multivariate analysis. Hydrological Sciences Journal, 57 (7), 1453-1472.
- Pruneau D, Doyon A, Langis J, Vasseur L, Ouellet E, Gélinas V, LeBlanc K, Martin G. et Cormier M. 2004.** Vers des communautés climatosages. Guide pédagogique d'éducation au changement climatique (Maternelle à 8e année). Moncton, N.B. : Université de Moncton, Groupe de recherche Littoral et vie.
- Raghunath HM, 1987.** Groundwater, (2<sup>nd</sup> Edition), K.K. Gupta, New Age International (P) Ltd., New Delhi-110002, India. pp563
- Ramsar, 2001.** Fiche descriptive sur les zones humides. Direction des forêts 4 pages.
- Ravikumar P, Somashekar RK, et Angami M, 2011.** Hydrochemistry and evaluation of groundwater suitability for irrigation and drinking purposes in the Markandeya River basin, Belgaum District, Karnataka State, India. Environmental Monitoring and Assessment, 173(1-4), 459–487.
- Remenieras G, 1976.** Hydrologie de l'ingénieur. Édition Eyrolles. Collection des études et recherches d'électricité de France, 456 p.
- Richards LA, 1954.** Diagnosis and improvement of saline and alkaline soils (pp. 98-99) [Agriculture Handbook No. 60]. Washington DC: US Department of Agriculture and IBH publishing Co. Ltd. New Delhi, India.
- Rodier J, 1984.** L'analyse de l'eau, eaux naturelle, eaux résiduaires, eau de mer, 7<sup>e</sup> édition Dunod, Paris, France.
- Rodier J, Legube B et Merlet N, 2009.** L'analyse de l'eau. 9<sup>ème</sup> édition, Dunod, Paris, France.

- Rozanski KL, Araguas-Araguas L and Gionfiadini R, 1993.** Isotopic patterns in Modern Global Precipitation, in *Climate Change in Continental Isotopic Records*. P. Swart, K. Lohmann, J. McKenzie, and S. Savin, Eds. American Geophysical Union Monograph, 78, Washington, DC
- Sanchez-Martos F, Jiménez-Espinosa R et Pulido-Bosch A, 2001.** Cartographie de variables de la qualité des eaux souterraines en utilisant l'ACP et la géostatique: étude de cas de l'Andarax inférieur, dans le sud-est de l'Espagne. *Hydrological Sciences Journal*, 46 (2), 227-242.
- Saporta G, 1990.** Probabilités, analyse des données et statistique. Editions Technip, 1990.
- Sadow M, Bruce BY, Aliou AS and Thomas MA, 2012.** Groundwater quality in some voltaian an Birimian aquifers in northern Ghana-application multivariate statistical methods and geographic information systems. *Hydrological Sciences Journal*, 57 (6), 1168-1183.
- SGA, 1938.** Service géographique de l'armée. Carte des sols d'Algérie, Feuille N°1-31 NE.
- Sighomnou D, 2004.** Analyse et redéfinition des régimes climatiques et hydrologiques du Cameroun : perspectives d'évolution des ressources en eau. Thèse doctorat, Univ. de Yaounde 1, Cameroun, 291 pages.
- Sneath PHA, Sokal RR, 1973.** Numerical Taxonomy and the Principles Practice of Numerical Classification. Ed. Freeman, W.H, San Francisco.
- SOGREAH, 1989.** Etude méthodologique sur l'hydrologie des retenues collinaires et mise au point d'outils de calculs pratique à l'analyse des directions de l'hydraulique des Wilayas, Rapports d'étude N°1 à 31.
- Sonntag C., Klitzsch E., Löhnert, E. P., Elshazly, E. M., Münnich, K. O., Junghans, Ch., Stijn W and Cristina Ciocci M, 2012.** Statistical evaluation and comparison of the chemical quality of bottled water and flemish tap water. *Desalination and Water Treatment*, 40 (1-3), 183-193.
- Stijn W et Cristina Ciocci M, 2012.** Statistical evaluation and comparison of the chemical quality of bottled water and flemish tap water. *Desalination and Water Treatment*, 40 (1-3), 183-193.
- Street F A and Grove AT, 1979.** Global map of lac level fluctuations since 30000 BP. *Quaternary Res.* 12, 83-118
- Soro TD, Soro N, OGA Y, Lasm Th, Soro G, Ahoussi K and Biémi J, 2011.** La variabilité climatique et son impact sur les ressources en eau dans le degré carré de grand-Lahou (sud-ouest de la cote d'ivoire). *Journal de géographie physique et environnement*, Vol 5, 55-73 pp.

- Subramani T, Rajmohan N and Elango L, 2010.** Groundwater geochemistry and identification of hydrogeochemical processes in a hard rock region, Southern India. *Environment Monitoring Assessment*. 162 (1-4), 123-137.
- Summer ME, 1993.** Sodic soils - new perspectives. *Australian Journal of Soil Research*, vol. 31, p. 683-750.
- Taylor RG, Doell P, Scanlon BR and Treidel H, 2013.** Ground water and climate change. Review article. *Nature Climate change*. 3: 322-329.
- Tiri A, Lahbari N and Boudoukha A, 2014.** Multivariate Statistical Analysis and Geochemical Modeling to Characterize the Surface Water of Oued Chemora Basin, Algeria, *Nat. Resources. Res.*, 23:379–391.
- Thorstenson DC, Fisher DW and Croft MG, 1979.** The geochemistry of the Fox Hills Basal Hell Creek Aquifer in Southwestern North Dakota and Northwestern South Dakota. *Water Resources Research*, 15(6), 1479-1498.
- Thatcher LL, Janser VJ and Edwards KW, 1977.** Methods for data determination of radioactive substance in water and fluvial sediments of water resources investigations of the USGS. *Books 5 Chapter A5*.
- Todd, DK, 1980.** *Groundwater Hydrology*, (2nd Edition), John Wiley and Sons Inc., New York, USA.
- Tóth J, 1963.** A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68(16), 4795-4812.
- UNESCO, 2003.** Observatoire du Sahara et du Sahel, Système aquifère du Sahara septentrionale, gestion commune d'un bassin transfrontière. Rapport de synthèse. 129 pages.
- Uzuakpunwa AB, 1981.** The geochemistry and origin of the evaporite deposits in the southern half of the Benue Trough. *Earth Evol Sci* 2:136–138, Braunschweig.
- Vasant G, Krishnamurthy VN, Sudha G, Manik D and Kalyani P, 2009.** *The Fertilizer Encyclopedia*, John Wiley & Sons, 8 avr. 872 pages.
- Verhagen BT, Sellschop JP and Jennings CM, 1970.** Contribution of environmental tritium measurements to some geohydrological problems in southern Africa. *Proc., IAEA, Vienna*, PP. 289-313.
- Vogel JC, 1993.** Variability of carbon isotope fractionation during photosynthesis. *Water relations* 29-38 p.

- Walter J, 2010.** Les eaux souterraines à salinité élevée du Saguenay-Lac Saint-Jean, Origines et incidences, Mémoire de maîtrise. UQAC. 177p.
- Ward J, 1963.** Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function. *Journal of the American Statistical Association*, 58(301), 236-244.
- WHO, 1993.** Guidelines for drinking water quality. Vol. 1, Recommendations (2nd ed.). Geneva: WHO, p. 130.
- Wilcox LV, 1955.** Classification and use of irrigation waters (p. 19). Washington: US Department of Agriculture [Circular No. 969].
- Yonge CJ, Goldenberg L, and Krouse, HR, 1989.** An isotope study of water bodies along a traverse of southwestern Canada. *J. Hydrol.*, 106, 245-255.
- Zakir HM, Mahidul Islam M and Sohrab Hossain M, 2016.** Impact of urbanization and industrialization on irrigation water quality of a canal - a case study of Tongi canal, Bangladesh. *Advances in Environmental Research*, 5 (2): 109-123.
- Zghibi A, Merzougui A, Zouhri L and Tarhouni J, 2014.** Understanding groundwater chemistry using multivariate statistics techniques to the study of contamination in the Korba unconfined aquifer system of Cap-Bon (North-east of Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*. 89, 1-15.
- Ziani D, Boudoukha A, Boumazbeur A and Benaabidate L, 2017.** Water Quality Assessment for Drinking and Irrigation using Major Ions Chemistry in the Semiarid Region: Case of Djacer Spring, Algeria. *Asian Journal of Earth Sciences* (10) 1 : 9-21.
- Zouridakis N, 1976.** Etude isotopique de la série carbonatée des natronières au nord-est du lac Tchad, Thèse de Docteur de l'Université, Paris.

