

Higher National School of Hydraulic

The Library

Digital Repository of ENSH



المدرسة الوطنية العليا للري

المكتبة

المستودع الرقمي للمدرسة العليا للري



The title (العنوان):

**Apport des outils hydrogéochimiques et isotopiques à la gestion des nappes du Haut et du Moyen Chélif..**

The paper document Shelf mark (الشفرة) : 8-0003-21

APA Citation ( APA توثيق ):

**Madene, Elaid. (2021). Apport des outils hydrogéochimiques et isotopiques à la gestion des nappes du Haut et du Moyen Chélif. [Thèse de doctorat, ENSH].**

The digital repository of the Higher National School for Hydraulics "Digital Repository of ENSH" is a platform for valuing the scientific production of the school's teachers and researchers.

Digital Repository of ENSH aims to limit scientific production, whether published or unpublished (theses, pedagogical publications, periodical articles, books...) and broadcasting it online.

Digital Repository of ENSH is built on the open DSpace software platform and is managed by the Library of the National Higher School for Hydraulics. <http://dspace.ensh.dz/jspui/>

المستودع الرقمي للمدرسة الوطنية العليا للري هو منصة خاصة بتقييم الإنتاج العلمي لأساتذة و باحثي المدرسة.

يهدف المستودع الرقمي للمدرسة إلى حصر الإنتاج العلمي سواء كان منشورا أو غير منشور (أطروحات، مطبوعات، مباحثات، مقالات المجلات، كتب....) و بثه على الخط.

المستودع الرقمي للمدرسة مبني على المنصة المفتوحة DSpace و يتم إدارته من طرف مديرية المكتبة للمدرسة العليا للري.

كل الحقوق محفوظة للمدرسة الوطنية العليا للري.



**ENSH-N° d'ordre :**

**THÈSE DE DOCTORAT ES-SCIENCES  
DE L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE D'HYDRAULIQUE**

Présentée par

Monsieur : **MADENE ELAID**

En vue de l'obtention de diplôme de

**DOCTEUR DE L'ÉCOLE NATIONALE SUPÉRIEURE D'HYDRAULIQUE**

Sujet de la thèse :

**Apport des outils hydrogéochimiques et isotopiques à  
la caractérisation des nappes du Haut et du Moyen  
Chélif**

Thèse présentée et soutenue à Blida le 11/04/2021 devant le jury composé de :

Mr. BENLAOUKI B.	Pr. ENSH Blida	Président
Mme. MEDDI H.	Pr. ENSH Blida	Directrice de thèse
Mr. BOUFEKANE A.	MCA. ENSH Blida	Co-directeur de thèse
Mr. HAOUCHINE A.	Pr. USTHB Alger	Examineur
Mme. DJOUDAR D.	MCA. ENSH Blida	Examineur
Mr. BOUDERBALA A.	MCA. U. Khemis Miliana	Examineur

## Remerciements

---

*Tout d'abord, je rends grâce à DIEU le tout puissant qui m'a donné la force, le courage, la santé et la patience d'accomplir ce travail.*

*Au terme de ce travail je tiens à remercier ceux qui m'ont aidé à le réaliser, et qu'ils trouvent ici le témoignage de ma profonde reconnaissance.*

*Je tiens à remercier chaleureusement ma promotrice, madame MEDDI Hind, professeur à l'Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique (ENSH) de Blida, pour m'avoir encadrée, je lui exprime ma reconnaissance pour ses précieux conseils qui m'ont guidé dans la réalisation de ce travail. Je la remercie également pour la rédaction de l'article.*

*J'exprime toute ma gratitude à Monsieur BOUFEKANE Abdelmadjid, Co-Encadrant de cette thèse, qui m'a guidé et largement conseillé tout au long de cette thèse. Je le remercie notamment pour la longue discussion sur la rédaction de l'article. Je le remercie aussi de m'avoir soutenue et encouragée jusqu'aux derniers jours de ma thèse.*

*J'exprime toute ma gratitude à Monsieur le Pr. MEDDI Mohammed. Je tiens à le remercier à titre exceptionnel pour son soutien scientifique irremplaçable.*

*Mes remerciements s'adressent à Monsieur le Pr. BENLAOUKI Bachir, Professeur à l'Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique (ENSH) de Blida qui m'a fait l'honneur de présider ce jury, je tiens à lui présenter l'expression de mon profond respect.*

*Je tiens également à remercier Monsieur le Pr. HAOUCHINE Abdelhamid, Professeur à l'Université des Sciences et de la Technologie Houari Boumediene (USTHB) d'Alger ainsi que Madame DJOUDAR Dahbia Maitre de conférence A à l'Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique (ENSH) de Blida et Monsieur BOUDERBALA Abdelkader Maitre de conférence A à l'université de Khemis Miliana d'avoir bien voulu examiner ce travail, avec toutes ma reconnaissance.*

*Mes remerciements vont également au Docteur CHERCHALI Mohamed (Responsable de Laboratoire du Centre de Recherche Nucléaire d'Alger - CRNA) pour la réalisation des analyses isotopiques et la documentation qu'il m'a fournie.*

*J'adresse mes vifs remerciements au docteur BEKKOUSSA Belkacem Samir, Professeur à l'Université de Mascara pour leurs remarques pertinentes et leurs contributions qui ont permis d'améliorer notablement la partie isotopique.*

*Je tiens à remercier vivement l'ensemble du personnel du Laboratoire de l'ANRH de Blida notamment la directrice du laboratoire Mme KHMISSE Farida et le Chef de Service SAADI qui m'a encadré durant la campagne de prélèvement, l'analyse physico-chimique des échantillons et la collecte des données.*

*Mes remerciements à Mme MESSILMI Hayate, directrice de la direction de l'Agence Nationale de Ressources en Eaux de Khemis Miliana, de m'avoir accompagnée sur le terrain ainsi que l'ensemble du personnel de la direction.*

*Je ne saurai terminer sans remercier les enseignants d'université BOUCEFIANE Abdelkader, YAHIAOUI Samir, MEHAIGUENE Madjide, SADEK BENABAS Abdelkader, TOUHARI Fadila et HALLOUZ Faiza, pour ses encouragements.*

*Merci à ma famille et à tous mes proches pour leur patience et soutien de tous les jours, particulièrement pour mes chers parents.*

# Table des Matières

RÉSUMÉ .....	13
INTRODUCTION GÉNÉRALE .....	15
1. PROBLÉMATIQUE .....	15
2. OBJECTIFS .....	16
3. APPROCHE MÉTHODOLOGIQUE .....	17
<b>CHAPITRE I</b>	
<b>APERÇU BIBLIOGRAPHIQUE</b>	
I.1. INTRODUCTION .....	19
I.2. LES DIFFÉRENTS TYPES DE NAPPES .....	19
I.3. PARAMÈTRES DE QUALITÉ DES EAUX SOUTERRAINES .....	20
I.3.1. PARAMÈTRES PHYSIQUES ET ORGANOLEPTIQUES .....	20
I.3.2. PARAMÈTRES CHIMIQUES .....	21
I.4. GÉOCHIMIE DES EAUX .....	24
I.4.1. LES ÉCHANGES DE BASES .....	24
I.4.2. LA DISSOLUTION ET PRÉCIPITATION DES MINÉRAUX .....	24
I.5. RÔLE DE LA CHIMIE DES EAUX SOUTERRAINES .....	25
I.6. LA QUALITÉ DE L'EAU SOUTERRAINE DANS LE MONDE .....	25
I.7. L'ÉVALUATION DE LA QUALITÉ DES EAUX SOUTERRAINES PAR IQES .....	26
I.8. SIGNATURE ISOTOPIQUE DES EAUX .....	26
I.8.1. NOTIONS DE BASE .....	26
I.8.2. DOMAINE D'UTILISATION .....	26
I.8.3. LES ISOTOPES STABLES .....	27
I.8.4. ABONDANCE ISOTOPIQUE OU DELTA POUR MILLE ( $\Delta$ ‰) .....	27
I.8.5. STANDARDS INTERNATIONAUX .....	28
I.8.5. FACTEUR DE FRACTIONNEMENT (A) .....	28
I.8.6. FACTEUR D'ENRICHISSEMENT (E) .....	29
I.8.7. RELATION $\Delta$ <sup>2</sup> H/ $\Delta$ <sup>18</sup> O .....	29
I.8.7. 1. L'EXCÈS EN DEUTÉRIUM (D) .....	30
I.8.8. FACTEURS CONTRÔLANT LA COMPOSITION ISOTOPIQUE .....	31
I.8.9. LES PROCESSUS DE CHANGEMENT .....	33
I.8.9. 1. LA CONDENSATION .....	33
I.8.9. 2. EVAPORATION .....	34
I.8.10. ALTITUDE DES ZONES DE RECHARGE DES AQUIFÈRES .....	35
I.8.11. MODE DE RECHARGE DE LA NAPPE .....	36
I.8.12. LES ISOTOPES STABLES À L'ÉCHELLE NATIONALE ET INTERNATIONALE .....	36
I.9. LA POLLUTION .....	37
I.9.1. DÉFINITION .....	37
I.9.2. POLLUTION DES EAUX SOUTERRAINES .....	37
I.9.3. POLLUTION DIRECTE OU INDIRECTE .....	37
I.9.4. PRINCIPAUX ORIGINES POLLUANTS DES EAUX SOUTERRAINES .....	37
I.9.4. NATURE DE LA POLLUTION .....	38
I.9.5. CARACTÉRISATION DE LA POLLUTION .....	38
I.9.6. PRINCIPAUX TYPES DE POLLUTION .....	38
<b>CHAPITRE II</b>	
<b>PRÉSENTATION DE LA RÉGION D'ÉTUDE</b>	
II.1. INTRODUCTION .....	41
II.2. CARACTÉRISTIQUES MORPHOMÉTRIQUES DE LA RÉGION D'ÉTUDE .....	41
II.2.1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE .....	41
II. 2.2. CARACTÉRISTIQUES MORPHO-MÉTRIQUES ET GÉOMORPHOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT ET SOUS BASSIN VERSANT .....	42
II.2.2.1. PARAMÈTRES DE RELIEF DU BASSIN DU HAUT ET DU MOYEN CHÉLIFF .....	43
II.2.2.2. PARAMÈTRES GÉOMÉTRIQUES DES SOUS BASSINS .....	44
II.2.2.2. 1. PARAMÈTRE DE FORME .....	44
II.2.2.2.2. ETUDE DE RELIEF .....	46
II.2.3. ETUDE DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE .....	49
II.2.3.1. DENSITÉ DE DRAINAGE .....	49
II.2.3.2. LE PROFIL EN LONG .....	50
II.3. CLIMAT DU BASSIN DU HAUT ET MOYEN CHÉLIFF .....	51
II.3.1. PLUVIOMÉTRIE .....	51
II.3.2. TEMPÉRATURE .....	54
II.3.3. LES INDICES CLIMATIQUES .....	55
II.3.3.1. INDICE D'ARIDITÉ ANNUEL DE " DE MARTONNE " .....	55
II.3.3.2. INDICE DE " L. EMBERGER " .....	55
II.3.3.3. INDICE DE PAUL MORAL .....	56



II.4.1. ESTIMATION DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION.....	57
II.4.1. BILAN HYDROLOGIQUE SELON LA MÉTHODE DE THORNTHWAITE .....	57
II.5. HABITAT .....	60
II.6. LES RESSOURCE EN EAU CONVENTIONNELLES .....	61
II.6.1. RESSOURCES EN EAUX SUPERFICIELLES .....	61
II.6.1.1. STATIONS HYDROMÉTRIQUES .....	61
II.6.1.2. LES BARRAGES .....	61
II.6.1.3. LES RETENUES COLLINAIRES .....	62
II.6.1.4. PRÉLÈVEMENTS AU FIL DE L'EAU .....	62
II.6.2. EAUX SOUTERRAINES .....	62
II.7. LES RESSOURCE EN EAU NON CONVENTIONNELLES .....	63
II.7.1. LES EAUX USÉES ÉPURÉES .....	63
II.8. LE CONTEXTE PÉDOLOGIQUE.....	64
II.9. VÉGÉTATION.....	65
II.10. CONCLUSION .....	66
<b>CHAPITRE III</b>	
<b>GÉOLOGIE ET HYDROGÉOLOGIE DE LA RÉGION DU HAUT ET DU MOYEN CHÉLIFF</b>	
III.1. INTRODUCTION.....	68
III.2.1. CADRE GÉOLOGIQUE GÉNÉRAL .....	68
III.2.2. LE SUBSTRATUM TELLIEU ANTÉ-NÉOGÈNE .....	70
III.2.3. LES FORMATIONS POST-NAPPE DU NÉOGÈNE .....	73
III.3. APERÇU TECTONIQUE.....	78
III.4. CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES DES PRINCIPAUX RÉSERVOIRS .....	81
III.4.1. PROSPECTION GÉOPHYSIQUE .....	81
III.4.1.1. TRAVAUX RÉALISÉS .....	82
III.4.1.2. PROBLÈME D'INTERPRÉTATION .....	82
III.4.1.3. L'ÉCHELLE DES RÉSISTIVITÉS .....	82
III.4.1.4. INTERPRÉTATION DES COUPES GÉO-ÉLECTRIQUES .....	83
III.4.1.5. CAMPAGNE DE GÉOPHYSIQUE CGG (1969) ET DU BUREAU D'ÉTUDES IFES (2002) DANS LA PLAINE D'EL-ABADIA- EL AMRA (DITE NAPPE ALLUVIALE DU MOYEN CHÉLIFF ORIENTALE) .....	88
III.4.1.5.1. CARTE DES RÉSISTIVITÉS APPARENTES EN AB = 300 M .....	88
III.4.1.5.2. CARTE DES RÉSISTIVITÉS APPARENTES EN AB = 3000 M .....	89
III.4.1.5.3. CARTE DES RÉSISTANCES TRANSVERSALES DES ALLUVIONS GROSSIÈRES .....	89
III.4.1.5.4. CARTE DU TOIT DU SUBSTRATUM RÉSISTANT .....	89
III.4.2. CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE ET IDENTIFICATION DES UNITÉS AQUIFÈRES .....	89
III.4.2.1. LES FORMATIONS AQUIFÈRES .....	90
III.4.2.2. PARAMÈTRES HYDRODYNAMIQUES DE LA NAPPE .....	95
III.4.2.3. PIÉZOMÉTRIE .....	97
III.4.2.3.1. INVENTAIRE DES POINTS D'EAU .....	97
III.4.2.3.2. PROFONDEUR DE LA NAPPE .....	97
III.4.2.3.3. ÉVOLUTION DE LA PIÉZOMÉTRIE .....	100
III.4.2.3.4. FLUCTUATIONS DE LA NAPPE .....	105
III.4.2.3.5. ÉVOLUTION SPATIALE ET TEMPORELLE DU NIVEAU PIÉZOMÉTRIQUE DE 2010 À 2018 .....	106
III.5. CONCLUSION .....	107
<b>CHAPITRE IV</b>	
<b>CARACTÉRISATION HYDROGÉOCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES</b>	
IV.1. INTRODUCTION .....	109
IV.2. MATÉRIELS ET MÉTHODES .....	109
IV.2.1. ÉCHANTILLONNAGE ET ANALYSE HYDROCHIMIQUE .....	109
IV.3. RÉSULTATS ET DISCUSSIONS .....	112
IV.3.1. TRAITEMENT DES RÉSULTATS DE L'ANALYSE .....	112
IV.3.2. ANALYSE STATISTIQUE DES DONNÉES CHIMIQUES .....	113
IV.3.2.1. ANALYSE STATISTIQUE .....	113
IV.3.2.2. MATRICE DE CORRÉLATION .....	113
IV.3.3. CARTOGRAPHIE HYDROCHIMIQUE .....	116
IV.3.3.1. CARTE DU RÉSIDU SEC .....	116
IV.3.3.2. CARTE DE CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE .....	117
IV.3.3.3. CARTE DE PH .....	117
IV.3.3.4. LES CATIONS .....	117
IV.3.3.4.1. CARTE DU CALCIUM .....	117
IV.3.3.4.2. CARTE DU MAGNÉSIUM .....	124
IV.3.3.4.3. CARTE DU SODIUM .....	124
IV.3.3.4.4. CARTE DU POTASSIUM .....	124
IV.3.3.5. LES ANIONS .....	124
IV.3.3.5.1. CARTE DU CHLORURE .....	124
IV.3.3.5.2. CARTE DU SULFATES .....	125
IV.3.3.5.3. CARTE DU BICARBONATES .....	125

IV.3.3.5.4. CARTE DU NITRATE.....	125
IV.3.4. VARIABILITÉ SPATIALE DES PARAMÈTRES.....	142
IV.3.5. ANALYSE EN COMPOSANTES PRINCIPALES (ACP).....	142
IV.3.5.1. OBJECTIFS ET ASPECTS THÉORIQUES.....	143
IV.3.5.2. VALEURS PROPRES.....	143
IV.3.5.3. ANALYSE DE L'ESPACE DES VARIABLES.....	144
IV.3.5.4. ANALYSE DE L'ESPACE DES INDIVIDUS.....	145
IV.3.5.5. CLASSIFICATION ASCENDANTE HIÉRARCHIQUE (CAH).....	146
IV.3.6. DÉTERMINATION DES PRINCIPAUX FACIES HYDROCHIMIQUES.....	147
IV.3.6.1. CLASSIFICATION DES EAUX SELON LE DIAGRAMME DE PIPER.....	147
IV.3.6.2. CLASSIFICATION DES EAUX SELON LE DIAGRAMME DE SCHOELER- BERKALOFF.....	149
IV.3.6.3. CLASSIFICATION DES EAUX SELON STABLER.....	149
IV.3.7. DIAGRAMMES BINAIRES ET PROCESSUS DE MINÉRALISATION.....	158
IV.3.7.1. DIAGRAMMES BINAIRES.....	158
IV.3.7.2. LES ÉCHANGE D'IONS (I.E.B).....	162
IV.3.7.3. INDICES DE SATURATION DES MINÉRAUX.....	163
IV.3.7.3. RÔLE DE L'ÉVAPORATION.....	171
IV.3.8. ORIGINE DE LA SALINITÉ.....	171
IV.3.8.1. LE RAPPORT BR <sup>-</sup> /CL <sup>-</sup> .....	172
IV.3.8.2. RELATION ENTRE LES ÉLÉMENTS CL <sup>-</sup> ET SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> .....	173
IV.3.9. ORIGINE DE LA POLLUTION ANTHROPIQUE.....	174
IV.3.9.1. RELATION NITRATE-CHLORURE ET NITRATE- SULFATE.....	175
IV.3.9.2. INFLUENCE DE LA PROFONDEUR DE L'EAU SUR LA TENEUR EN NITRATES.....	176
IV.3.9.3. TENEUR EN FLUOR (F).....	176
IV.4. CONCLUSION.....	177
<b>CHAPITRE V</b>	
<b>APPORTS ISOTOPIQUES</b>	
V.1. INTRODUCTION.....	179
V.2. DONNÉE ET COMPAGNE D'ÉCHANTILLONNAGE.....	179
V.3. RELATION OXYGÈNE-18 ET DEUTÉRIUM.....	180
V.4. VARIABILITÉ SAISONNIÈRE DE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE STABLE DES EAUX SOUTERRAINES.....	182
V.5. DISTRIBUTION STATISTIQUE.....	184
V.6. DISTRIBUTION SPATIALE DES ANALYSES EN ISOTOPES STABLES DES EAUX SOUTERRAINES.....	184
V.7. RELATION ENTRE CL <sup>-</sup> ET Δ <sup>18</sup> O.....	187
V.8. RELATION ENTRE CONDUCTIVITÉ ÉLECTRIQUE (CE) ET Δ <sup>18</sup> O.....	188
V.9. RELATION ENTRE LES NITRATES (NO <sub>3</sub> ) ET Δ <sup>18</sup> O.....	188
V.10. RELATION ENTRE LA PROFONDEUR ET LES TENEURS ISOTOPIQUES.....	189
V.11. ALTITUDE DES BASSINS D'ALIMENTATION.....	190
V.12. CONCLUSION.....	192
<b>CHAPITRE VI</b>	
<b>QUALITÉ DES EAUX SOUTERRAINES ET IMPACT DES ACTIVITÉS ANTHROPIQUES</b>	
VI.1. INTRODUCTION.....	194
VI.2. LES PRINCIPALES SOURCES DE POLLUTION.....	194
VI.2.1. POLLUTION INDUSTRIELLE.....	194
VI.2.2. POLLUTION DOMESTIQUE.....	197
VI.2.3. POLLUTION DES DÉCHARGES PUBLIQUES.....	199
VI.2.4. DÉCHARGES HOSPITALIÈRES.....	200
VI.3. ACTIVITÉ AGRICOLE.....	200
VI.3.1. IRRIGATION AVEC LES EAUX ÉPURÉES.....	200
VI.3.2. IRRIGATION AVEC LES EAUX SALÉES.....	201
VI.3.3. REJETS D'ÉLEVAGES.....	201
VI.3.4. L'UTILISATION DES ENGRAIS.....	203
VI.4. QUALITÉ CHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES DES NAPPES DU HAUT ET DU MOYEN CHÉLIFF.....	206
VI.4.1. UTILISATION DES EAUX SOUTERRAINES POUR L'AEP.....	206
VI.4.1. 1. NORMES DE POTABILITÉ SELON LES CONCENTRATIONS DES ÉLÉMENTS CHIMIQUES MAJEURS.....	206
VI.4.1. 2. NORMES DE POTABILITÉ SELON LE DEGRÉ HYDROMÉTRIQUE.....	206
VI.4.2. APTITUDE DES EAUX SOUTERRAINES À L'IRRIGATION.....	207
VI.4.2.1. CLASSIFICATION DES EAUX SELON RIVERSIDE.....	207
VI.4.2.2. CLASSIFICATION DES EAUX PAR LA MÉTHODE DE WILCOX.....	208
VI.4.3.1. CALCULE DE L'INDICE DE QUALITÉ DES EAUX SOUTERRAINES (IQES).....	210
VI.4.3.2. CARTOGRAPHIE DE L'INDICE DE LA QUALITÉ DE L'EAU SOUTERRAINE (IQES).....	212
VI.5. CONCLUSION.....	216
CONCLUSION GÉNÉRALE ET.....	217
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	223
ANNEXES.....	232

## Liste des tableaux

Tableau 1: Domaine d'application des techniques isotopiques en hydrologie (Froehlich et al, 1998) .....	27
Tableau 2 : Paramètres géométriques des sous bassins et des plaines de la région.....	42
Tableau 3 : Caractéristiques physiographiques du bassin Haut et du Moyen Chélif .....	43
Tableau 4: Classes des pentes .....	44
Tableau 5 : Caractéristiques morpho-métriques des sous bassins versants de la région d'étude. ....	48
Tableau 6: Densité de drainage des sous- bassins. ....	49
Tableau 7 : Caractéristiques des stations pluviométriques, d'après A.N.R.H Période (1970-2016). ....	52
Tableau 8: Températures moyennes mensuelles et annuelles (°C). (1987-2014). ....	54
Tableau 9: Indice d'aridité annuel dans la région étudiée d'après " DE MARTONNE". ....	55
Tableau 10: L'Indice d'Emberger du Bassin du Haut et du Moyen Chélif. ....	55
Tableau 11: L'Indice de Paul Moral du Bassin du Haut et du Moyen Chélif.....	57
Tableau 12: Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite de trois stations en 2012.....	58
Tableau 13: ressources en eaux superficielles.....	61
Tableau 14: les barrages en exploitation .....	62
Tableau 15: potentialités en eaux souterraines.....	62
Tableau 16: Volume prélevé par type d'ouvrage. ....	63
Tableau 17: volume prélevé par type d'usage.....	63
Tableau 18: Stations d'épuration dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif. ....	64
Tableau 19 : la petite et moyenne hydraulique (PMH) par type d'ouvrage de mobilisation. ....	65
Tableau 20: valeurs moyennes de la résistivité électrique et de l'épaisseur des formations hydrogéologiques de la plaine du Haut et du Moyen Chélif.....	82
Tableau 21 : Résultat des paramètres hydrodynamiques .....	96
Tableau 22: Paramètres statistiques des variables physico-chimiques des eaux souterraines en 2012 et 2017. ....	113
Tableau 23: Matrice de corrélation entre les variables en 2012 et 2017. ....	115
Tableau 24: Valeurs propres et pourcentages des axes principaux. ....	143
Tableau 25: Corrélations entre variables et facteurs principaux. ....	144
Tableau 26 : Faciès chimiques des eaux souterraines de l'aquifère du Haut et du Moyen Chélif en 2012. ....	151
Tableau 27 : Faciès chimiques des eaux souterraines de l'aquifère du Haut et du Moyen Chélif en 2017. ....	152
Tableau 28 : Teneurs en fluor et brome des eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélif. ....	172
Tableau 29: Résultats des analyses isotopiques des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif .....	179
Tableau 30 : L'estimation des altitudes de recharge des puits. ....	192
Tableau 31 : Charge polluante en Eqh des rejets industriels.....	195
Tableau 32 : Charge polluante en Eqh et la Quantités d'azote organique produit par les des rejets domestiques ....	197
Tableau 33: Quantité des déchets déposés dans les décharges publiques. ....	199
Tableau 34: Charge polluante en Eq/hab et la quantité d'azote produit par l'élevage d'animaux. ....	201
Tableau 35: Pourcentage des échantillons ayant des concentrations inférieures aux normes OMS (2008). ....	206
Tableau 36: Classification des eaux selon leurs DHT.....	207
Tableau 37: Paramètres de qualité d'eau, Valeurs standard, les valeurs idéales et Facteurs de poids de l'eau (Bouderbala., 2017).....	210
Tableau 38: Classification de l'eau selon l'IQES D'après (Sadat-Noori, 2013 ; Bekkoussa et al, 2018).....	211
Tableau 39: Statistiques de la qualité des eaux souterraine par l'utilisation de l'IQES .....	211

## Liste des figures

Figure 1 : Les principaux types des nappes.....	19
Figure 2 : Les isotopes stables de la molécule d'eau: résumé des différents processus pouvant affecter les teneurs en $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines .....	30
Figure 3: Variations de la composition isotopique de l'oxygène au cours du cycle de l'eau.....	33
Figure 4 : Processus d'évaporation – Transport – Condensation des masses nuageuses et rapports isotopiques. ....	34
Figure 5: Processus d'évaporation et de condensation dans le cycle de l'eau.....	35
Figure 6 : Carte de la localisation du bassin versant du Haut et Moyen Chélif. ....	41
Figure 7 : Représentation topographique par MNT du bassin du Haut et Moyen Chélif. ....	43
Figure 8: Carte des pentes de la zone d'étude. ....	44
Figure 9 : Carte du réseau hydrographique du Haut et Moyen Chélif. ....	50
Figure 10: Profils en long de l'Oued Chélif et de ses principaux affluents dans le bassin du Haut et Moyen Chélif. ....	50
Figure 11 : Précipitations moyennes annuelles des stations de la région (1970-2016). ....	53
Figure 12: Répartition des pluies moyennes annuelles pour la période 1976-2012 par Krieger du bassin du Haut et du Moyen Chélif .....	53
Figure 13: Variation mensuelles des températures (Période : 1987-2014).....	54
Figure 14: Climagramme d'Emberger des trois stations dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif.....	56
Figure 15: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite à la station de Harraza pour l'année 2012. ....	59
Figure 16: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite à la station de Khemis Miliana pour l'année 2012. .	60
Figure 17: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite à la station de Chlef pour l'année 2012. ....	60
Figure 18: Évolution de la population totale. ....	61
Figure 19: Potentielle hydraulique du bassin du Haut et du Moyen Chélif dans le cadre du plan national de l'eau 1971. ....	63
Figure 20: Carte de la qualité des sols du Haut et du Moyen Chélif.....	65
Figure 21 : Répartition du GPI dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif. ....	66
Figure 22: Géologie numérisé par l'ABH à partir des cartes géologique au 1/50 000 de la région étudiée (2004).69	69
Figure 23 : Schéma de coupe interprétative transversale du bassin de Chélif. ....	70
Figure 24: Schéma structural du bassin du Haut et du Moyen Chélif.....	70
Figure 25 : Carte structurale du tell septentrional et méridional. ....	72
Figure 26: Structure du Tell algérien (Centre-Ouest); Mouvement de la tectonique tangentielle et situation paléogéographique de la position initiale des nappes de charriage. ....	72
Figure 27 : Coupe géologique à travers le bassin du Haut et du Moyen Chélif.....	74
Figure 28 : Schéma stratigraphique du Miocène de la bordure Nord de l'Ouarsenis.....	75
Figure 29: La stratigraphie synthétique du moyen Chélif occidental .....	78
Figure 30: carte de zonage sismiqueduterritoire national. ....	81
Figure 31 : Coupes Géo-électriques de la plaines du Haut et du Moyen Chélif. ....	88
Figure 32 : Coupes hydrogéologiques interprétatives. ....	93
Figure 33 : Colonne lithostratigraphique synthétique et comportement hydrogéologique des différentes formations géologiques (Perrodon, 1957 et Kireche, 1993) de la région du Haut Chélif. ....	94
Figure 34: Colonne litho stratigraphique synthétique et comportement hydrogéologiques des différentes formations d'après le log stratigraphique établi par (Perrodon, 1957) de la région du Moyen Chélif .....	95
Figure 35 : Piézomètre dans la nappe du Haut et du Moyen Chélif.....	98
Figure 36 : Carte du réseau piézométrique dans les plaines du Haut et du Moyen Chélif. ....	99
Figure 37 : Carte des profondeurs des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif.....	99
Figure 38: Profondeurs 3D des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif. ....	100
Figure 39 : Carte piézométrique en période des hautes eaux 2012. ....	102
Figure 40 : Carte piézométrique en période des basses eaux 2012. ....	102
Figure 41: Carte piézométrique en période des hautes eaux 2017. ....	103
Figure 42 : Carte piézométrique en période des basses eaux 2017. ....	103
Figure 43: Carte piézométrique en période des hautes eaux 2018. ....	104
Figure 44: Évolution du niveau piézométrique durant les périodes de basses et hautes eaux en 2012. ....	105
Figure 45: Évolution du niveau piézométrique durant les périodes des basses et des hautes eaux en 2017. ....	106
Figure 46: Évolution temporelle et spatiale du niveau piézométrique des nappes du Haut et du Moyen Chélif. ....	107
Figure 47: Photos représentant les moyens de prélèvement, de mesure et de conservation des échantillons des eaux souterraines du Haut et du Moyen Chélif. ....	110
Figure 48: Inventaire des points d'eaux de la plaine du Haut et du Moyen Chélif. ....	111
Figure 49: Corrélation entre la somme des anions et des cations (pts rouges: hautes eaux, pts noir: basses eaux). .	112

Figure 50 : Corrélation entre la somme des ions et le Résidu sec. ....	112
Figure 51: Évolution des cations et des anions en fonction du résidu sec en période 2012. ....	115
Figure 52: Évolution des cations et des anions en fonction du résidu sec en période 2017. ....	116
Figure 53 : Carte de Résidu Sec, période des hautes eaux 2012. ....	118
Figure 54 : Carte de Résidu Sec, période des basses eaux 2012. ....	118
Figure 55 : Carte de Résidu Sec, période des hautes eaux 2017. ....	119
Figure 56 : Carte de Résidu Sec, période des basses eaux 2017. ....	119
Figure 57 : Carte de la Conductivité électrique, période des hautes eaux 2012. ....	120
Figure 58: Carte de la Conductivité électrique, période des basses eaux 2012. ....	120
Figure 59: Carte de la Conductivité électrique, période des hautes eaux 2017. ....	121
Figure 60 : Carte de la Conductivité électrique, période des basses eaux 2017. ....	121
Figure 61: Carte du pH, période des hautes eaux 2012. ....	122
Figure 62: Carte du pH, période des basses eaux 2012. ....	122
Figure 63: Carte du pH, période des hautes eaux 2017. ....	123
Figure 64: Carte du pH, période des basses eaux 2017. ....	123
Figure 65 : Carte du Calcium, période des hautes eaux 2012. ....	126
Figure 66 : Carte du Calcium, période des basses eaux 2012. ....	126
Figure 67 : Carte du Calcium, période des hautes eaux 2017. ....	127
Figure 68 : Carte du Calcium période des basses eaux 2017. ....	127
Figure 69 : Carte du Magnésium, période des hautes eaux 2012. ....	128
Figure 70 : Carte du Magnésium, période des basses eaux 2012. ....	128
Figure 71: Carte du Magnésium, période des hautes eaux 2017. ....	129
Figure 72 : Carte du Magnésium, période des basses eaux 2017. ....	129
Figure 73 : Carte du Sodium, période des hautes eaux 2012. ....	130
Figure 74 : Carte du Sodium, période des basses eaux 2012. ....	130
Figure 75 : Carte du Sodium, période des hautes eaux 2017. ....	131
Figure 76 : Carte du Sodium, période des basses eaux 2017. ....	131
Figure 77: Carte du Potassium, période des hautes eaux 2012. ....	132
Figure 78 : Carte du Potassium, période des basses eaux 2012. ....	132
Figure 79 : Carte du Potassium, période des hautes eaux 2017. ....	133
Figure 80 : Carte du Potassium, période des basses eaux 2017. ....	133
Figure 81 : Carte du Chlorure, période des hautes eaux 2012. ....	134
Figure 82 : Carte du Chlorure, période des basses eaux 2012. ....	134
Figure 83 : Carte du Chlorure, période des hautes eaux 2017. ....	135
Figure 84 : Carte du Chlorure, période des basses eaux 2017. ....	135
Figure 85 : Carte du Sulfats, période des hautes eaux 2012. ....	136
Figure 86 : Carte du Sulfats, période des basses eaux 2012. ....	136
Figure 87 : Carte du Sulfats, période des hautes eaux 2017. ....	137
Figure 88 : Carte du Sulfats, période des basses eaux 2017. ....	137
Figure 89 : Carte du Bicarbonates, période des hautes eaux 2012. ....	138
Figure 90 : Carte du Bicarbonates, période des basses eaux 2012. ....	138
Figure 91 : Carte du Bicarbonates, période des hautes eaux 2017. ....	139
Figure 92 : Carte du Bicarbonates, période des basses eaux 2017. ....	139
Figure 93 : Carte du Nitrates, période des hautes eaux 2012. ....	140
Figure 94 : Carte du Nitrates, période des basses eaux 2012. ....	140
Figure 95 : Carte du Nitrates, période des hautes eaux 2017. ....	141
Figure 96 : Carte du Nitrates, période des basses eaux 2017. ....	141
Figure 97: Boîtes de box des éléments chimiques des eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélif. ....	142
Figure 98: Variabilité cumulée des valeurs propres. ....	144
Figure 99: Corrélations des variables (diagramme des composantes dans l'espace) ....	145
Figure 100: Projection des individus sur les plans factoriels (F1-F2 et F1-F3) en 2012 et 2017 ....	146
Figure 101 : Dendrogramme de composition chimique des eaux souterraines du Haut et du Moyen Chélif. ....	147
Figure 102: Diagramme de Piper. ....	148
Figure 103 : Diagramme de Schoëller- Berkaloff, période hautes eaux 2012. ....	154
Figure 104 : Diagramme de Schoëller- Berkaloff, période basses eaux 2012. ....	155
Figure 105 : Diagramme de Schoëller- Berkaloff, période hautes eaux 2017. ....	156
Figure 106 : Diagramme de Schoëller- Berkaloff, période basses eaux 2017. ....	157
Figure 107 : Relations entre les principaux éléments majeurs 2012. ....	160
Figure 108 : Relations entre les principaux éléments majeurs 2017. ....	161
Figure 109 : Relation entre $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ et $(HCO_3^- + SO_4^{2-})$ en 2012. ....	162
Figure 110 : Relation entre $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$ et $(HCO_3^- + SO_4^{2-})$ en 2017. ....	162
Figure 111 : Carte de l'évolution des valeurs de l'I.E.B en période des hautes eaux 2012. ....	164

Figure 112 : Carte de l'évolution des valeurs de l'I.E.B en période des basses eaux 2012.....	164
Figure 113 : Carte de l'évolution des valeurs de l'I.E.B en période des hautes eaux 2017.....	165
Figure 114 : Carte de l'évolution des valeurs de l'I.E.B en basses eaux 2017.....	165
Figure 115 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, période des hautes eaux 2012.....	167
Figure 116 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, période des basses eaux 2012.....	167
Figure 117 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, période des hautes eaux 2017.....	168
Figure 118 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, période des basses eaux 2017.....	168
Figure 119 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, année 2012 .....	169
Figure 120 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, année 2017 .....	170
Figure 121: Relation entre le rapport ( $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ ) et le Résidu sec en 2012. ....	171
Figure 122: Relation entre le rapport ( $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ ) et le Résidu sec en 2017. ....	171
Figure 125: Evolution du rapport $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ en fonction de la conductivité électrique .....	173
Figure 123 :Relation entre le $\text{Br}^-$ et le $\text{Cl}^-$ en période des basses eaux 2017 .....	173
Figure 124: Evolution du rapport $\text{Br}^-/\text{Cl}^-$ en fonction de la CE ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) (période des basses eaux 2017). ....	173
Figure 126: Répartition la quantité des engrais NPK et Urée 46 % utilisées par commune dans la vallée du Haut et du Moyen Chéouiff pour les campagnes 2015, 2016 et 2017. ....	174
Figure 127 : Diagrammes des concentrations en nitrates en fonction des concentrations en chlorures .....	175
Figure 128: Diagrammes des concentrations en nitrates en fonction des concentrations en sulfates chlorures .....	176
Figure 129 : relation entre les nitrates ( $\text{NO}_3^-$ ) et la profondeur de l'eau .....	176
Figure 130 : Relation Oxygène-18 et Deutérium dans les eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chéouiff. ((A): Période des basses eaux 2017; (B): Période des hautes eaux 2018). ....	181
Figure 131: Variations temporelles des teneurs en $^{18}\text{O}$ et $^2\text{H}$ . ....	183
Figure 132 : Distribution statistique des teneurs en isotopes stables dans les eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chéouiff .....	184
Figure 133: Distribution spatiales des analyses en isotopes stables des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéouiff. ....	186
Figure 134 : Relation entre les teneurs en chlorures et les teneurs en $^{18}\text{O}$ dans les eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chéouiff en période des basses eaux 2017. ....	187
Figure 135 : Relation entre la conductivité électrique et $\delta^{18}\text{O}$ des nappes du Haut et du Moyen Chéouiff .....	188
Figure 136 : Relation entre $^{18}\text{O}$ et les nitrates ( $\text{NO}_3^-$ ) dans les eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chéouiff. ....	189
Figure 137: Evolution des teneurs isotopiques en fonction de la profondeur des nappes du Haut et du Moyen Chéouiff .....	190
Figure 138: Relation entre $\delta^{18}\text{O}$ et altitude des puits et des piézomètres alimentés de façon certaines par les pluies locales. ....	191
Figure 139 : Charge de pollution industrielle dans l'aire de l'étude. ....	197
Figure 140: Localisation des points des rejets domestiques de la région d'étude.....	198
Figure 141: Quantité des déchets ménagers par commune. ....	200
Figure 142: Charge polluante de l'élevage par commune. ....	203
Figure 143 : Répartition de la quantité des engrais NPK et les Urées 46 % par commune dans la vallée du Haut et du Moyen Chéouiff pour la campagne 2016/2017.....	205
Figure 144 : Représentation sur le diagramme de RICHARDS (Riverside) des eaux des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéouiff pour les deux années 2012 et 2017. ....	208
Figure 145: Représentation sur le diagramme de Wilcox des eaux des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéouiff pour les deux années 2012 et 2017. ....	209
Figure 146: Carte indicielle (IOES - 2012) de la qualité des eaux souterraine des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéouiff. ....	214
Figure 147: Carte indicielle (IOES - 2017) de la qualité de des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéouiff. ...	215

## *Liste des Abréviations*

---

**ABH** : Agence du Bassin Hydrographique Chéouiff-Zahrez.  
**ACP** : Analyse en Composantes Principales  
**AEP** : Alimentation en Eau Potable  
**ANRH** : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques  
**CE** : Conductivité Electrique ( $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ )  
**C.E.T** : Centre D'Enfouissement Technique  
**CGG** : Compagnie Générale de Géophysique  
**DA** : Déficit Agricole (mm)  
**D.H.T** : Degré Hydrotimétrique Total  
**Ddp** : Densité de drainage permanente  
**Ddt** : Densité de drainage temporaire  
**DHW** : Direction D'Hydraulique de Wilaya  
**DSA** : Direction des Services Agricoles  
**E<sub>qh</sub>** : Équivalent habitant  
**ETP** : Evapotranspiration Potentielle (mm)  
**ETR** : Evapotranspiration Réelle (mm)  
**FNRDA** : Fonds National pour la Régulation du Développement Agricole  
**GPI** : Grand Périmètre Hydraulique  
**<sup>2</sup>H** : Deutérium  
**I** : Indice d'aridité  
**IEB** : Indice d'Echange de Base  
**IFES** : Icosium Forages Engineering Services  
**IQES** : Indices z Qualité des Eaux Souterraines  
**IS** : Indice de Saturation  
**K** : Perméabilité (m/s)  
**<sup>18</sup>O** : Oxygène 18  
**O.M.S** : Organisation Mondiale de la Santé  
**P** : Précipitations (mm)  
**PMH** : Petite et Moyenne Hydraulique  
**PNDA** : Programme National de Développement de l'Agriculture  
**PNUD** : Plan des Nations Unies pour le Développement  
**R .sec** : Résidu Sec (TDS)  
**RFU** : Réserve Facilement Utilisable (mm)  
**S.A.U** : Surface Agricole Utile  
**SAR** : Sodium Absorption Ratio  
**STEP** : Station d'Épuration  
**T** : Transmissivité ( $\text{m}/\text{s}^2$ )  
**T** : Température (°C)

## ملخص:

عرفت منطقة الشلف الأعلى و الاوسط، وهي جزء من حوض الشلف الكبير، الواقعة شمال غرب الجزائر، خلال السنوات الأخيرة حدوث نمو اقتصادي ، خاصا في الزراعة ، أدت من ناحية إلى زيادة الاحتياجات المائية ، ومن ناحية أخرى ، إلى تدهور خطير في جودة نوعية المياه الجوفية .

تغطي سهول حوض الشلف الأعلى و الاوسط مساحة تقدر بجوالي 1070 كم<sup>2</sup> من حوض الشلف متكونة من الطمي- الرملي- الحصوي حيث تشكل المياه الجوفية المتكون من الطمي- الرملي- الحصوي المصدر الرئيسي لإمدادات مياه الشرب والري الزراعي.

تم استخدام الجيوكيمياء والنظائر المستقرة (<sup>2</sup>H ، <sup>18</sup>O) للمياه الجوفية لشرح عدم التجانس الكيميائي للمياه الجوفية وأنظمة إعادة الشحن والوصلات الهيدروليكية بين طبقات المياه الجوفية والمياه السطحية في سهول الشلف الأعلى و الاوسط .

لقد قمنا بدراسة هيدروكيمياء المياه الجوفية بناءً على حملات تحليل العناصر الكيميائية (الكاتيونات والأنيونات والمخلفات الجافة) لفترات أعلى و أدنى منسوب المياه والتي تم إجراؤها في مختبر ANRH و CRNA ، من خلال متابعة و مراقبة تغيرات الخصائص الفيزيوكيميائية لسنة 2012 و 2017. و من أجل دراسة و تحليل النظائر المستقرة للمياه الجوفية، فقد تم اخذ تسعة و ثلاثون (39) عينة لفترات أدنى منسوب المياه لسنة 2017 و أعلى منسوب المياه لسنة 2018.

و قد عولجت و فسرت باستخدام طرق و أدوات مختلفة و حديثة : رسم الخرائط , مخططات Piper و Schoeller , تصنيف Stabler, مؤشر التبادل الايوني , التمثيليات البيانات الثنائية , مؤشر التشبع , الإحصاء متعدد الأبعاد ( التحليل بالعناصر الأساسية ACP) و الإحصاء الوصفي . و قد أعطت نتائج ما يلي:

تتميز المياه الجوفية بنوعين أساسيين وفقا لمخططات Piper, Schoeller و Stabler و هي الكلوريد الكالسيوم و كلوريد الصوديوم. يفسر ذلك بوجود تأثير التكوينات الطمي- الرملي- الحصوي و المارن الجبسي على نوعية المياه الجوفية. إن نوعية المياه من رديئة وذلك لوجود ملوثات من النترات بنسب عالية الناتجة من استخدامها المفرط في الأنشطة الزراعية و الناشئة كذلك من مصبات المياه المستعملة, و رديئة جدا بالقرب من جبل تمولجا لشدة ملوحتها الناتجة من جهة عن نوعية الصخور و ذلك بارتفاع منسوب المياه الجوفية العميقة و تدفقها عبر تكوينات الحجر الجيري الجوراسي وطبقات الجبس ساليفير العميقة(بسبب الصدع الذي حدث في عام 1980) وكذا العوامل المناخية (التبخّر والتهطال) . تعطي نسبة Br / Cl مؤشرات على أصل الملوحة التي تشير إلى أن ارتفاع ملوحة المياه المرتبطة أساساً بالكلوريدات ينشأ من ترشيح الأسمدة المكلورة والأملاح التي لا تستخدمها النباتات (خاصة الكلوريدات) و من الذوبان رواسب ملحية .

في الرسم البياني ( $\delta^{18}\text{O}$ ) = f ( $\delta^2\text{H}$ ) تم توزيع البيانات التحليلية على طول خط مستقيم بميل يساوي 4.73 و 4.38 خلال

أدنى منسوب المياه 2017 و أعلى منسوب المياه 2018 على التوالي. لقد حدد استخدام الأداة النظرية أن أصل إعادة شحن طبقات المياه الجوفية في منطقة الشلف الأعلى و الاوسط هي مياه الأمطار اتية من المحيط الأطلسي والبحر الابيض المتوسط و على ارتفاعات عالية.

## مفتاح الكلمات:

هيدروكيمياء ، النظائر ، المياه الجوفية ، طبقات المياه الجوفية ، الملوحة ، مؤشرات التشبع ، منطقة الشلف الأعلى و الاوسط.



## *Abstract*

The Upper and Middle Cheliff region, which is part of the large Cheliff basin, is located in the north-west of Algeria. In recent years, there has been an economic boom, particularly in agriculture, which has led, on the one hand, to an increase in water needs and, on the other hand, to the deterioration in the groundwater quality.

The plains of the Upper and Middle Cheliff cover the area of 1070 km<sup>2</sup>, situated in a synclinal basin with a Mio-Plio-Quaternary filling, where the Mio-Plio-Quaternary aquifer is the main source of drinking water supply and agricultural irrigation.

Groundwater geochemistry and stable isotopes (<sup>18</sup>O, <sup>2</sup>H) were used to explain chemical heterogeneity, recharge regimes and hydraulic connections between alluvial and surface water in the Upper and Middle Cheliff plains. We have been able to study the groundwater geochemistry based on analysis of chemical elements (cations, anions and dry residue) in high and low water that have been carried out in the laboratory of ANRH and CRNA, during 2012 and 2017 periods. A total of 39 well and piezometric water samples were collected during two campaigns, low water 2017 and high water 2018, for the purpose of analyzing stable isotopes (<sup>18</sup>O, <sup>2</sup>H).

The processing and representation of the data made use of modern tools such as:

Cartography, Piper and Schoëller-Berkaloff diagrams, Stabler classification, binary diagrams, base exchange indices, saturation indices, statistical analysis (PCA) and geostatistics. The interpretation of these data revealed the following:

- Groundwater is characterised by the presence of two important hydrochemical facies (calcium chloride and sodium chloride) according to the diagrams of Piper, Schoëller-Berkaloff and Stabler. It is explained by the presence of the Mio-Plio-Quaternary alluvial formations and the gypsum marls.

The chemical quality of water is fair to poor, with the presence of certain contaminants resulting from nitrates used in agricultural activities and the effect of urban discharges of anthropogenic origin. Very poor near the Temoulga massif, resulting from high salinity influenced by the lithology of the water table and its flow through the Jurassic limestone formations and deep gypso-saliferous layers (the release of the fault in 1980 caused these waters to overflow) and climatic factors (evaporation and rainfall). The Br/Cl ratio gives indications on the origin of the salinity that the high salinity of the waters, linked essentially to chlorides, is due to the leaching of chlorinated fertilisers, salts not used by plants (particularly chlorides) and by the dissolution of evaporitic deposits.

- The chemical quality of the water is from fair to poor with the presence of certain contaminants resulting from nitrates used in agricultural and anthropogenic activities originating from urban discharge, and it is very bad near the Temoulga massif, resulting from a high salinity influenced by the lithology of the aquifer and its flow through the Jurassic limestone formations and deep gypso-salt layers (the fault throw in 1980 caused these waters to overflow) and climatic factors (evaporation and precipitation). The Br/Cl ratio gives indications on the origin of the salinity that the high water salinity which is mainly linked to chlorides is due to the leaching of chlorinated fertilizers, salts not used by plants (especially chlorides) and by the dissolution of evaporite deposits.

- In the diagram  $\delta^2\text{H} = f(\delta^{18}\text{O})$  the analytical data distributed along a line of slope equal to 4.73 and 4.38 during the two periods, low water 2017 and high water 2018, respectively. The use of the isotopic tool has identified that the origin of the recharge of the Upper and Middle Cheliff aquifers are the Atlantic and Mediterranean oceanic meteoric rain water at high altitudes.

**Keywords:** geochemistry, isotope, groundwater, alluvial aquifer, salinity, saturation indices, Upper and Middle Cheliff.

## Résumé

La région du Haut et du Moyen Chélif qui fait partie du grand bassin du Chélif est située au nord-ouest de l'Algérie. Ces dernières années, un essor économique, particulièrement agricole, a eu lieu, ce qui a entraîné, d'une part, l'accroissement des besoins en eaux et a provoqué, d'autre part, la dégradation de la qualité des eaux souterraines.

Les plaines du Haut et du Moyen Chélif couvrent 1070 km<sup>2</sup> dans une cuvette synclinale à remplissage Mio-Plio-Quaternaire où la nappe du Mio-Plio-Quaternaire constitue la principale source d'approvisionnement en eau potable et l'irrigation agricole de la région.

La géochimie et les isotopes stables (<sup>18</sup>O, <sup>2</sup>H) des eaux souterraines ont été utilisées pour expliquer l'hétérogénéité chimique, les régimes de recharge et les connexions hydrauliques entre les nappes alluviales et les eaux de surface dans les plaines du Haut et du Moyen Chélif.

Nous avons pu étudier la géochimie des eaux souterraines en se basant sur les campagnes d'analyse des éléments chimiques (cations, anions et résidu sec) en hautes et basses eaux qui se sont effectuées dans le laboratoire de l'ANRH et CRNA, durant les deux années 2012 et 2017.

Un total de 39 échantillons d'eau des puits, forages et piézomètres ont été prélevés durant les deux campagnes ; basses eaux 2017 et hautes eaux 2018, dans le cadre d'analyser des isotopes stables (<sup>18</sup>O, <sup>2</sup>H).

Le traitement et la représentation des données ont fait appel à l'usage d'outils classiques ou modernes comme : la cartographie, les diagrammes de Piper et de Schoëller- Berkaloff, la classification de Stabler, les diagrammes binaires, les indices d'échange de bases, les indices de saturation, l'analyse statistique (ACP), ainsi que la géostatistique. L'interprétation de ces données a révélé ce qui suit :

- Les eaux souterraines sont caractérisées par la présence de deux faciès hydrochimiques importantes (Chloruré calcique et Chloruré sodique) selon les diagrammes de Piper, Schoëller- Berkaloff et Stabler. Il s'explique par la présence des formations alluvionnaires du Mio-Plio-Quaternaire et des marnes gypsifères.

- La qualité chimique de l'eau est passable à médiocre avec la présence de certains contaminants résultant des nitrates utilisés dans les activités agricoles et l'effet des rejets urbains d'origines anthropiques. Très médiocre près du mont de Témoulga, résultant d'une forte salinité influencée par la lithologie de la nappe et leur écoulement à travers les formations calcaires du Jurassique et les couches gypso-salifères profonde (le rejet de la faille en 1980 fit déborder ces eaux) et les facteurs climatiques (évaporation et précipitations). Le rapport Br/Cl donne des indications sur l'origine de la salinité. Elle est élevée dans les eaux liée essentiellement aux chlorures qui a pour origine le lessivage de fertilisants chlorurés des sels non utilisés par les plantes (particulièrement les chlorures) et la dissolution des dépôts évaporitiques.

- Le diagramme  $\delta^2\text{H} = f(\delta^{18}\text{O})$  montre que les données analytiques sont distribuées le long d'une droite de pente égale à 4,73 et 4,38 durant les deux périodes, des basses eaux 2017 et des hautes eaux 2018, respectivement. L'utilisation de l'outil isotopique a identifié que l'origine de la recharge des nappes du Haut et du Moyen Chélif sont les eaux de pluie d'origine météorique océanique atlantique et méditerranéenne dans de hautes altitudes.

**Mots clés :** géochimie ; isotope ; eaux souterraines ; nappes alluviales ; salinité, les indices de saturation, Haut et Moyen Chélif.

# *Introduction Générale*

---

## **Introduction générale**

### **1. Problématique**

L'eau peut être rare à certains endroits, comme les zones arides et semi-arides ou tout simplement d'une qualité médiocre à d'autres endroits. Les eaux souterraines représentent le deuxième réservoir d'eau douce, après les glaciers, les lacs et les rivières, avec des volumes de l'ordre  $8 \text{ à } 10 \times 10^6 \text{ km}^3$  potentiellement exploitables (Unesco, 1978 ; Marsily, 1995). Elles composent 30 % des ressources en eau potable (Gleick, 1996). Toutefois, cette ressource qui était jadis de bonne qualité, se trouve actuellement menacée par diverses sources de contamination ponctuelles et diffuses.

La répartition de l'eau entre les couches de la terre varie dans l'espace et dans le temps. La connaissance du fonctionnement hydrologique des aquifères et de la géochimie de l'eau souterraine est déterminante pour en évaluer la qualité et le traçage naturel de l'eau à l'aide de la composition isotopiques. Le faciès chimique naturel des eaux souterraines répond à un déterminisme en partie dû à la nature lithologique des aquifères et des terrains superficiels traversés par l'eau (Blum et al, 2001)

Il est certain que l'augmentation de la demande en eau pour les activités humaines accentuera les contraintes sur cette ressource. En outre, les facteurs naturels, tels que la sécheresse ou les contraintes géologiques, ont un effet sur l'approvisionnement en eau potable et sa distribution.

Les eaux souterraines constituent selon Margat et van der Gun (2013) la matière première la plus extraite au monde, représentant un taux de prélèvement de l'ordre de  $982 \text{ km}^3$  /an. Environ 70 % des eaux souterraines extraites, dans le monde, sont utilisées en irrigation (Siebert et al, 2010). Selon Smith et al (2016), les eaux souterraines fournissent près de la moitié de l'eau potable dans le monde.

En Algérie et dans les pays du Maghreb ces chiffres sont similaires. Les indices d'exploitation des eaux renouvelables (superficielles et souterraines) sont déjà très élevés dans les pays du Maghreb et spécialement en Algérie avec 67 % et en Tunisie avec 70 % ce qui montre que la mobilisation de ces eaux est en voie d'atteindre son maximum (FAO, 2016 ; El Jihad et Taabni, 2019).

Les eaux souterraines en Algérie représentent une source essentielle pour l'irrigation et l'alimentation en eau potable. Ces ressources sont menacées directement par la pollution. Cette dernière a atteint un seuil alarmant ce qui rend l'étude de la qualité de ces eaux un impératif (FAO, 2016).

Les développements hydro-agricoles et industriels associés à une forte expansion démographique dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif ont engendré une demande importante en eau. Ce qui reflète la forte consommation d'eau pour l'irrigation. A cet effet, la demande en eau dans les plaines du Haut et du Moyen Chélif est en augmentation pour les secteurs : AEP, irrigation et industries.

L'exploitation des ressources en eaux dans les plaines du Haut et du Moyen Chélif se répartissent entre les nappes alluviales du Mio-Plio-Quaternaire et les eaux superficielles des barrages. Les nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif contribuent à plus de 50 % des besoins en eau potable.

La qualité des eaux de cette région a subi ces dernières années une certaine détérioration, à cause de rejets urbains non contrôlés, de l'utilisation intensive d'engrais chimiques et de fertilisants dans l'agriculture ainsi que de son exploitation désordonnée.

Les ressources en eau sont, non seulement, soumises à une surexploitation, mais également, à une dégradation de leur qualité du fait du lessivage des formations évaporitiques se produisant après le séisme du 10 octobre 1980 par le jeu d'une faille importante. En effet, cet accident tectonique a libéré des eaux profondes, et a permis leur ascendance vers la nappe alluviale dans le secteur d'El Attaf (nappe du Moyen

Chéllif), appartenant au sous bassin de l'oued Tikazale (IFES, 2002). Ces éléments modifient le chimisme de l'eau et la rendent impropre aux usages souhaités.

La région d'étude est un bassin endoréique caractérisé par l'appauvrissement de leur ressource en eau et une dégradation de leur qualité induite par des facteurs tant endogènes qu'exogènes tels que : un climat semi-aride aux périodes de sécheresse prolongées et récurrentes, l'évaporation avec des concentrations salines, lessivage des dépôts évaporitiques des aquifères, interaction eau-roches et la pollution.

Par ailleurs, la connaissance de la qualité des eaux est un paramètre important surtout de la prise de décision concernant l'implantation et la destination d'un forage. Pour la région considérée, l'étude de la qualité des eaux utilisées est d'autant plus cruciale dans le contexte d'un climat semi-aride avec faible précipitation et une demande en eau avec des besoins toujours en augmentation.

Quelques études, déjà réalisées sur la qualité des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéllif (mémoires d'Ingénieur et de Magister ; et des thèse de Doctorat : Maghraoui, 1986 ; Djeda, 1987 ; Bouzelboudjen, 1989 ; Achour, 1998 ; Richa, 2010 ; Touhari, 2015), ont signalé l'influence de la nature lithologique sur la minéralisation des eaux souterraines. Les facteurs climatiques ont également contribué à la variation de cette minéralisation.

L'étude vise aussi l'utilisation des isotopes stables  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  de la molécule de l'eau, qui est devenue de nos jours un outil fondamental dans les études hydrologiques et hydrogéologiques, du système aquifère du bassin du Haut et du Moyen Chéllif. Cette méthode de traçage des eaux par les isotopes stables des eaux souterraines ont donné des résultats intéressants sous différents types de climat, en particulier en zones arides et semi-arides (Fontes, 1976 et 1989). Elles se révèlent des informations concernant l'âge, l'origine et le temps de résidence des eaux de la nappe, leur mode de recharge et leur vitesse d'écoulement, ainsi ajoute une meilleure connaissance de l'origine de la salinité des eaux souterraines et l'identification des phénomènes de mélange d'eau d'origine différente.

La question de la gestion durable de la ressource en eau constitue une préoccupation grandissante pour les années à venir. Et c'est ce qui nous a conduits à soulever de nombreuses questions :

- Quel est l'état actuel de la qualité chimique des eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chéllif ?
- Quels sont les mécanismes physico-chimiques régissant l'évolution des éléments chimiques dans le temps et dans l'espace (influence de la lithologie, des facteurs anthropiques et des facteurs climatiques sur le chimisme de la nappe) ?
- Quel est le taux de recharge et l'ampleur de l'impact de la surexploitation des eaux souterraines ?

## **2. Objectifs**

L'objectif principal recherché dans ce contexte est de comprendre le processus de minéralisation et l'hydrodynamisme des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéllif en utilisant des outils chimiques (éléments majeurs) et isotopiques ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ). Ensuite, nous mettons à profit un outil de simulation basé sur la combinaison des deux approches géochimique et isotopique pour la mise en évidence des principaux mécanismes réactionnels plausibles responsables de la minéralisation et l'âge apparent des eaux. La variation de la composition isotopique est un indicateur très utile de l'origine et la nature de la ressource. Enfin, nous définissons l'origine des masses d'eau qui assurent la recharge de l'aquifère et préciser les mécanismes de cette recharge et les différents polluants chimiques existant dans l'eau ainsi que leurs origines. Ces évaluations sont cruciales pour l'exploitation durable dans une région semi-aride avec des ressources en eau souterraines très limitées.

### 3. Approche méthodologique

La méthodologie utilisée dans le développement de cette étude consiste au couplage des approches hydrogéologiques, hydrogéochimiques et isotopiques pour concrétiser le programme de travail : un suivi saisonnier (basses et hautes eaux) de la qualité physico-chimique et piézométrique des eaux souterraines a été réalisé. Ainsi, trois campagnes en 2012, 2017 et 2018 ont été entreprises.

Au travers de cette étude, nous allons essayer de définir les points suivants :

- ⇒ Préciser la localisation, les caractéristiques morphométriques et les formations géologiques rencontrées dans le bassin du Haut et du Moyen Chéouiff, ainsi que l'analyse des principales conditions climatiques et hydrologiques (précipitations, températures et écoulements).
- ⇒ Définir le réservoir, le caractériser hydrogéologiquement et discuter les conditions de recharge.
- ⇒ Caractériser la géochimie de la nappe souterraine (minéralisation, faciès chimiques des eaux et origine de la minéralisation) et l'évolution des paramètres chimiques dans le temps et dans l'espace, ainsi que sur leurs origines.
- ⇒ Caractériser le signal isotopique ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ) de la nappe afin de définir l'origine des masses d'eau qui assurent la recharge de l'aquifère et préciser les mécanismes de cette recharge.
- ⇒ L'origine et localisation de la pollution et leurs impacts sur la qualité des eaux.
- ⇒ Procéder à l'évaluation de la qualité des eaux souterraines utilisées en AEP et en irrigation dans les plaines du Haut et du Moyen Chéouiff.

A la fin, l'ensemble de ces différents résultats issus des différents points constituent la synthèse qui fera l'objet de la conclusion générale qui comprendra des perspectives.

Nous allons essayer de mieux comprendre le processus de la minéralisation et de l'hydrodynamisme des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéouiff en utilisant des outils chimiques et isotopiques ; et d'optimiser l'interprétation des analyses physico-chimiques en utilisant des moyens plus adéquats.

# *Chapitre I*

## *APERÇU BIBLIOGRAPHIQUE*

---

## I.1. Introduction

Les eaux souterraines constituent 20 % des réserves d'eaux soit environ 1000 millions de m<sup>3</sup>, leur origine est due l'accumulation des infiltrations dans le sol qui varie en fonction de sa porosité et de sa structure géologique. Elles sont généralement d'excellente qualité physico-chimique et bactériologique. Elles se réunissent en nappes ; il existe plusieurs types (Rodier, 1997).

## I.2. Les différents types de nappes

Les eaux souterraines existent dans les interstices de la roche et le sol. Une nappe est l'ensemble des eaux comprises dans la zone saturée d'un aquifère (Margat, 1990). Selon la nature géologique, la lithologie du sous-sol des terrains et la profondeur de la surface piézométrique, il existe différents types d'aquifères (figure 1) que l'on peut regrouper en quatre grands ensembles :

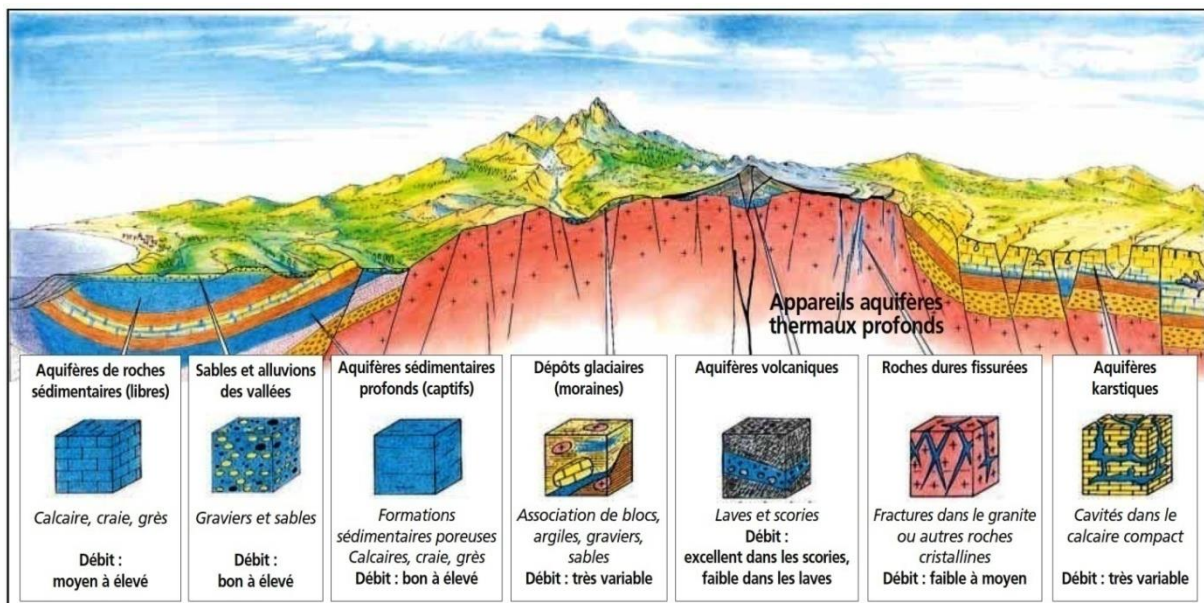


Figure 1 : Les principaux types des nappes (Source : Blum A, Ifen, 2004).

- **Les nappes phréatiques** : ce sont des couches de roches ou du sol perméables comportant une zone saturée suffisamment conductrice d'eau souterraine pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe souterraine et le captage de quantité d'eau appréciable (Castany, 1979). Les eaux souterraines composées des contenues dans les interstices des roches sédimentaires (calcaire, craie, sable, grès). Elles peuvent être libres ou captives selon qu'ils sont ou non recouverts d'une couche imperméable :
- **nappes captives** : Elles sont contenues entre deux couches imperméables. Elles ne sont pas alimentées directement par le sol. Par conséquent elles ne sont pas sensibles aux pollutions de surface (Rodier, 1997)
- **nappes libres** : Elles sont directement alimentées par l'infiltration des eaux de ruissellement. Les eaux souterraines proviennent essentiellement de l'infiltration des eaux superficielles qui parle d'eaux vadoses ou d'origine profonde. Elle est très vulnérable à la pollution.
- **les nappes alluviales** : Se sont des eaux qui circulent dans les alluvions des grands Oueds qui peuvent alimenter en eau les nappes phréatiques situées au niveau des berges des Oueds



(Rodier.1997). Elles sont formées de sables et de graviers, ces aquifères Il y a un échange d'eau entre ces aquifères et les cours d'eau qui les traversent

- **Nappes profondes** : Peuvent fournir des eaux naturellement peines utilisables à leur émergence naturelle (source) soit par forage ou par puits, sous réserves que soient protégés contre les infiltrations superficielles (Rodier, 1997).
- **Les nappes des roches cristallines** : (granite, gneiss, karstiques ...) : sont des roches en général anciennes, formées a grande profondeur. elle comporte des vides que ces vides sont de taille suffisante et sont connectés entre eux et que ces vides renferment de l'eau apportée en général par les précipitations (pluie, neige). L'eau remplit et circule dans les cavités du karst ou granite.

### I.3. Paramètres de qualité des eaux souterraines

La qualité d'une eau souterraine est évaluée par un certain nombre de paramètres organoleptiques, physiques et chimiques.

#### I.3.1. Paramètres physiques et organoleptiques

- **Couleur** : La couleur des eaux souterraines est en général transparente sauf si elles sont chargées de sels de calcaire ou de fer (Gaujous, 1995). La couleur des eaux souterraines est un paramètre traduisant une nuisance d'ordre esthétique, la coloration des eaux peut avoir une origine naturelle (présence de fer et de manganèse dans les eaux profondes, de substances humiques dans les eaux de surface).

- **Odeur** : Les eaux souterraines non thermales sont, en général, inodores si elles sont potables. L'odeur d'une eau est généralement un signe de pollution ou de présence de matières organiques en décomposition, des produits chimiques, de protozoaires ou d'organismes aquatiques (Rodier et al. ,2009).

- **Goût et saveur** : Toute eau possède une certaine saveur qui lui est propre et qui est due aux sels et aux gaz dissous. La saveur d'une eau souterraine dépend des sels et des gaz qu'elle contient en solution quelques milligrammes de sels de fer ou de cuivre par litre sont décelés, alors que plusieurs centaines de milligramme de chlorure de sodium n'affectent pas le goût (Gaujous, 1995). Si elle renferme une trop grande quantité de chlore, l'eau aura une saveur saumâtre, si elle contient de fortes quantités de sels de magnésium, l'eau aura un goût amer.

- **Turbidité** : La turbidité traduit le trouble de l'eau. C'est-à-dire la présence de matières en suspension (débris organiques, argiles...) dans les eaux souterraines captées (Drass, 2001). La turbidité est un paramètre organoleptique et une expression des propriétés optiques d'une eau à absorber ou/et à diffuser la lumière. Elle se mesure à l'aide d'un turbidimètre et peut être exprimée en : 1 NTU (Nephelometric Turbidity Unit) = 1 JTU (Jackson TU) = 1 FTU (Formazin TU) (Touhari, 2015), a norme proposée par l'OMS (inférieur à 5 NTU).

- **Température (T)** : C'est une caractéristique physique importante, elle joue un rôle dans la solubilité des sels et surtout des gaz, l'évaporation des eaux dans la détermination du pH pour la connaissance de l'origine, de l'eau des mélanges éventuels. Elle varie en fonction de la température extérieure (l'air), des saisons, de la nature géologique et de la profondeur du niveau d'eau par rapport à la surface du sol. Et d'une façon générale, la température des eaux est influencée par l'origine dont elles proviennent (superficielles ou profondes) (Ghazali et al, 2013). La température est mesuré in-situ, immédiatement après le prélèvement de l'échantillon à l'aide d'un appareil thermomètre.

- **Potentiel d'Hydrogène (pH) :** Le pH de l'eau est la mesure de la concentration en ions hydrogènes [H<sup>+</sup>] contenus dans l'eau. Il indique l'acidité, neutralité et l'alcalinité d'une eau. La valeur du pH est aussi en relation avec la nature des couches géologiques et la profondeur de la nappe. Les eaux peu profondes (sub-surface) sont généralement neutres à basiques (pH = 7 à 9), et en équilibre avec la pression d'O<sub>2</sub> atmosphérique (oxydantes) (Bouzada, 2013). Le pH est alcalin dans les calcaires. Il est sensible à la température, la salinité, et aux gaz dissous dans l'eau (O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub>, SO<sub>2</sub>, ....) (Al-Qawati, 2015). Le pH doit être mesuré in situ, à l'aide d'un pH-mètre ou par colorimétrie.

- **Conductivité électrique (CE) :** Elle traduit une aptitude de l'eau à laisser passer le courant électrique ; c'est une mesure rapide de la teneur globale en électrolytes d'une solution ; c'est un paramètre nécessaire à l'estimation de la minéralisation (Hceflcd, 2006). La conductivité électrique de l'eau est une mesure indirecte de la teneur de l'eau en ions (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, ..... ) qui sont formées par la solution des sels minéraux dans l'eau. L'unité de mesure est le µs/cm. Les fortes valeurs de CE sont de l'ordre supérieur à 2800 µS.cm<sup>-1</sup> (OMS, 2008), indiquant que les eaux souterraines de la nappe caractérisent une forte salinité. La minéralisation est en relation directe avec la conductivité électrique de l'eau (Rodier et al, 2009).

### I.3.2. Paramètres Chimiques

- **Résidu sec :** Il correspond à la totalité des sels dissous et donne donc une idée sur le degré de minéralisation des eaux, obtenue par dessiccation de l'eau à 110 °c, Exprimé en gramme par litre (g/l) ou milligramme par litre (mg/l). Le paramètre salinité est le plus fréquemment utilisé pour classer les eaux, notamment au niveau des grands aquifères (Bouaicha, 2009).

- **La dureté totale :** La potabilité d'une eau peut être également évaluée par la dureté de l'eau ou le titre hydrotimétrie (DHT) qui correspond à la somme des concentrations en calcium et en magnésium, il est exprimé en degré français et peut être calculé par la formule suivante :  $DHT = rCa^{2+} + rMg^{2+}$  (en mé/l) où 5 mé/l = 1 degré français. Un degré français (°F) correspond à la dureté d'une solution contenant 10 mg/ l de CaCO<sub>3</sub>, 1 °F est équivalent à 4 mg de calcium par litre et 2,4 mg de magnésium par litre. La dureté d'une eau dépend de la structure géologique des sols traversés (Belghiti et al 2013). Selon l'OMS, les eaux potables de bonne qualité ont une dureté totale inférieure à 15 °F mais acceptable jusqu'à 50 °F, si elle dépasse cette valeur, leur utilisation devient extrêmement difficile et cause des problèmes pour la consommation et pour certains usages domestiques (Rodier, 1997).

- **Alcalinité résiduelle des eaux :** correspond le risque de sodisation et d'alcalinisation des eaux souterraines, pour évaluer la qualité des eaux d'irrigation, on détermine du Carbonate de Sodium Résiduel (RSC) comme un autre moyen (Marlet et al, 2006). La détermination du RSC se fait selon la relation suivante :  $RSC = (CO_3^- + HCO_3^-) - (Ca^{2+} + Mg^{2+})$ .

- **Calcium (Ca<sup>2+</sup>) :** Cet ion plus abondant dans les eaux souterraines et une origine interne au système aquifère (Bakalowicz, 1979). Le Calcium est très répandu dans la nature car il est lié principalement à deux origines naturelles soit : La dissolution des formations carbonatées comme la dolomie (CaMgCO<sub>3</sub>), la calcite (CaCO<sub>3</sub>), CaCO<sub>3</sub> : Ca<sup>2+</sup> + CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>. La dissolution des formations gypseuses comme le gypse (CaSO<sub>4</sub>) : (CaSO<sub>4</sub>, 2(H<sub>2</sub>O) : Ca<sup>2+</sup> + SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> + 2(H<sub>2</sub>O) et des autres minéraux comme : l'apatite (Ca<sub>5</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>) ou la fluorine (CaF). Une teneur faible en calcium fait penser à un échange de base contre le sodium ou à l'absence de minéraux riches en calcium faiblement altérables. Par contre, une teneur élevée en calcium pourrait provenir de la mise en solution du gypse ou de l'anhydrite.

- **Magnésium ( $Mg^{2+}$ )** : Ses origines sont comparables à celle du calcium, car il provient de la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium (magnésite ( $MgCO_3$ ) et dolomite ( $CaMgCO_3$ )). Le magnésium est souvent présent dans les roches évaporitiques (sel de Mg), la carnallite ( $KMgCl_3 \cdot 6H_2O$ ), la kiesérite ( $MgSO_4 \cdot H_2O$ ), et carbonatés, la dolomie [ $(Ca, Mg) CO_3$ ]. Les deux éléments (Ca et Mg) sont présents dans toutes les eaux naturelles. Le Magnésium provient principalement de la dissolution des dolomies, des calcaires et marnes dolomitiques, mais dans dolomie liasique, le calcium provient essentiellement de la dissolution des dolomies par les eaux météoriques (Ben Abbou et al, 2014). Ces ions ont toujours une origine interne au système. La présence du calcium et le Magnésium dans les eaux souterraines peut être d'origine les formations carbonatées et évaporitiques. Selon les normes OMS 2008 relatives à la potabilité des eaux, la concentration maximale recommandée pour le calcium est de 100 mg/l et la concentration maximale recommandée pour le magnésium est de 50 mg/l.

- **Sodium ( $Na^+$ )** : L'origine de cet élément est liée principalement à la dissolution des formations salifères ( $NaCl$ ) et à l'effet de la salinité marine. C'est un métal alcalin. Le sodium est par contre généralement peu présent dans les roches carbonatées. Les ions Na peuvent provenir de l'altération des minéraux silicatés. Notons que les argiles peuvent être saturées en ion  $Na^+$ , par le processus d'échange de base (Gouaidia, 2008).

Le Sodium et le Potassium peuvent être échangés contre  $Ca^{2+}$  et  $Mg^{2+}$  par les minéraux argileux ou des substances organiques et provenir de l'hydrolyse des silicates. Ils peuvent se concentrer dans les aquifères par lessivage. Selon les normes OMS 2008 relatives à la potabilité des eaux, la concentration maximale recommandée est de 150 mg/l.

- **Potassium ( $K^+$ )** : Le potassium est un élément assez abondant dans certaines roches magmatiques et certaines roches sédimentaires (argiles, grès évaporites). Le potassium provient d'érosion des minéraux contenant du potassium comme le feldspath, des argiles potassiques et lessivage des sols contenant des engrais chimiques (NPK). Les fortes teneurs en potassium dans les eaux souterraines peuvent être observées dans les eaux ayant traversées des formations évaporitiques riches en sylvite ( $KCl$ ) et les eaux des formations argileuses. Selon les normes OMS 2008 relatives à la potabilité des eaux, la concentration maximale recommandée pour le potassium est de 12 mg/l.

- **Chlorures ( $Cl^-$ )** : Le chlorure est présent à l'état naturel dans les eaux souterraines en raison de l'altération météorique et l'évaporation ou du lessivage des formations salifères notamment la halite, ainsi que de la dissolution des dépôts de sel et la pollution anthropique, la concentration des chlorures dans l'eau dépend de l'origine de l'eau, du terrain traversé et de la composition chimique des sols, la pollution des fosses septiques et des roches qui en sont contacts avec les sources d'eau .

Il provient de l'utilisation des engrais chimiques, des rejets des eaux usées (industrielles ou domestiques). Ces ions sont, généralement, très peu abondants dans les terrains carbonatés, excepté dans des conditions particulières de gisement (Bouaicha, 2009). Selon les normes OMS relatives à la potabilité des eaux, la concentration maximale recommandée est de 250 mg/l. Selon Debieche, 2002, la présence des deux éléments Na et Cl dans les eaux souterraines est attribué à la dissolution de l'halite que l'on rencontre dans les formations triasiques.

- **Carbonates ( $CO_3^{2-}$ ) et Bicarbonates ( $HCO_3^-$ )** : la teneur de ces éléments est contrôlée par l'équilibre calcocarbonique. La plupart des teneurs en bicarbonates des eaux naturelles proviennent de la dissolution de gaz carbonique ( $CO_2$ ) dans l'eau et de la dissolution des formations carbonatées par des eaux chargées en gaz carbonique, d'après l'équation générale suivante :



La dissolution des roches carbonatées dépend de plusieurs paramètres tels que : pH de l'eau, la température de l'eau et le CO<sub>2</sub> dissous.

La concentration maximale recommandée par l'OMS 2008 pour les bicarbonates dans l'eau potable est de 250 mg/l,

- **Sulfates (SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>)** : La présence des sulfates dans les eaux est généralement liée au lessivage et la dissolution des formations évaporitiques tel que le gypse (CaSO<sub>4</sub>, 2(H<sub>2</sub>O)) et l'anhydrite (CaSO<sub>4</sub>), selon la relation suivante :  $\text{CaSO}_4, 2\text{H}_2\text{O} = \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-} + 2\text{H}_2\text{O}$ , Soit des minéraux sulfurés (oxydation du soufre de la pyrite ou l'oxydation du baryum).

Héritage des eaux de pluies (les précipitations peuvent contenir des quantités non négligeables de sulfates).

Origine agricole par l'utilisation des matières fertilisantes (engrais et autres).

Origine biologique par minéralisation de la matière organique végétale et animale.

Les eaux naturelles contiennent, pratiquement, toujours des ions sulfatés dans des proportions très variables. Selon les normes OMS-2008, relatives à la potabilité des eaux, la concentration maximale recommandée est de 250 mg/l.

- **Nitrates (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>)** : L'azote peut exister dans les sources hydriques sous forme moléculaire (N<sub>2</sub>) dissous dans l'eau ou sous forme ionisée (azote minéral) telle que Nitrates (NO<sub>3</sub><sup>-</sup>), Nitrites (NO<sub>2</sub><sup>-</sup>) et ammonium (NH<sub>4</sub><sup>+</sup>) ainsi que sous forme organique (protéine, acides aminés, urée,... etc). Les différentes formes de l'azote sont en perpétuelle évolution, Ils proviennent généralement de la décomposition de la matière organique par oxydation bactérienne (biochimique) des nitrites et surtout biochimique (Belghiti et al, 2013). Les nitrates, représentent la forme la plus oxydée de l'azote, c'est une forme très soluble L'apport atmosphérique en nitrates est faible, la teneur naturelle des eaux souterraines en cet élément est également faible. Les nitrates proviennent essentiellement des pesticides et des engrais chimiques et organiques utilisés dans les régions agricoles, les égouts, fosses septiques. On peut dire aussi que l'origine des nitrates dans les eaux souterraines est essentiellement externe (apports anthropiques). Les nitrates constituent la forme azotée la plus dominante dans l'eau souterraine des nappes. Ils sont l'une des causes de la dégradation de l'eau. La norme de potabilité pour l'eau a été fixée à 50 mg/l.

### → **Eléments mineurs naturels**

\* **Strontium (Sr<sup>2+</sup>)** : Le strontium est un métal alcalino-terreux. Dans la nature, on le trouve sous forme de strontianite SrCO<sub>3</sub> et de célestite SrSO<sub>4</sub> (Malina, 2004). La célestite accompagne généralement les formations évaporitiques (Nirel et al, 1999).

\* **Silicium (Si)** : La silice dans la nature se trouve sous forme SiO<sub>2</sub>, d'origine essentiellement naturelle, liée aux formations silicatées (argiles, formations métamorphiques) ou à l'origine industrielle liée à l'industrie du verre, du mica, de la porcelaine et du ciment. Dans les eaux, on retrouve la silice sous une forme soluble (ionique) et colloïdale (Meunier, 2003).

\* **Fluorure (F<sup>-</sup>)** : Le fluor n'existe pas à l'état libre mais sous forme de fluorures en association avec d'autres éléments : fluorure de calcium (CaF<sub>2</sub>), cryolite (Na<sub>3</sub>AlF<sub>6</sub>) et fluorapatite (Ca<sub>5</sub>(PO<sub>4</sub>)<sub>3</sub>F) (Azout et al, 1978 ; Donagh et al, 2000). Le fluor et ses dérivés sont largement employés dans l'industrie (traitement de surface, industrie de verre, de la céramique) (Vengosh et al, 1998).

## I.4. Géochimie des eaux

Le chimisme des eaux souterraines dépend essentiellement de la composition lithologique des terrains traversés et du temps de séjour des eaux dans le réservoir. Ainsi que du type d'alimentation et la profondeur de la nappe (Ghesquiere et al, 2015). La composition chimique d'une eau joue un rôle important dans la détermination de sa qualité chimique de l'eau et la possibilité d'utilisation pour l'alimentation en eau potable ou d'autres usages (irrigation, industrie, ..., etc.). Au cours de leur trajet souterrain et dans certaines conditions de température, pression, l'état hydrodynamique de l'aquifère, la nature des roches et leur extension et par conséquent sur les zones d'alimentation du point d'eau analysé, les eaux superficielles très peu minéralisées se mettent en équilibre physico-chimique avec les milieux traversés sous l'action de divers processus chimiques (hydrolyse, oxydation, réduction, hydratation...), il se produit une dissociation des minéraux qui engendrent dans l'eau du sol des groupements ioniques (Sonkamble et al, 2012).

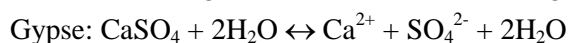
De cette mise en solution des sels, résultent différents phénomènes peuvent intervenir tels que les échanges ioniques de base au contact des roches argileuses et la dissolution ou précipitation des matériaux aquifères. Les activités humaines amènent une part de la minéralisation de l'eau (Frengstad et al, 2002). Les éléments les plus courants étant les nitrates et les sulfates amenés par les pratiques agricoles (Ahmadi et al, 2009).

### I.4.1. Les échanges de bases

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 ( $\text{Na}^+$ ) ou inverse. Les argiles sodiques échangent le sodium contre le calcium et le magnésium de l'eau. Les argiles calciques échangent le calcium contre le sodium et le magnésium. Par ailleurs, les argiles peuvent au cours de leur genèse retenir, par adsorption, une quantité notable de sels (Jeannolin, 1985). Ces derniers peuvent être repris par les eaux souterraines. 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  $\text{Na} < \text{K}$ ,  $\text{Mg} < \text{Ca}$  (Huneau, 2000). Plus un ion est gros, plus il est difficile de lui en substituer un plus petit.

### I.4.2. La dissolution et précipitation des minéraux

Les phénomènes de dissolution dépendent du degré de saturation des eaux vis-à-vis des minéraux à une température donnée. Ce phénomène indique les tendances des phases à se dissoudre ou précipiter, et permet de suivre l'évolution géochimique de l'eau dans l'aquifère. Les échanges entre l'eau et l'encaissant sont contrôlés aussi par le temps de séjour et l'aire de contact entre les deux. L'évaporation joue également un rôle principal dans le changement de faciès hydrochimique vu le caractère aride à semi-aride du climat et la nature phréatique des nappes étudiées. La solution est saturée ou sursaturée à l'égard du minéral qui a tendance à la précipitation. Par contre, la solution est sous-saturée vis à vis du minéral qui a tendance à la dissolution. Les principales réactions géochimiques des eaux sont :



### 1.5. Rôle de la chimie des eaux souterraines

La chimie des eaux souterraines est un facteur important pour déterminer les besoins de son utilisation. Les processus hydrogéochimiques des eaux souterraines aident pour obtenir un aperçu des contributions de l'interaction Roche/Sol-Eau et aussi les influences anthropiques sur les eaux souterraines. Ces processus géochimiques sont responsables des variations spatiotemporelles de la chimie des eaux souterraines (Kuldip et al, 2011 ; Mehdi et al, 2013 ; Varol et al, 2014).

Chaque source a une composition chimique déterminée provenant de la constitution des zones souterraines qu'elle a traversée et qui lui cèdent, ou avec quel échange différents substance (Trombe, 1977). Les propriétés physiques et chimiques ainsi acquise caractérisant l'eau de la nappe qu'elle forme et sont conditionnées par les facteurs suivants ;

- Liées à la lithologie du terrain par les eaux qui circulent dans la nappe.
- La vitesse de l'infiltration de l'eau dans les couches géologiques, la nature et l'épaisseur de ces couches.
- Le temps de contact de l'eau avec les roches
- Le taux de renouvellement de l'eau de la nappe par l'eau d'infiltration.

Donc, les réactions chimiques se produisent, car l'eau de pluie ou de neige fond diluer qui interagissent avec la roche ne sont pas en équilibre chimique avec le minéral de mise en contact ou de solides amorphes. Selon le climat, la géologie, le relief, les précipitations et le ruissèlement, la dissolution complète de minéraux peut prendre des centaines de millions d'années.

Au sein de la nappe, l'eau peut en effet subir les effets de plusieurs phénomènes (précipitation des minéraux, dissolutions, échange de base...), les eaux souterraines sont dures, elles sont très chargées en sels de calcium et magnésium. Au contact du gypse, l'eau peut se charger en sulfate de calcium et magnésium.

Les eaux souterraines des nappes alluviales à une qualité qui dépend par les eaux de l'infiltration, la nature géologique et de la profondeur de nappe et l'évaporation des eaux.

Les indicateurs géochimiques servent souvent aussi efficace méthodes pour résoudre plusieurs problèmes en hydrologie et de l'hydrogéologie, en particulier dans les régions semi-arides et arides (Farid et al, 2015).

### 1.6. La qualité de l'eau souterraine dans le monde

Le monde connaît depuis les années 1970 un important essor économique avec un grand développement industriel et des activités agricoles. Par conséquent, la qualité des eaux souterraines a connu ces dernières années une grande détérioration, à cause des rejets industriels non contrôlés, de l'utilisation intensive des engrais chimiques dans l'agriculture d'une part ainsi de l'exploitation désordonnée des ressources en eau d'autre part. Ces dernières ont produit une modification chimique de l'eau en la rendant impropre aux usages souhaités.

L'eau prélevée dans un forage ou de puits est un mélange d'eau de différentes couches de nappe. La qualité des eaux souterraines d'un forage ou d'un puits dépend par le type de la nappe, libre ou captive : La nappe libre est directement alimentée par les eaux de ruissellement, très sensible à la pollution et la nappe captive est séparée de la surface du sol par une couche imperméable (Cardot, 2013).

L'agressivité chimique de l'eau souterraines dépendra directement du caractère de l'eau météorique qui retenue dans le sous-sol, le teneur en dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>) dissous de la pluie et l'interaction eau-roche et cette interaction est d'autant plus importante que le temps de résidence est long et les minéraux

des roches aquifères solubles notion de temps de renouvellement de l'eau dans le réservoir aquifère par les apports d'eau météoritiques).

D'autre part, les puits implantés dans les zones agricoles soumises à une agriculture intensive, présentent très souvent une contamination par les nitrates et sulfate d'origine agricole. Dans les zones urbaines, les principales activités impliquées sont l'évacuation des eaux usées industrielles ou domestiques, les composés du chlorure et bore peuvent jouer un rôle déterminant dans l'usage des eaux souterraines.

### **1.7. L'évaluation de la qualité des eaux souterraines par IQES**

L'indice de la qualité des eaux souterraines (IQES) est défini comme une technique d'évaluation qui fournit l'influence de paramètre individuel de la qualité de l'eau sur la qualité globale de l'eau. Elle est calculée à partir du point de vue de la consommation humaine. L'indice de qualité des eaux souterraines vise à donner une valeur unique à la qualité d'une eau. L'indice de qualité de l'eau est l'un des outils les plus efficaces pour communiquer des informations sur la qualité de l'eau pour les citoyens concernés et les décideurs (Amadi et al, 2010).

IQES a été appliquée avec succès pour évaluer la qualité des eaux souterraines dans les dernières années en raison de son utilité à la compréhension des problèmes de qualité de l'eau en intégrant des données complexes et de générer un score qui décrit l'état de la qualité de l'eau (Al-Hadithi, 2012). La Qualité de l'eau et son adéquation à des fins de consommation peuvent être examinés par la détermination de son indice de qualité.

### **I.8. Signature isotopique des eaux**

#### **I.8.1. Notions de base**

On appelle "isotopes" des éléments chimiques dont les atomes comportent le même nombre de protons (électriquement positifs) mais un nombre de neutrons (sans charge électrique) différents. Ils ont donc le même numéro atomique (c'est le nombre de leurs protons) mais des masses atomiques différentes (c'est le total de leurs nucléons : protons et neutrons). Les isotopes d'un même élément ont des propriétés chimiques identiques. Mais comme la masse de leurs atomes n'est pas la même, ils ont des propriétés physiques légèrement différentes (Foucault, 2009). On distingue alors les isotopes légers et les isotopes lourds. Aussi, les isotopes stables et les isotopes radioactifs (Fritz et al, 1980). Les isotopes dits stables conservent dans le temps une configuration constante, alors que les isotopes radioactifs se désintègrent au cours du temps en émettant divers types de particules, parce que leurs neutrons supplémentaires confèrent une instabilité énergétique (Gonfiantini, 1986 ; Mazor, 1991).

#### **I.8.2. Domaine d'utilisation**

L'étude des isotopes de la molécule de l'eau souterraine pour la compréhension de l'origine de différentes eaux au sein d'un aquifère est indispensable. L'utilisation des isotopes de la molécule de l'eau est donc devenue un outil fondamental dans les études hydrologiques, hydrogéologiques et l'origine de la minéralisation des eaux ainsi que le mode de recharge du système aquifère. En effet, les traceurs naturels isotopiques permettent d'obtenir des informations concernant l'âge, l'origine des eaux et leur vitesse d'écoulement. Ces traceurs isotopiques donnent en particulier accès à des indications sur l'origine et le temps de résidence des eaux souterraines. Dans ce qui suit, on utilisera l'approche isotopique, qui est basée sur le traçage des isotopes (Oxygène-18 et Deutérium) du milieu de la molécule de l'eau. En outre, ces deux isotopes apportent une réponse sur l'origine des eaux et sur le mode de recharge auquel est soumis le système aquifère. Aussitôt, ils sont présents en faibles concentrations dans toutes les eaux

naturelles et sont des bons traceurs pour l'analyse du cheminement de l'eau. Leur utilisation permet de mettre en évidence à la fois les processus d'évaporation subis par l'eau, le transit de l'eau au sein de l'aquifère et d'identifier les phénomènes de mélange d'eau d'origine différente (Froehlich et al, 1998). Les principaux domaines d'application des techniques isotopiques peuvent être résumés dans le tableau 01, ci-dessous.