## PRODUCTIONS SCIENTIFIQUES DANS LE CADRE DE LA THESE

### 1- Publications

- **AMROUNE A**, BOUDOUKHA A, BOUMAZBEUR A, BENAABIDATE L and Enrico Guastaldi. 2017. Groundwater geochemistry and environmental isotopes of the Hodna area, Southeastern Algeria. *Desalination and Water Treatment* 73: 225-236.

### 2- Communications

- **AMROUNE A**, BOUDOUKHA A et BOUMAZBEUR A, Groundwater geochemistry and environmental isotopes of the Hodna area, Southeastern Algeria. *Clean Water and Energy*, 22 – 26 Mai 2016, Rome, Italie.
- **AMROUNE A**, BOUDOUKHA A, LOPEZ-CHICANO M et BENAVENTE J, Etude des processus de salinisation des eaux souterraines d'une nappe alluviale près d'un lac salé (Chott El Hodna, Sud-Est Algérien) en utilisant des techniques statistiques. 5<sup>ème</sup> Colloque international du réseau "Eaux & Climats" : Changements globaux et Ressources en eau: Etat des lieux, adaptations et perspectives. 12-13 Octobre 2016, Fès, Maroc.
- **AMROUNE A**, BOUDOUKHA A, LOPEZ-CHICANO M et BENAVENTE J, Etude hydrochimique d'une nappe alluviale près d'un lac salé (Chott El Hodna, Sud-Est Algérien) en utilisant des techniques statistiques. 2<sup>ème</sup> Colloque international des ressources hydriques : Evaluation, Economie. 21-22 Novembre 2016, Ouargla, Algérie.

- **AMROUNE A, BOUDOUKHA A, RABAHI N**, Application de l'analyse statistique multivariée et hydrochimique pour la caractérisation des eaux souterraines : Aquifère Mio-Plio-Quaternaire du Hodna (M'Sila, Sud-Est Algérien). 1<sup>er</sup> Colloque international sur la géologie de la chaîne des maghrébides et des régions voisines. 04-06 Décembre 2016, Sétif, Algérie.
  
- **AMROUNE A, BOUDOUKHA A et BOUMAZBEUR A, BENAABIDATE L**, Understanding the groundwater dynamics in the Northern Hodna Basin Southeastern Algeria: multivariate statistical analysis method, oxygen  $\sigma^{18}\text{O}$  and deuterium  $\sigma^2\text{H}$ ". 1<sup>st</sup> ASRO Geological Congress. 15-17 March, 2017, El Jadida, Morocco.

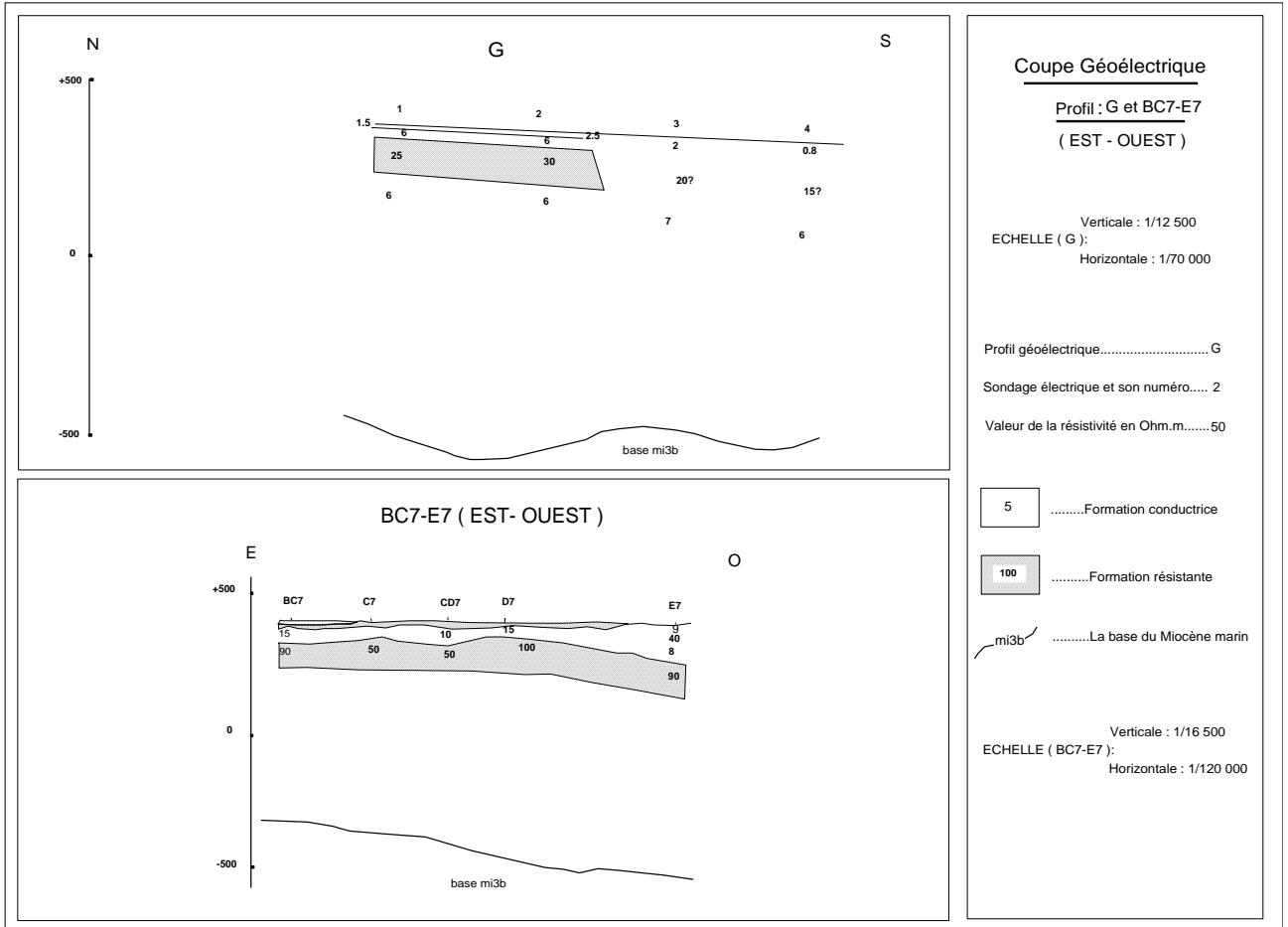
## ANNEXE 1

Tab. 1. Précipitation moyennes annuelles 1969-2015

<b>Années</b>	<b>Total</b>	<b>Années</b>	<b>Total</b>
<b>1969</b>	371,2	<b>1993</b>	154
<b>1970</b>	195,6	<b>1994</b>	171
<b>1971</b>	355,7	<b>1995</b>	274
<b>1972</b>	259,6	<b>1996</b>	193
<b>1973</b>	261	<b>1997</b>	311
<b>1974</b>	171,4	<b>1998</b>	179
<b>1975</b>	353,6	<b>1999</b>	201
<b>1976</b>	261	<b>2000</b>	169
<b>1977</b>	157	<b>2001</b>	141
<b>1978</b>	179,9	<b>2002</b>	223
<b>1979</b>	200,8	<b>2003</b>	377
<b>1980</b>	184,8	<b>2004</b>	103
<b>1981</b>	168,1	<b>2005</b>	125
<b>1982</b>	237,7	<b>2006</b>	225
<b>1983</b>	103,6	<b>2007</b>	188
<b>1984</b>	214	<b>2008</b>	171
<b>1985</b>	235	<b>2009</b>	153
<b>1986</b>	232	<b>2010</b>	121
<b>1987</b>	249	<b>2011</b>	168
<b>1988</b>	210	<b>2012</b>	168
<b>1989</b>	284	<b>2013</b>	224,8
<b>1990</b>	197	<b>2014</b>	244,8
<b>1991</b>	258	<b>2015</b>	247,9
<b>1992</b>	113		

ANNEXE 2

Coupes géoélectriques (FAO et IFES)

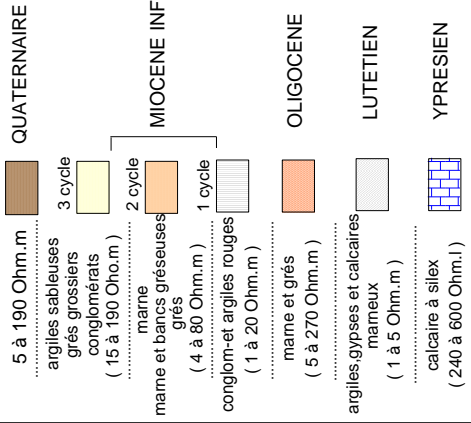


**Coupes Géoelectriques**

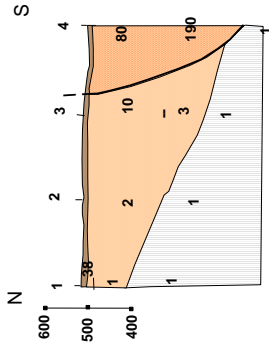
**Profil : A, B, C, D, E et F**

Verticale : 1/20 000  
 Horizontale : 1/100 000

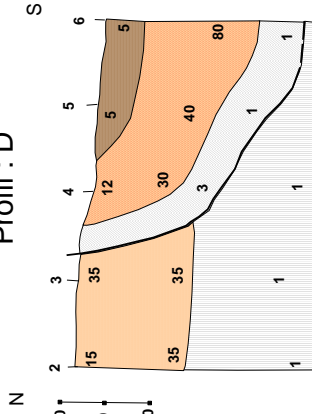
Profil géoelectrique.....E  
 Sondage électrique et son numéro..... 3  
 Valeur de la résistivité en Ohm.m.....270



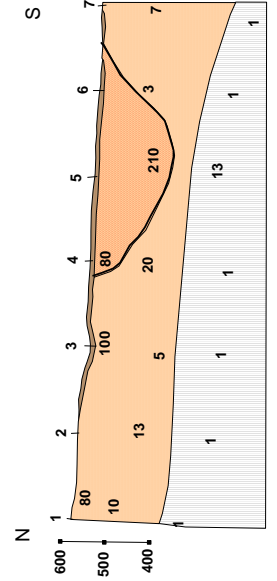
**Profil : B**



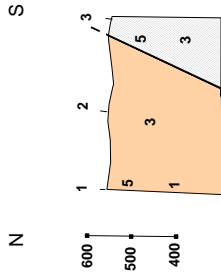
**Profil : D**



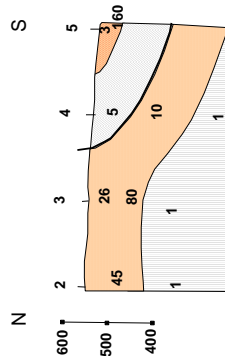
**Profil : F**



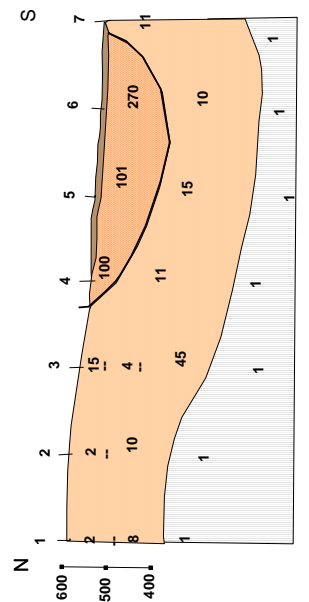
**Profil : A**



**Profil : C**



**Profil : E**



Coupes Géoelectriques

Profil : G, H et I

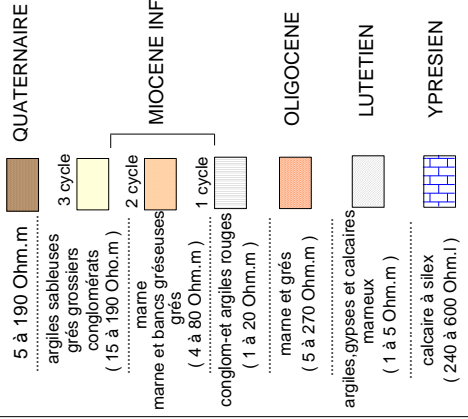
Verticale : 1/20 000

ECHELLE :  
Horizontale : 1/100 000

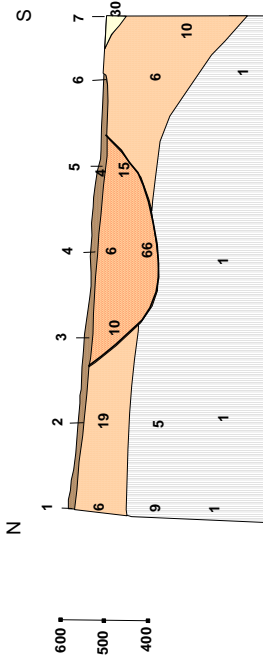
Profil géoelectrique..... H

Sondage électrique et son numéro..... 4

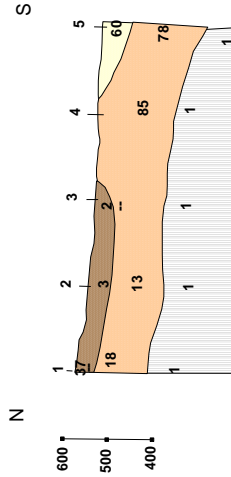
Valeur de la résistivité en Ohm.m.....53