**Tableau 1** : Domaine d'application des techniques isotopiques dans les domaines d'hydrologie et d'hydrogéologie (Froehlich et al, 1998).

	Précipitations et eaux de surface	Eaux souterraines
<b>Domaines d'application</b>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Régime et mode de formation des précipitations.</li> <li>- Décomposition d'hydrogramme.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Nature et origine des eaux souterraines.</li> <li>- L'altitude de l'aire de recharge.</li> <li>- Relations entre eaux de surface et eaux souterraines.</li> <li>- Mécanisme de salinisation.</li> <li>- Circuit hydrodynamique.</li> <li>- Estimation des temps de séjour.</li> </ul>

### I.8.3. Les Isotopes Stables

La molécule d'eau est constituée de deux éléments (O et H) possédant chacun trois isotopes stables ou radioactifs (instable). L'hydrogène possède deux isotopes stables :  $^2\text{H}/\text{D}$  (espèce rare généralement appelée deutérium) et le protium  $^1\text{H}$  (espèce abondante) et aussi un isotope radioactif  $^3\text{H}$  (tritium). L'oxygène possède deux isotopes stables  $^{16}\text{O}$ , le plus abondant et  $^{18}\text{O}$ , qui est rare. Ces isotopes se combinent pour former quatre types d'eau :  $^1\text{H}_2^{16}\text{O}$  (le plus abondant),  $^1\text{H}_2^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$  et  $^2\text{H}_2^{18}\text{O}$  qui sont plus rares (Jean Ndembo Longo, 2009).

La valeur des isotopes stables des eaux souterraines est variable selon :

- Le lieu de précipitation de la pluie (altitude, latitude, distance de l'océan),
- Le cycle d'évaporation-condensation,
- Les échanges avec les minéraux, le mélange avec l'eau magmatique, ...etc.

Les isotopes stables de l'oxygène ( $^{16}\text{O}$ ,  $^{17}\text{O}$  et  $^{18}\text{O}$ ) et de l'hydrogène ( $^1\text{H}$  et  $^2\text{H}$ ) sont présentées dans les eaux naturelles, mais leurs proportions relatives varient fortement en fonction du fractionnement subi par l'eau considérée (Fritz et Fontes, 1980 ; In Guendouz 1985) est :

$^1\text{H}$  : 99,984 % ;  $^{16}\text{O}$  : 99,76 % ;  $^{18}\text{O}$  : 0,10%.

$^2\text{H}$  : 0,015 % ;  $^{17}\text{O}$  : 0,037 %.

### I.8.4. Abondance isotopique ou Delta pour mille ( $\delta$ ‰)

La différence relative entre la teneur en isotope de l'échantillon et la teneur en isotope d'un étalon (standard) présente une déviation. Cette dernière traduit les variations de concentrations de l'espèce isotopique rare par rapport à celle d'un étalon de référence ou standard dont le rapport isotopique R est connu, c'est-à-dire, on compare les rapports d'abondance (R) des échantillons à celui d'un standard international. Elle est dite notation *delta* ( $\delta$ ). Elle est très faible et s'exprime en ‰. La notation ainsi définie, valable pour tous les systèmes isotopiques, selon la formule suivante :

$$\delta = (R \text{ échantillon} / R \text{ standard} - 1) \times 10^3$$

Avec : R = nombre d'atomes de l'espèce rare / nombre d'atomes total de l'élément.

$$\text{On aura pour le deutérium : } \delta^2\text{H} = \frac{([2\text{H}]/[1\text{H}])\text{échantillon} - ([2\text{H}]/[1\text{H}])\text{standard}}{([2\text{H}]/[1\text{H}])\text{standard}} \times 1000 \dots \dots \dots (01)$$

$$\text{On aura pour l'oxygène-18 : } \delta^{18}\text{O} = \frac{([18\text{O}]/[16\text{O}])\text{échantillon} - ([18\text{O}]/[16\text{O}])\text{standard}}{([18\text{O}]/[16\text{O}])\text{standard}} \times 1000 \dots \dots \dots (02)$$



Les compositions isotopiques sont quantifiées par spectrométrie de masse. C'est le champ magnétique qui dissocie les isotopes en fonction de leur masse ; les plus légers ont un rayon de courbure plus fort.

Une valeur positive de  $\delta$  traduit un enrichissement en isotopes lourds de l'échantillon par rapport à la référence et inversement, un échantillon dont la déviation  $\delta$  est négative sera donc appauvri en isotope lourd. Si l'on connaît la quantité d'oxygène-18 dans le standard, on peut en déduire la quantité d'oxygène-18 contenue dans l'échantillon.

Les isotopes stables suivent la loi de la conservation de la matière. Ils ne décroissent pas dans le temps. Leurs concentrations varient en fonction de l'état physique de l'eau. Dans ce qui suit notre intérêt porte sur les isotopes lourds ou de la molécule d'eau.

### I.8.5. Standards internationaux

Toute espèce chimique est exprimée par rapport à un standard approprié conventionnellement admis. L'étalon utilisé pour le Deutérium ( $^2\text{H}$ ) et l'Oxygène-18 ( $^{18}\text{O}$ ), est le SMOW ou le Vienna SMOW : une eau océanique moyenne. Les teneurs en espèces chimiques du SMOW ou VSMOW, 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 :  $\delta^{18}\text{O} = 0 \text{ ‰}$  et  $\delta^2\text{H} = 0 \text{ ‰}$ . C'est une eau réputée représenter la composition isotopique moyenne des eaux océaniques (Benkaddour, 1993). 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, 1996). Pour le  $^{13}\text{C}$ , l'étalon international est le PDB (Peedee Belemnite americana).

Une calcite biogénique marine (rostre de la Belemnite Americana de "la Peedee formation") du crétacé supérieur de la Caroline du sud aux USA. Exemples de standards :

- $^{18}\text{O}$  et D : SMOW (Standard Mean Ocean Water, mélange d'eaux actuelles).
- $^{13}\text{C}$  : PDB (Pee Dee Belemnite, calcaire biologique,  $\text{CaCO}_3$ ).
- $^{34}\text{S}$  : CDT (Canon Diablo Troilite, sulfure de fer, FeS).
- $^{15}\text{N}$  : Air (diazote atmosphérique).

Jusqu'à récemment, le standard adopté universellement comme référence pour les isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène dans les eaux naturelles est le SMOW (Standard Mean Ocean Water) (Craig, 1961). Ce standard correspond à une eau hypothétique ayant des rapports isotopiques en oxygène-18 et en deutérium identiques à ceux d'une eau océanique «moyenne». Malheureusement, ce standard n'existe pas actuellement en tant qu'échantillon et ne peut donc pas être utilisé par les laboratoires pour calibrer leurs appareils de mesure. On utilise actuellement le standard VIENNA-SMOW (V-SMOW, Vienna Standard Mean Oceanic Water, Gonfiantini, 1996) qui lui est disponible sous forme d'échantillons

$R^{18}\text{O} : \text{V-SMOW} = 1,9934 \times 10^{-3}$  et  $R^2\text{H} : \text{V-SMOW} = 1,5578 \times 10^{-4}$ .

### I.8.5. Facteur de fractionnement ( $\alpha$ )

On appelle facteur de fractionnement isotopique ou de discrimination entre deux composés A et B ou deux phases du même composé, lors des réactions chimiques et différents processus physiques. Les molécules contenant des isotopes différents subissent une séparation ou un fractionnement isotopique, c'est-à-dire des différences de composition isotopique entre les matériaux terrestres.

Le facteur de fractionnement est exprimé généralement par rapport à la valeur  $\delta$  que l'on mesure par spectrométrie de masse, le rapport sans unité :  $\alpha = (\delta_1 + 10^3) / (\delta_2 + 10^3) \dots\dots\dots(03)$ .

Par exemple, pour exprimer la différence de composition isotopique de l'oxygène entre l'eau liquide et l'eau vapeur, on écrira :  $\alpha_{\text{liquide - vapeur}} = (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{liquide}} / (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{vapeur}}$  .....(04).

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 K par :  $\alpha = K^{1/n} = R_{\text{échant 1}} / R_{\text{échant 2}}$  où, n, est le nombre d'atomes échangés (Ammary, 2007).

On note  $K = a$ , si la réaction est monoatomique. Le facteur  $\alpha$  est corrélé avec la température par :  $10^{+3} \times \ln \alpha = a + b T^{-1} + c T^{-2}$  .....(05).

Avec T, étant la température en degré kelvin : a, b et c constantes, étant des paramètres empiriques propres à chaque système (Fritz et Fontes.1980).

Les valeurs de  $\alpha$  pour l'oxygène-18 et pour le deutérium, pour un équilibre entre la phase liquide et la phase vapeur de l'eau :  $\text{H}_2^{18}\text{O}_{\text{liq}} + \text{H}_2^{16}\text{O}_{\text{vap}} \leftrightarrow \text{H}_2^{16}\text{O}_{\text{liq}} + \text{H}_2^{18}\text{O}_{\text{vap}}$ , sont données respectivement par les expressions (Mahdjoub, 1971) :

$$\ln \alpha(^{18}\text{O}) = -0,0020667 - 0,4156 \times 1000 T^{-1} + 1137 T^{-2} \dots\dots\dots(06).$$

$$\ln \alpha(^2\text{H}) = -0,052612 - 76,248 \times 1000 T^{-1} + 24844 T^{-2} \dots\dots\dots(07).$$

(T est la température thermodynamique).

### I.8.6. Facteur d'enrichissement ( $\epsilon$ )

La plupart des facteurs de fractionnement isotopique sont proches de l'unité. C'est la raison pour laquelle on exprime le facteur  $\epsilon$  en part pour mille (Fritz et Fontes, 1980). Cette valeur est appelée facteur d'enrichissement, exprimée par :  $\epsilon = (\alpha_{1-2} - 1) 10^3$  .....(08).

$\epsilon$  : peut prendre des valeurs positives ou négatives.

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 par :  $\epsilon = \delta 1 - \delta 2$  .....(09).

En géochimie isotopique, on emploie le facteur de fractionnement  $\alpha$  et le facteur d'enrichissement  $\epsilon$  liés entre eux par la relation suivante :  $\epsilon_{\text{eau - vapeur}} (\text{‰}) = (\alpha - 1) \times 10$  .....(10).

### I.8.7. Relation $\delta^2\text{H} / \delta^{18}\text{O}$

Une relation linéaire entre les rapports isotopiques de l'oxygène et de l'hydrogène est donc induite par la thermodépendance des fractionnements isotopiques à l'équilibre. Cette relation a été montrée par Friedman (1953) et Craig (1961) à partir des données isotopiques collectées sur des stations réparties à travers le monde. Cette Droite Météorique Mondiale (DMM ou Global Meteoric Water Line GMWL) a pour équation :  $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + d$  avec d = excès en deutérium. 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 des eaux météoriques mondiales (DMM) de Craig (1961), d'expression :  $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰ SMOW}$ . Elle a été confirmée statistiquement par (Rozanski *et al*, 1993).

La pente  $a$  indique le phénomène de condensation. L'ordonnée à l'origine  $d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$ , qui est l'excès en deutérium renseigne sur l'origine de la vapeur ayant généré la précipitation.

La relation entre  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  fait de nombreuses droites météoriques locales (DML). Chacune de ces droites de corrélations est contrôlée par divers facteurs climatiques locaux comme la température de l'air à la surface du sol, l'humidité de l'air, la vitesse du vent, l'origine et la trajectoire des masses d'air ou encore l'évaporation durant la chute des gouttes d'eau (Celle, 2000)

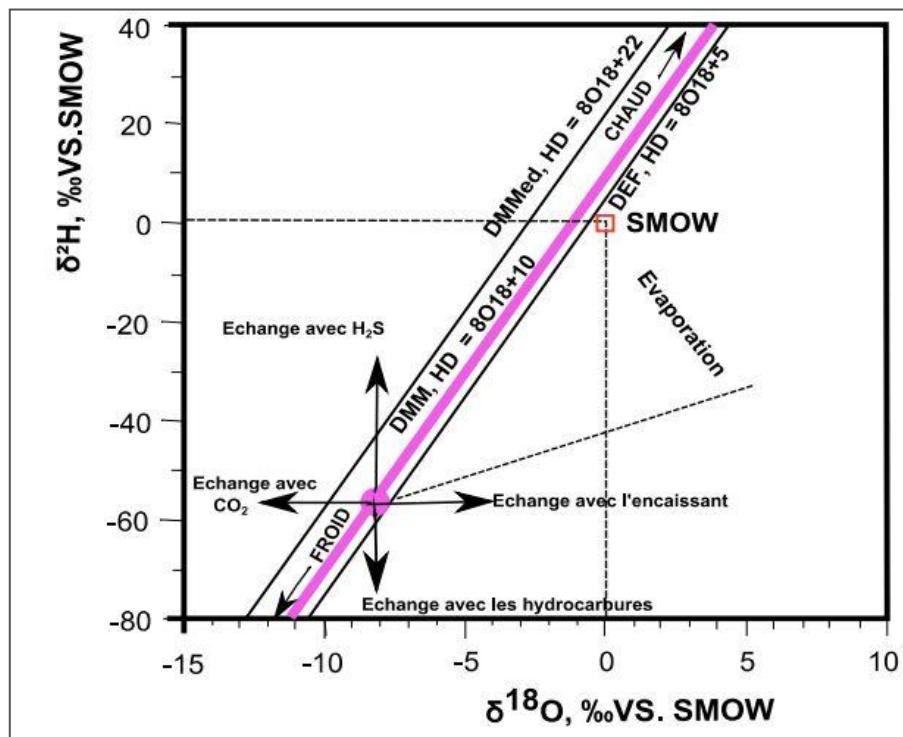
### I.8.7. 1. L'excès en deutérium (d)

La constante **d** dite « excès en deutérium » est une caractéristique de l'origine de la phase de la vapeur qui a condensé. Elle est équivalente à  $\delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$  d'une eau météorique donnée. Elle est dans la plupart des cas voisine de 10‰, en particulier pour les stations soumises à l'influence des perturbations océaniques (Benkaddour, 1993). En général, d-excès augmente avec le déficit d'humidité des masses d'air océaniques (Rozanski et al, 1993 ; Gonfiantini, 1996), c'est-à-dire, plus l'humidité relative de l'air est faible, plus l'excès en deutérium aura tendance à augmenter (Merlivat et Jouzel, 1979). Cependant, elle peut varier sous l'effet de continentalité. Ainsi d est de l'ordre de 22 ‰ pour les stations de la Méditerranée orientale et de l'ordre de 13,7 ‰ pour les stations de la Méditerranée occidentale (celle, 2000), et peut descendre jusqu'à 6 ‰ pour les stations continentales de l'Amérique du nord.

Ainsi l'ordonnée à l'origine de 10‰ de la DMM correspond à une humidité relative atmosphérique moyenne de 85 % (Clark et Fritz, 1997).

Pour un climat donné, les eaux évaporées définissent dans le diagramme  $\delta^2\text{H} = f(\delta^{18}\text{O})$  droite d'équation suivante :  $\delta^2\text{H} = a\delta^{18}\text{O} + d$  ..... (11).

Où la valeur a est généralement comprise entre 3 et 5, alors que le paramètre (d) est généralement inférieure à 10 ‰ (Benkaddour, 1993). De ce fait, les droites représentatives de l'évaporation s'inscrivent toujours sous la droite des eaux météoriques.



**Figure 2 :** Les isotopes stables de la molécule d'eau: résumé des différents processus pouvant affecter les teneurs en  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux souterraines (D'après: Craig, 1961, 1961b, Dansgaard, 1964 ; Fontes, 1976).

L'excès en deutérium peut être très différent de 10 ‰. De même, la pente de l'équation 11 peut être différente de 8 localement. De ce fait, la pente et l'ordonnée à l'origine des DML peuvent varier d'un site à l'autre (Rozanski et al, 1993 ; Gonfiantini, 1996) et dépendent des contextes climatiques et topographiques locaux. La valeur du paramètre (d) est liée à l'humidité relative de l'air et à la température

de l'interface océan-atmosphère dans les zones de formation des masses de vapeur atmosphérique (Guendouz 1985).

On conclut, la valeur de (d) varie en fonction de l'origine de masses de vapeur (évaporation continental, mer, océan, lacs, ...). Si la valeur de (d) est proche de 10 ‰, la condensation est générée par une vapeur d'origine océanique, et elle est supérieure à 10 ‰ lorsque la vapeur atmosphérique ayant donné naissance à la précipitation qui à une origine continentale ou mixte.

### **I.8.8. Facteurs contrôlant la composition isotopique**

Les principaux facteurs ont des effets sur les signatures isotopiques des pluies, Ce sont :

#### **\* La température (Atmosphérique)**

La pente de la relation  $T - \delta^{18}\text{O}$  augmente quand la température de condensation du nuage diminue (Gal, 2005). La température diminuant, les pluies sont graduellement appauvries (Clark et Fritz, 1997). La moyenne européenne de l'effet de température est estimée à  $0,59 \text{ ‰ } \text{C}^{-1}$  pour  $\delta^{18}\text{O}$ , entre 0 et 20 °C.

Dansgaard (1969) a proposé une relation entre les teneurs isotopiques moyennes annuelles des pluies et la température moyenne annuelle au sol :

$$\delta^{18}\text{O} = 0,69 \times T - 13,6 \dots\dots\dots(12).$$

$$\delta^2\text{H} = 5,6 \times T - 100 \dots\dots\dots(13).$$

La température dépendant de la latitude, de l'altitude, de la saison, de la composition isotopique de la pluie qui pourra de même être corrélée avec ces variables (Fontes, 1976).

#### **\* La latitude**

Les teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  sont très faibles vers les latitudes élevées. L'effet de la latitude est lié à celui de la température et de la situation géographique. Il est en moyenne de  $-0,6 \text{ ‰ } \delta^{18}\text{O}$  par degré de latitude en Europe continentale et en Amérique du Nord (Clark et Fritz, 1997).

#### **\* La continentalité (distance de l'océan)**

La diminution progressive de l'humidité des masses d'air lors de leur déplacement dans les terres se traduit par un appauvrissement progressif des  $\delta$  de la pluie avec l'augmentation de la distance à l'océan (Rozanski et al, 1993 ; IHP, 2000). Donc pour les mêmes latitudes, les valeurs sont plus appauvries à l'intérieur du continent qu'à proximité de la côte. A l'échelle européenne, le gradient est estimé à  $-2 \text{ ‰ } \delta^{18}\text{O}$  tous les 1000 km (Rozanski et al, 1982). L'effet continental est fortement corrélé à la température, à la topographie et au régime climatique.

#### **\* L'altitude**

L'effet d'altitude joue également un rôle important dans la diminution de la pression et la température. Cet effet se traduit par un appauvrissement progressif des  $\delta$  de la pluie avec l'augmentation de l'altitude. Lorsque les altitudes augmentent, les concentrations en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  diminuent dans la précipitation. L'appauvrissement engendré par l'effet d'altitude varie entre  $-0,15 \text{ ‰}$  et  $-0,5 \text{ ‰}$  tous les 100 m d'altitude en  $\delta^{18}\text{O}$  et entre  $-1$  et  $-4 \text{ ‰}$  tous les 100 m pour  $\delta^2\text{H}$  (Clark et Fritz, 1997).

#### **\* Le saisonnier**

Sous les latitudes moyennes, les précipitations sont isotopiquement appauvries en hiver et enrichies en été par rapport à la moyenne observée sur l'année. Ces variations saisonnières peuvent s'expliquer par divers paramètres (Araguas-Araguas et al, 2000) :

Un changement de température qui entraîne un changement de la quantité d'eau précipitable avec la saison :

En période chaude, l'humidité est faible et l'évaporation élevée à la base du nuage, donnant un  $\delta$  élevé et un  $d$  faible à négatif. La masse nuageuse n'est donc pas isotopiquement homogène (stratification).

En période froide : forte humidité et températures basses : évaporation réduite, la pluie à la signature du nuage, qui présente une signature isotopique homogène.

Un changement de l'origine des masses humides ; l'humidité relative et la température durant l'évaporation de l'océan, principale source de vapeur atmosphérique (Gonfiantini, 1996) ; variation des flux d'évapotranspiration, particulièrement en domaine continental (Gal, 2005). L'ordonnée à l'origine des droites météoriques varie systématiquement entre des valeurs hautes en hiver et des valeurs faibles en été (Rozanski et al, 1993). Ce phénomène est attribué à la corrélation existante entre l'excès en deutérium et le déficit d'humidité des masses d'air océaniques. Dans les régions tempérées, les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  sont plus négatives en hiver.

#### **\* La quantité**

L'augmentation de la quantité de pluie précipitée correspond à un appauvrissement en isotopes lourds. Les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  sont négatives dans les pluies pendant de gros orages. Dans les zones humides, les eaux souterraines ont pratiquement le même contenu isotopique que celles des précipitations, ce qui atteste d'une recharge récente. En revanche, en zones arides et semi- arides, le contenu isotopique diffère quelques fois de celui des précipitations actuelles (Celle et al, 2000). Donc, au cœur de la saison pluvieuse ou les pluies sont abondantes avec des températures basses et une humidité relative proche de la saturation, la composition isotopique s'appauvrit.

D'autre part, la présence de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  très appauvris suggèrent des précipitations témoignant d'un climat plus froid ; il s'agit alors d'une Paléorecharge (Fontes, 1976).

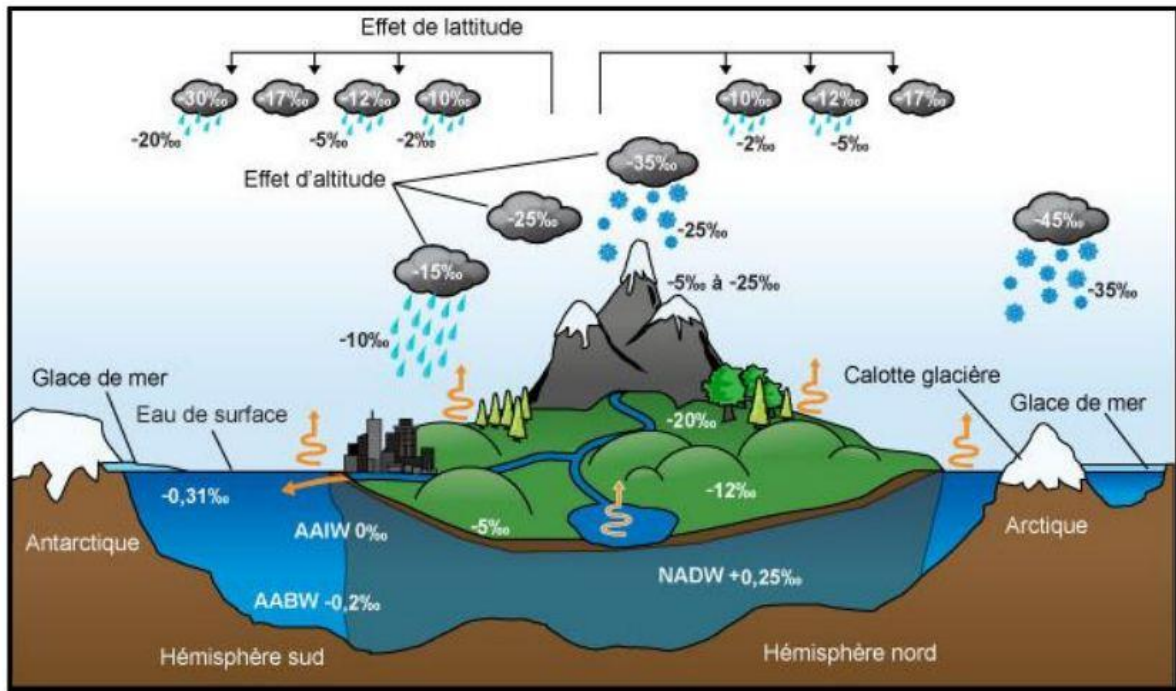
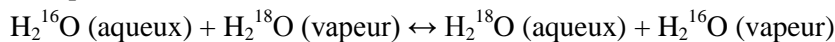


Figure 3: Variations de la composition isotopique de l'oxygène au cours du cycle de l'eau (UVED, 2008).

### I.8.9. Les processus de changement

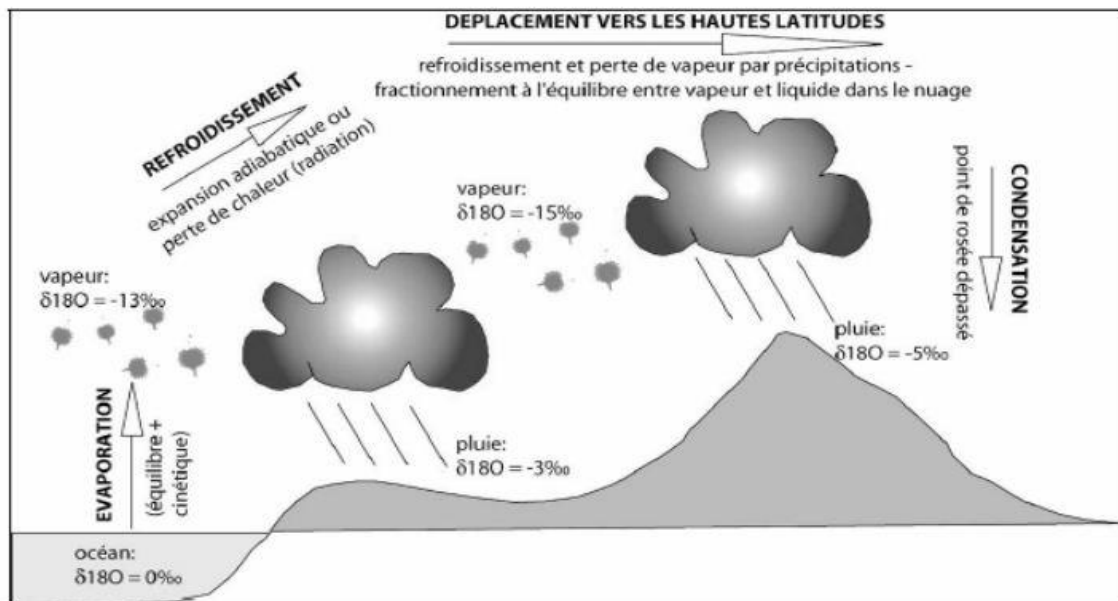
Pour un même élément, le rapport de la quantité d'isotope lourd sur la quantité d'isotope commun (léger) peut être modifié au cours de changements de phase comme la condensation de l'eau des nuages ou l'évaporation de l'eau des océans.



Les processus de changement de phase dans le cas de l'eau peuvent s'effectuer suivant deux modes : la condensation et l'évaporation.

#### I.8.9. 1. La Condensation

La pluie provient principalement d'un phénomène de condensation au cours du refroidissement de masses d'air humides. L'évaporation à partir des océans entraîne la formation de masses de vapeur appauvries en isotopes lourds. Dans le cas de précipitation, la masse de vapeur qui leur donne naissance est soumise à ce processus de condensation résulte d'une baisse des températures ou la pression augmente qui a pour effet d'augmenter le fractionnement  $\alpha$  entre le nuage et la pluie (thermodépendance). Les teneurs en <sup>18</sup>O et <sup>2</sup>H des précipitations d'origine océaniques qui sont corrélés linéairement à la température de condensation en fonction des paramètres géographiques ou paléogéographiques suivantes : la latitude de l'aire d'alimentation ( $\delta$  diminue avec l'altitude et les hautes latitudes), l'altitude, la saison (les pluies d'été sont plus enrichies que celles d'hiver) et l'effet de continentalité (Fontes, 1976). Ainsi que de la quantité de pluie tombée (Andreo *et al*, 2004). La relation :  $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$  (Craig 1961, Dansgaard, 1964) est en général acceptée pour les précipitations d'origine océanique et à l'échelle globale. La constance de la pente 8 de cette relation montre que la condensation est un phénomène qui a lieu à l'équilibre. L'excès en deutérium  $d = \delta^2\text{H} - 8 \delta^{18}\text{O}$  ou ordonné à l'origine de la corrélation des précipitations d'origine océanique est  $d = +10 \text{ ‰}$ .



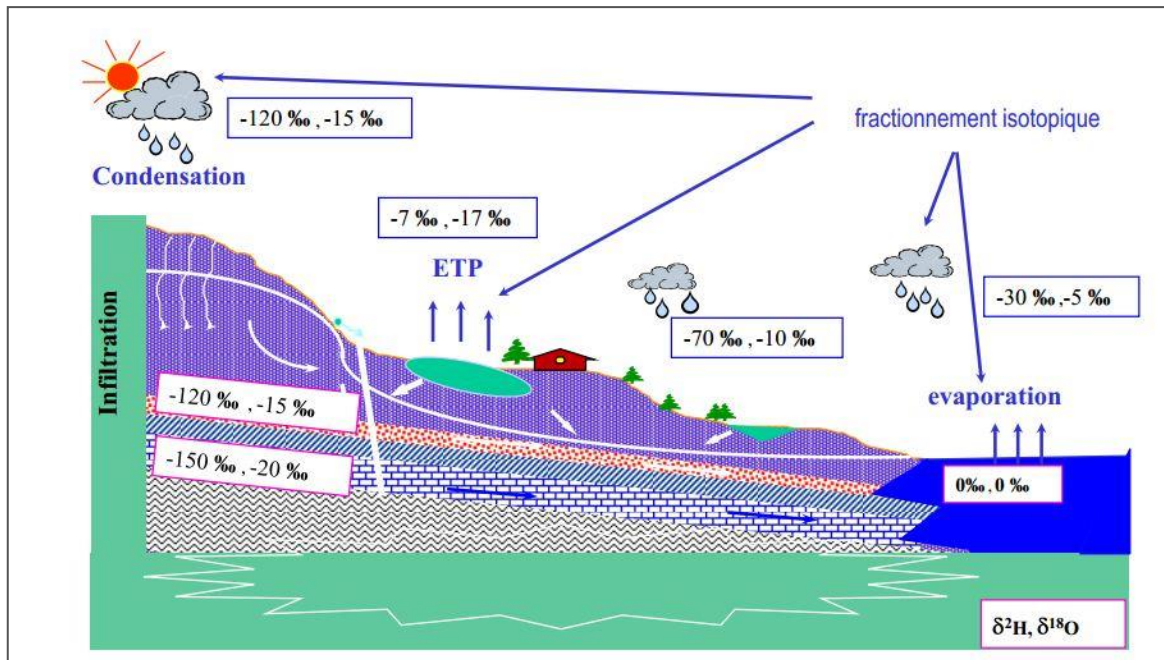
**Figure 4 :** Processus d'évaporation – Transport – Condensation des masses nuageuses et rapports isotopiques (d'après Gal, 2005).

### I.8.9. 2. Evaporation

L'évaporation est une réaction qui a lieu dans des conditions de non équilibre c'est-à-dire l'humidité relative décroît, puisqu'il intervient en atmosphère désaturée (humidité relative inférieure à 100 %). Il se produit un phénomène de non équilibre : L'évaporation, pendant la chute de la pluie, à la surface du sol avant l'infiltration et dans les premiers horizons du sol, l'eau s'évapore. Ce processus enrichit la fraction liquide restante en isotopes lourds en fonction des conditions climatiques locales (température, degré hygrométrique, conditions de pression de l'eau dans le sol)

La distribution des isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène est fortement dépendante du fractionnement existant entre les phases solide, liquide et vapeur. L'eau est un dipôle électrique, caractère lié à l'existence de liaisons hydrogènes dont la force dépend des isotopes engagés (Banton et Bangoy, 1999). Une liaison avec un isotope léger ( $^{16}\text{O}$ ,  $^1\text{H}$ ) a une pression de vapeur plus faible qu'une liaison avec un isotope lourd ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ). Ainsi, lors d'une évaporation, le passage de la phase liquide à la phase vapeur est favorisé pour les molécules à contenu isotopique léger. La phase vapeur est alors appauvrie en isotopes lourds, tandis que le liquide résultant est enrichi en isotopes lourds. Le processus est inverse lors d'une condensation.





**Figure 5:** Processus d'évaporation et de condensation dans le cycle de l'eau (L. Gourcy, E. Petelet-Girau, 2011).

### 1.8.10. Altitude des zones de recharge des aquifères

Les précipitations continentales sont appauvries en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  par rapport aux précipitations côtières. Ainsi on peut définir la distance à la source de vapeur d'une eau. Une relation existe aussi entre les teneurs en isotopes et l'altitude. Le signal isotopique de l'eau est fonction de la température au sol lors de la recharge. Celui-ci est conservé après l'infiltration.

Pour la détermination des altitudes de l'aire de recharge des aquifères, on a recours à l'hydrologie isotopique (Blavoux, 1978). La détermination des altitudes moyennes d'infiltration d'une eau repose sur l'utilisation de l'isotope stable de l'oxygène de la molécule d'eau. On peut procéder à l'estimation de l'altitude de la zone de recharge des aquifères par le calcul du gradient altitudinal ( $\delta^{18}\text{O}/\text{Alt}$ ) (Blavoux, 1995) et (Bouchaou et al. 1995). Cette relation, basée sur la thermo-dépendance des teneurs en isotopes stables, fait qu'à mesure que l'altitude augmente les teneurs isotopiques sont de plus en plus appauvries puisque la température moyenne de l'air devient plus faible. Dans le cas général de l'oxygène-18, l'appauvrissement varie de  $-0,15$  à  $-0,5 \delta^{18}\text{O} \text{‰} / 100 \text{ m}$ , ce qui correspond à un appauvrissement en deutérium de  $-1$  à  $-4 \delta^2\text{H} \text{‰} / 100 \text{ m}$  (Clark & Fritz, 1997).

Cependant, le manque de données en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  sur les pluies pour la zone d'étude nous conduit à utiliser les données obtenues sur des eaux prélevées dans des sources et puits de faible profondeur, sélectionnés à différentes altitudes et alimentés de façon certaine par l'infiltration des précipitations, sur un bassin versant d'extension réduite et sans participation d'eau ayant une autre origine, ou avoir subi une évaporation (Fontes, 1976 ; Winckela et al, 2002).

L'altitude de recharge des eaux souterraines est alors estimée par interprétation du décalage entre les altitudes du lieu d'échantillonnage et de la recharge estimées à partir des teneurs en  $^{18}\text{O}$ .



### 1.8.11. Mode de recharge de la nappe

Dans le diagramme de  $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$  (Craig, 1961) a démontré l'existence d'une corrélation linéaire entre les teneurs en l'oxygène-18 et le deutérium des eaux météoriques mondiales (Figure 2). Cette droite météorique mondiale (DMM) est d'équation :  $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10\text{‰}$ .

Cette droite sert de base de toute interprétation sur l'origine et le mécanisme de recharge d'une part et sur l'origine des précipitations d'autre part.

- 1- Les eaux non évaporées, localisées au dessus ou sur la droite météorique mondiale (DMM). Ces eaux proviennent d'une infiltration rapide des eaux météoriques sans aucune modification de leur teneur isotopique.
- 2- Les eaux légèrement évaporées, situées en dessous de la droite météorique mondiale. L'évaporation pouvant être produite soit avant la recharge lors du passage des pluies dans une atmosphère à faible teneur en eau ; soit après la recharge par le lessivage des isotopes lourds accumulés pendant la saison sèche dans la zone non saturée (Aranyossy, 1989 ; Aranyossy et al, 1989). La droite d'évaporation de  $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$  (Craig, 1961) de ces points a une pente égale à 4.

L'altitude de la recharge des eaux souterraines est estimée par interprétation du décalage entre la recharge estimée à partir des teneurs en  $^{18}\text{O}$  et les altitudes du lieu d'échantillonnage.

### 1.8.12. Les isotopes stables à l'échelle nationale et internationale

Les teneurs en isotopes stables à l'échelle nationale et internationale de tout le bassin du méditerranée (Algérie, Tunisie, Maroc et Sud de l'Europe) sont caractérisés principalement négatifs. De nombreux travaux ont été réalisés dans ces régions : Chkir, 2008 (Maroc et Tunisie), Mardjoua, 1997 (Maroc), Mohamed Ahmed, 2012 (Mauritanie), Samir et al, 2006 (Tunisie), Tiffanie, 2011 (Sud-Est France), Mustapha, 2012 (Maroc), Benmarce, 2007 (Algérie), Aouidane, 2017 (Algérie), Chenaker, 2017 (Algérie), Belkoum, 2017 (Algérie), ....

Les eaux du système aquifère de tout le bassin méditerranéen présentent des teneurs isotopiques très variables dans l'espace avec des endroits où les eaux sont enrichies en isotopes stable ( $\text{O}^{18}$  et  $\text{H}^2$ ). Elles sont centrées sur les valeurs suivantes :  $\delta^{18}\text{O}$  varie entre -9 ‰ et -1 ‰ et  $\delta^2\text{H}$  varie entre -45 ‰ et -29 ‰.

Les premier indicateur est le même climat (semi-arides). Par exemple en Algérie, les teneurs isotopiques des eaux souterraines varient dans une gamme de -10,3 ‰ à -11,51 ‰ pour  $\delta^{18}\text{O}$  dans le bassin de Remila- Khechela (Aouidane L., 2017) et de -8,83 ‰ à -1,62 ‰ pour  $\delta^{18}\text{O}$  dans le bassin d'Ain Oussara (Mebrouk N., 2003). Dans d'autres pays, les teneurs isotopiques des eaux souterraines varient, dans le bassin de Djérid (tunisie) de -4,90 ‰ à -3,19 ‰ pour  $\delta^{18}\text{O}$  (Samir et al, 2006) et de -4,90 ‰ à -3,19 ‰ pour  $\delta^{18}\text{O}$  ‰ dans la plaine de Bahira (Maroc) (Mustapha, 2012).

Le deuxième indicateur est la même formation géologique (Mio-Plio-Quaternaire). A titre d'exemple, dans les bassins d'El Eulma (Algérie), d'Essaouira (Maroc) et de la Jeffara (Tunisie), la teneur en isotopes stables est différente. Dans le bassin d'Essaouira, les teneurs isotopiques des eaux Plio-Quaternaires sont comprises entre -3,7 ‰ et -4,7 ‰ pour  $\delta^{18}\text{O}$  ‰ alors que le bassin de Jeffara, montre des teneurs en oxygène-18 qui varient entre -7,34 ‰ et -4,08 ‰. Cette hétérogénéité spatiale des teneurs en isotopes stables fait même les éléments structuraux qui commandent les écoulements et le climat mais les aires de recharges sont déférentes.

## **I.9. La pollution**

### **I.9.1. Définition**

Une eau est dite polluée lorsque sa qualité est dégradée, c'est-à-dire toute modification physique ou chimique de la qualité des eaux (Nsikak, 2008). Plusieurs types de pollution existent provenant d'origines diverses anthropiques (domestiques, agricole et industrielles) et naturelle (dissolution des minéraux). La pollution de l'eau résulte de l'activité humaine qui a une influence négative sur les organismes vivants ou qui rend l'eau inadéquate aux usages souhaités. Leur présence, notamment dans les eaux souterraines, pose un problème transdisciplinaire à l'interface des écosystèmes et des ressources hydriques.

### **I.9.2. Pollution des eaux souterraines**

La pollution se définit comme la dégradation d'un milieu naturel par introduction d'une substance d'origine naturelle ou anthropique qui s'accumule dans le sol et modifie l'équilibre naturel. Cette notion de dégradation est très importante, puisqu'en l'absence de conséquences négatives pour le milieu, on ne peut pas parler de pollution, mais on parle de pollution lorsque la concentration de ces substances naturelles ou artificielles dans les sols est plus élevée que la normale par suite de l'activité humaine (RQEC, 2008).

Une eau souterraine est dite polluée lorsqu'elle contient, d'une part, des substances autres que celles liées à la structure naturelle des terrains où elle a séjourné et d'autre part lorsque les concentrations des constituants dissous ou en suspension dépassent les normes admissibles (RQEC, 2008).

En général, les eaux souterraines sont moins vulnérables à la pollution que les eaux de surface. (Fawell et Nieuwenhuijsen, 2003).

### **I.9.3. Pollution directe ou indirecte**

La pollution générée par l'homme est directe lorsqu'elle a lieu sur le toit de la nappe d'eau souterraine. C'est le cas par exemple d'un rejet de produits organiques dans un puits. La pollution est indirecte lorsqu'elle se fait en direction des eaux souterraines à travers les autres eaux du cycle, d'autres eaux souterraines, ou à travers l'environnement inerte. Le déversement sur le sol d'un pesticide est une pollution indirecte sur les eaux souterraines, car pour que le contaminant parvienne à la nappe, il traversera le sol et la zone non saturée de l'aquifère (Lallemend et Roux, 1989).

### **I.9.4. Principaux origines polluants des eaux souterraines**

On trouve trois principales sources de pollution d'eau souterraine : domestique, industrielle et agricole (BRGM, 2004).

**\*Origine domestique :** elles proviennent des habitations et sont généralement véhiculées par le réseau d'assainissement collectif ou individuel des substances indésirables contenues dans les eaux de vannes, les eaux de cuisine et les eaux de buanderies qui peuvent être transférées à la nappe (matières organiques, détergentes, solvants, antibiotiques, micro-organismes, ...).

**\*Origine industrielle :** elles proviennent des diverses usines de fabrication ou de transformation. Elles sont très différentes des eaux usées domestiques. Elles sont chargées en différentes substances chimiques organiques et métalliques. Les eaux évacuées par les industries sont :

- Les eaux de fabrication qui dépendent de la nature de l'industrie ;
- Les eaux des centrales nucléaires et traitement des déchets radioactifs qui contiennent des matières radioactives
- Les eaux de lavage des machines ;

- Matières organiques et graisses (industries agro-alimentaires).
- Acides, bases, produits chimiques divers (industries chimiques).
- Hydrocarbures (raffineries).
- Métaux (traitement de surface, métallurgique).

**\*Origine agricole :** Ce sont les eaux d'infiltration et de ruissellement sous aires cultivées, ou sous aires agricoles. L'utilisation intensive des engrais, des pesticides et des produits chimiques de traitement des plantes qui sont transférés vers la nappe soit par infiltration ou par fissuration.

#### **I.9.4. Nature de la pollution**

La pollution pourra être soit :

**Quantitative :** accroissement ou diminution du flux d'eau ou du flux de chaleur qui pourra être cause par la perméabilité du sol, le colmatage des berges, ..., etc.

**Qualitatives :** bactérienne, chimique, radioactive et thermique.

#### **I.9.5. Caractérisation de la pollution**

La pollution est caractérisée par le « DEFI » c'est à dire sa Durée, son Étendue, sa Fréquence et son Intensité :

- **Durée :** la durée de l'émission polluante est très variable en fonction de son origine, des moyens de détection et des moyens de lutte pour son atténuation.
- **Étendue :** l'étendue de la propagation d'un polluant dépend de sa source, du volume du polluant, des possibilités de détection et des moyens utilisés pour la stopper.
- **Fréquence :** la fréquence d'un phénomène de pollution est directement liée à l'activité humaine à laquelle elle se rapporte, aux mesures prises dans le sens de diminution des actes volontaires ou involontaires de pollution et à l'existence d'infrastructures.
- **Intensité :** elle est fonction de la toxicité des contaminants et de leur concentration.

#### **I.9.6. Principaux types de pollution**

Les polluants peuvent être classés suivant différents critères, soit en fonction du temps, soit en fonction de l'espace.

Selon la répartition dans le temps on distingue :

- Pollutions permanentes se produisant de façon continue dans le temps.
- Pollutions accidentelles se produisant par une erreur humaine (exemple de rupture d'une canalisation transportant une substance polluante).
- Pollutions saisonnières (exemple d'utilisation des engrais azotés dans certaines cultures saisonnières).

Selon la répartition Géographique On distingue :

**&- La pollution diffuse :** L'agriculture est une source de pollution des eaux non négligeable car elle apporte les engrais et les pesticides. Elle est la cause essentielle des pollutions diffuses. Lorsque l'on considère les pollutions d'origine agricole, il faut englober à la fois celles qui ont trait aux cultures et à l'élevage. Les activités agricoles sont en particulier largement impliquées dans les apports d'azote et ses dérivés (nitrates et nitrites) que l'on trouve en fortes concentrations dans les engrais, mais aussi dans les lisiers et purins d'élevage. Cependant, certaines pratiques agricoles « normales » peuvent également être source de pollution, par exemple le retournement de sols forestiers ou de prairies naturelles qui peuvent libérer des quantités importantes de nitrates. Le drainage, par la concentration des eaux chargées en

fertilisants et en produits phytosanitaires et, localement, leur rejet direct en nappe par des puisards ou es forages, est également une cause de pollution importante, en premier lieu dans les aquifères fissurés.

**&- La pollution localisée :** La contamination des eaux souterraines est dite localisée (ponctuelle) lorsque la source de pollution présente une extension géographique relativement restreinte. Tout entreposage déficient ou toute manipulation inadéquate de substances ou matières présentant un potentiel de contamination peut être à l'origine d'une contamination ponctuelle des eaux souterraines. Elle peut avoir une origine domestique ou industrielle et présenter un caractère chronique ou épisodique (Lallemend et Roux, 1989).

## *Chapitre II*

# *PRESENTATION DE LA REGION D'ÉTUDE*

---

## II.1. Introduction

Le climat algérien est un climat de transition. Il varie du type méditerranéen et semi-aride dans le Nord au type désertique dans le Sahara.

Les Caractéristiques physiographiques et la climatologie sont des facteurs importants pour la connaissance du comportement hydrologique des cours d'eau et de l'alimentation des nappes. Ils interviennent dans le bilan hydrique de l'écoulement essentiellement par la température, l'évapotranspiration, l'infiltration, le ruissèlement et la forme de sous bassin.

Dans ce chapitre, nous allons s'intéresser à la description du bassin du Haut et Moyen Chélif, des caractéristiques morpho-métriques et à l'étude des facteurs hydro-climatologiques, le couvert végétal et la nature du sol. Ces éléments vont contribuer à situer le système aquifère dans le contexte régional et à identifier les éléments utiles à la compréhension des problématiques abordées au cours de l'étude (Ndembo Longo, 2009).

## II.2. Caractéristiques morphométriques de la région d'étude

### II.2.1. Situation géographique

Le bassin du Haut et du Moyen Chélif correspond à une cuvette intra-montagneuse, qui est située au Nord-Ouest de l'Algérie. Il fait partie du bassin hydrographique du Chélif au Nord-Est de ce dernier (Figure 06) (ABH, 2004). Géographiquement, la zone d'étude est localisée entre les longitudes 1° 00' et 3° 20' à l'Est et les latitudes, 35° 40' et 36° 30' au Nord,

Cette région correspond sensiblement au centre de ce que les géographes appellent le Maghreb.

Elle est en effet limitée au Nord par les reliefs du Dahra et les monts de Zaccar et Medjadja, au Sud par les massifs et les formations allochtones correspondant aux reliefs de l'Ouarsenis, à l'Ouest par le bassin du Bas Chélif et Mina et à l'Est par djebel Gountas.

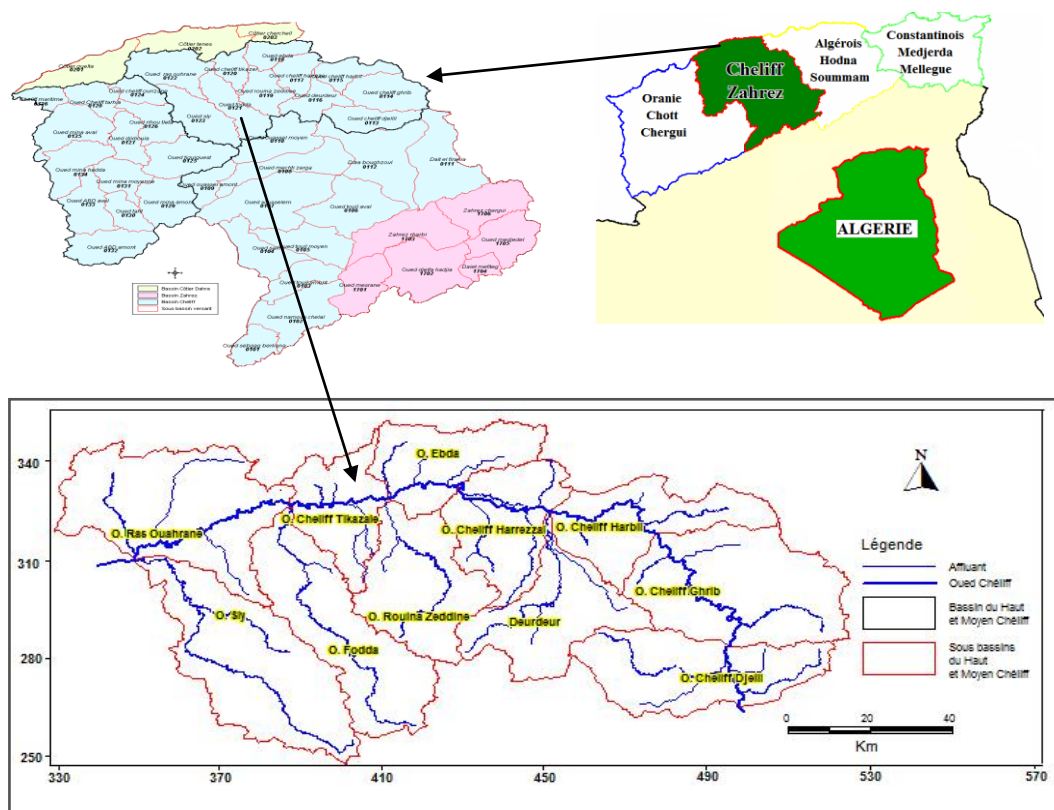


Figure 6 : Carte de la localisation du bassin versant du Haut et Moyen Chélif (ABH-CZ, 2004).

L'aire de l'étude se compose selon les délimitations orohydrographiques de 11 sous bassins versants : Oued Chélif Djellil (01-13) ; Oued Chélif Ghrib (01-14) ; Oued Chélif Harbil (01-15) ; Oued Deurdeur (01-16) ; Oued Chélif Harraza (01-17) ; Oued Ebda (01-18) ; Oued Rouina-Zeddine (01-19) ; Oued Chélif- Tighzel (01-20) ; Oued Fodda (01-21) ; Oued Ras Ouahrane (01-22) et Oued Sly (01-23) (Figure 06). Ils sont drainés par l'Oued Chélif qui les traverse sur une longueur d'environ 349 km (ABH, 2004). Elle s'étend sur 10916,60 km<sup>2</sup>.

La vallée du Haut et du Moyen Chélif traversée par l'oued Chlef, se situe dans la partie nord du bassin versant qui occupe 10 % de la superficie total du bassin. Elle est composée de trois plaines : la plaine du Haut Chélif (la plaine d'El-Khemis), la plaine du Moyen Chélif Oriental (la plaine d'El Abadia- El Amra) et la plaine du Moyen Chélif Occidental (la plaine de Chlef). Ces plaines sont constituées d'alluvions grossières, occupent une superficie de 1070 km<sup>2</sup> (Haut Chélif : 370 km<sup>2</sup>, Moyen Chélif Oriental : 360 km<sup>2</sup>, Moyen Chélif Occidental : 340 km<sup>2</sup>).

La superficie et le périmètre sont les paramètres les plus importants du bassin Ils sont obtenus par la technique de digitalisation. Les principaux paramètres géométriques de ses sous bassins sont mentionnés dans le tableau 02.

**Tableau 2 :** Paramètres géométriques des sous bassins et des plaines de la région.

Code de sous-bassin	Nom de sous-bassin	Superficie (Km <sup>2</sup> )	Périmètre (Km)
01-13	Oued Chélif Djellil	1012,66	171,43
01-14	Oued Chélif Ghrib	1378,63	175,70
01-15	Oued Chélif Harbil	780,17	165,31
01-16	Oued Deurdeur	850,95	179,30
01-17	Oued Chélif Harraza	756,70	142,43
01-18	Oued Ebda	661,45	139,10
01-19	Oued Rouina-Zeddine	891,46	165,10
01-20	Oued Chélif- Tighzel	587,70	151,33
01-21	Oued Fodda	1161,31	212,75
01-22	Oued Ras Ouahrane	1438,45	225,10
01-23	Oued Sly	1404,07	225,2
		<b>10923,55</b>	<b>1952,75</b>
	la plaine du Haut Chélif (la plaine d'Elkhemis)	368,40	156,10
	la plaine du Moyen Chélif Oriental (la plaine d'Elabadia- Amra)	359,60	148,80
	la plaine du Moyen Chélif Occidental (la plaine de Chlef)	338,80	213,60
		<b>1066,80</b>	<b>518,50</b>

## II. 2.2. Caractéristiques morpho-métriques et géomorphologiques du bassin versant et sous bassin versant

L'analyse du comportement hydrologique et hydrogéologie notamment le régime des l'écoulement, l'infiltration, ..., etc d'un bassin versant nécessite la connaissance des caractéristiques topographiques et morphologiques, telles que : la forme, la morphologie de relief, la disposition du réseau hydrographique, la nature du sol et le couvert végétal.

Ces caractéristiques morpho métriques sont illustrés dans le tableau 03. Elles sont estimés par l'utilisation de l'image Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) obtenue avec le logiciel Global mapper, avec une résolution de 30 m avec un traitement qui à été effectué sur ArcMap<sup>TM</sup> (logiciels ArcGis<sup>TM</sup>).

**Tableau 3** : Caractéristiques physiographiques du bassin versant du Haut et du Moyen Chélif.

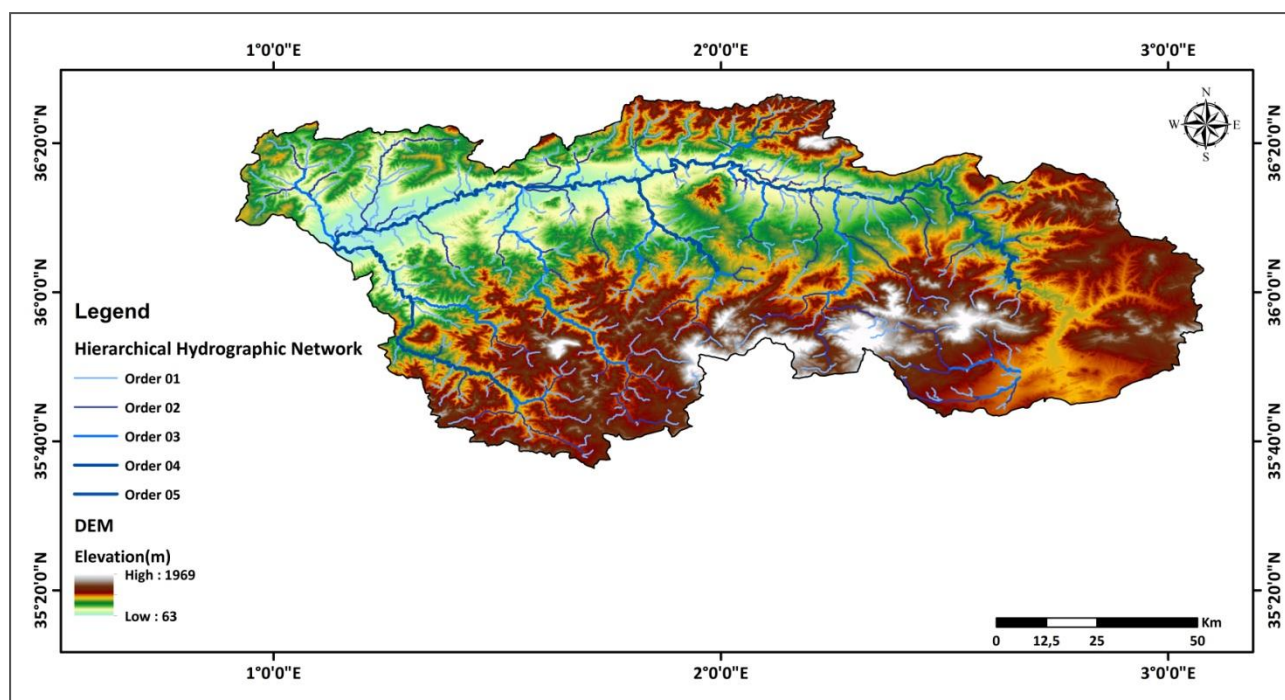
Superficie (km <sup>2</sup> )	10920	
Périmètre (km)	700,4	
Indice de compacité Kc	1,783	Le bassin est de forme allongée favorisant un écoulement lent des eaux de ruissellement.
Altitude maximale (m)	1969	Point plus haut du bassin du Haut et du Moyen Chélif.
Altitude moyenne (m)	628,9	Déterminée après génération des courbes de niveau sur Global Mapper et extraction des différentes surfaces correspondantes.
Altitude minimale (m)	63	Exutoire du bassin versant (oued Chlef).
Longueur du rectangle équivalent (km)	292,82	La longueur du rectangle équivalent du bassin étudié est plus grande que la largeur. Donc, le temps de concentration des eaux de ruissellement à l'exutoire est long et par conséquent l'infiltration est plus importante que le ruissellement dans le cas où la lithologie est perméable et la pente est faible.
Largeur du rectangle équivalent (km)	36,54	
Pente moyenne en %	15,46	L'estimation des vitesses d'écoulements superficiels.
Dénivelée spécifique (m)	250 < Ds < 700	le bassin du Haut et du Moyen Chélif se rangent dans les classes du relief fort à très fort et cela en passant du Nord à centre et du sud à centre.

### II.2.2.1. Paramètres de relief du bassin du Haut et du Moyen Chélif

Le relief est un facteur essentiel dans la détermination de l'aptitude des terrains au ruissellement, l'infiltration et l'évaporation.

#### a) Altitude

L'altitude du bassin versant du Haut et du Moyen Chélif varie entre 1969 m (Oued Chélif Djellil, Oued Fodda et Oued Deurdeur) et 63 m (vallée du Haut et Moyen Chélif) (figure 07).



**Figure 7** : Représentation topographique par MNT du bassin du Haut et Moyen Chélif.



### b) La pente

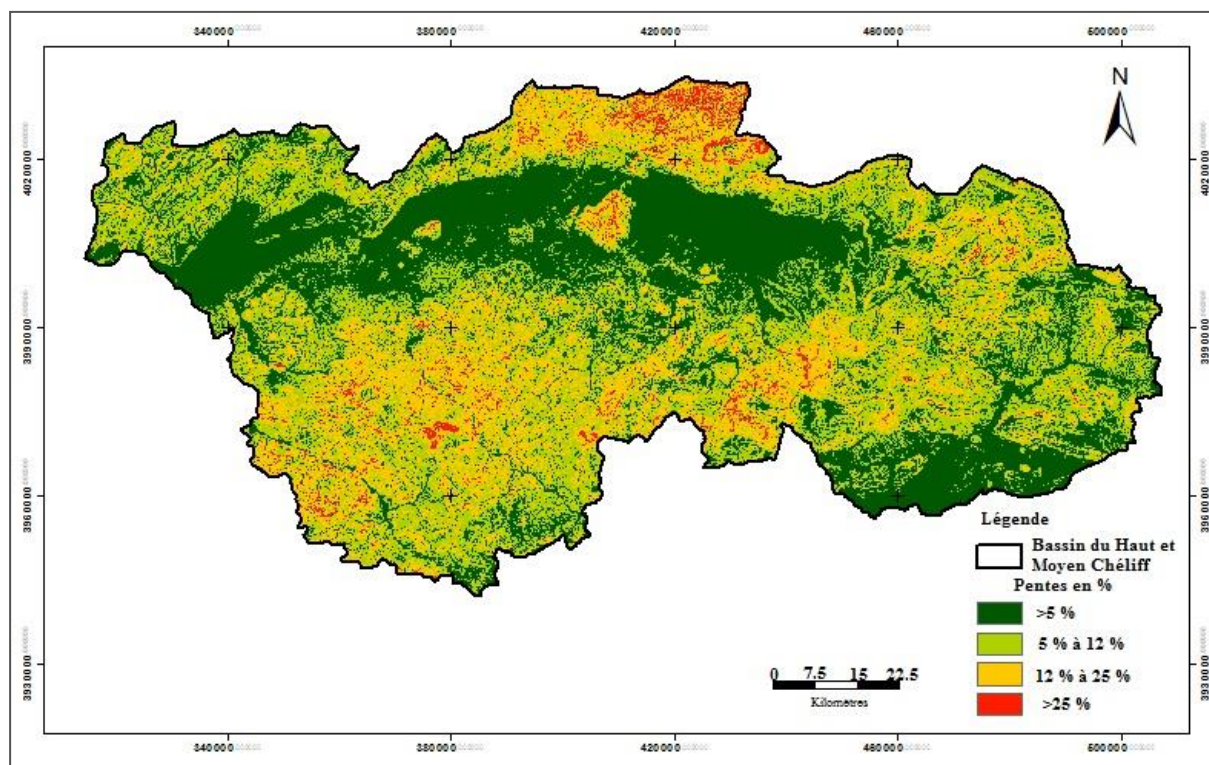
L'objet de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications. Ils sont également utilisés dans l'estimation des vitesses d'écoulements superficiels. Nous a permis de définir quatre classes de pentes (Tableau 04).

**Tableau 4:** Classes des pentes

Classe des pentes (%)	Surface occupée (Km <sup>2</sup> )	Classe de relief
< 5 %	2184	Faible
5 % à 12 %	2779	Moyenne
12 % à 25 %	3841	Forte
> 25 %	2119	Très forte

Les sous bassins qui caractérisent le bassin du Haut et du Moyen Chélif se rangent dans les classes du relief fort à très fort et des sous bassins de forme allongée, montrent des caractères morphométriques assez particuliers, favorisant, à priori, le ruissellement de surface.

Dans les plaines du Haut et Moyen Chélif, la topographie sera donc représentée par un modèle numérique de terrain MNT (Figure 08), nous remarquons que les faibles pentes (> 5 %) occupent les plaines environ 2182 km<sup>2</sup>. Cette superficie traduit l'uniforme des reliefs qui joue un rôle prépondérant sur le ralenti de la concentration des eaux à l'exutoire d'un bassin versant.



**Figure 8:** Carte des pentes de la zone d'étude.

#### II.2.2.2. Paramètres géométriques des sous bassins

##### II.2.2.2. 1. Paramètre de forme

Les caractéristiques de forme du bassin versant telle que la circularité, le facteur de forme, le rapport d'élongation et coefficient de compacité, ... La forme des bassins versants a une influence directe sur son comportement hydrologique (Strahler 1964). Un bassin versant allongé ne réagira pas de la même façon qu'un bassin versant de forme ramassée (Roche, 1963).

### a) l'indice de compacité de Gravelius (Kc)

C'est le rapport entre le périmètre du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie que ce bassin. Selon Gravelius (1914) la forme d'un bassin a une influence directe sur le comportement de l'écoulement superficiel.

$$Kc = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \dots\dots\dots(14).$$

Avec :

- Kc = 1            ➔ bassin (circulaire), le modèle choisi étant un cercle.
- 1 < Kc < 1,3   ➔ bassin compact.
- Kc > 1,3       ➔ bassin allongé.

Plus le Kc se rapproche de l'unité et plus le bassin versant est ramassé donc plus compact ce qui par conséquent favorise une concentration rapide des eaux superficielles à l'exutoire.

Il apparaît d'après le tableau 5 que nous avons affaire à des sous bassins de forme allongée, puisque la valeur de l'indice de compacité de Gravelius Kc est supérieure à 1,30 (varie entre 1,32 à Oued Chélif Ghib et 1,75 à Oued Fodda), le bassin d'oued Fodda est le plus allongé de tous les bassins.

### b) La circularité du bassin versant (Rc)

Selon Miller (1959) c'est le rapport entre l'aire du BV et l'aire d'un cercle ayant le même périmètre que ce dernier :

$$Rc = \frac{4\pi A}{P^2} \dots\dots\dots(15).$$

Où des valeurs de circularité du bassin s'approchent de 1 indiquent une forme quasi circulaire (Singh, 1992) et une pente relativement faible.

Il apparaît d'après le tableau 5 que nous avons affaire à des sous bassins de forme allongée, puisque la valeur de la circularité (Rc) est supérieure à 0,30 (varie entre 0,32 à Oued Fodda et 1,75 à Oued Ghib), ce qui indique des bassins de forme allongées avec des pentes faibles, l'infiltration de l'eau prend du temps pour atteindre l'exutoire.

### c) Rectangle équivalent :

Ce rectangle est défini pour comparer facilement les bassins entre eux, du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement, d'autant plus que les valeurs de Kc sur tous les sous bassins de la région d'étude sont supérieures à 1,12. Les dimensions du rectangle équivalent sont calculées par les formules 2 et 3 :

$$Lr = \frac{Kc \cdot \sqrt{A}}{1.12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right] \dots\dots\dots(16).$$

$$lr = \frac{Kc \cdot \sqrt{A}}{1.12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right] \dots\dots\dots(17).$$

Avec : Lr : Longueur du rectangle équivalent (Km) ; lr : Largeur du rectangle équivalent (Km).

D'après le tableau 4, la longueur du rectangle équivalent des bassins étudiés est plus grande que la largeur.

Du fait de l'allongement des sous bassins, le temps de concentration des eaux de ruissellement à l'exutoire est long et par conséquent l'infiltration est plus importante que le ruissellement dans le cas où la lithologie est perméable et la pente est faible.

**d) Le rapport d'élongation (Ri) :**

Selon Schumm (1956), le rapport d'élongation correspond au rapport entre le diamètre d'un cercle possédant la même aire que le BV et longueur de ce dernier :

$$Ri = (2/L) \frac{1}{\pi} \dots\dots\dots(18).$$

Un faible rapport d'élongation (< 0,55) indique une BV allongée alors qu'un rapport d'élongation (> 0,70) indique un BV large possédant une forte capacité d'infiltration et un faible ruissèlement.

Il apparaît d'après le tableau 4 que nous avons affaire à des sous bassins de forme allongée, puisque la valeur de rapport d'élongation est inférieure à 0,55.

**II.2.2.2.2. Etude de relief**

La zone d'étude est caractérisée par l'hétérogénéité des grandes unités naturelles. Le relief est un facteur essentiel dans la détermination de l'aptitude des terrains au ruissèlement, l'infiltration et l'évaporation.

**a) Altitude**

Les paramètres Hydrométéorologiques tels que (précipitations, températures, ...), dépendent en partie de l'altitude. La morphologie du bassin versant influe sur la vitesse d'écoulement. L'altitude maximale varie dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif entre 1100 m (Oued Chélif Tikzal et Oued Ras Ouahrane) et 1800 m (Oued Chélif Djellil, Oued Deurdeur et Oued Fodda). L'altitude est élevée dans la partie nord et sud du bassin et plus faible dans le centre. Les zones d'altitude comprise entre 100 et 500 m, couvrent environ 1100 Km<sup>2</sup> dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif.

**b) Les indices de pente**

L'objet de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications, ils sont également utilisés dans l'estimation des vitesses d'écoulements superficiels.

- **Indice de pente globale (Ig)**

Cet indice représente la pente moyenne de 90% de la superficie du bassin, il est obtenu à partir de la courbe hypsométrique, on prend la dénivelée (D) entre les altitudes H5% –H95%.

$$Ig = D/L_r = (H_{5\%} - H_{95\%})/L_r \dots\dots\dots(19).$$

- **La dénivelée spécifique ou coefficient de rugosité (Ds)**

Pour permettre une comparaison des bassins entre eux du point de vue relief, elle est déterminée par la relation :

$$Ds = Ig \cdot \sqrt{A} = \frac{D}{L_r} \cdot \sqrt{A} = D \cdot \sqrt{\frac{l}{L_r}} \dots\dots\dots(20).$$

On détermine la dénivelée spécifique qui sert de base à une classification proposée par l'ORSTOM.

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

Les résultats des calculs apparaissent dans le tableau 05 ci-dessous.

Les résultats permettent de montrer que les plus fortes valeurs de l'indice de pente globale ( $I_g$ ) et de la dénivelée spécifique ( $D_s$ ) concernent les sous bassins : Oued Ebda ( $I_g = 24,07$  ;  $D_s = 619,12$ ) et Oued Rouina-Zeddine ( $I_g = 22,96$  ;  $D_s = 685,52$ ). Ces valeurs traduisent bien d'ailleurs l'importance du volume montagneux et la nature très accidentée du relief dans ces secteurs. On constate, par ailleurs, que les sous bassins qui caractérisent le bassin du Haut et du Moyen Chélif se rangent dans les classes du relief fort à très fort et cela en passant du Nord à centre et du sud à centre.

Les principaux paramètres de forme et de relief ont été déterminés pour les différents sous bassins sont mentionnés dans le tableau 05.

Il apparaît d'après le tableau n 05 ci-dessous que nous avons affaire à des sous bassins de forme allongée, puisque la valeur de l'indice de compacité de Gravelius  $K_c$  est supérieure à 1,30 et la longueur du rectangle équivalent est plus grande que sa largeur.

Du fait de l'allongement des sous bassins le temps de concentration des eaux de ruissellement à l'exutoire est long, et par conséquent l'infiltration est plus importante que le ruissellement c-à-dire ralentir la vitesse des eaux de ruissellement en favorisant ainsi l'infiltration

**Tableau 5** : Caractéristiques morpho-métriques des sous bassins versants de la région d'étude.

Bassin	Sous bassins	Code de sous bassins	Surface (A) (km <sup>2</sup> )	Périmètre (P) (km)	Altitude minimale (m)	Altitude maximale (m)	Indice de compacité Kc	La circularité du bassin versant (Rc)	Rectangle équivalent		Le rapport d'élongation (Ri)	Indice de pente globale (Ig)	dénivelée spécifique (Ds)	Classe de relief	Forme du Sous bassin
									Longueur L (Km)	Largeur l (Km)					
Haut et Moyen Chélif	Oued Djellil	01-13	1012,66	171,43	63	1969	1,51	0,43	71,66	14,15	0,0089	18,22	579,77	Relief très fort	Forme allongée
	Oued Ghrib	01-14	1378,63	175,70	63	1600	1,32	0,56	67,37	20,46	0,0095	17,86	663,00	Relief très fort	Forme compact
	Oued Harbil	01-15	780,17	165,31	63	1300	1,66	0,36	71,80	10,87	0,0089	15,37	429,41	Relief fort	Forme allongée
	Oued Deurdeur	01-16	850,95	179,30	300	1969	1,72	0,33	78,84	10,79	0,0081	20,29	591,92	Relief très fort	Forme allongée
	Oued Harraza	01-17	756,70	142,43	63	1600	1,45	0,47	58,24	12,99	0,0109	24,04	661,36	Relief très fort	Forme allongée
	Oued Ebda	01-18	661,45	139,10	63	1500	1,51	0,43	58,18	11,37	0,0109	24,07	619,12	Relief très fort	Forme allongée
	Oued Rouina-Zeddine	01-19	891,46	165,10	200	1800	1,55	0,41	69,69	12,79	0,0091	22,96	685,52	Relief très fort	Forme allongée
	Oued Tighzel	01-20	587,70	151,33	63	1100	1,74	0,32	66,88	8,79	0,0095	13,45	326,17	Relief fort	Forme allongée
	Oued Fodda	01-21	1161,31	212,75	200	1969	1,75	0,32	94,02	12,35	0,0068	18,08	616,13	Relief très fort	Forme allongée
	Oued Ras Ouahrane	01-22	1438,45	225,10	63	1100	1,66	0,36	97,51	14,75	0,0065	11,28	427,94	Relief fort	Forme allongée
Oued Sly	01-23	1404,07	225,2	100	1700	1,68	0,35	98,20	14,30	0,0065	17,31	648,64	Relief très fort	Forme allongée	

### II.2.3. Etude du réseau hydrographique

La densité et l'organisation du réseau hydrographique sont en étroite dépendance avec la nature lithologique des différents terrains affleurant dans le secteur d'étude ainsi que la structure tectonique affectant la différente formation où les fissures, les diaclases, les fractures et les failles peuvent constituer des zones préférentielles à la circulation des eaux superficielles et souterraines. Les bassins du Haut et Moyen Chélif sont traversés par un seul cours d'eau principal, qui est l'oued Chélif (349 km) ; c'est le seul qui possède le cours le plus long et le débit le plus élevé. L'oued Chélif résultant de la jonction de ces deux grands cours d'eau : oued Touil et Nahr Ouassel. Il est considéré comme un collecteur des eaux de ruissellement qui affluent sur ce bassin. Ses affluents qui proviennent des piémonts de l'Ouarsenis, du Dahra et du Zaccar sont principalement représentés par l'Oued Ebda, Oued Ras, Oued Ouahrane, Oued Souffay, Oued Rayhane et Oued Boutane sur la rive droite prenant leur source dans les monts du Dahra et Zeccar, mais sur sa rive gauche, il collecte les eaux de l'Oued Deurdeur, Oued Tsighaout, Oued Harreza, Oued Taflout, Oued Fodda, Oued Zeddine et Oued Sly, prenant naissance au niveau des piémonts des montagnes de l'Ouarsenis (Figure 09).

Ce bassin présente un chevelu hydrographique très dense (Figure 09) avec un réseau de l'ordre de 2200 Km d'oueds permanents et de 5600 Km d'oueds temporaires (Tableau 06).

Les chevelus hydrographiques au niveau de la zone étude sont formés en général par des thalwegs à écoulement temporaire.

#### II.2.3.1. Densité de drainage

La densité de drainage est définie comme le rapport de la longueur totale des cours d'eau de tout ordre, à la surface du bassin. La densité de drainage représente deux formes différentes de drainage (Bettahar, 2009 et El Meddahi, 2017).

Un bassin versant bien drainé possède une densité de drainage minimale de 2,5 km/km<sup>2</sup> tandis qu'un bassin versant mal drainé possède une densité de drainage inférieure à 1,5 km/km<sup>2</sup> (Reddy et al, 2004).

Densité de drainage permanente (Ddp) : représente les talwegs qui coulent en permanence.

Densité de drainage temporaire (Ddt) représente les talwegs qui coulent en temporaire.

Les valeurs de Ddp et Ddt varient considérablement d'un bassin à l'autre. Les résultats des calculs apparaissent dans le tableau 06, ci-dessous.

**Tableau 6:** Densité de drainage des sous- bassins.

Sous bassin	code	Lp (km)	Lt (km)	L (km)	Ddp	Ddt	Dd	Ddp/Dd (%)	Ddt/Dd (%)
Oued Chélif Djellil	0113	166,56	439,10	605,66	0,17	0,44	0,61	28	72
Oued Chélif Ghrib	0114	196,60	598,17	794,77	0,14	0,43	0,57	25	75
Oued Chélif Harbil	0115	72,16	326,03	398,19	0,09	0,42	0,52	17	81
Oued Deurdeur	0116	176,24	328,98	505,22	0,21	0,38	0,59	36	64
Oued Chélif Harraza	0117	107,45	251,62	359,07	0,14	0,34	0,48	30	71
Oued Ebda	0118	74,60	392,84	467,43	0,11	0,58	0,69	16	84
Oued Rouina-Zeddine	0119	177,73	575,18	752,90	0,20	0,64	0,84	24	76
Oued Chélif- Tighzel	0120	55,23	345,41	400,64	0,10	0,61	0,70	14	87
Oued Fodda	0121	418,89	656,82	1075,70	0,36	0,57	0,93	39	61
Oued Ras Ouahrane	0122	171,76	988,26	1160,02	0,12	0,69	0,81	15	85
Oued Sly	0123	563,64	669,79	1233,44	0,40	0,48	0,88	45	54

Le calcul de la densité de drainage montre que les sous bassins versants sont mal drainés. La densité de drainage varie entre 0,48 et 0,93 Km/km<sup>2</sup>. La densité de drainage totale de la rive gauche est plus élevée que celle de rive droite. Elle est de 0,93 Km/km<sup>2</sup> dans le bassin d'Oued Fodda, sur la rive gauche et se

réduit à 0,69 Km/km<sup>2</sup> dans le bassin de l'oued Ebda, sur la rive droite. Les valeurs de Ddp varient considérablement d'un sous bassin à l'autre et sont étroitement dépendantes de quatre facteurs principaux : la lithologie, l'abondance des précipitations, la végétation et les reliefs. En générale, une forte densité de drainage indique la présence d'un sol imperméable, une faible végétation et une pente forte, contrairement à une faible densité de drainage. Dans l'ensemble, la densité de drainage temporaire est nettement plus élevée que la densité de drainage permanente dans les plupart des sous bassins.

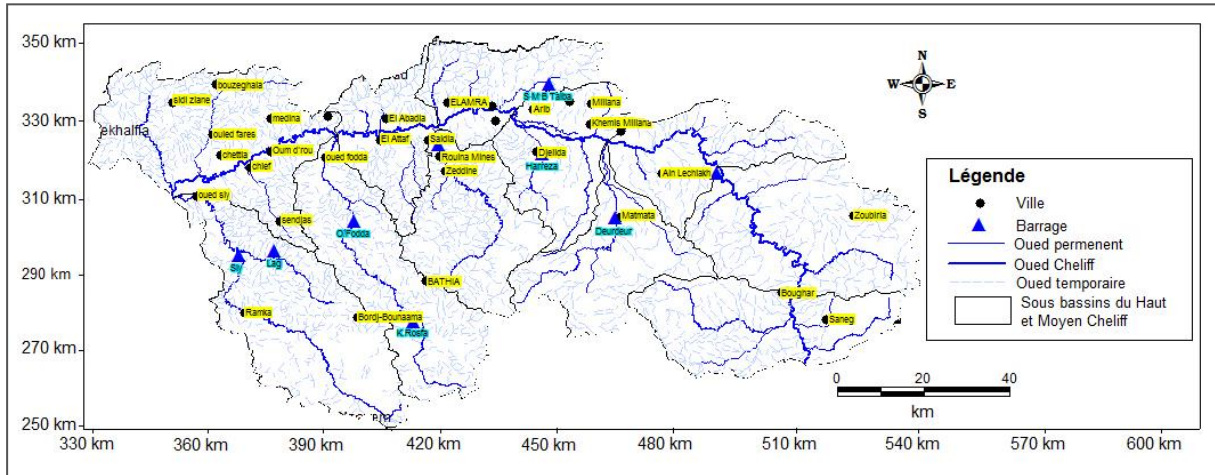


Figure 9 : Carte du réseau hydrographique du Haut et Moyen Chélif (ABH-CZ, 2004).

### II.2.3.2. Le profil en long

Le profil en long d'un cours d'eau permet d'estimer sa pente moyenne nécessaire dans l'estimation du temps de concentration des eaux dans le bassin et surtout sur les vitesses d'écoulement lors des crues. Une opposition entre la faible inclinaison des cours d'eau des hautes plaines (Nahr Ouassel : 1,76 ‰) et les fortes pentes des affluents prenant naissance dans les massifs montagneux du Tell (Oued Harbil au confluent de l'Oued Chélif : 10,7 ‰, Oued Fodda au confluent du Chélif : 11 ‰, Oued Sly au confluent du Chélif : 20 ‰) (Figure 10).

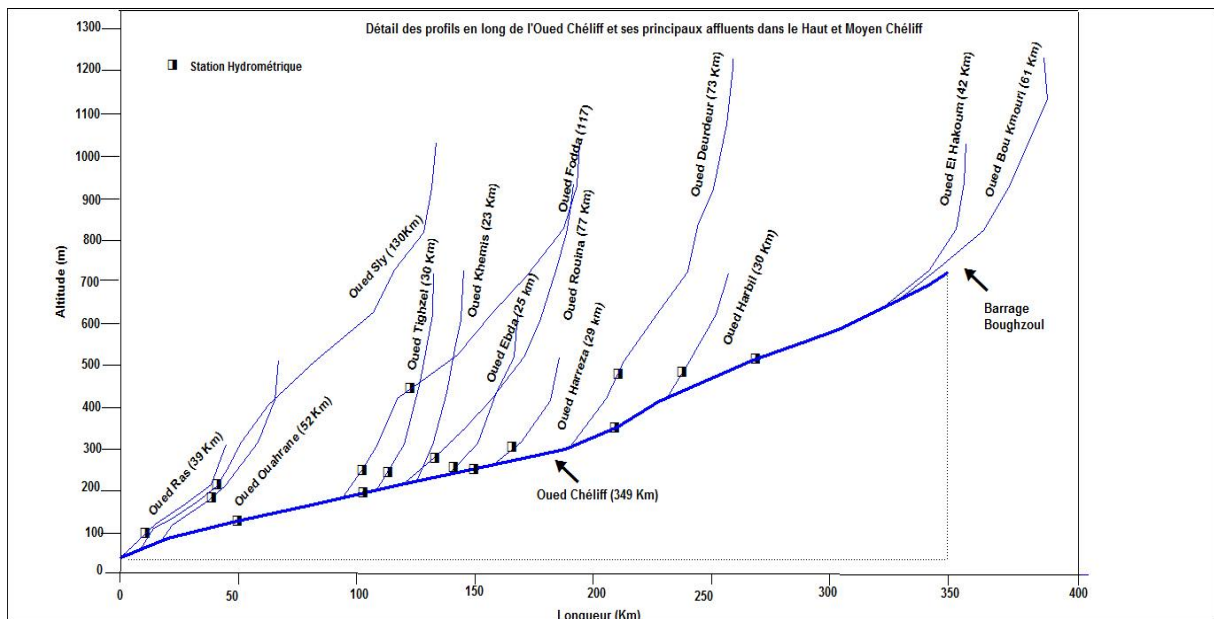


Figure 10: Profils en long de l'Oued Chélif et de ses principaux affluents dans le bassin du Haut et Moyen Chélif. Le bassin du Haut et du Moyen Chélif, présente les conditions les plus favorables au déclenchement de crues rapides : concentration relativement poussée du chevelu hydrographique, densité de drainage permanente élevée, pentes des thalwegs les plus fortes.

### **II.3. Climat du bassin du Haut et Moyen Chélif.**

Le climat est un facteur déterminant du comportement hydrologique des cours d'eau et de l'alimentation des nappes. Il intervient dans les différents paramètres qui conditionnent l'écoulement superficiel et souterrain. L'établissement d'un bilan hydrique nécessite une étude précise des différents paramètres du climat, tels que les précipitations, les températures, l'évapotranspiration, ..., etc.

Comme toutes les eaux souterraines trouvent leur origine dans les précipitations (liquide et solide), l'étude de la pluviométrie dans les systèmes hydrogéologiques permet de déterminer les apports d'une part, et les réponses qu'elle provoque et/ou les modifications apportées par celles-ci d'autre part. La combinaison du signal d'entrée et de sortie du système hydrologique permettra d'étudier le comportement et le fonctionnement des aquifères.

D'une manière générale et malgré la proximité de la mer (70 km en moyenne), la région du Haut et du Moyen Chélif est caractérisée par un climat semi aride avec des influences sahariennes en été et des influences méditerranéennes en hiver. Elle est caractérisée par une longue période estivale sèche et chaude et une saison hivernale pluvieuse et froide.

Toute étude climatique est basée sur la collecte des données, la quantité et la qualité de ces dernières conditionnent les résultats obtenus.

#### **II.3.1. Pluviométrie**

L'étude des précipitations de la région du Haut et du Moyen Chélif est basée sur les données des stations qui font partie du réseau pluviométrique géré par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) de Blida et de Khemis Miliana. Le bassin du Haut et du Moyen Chélif est équipé d'un réseau pluviométrique de (57) postes, dont environ 26 sont opérationnels jusqu'à 2012, soit une densité de (05) poste pour 1000 Km<sup>2</sup> (Tableau 07). Les données disponibles relatives à ces différentes stations, nous ont permis de caractériser la région d'étude du point de vue apport en eau météoriques et particulièrement pour une période s'étalant de 1970-2016.



**Tableau 7** : Caractéristiques des stations pluviométriques, d'après ANRH (Période : 1970-2016).

Station	Code	X (km)	Y (km)	altitude (m)	P (mm)	Période d'observation
Ksar El Boukhari Gr	011301	503800	287900	630	308,12	1970-2015
Derrag	011302	472150	289850	1150	463,24	1970-2005
Zoubiria Mongorno	011404	513500	312600	932	550,27	1970-2013
Ghrib BGE	011405	487250	318400	460	429,87	1970-2012
Gherib Chélif	011407	495450	308800	435	459,60	1976-2013
Medea Secteur	011509	504850	329800	935	632,72	1976-2015
Ain soltane PEP	011512	465500	325950	285	458,32	1970-2005
Bourdj El Amir Aek	011603	461100	285300	1080	4 24,66	1970-2005
Kherba OD Hellal	011604	482250	293300	1240	328 ,12	1970-2005
Theneit El Had	011605	439800	285650	1150	519,41	1976-2011
Sidi Mokrifi	011606	463200	304250	425	375,30	1976-2005
Deurdeur BGE	011609	458800	300050	575	417,02	2000-2012
Sidi Lakhdar	011711	452000	329650	250	384,90	1976-2006
El Ababsa	011715	443950	318050	320	364,90	1972-2015
El Khemis Anrh	011717	456200	329000	300	422,18	1975-2016
Barrage De Harraza	011718	445350	321400	312	373,10	1976-2016
Sidi Lakhdar	011711	452000	329650	250	384,90	1976-2012
Arib-Ebda	011801	439650	335550	280	507,56	1971-2012
Sidi-Medjahed	011803	452150	337050	850	703,98	1971-2016
Ain Defla	011804	434600	329900	270	424,80	1976-2013
Elanneb	011806	427200	342950	1078	661,46	1972-2010
El Touaibia	011901	430850	313350	350	307,31	1971-2016
El-Hassania	011903	429950	294450	900	459,32	1990-2004
Rouina Mairie	011904	419800	327300	190	357,06	1971-2016
Rouina Mine	011906	421450	324150	245	344,15	1990-2012
El-Abadia	012001	407850	327300	162	386,44	1972-2016
Tikezal	012004	414350	321700	320	358,94	1973-2014
Bir Saf-Saf	012007	400350	322250	195	314,14	1991-2012
Fodda Barrage	012108	402000	305600	430	401,40	1971-2012
Sidi Slimane	012119	405850	286250	1180	371,16	1990-1998
El Karimia	012120	400700	309850	255	370,27	1988-2010
Ouled Fares	012201	368100	326650	116	388,01	1972-2012
Pontéba Bge	012203	393900	327400	140	420,60	1971-2012
Benairia	012205	378150	338400	320	532,17	1970-2011
Chlef ANRH	012219	378650	320500	430	360,60	1972-2016
Souk El Had	012304	395850	272700	550	362,45	1970-2012
O sly	012309	365200	312700	882	358,90	1980-2012
Bordj Bou Naama	012306	402600	284100	1050	459,17	2002-2012
Ouled Ben Abdelkader	012308	373400	302850	95	331,77	1970-2016

Source : ANRH Blida, Khemis Miliana et Alger

Par ailleurs, la qualité des données n'est pas toujours dépourvue d'erreurs, pour résoudre ce problème de fiabilité des données, l'emploi d'outils statistiques est nécessaire pour le comblement des lacunes.

Nous avons établi par le moyen de la méthode des « doubles cumulés » une vérification complète de l'homogénéité des taux annuels et la technique de régression pour estimer les précipitations annuelles manquantes dans les stations.

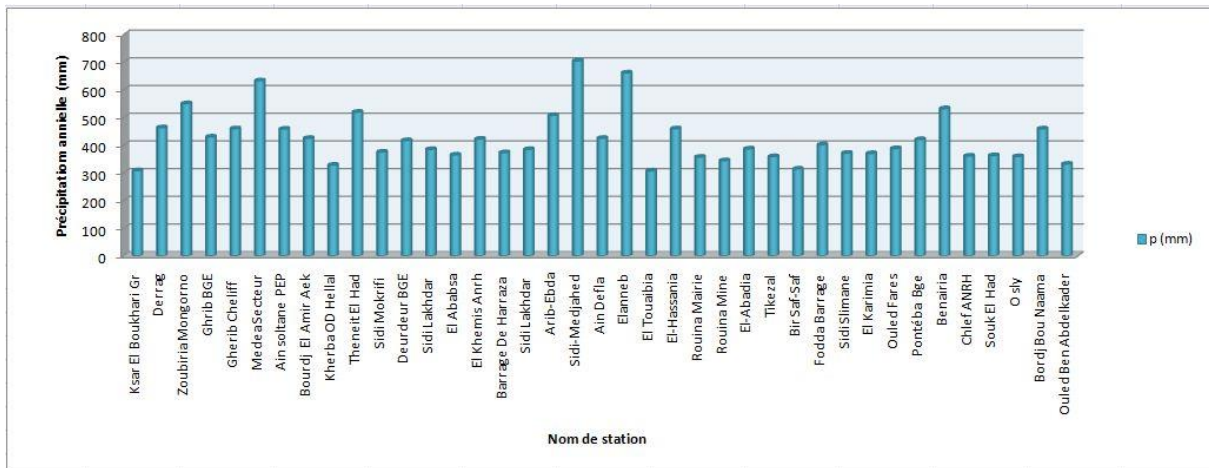


Figure 11 : Précipitations moyennes annuelles des stations de la région (1970-2016).

Le régime des précipitations est largement influencé par l'emplacement des stations et leurs altitudes (Figure 11). Les pluies annuelles augmentent aussi de l'Ouest vers l'Est. Les pluies décennales humides et sèches suivent la même répartition que celle des précipitations moyennes.

La distribution des pluies est très marquée spatialement. Au Nord de la zone d'étude, les précipitations interannuelles sont très importantes, sur les versants Sud des monts du Dahra et du Zaccar, avec une moyenne interannuelle de plus de 600 mm dans la station de Sidi Medjahed (01-18-03) commune de Ben Allel (wilaya de Ain Defla) et deux autres valeurs de plus 600 mm enregistrés dans les deux stations El Aneb (01-18-06) commune El Amra ainsi qu'à la station Médéa- secteur (01-15-09), localisée au Sud de l'Atlas Blidéen. Les précipitations se réduisent dans la vallée du Haut et du Moyen Chélif où elles varient entre 300 et 400 mm (figure 12).

La distribution spatiale est aussi variable dans le Sud-Est et Sud-Ouest, le taux annuel étant moins important à l'intérieur de la zone d'étude qu'au bord des côtes. Ainsi, on remarque bien une augmentation de l'Ouest vers l'Est marquée aussi par l'augmentation du gradient altimétrique du bassin.

La pluviométrie de l'année 2012 a été marquée comme une année humide car la P annuelle est supérieure à la pluviométrie moyenne de la période (1976-2012) et l'année 2017 a été marqué comme une année sèche par apport à l'année 2012.

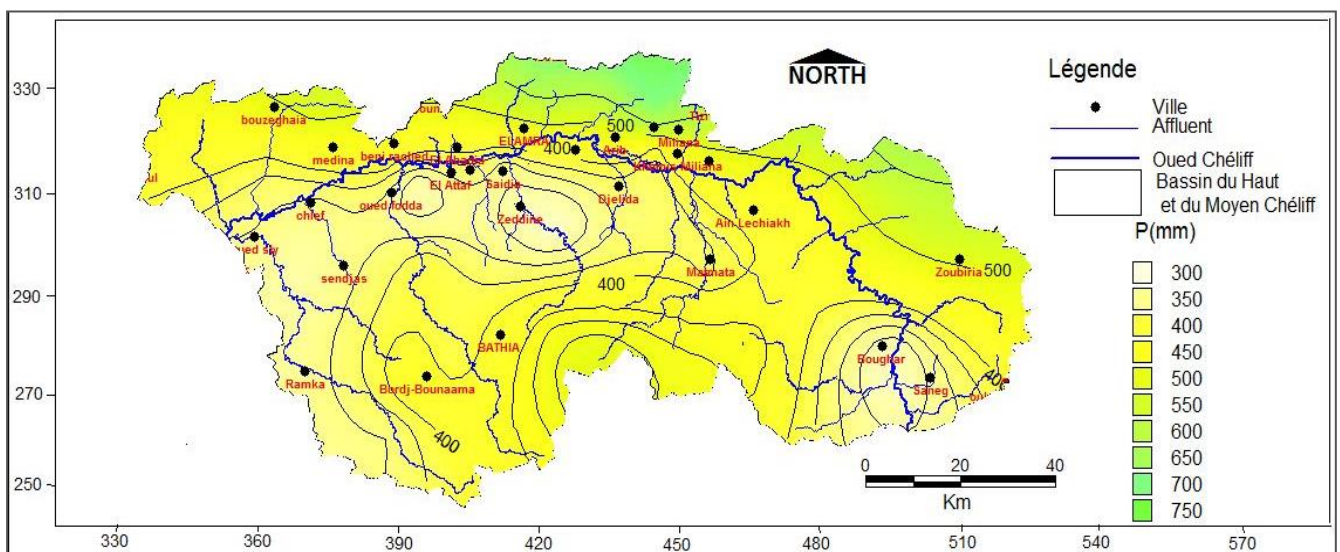


Figure 12: Répartition des pluies moyennes annuelles pour la période 1976-2012 par Krieger du bassin du Haut et du Moyen Chélif.