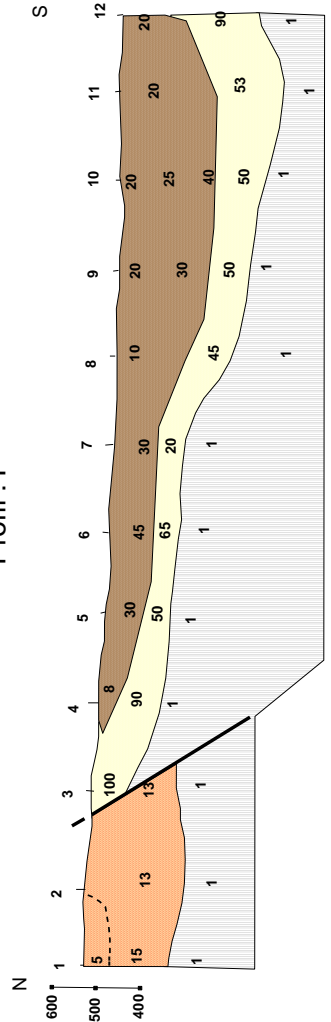
Profil : G



Profil : H



Profil : I



Coupes Géoelectriques

Profil : M, N et O

Verticale : 1/20 000

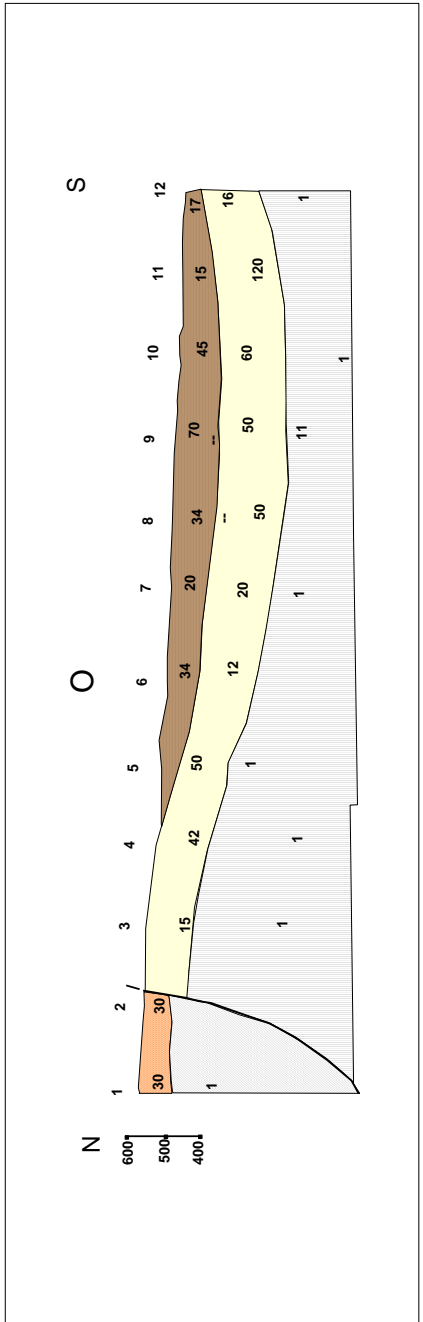
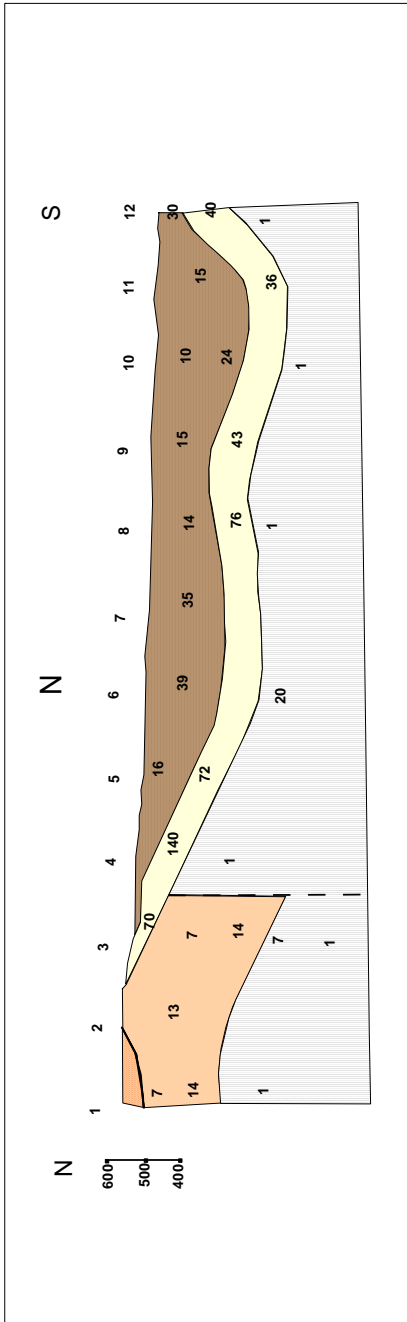
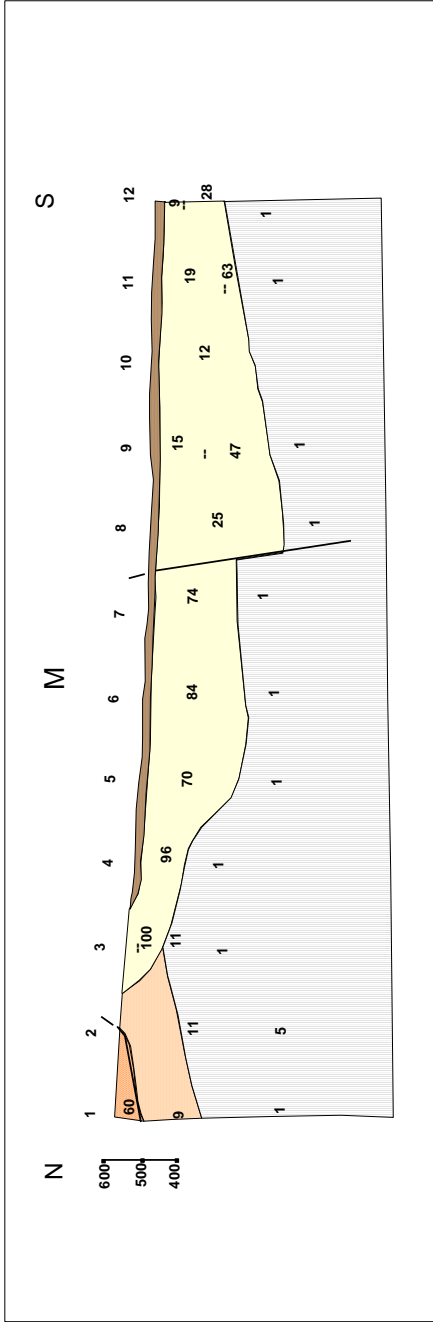
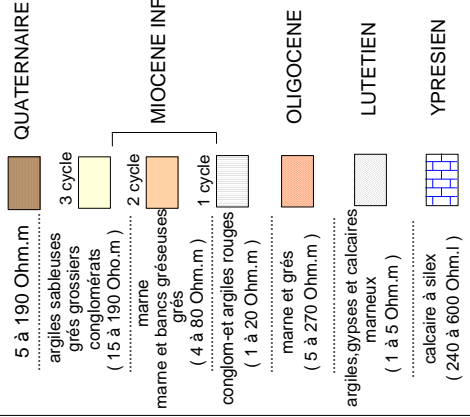
ECHELLE :

Horizontale : 1/100 000

Profil géoelectrique.....N

Sondage électrique et son numéro..... 2

Valeur de la résistivité en Ohm.m.....35









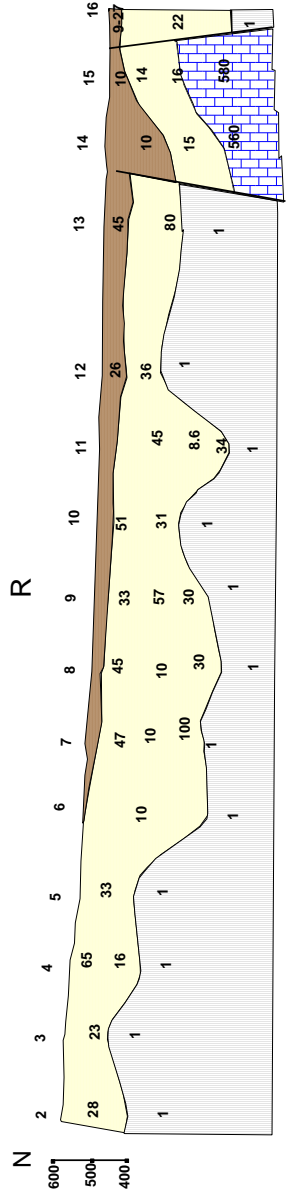
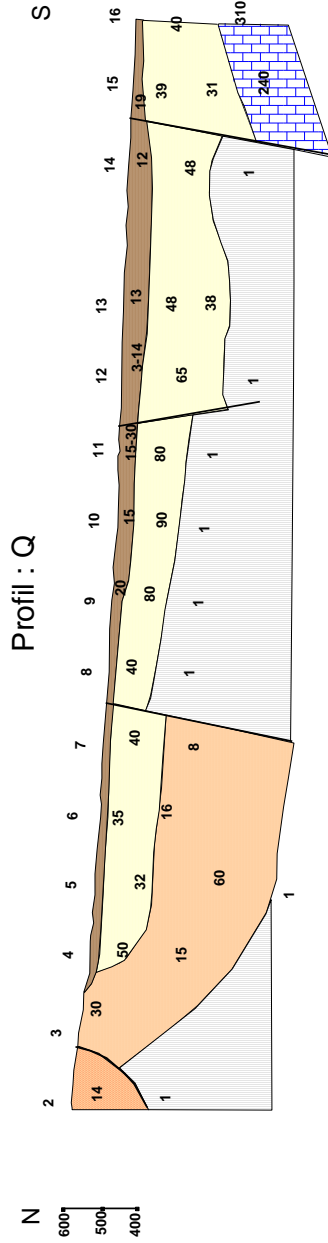
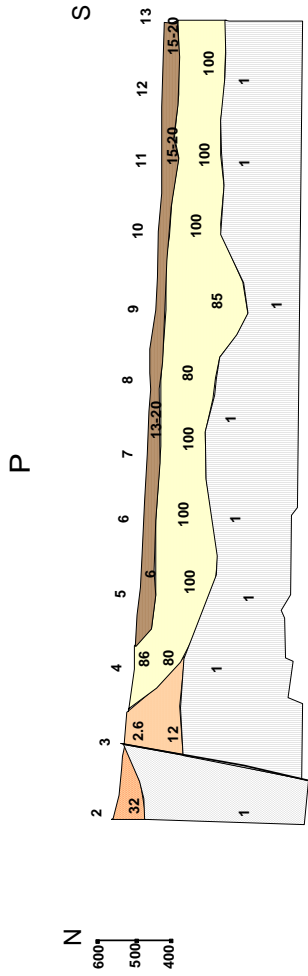
Coupes Géoelectriques