### II.3.2. Température

La température joue un rôle important en hydrologie et sa connaissance permet, notamment, d'estimer l'évapotranspiration potentielle et l'évapotranspiration réelle et permettant aussi l'établissement du bilan hydrologique.

La variation spatiale et temporelle de la température dépend de la latitude, l'altitude, le relief, la densité de la couverture végétale, la proximité de la mer, les masses d'air dominantes et le degré d'urbanisation et de pollution (Smida, 2008).

Les données sur les températures moyennes mensuelles présentées dans le tableau suivant sont celles des stations gérées par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH).

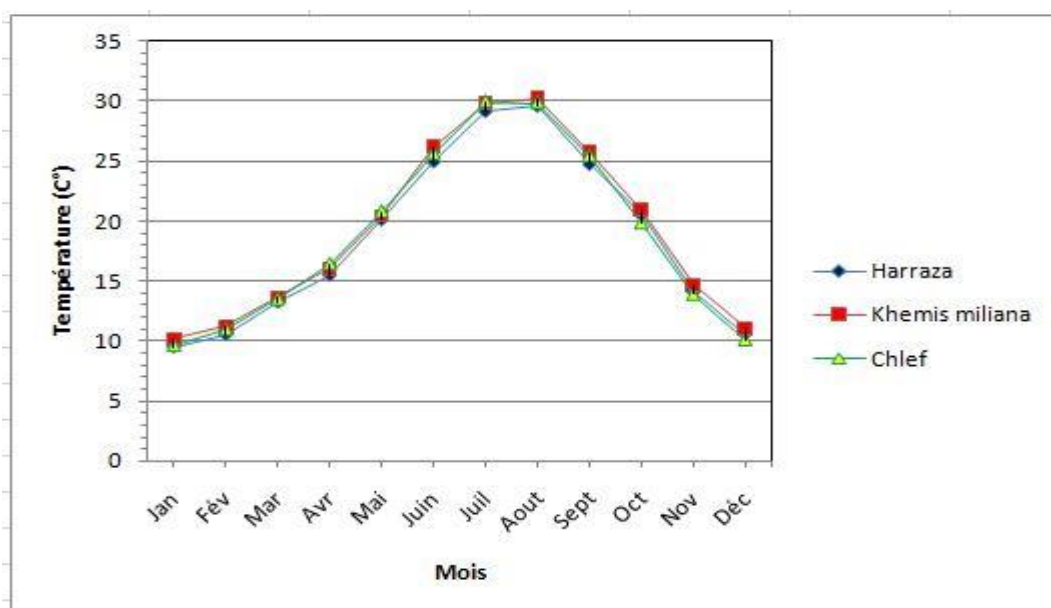
Nous avons traité seulement les températures moyennes mensuelles pour les stations du Barrage de Harreza, Khemis Miliana et Chlef, seules données disponible pour la température (Tableau 08).

**Tableau 8:** Températures moyennes mensuelles et annuelles (Période : 1987-2014).

		Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Moy. Ann
BRG Harreza	T max (°C)	29,50	26,80	17,70	13,90	11,80	13,50	15,80	18,10	23,00	29,50	34,30	33,80	<b>22,31</b>
	T min (°C)	18,20	17,70	10,80	8,60	6,60	6,60	10,90	12,50	16,50	22,57	21,20	24,40	<b>14,71</b>
	T Moyenne (°C)	24,75	20,52	14,05	10,51	9,44	10,48	13,19	15,45	20,10	24,96	29,18	29,63	<b>18,52</b>
Khemis Miliana	T max (°C)	29,5	27,20	17,3	14,6	13	14,4	16	19,1	23,00	30,1	33	34	<b>22,68</b>
	T min (°C)	19,90	10,30	12,1	8,32	7,10	7,3	12	13,1	17	21,8	27	27,9	<b>15,31</b>
	T Moyenne (°C)	25,73	20,99	14,66	11,13	10,17	11,20	13,70	16,00	20,47	26,20	29,80	30,30	<b>19,20</b>
Chlef	T max (°C)	31,40	26,41	19,11	15,90	14,78	16,84	19,21	22,46	26,04	31,30	35,20	34,00	<b>24,39</b>
	T min (°C)	18,87	11,55	10,50	7,71	5,36	6,53	12,04	13,22	17,50	21,75	26,50	27,48	<b>14,92</b>
	T Moyenne (°C)	25,43	19,84	13,89	10,11	9,64	10,97	13,49	16,44	20,81	25,60	29,96	29,84	<b>18,84</b>

D'après l'analyse du graphe, Figure 13, le bassin du Haut et du Moyen Chélif est caractérisé par une température moyenne interannuelle oscillant de 18 à 19 °C, avec un maximum mensuel de plus 35,20 °C, enregistré au mois de juillet à la station de Chlef et un minimum mensuel de 5,35 °C enregistré au mois de janvier à la station de Chlef.

Tandis que celles des plus basses sont enregistrées dans la période hivernale au mois de janvier avec des températures moyennes mensuelles de 9,46 °C enregistrée à la station du Barrage de Harreza, 10,17 °C à celle de Khemis Miliana et 9,64 °C à la station de Chlef.



**Figure 13:** Variation mensuelles des températures (Période : 1987-2014).

Ces caractéristiques de la température indiquent, d'un point de vue hydrochimique, que les valeurs élevées de la température pendant la période d'été, produisent une évaporation de l'eau et en même temps une augmentation de la concentration des éléments chimiques dans la nappe.

### II.3.3. Les indices climatiques

Pour notre cas, nous nous tenterons de calculer l'indice d'aridité annuel de De Martonne, L. Emberger et l'indice de Paul Moral.

#### II.3.3.1. Indice d'aridité annuel de " DE MARTONNE "

Cet indice est fonction des températures et des précipitations ; De Martonne (1926) a défini l'aridité du climat à l'échelle annuelle par l'équation :

$$I = \frac{P}{T+10} \dots\dots\dots (21).$$

Où

I : indice d'aridité.

P : précipitations moyennes annuelles en mm.

T : températures moyennes annuelles en °C.

Au niveau mondial, De Martonne a proposé six grands types de macroclimats allant des zones désertiques arides (Lebourgeois et Piedallu, 2005) :

$I < 5$  : climat hyperaride, écoulement temporaire.

$5 < I < 7,5$  : climat désertique, écoulement temporaire.

$7,5 < I < 10$  : climat steppique, écoulement temporaire.

$10 < I < 20$  : climat semi-aride, écoulement temporaire.

$20 < I < 30$  : climat semi-humide (tempéré), drainage extérieure.

$30 < I < 55$  : climat humide.

Les résultats sont reportés dans le tableau 09.

**Tableau 9:** Indice d'aridité annuel dans la région étudiée d'après " DE MARTONNE".

Station	P (mm)	T (°C)	I	Observation
Barrage Harreza	373,10	18,52	13,08	Climat semi-aride
Khemis Miliana	422,18	19,20	14,45	Climat semi-aride
Chlef	386,60	18,84	13,40	Climat semi-aride

L'indice de **DE-MARTONE** pour les stations de Barrage de Harreza, de Khemis Miliana et Chlef est situé entre 10 et 20 donc par conséquent le climat de la zone d'étude est désormais du type **semi-aride**.

#### II.3.3.2. Indice de " L. EMBERGER "

L'Indice d'Emberger (Q<sub>2</sub>) est spécifique au climat méditerranéen, il est le plus fréquemment utilisé en Afrique du nord. Le quotient Q<sub>2</sub> a été formulé de la façon suivante :

$$Q_2 = [2000P / M^2 - m^2] \dots\dots\dots (22).$$

P : précipitation moyenne annuelle (mm).

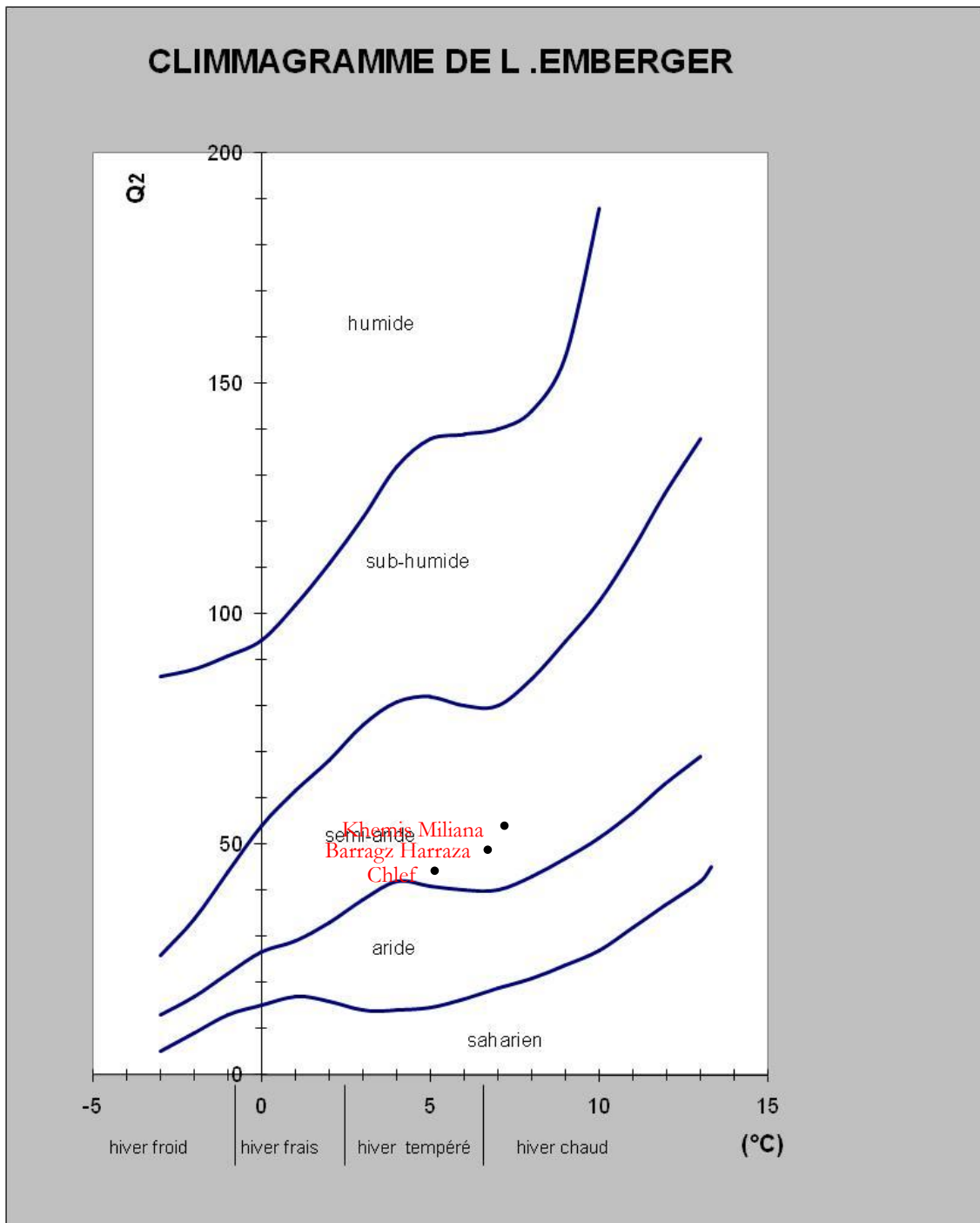
M : Moyenne des températures maximales quotidiennes du mois le plus chaud (en kelvin).

m : Moyenne des températures minimales quotidiennes du mois le plus froid (en kelvin).

L'application numérique donne les résultats suivants dans le tableau 10.

**Tableau 10:** Indice d'Embergerdu Bassin du Haut et du Moyen Chélif.

Station	P (mm)	M	m	Q <sub>2</sub>
Barrage Harreza	373,10	306,95	279,75	46,76
Khemis Miliana	422,18	307,15	280,25	53,43
Chlef	386,60	308,35	278,51	44,15



**Figure 14:** Climagramme d’Emberger des trois stations dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif

Le rapport de notre station sur la figure 14 permet de dire que le climat du bassin du Haut et du Moyen Chélif est de type semi-aride.

**II.3.3.3. Indice de Paul Moral**

Les résultats précédents sont confirmés par l’indice pluviométrique de Moral (IM), qui utilise aussi la hauteur annuelle des précipitations (en mm) et les températures moyennes annuelles en °C. Cet indice permet de dire : Si  $IM < 1$  on a climat sec et si  $IM > 1$  on a climat humide.

$$IM = \frac{P}{(T^2 - 10T + 200)} \dots\dots\dots(23).$$

Les résultats sont reportés dans le tableau 11.

**Tableau 11:** L'Indice de Paul Moral du Bassin du Haut et du Moyen Chélif

Station	P (mm)	T (°C)	IM
Barrage Harreza	373,10	18,52	1,04
Khemis Miliana	422,18	19,20	1,12
Chlef	386,60	18,84	1,05

On peut dire que le climat des plaines du Haut et du Moyen Chélif est à la limite sec-humide, c'est-à-dire qu'il peut être qualifié de semi-aride.

#### II.4.1. Estimation de l'évapotranspiration

L'évapotranspiration correspond à la quantité d'eau totale transférée du sol vers l'atmosphère par l'évaporation au niveau du sol et par la transpiration des plantes. L'évapotranspiration est l'une des composantes fondamentales du cycle hydrologique. La détermination de cette dernière est basée sur les formules empiriques couramment utilisées à savoir ; Thornthwaite.

#### II.4.1. Bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite

Cette méthode est utilisée pour les climats subhumide et semi-aride, et vu les caractéristiques intermédiaires du climat méditerranéen, cette formule a été appliquée (Anctil et al, 2012).

Elle est basée sur la notion de réserve d'eau facilement utilisable (RFU). On admet que la hauteur d'eau stockée dans le sol qui est reprise par l'évapotranspiration est de 100 mm au maximum (Debieche, 2002 ; Touhari, 2015).

La méthode de Thornthwaite nous permet à partir des données de base : les précipitations (P - mm), température (T - °C), le coefficient de correction mensuel (K) et l'indice thermique mensuel (i) de calculer l'évapotranspiration potentielle corrigé selon la relation suivante :

$$ETP_c = 16(10T/I)^a \cdot K \dots\dots\dots(24).$$

où :

$$I = \sum i \text{ et } i = (T / 5)^{1,514} \dots\dots\dots (25).$$

$$a = (1,6.I/100) + 0,5 \text{ (D'après Serra, 1954)} \dots\dots\dots (26).$$

ETP<sub>c</sub> : évapotranspiration potentielle corrigé en (mm).

T : température moyenne du mois en (°C).

P : précipitation moyenne mensuelle (mm).

K : coefficient de correction mensuel qui dépend de la latitude du bassin et de la durée moyenne d'ensoleillement du jour.

I : Indice thermique annuelle.

i: Indice thermique mensuel.

Le principe de calcul du bilan hydrologique de Thornthwaite est le suivant :

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

ETR = ETP, la quantité d'eau qui reste (P-ETR) va alimenter la RFU jusqu'à son maximum (100 mm) et si elle dépasse cette valeur il y aura un excès (WS) qui va partir soit sous forme d'infiltration efficace vers la nappe, soit sous la forme de ruissellement.

2<sup>ème</sup> cas : Pluie mensuelle P égale à l'évapotranspiration potentielle ETP (P = ETP)

ETR = ETP.

Les réserves en eau de sol restent les mêmes que celles du mois précédent.

3<sup>ème</sup> cas : Pluie mensuelle P inférieure à l'évapotranspiration potentielle ETP (P < ETP) ;

ETR = ETP si P + RFU > ETP

ETR = P + RFU si P + RFU < ETP

On évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETR soit : La valeur de  $ETR = P + \min(RFU, ETP - P)$ . Si la RFU est nulle, il va se produire un déficit agricole  $Da = ETP - ETR$ , ce dernier paramètre représente alors le besoin des cultures à l'irrigation.

Le calcul de ces paramètres pour l'année 2012 de trois stations (Harraza, Khemis et Chlef) est présenté dans le tableau 12 et les résultats du tableau obtenus sont éclaircis par une représentation graphique des données montrée en figures 15, 16 et 17.

**Tableau 12:** Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique selon la méthode de Thornthwaite de trois stations en 2012.

Mois		Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aou	Sep	Oct	Nov	Dec	Moy/annuel
T (°C)	Harraza	9,1	6,6	13,1	14,8	22,2	29,5	30,8	28,6	26,4	21,5	15,5	11,7	19,15
	Khemis	8,8	6,5	13,3	15	23,1	29,7	30,6	30,2	27,1	22,2	15,2	11,3	19,41
	Chlef	9,2	7,4	13,9	15,5	22,8	29,3	30,6	32,5	26,3	21,3	15,7	11,9	19,70
K		0,87	0,85	1,03	1,10	1,21	1,22	1,24	1,16	1,03	0,97	0,86	0,84	
P (mm)	Harraza	26,2	90,9	64,0	106,2	17,7	1,2	00	00	2,5	34,2	71,2	4,6	416,2
	Khemis	30,9	127,5	76,7	87,3	20,2	2,1	00	00	1,4	33,4	69,5	7,5	456,5
	Chlef	24,3	96,9	26,3	123,8	7,1	0	00	00	00	46,8	102,1	7,4	434,7
I	Harraza	2,48	1,52	4,30	5,17	9,55	14,69	15,68	14,02	12,42	9,10	5,55	3,62	98,1
	Khemis	2,35	1,49	4,40	5,28	10,15	14,84	15,53	15,22	12,92	9,55	5,38	3,44	100,55
	Chlef	2,52	1,81	4,70	5,55	9,95	14,54	15,53	17,01	12,35	8,97	5,65	3,72	102,29
ETP (mm)	Harraza	11,92	5,99	29,99	41,23	104,98	190,66	211,88	170,02	127,92	78,76	35,47	19,35	1028,15
	Khemis	10,51	5,42	28,68	39,47	107,99	185,03	200,29	182,24	128,76	79,61	31,74	16,58	1016,31
	Chlef	11,09	6,80	31,77	42,83	107,61	185,58	206,99	220,28	124,34	74,57	34,42	18,58	1064,86
P-ETP (mm)	Harraza	14,28	84,91	34,01	64,97	-87,28	-189,46	-211,88	-170,02	-126,52	-44,56	35,73	-14,75	
	Khemis	20,39	122,08	48,02	47,83	-87,79	-182,93	-200,29	-182,24	-127,36	-46,21	37,76	-9,08	
	Chlef	13,21	90,10	-5,47	80,97	-	-185,58	-206,99	-220,28	-124,34	-27,77	67,68	-11,18	
ETR (mm)	Harraza	11,92	5,99	29,99	41,23	30,42	1,2	00	00	2,5	34,5	35,47	44,93	338,15
	Khemis	10,51	5,42	28,68	39,47	32,41	2,1	00	00	1,4	33,4	31,74	52,76	337,89
	Chlef	11,09	6,08	31,77	42,83	7,1	00	00	00	00	46,8	34,42	82,48	362,57
RFU (mm)	Harraza	35,26	100	100	100	0	00	00	00	00	00	35,73	20,98	
	Khemis	49,07	100	100	100	12,21	00	00	00	00	00	37,76	28,68	
	Chlef	69,71	100	0	100	00	00	00	00	00	00	67,68	56,5	
Excès WS (mm)	Harraza	00	20,17	54,18	119,15	00	00	00	00	00	00	00	00	193,50
	Khemis	00	71,15	19,17	67	00	00	00	00	00	00	00	00	157,32
	Chlef	00	59,81	54,34	35,31	00	00	00	00	00	00	00	00	149,46
Déficit agricole Da (mm)	Harraza	00	00	00	00	00	189,46	211,88	170,02	125,42	44,26	00	00	741,04
	Khemis	00	00	00	00	00	182,93	200,29	182,24	127,36	46,21	00	00	739,03
	Chlef	00	00	00	00	100,51	185,58	2006,99	220,28	124,34	27,77	00	00	865,47

Ainsi, l'évapotranspiration réelle annuelle des trois stations (Harraza, Khemis et Chlef) est donc de 338,15 mm ; 337,89 mm et 362,57 mm pour une pluie moyenne annuelle de 416,2 mm, 456,5 mm et 434,7 mm respectivement en 2012. Elle correspond donc à 81 %, 74 % et 83 % des précipitations, le reste constitue l'excédent (78,05 mm, 118,61 mm et 72,13 mm) qui représente la quantité d'eau qui s'infiltre et/ou s'écoule dans les oueds selon la formule suivante (In Gouaidia, 2008) :

$$WS = R + I \dots \dots \dots (27).$$

Où :

WS : Excédent (mm).

R : Ruissellement (mm).

I : Infiltration moyenne annuelle (mm).

Pour déterminer l'infiltration on calcule d'abord le ruissellement.

#### • Détermination du ruissellement (R)

La relation de Tixeront-Berkaloff (1961) permet le calcul approché de cette grandeur. Cette formule a été établie pour les zones semi-arides. Les résultats donnent une erreur de 10 % pour des précipitations inférieures à 600 mm. Elle s'exprime ainsi :

$$R = \frac{p^3}{3(ETP)^2} \dots\dots\dots(28).$$

Où :

R : Ruissellement (mm).

P : Précipitations moyennes annuelles (mm).

ETP : Évapotranspiration potentielle (mm).

Nous aboutissons à R = 22,73mm, 30,70 mm et 24,15 mm ainsi le ruissellement correspondant à 5,46 %, 6,72% et 5,55% des précipitations.

En fait ce ne sont là que des valeurs moyennes car le ruissellement dépendra beaucoup plus de l'intensité des averses particulièrement dans ces régions semi arides. En effet, ces valeurs sont dues aux facteurs physiographiques suivants :

- Les caractéristiques des bassins concernant la forme, la pente de la surface de drainage, la perméabilité et la capacité d'emmagasinement.
- Les caractéristiques des cours d'eau.
- Les caractéristiques climatiques, telles que la température, précipitation, radiation solaire et humidité de l'air.

• **L'infiltration (I)**

L'infiltration est définie comme le processus du mouvement de l'eau dans le sol. C'est sans aucun doute le paramètre le plus difficile à calculer à cause des multiples approximations dans sa quantification.

$$I = WS - R \dots\dots\dots (29).$$

L'infiltration serait donc de 55,32 mm, 87,91 mm et 47,98 mm, soit environ 13 %, 19 % et 11 % des précipitations. Ce résultat est largement influencé par la lithologie qui déterminera le comportement hydrologique de la plaine étudié.

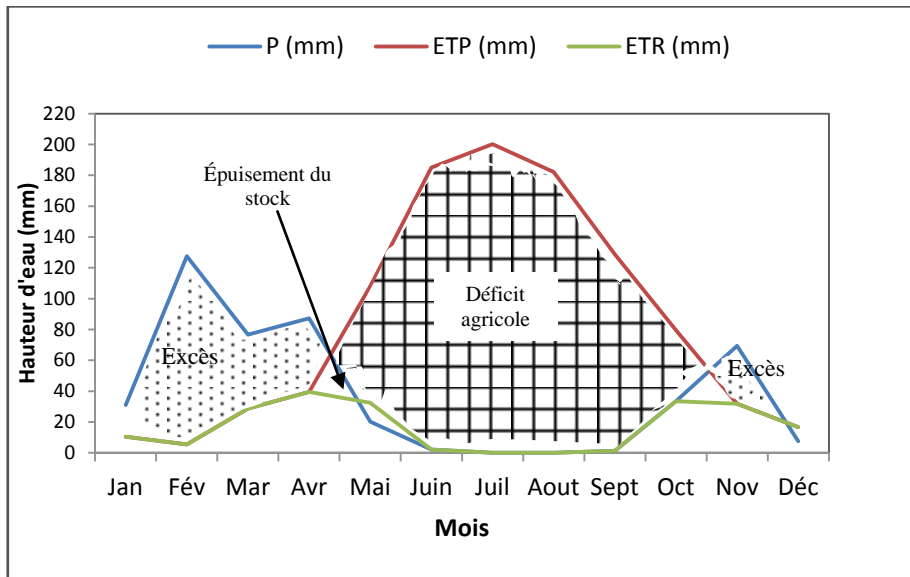


Figure 15: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite à la station de Harraza pour l'année 2012.



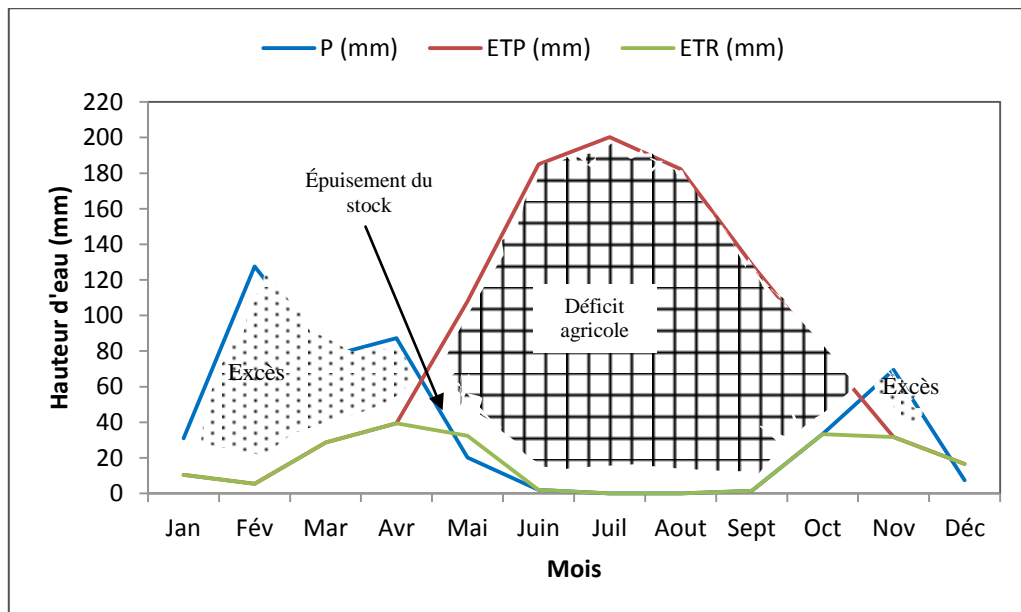


Figure 16: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite à la station de Khemis Miliana pour l'année 2012.

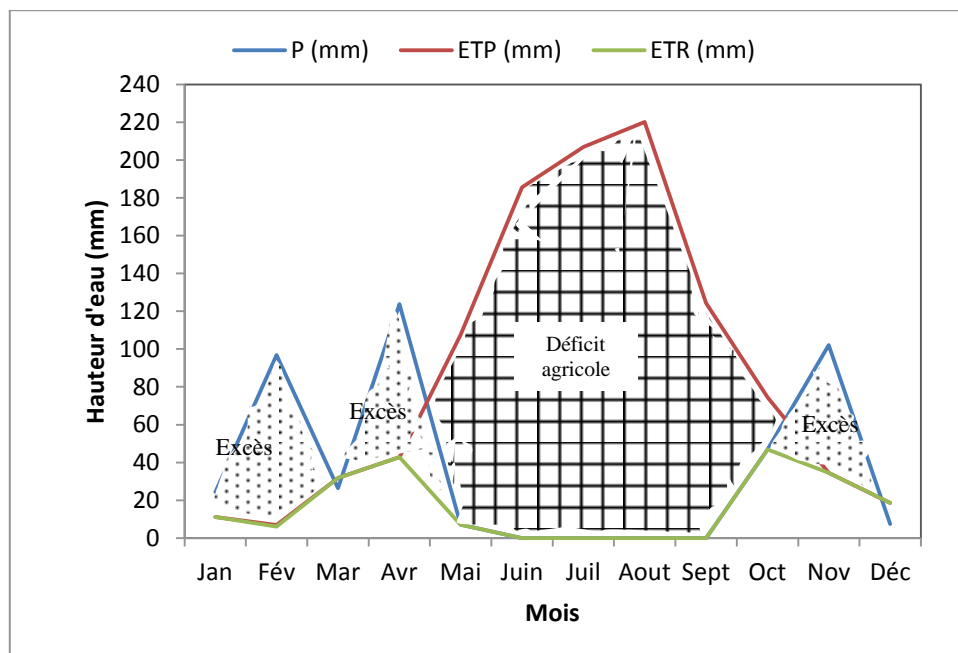


Figure 17: Représentation graphique du bilan de Thornthwaite à la station de Chlef pour l'année 2012.

### II.5. Habitat

La population est le facteur déterminant pour la connaissance de l'état des lieux en matière de satisfaction des besoins en eau.

La population dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif selon le dernier recensement de (RGPH, 1998). Elle comptait 1 566 763 habitants en 1998 avec un taux d'accroissement de 1,88 % (DLEP). Le bassin du Haut et du Moyen Chélif compte 221 agglomérations situées dans 93 communes et dans 05 wilayas partiellement. La population est passée à 1 979 135 habitants en 2012 et 2 126 410 habitants en 2017 selon nos estimations. Cette population est concentrée surtout dans 19 agglomérations qui sont situées dans les plaines du bassin.

La figure 18 présente l'estimation de la population totale en 1998 et jusqu'à 2020 dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif.

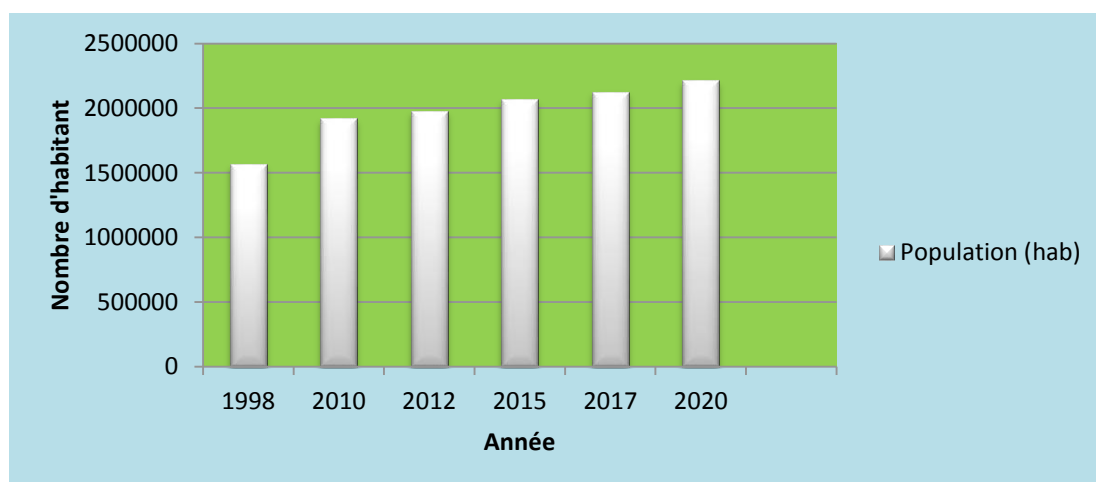


Figure 18: Évolution de la population totale (Source : DLEP) .

L'activité essentielle de la population dans la zone est celle de l'agriculture irriguée dont les maraichères et l'arboriculture fruitière ainsi que les céréales, ces derniers bénéficient des infrastructures hydrauliques existantes telles que les barrages de Deurdeur, Ghrib, Harreza, Sidi M'hamed Ben Taiba, Ouled Mellouk, Oued Fodda, Sidi Yacoub et Kodiat Rosfa ainsi que le grand réseau d'irrigation géré par l'ONID et les eaux souterraines (nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif) .

## II.6. Les ressources en eau conventionnelles

### II.6.1. Ressources en eaux superficielles

#### II.6.1.1. Stations hydrométriques

Le bassin du Haut et du Moyen Chélif est totalement contrôlé par 14 stations hydrométriques. Néanmoins, on rappelle que la superficie totale contrôlée par ces stations est plus étendue que l'aire d'étude. L'apport moyen annuel de l'ensemble du bassin s'élève, selon la série de références étudiée, à 450,24 Hm<sup>3</sup> (Tableau 13).

Tableau 13: Ressources en eaux superficielles.

Sous bassin	Code station	Dénomination	Superficie contrôlée (Km <sup>2</sup> )	Pluie moyenne (mm)	Apports interannuels	
					Station (Hm <sup>3</sup> )	Sous bassin (Hm <sup>3</sup> )
0114	011407	Ghrib Amont	21416	457,3	138,40	101,43
0115	011501	Tamzguida	157	465,6	80,60	35,53
	011503	Djendel	22580		162,83	
	011514	Djenan Ben Ouadah	22580		137,63	
0116	011602	Marabout Blanc	500	463,4	34,52	59,24
0117	011702	Arib Chélif	24520	433,6	152,17	46,83
	011715	El Ababsa	102		5,55	
0118	011801	Arib Ebda	270	570,8	80,89	51,09
0119	011905	Bir Ouled Tahar	435	423,9	16,49	41,97
	011906	Rouina Mines	865		40,38	
0120	012001	El Abadia	26414	429,0	304,61	39,79
0122	012203	Ponteba Defluent	27820	396,3	327,81	25,25
	012201	Ouled Fares	262		4,60	
0123	012311	Ouled Ben AEK	1225	414,6	42,82	49,11
<b>Total</b>						<b>450,24</b>

Source : ANRH Blida

#### II.6.1.2. Les Barrages

Le bassin du Haut et du Moyen Chélif compte huit (08) barrages en exploitation, d'une capacité de stockage actuelle total de 1210 Hm<sup>3</sup>, et un volume régularisé variant entre 263,40 Hm<sup>3</sup> et 362,40 Hm<sup>3</sup>

selon leurs utilisations (le volume régularisable est le volume annuel maximum que l'on peut mobiliser à un endroit spécifique). Le tableau suivant illustre les données des huit barrages en exploitation :

**Tableau 14:** Les barrages en exploitation

Sous bassin	Nom du barrage	Années mise en service	Capacité total (Hm <sup>3</sup> )	Capacité utile		volume régularisé (Hm <sup>3</sup> /an)	
				Initial (Hm <sup>3</sup> )	Actuelle (Hm <sup>3</sup> ) (31/12/2009)	AEP	Irrigation
01-15	Ghrib	1939	235	235	85,57	54	89
01-16	Deurdeur	1984	115	115	85,57	31	40
01-17	Harraza	1984	75	70	8,40	1,50	3
01-18	Sidi M'hamed Ben Taiba	2006	75	75	40,55	37,50	56
01-19	Ouled Mellouk	2003	127	127	28,51	38	38
01-21	Oued Fodda	1932	228	228	10,84	26	38
01-21	Kodiat Rosfa	2004	75	75	36,30	25,40	25,40
01-23	Sidi Yacoub	1986	280	280	109,16	50	73
<b>Total</b>			<b>1210</b>	<b>1205</b>	<b>404,90</b>	<b>263,40</b>	<b>362,40</b>

Source : ANBT

### II.6.1.3. Les retenues collinaires

Les retenues collinaires recensées dans le bassin du Haut et du Moyen Chéouiff sont au nombre de 58 retenues destinées à l'irrigation des terres agricoles. Cependant la majorité des retenues collinaires sont abandonnées, vu leur taux d'envasement très avancé, qui atteint presque les 100 %.

### II.6.1.4. Prélèvements au fil de l'eau

Les volumes prélevés actuellement au fil de l'eau dans le bassin du Haut et du Moyen Chéouiff, résultent des informations collectées auprès de la Direction des Services Agricoles (DSA) et de l'Office des Périmètres Irrigués (OPIC). Le volume prélevé au fil de l'eau à travers la zone d'étude est de l'ordre de 21,97 hm<sup>3</sup>/an.

### II.6.2. Eaux souterraines

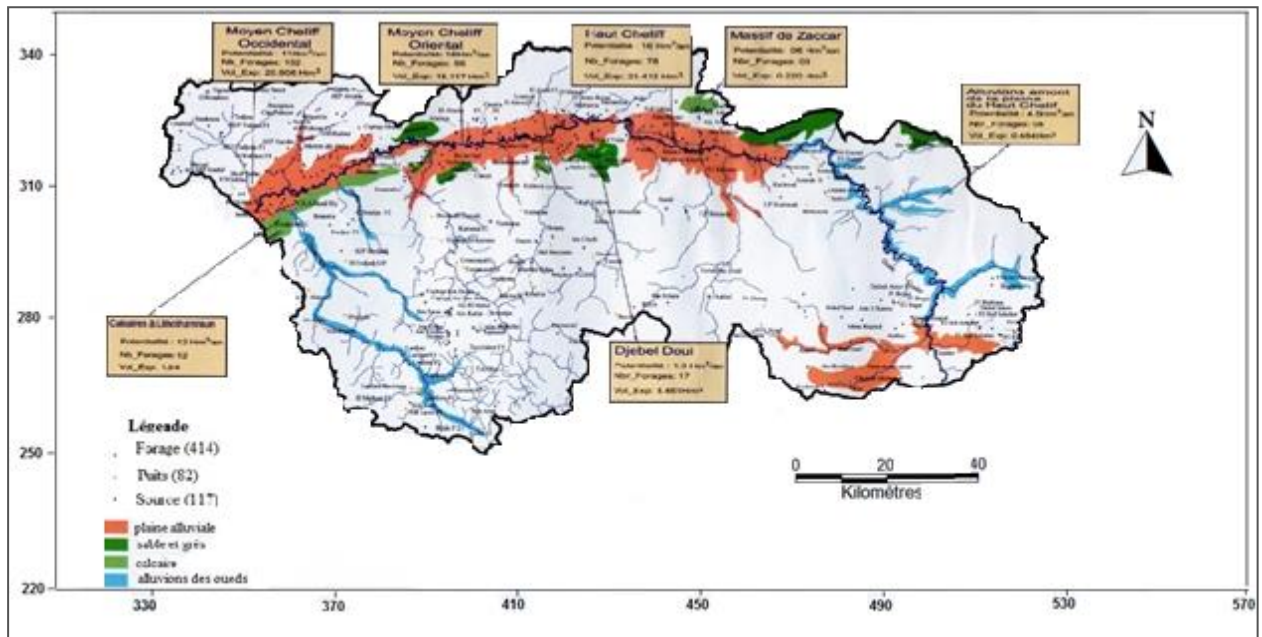
Les ressources en eaux souterraines des plaines du Haut et du Moyen Chéouiff ont été évaluées dans le cadre du Plan National de l'Eau (1971). Cette évaluation est basée sur les études hydrogéologiques menées par l'ANRH et la méthode pluie/infiltration. Les potentialités en ressources en eaux souterraines dans le bassin du Haut et du Moyen Chéouiff sont estimées à 84,5 hm<sup>3</sup>/an. Elles sont concentrées, selon la lithologie de la zone d'étude (Figure 19), dans les nappes aquifères citées dans les tableaux suivant :

**Tableau 15 :** Potentialités en eaux souterraines

Nappes	Potentialité Hm <sup>3</sup> /an (ANRH)	Exploitation Hm <sup>3</sup> /an (DREW)
Plateau de Médéa	0,20	0,06
Oued Chéouiff (aval boughzoul)	13,00	0,48
Djebel Ghantas	01,00	-
Nappe du Haut Chéouiff (plaine d'El Khemis)	16,00	23,42
Djebel Zaccar	06,00	0,22
Djebel Doui	01,30	3,46
Djebel Rouina	06,00	-
Nappe du Moyen Chéouiff Oriental (plaine d'El Abadia)	16,00	18,117
Nappe du Moyen Chéouiff Occidental (plaine de Chlef)	11,00	20,90
Calcaire à lithothamnies	12,00	01,54
Oued Lardjem	02,00	-

Source : ANRH Blida

Les ressources en eaux souterraines dans le bassin du Haut et du Moyen Chéouiff sont exploitées à travers 9886 points d'eaux (forages, puits et sources) pour assurer les besoins des trois usages (AEP, industrie et irrigation).



**Figure 19:** Potentielle hydraulique du bassin du Haut et du Moyen Chélif dans le cadre du plan national de l'eau 1971 (Source: ANRH).

Ils fournissent annuellement un volume de 255 Hm<sup>3</sup>, dont 86 % proviennent des forages, comme le montrent le tableau suivant :

**Tableau 16 :** Volume prélevé par type d'ouvrage.

Ouvrage de mobilisation	Nombre	Volume prélevé (Hm <sup>3</sup> /an)
Forages	2029	218,53
Puits	6942	32,58
Sources	915	3,49
Total	9886	254,60

Source : DREW Ain Defla

La répartition, selon l'usage en 2010, de cette ressource figure dans le tableau suivant, où l'on remarque l'importance de l'irrigation (62 %) dans cette zone à vocation agricole.

**Tableau 17 :** Volume prélevé par type d'usage

usage	Volume prélevé (Hm <sup>3</sup> /an)
domestique	95,24
agricole	157,42
industriel	1,94
Total	254,6

Source : DREW Ain Defla

## II.7. Les ressources en eau non conventionnelles

Pour sécuriser de façon définitive l'alimentation des populations en eau potable, tout en protégeant les ressources en eau et les milieux naturels contre les effets de la pollution, les pouvoirs publics ont décidé de s'orienter vers une politique de mobilisation des ressources en eau non conventionnelles, constituées par les eaux usées urbaines traitées (Les eaux usées épurées).

### II.7.1. Les eaux usées épurées

L'utilisation des eaux usées épurées comme ressource pour l'irrigation constitue un avantage certain, mais second par rapport à la finalité première des STEP. Le bassin du Haut et du Moyen Chélif compte actuellement 03 STEP récemment mise en service et qui disposent d'une capacité globale de 375 000

Eq/hab et d'un débit épuré de 53 840 m<sup>3</sup>/j, soit 19,65 Hm<sup>3</sup>/an. Le tableau suivant illustre les données des trois STEP.

**Tableau 18:** Stations d'épuration dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif.

Nom STEP	Capacité (Eqh)	Années mise en service	Débit épuré calculé (m <sup>3</sup> /j)	Volume annuel d'eau épurée (Hm <sup>3</sup> /an)
Theniet El Had	50 000	2009	5 840	2,13
Ain Defla	75 000	2007	12 000	4,38
Chlef	250 000	2006	36 000	13,14

Source : MRE

## II.8. Le Contexte pédologique

Le sol est un milieu dont les contours sont indéfinis mais dont la composition et les caractéristiques présentent un double variabilité, spatiale et temporelle (Calvet, 2003).

D'après (Boulaine 1956,1957) la composition de sol de la plaine est formée par des alluvions quaternaires constitué de limons et argiles, ce sont des sols en majorité peu différenciés.

Selon la carte des sols établie par Boulaine on constate également que l'unité hydrogéologique de la région est caractérisée par une couverture pédologique de dominance alluvionnaire.

L'analyse de la carte pédologique de la zone d'étude montre les types du sol rencontrés et qui sont :

**Sols alluviaux non évolués** : Ces sols se développent sur les alluvions de l'oued Chlef et de ses principaux affluents, il s'agit des sols non évolués des dépôts sableux du lit major des oueds et des bourrelets des oueds, caractérisés par une nature légère (sables fins et limons) , riches , profonds et perméable, avec une couverture moins perméable. Les caractéristiques physico-chimiques de ce type de sol sont très variées car fonction des conditions de leurs dépôts et de leur migration. Les roches mères étant réparties de façons assez homogènes dans les bassins versants

**Sols engorgés par l'eau appelle aussi sols hydromorphes** : ce sont des sols engorgés par d'eau provenant soit de réseaux hydrographiques, soit des nappes phréatiques ou bien des inondations temporaires hivernales caractérisés par une nature lourde (argileux) , riches , profonds et non salées.

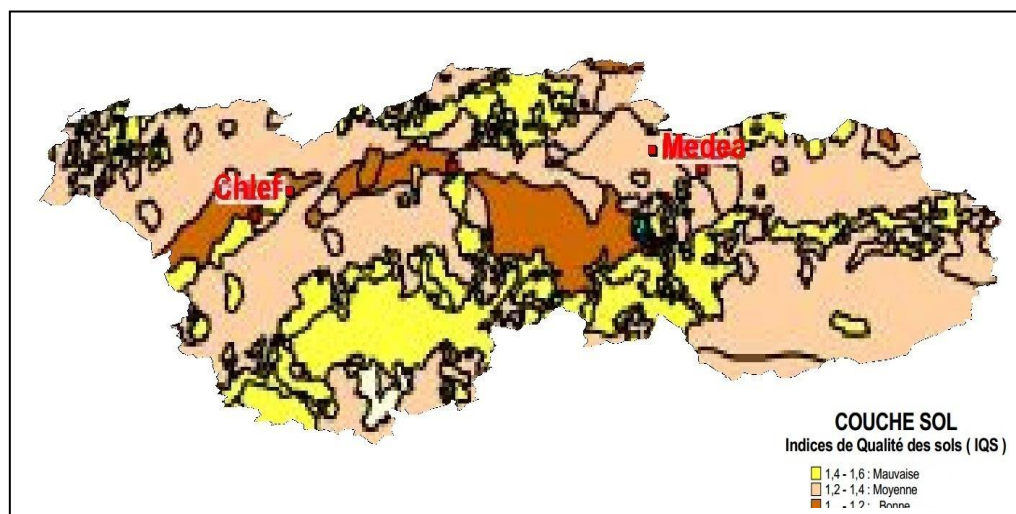
**Sols alluviaux évolués** : ils sont de plusieurs natures (tirsifiés, complexes, solonchiques...), elles occupent de vastes surfaces dans les plaines du Chélif, ce sont des terrains argileux limoneux riches et peu perméables avec une accumulation progressive du calcaire ou l'existence des horizons calcaires.

**Sols calciques** : formés sur carapaces calcaires, peu épais, qui recouvrent une carapace calcaire consolidée.

**Sols colluviaux et sols alluviaux des affluents mineurs** : ce sont des sols provenant des carapaces calcaires et gréseuses surtout dans le pied du massif de Témoulga, de nature variable caillouteuse, parfois sableuse et limoneuse.

**Sols très évolués** : on les trouve parfois partiellement décalcifiés et parfois décalcifiés lessivés, ils portent la même composition pédologique, limoneuse argileuse très hétérogène avec une accumulation du calcaire en profondeur.

L'examen de la carte qui suite montre que les terres de la zone d'étude on un indice de qualité des sols (ISQ) bonne à mauvais.



**Figure 20:** Carte de la qualité des sols du Haut et du Moyen Chélif  
(Source : Extrait de l'étude de Hautes plaines et Ouest Algérie (HPO), Année 2005).

## II.9. Végétation

La végétation est un facteur déterminant de la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin. La présence de végétation va jouer le rôle de « régulateur » dans la région d'écoulement.

Le bassin du Haut et du Moyen Chélif possède de grandes potentialités agricoles. Le bassin du Haut et du Moyen Chélif comprend deux grands périmètres d'irrigation, appelé le périmètre du Haut Chélif (superficie équipée 20300 ha, créé en 1941) et le périmètre du Moyen Chélif (superficie équipée 18000 ha) qui occupe la vallée de l'Oued Chélif consommant un volume d'eau annuel de 213 Hm<sup>3</sup> / an selon la campagne faite par la DSA (Chlef et Ain defla) (Figure 21). Ces superficies sont divisées en cinq plaines : Les superficies irrigables des plaines d'El Khemis, de Kherba-Abbadia, de Oued Fodda-El Karimia, Chlef-Boukadir et Ouled Ben A.E.K sont estimées respectivement en 2015 à 77570 ha, 12980 ha, 4932 ha, 340 ha et de nombreux petits périmètres et moyenne hydraulique (PMH).

Pour ce qui est de la situation réelle de la petite et moyenne hydraulique (PMH), la consommation actuelle des eaux pour l'irrigation se fait à partir des ressources locales qui ne sont en général pas contrôlées. L'inventaire des superficies irriguées par type d'ouvrage réalisé d'après les données collectées auprès des services agricoles des wilayas en 2010 a donné les résultats suivants :

**Tableau 19 :** Petit et moyen périmètres hydrauliques (PMH) par type d'ouvrage de mobilisation.

Ouvrage de mobilisation	Nombre	Volume mobilisé (hm <sup>3</sup> )	Superficie irriguées (ha)
Forages	1564	129,25	35063
Puits	6447	26,35	3750
Prises au fil de l'eau	747	21,53	3325
Source	798	1,82	148
Retenues collinaires	5	0,30	73
Epandage de crues	1	0,01	2
<b>Total</b>	<b>9562</b>	<b>179,26</b>	<b>42361</b>

Source : DSA

Dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif, la végétation est constituée principalement par des cultures céréalières, maraichères et l'arboriculture. Ces dernières années, le secteur de l'agriculture et de l'élevage a connu un épanouissement important suite au lancement des programmes de PNDA en 2000 et celui du



FNRDA en 2001. Ces programmes ont provoqué l'extension des terres irriguées et multipliées cycles culturaux.

Le secteur agricole consomme la plus grande quantité d'eau dans la région.

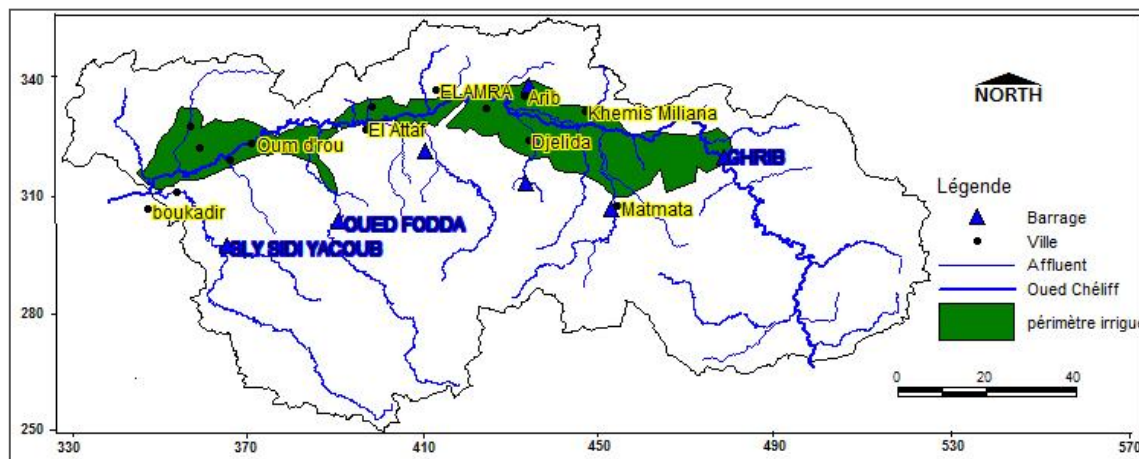


Figure 21 : Répartition du GPI dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif.

## II.10. Conclusion

La région d'étude correspond au bassin du Haut et du Moyen Chélif. Elle est située au Nord-Ouest de l'Algérie et fait partie du bassin hydrographique du Chélif au Nord-Est de ce dernier. Elle se compose selon les délimitations orohydrographiques de 11 bassins versants. Elle s'étend sur une superficie de 10916,60 km<sup>2</sup>. L'altitude moyenne est de 629 m. Son relief accentué favorise le ruissellement.

L'étude morphologique révèle une forme allongée des onze sous-bassins versants, exprimée par un indice de compacité assez élevé et les valeurs de Ddp varient considérablement d'un sous bassin à l'autre et sont étroitement dépendantes de deux facteurs principaux : la lithologie et l'abondance des précipitations.

La zone subit l'influence du climat méditerranéen (semi-aride) avec des précipitations de l'ordre plus de 600 mm sur les versants Sud des monts du Dahra, du Zaccar et de Medjadja et réduisent dans la vallée du Haut et du Moyen Chélif où elles varient entre 300 et 400 mm. La température moyenne annuelle qui y règne est de l'ordre 18 à 19 °C.

La variabilité mensuelle des précipitations et de température est forte alors que celle annuelle est faible et la distribution des pluies est très marquée spatialement. L'évapotranspiration réelle est estimée 338,15 mm ; 337,89 mm et 362,57 mm à des trois stations (Harraza, Khemis et Chlef), mobilisant 81 %, 74 % et 83 % des précipitations. Le ruissellement ne représente que 5,46 %, 6,72% et 5,55% des précipitations, ce qui représente 22,73mm, 30,70 mm et 24,15 mm

L'alimentation de la nappe se fait à l'aide de l'infiltration qui est estimée à de 55,32 mm, 87,91 mm et 47,98 mm, soit environ 13 %, 19 % et 11 % des précipitations dans les station Haraza, Khemis et Chlef respectivement. Ce dernier chiffre est à prendre avec beaucoup de précautions et il reste à titre indicatif.

La nature et la répartition des sols favoriseraient les échanges de base et influencé sur l'évapotranspiration. Les zones d'irrigation sont localisées essentiellement dans la vallée du Haut et du Moyen Chélif.

# *Chapitre III*

## *GEOLOGIE ET HYDROGEOLOGIE DE LA REGION DU HAUT ET DU MOYEN CHELIFF*

---



### III.1. Introduction

La lithologie a un rôle nécessaire dans le processus de l'alimentation des nappes pour l'approche du comportement hydrogéologique des différents horizons aquifères dans la dépression alluviale de l'oued Chélif. Elle va nous permettre de préciser la nature lithologique, la texture des différentes formations, leur succession stratigraphique et leur aspect structural. Ils constituent le domaine spatial des échanges entre la surface du sol et le débit à l'exutoire de la nappe.

La nature des roches, leur fracturation conditionnent et leur relation mutuelle joue un rôle essentiel dans la qualité chimique des eaux souterraine.

Pour l'étude géologique, nous avons eu recours aux travaux de : Caire (1953), Perrodon (1957), Mattaeur (1958) (la carte géologique utilisée à l'échelle 1/200 000), Boulaine (1957) la carte géologique utilisée à l'échelle 1/50 000), Lepvrier (1971), Kiréche (1977), Maghraoui (1982), Bouzelboudjen (1987), Djeda (1987) et Achour (1997) ainsi que les différentes cartes géologiques disponibles.

L'ensemble des cartes géologiques, des cartes piézométriques, les coupes géologiques et hydrogéologiques et les différents travaux de géophysique suscités constitueront les données de base pour l'approche du comportement hydrogéologique des différents horizons aquifères dans la dépression alluviale de l'oued Chélif. Nous permet d'avoir une meilleure idée sur les directions d'écoulement, de drainage et d'alimentation des eaux souterraines ainsi que les zones d'intercommunication possibles entre les différents aquifères. Ainsi, pour une région donnée la bonne compréhension des systèmes aquifères, nécessite la connaissance la plus complète possible du système géologique et hydrogéologique.

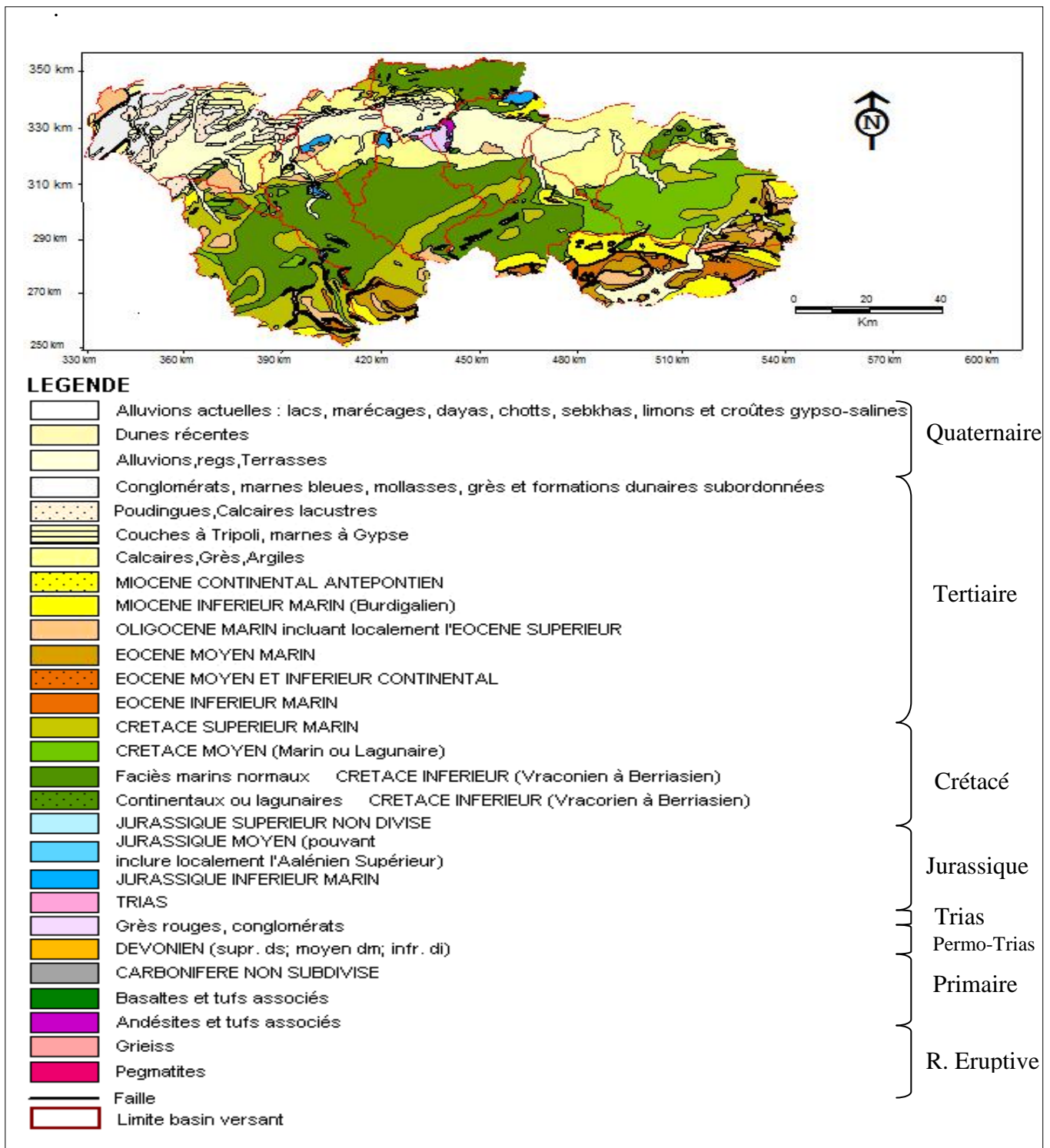
#### III.2.1. Cadre géologique général

Le bassin du Haut et du Moyen Chélif appartient aux bassins sédimentaires sublittoraux allongés Est - Ouest et mis en place après la dernière phase alpine de la tectonique tangentielle.

Il est situé dans le domaine du Tell septentrional et correspond à un sillon intra-montagneux subsident, localisé entre le massif de Boumaâd, massif des béni Naceur et Dahra au Nord et les contreforts de l'Ouarsenis au Sud d'après Perrodon 1957 et Mattaeur 1958 . Cette dépression est séparée de la mer par le Tell septentrional représenté par une suite de reliefs parallèles formés essentiellement de terrains jurassico-crétacés que l'on retrouve aussi dans la plaine (Dahra, Zaccar, Djebel Gontas et massifs épi-métamorphiques à schistosités du Doui, Rouina et Témoulga). Au Sud, le bassin du Haut et du Moyen Chélif est limité par le Tell méridional représenté par la chaîne de l'Ouarsenis (Djebel Amrouna et Ramka) où le substratum y est principalement marno-calcaire et correspond à l'allochtone tellien.

Ces deux chaînes à relief élevé orientées Est-Ouest sont séparées par une zone déprimée où se sont accumulés des sédiments miocènes, pliocènes et quaternaires : ce sont la vallée du Haut et du Moyen Chélif, bassins néogènes ou bassins post-nappes mis en place au Miocène moyen (Bouzelboudjen, 1987). Le bassin du Haut et du Moyen Chélif correspond à une vaste zone déprimée subsidente d'orientation Est- Ouest où des sédiments d'âges Miocène, Pliocène et Quaternaire sont accumulés (Perrodon, 1957 ; Mattaeur, 1958 ; Kiréche, 1977 ; Kiréche, 1993) (Figure 22).

Elles sont traversées d'Est en Ouest par l'Oued Chélif qui entre dans la plaine du Haut Chélif par le seuil de Djendel et on en sort par le seuil du Doui et lui-même qui entre dans la plaine du Moyen Chélif Oriental par le seuil du Doui et on en sort par le seuil d'Oum Drou (Pontéba) et lui-même qui entre dans la plaine du Moyen Chélif Occidental par le seuil d'Oum Drou (Pontéba) et on en sort par le seuil de Boukadir (Charon) (figure 23). Ces seuils correspondent à des remontées du substratum argilo-marno donc imperméable dans la traversée desquelles tout écoulement souterrain est pratiquement exclu.



**Figure 22:** Géologique numérisé par l'ABH à partir des cartes géologique au 1/50 000 de la région étudiée (2004).

Les dépôts néogènes et quaternaires constituent le remplissage du bassin. Les premiers reliefs crétacés forment les bordures de ce bassin par les monts de l'Ouarsenis au Sud, du Dahra au Nord et par les massifs epimetamorphiques à schistosités du Doui et du Témoulga à l'Est et à l'Ouest (Achour et al, 1998), qui englobe trois grandes plaines (Meghraoui et al, 1986). On distingue de l'Est vers l'Ouest :

- La plaine d'El Khemis ou la plaine du Haut Chélif
- La plaine d'El Abadia-Amra ou la plaine du Moyen Chélif Oriental.
- La plaine de Chlef ou la plaine du Moyen Chélif Occidental.

Au point de vue orographique les altitudes au niveau de la région décroissent régulièrement d'Est en Ouest en passant de 300 m dans la plaine de Khemis Miliana à 63 m dans le Moyen Chélif Occidental, près de Boukadir.

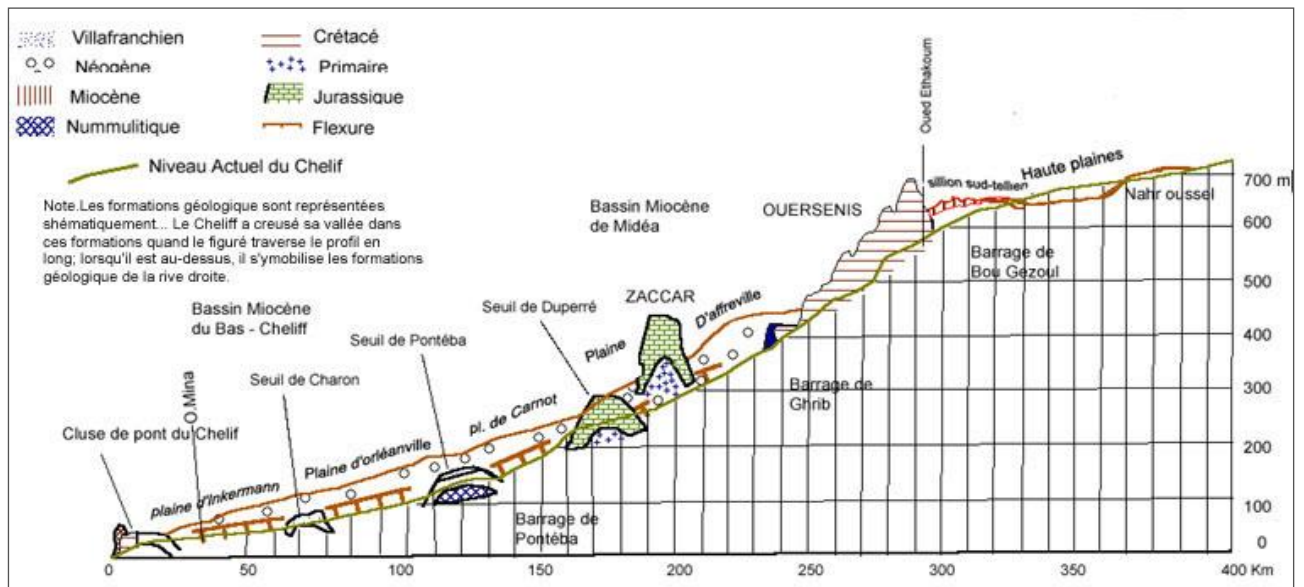


Figure 23 : Schéma de coupe interprétative transversale du bassin de Chélif.

Le bassin du Haut et du Moyen Chélif est un bassin Néogène post- nappe (Figure 24). La chaîne tellienne constitue le substratum de ce bassin, on y distingue :

- Des formations constituant les massifs anciens, noyaux autochtones épi-métamorphiques paléozoïques (Siluro-Dénoïen) et jurassiques.
- Un substratum tellien anté-néogène (Kiréche, 1977), ensemble allochtone ou nappes de charriage.
- Un bassin néogène post-nappe c'est accumulées une épaisse et monotone série d'âge mio-plio-quadernaire. Cette accumulation correspond à une dépression synclinale subsidente, de type intramontagneux (Kireche, 1993).

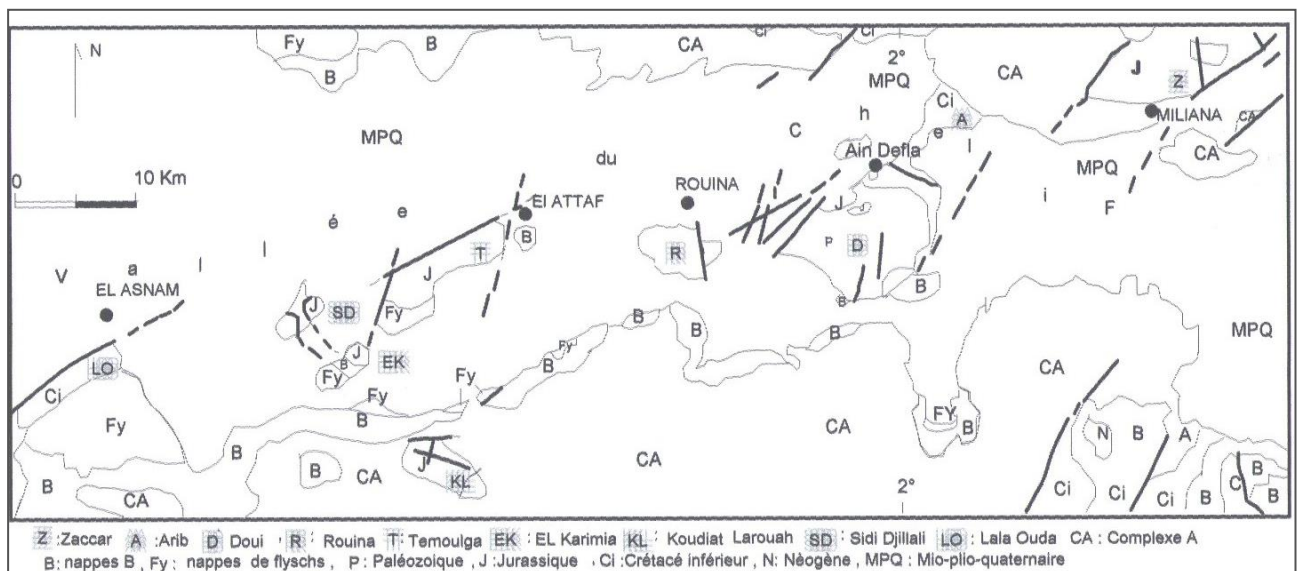


Figure 24: Schéma structural du bassin du Haut et du Moyen Chélif (Meghraoui, 1981).

### III.2.2. Le substratum tellien anté-néogène

La chaîne tellienne constitue le substratum de ce bassin. C'est une suite de reliefs parallèles à la côte formés de terrains Jurassique- Crétacé (Glangeaud, 1955 ; Perrodon ,1957 ; Mattaeur, 1958 ; Lepvrier,

1971, 1978 ; Kiréche, 1977 ; Maghraoui, 1982 ; Djeda, 1987 ; Chakrar, 1991 ; Achour, 1997). Les principaux éléments de cette chaîne sont :

Des noyaux autochtones : le Doui, Bou Maad, Rouina, Arib, Zaccar formé essentiellement par des terrains allochtones représentés par des alternances de calcaires et de marnes crétacées et une partie de l'Ouarsenis (Djebel Tachoubant et Amrouna) constituée par un empilement de nappes de charriage comportant des semelles triasiques, avec quelques apparitions au massif du Temoulga, qui sont des massifs épi-métamorphiques à Schistosité (Kirech, 1977). Elles sont formés de schistes arglieux silluro-dévonien, et de schistes et quartzites permo-triasiques. Le Trias est formé de dolomies, gypse, cargneules et de calcaires dolomitiques ferruginisés d'épaisseur et d'extension réduite. Il affleure dans le massif de Doui et de Zaccar. Ces terrains affleurent à l'Ouest de la plaine du Haut Chélif. Le gypse riche en NaCl dépose des efflorescences blanches que l'on a pu observer en amont au fond de l'oued Massine. Par ailleurs les analyses chimiques d'eau réalisées pour cet oued ont révélé une eau fortement sulfatée (Touhari, 2015). Le Trias apparaît sous formes de diapirs et de semelles sous les terrains allochtones représentant les différentes nappes. Le jurassique est formé de calcaires massifs avec des grains de quartz à la base, de schistes gréseux et de marnes calcaires au sommet dans le massif de Zaccar. Ces calcaires sont souvent dolomitiques et ferruginisés (Djeda, 1987). Dans le détail cet étage de jurassique est constitué de la base au sommet par :

- Des calcaires et des calcaires dolomitiques fracturés et karstifiés attribués au Lias
- Des calcaires fracturés à épisodes grés-schisteux appartenant au Dogger marno-calcaire
- Des marno-calcaires et marnes compactes

**Le jurassique** est plus dominant au Doui. L'ensemble de la série atteint une épaisseur de 700 m environ. Dans le Djebel Doui, le Jurassique est représenté essentiellement par des niveaux de calcaires dolomitiques d'épaisseur avoisinant les 80 mètres.

**Le Crétacé** est composé essentiellement par une série marneuse (Lepvrier et al, 1976) formée de la base au sommet par :

- Des argiles brunes, gréseuses avec de petites intercalations de bancs de quartzites (Barrémo-Albo-Aptien) dans les monts de Zaccar.
- Des calcaires marneux et des marnes du Cénomaniens.
- Des marnes bleuâtres feuilletées avec des calcaires marneux jaunes du Cénomaniens.
- Des argiles verdâtres et violacées avec des plaquettes de quartzites correspondant au Maestrichtien.

Le Crétacé est présent uniquement à l'ouest du massif de Rouina et une grande partie du massif de l'Ouarsenis. Le Crétacé affleure sur les bordures latérales de la vallée. Le jurassique et le Crétacé se sont les seules formations secondaires visibles dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif.

**Le Tertiaire** (Eocène) : le seul affleurement important se trouve au Sud du massif de Témoulga où il est représenté par une puissante formation de grés quartzeux et argileux, de marnes calcaires et des argiles schisteuses avec quelques intercalations de bancs de quartzites (Maghraoui, 1982).

Des ensembles allochtones ou nappes de charriage recouvrant une grande surface. Ils forment la majeure partie des formations qui se sont mises en place lors des différentes phases alpines (Eocène moyen et Miocène inférieur) On distingue trois types de nappes (Mattauer, 1958), qui formée par :

- Des argiles brunes gréseuses, Trias gypsifère et de marnes et de conglomérats recouvrant les écaillés triasiques constituant la nappe A, attribuée à l'Albien. La nappe A formée de terrains essentiellement anté-cénomaniens situés entre l'autochtone et la nappe B (Polveche, 1960). Elle affleure essentiellement dans une partie des monts de l'Ouarsenis et une partie méridionale se situe probablement au Nord des



massifs chélifiens. Les faciès sont des alternances de marnes et de grès. Le Trias y est gypseux (Remaoun, 2007) (Figure 25). Ce sont les nappes les plus externes (Figure 26).

- Des calcaires marneux et des marnes surtout formés de Crétacé supérieur et de Tertiaire (Eocène, Oligocène et Miocène), correspondant à la nappe B ; que s'appelle La nappe de l'Ouarsenis constitue une série allochtone recouvrant soit l'unité A, soit l'autochtone, elle représente la plus grande partie des affleurements marneux et marno-calcaires (Figure 25). Ce sont zones intermédiaires (Figure 26).

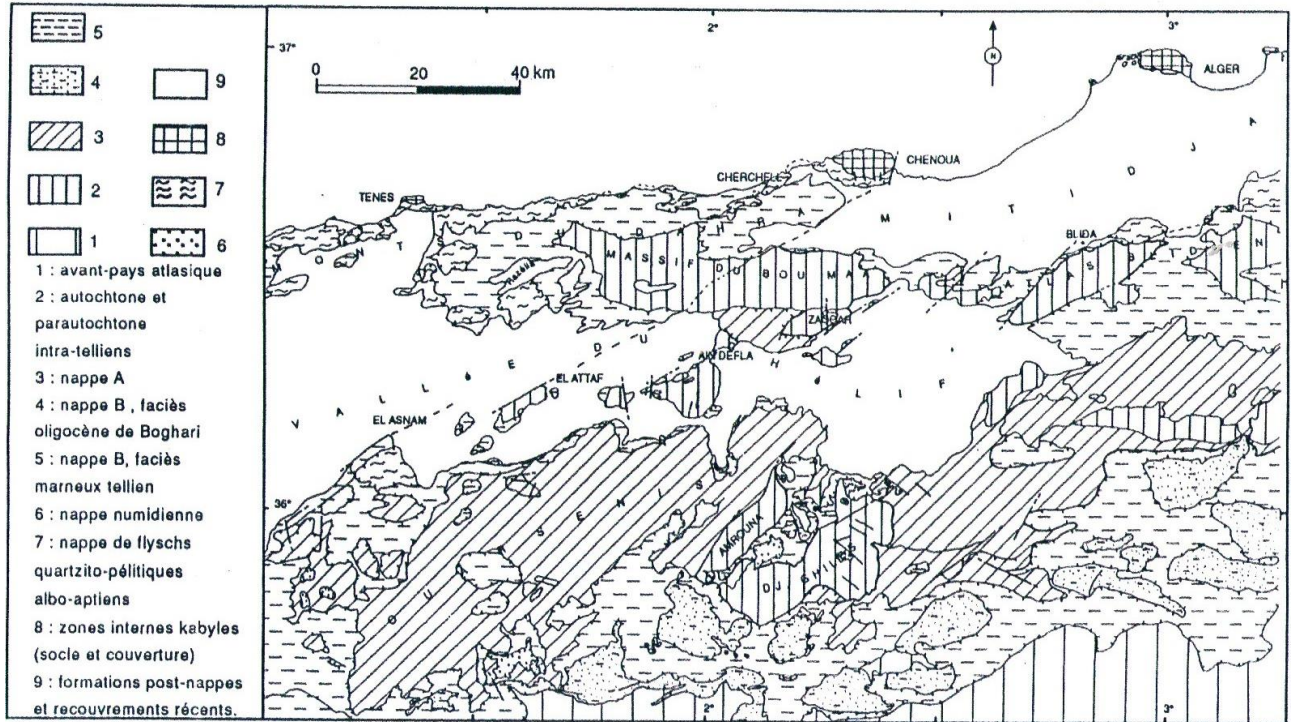


Figure 25 : Carte structurale du le tell septentrional et méridional (Mattauer et Perrodon, 1958).

- La nappe C correspondant à des formations à faciès flysch du Crétacé, à faciès numidien (grès et argiles) et renferme des galets de la chaîne calcaire du Miocène (Mattauer, 1958). Il s'agit de terrains oligo - Miocènes grés-micassés à dragées de quartz et de calcaires argileux du Crétacé supérieur (faciès numidien). On les rencontre dans le Dahra, Ben Nacer, Bou Maâd et surtout plus élevée dans l'Ouarsenis où elle surmonte la nappe B ou l'autochtone par un contact anormal subhorizontal, souligné par des semelles triasiques. Correspondent aux zones les plus internes (Meghraoui, 1982).

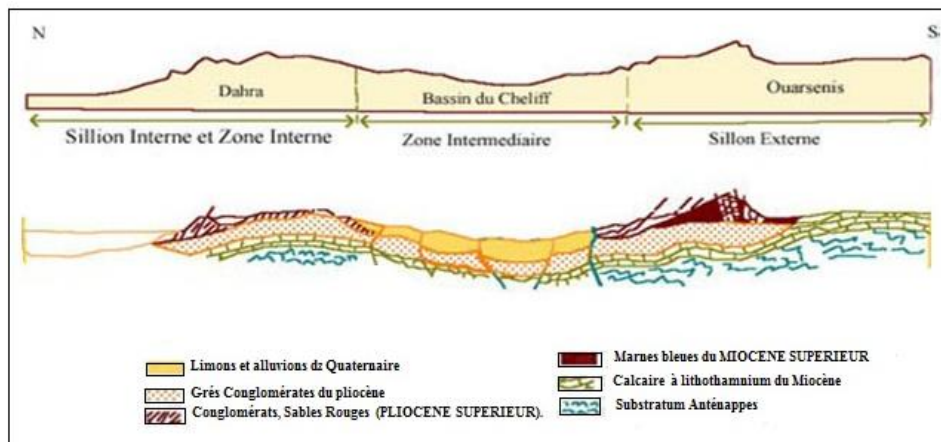


Figure 26: Structure du Tell algérien (Centre-Ouest); Mouvement de la tectonique tangentielle et situation paléogéographique de la position initiale des nappes de charriage (D'après : Perrodon, 1957 ; Matauer, 1958 ; Lepvrier et al, 1970).

Le substratum tellien anté-néogène est d'âge Crétacé inférieur-Oligocènes. Le substratum affleure en îlots dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif (Mattauer, 1958).

Le substratum tellien anté-néogène (ensemble allochtone ou nappes de charriage), représenté au Nord de la vallée du Chélif par des formations crétacées, allochtones qui sont constituées essentiellement de calcaire marneux et d'argiles brunes (faciès type flysch) (Bouzelboudjen, 1987).

### III.2.3. Les formations post-nappe du Néogène

Les terrains néogènes correspondent à une épaisse accumulation de dépôts Mio-Plio-Quaternaire de la dépression du Chélif (Figure 27) et comprennent de bas en haut les différentes périodes géologiques qui sont :

#### a) Le Miocène

D'une puissance peut atteindre 300 m (Haut Chélif) à 600 m (Moyen Chélif) d'épaisseur dans la plaine. Le Miocène repose en discordance sur les argiles gréseuses du Crétacé inférieur. Il est constitué de la base au sommet par :

-Le Miocène inférieur assimilé par A.Perrodon (1957) au Burdigalien. Il repose en discordance sur les terrains plus anciens (Eocène et Crétacé) et débute par une formation conglomératique, des poudingues et grès à éléments de taille très variables surmontés de calcaires à Lithothamnium de la base des marnes (dites Carténniennes) brunes, grisâtres ou bleuâtres d'épaisseur variable (100 à 300m). Le miocène inférieur affleure dans les massifs de Zaccar au Nord d'El Khemis et dont l'épaisseur est de l'ordre de 100 m (Djeda, 1987) et le long du massif de l'Ouarsenis dans le bassin du Moyen Chélif Occidental (Chlef-Boukadir) et dans les massifs de Dahra. Il affleure également au Sud, en bordure de la plaine dans le bassin du Moyen Chélif Oriental (El-Abadia).

- Le Miocène supérieur est assimilé au Vindobonien par A.Perrodon (1957). Il est représenté par une série marine constituée par trois formations principales :

- \* Les marnes bleues avec leur niveau généralement détritique.
- \* Les Tripolis et marnes à Tripolis.
- \* Les gypses et les marnes gypseuses.

La série débute donc par des conglomérats épais de 1 à 2 m à ciment sablo-marneux suivie par des grés, grés sableux, argiles gréseuses et calcaires gréseux d'une épaisseur de 100 m, d'âge Tortonien inférieur puis par une alternance grés-marneuse et des marnes sombres à glauconies (20 m).

Elle renferme vers le haut des intercalations gréseuses à grés-calcaires (dites Helvétien) d'environ 50 m d'épaisseur de couleur bleue ou gris-bleue clair, homogènes, compactes. Une formation de marnes bleue termine ce premier ensemble d'épaisseur variable, dont l'épaisseur atteint 50 m à El-Abadia. Cette formation est surmontée par des marnes blanches bien litées alternant avec des bancs à Tripolis (bancs siliceux couronnés par un dépôt de grés intercalés de bancs de poudingues et de sable qui s'appelle Tortonien. L'épaisseur de cet ensemble est de 175 m où il atteint une centaine de mètres constituant ainsi Djebel Gountas.

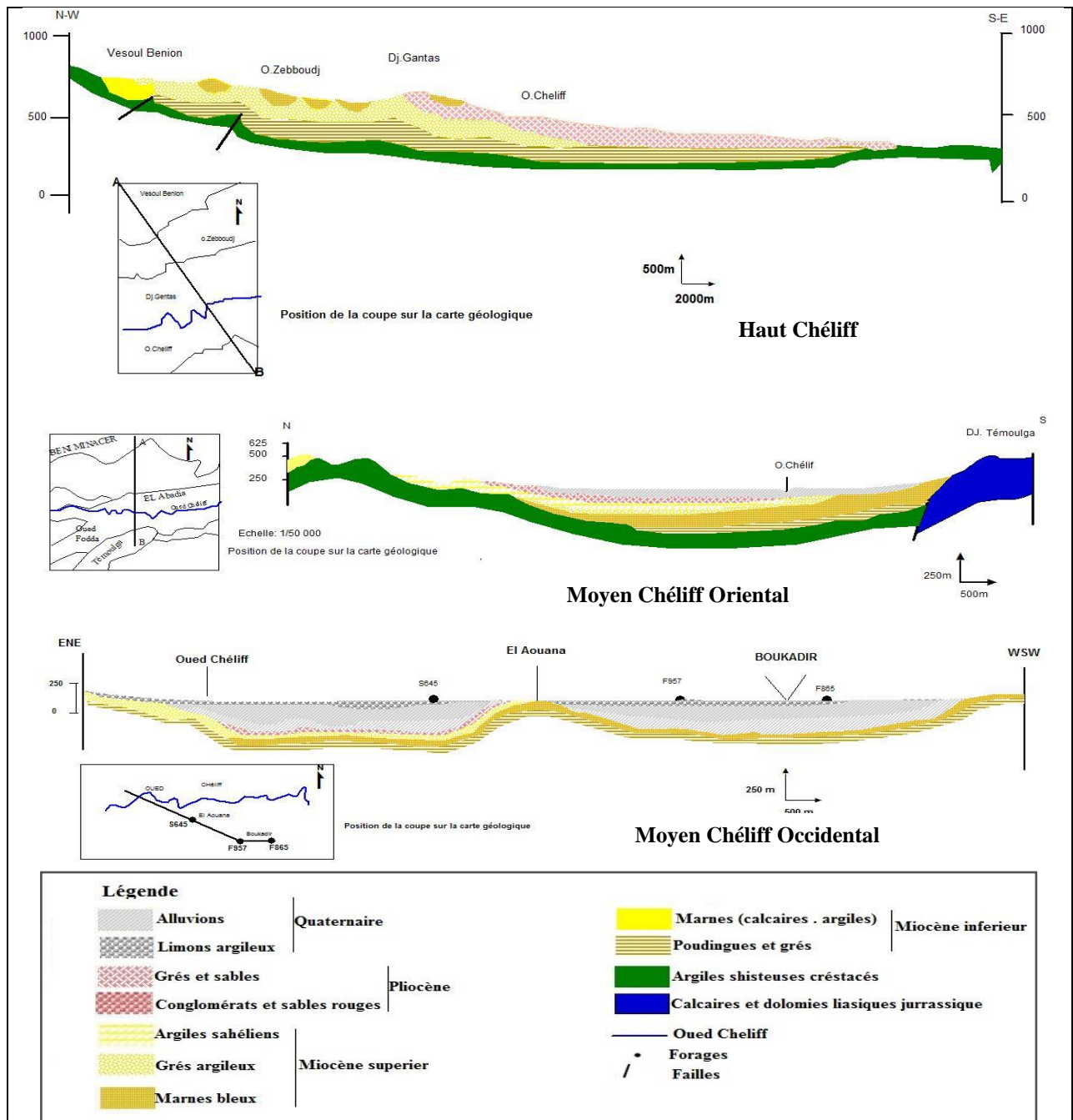
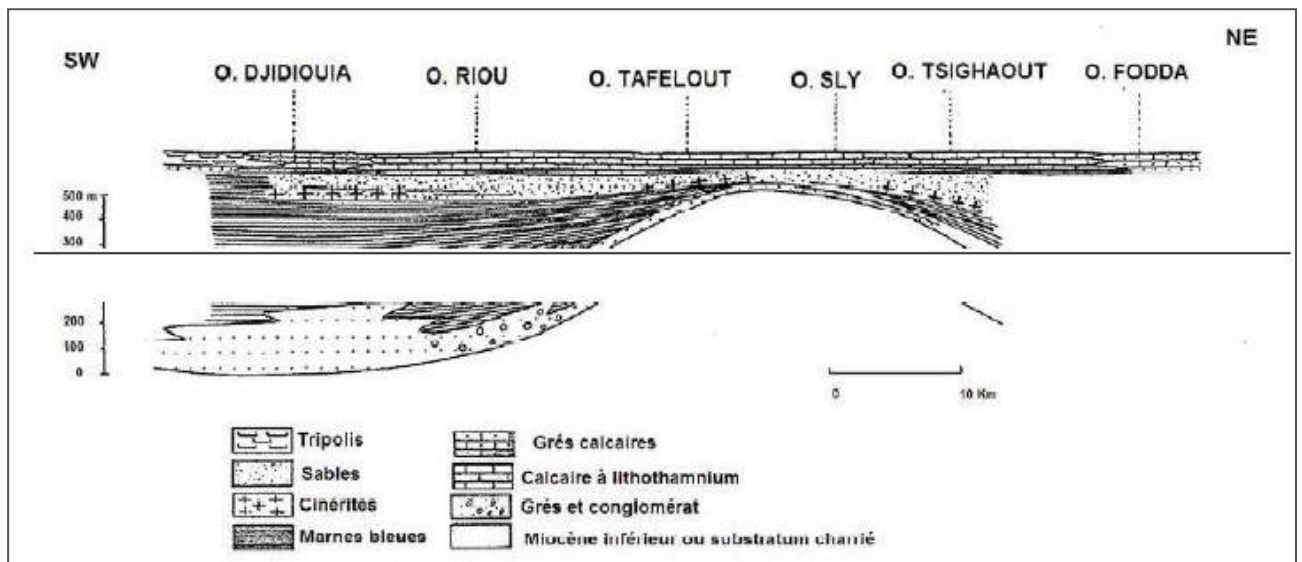


Figure 27 : Coupe géologique à travers le bassin du Haut et du Moyen Chélif.

Le Miocène se termine par une formation gypsifère qui débute par des bancs massifs de gypse surmontés de marnes gypseuses à intercalations marno-calcaires et gréseuses. L'épaisseur visible de cette formation est de 350 m dont 125 m pour les gypses massifs. Il affleure largement au Sud de Boukadir avec une base de calcaire à lithothamniées, puis des grès grossiers, des conglomérats et des marnes. A Oued Sly, il est formé par les calcaires à lithothamniées qui reposent sur un substratum Crétacé (Figure 28) et au Nord du synclinal d'Ouled-Farès. Cette formation est très importante car responsable à l'origine de la salure de certaines eaux de ruissellement et par conséquence de la salure des aquifères.



**Figure 28** : Schéma stratigraphique du Miocène de la bordure Nord de l'Ouarsenis (D'après Perrodon, 1958 et l'étude hydrologique par prospection électrique et sismique d'oued Sly, 1966).

### b) Le Mio-Pliocène

Selon Djedda, 1987, le bassin du Haut et du Moyen Chélif est soumis vers la fin du Miocène à un vaste remblaiement qui l'exonde progressivement. La régression est matérialisée par l'accumulation de grès et conglomérats. On n'a donc pas de limite nette entre le Miocène et le Pliocène. On emploiera donc le terme Mio-pliocène pour désigner ce faciès. Il comprend des galets quartzeux, des conglomérats, des grès et des argiles détritiques.

### c) Le Pliocène

Le Pliocène d'une épaisseur puissante d'une centaine de mètres est constitué par une série de grès, d'argiles et de conglomérats. Nous distinguons le Pliocène inférieur (Pliocène marin) et supérieur (Pliocène continental) représentés respectivement par les formations du Plaisancien, l'Astien et du Villafranchien. Il est représenté de la base au sommet par :

- Le Pliocène inférieur (Pliocène marin) ; débutant par une transgression sur les séries gypseuses de la fin du miocène, pour se terminer par la régression astienne. Il comporte :

\* Le Plaisancien : est représenté par des dépôts marins (marne bleue) discordants sur les terrains sous-jacents constitués en grande partie des grès sableux et des calcarénites d'une épaisseur de plus de 100 m (Meghraoui 1982). Cette calcarénite passe latéralement soit à des grès, soit à des calcaires récifaux de même type que ceux du Miocène supérieur, mais moins développés et affleurant principalement à l'Ouest de l'oued Ras. Dans le centre du bassin, le Pliocène inférieur est représenté par marnes bleues qui se différencient difficilement des marnes bleues Miocènes.

\* L'Astien : Il est représenté par une série marine finement détritique, sableuse ou gréseuse, de couleur jaune fauve. Les grès peu argileux (sauf dans la partie inférieure) sont le plus souvent à ciment calcaire et peuvent localement passer à des calcaires gréseux (Remaoun, 2007). L'épaisseur atteint environ 100 m dans la plaine d'El-Abadia (bassin du Moyen Chélif Oriental) (Bouzelboudjen, 1987). Cette série affleure sur les plateaux du Dahra et plonge régulièrement sur les plaines du Chélif (El Meddahi, 2016).

Des grès sableux à hélix du Pliocène inférieur qui montrent à leur toit des sables et des grès.

- Le Pliocène supérieur ou le Pliocène continental (Villafranchien) : il est formé des conglomérats et des sables argileux rouges d'une épaisseur de plus de 50 m (Bouzelboudjen, 1987), inclinés vers l'axe de



dépression. Parfois les conglomérats du Pliocène supérieur n'existent pas et les formations rouges du Villafranchien se trouvent alors en contact des grès Astien. D'ailleurs, au Sud du Chélif, sur la bordure de l'Ouarsenis, le Pliocène disparaît complètement. A ce niveau, le Quaternaire vient recouvrir directement les calcaires gréseux du Miocène (Remaoun, 2007 ; El Meddahi, 2016). Il affleure largement sur toute la bordure Sud-Est du Dahra et à l'Est d'El-Abadia (les grès grossiers à galets). Ces formations sont surmontées d'un niveau discontinu, représenté par des argiles avec de rares bancs de grès grossiers. La série se termine par des grès et limons à Hélix (mollusques).

#### **d) Le Quaternaire**

Les formations quaternaires couvrent de grandes étendues dans la vallée du Haut et du Moyen Chélif et la bordure Sud-Tellienne. Il est d'origine continentale, une forte transgression marine entraîne l'accumulation d'une masse importante de sédiments issue des reliefs voisins. Il représente un aquifère dont les ressources en eaux sont importantes (Djedda, 1987). On distingue un Quaternaire ancien et un Quaternaire récent.