Profil : P, Q et R

Verticale : 1/20 000  
 Horizontale : 1/100 000

Profil géoelectrique..... R  
 Sondage électrique et son numéro..... 2  
 Valeur de la résistivité en Ohm.m.....28

- |   |                              |
|---|------------------------------|
|    | QUATERNAIRE                  |
| .....   | argiles sableuses            |
| .....   | grès grossiers               |
| .....   | conglomérats                 |
| .....   | (15 à 190 Ohm.m)             |
| .....   | marne                        |
| .....   | 2 cycle                      |
|  | MIOCENE INF                  |
| .....   | mame et bancs gréseuses      |
| .....   | grès                         |
| .....   | (4 à 80 Ohm.m)               |
|  | 1 cycle                      |
| .....   | conglom- et argiles rouges   |
| .....   | (1 à 20 Ohm.m)               |
|  | OLIGOCENE                    |
| .....   | mame et grès                 |
| .....   | (5 à 270 Ohm.m)              |
|  | LUTETIEN                     |
| .....   | argiles, gypses et calcaires |
| .....   | marneux                      |
| .....   | (1 à 5 Ohm.m)                |
|  | YPRESIEN                     |
| .....   | calcaire à silex             |
| .....   | (240 à 600 Ohm.l)            |



### Coupes Géoélectriques

Profil : S, T et U

Verticale : 1/20 000  
 Horizontale : 1/100 000

Profil géoélectrique..... S  
 Sondage électrique et son numéro..... 7  
 Valeur de la résistivité en Ohm.m.....16

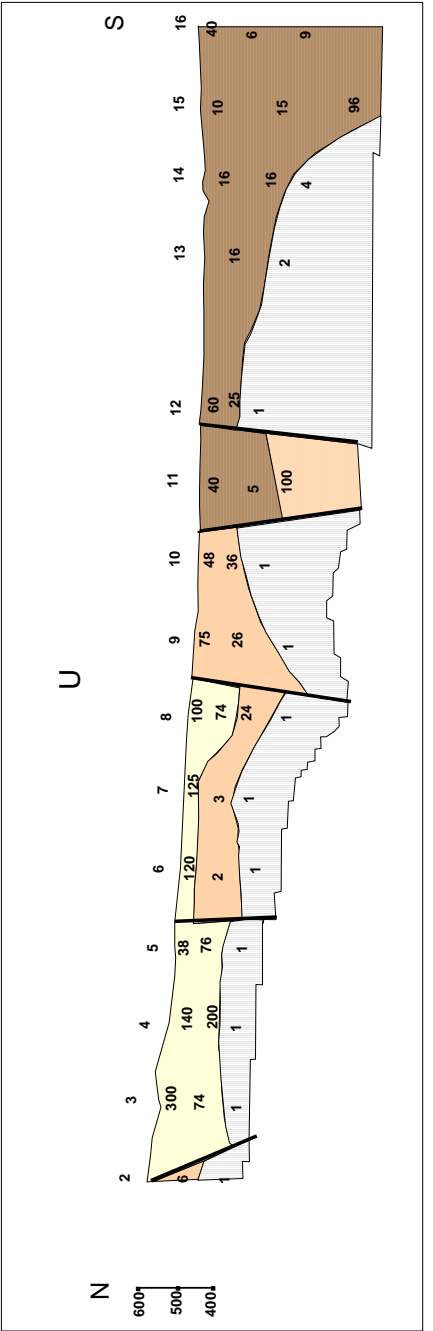
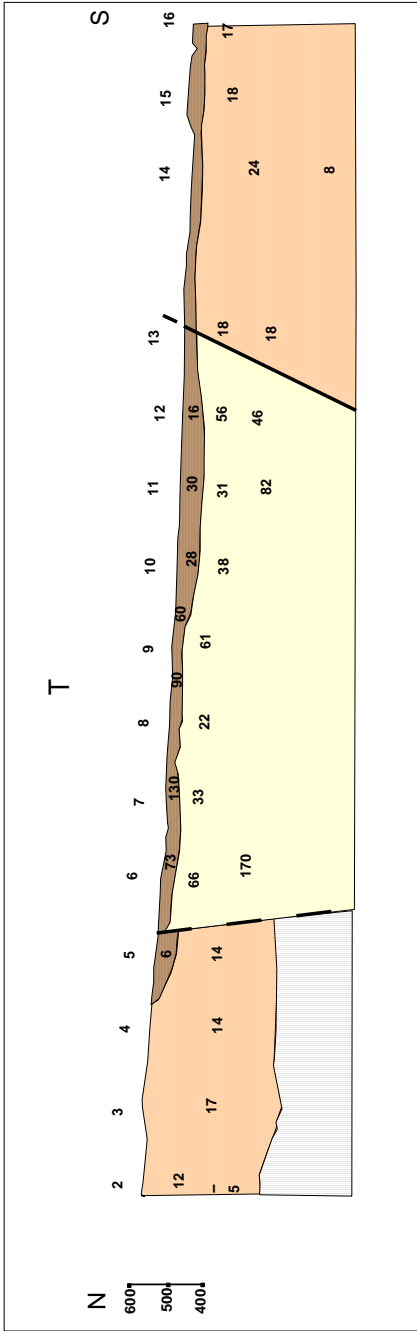
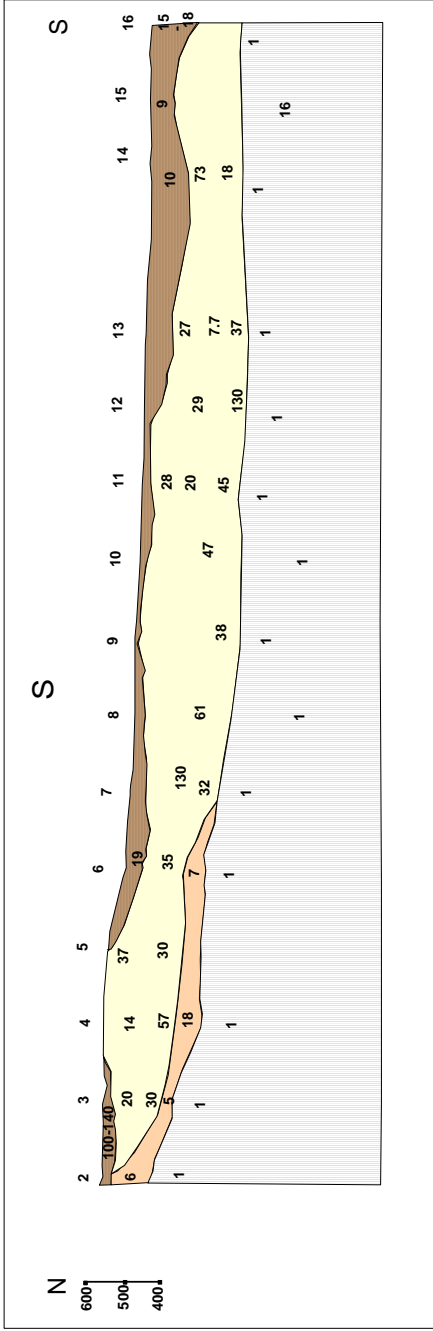
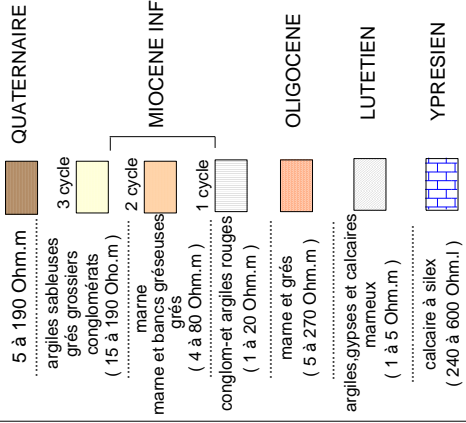