\* Quaternaire ancien ou des alluvions anciennes (niveau inférieur) : il est constitué par des alluvions grossières essentiellement conglomératiques, représentées par des dépôts caillouteux, des graviers, des sables intercalées de quelques lentilles argileuses et limoneux jaunâtres, disposés en plates-formes. Elles sont de nature très hétérogènes et composées d'éléments grossiers à fins pouvant varier considérablement d'un endroit à l'autre. Les dépôts du quaternaire ancien affleurent dans les monts de Medjadja, au pied du massif du Zaccar, et au Sud-ouest de Doui, et les anciennes terrasses de la vallée de Chélif (Figure 30). Au Sud de la plaine de Khemis Meliana et notamment au Sud-Ouest, on note la présence de quelques dépôts de carapaces calcaire. Formés de tufs blanchâtres compacts ou pulvérulents. Il forme les vastes collines en bordure Sud de la plaine du Haut et du Moyen Chélif. Il est formé de deux niveaux qui se superposent comme suit :

- A la base ,un ensemble conglomératique à éléments grossiers ( 20 à 30 cm de diamètre )composé de grès quartziteux ,de calcaire et de calcaire gréseux provenant des terrains antérieurs et enrobés dans des limons argilo-calcaires gris à rouges .cet ensemble montre dans sa partie supérieure des niveaux à ciment calcaire soulignant les limites entre les bancs (Ramoune, 2007). Cette série d'argiles brunes et graveleuses n'offre aucun intérêt du point de vue hydrogéologique mais son absence permet la communication entre l'aquifère greso-conglomératique Miocène et Pliocène et l'aquifère quaternaire (Djadda, 1987).

- Au sommet, un deuxième ensemble formé de terrasses sablo-conglomératiques. Cette formation est coiffée par une croûte calcaire dure pouvant atteindre 1m d'épaisseur et par des dépôts de conglomérats et sables rouges représentant des cônes de déjection surmontant cette série .la puissance de ces dépôts est en moyenne de 100 à 120 m, mais ils peuvent atteindre localement des épaisseurs beaucoup plus grande (au synclinal de Boukadir, Ouled-Fares).

\* Le quaternaire récent : formées par des dépôts limoneux de la vallée du Chélif et des vallées latérales, discordant sur les conglomérats du Quaternaire ancien, avec des nappes caillouteuses au niveau des cônes de déjection, .ces limons correspondent à d'anciennes vases asséchées. Le Quaternaire récent est composé d'horizons sablo-gréseux évoluant vers des niveaux à poudingues qui atteignent parfois 30 m d'épaisseur. En bordure immédiate de la plaine du Haut Chélif (au Nord) s'observent des argiles de déjection sablo limoneux pouvant atteindre 50 m d'épaisseur au Nord-Ouest. Ils s'étendent au pied du massif du Zaccar à l'Ouest et au pied du massif du Doui au Sud Ouest de la vallée. Ils présentent un certain intérêt hydrogéologique puisque toutes les eaux issues des versants sont emmagasinées dans ces cônes (Djada, 1987). Le Quaternaire récent montre de bas en haut les dépôts suivants :

- Des Cailloutis avec bancs de limons bruns à rouges et des argiles. Les niveaux les plus anciens sont discordants sur le Quaternaire ancien. Ces limons recouvrent la presque totalité de la dépression sous forme d'alternance sablo-gréseuse.
- Des grés, visibles surtout sur les berges des oueds, forment des accumulations des niveaux très fins dont les épaisseurs peuvent atteindre les cinq mètres, ce sont d'anciens vases asséchés. Ces formations proviennent de l'érosion des reliefs avoisinants.
- Des alluvions actuelles formées par des limons sableux, des graviers au niveau des lits mineurs et majeurs de l'Oued Chélif et de ses affluents, occupant la partie axiale de la dépression du Chélif et dans les zones de confluences des oueds et des méandres abandonnées.

Les ensembles lithologiques rencontrés dans les plaines sont les terrains néogènes et quaternaires ; le substratum, essentiellement secondaire sur les bordures du par : les monts de l'Ouarsenis au sud, du Dahra au nord et par les massifs epimetamorphiques à schistosités du Doui et du Temoulga à l'est (Achour et al, 1998).

Parmi toutes ces formations qui constituent les plaines du Haut et du Moyen Chélif, nous observons des affleurements nummulitiques (Oligocène constituant l'allochtone du complexe A). Ils apparaissent sporadiquement au Nord et sont bien développés au Sud. L'Oligocène est formé d'argiles à la base, le sommet de la série est représenté par des grés quartzitiques blanchâtres et des schistes à nodules siliceux (figure 22).

Du point de vue hydrogéologique, il ne présente aucun intérêt puisque les ressources en eaux y sont inexistantes.

ERESYS		ETAGES	DESCRIPTIONS	LITH.	EPAL.
C E N O Z O I Q U E	QUATERN	récent	Alluvions à éléments fins		10
		Moyen	Alluvions grossières (galets et graviers)		à
		Ancien	Grès et conglomérants. Limon grises de base.		120m
	PLIOCENE	Villafranchien	Série rouge. Grès et sable rouge parfois argileux.		20
		Astien Plaisancien	Grès marin. Séries détritiques de base.		à 200m
	MIOCENE	Messinien	Gypses		120
		Tortonien	Marnes bleues très épaisses Tripolis et marnes à tripolis		à
		Serravallien	Calcaires à lithothamnées		1200m
		Langhien	Séries détritiques et grès de base		
		Burdigalien	Séries conglomératiques sableuses		150
		Aquitaniens	Séries marnes noires Calcaires gréseux Schistes à passage conglomératiques		à 700m
	PALEOG.	Eocène	Marnes bitumineuses foncées Argiles à lumachelles et marnes gypsifères Marnes bitumineuses à lentilles de calcaires		400 m
CRETACE	SUP	Marnes et calcaires argileux Marnes argileuses Schistes argilo-marneuses	400 m		
	Aptien	Calcaires argileux parfois gréseux Calcaires marnes	100		
	Barrémien	Marnes grises très épaisses	à		
	Néocomien	Argiles gréseuses avec des quartzités	1400 m		
JURASSIQU.	Malm	Marno-calcaires Marnes compactes (Oxfordien)		300	
	Dogger	Calcaires microcristallins/ siltstones noduleux		à	
	Lias	Calcaires dolométiques		700 m	
PALEOZOIQUE		Trias	Gypses, cargneules, dolomies, argillites et marnes barriolées		
Socle métamorphisé...					

Figure 29: La stratigraphie synthétique du moyen Chélif occidental d'après (Mattauer, 1958 et Kireche, 1977).

### III.3. Aperçu tectonique

La région de Asnam (dite actuellement Chlef) a été le siège des deux importants séismes du XX<sup>e</sup> siècle (4 Septembre 1954, Ms : 6,7 et 10 Octobre 1980, Ms : 7,3) qu'a connus la région ouest-méditerranéenne. Ces deux séismes ont été produits par l'une des failles actives les mieux connus du bassin méditerranéen, la faille du Chleff, pli-faille de direction NE-SW s'étendant sur 36 km. Dans cette région, on distingue un ensemble de structures actives.

Le bassin du Chélif est caractérisé par une neotectonique intense (Meghraoui et al, 1986). Le bassin du Haut et du Moyen Chélif se trouve à l'emplacement d'un sillon subsident relativement instable, encadrée par deux domaines distincts, plissé et faillé.

Ce sillon subsident appartenant à un domaine où la structure actuelle résulte d'une tectonique polyphasée encore active et dont le récent séisme d'el Asnam fut une manifestation. Ce secteur d'étude se situe dans un domaine tectonique actif. Une faille orientée Nord-Est/Sud-Ouest conformément à la structure

d'ensemble le long de l'oued Chélif. On distingue deux tectoniques, tectonique souple et tectonique cassante.

#### a) Tectonique souple

La plupart du bassin du Haut et du Moyen Chélif est occupé par des formations plissées (Perrodon, 1957).

Le bassin a subi une tectonique polyphasée au cours du temps : Nord-Est—Sud-Ouest conformément à la structure d'ensemble longe l'oued Chélif.

Au cours du Miocène inférieur, une phase de distension avec une direction d'allongement NNW-SSE a permis l'ouverture du bassin du Chélif ainsi que sa mise en place en tant que structure post-nappe (Maghraoui, 1982). et le plissement des formations selon un anticlinorium.

Au Miocène supérieur : une phase transgressive ayant provoquée le dépôt d'une épaisse formation de marnes qui s'est prolongée jusqu'à la fin du Miocène supérieur (formations terminales). A la fin du Miocène supérieur, les transgressions marines cessent totalement et le bassin Haut Chélif tend à s'isoler des autres bassins du Chélif. En effet, le seuil Arib-Doui Jurassico-Primaire se redresse davantage et joue le rôle de barrage empêchant la mer du Pliocène venant de l'Ouest et de pénétrer dans la plaine. Comme nous l'avant vu, c'est au Pliocène que les premiers dépôts continentaux issus de l'érosion des reliefs environnants apparaissent. (Maghraoui, 1982).

Au Pliocène, des plis d'orientation N110 (Maghraoui, 1982) ont affecté toute la région. Au Pliocène inférieur, on assiste à une phase de compression responsable des structures plissées. Elle se manifeste à la fin de cette période par des plis de direction ENE-WSW. Au Pliocène supérieur, un épisode compressif déforme les niveaux continentaux du Pliocène supérieur suivant des plis de direction E-W. Ces sédiments ont ensuite été affectés par une phase de plissement d'axe N04° à N05°. Ainsi les formations du Pliocène et du Miocène sont plissés et redressés à la verticale dans la partie septentrionale de la plaine d'El-Abadia.

Au Quaternaire, des plis se mettent en place, selon une direction NE-SW à NNW-SSE à NW-SE qui correspondent à une phase compressive de direction de raccourcissement NNW-SSE à NW-SE. On retrouve les répercussions de cette phase compressive dans tous les terrains antérieurs au Quaternaire par l'accentuation des structures plissées. Pendant le Quaternaire, des structures hectométriques à kilométriques prennent naissance, avec un faible rayon de courbure. Elles se présentent généralement en plis droits avec une direction NE-SW (tel l'anticlinal de Sera El Maarouf au NE du Chélif). Cet anticlinal est actif pendant tout le Quaternaire et évolue en pli-faille. La faille qui se trouve sur un flanc SE (la grand faille à l'ouest d'Oued Fodda) est parallèle à la direction du pli et rejoué lors du séisme du 10/10/1980. Il y a toute une série d'anticlinaux et de synclinaux qui se relayent en échelon vers l'Est jusque dans la région d'El-Abadia.

Le séisme de 1954 a induit en surface dans des structures anticlinales sont celles de Medjadja et Beni Rached qui un plissement de direction [NE-SW], causé en particulier par la fissuration intense dans les calcaires avec des rejets de 1 à 3 m, déversés en direction du Sud et des plis inclinés vers le Sud-Est, qui se dessinent nettement au nord de la plaine d'Oued Fodda ; celui de 1980 qui a réactivé ces mêmes failles a produit une faille inverse à décrochement senestre sur une quarantaine de km au niveau de la bordure NE de la plaine d'Oued Fodda.

La présence de ces différentes phases tectoniques montre que la région d'étude est située dans un domaine instable et actif.

**b) Tectonique cassante**

De nombreuses failles ont affecté la région du bassin du Haut et du Moyen Chélif. Deux failles assez importantes ont été mises en évidence par Maghraoui (1988) :

Toute la région du Nord Est de Khemis Meliana est coupée par des failles importantes de directions NE-SW. Citons le grand accident Chenoua-Teniet El Haad qui fait remonter le substratum profond du bassin et ramène le Crétacé (foret de l'Oued Souffay), Schisteux.

La faille d'Oued Fodda, c'est une faille inverse de direction NE-SW, avec un pendage de 50-60° vers le Nord-Ouest. A l'exception de son extrémité Sud-Ouest, elle est associée avec un anticlinal asymétrique présentant un flanc redressé à fort pendage vers le Sud-Est. Sur presque toute sa longueur, elle juxtapose le substratum déformé pliopléistocène au Nord-Ouest contre les alluvions pléistocènes récentes ou holocènes au Sud-Est.

Durant le séisme de 1980, la rubrique en surface de 47 km le long de la faille inverse primaire s'étendait vers le Nord-Est jusqu'à un point situé approximativement à 3 km à l'Ouest d'El Abadia. Les failles secondaires normales s'étendaient jusqu'à un point juste au Nord d'El Abadia.

Les études paliosismologiques réalisées sur cette faille ont permis de mettre en évidence le taux cumulé de déplacement sur cette faille, ainsi que d'estimer les périodes de récurrence des événements majeurs.

Les observations tirées de ces tranchées concordent avec les indices géomorphologiques, qui montrent un taux faible de déplacement à long terme sur la faille. Les données des tranchées indiquent, de plus, que la plus grande partie - et peut-être la totalité— du déplacement postérieur à la formation du paléosol s'est produite assez récemment, probablement à la fin de l'Holocène.

Le massif du Témoulga correspondant à un horst est affecté sur son flanc septentrional par une faille d'orientation SW-NE, et dans sa partie orientale et occidentale par deux accidents tectoniques transverses d'orientation NE-SW. C'est probablement le rejeu de ces failles lors du séisme du 10 octobre 1980 qui est à l'origine du tarissement de la source de Hammam Boudjemane et de l'accroissement excessif de la minéralisation des eaux de la nappe alluviale environnante.

La faille de Boukadir : Cette structure anticlinale a une direction N5°E et est située à 40 km du pli-faille de Chlef. Elle est transverse à la direction générale des bassins du Moyen Chélif Occidental et du Bas Chélif qui a une direction N7°E-N8°E.

Les calcaires jurassiques du djebel Doui qui est le témoin le plus important de la chaîne ancienne, sont affectés par une tectonique souple et cassante que l'on retrouve au massif de Ruina et au djebel Témoulga.

Le seuil du Djendel à tectonique souple est représenté par les affleurements de grés, sables et marnes du Miocène supérieur.

Les seuils Doui, pontéba et boukadir se caractérisent par sa tectonique cassante et par son âge Jurassico-Primaire.

Le séisme d'El Asnam de 10 octobre 1980 fut d'une grande violence.

Dans un cadre plus vaste, ce phénomène traduit la confrontation ou le lent rapprochement des plaques africaines et européenne (Bousquet et Philip, 1979).

De nombreuses déformations et ruptures importantes de surface, (Philip et Meghraoui, 1981) ont accompagné le tremblement de terre.

Nous observons une zone linéaire de dislocation qui s'étend sur une quarantaine de kilomètres (Ouyed, 1981).

Le séisme a été provoqué par le jeu d'une faille inverse à légère composante senestre. Le compartiment de Pontéba au Nord-Ouest chevauche celui d'Oued Fodda au Sud-Est. De nombreux auteurs ont observé et décrit ces déformations.

Nous nous intéresserons à l'incidence du choc sismique sur le comportement hydrologique et hydrogéologique de la région.

Nous citerons trois phénomènes :

- Des glissements de terrain dus à la mise en déséquilibre de terrains marneux sur les pentes.
- Effondrement des berges de l'oued Chélif dans le canyon de Sara El Maarouf (à l'extrême ouest de la plaine). De ce fait, la circulation normale de l'eau fut momentanément gênée.
- Le phénomène le plus spectaculaire est celui du barrage d'eau naturel de l'oued Chélif.
- Un Zoning sismique actualisé a été établi par le Règlement Parasismique Algérien (R.P.A 2003) suite au séisme du 21 Mai 2003 qui a touché la région de Boumerdes et ses environs.
- Le territoire national a été subdivisé en cinq (05) zones de sismicité croissante, soit :

Zone 0 : Sismicité négligeable.

Zone I : Sismicité faible.

Zone IIa et IIb : Sismicité moyenne.

Zone III : Sismicité élevée.

D'après la carte de zonage sismique du territoire national (Figure 30). Le bassin du Haut et du Moyen Chélif est incluse dans la zone sismique IIa, IIb et III qui est de sismicité moyenne à élevée.

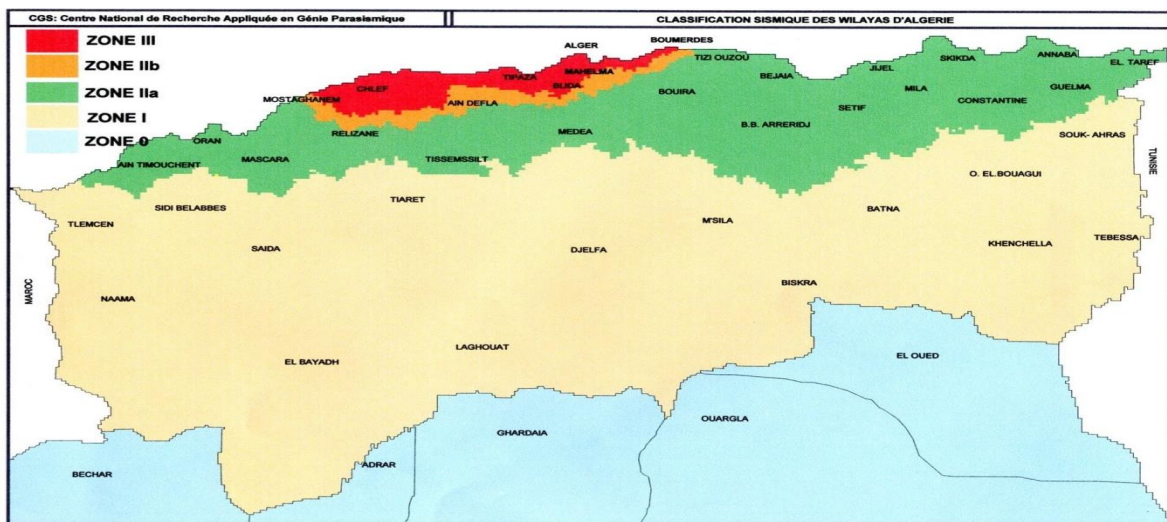


Figure 30: carte de zonage sismique du territoire national (RPA 99/APRES addenda).

### III.4. Caractéristiques physiques des principaux réservoirs

#### III.4.1. Prospection géophysique

L'étude de la structure tectonique et de la nature lithologique du remplissage Mio-Plio-Quaternaire de la dépression du Haut et du Moyen Chélif a été effectuée à l'aide de deux campagnes de prospection électrique il s'agit d'une campagne de prospection électrique, couvrant une grande partie le bassin du Haut et du Moyen Chélif qui a été réalisée par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG) en 1969 et 1972. Une deuxième campagne a été effectuée en 2002 et elle a été réalisée par le Bureau d'Etudes IFES (Icosium Forages Engineering Services) dont l'objectif principal était de déterminer les facteurs responsables de l'augmentation de la minéralisation des eaux de la nappe alluviale de la plaine d'El-Abadia- El Amra (dite nappe alluviale du Moyen Chélif Orientale) qui a eu lieu probablement après le séisme du 10 Octobre 1980.

Les objectifs principaux à atteindre lors de cette étude (CGG) sont essentiellement la détermination de la nature et de la géométrie des différentes formations susceptibles d'être aquifères, de préciser leur épaisseur, la perméabilité, leur nature et la résistivité de ces formations.

#### III.4.1.1. Travaux réalisés

La Campagne de la CGG de 1969 et 1972 : comprend au niveau de la zone d'étude trois profils d'orientation Nord-Sud perpendiculairement à la structure géologique où ont été (310) sondages électriques (Bouzelboudjen, 1987) dans le bassin du Moyen Chélif Oriental, à l'aide d'une ligne d'émission AB comprise entre 2000 et 8000 m , (237) sondages électriques dans le bassin du Moyen Chélif Occidental, à l'aide d'une ligne d'émission AB variable de 1000 m jusqu'à 6000 m et dans le bassin du Haut Chélif, à l'aide d'une ligne d'émission AB de 1000 m réalisés tous les 2 km de Djendel à Aribis pour atteindre le substratum schisto-quartzitique du Primaire. (Djeda, 1987).

#### III.4.1.2. Problème d'interprétation

Selon Bouzelboudjen, 1987, les principaux problèmes d'interprétation sont de trois ordres :

- Le nombre de sondages étalons est faible, trois sondages électriques seulement ont été étalonnés sur des forages. Des forages exécutés par la suite confirment ce phénomène. En effet, les changements de faciès sont importants et anarchiques. Les sondages étalons se situent relativement en bordure de la plaine. La répartition des formations géologiques n'est pas uniforme sous la plaine et certaines sont discontinues.
- Du fait du mauvais contraste de résistivité, la délimitation des formations alluvionnaire, gréseuse du Miocène et du Pliocène est difficile à établir lorsque ces différents horizons sont en contact direct (Bouzelboudjen, 1987).
- La résistivité des marnes miocènes n'est pas constante.

#### III.4.1.3. L'échelle des résistivités

Pour la réalisation et l'interprétation des différentes coupes géoélectriques, la CGG (1969 et 1972) a pris en considération l'échelle des résistivités suivante (Tableau 20).

**Tableau 20:** Valeurs moyennes de la résistivité électrique et de l'épaisseur des formations hydrogéologiques de la plaine du Haut et du Moyen Chélif.

Résistivité (Ohm.m)	Caractéristiques lithologiques	Etages
03-10 10-30 70-120	Alluvions récentes limoneuses Alluvions argilo-graveleuses Alluvions graveleuses	Quaternaire
80-100 10-20 100-150 10-15	Conglomérats et argiles rouges Argiles et sables Grès et grès sableux Marnes bleues	Pliocène
200-400 100-150 30-70 8-15	Grès secs Grès et poudingues Grès, sables et argiles Argiles grises	Miocène
15-100	Argiles, marno-calcaires et grès	Eocène
15-20	Marnes et schistes	Crétacé
200-500	Calcaires et calcaires dolomitiques	Jurassique
30-70	Schistes et quartzites	Primaire

(Source : CGG ,1969)

#### III.4.1.4. Interprétation des coupes géo-électriques

Les coupes géo-électriques ont été tracés de manière à pouvoir les comparer avec les coupes hydrogéologiques. En effet, les forages implantés suite à l'étude de la CGG ont donné des résultats nouveaux quant à la structure de l'aquifère.

Les coupes géo-électriques montrent que la dépression du moyen Chélif correspond à un synclinal dissymétrique décalé vers le Nord.

##### \* Bassin du Haut Chélif

##### a) Coupe géo électrique CA

La coupe géo-électrique CA d'orientation Nord- Sud (Figure 31), réalisée à l'Ouest de la région de Djendel montre que :

- Au Nord et au Sud du sondage électrique (CA2), les alluvions diminuent d'épaisseur mais dans la partie centrale les alluvions devenant plus épaisses, atteignent des résistivités de 120 Ohm.m. Les argiles affleurent au Nord et au Sud de la région de Djendel avec une résistivité de 10 Ohm.m, qui forment le substratum des alluvions. A l'Est de la région de Djendel. Il y a d'autres niveaux résistivités de 100 Ohm.m d'une épaisseur moyenne de 100 m peuvent être attribuée aux grés-sableux du Djebel Gantas.

##### b) Coupe géo-électrique CL

La coupe géo-électrique CL (Figure 31), réalisée à l'Ouest de la région de Khemis Meliana et passant par les sondages électriques CL1, CL2, CL3, CL4, CL5, CL6, CL7 et CL8 montre que :

- Les argiles deviennent plus épaisses et atteignent une épaisseur d'environ 50 m avec des résistivités de 15 Ohm m dans la partie centrale, entre les sondages électriques CL3 et CL2. Les alluvions ont presque la même épaisseur le long de la rive droite de l'oued Chélif d'une résistivité maximale de 100 Ohm.m. Sur la rive gauche de l'oued Chélif, on constate des alluvions caractérisées par diminution de l'épaisseur avec une résistivité de 30 Ohm.m puisque le substratum, du Crétacé, de la formation schistoquartzique est remontée.

- Les argiles affleurent au Nord et au Sud de la région de Sidi Lakhder au niveau du sondage électrique CL6 avec une résistivité de 10 Ohm.m, qui forment le substratum des formations alluviales. L'épaisseur du substratum augmente où elle atteint au niveau des sondages électriques CL1 et CL3 plus de 150 m avec une résistivité de 12 Ohm.m. Il y a d'autres niveaux résistivités de 150 Ohm.m d'une épaisseur moyenne de 100 m peuvent être attribuée aux grés-sableux du Djebel Gantas.

##### c) Coupes géo-électriques C et CP

Les coupes géo-électriques C et CP d'orientation Nord-Sud (Figure 31) qui passe par les sondages électriques C1, C2, C3, C4, C5, C6, CP1, CP2, CP3, CP4, CP5, CP6, CP7 et CP8 montre que :

- Les formations résistantes d'âge Quaternaire sont recoupées dans la partie Nord et Sud de la coupe par les sondages électriques C1, C2, C3, C4, C5, CP6, CP7 et CP8 où la résistivité diminue. Elle est comprise entre 30 et 50 Ohm.m. Les alluvions du Quaternaire recoupées par les sondages électriques C6, CP0, CP1, CP1-2 et CP2 avec une résistivité de 100 Ohm.m dans la partie centrale. Les alluvions résistantes sont recouvertes par un horizon conducteur à 10 Ohm.m représentant les argiles sableuses quaternaires d'une épaisseur comprise entre 10 et 20 m. Les formations gréseuses du Miocène qui ont été recoupées par les sondages électriques au Nord et au Sud de la coupe montrent une résistivité de 80 et 100 Ohm.m.

##### \* Moyen Chélif Oriental

##### a) Coupes géo-électriques MEF et MJ



Les coupes géo-électriques MEF et MJ d'orientation Nord- Sud (Figure 31), réalisées à l'Ouest et à l'Est de la région d'El Amra et passant par les sondages électriques MEF1, MEF2, MEF3, MEF4, MEF5, MEF6, MEF7, MEF8, MEF9, MJ1, MJ2, MJ3, MJ4, MJ5, MJ6 et MJ7 montre que :

- Au niveau de la partie Nord et centrale des coupes, l'apparition des alluvions quaternaires devenant plus épais, atteignent des résistivités de 100 Ohm.m. On remarque que l'épaisseur des ces alluvions diminue de nord vers le Sud.
- Les grès de l'Astiens et les grès miocène sous-jacents leur épaisseur comprise entre 50 et 100 m avec de résistivité de 100 Ohm.m.
- Les coupes géophysiques montrent que les calcaires et les schistes de Crétacé sont affleurés dans la partie méridionale (Djebel Rouina) qui forme le substratum dans cette région.

### **b) Coupe géo-électrique MMN**

Cette coupe située à l'Ouest de la région de Rouina (Figure 31) et passant par les sondages électriques MMN1, MMN2, MMN3, MMN4, MMN5, MMN6, et MMN7 montre que :

- Les grès du Miocène et grès de l'Astien qui ont été recoupés par les sondages électriques de la coupe MMN1, MMN2, MMN3 et MMN4 montrent une résistivité de 100 Ohm.m. Au niveau de la partie Nord de la coupe (MMN1 et MMN2), la présence des formations des Argiles deviennent plus épaisses et atteignent une épaisseur d'environ 100 m avec de résistivité de 10 Ohm.m.
- Au niveau de la partie Sud de la coupe, les alluvions du Quaternaire recoupées par les sondages électriques (MMN4, MMN5, MMN6, et MMN7) montre une épaisseur d'environ 100m avec une résistivité de 100 Ohm.m. On observe la diminution d'épaisseur des alluvions vers le Sud au niveau de sondage MMN) suite à la remonté du substratum Crétacé schisteux ou calcaire.

### **c) Coupes géo-électriques MO et MOP**

Les coupes géo-électriques MO et MOP réalisées à l'Ouest de la localité de Sidi Bouabida et à l'Est de la localité d'El Attaf (Figure 31) et passant par les sondages électriques MO1, MO2, MO3, MO4, MO5, MO6, MO7, MO8, MOP1, MOP2, MOP3, MOP4, MOP5, MOP6 et MOP7 montre que.

- Les alluvions devenant plus épais, atteignent des résistivités de 100 Ohm.m dans la partie centrale, entre les sondages électriques MO4, MO5 et MO6 ; et MOP2-3, MOP3, MOP4, MOP5 et MOP6. On remarque d'après les coupes que l'épaisseur des alluvions augmente de l'Est à l'Ouest où elle passe de 100 m.

Les grès du Miocène et grès de l'Astien qui ont été recoupés par les sondages électriques au Nord et au centre de la dépression où elles passent 80 m. Les formations des marnes du sahel et Villafranchien ajoutées aux grès astiens de très forte épaisseur.

- Au sud, des coupes entre les sondages MO6 et MO7 ; et MOP5 et MOP6 montrent l'existence des formations d'âge Mio-Plio-Quaternaire avec une résistivité de 100 Ohm.m.
- L'accident tectonique dans la partie sud fait apparaitre les marno-calcaire de l'Eocène et le schiste du Primaire qui forment le substratum dans cette partie de la zone prospectée.

### **d) Coupes géo-électriques MPQ, MQ et MR**

Du point de vue hydrogéologique, les formations résistantes sur cette coupe (Figure 31) sont représentées par :

- Les sondages électriques MPQ4, MPQ5, MPQ6, MQR4 et MQ4 qui montrent que les alluvions recoupées dans la partie centrale de la dépression dans les environs immédiats du lit actuel de l'oued Chélif. On remarque d'après les coupes que l'épaisseur des alluvions augmente de l'est à l'ouest où elle passe de 50m avec une résistivité de 100 Ohm.m et une épaisseur de 80 à 100 m. Les alluvions résistantes

sont recouvertes par des horizons conducteurs à 12 Ohm.m représentant les limons sableux quaternaires d'une épaisseur entre 5 et 10 m.

- Les grès sableux et calcarénite de l'Astien qui ont été recoupés par les sondages électriques au Nord et au centre de la dépression où elles passent 80 m.

- Les grès, les grès sableux, les argiles gréseuses et les calcaires gréseux appartenant au Tortonien inférieur affleurent au niveau de la partie septentrionale du secteur d'étude et en rive gauche de l'oued Chélif. Au niveau de l'axe synclinal cet horizon présente en général une résistivité de 100 Ohm.m et une épaisseur de 80 à 100 m.

- Les coupes géophysiques montrent que les calcaires jurassiques et les schistes sont affleurés dans la partie méridionale (Djebel Témoulga) dont la résistivité est respectivement de 200 à 500 Ohm.m. Dans la partie septentrionale de massifs Témoulga, les coupes géo-électriques MPQ8, MQ7 et MR 6 représentent une structure en horst affectée par une faille. C'est cette faille qui a probablement joué durant le séisme du 10 octobre 1980 et a permis l'intercommunication entre les eaux excessivement minéralisées des calcaires et celles des alluvions.

### **\*Moyen Chélif Occidental**

#### **a) Coupes géo-électriques G et H**

Les coupes géo-électriques G et H d'orientation Nord-Sud (Figure 31) réalisée à l'Ouest de la localité de Oued Sly (Figure 10) et passant par les sondages électriques G1, G2, G3, G4, G5, G6, G7, G8, G9, G10, H1, H2, H3, H4, H5, H6, et H7 montre que :

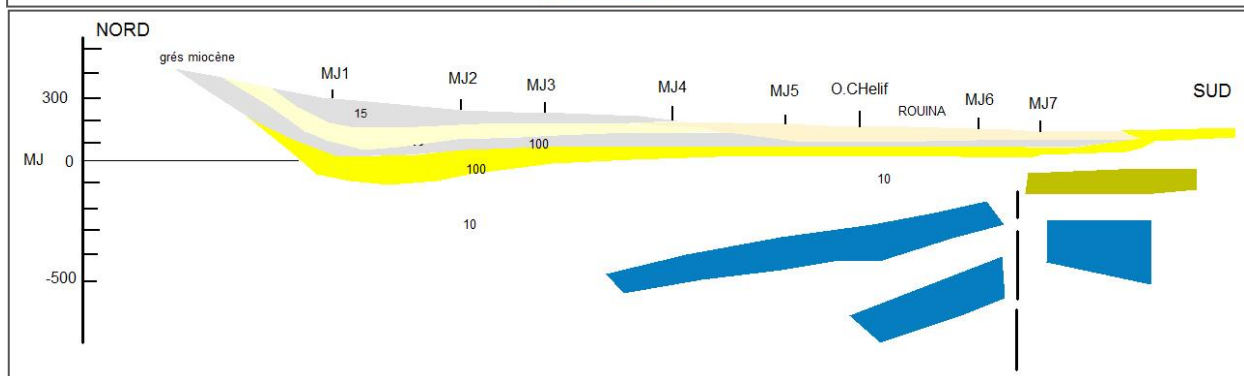
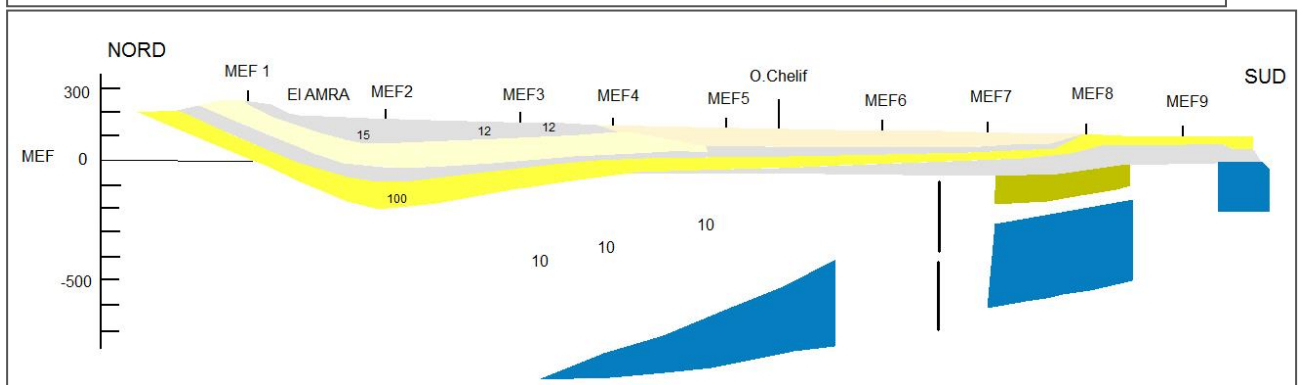
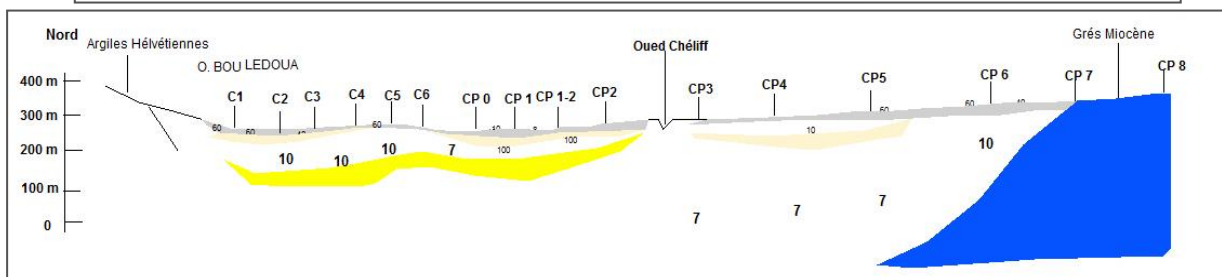
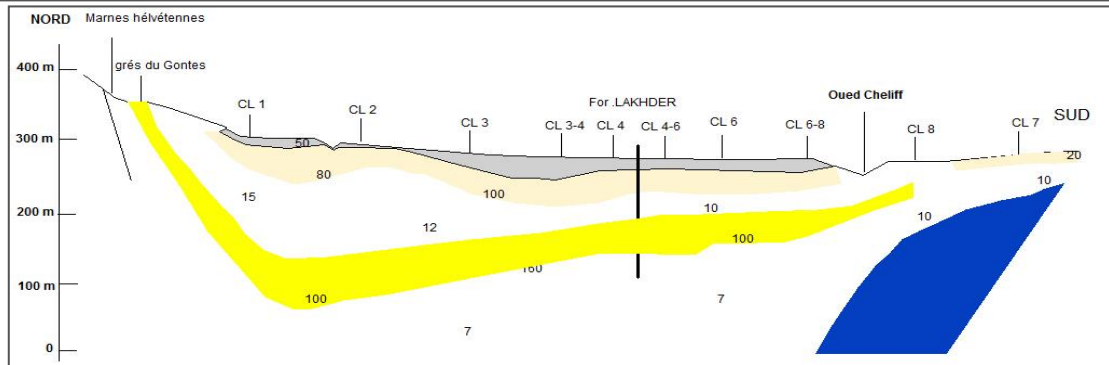
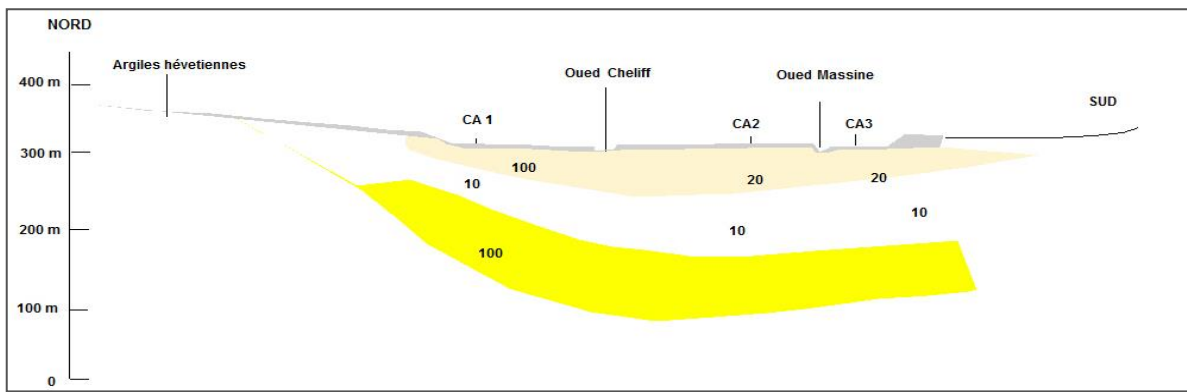
- Dans les terrains de remplissage, les éléments résistants (plus grossiers) sont plus importants par rapport aux limons qui ne dépassent pas une dizaine des mètres (de 20 à 100 m) avec une résistivité de 30 Ohm.m. Une structure générale de la plaine se présentant en double synclinale. Le synclinal du Nord est plus accentué que celui du Sud, engendrant le passage, dans certaines zones, à une série monoclinale à faible pendage orienté vers le Nord. Le niveau résistant profond, dont une partie est représentée par les grès astiens (atteignant localement de 50 à 100 m). Les calcaires à Lithothamnium du Miocène supérieur plongent vers le Nord avec un faible pendage suivant une direction W-E (limite Sud du bas du Chélif) par d'épaisseur d'environ 55 à 260 m.

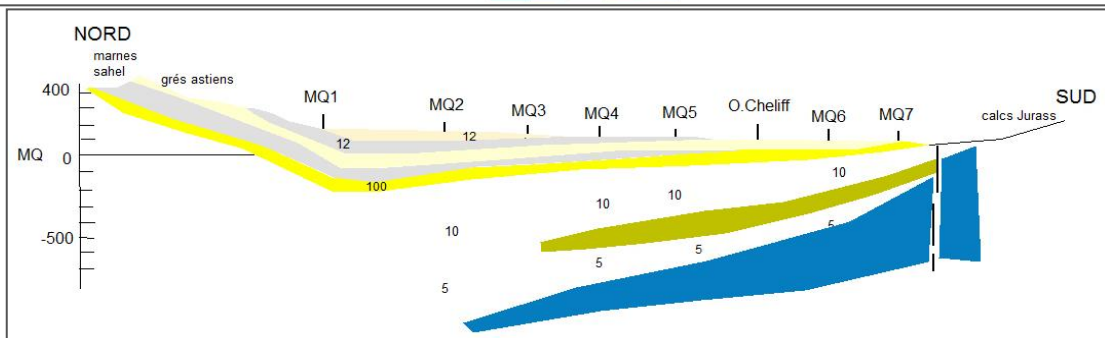
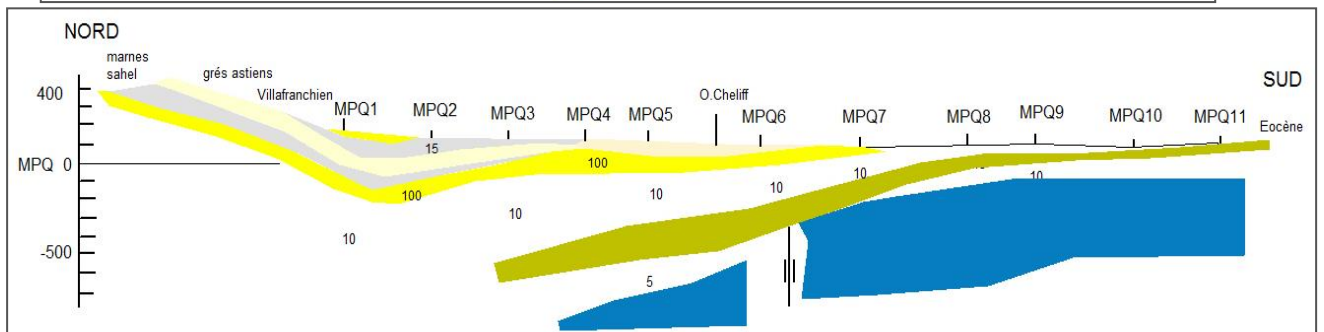
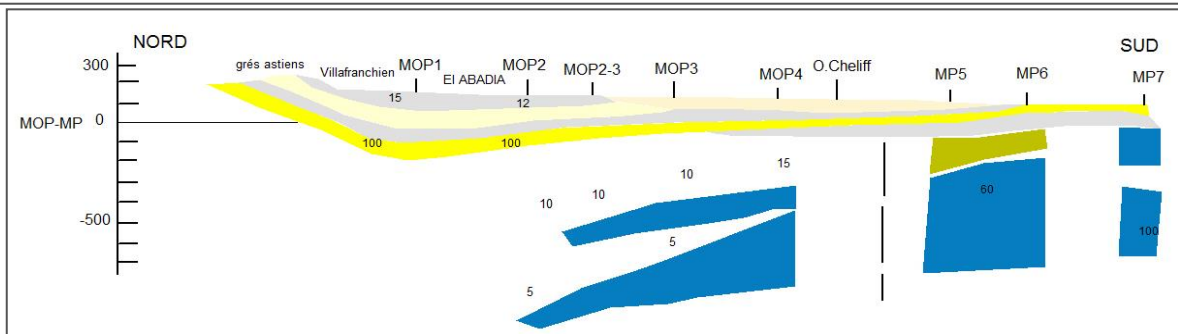
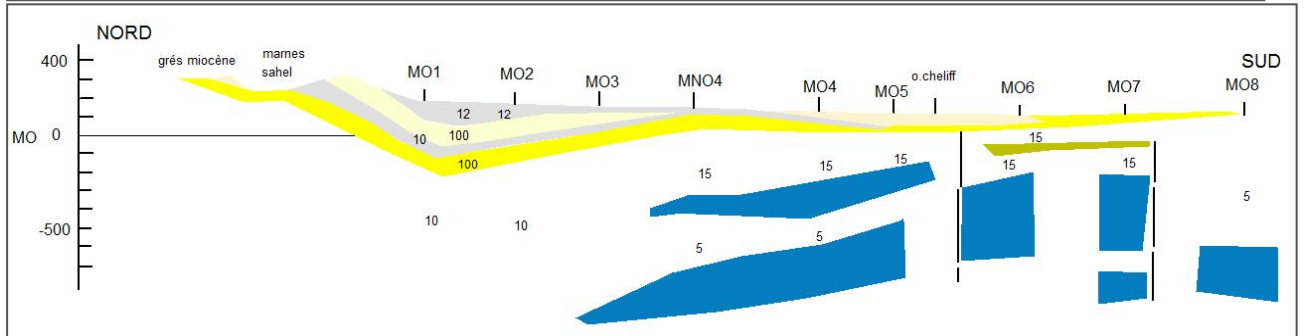
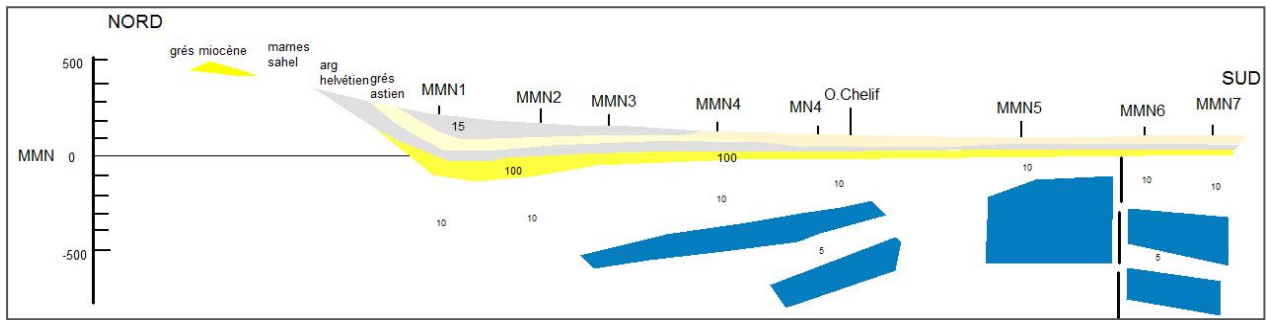
#### **b) Coupes géo-électriques L et O**

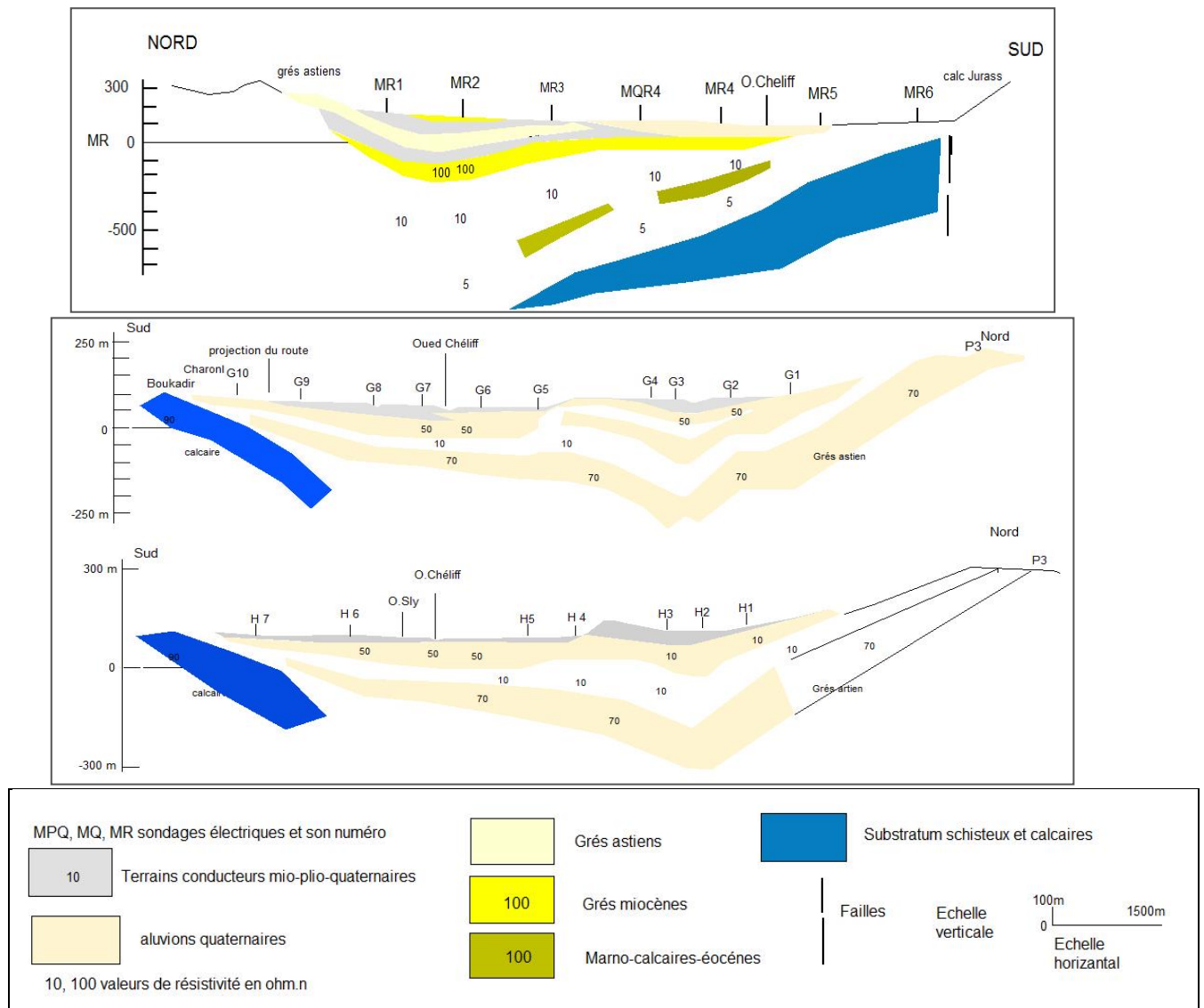
Ces coupes situées à l'Est de l'oued Ouahran et passant par les sondages électriques L1, L2, L3, L4, L5, L6, L7, L8, L9, O1, O2, O3, O4, O5, O6, O7, O8 et O9 montre que :

- Au Nord et au Sud des sondages électriques L et O, les alluvions grossières villafranchiennes et les grès astiens présentent un maximum d'épaisseur dans le synclinal du Nord (atteignant localement 200 à 300 m) avec une résistivité plus de 100 Ohm.m.