FIG-34 : Coupe Géoélectrique

Profil : Y et Z

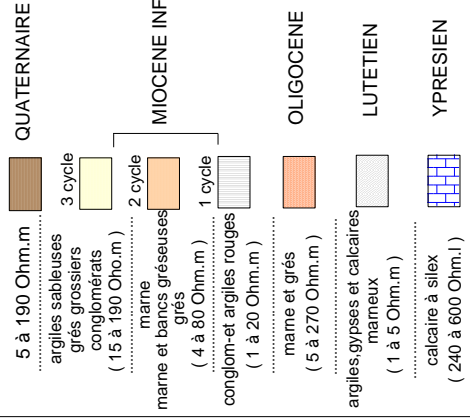
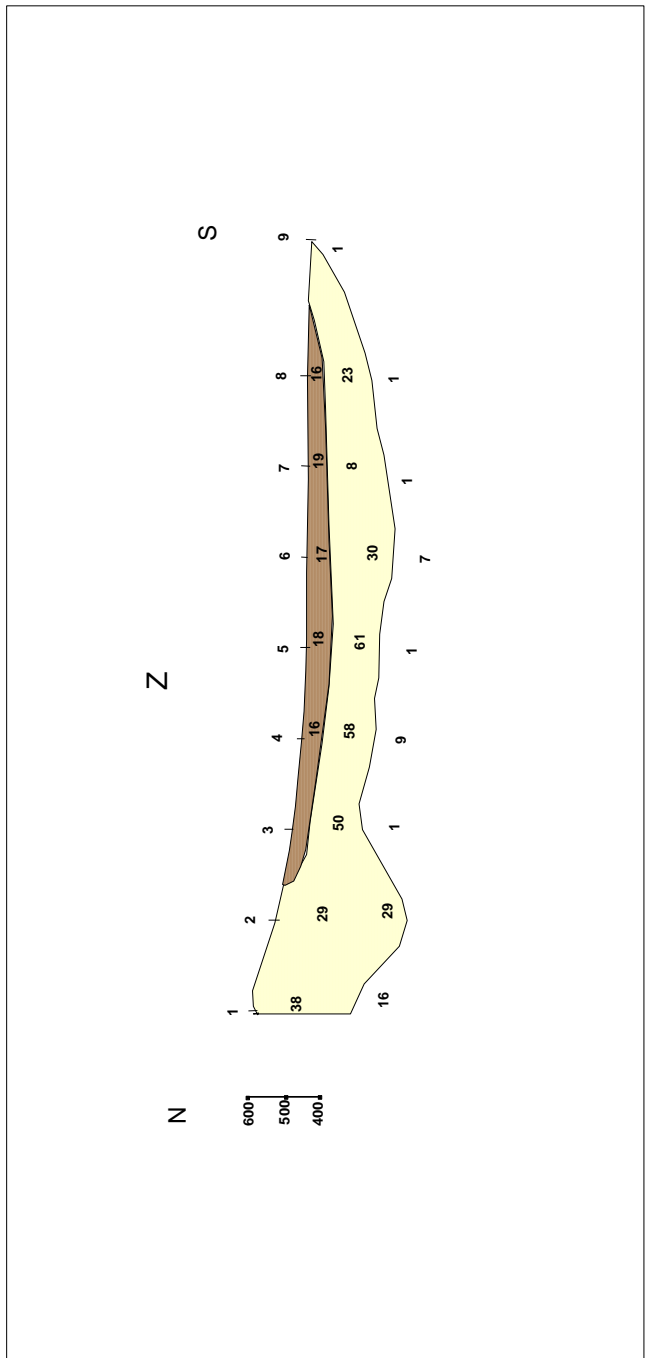
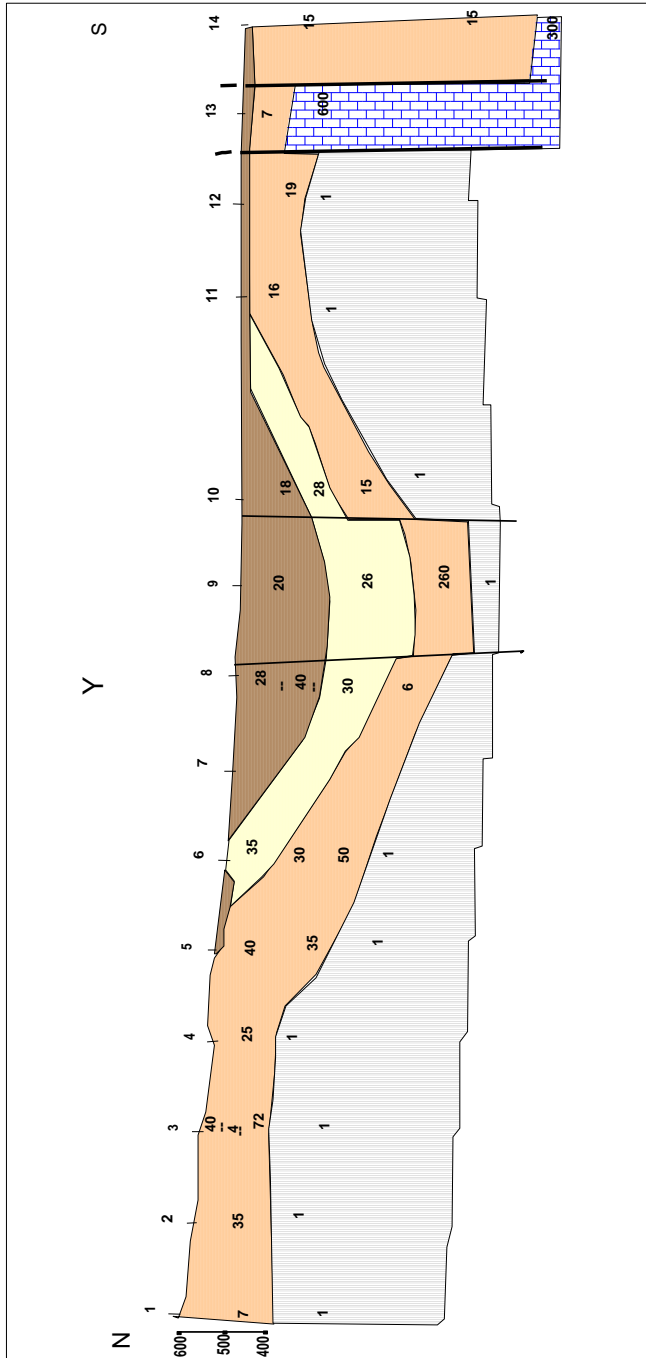
Verticale : 1/20 000

ECHELLE :  
Horizontale : 1/100 000

Profil géoélectrique.....Z

Sondage électrique et son numéro..... 5

Valeur de la résistivité en Ohm.m.....600



## ANNEXE 3

## Colonnes stratigraphiques de quelques forages à travers la plaine d'étude

## SONDAGE : F13

Carte : BIR HANATE 1/50 000 N°196

Date des travaux : 13-08-1984

Long :

X :

Echelle de la coupe : 1/1000

Lat :

Y :

Z : 405

Profondeurs et cotés	Tubage et dimension	Plan d'eau	Echant	Coupe	DESCRIPTION GEOLOGIQUE	Etage
0						
10	Tube guide à 10m				Argile	
20					Sable + Argile	
30	Forage				Argile	
40	∅ 17"1/2				Sable + Argile	
50					Argile	
60	Cimentation à 65m				Argile	
70					Sable + Gravier	
80					Argile + Gravier + Galets	
90	Forage					
100	∅ 12"1/2					
110	T. Crépiné					
120						
130						
140						
150					Argile + peu sable et galets	
160					Argile	
170						

**SONDAGE : F8**

Carte : BIR HANATE N°196 1/50 000

Date des travaux : 24-09-1999

Long :

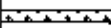


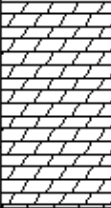
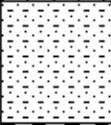
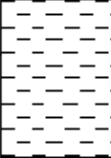
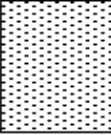
X : 676.000

Echelle de la coupe : 1/1000

Lat :

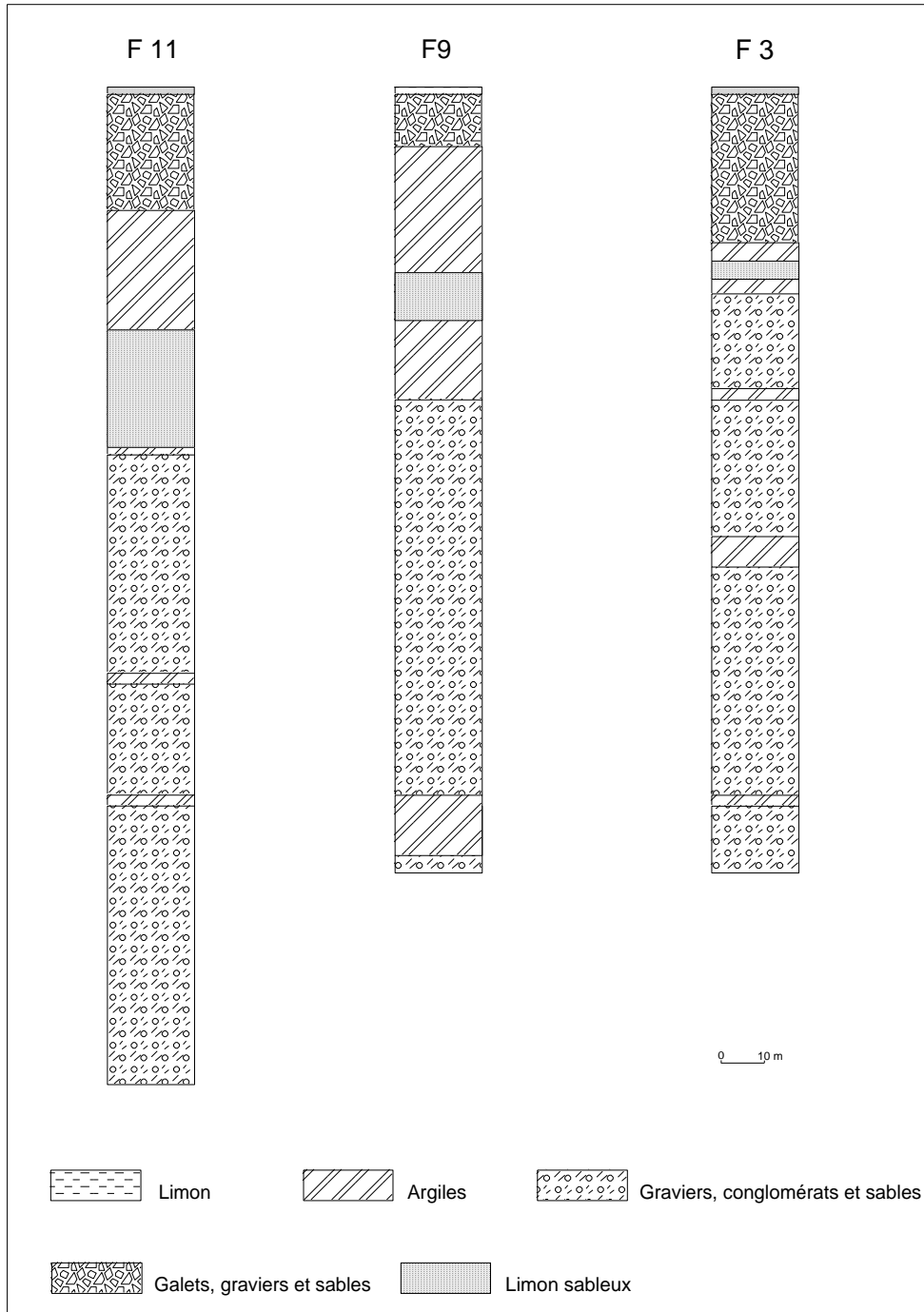
Y : 250.900

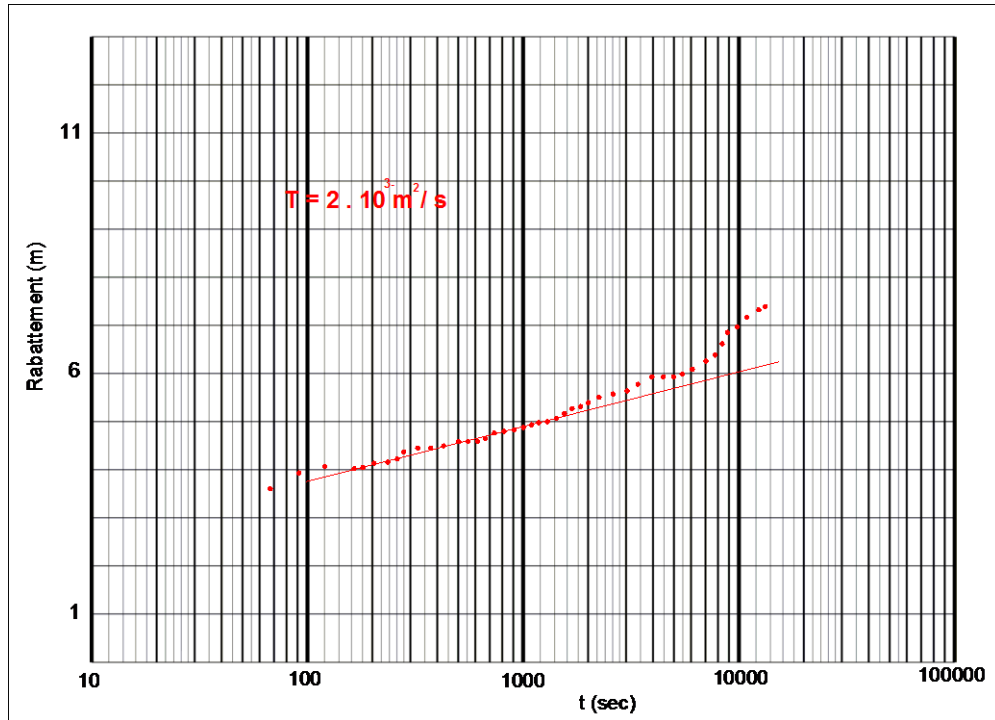
Z : 405

Profondeurs et cotes	Tubage et cimentation	Plan d'eau	Echant	Coupe	DESCRIPTION GEOLOGIQUE	Etage
0					Terre végétale	
					Argile	
10					Sable argileux	
20	TP Ø 6" 5/8 (0-60m)					
30					Marno-calcaire	
40						
50						
60					Sable argileux	
70	TC Ø 6" 5/8 (60-80m)					
80						
90	TP Ø 6" 5/8 (80-100m)				Argile légèrement sableuse	
100						
110	TC Ø 6" 5/8 (100-125m)				Sable et graviers	
120						
130	TP Ø 6" 5/8 (125-130m)					

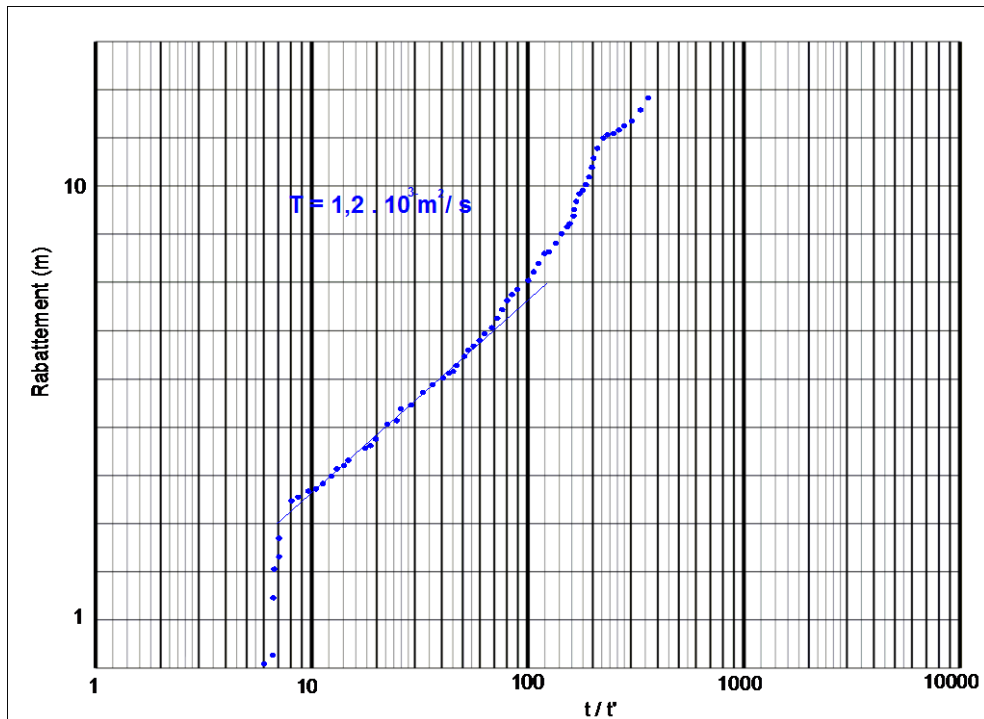


## Colonnes stratigraphiques de quelques forages à travers la plaine d'étude

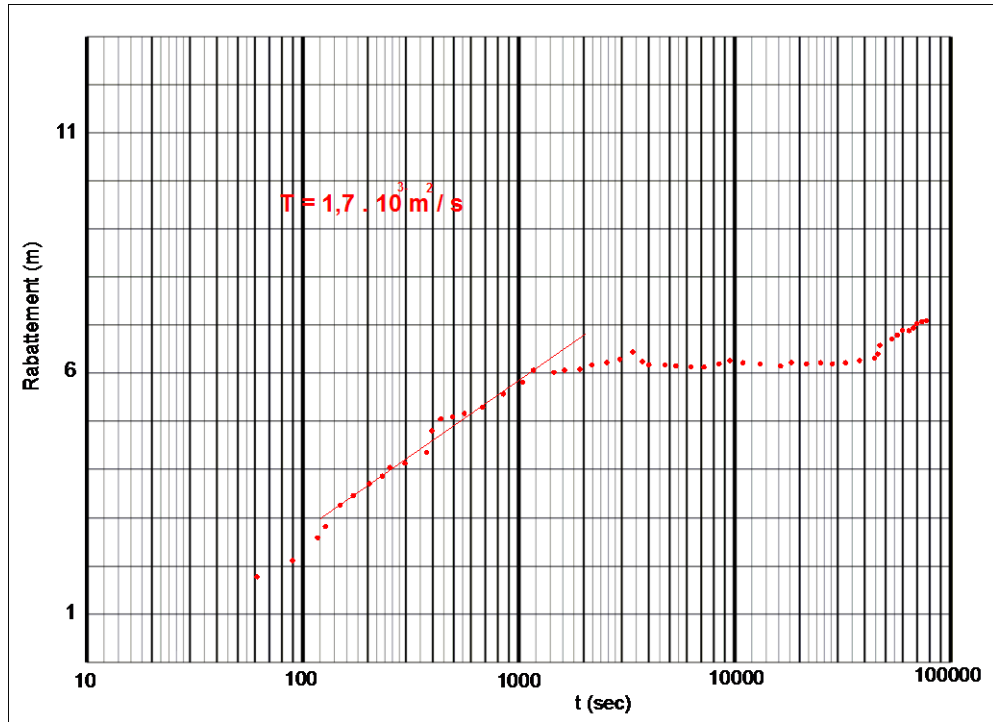




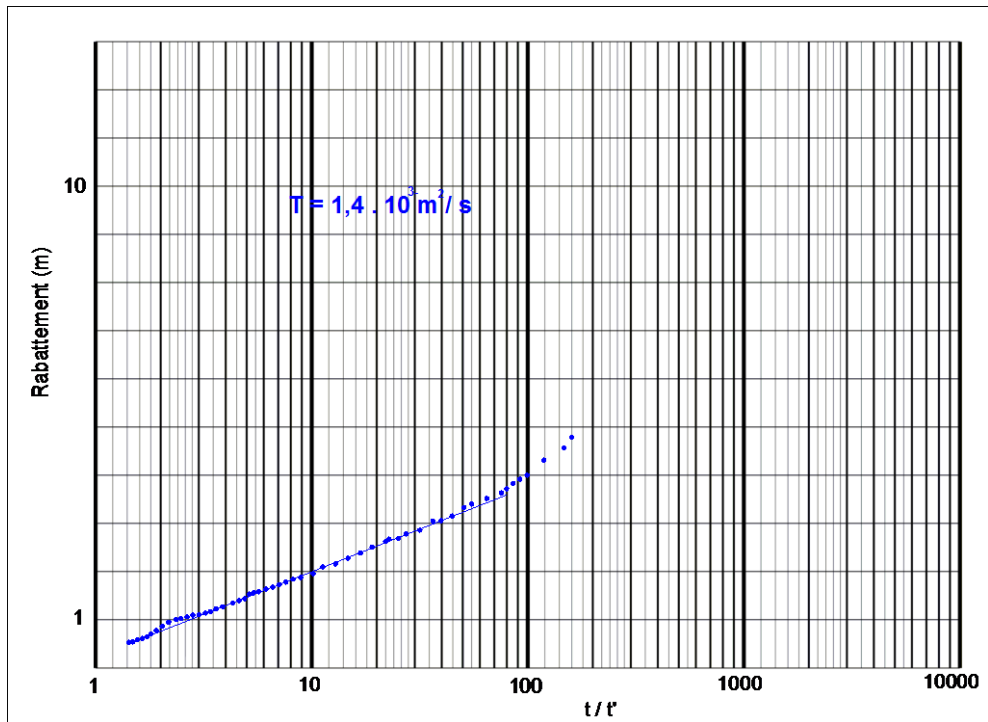
Courbe de descente (Forage F3)



Courbe de remontée (Forage F3)



Courbe de descente (Forage F6)



Courbe de remontée (Forage F6)

## ANNEXE 4

## Valeurs de quelques paramètres chimiques

Points d'eau	SAR	Na %	IAC 1	RM	IAC 2	RSC	IP
1	0,66	9,59	0,79	38,01	0,59	-12,78	106,23
2	0,87	16,19	0,90	53,37	1,42	-4,96	121
3	2,54	27,98	-0,29	48,21	-0,08	-17,61	79,18
4	1,48	19,27	0,25	36,72	0,07	-13,79	96,33
5	5,30	36,71	-1,45	45,67	-0,51	-36,87	62,45
6	1,28	14,66	0,1	30,52	0,03	-19,39	86,71
7	9,93	67,23	-0,66	57,44	-0,6	-6,93	114,97
8	3,14	34,72	-1,47	47,50	-0,24	-13,55	93,16
9	4,88	44,72	0,22	49,90	0,28	-14,92	88,10
10	5,44	46,08	0,25	56,68	0,30	-16,17	88,42
11	5,32	48,41	-0,56	60,37	-0,21	-10,54	107,40
12	4,08	37,31	-0,06	58,33	-0,03	-20,26	76,35
13	0,86	12,79	0,60	38,31	0,21	-6,91	124
14	5,83	48,38	0,28	62,02	0,28	-15,50	89,73
15	1,08	12,96	0,14	41,92	0,04	-15,48	97,98
16	4,68	44,25	-0,43	65,90	-0,16	-11,77	103,59
17	1,36	20,70	-0,25	63,63	-0,05	-8,42	124,52
18	8,37	61,44	-0,51	64,30	-0,31	-9,14	108,48