- Les coupes géophysiques montrent que les calcaires à Lithothamnium forment le substratum dans cette région.







**Figure 31 :** Coupes Géo-électriques de la plaines du Haut et du Moyen Chélif, d’après CGG, 1969, 1970 et 1972 (Source: ANRH Khemis Miliana et Chlef).

**III.4.1.5. Campagne de géophysique CGG (1969) et du bureau d’études IFES (2002) dans la plaine d’El-Abadia- El Amra (dite nappe alluviale du Moyen Chélif Orientale)**

Dans ce cadre et du fait que l’accroissement de la minéralisation des eaux amène à une diminution de la résistivité des différentes formations ( $\rho_t = F\rho\omega$ ), on s’est basé essentiellement sur l’interprétation des cartes de résistivités apparentes relatives à différentes lignes d’émission AB et à leur comparaison avec celles réalisées par la CGG ( 1969) .

**III.4.1.5.1. Carte des résistivités apparentes en AB = 300 m**

Les résistivités en ligne AB 300 m (Annexe 3.1 et Annexe3.4) montrent deux zones principales :

- La première située au Sud d’El Abadia où la résistivité apparente est supérieure à 30 Ohm.m et correspond au remplissage alluvionnaire et aux formations gréseuses pliocènes qui affleurent au niveau du versant Nord de la dépression du Chélif
- La deuxième zone se trouve au niveau de l’Oued Tizale caractérisé par une plage très conductrice dont la résistivité est supérieure à 30 Ohm.m par la CGG en 1969 et inférieure à 15 Ohm.m en IFES 2002. La variation des résistivités apparentes entre 1969 et 2002, liée à la forte salinité de la nappe, probablement de la salinité provoque par de certains accidents tectoniques actifs qui ont favorisé l’intercommunication

entre les eaux des calcaires jurassiques de flanc du Témoulga et la nappe alluvionnaire durant le séisme du 10 octobre 1980.

#### **III.4.1.5.2. Carte des résistivités apparentes en AB = 3000 m**

La carte des résistivités apparentes en AB = 3000 m, dont la profondeur d'investigation est beaucoup plus importante que celle en AB = 300 m va permettre de mettre en évidence les formations du substratum représentées soit par les calcaires jurassiques soit par les schistes du Paléozoïque et de déterminer leur extension.

La carte des résistivités apparentes en AB = 3000 m (Annexe 3.2 et Annexe 3.5), permet de distinguer d'après les résistivités apparentes deux zones, il s'agit :

- En rive droite de l'oued Chélif (El Abadia), la résistivité apparente généralement inférieure à 30 Ohm.m en CGG 1969 et inférieure à 25 Ohm.m en IFES 2002, correspond probablement à l'influence des terrains conducteurs miocènes, correspondant aux argiles helvétiques qui remontent à cet endroit.
- En rive gauche de l'oued Chélif (El Attaf), la résistivité apparente comprise entre 50 à 70 Ohm.m en CGG 1969 correspond aux schistes paléozoïques et où la résistivité apparente est supérieure à 30 Ohm.m en IFES 2002 et correspond probablement à l'influence des terrains conducteurs de calcaires gréseux dont la minéralisation des eaux a été influencée par l'intercommunication avec celles de l'aquifère calcaire jurassique.

#### **III.4.1.5.3. Carte des résistances transversales des alluvions grossières**

La carte des résistances transversales des alluvions grossières (Annexe 3.3) montre que l'axe de forte résistance transversale (3000 Ohm.m et plus) mises en évidence au Sud d'El Abadia et El Amra ainsi à l'ancien lit de la vallée de Chélif. La diminution de la résistance transversale vers le Nord et vers le Sud de la dépression est due à la décroissance de l'épaisseur des alluvions quaternaires.

#### **III.4.1.5.4. Carte du toit du substratum résistant**

La carte du toit du substratum montre que Djebel Rouina, Djebel Témoulga et le nord de massif du Doui sont représentés généralement par les schistes du Primaires ou les calcaires du Jurassique. Les résistances transversales peuvent atteindre des valeurs très fortes de l'ordre plus 7000 Ohm.m.

#### **III.4.2. Contexte hydrogéologique et identification des unités aquifères**

Cette approche hydrogéologique a pour objectif la caractérisation des différents aquifères et essaye de donner des estimations approximatives des ressources souterraines disponibles dans la zone d'étude. Cette étude va nous permettre d'expliquer les variations spatio-temporelles des paramètres hydrodynamiques des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif (perméabilité, transmissivité et coefficient d'emménagement) et de tracer des cartes piézométriques relatives à différentes périodes (hautes et basses eaux) des années (2012, 2017 et 2018) que nous permet d'avoir une meilleure idée sur les directions d'écoulement, de drainage et d'alimentation des eaux souterraines ainsi que les zones d'intercommunication possibles entre les différents aquifères. La connaissance de la nature lithologique des terrains étudiés ainsi que leur structuration permettent d'expliquer certains paramètres chimiques des eaux. A la base de la description des différentes unités géologiques et de l'interprétation des coupes géoélectriques recueillies dans les différentes études élaborées par la CGG (1969 et 1972) et IFES (2002), nous avons pu identifier et localiser les trois nappes aquifères suivants : (1) Les alluvions quaternaires, (2) Les grès mio-pliocènes et (3) Les calcaires jurassiques.

Ainsi, ce travail a pour but de comprendre l'impact des variations climatiques dans le temps et la variation de la lithologie dans l'espace sur le comportement hydrodynamique des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif.

#### III.4.2.1. Les formations aquifères

La vallée du Haut et du Moyen Chélif est un remplissage alluvionnaire d'âge Mio-Plio-Quaternaire. Le sillon du Haut et du Moyen Chélif est subdivisé en trois cuvettes (Haut Chélif, Moyen Chélif Oriental et Moyen Chélif occidental), séparées par deux seuils : le seuil de Doui (Ain Defla) et le seuil de Pontéba (Oum Drou). D'après l'analyse lithostratigraphique et structurale du bassin ainsi que l'exploitation des coupes des forages (logs et niveaux statiques) (Annexe 2) réalisés dans la région ont permis de définir au niveau du secteur d'étude trois principaux aquifères existents représentés par :

a) La nappe aquifère des dépôts quaternaires (les alluvions) :

C'est l'aquifère le plus important, représenté principalement par des alluvions constituées de limon, d'argile, des sables, graviers et des grès, occupant la plupart de la surface des plaines, sous laquelle se trouvent les formations grossières de galets, graviers et sables quaternaires constituent le remplissage de la dépression subsidente du Haut et du Moyen Chélif (Figure 32). Cet horizon dont l'épaisseur est compris entre 50 et 145 m en Haut Chélif avec une couche d'argile et de limon recouvre les alluvions grossières d'épaisseur est compris entre 7 et 20 m (Figure 33). Dans le bassin du Moyen Chélif, les alluvions quaternaires est constituée de graviers deviennent plus épaisses situés entre 8 et 120 m (Figure 34). Elles sont recouvertes en général par des limons dont l'épaisseur est comprise entre 5 et 8 m. Elle se présente sous forme d'une bande élargie sur la ligne Ouled Fares-Chlef qui se resserre au seuil de Boukadir, mais large à l'Ouest notamment en rive droite de l'oued Chélif. En général, cette nappe alluvionnaire du Haut et du Moyen Chélif est disposée sur un substratum formé par les conglomérats et les argiles pliocènes. C'est une couche imperméable et surmonte à certains endroits constitue avec les grès et sables astiens une nappe multicouches.

L'alimentation de l'aquifère alluviale a lieu essentiellement à partir des versants Nord et Sud de la dépression lorsque celui-ci est en continuité avec les formations sablo- gréseuses astiennes qui affleurent à ces endroits. L'alimentation directe des alluvions ou par inféoflux avec l'oued Chélif est très limitée du fait du recouvrement limoneux. La nappe phréatique dans la zone d'El-Attaf (Moyen Chélif Oriental) contient de l'eau salée et sa teneur en sel serait d'environ 3 à 5 g/l. Ce caractère des eaux est à relier avec la présence des formations salifères triasiques sous les calcaires jurassiques du djebel Témoulga et leur écoulement à travers les formations calcaires du Jurassique et les couches gypso-salifères profonde (le rejet de la faille en 1980 fit déborder ces eaux).

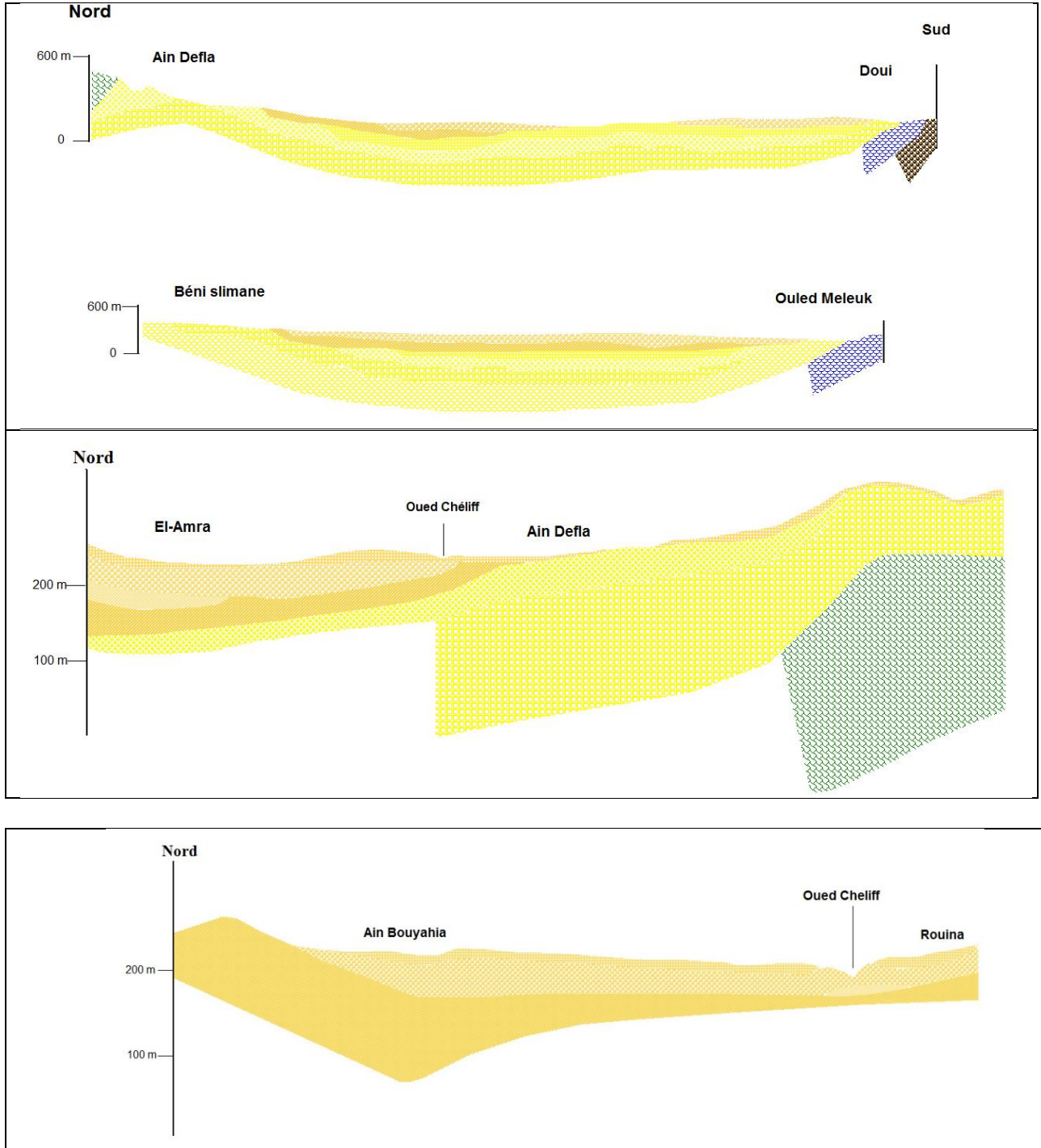
b) La nappe des Grès (les grès mio-pliocènes)

D'après l'analyse lithostratigraphique et structurale du bassin ainsi que l'exploitation des coupes des forages réalisés dans la région, de distinguer les terrains susceptibles d'être aquifères (Annexe 2 et Figure 32)

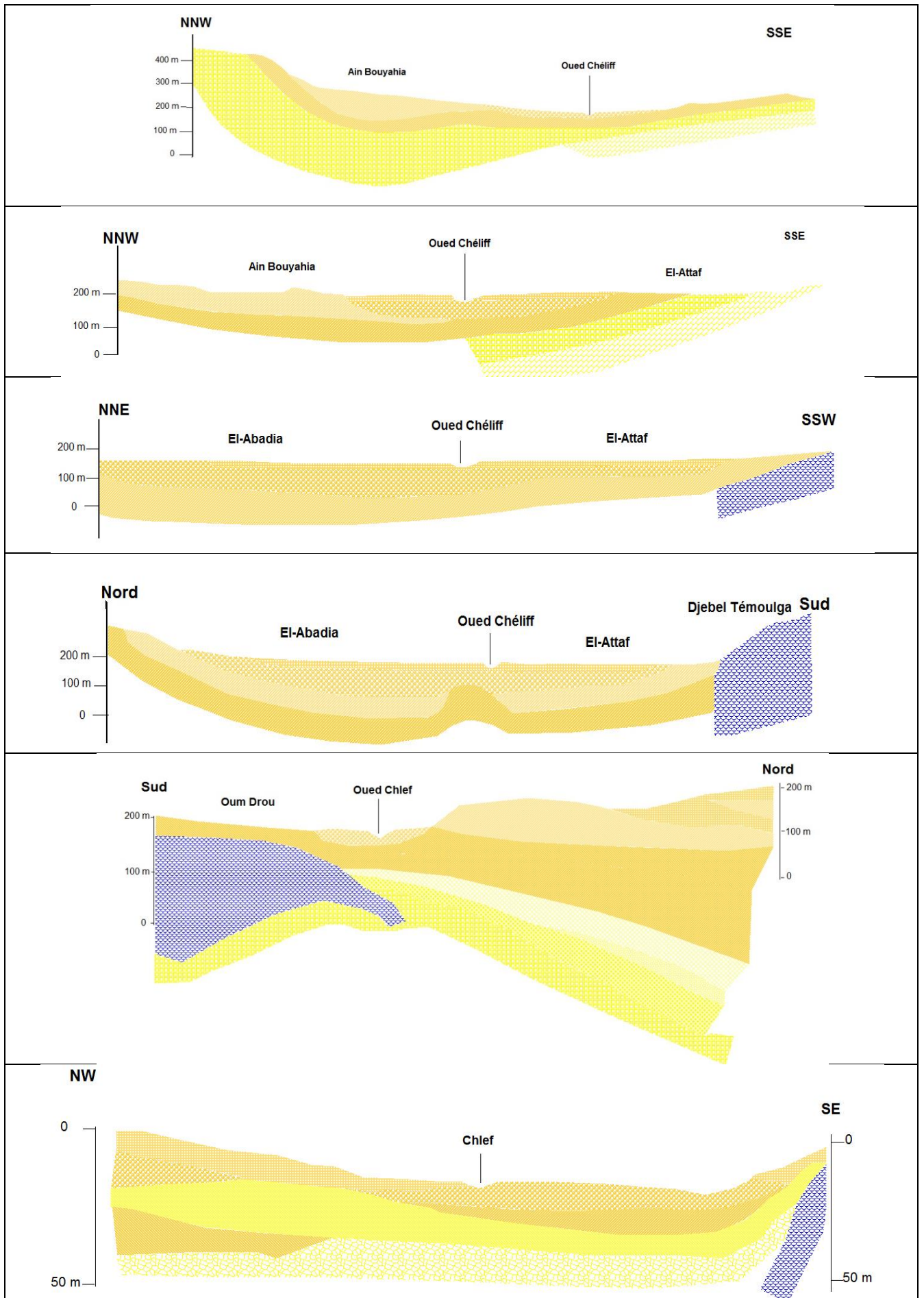
Les grès et les sables astiens du Pliocène inférieure dont l'épaisseur est comprise entre 30 m et 200 m. A certains endroits, il est en relation directe avec l'aquifère alluvial sus-jacent. Ces formations apparaissent dans les plaines du Moyen Chélif, en bordure des monts de Dahra (Schrambach et al, 1966), du massif de Témoulga et à l'Ouest d'El Abadia. Elles sont constituées de grès et sables et affleurent dans la plaine du Haut Chélif sous forme de grès et conglomérats et d'argile gréseuse. Les grès du Pliocène peuvent atteindre 200 m d'épaisseur au Nord. En rive gauche, ils sont inexistantes puisque les alluvions quaternaires sont discordantes sur le Miocène marneux (Mattauer 1958 in Touhari 2015). Le toit des grès et sables astiens est plus profond à l'Ouest (Figures 32, 33 et 34) qu'à l'Est quand au substratum de cet

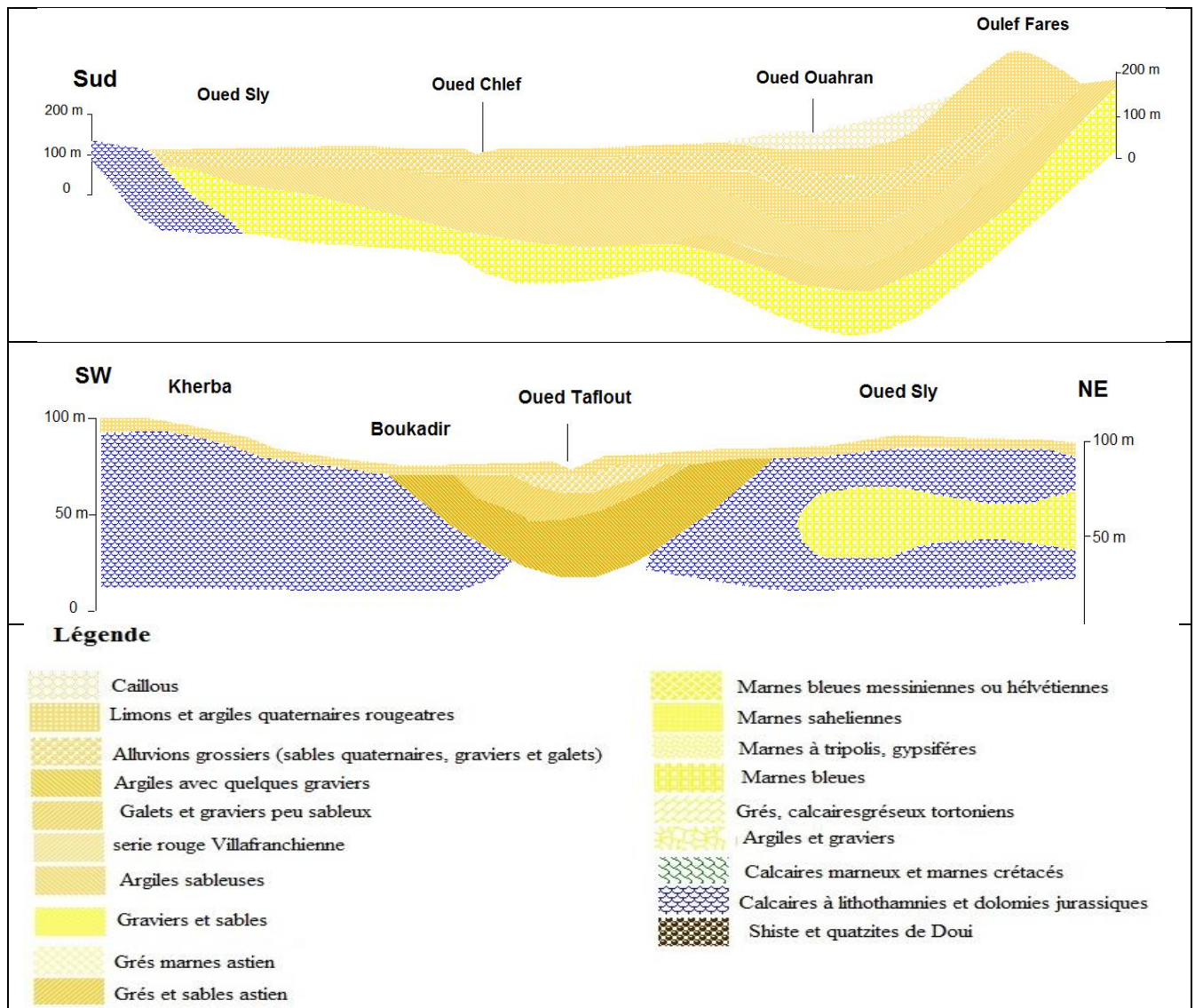


aquifère, il est constitué par les marnes bleues messéniennes. Du point de vue hydrogéologique, les formations astiennes peuvent former soit une nappe captive intercalée entre deux horizons imperméables constitués au sommet par les argiles et conglomérats pliocènes et à la base par les marnes messéniennes, soit une nappe multicouche avec les formations alluviales. L'alimentation de cet horizon aquifère s'effectue essentiellement à partir des versants Nord et Sud de la dépression où affleurent les grès et les sables et/ou la nappe astienne devient libre.









**Figure 32 :** Coupes hydrogéologiques interprétatives (Source : ANRH de Khemis Miliana).

\* Les grès et les calcaires gréseux du Tortonien inférieur :

La formation du Tortonien est composée de grès avec de nombreuses intercalations d'argile et des poudingues Helvétiques d'épaisseur comprise entre 60 m et 100 m. Elles affleurent dans le centre des plaines et sont de temps à autre surmontées soit par les grès et les sables astiens, soit par les argiles et les conglomérats pliocènes (Figures 32, 33 et 34). Le substratum des terrains tortoniens est formé par les argiles et les poudingues helvétiques. Au point de vue hydrogéologique, la nappe du Tortonien peut être captive sous les terrains du Pliocène supérieur d'épaisseur comprise entre 60 m et 100 m. Les alluvions quaternaires et les grès et les sables astiens forment un horizon multicouches. L'alimentation des formations du Tortonien a lieu principalement à partir des bordures et parfois à partir de certains affleurements localisés dans la partie Est de la dépression.

c) La nappe calcaire jurassique (Les calcaires jurassiques) :

C'est un système aquifère karstique à surface libre, peut être captive sous les argiles et les conglomérats pliocènes, à perméabilité en grand, à structure tabulaire ou plissée et/ou fracturée représentatives d'un milieu approprié pour le stockage de l'eau souterraine, plus ou moins compartimenté. Sa capacité de régulation varie suivant la hauteur noyée. Les terrains constitués par les calcaires et les calcaires gréseux existaient à des profondeurs variables. Le substratum de cet aquifère est constitué soit par les terrains triasiques, permo-triasiques ou par les schistes et les quartzites paléozoïques. Cette unité qui se déverse dans la direction Est-Ouest avec un changement brusque d'alluvions grossières participe à l'alimentation

des nappes alluviales. Cette formation est connue en affleurement dans la zone méridionale de la dépression de Djebel Doui, Temoulga, Rouina et les massifs de Zaccar. Dans ce cas, l'alimentation est faite à partir des précipitations à lieu directement au niveau des affleurements des terrains jurassiques.

Epaisseur (m)	Log	Lithologie	Age		Comportement Hydrogéologique
10 à 20		Limons et argiles	Quaternaire récent		Semi - perméable
100		Alluvions grossières (grès et poudingues) Alluvions argileuses (sables, graviers, argiles)			Quaternaire ancien
100		Argiles Grès et conglomérats	Pliocène		Imperméable
100		Grès et poudingues			Perméable
200		Argiles Grès et poudingues	Miocène supérieur (Vindobonien)		Imperméable
?		Calcaires			Perméable
300		Marnes	Miocène inférieur (Burdigalien)		Imperméable
1000		Grès et poudingues			Perméable
20		Calcaires	Eocène		Perméable
?		Grès et quartzitiques Argiles et schistes			Imperméable
?		Marnes et calcaires marneux	Sénonien		Imperméable
20 à 60		Calcaires et marnes calcaire	Cénomaniens		Imperméable
1000		Schistes et bancs de quartzites	Crétacé		Imperméable
800 à 1000		Argiles schisteuses			Néocomien
1000		Calcaires	Jurassique		Perméable
?		Gypse et argiles	Trias		Semi-perméable
500		Schistes et quartzites	Permo-Trias		Imperméable

Figure 33 : Colonne lithostratigraphique synthétique et comportement hydrogéologique des différentes formations géologiques (Perrodon, 1957 et Kireche, 1993) de la région du Haut Chélif.

Les quartzites et les schistes paléozoïques à perméabilité en grand, intercalés dans les schistes primaires. Il constitue en général une nappe captive sous les argiles et conglomérats pliocènes. L'alimentation de cet aquifère s'effectue directement à partir des affleurements des niveaux quartzitiques là où la nappe est libre



En résumé, dans les plaines du Haut et du Moyen Chélif, les niveaux aquifères principaux qui fournissent l'essentiel des ressources en eau sont représentés par les alluvions quaternaires. Le niveau statique de la nappe alluviale est localisé généralement dans des les limons de couverture.

Epaisseur (m)	Lithologie	Description lithologique	Age	Comportement
20 à 120 m		Limons	Quaternaire	Perméable
		Alluvions		Perméable
20 à 200 m		conglomerats et sable rouge par fois argileux	Pliocène	Imperméable
		Grès astien		Perméable
		Marnes bleues		Imperméable
		Marnes blanches		Imperméable
120 à 1200 m		Grès	Miocène Supérieur	Perméable
		Marnes bleues		Imperméable
		conglomerats et sable		Perméable
		Poudings et grès		Perméable
150 à 700 m		Poudings et grès	Miocène inférieur	Perméable
400 m		Argiles	Eocène	Imperméable
		Grès quartzites		Perméable
		Argiles		Imperméable
400 m		argiles vidatres	Crétacé supérieur	Imperméable
		calcaires marneux		Imperméable
		Marnes		Imperméable
		Marnes calcaires marneux		Imperméable
100 à 1400 m		Marnes calcaires marneux	Crétacé inférieur	Imperméable
		argiles brunes		Imperméable
300 à 700 m		calcaires	jurassique	Imperméable
		Gypses et argile	Trias	Semi-Perméable

**Figure 34:** Colonne litho stratigraphique synthétique et comportement hydrogéologiques des différentes formations d'après le log stratigraphique établi par (Perrodon, 1957) de la région du Moyen Chélif.

### III.4.2.2. Paramètres hydrodynamiques de la nappe

De nombreux travaux ont été effectués afin de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif. Plusieurs essais de pompages dont le suivi est assuré par la DREW de Ain Defla et Chlef, ANRH, d'autres Travaux de Pradine (1977), Schrambach (1966) et Madani (1987). Dans le but de déterminer la transmissivité et la perméabilité, nous avons utilisé les résultats des essais de pompage effectués sur seize (16) forages. Quelques résultats obtenus apparaissent dans le tableau 21.

a) La transmissivité (T) : C'est un paramètre régissant le débit d'eau qui s'écoule par unité de largeur de la zone saturée et par unité de gradient hydraulique. Elle s'exprime en  $m^2/s$  (Castany, 1982). Les valeurs de la transmissivité d'un aquifère sont généralement calculées à partir d'essais de pompage. Les essais de pompages ne sont pas représentatifs sur l'ensemble de la zone tant en terme de distribution spatiale que de qualité (essais de pompage réalisés sans présence de piézomètre). Les valeurs de la transmissivité (Tableau 21) montrent que les valeurs les plus importantes se localisent dans les régions de Djendel, Arib et El-abadia. Elles varient entre  $6,10 \times 10^{-2} m^2/s$  et  $9,74 \times 10^{-2} m^2/s$ . La région d'El Abadia est présentée par la plus forte valeur qui caractérise par de forte épaisseur d'alluvions.

Nous pouvons également relever une zone discontinuité entre El Abadia et El Amra. Cette discontinuité peut s'expliquer par la même nature mais il y a une géométrie différence de la nappe.

Ces valeurs obtenues mettent également en évidence l'hétérogénéité du réservoir.

**b) Perméabilité (k) :** La perméabilité est l'aptitude d'un réservoir à se laisser traverser par l'eau sous l'effet d'un gradient hydraulique, est égale au rapport de la transmissivité (T) par l'épaisseur réelle de l'aquifère mouillée (e). Elle s'exprime en mètre par second (Castany, 1982).

La perméabilité d'une nappe est :

$$K = T / e : \text{pour une nappe captive (m/s)} ; K = T / H : \text{pour une nappe libre (m/s)}.$$

Nous observons que la valeur la plus importante se localise dans la région Aib, Sidi lakhder et d'El Abadia centre (K varie entre  $7 \times 10^{-4}$  m/s à  $9 \times 10^{-4}$  m/s). La valeur des perméabilités des alluvions grossières des plaines du Haut et du Moyen Chéouiff varie entre  $4 \times 10^{-4}$  à  $9 \times 10^{-4}$  m/s par l'ordre (K =  $0,31 \times 10^{-6}$  m/s à  $1 \times 10^{-4}$  m/s) où la formations des grés et sables. Les perméabilités des alluvions grossières sont assez homogènes par contre les perméabilités des autres aquifères (grés tortoniens) sont 10 fois plus faibles.

**c) Le coefficient d'emmagasinement (S) :** C'est le rapport du volume d'eau libéré ou emmagasinée par unité de surface d'un aquifère à la variation de charge hydraulique correspondante, sans référence au temps (ou en un temps limité).

Dans un aquifère captif ce paramètre est lié à la compressibilité et à l'expansibilité de l'eau et du milieu aquifère. Il est sans unité (Castany et al 1977).

Seuls huit valeurs du coefficient d'emmagasinement sont disponibles, estimées par essai de pompage (Tableau 21). En remarque que la région d'El Abadia et Sidi Lakhder sont représentées par des valeurs plus grande de S ( $S = 22 \times 10^{-2}$  à  $24 \times 10^{-2}$ ) et petite valeur ( $S = 1,7 \times 10^{-4}$ ) dans la région de Ain Defla.

En note que la différence des valeurs des paramètres hydrodynamiques peut s'expliquer par la nature des formations quaternaires et primaire qui sont représentées par des alluvions grossières à El Abadia et Sidi Lakhder ou les grés, les sables, les schistes et les calcaires du Doui à l'Ain defla.

Les résultats des paramètres hydrodynamiques : transmissivité (T), perméabilité (K) et coefficient d'emmagasinement (S) des différents forages sont récapitulés dans le tableau 21

**Tableau 21 :** Résultats de calcul des paramètres hydrodynamiques

Forages et aquifères	X (m)	Y (m)	Epaisseur (m)	T (m <sup>2</sup> /s)	K (m/s)	(S)
Forage Ain Defla	433100	328420	63	$0,34 \times 10^{-2}$	$0,54 \times 10^{-4}$	$0,017 \times 10^{-2}$
Forage Djendel	473800	323750	146	$7,32 \times 10^{-2}$	$5 \times 10^{-4}$	-
Forage Sidi Lakhder1	451600	328600	50	$4,57 \times 10^{-2}$	$9,09 \times 10^{-4}$	-
Forage Sidi Lakhder2	449310	329080	15	$1,22 \times 10^{-2}$	$8,1 \times 10^{-4}$	$22 \times 10^{-2}$
Forage Ain Soltane 1	460300	327040	78	$2,94 \times 10^{-2}$	$3,76 \times 10^{-4}$	-
Forage Ain Soltane 2	464300	325650	74	$3,66 \times 10^{-2}$	$4,89 \times 10^{-4}$	$1,7 \times 10^{-2}$
Forage Arib	442100	401515	76	$6,10 \times 10^{-2}$	$8,84 \times 10^{-4}$	-
Forage Ziadir	427250	331500	60	$3,48 \times 10^{-2}$	$5,8 \times 10^{-4}$	-
Forage Zenadra	428700	331950	80	$4,48 \times 10^{-2}$	$5,6 \times 10^{-4}$	-
Forage El Abadia	402200	327500	243,7	$9,74 \times 10^{-2}$	$4 \times 10^{-4}$	$24 \times 10^{-2}$
Forage El Abadia centre	409010	330800	114	$8,55 \times 10^{-2}$	$7,5 \times 10^{-4}$	-
Forage Kherba						
Aquifère des Alluvions	425900	331200	18	$1,1 \times 10^{-2}$	$6,1 \times 10^{-4}$	$1,14 \times 10^{-2}$
Aquifère des grés et sables			45	$0,14 \times 10^{-6}$	$0,31 \times 10^{-6}$	$1,2 \times 10^{-3}$
Forage El Amra F2	425300	332300	85	$4,76 \times 10^{-2}$	$5,6 \times 10^{-4}$	-

Forage Oued Fodda 1	394830	319120	18	$1,3 \times 10^{-2}$	$7,2 \times 10^{-4}$	$0,81 \times 10^{-2}$
Forage Oued Fodda 2	393570	318130	27,5	$1 \times 10^{-2}$	$3,6 \times 10^{-4}$	$9,7 \times 10^{-2}$
Forage Ouled Fares	368000	324050	80	$0,8 \times 10^{-2}$	$1 \times 10^{-4}$	-

(Source : ANRH Khemis Miliana)

Ces valeurs obtenues mettent également en évidence l'hétérogénéité du réservoir. La grande dispersion des valeurs des différents paramètres hydrodynamiques provient de l'importante hétérogénéité de faciès lithologiques rencontrés au niveau de chaque niveau aquifère (les alluvions quaternaires, les grès mio-pliocènes et les calcaires jurassiques) et des variations quantitatives et qualitatives de chaque niveau aquifère.

### III.4.2.3. Piézométrie

Le suivi de l'évolution piézométrique de la nappe dans le temps et dans l'espace permet d'identifier quelques paramètres hydrodynamiques de reconnaître d'une part le sens de l'écoulement global des eaux souterraines ainsi les zones préférentielles de drainage, de déterminer la profondeur de la surface du plan d'eau et le gradient hydraulique, en fin d'estimer les différentes réserves d'eaux souterraines.

Les ressources en eaux souterraines des plaines du Haut et du Moyen Chélif ont été évaluées dans le cadre du Plan National de l'Eau (1971). Cette évaluation est basée sur les études hydrogéologiques menées par l'ANRH et la méthode pluie/infiltration. Ces plaines sont constituées d'alluvions grossières, occupe une superficie de 1070 km<sup>2</sup> (Haut Chélif : 370 km<sup>2</sup>, Moyen Chélif Oriental : 360 km<sup>2</sup>, Moyen Chélif Occidental : 340 km<sup>2</sup>), dont les potentialités en eaux souterraines sont estimées à 43 Hm<sup>3</sup>/an (Haut Chélif : 16 Hm<sup>3</sup>/an, Moyen Chélif Oriental : 16 Hm<sup>3</sup>/an, Moyen Chélif Occidental : 11Hm<sup>3</sup>/an) constitue la première source pour l'irrigation.

Dans la présente étude, seuls les ouvrages captant la nappe du remplissage alluvial qui nous intéresse. Plus de 95 puits, forages et piézométries ont été recensés. La plupart des puits, de faible profondeur mais de grand diamètre.

Cette nappe alluviale importante exploitée pour les besoins en eau potable, l'irrigation et l'industrie des principales agglomérations des communes centrales de la wilaya d'Ain Defla et de Chlef et une partie de la wilaya de Média.

#### III.4.2.3.1. Inventaire des points d'eau

Dans le but d'étudier le comportement hydrodynamique des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif, nous avons utilisé les résultats des relevés piézométriques du réseau de surveillance de l'ANRH. L'étude piézométrique s'est déroulée aux mois de septembre, octobre et novembre pour la période des basses eaux et aux mois d'avril, mai et juin pour la période des hautes eaux.

Le suivi de l'évolution piézométrique de la nappe dans le temps et dans l'espace permet de reconnaître d'une part, la direction générale de l'écoulement et d'autre part d'identifier le gradient hydraulique (paramètre hydrodynamique).

Plusieurs campagnes piézométriques, prenant en compte les 66 puits et 29 piézomètres existant répartis sur toutes les plaines (Figure 36) effectués en 2012 jusqu'à 2018 durant les périodes des hautes eaux et des basses eaux ont conduit à l'élaboration des cartes piézométriques.

On mesure la variation des niveaux statistiques d'eau par une sonde piézométrique (Figure 35).

#### III.4.2.3.2. Profondeur de la nappe

La carte de la profondeur des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif montre des valeurs comprises entre 3 mètres et 280 mètres (Figures 37 et 38).

En rive droite, la nappe est relativement plus profonde dans la région d'Arrib et le Nord de Khemis Meliana à l'Est vers Ain Soltane dans la nappe du Haut Chélif et à l'Est vers El Amra qu'à l'Ouest autour d'El Abadia (plus de 80 m) dans la nappe alluviale du Moyen Chélif Oriental. Dans la partie Nord-Est de la nappe alluviale du Moyen Chélif vers le Nord à la proximité de la ville d'Ouled Fares et Chattia, les profondeurs peuvent atteindre des valeurs maximales de 280 m.

En rive gauche, les niveaux de la nappe sont peu profonds. Elles varient entre 3 m et 60 m dans les plaines et peut atteindre des valeurs jusqu'aux 80 m localement dans la zone de Ain Soltane, Oued Sly et Boukadir. Les nappes sont dans l'ensemble de la vallée peu profonde où la profondeur moyenne est d'environ 10 à 30 m ce qui confirme que la nappe captée par ces points d'eaux est celle des alluvions quaternaires.



**Figure 35** : Piézomètre dans la nappe du Haut et du Moyen Chélif.







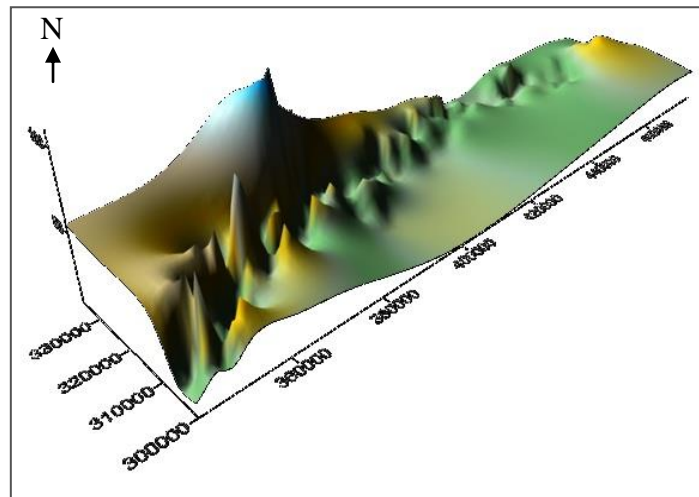


Figure 38: Profondeurs 3D des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif .

### III.4.2.3.3. Évolution de la piézométrie

La carte piézométrique est la synthèse la plus importante d'une étude hydrogéologique (Castany ,1982). Nous définirons à l'aide de ces cartes l'évolution piézométrique de la nappe dans le temps et dans l'espace, le sens d'écoulement, les zones préférentielles de drainage, valeurs de quelques paramètres hydrodynamique de la nappe (gradient hydraulique, ...) et ses variations pour préciser le type de la nappe, délimiter les zones d'intercommunications possibles entre aquifères, expliquer les changements de perméabilité et de structure et établir le profil de dépression.

La cartographie a été illustrée à la base des relevées piézométriques de trois campagnes piézométriques : des hautes et des basses eaux des années 2012 et 2017 et des hautes eaux de l'année 2018. Notons que pour la campagne des hautes eaux 2018, les mesures ont été faites par nos même en collaboration avec l'Agence Nationales des Ressource Hydraulique de Blida, de Khemis Miliiana et Chlef). On a établi les cartes par la méthode d'interpolation basée sur l'outil géostatistique (krigéage), en utilisant le logiciel Surfer 9.0.

Cinq campagnes piézométriques sont effectuées en période de hautes eaux et basses eaux des années 2012, 20017 et 2018, prenant en compte les 66 puits et 29 piézomètres existants (Annexe 01).

L'examen des cartes piézométriques ne révèlent aucun changement que ce soit de la morphologie ou de l'allure des courbes piézométriques en période de hautes et basses eaux dans les trois années 2012, 2017 et 2018 (Figures 39, 40, 41, 42 et 43), ce qui traduit le même régime d'écoulement. Cependant, on note une diminution des cotes piézométriques des puits et des piézométries en périodes de basses eaux par rapport aux périodes hautes eaux de 0, 6 m en 2012 à 4,3 m en 2017, due à la faible recharge de la nappe (faible pluviométrie annuelle) et à la surexploitation de la nappe qui assure l'irrigation des cultures.

L'observation de la morphologie de la carte piézométrique de la période des basses eaux 2017 (Figure 42) indique que les niveaux piézométriques sont décroissants de l'Est vers l'Ouest. Elle permet de constater que l'écoulement souterrain se fait, en général, suivant une direction Est-Ouest qui coïncide sensiblement avec l'axe de l'oued Chélif. Les courbes isopièzes montrent que la nappe est convergente et alimente l'oued dans le centre. On distingue :

- Dans la partie Nord entre El Amra et El Abadia, la partie Ouest de la nappe du Moyen Chélif Oriental et la partie centrale et Ouest de la nappe du Haut Chélif entre Ain Soltane et Arib et le centre de la nappe du Moyen Chellif Occidental entre Chattia et Boukadir, les courbes hydro-isohypses sont éloignées, indiquant des gradients hydrauliques faibles, de l'ordre de  $1 \times 10^{-3}$  à  $3 \times 10^{-3}$ . Ces faibles valeurs montrent

que les formations sont de plus en plus grossières et régulières. Cette région et indiquent une meilleure perméabilité de l'aquifère.

La partie amont de la nappe du Haut Chélif entre Ain Lechiakh et Barbouche et dans la nappe du Moyen Chélif Oriental entre Rouina et Ain Defla sur les piémonts du massif de Doui et la partie centre entre Rouina et El Attaf sur les piémonts du massif de Témoulga les courbes isopièzes sont resserrées indiquant un gradient hydraulique fort, de l'ordre de  $2,14 \times 10^{-2}$  à  $2,18 \times 10^{-2}$ . Cette variation du gradient hydraulique est due, essentiellement, à l'hétérogénéité de la lithologie par remontée du substratum du Miocène formé par les argiles et les poudingues d'âge Helvétique. Cet état de fait est dû à la diminution de la perméabilité des terrains à cet endroit.

La surface piézométrique n'est pas assez profonde ce qui augmente l'effet de l'évaporation dans la zone, où le gradient hydraulique diminue, donnant ainsi suffisamment de temps à l'interaction entre les eaux souterraines et la lithologie.

Les échanges oued-nappe peuvent avoir lieu dans les deux sens, dans un cas, l'oued à un rôle drainant, dans l'autre, il a un rôle d'alimentation. Les variations du niveau piézométriques dans l'aquifère sont liées à la pluviométrie et au niveau de l'oued Chélif, Parce que l'oued Chélif a creusé son lit dans l'aquifère. Ce type de liaison directe existe d'une manière certaine car des puits sont implantés dans le lit mineur de l'oued Chélif.

Les nappes sont rechargées latéralement, à partir des versants Nord et Sud de la dépression où l'axe de drainage principale est représenté par l'oued Chélif. Plusieurs auteurs (Schrambach, 1966 ; Pradines, 1977) et les différents services de l'eau (DREW d'Ain defla et Chlef) ont tenté de déterminer les caractéristiques hydrodynamiques de la nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif à travers les essais de pompage réalisés dans la région. Les informations relatives à la transmissivité et la perméabilité ne reflètent pas la réalité car les forages testés par essais de pompage sont mal repartis sur la zone étudiée. Les valeurs les plus importantes des perméabilités et des transmissivités se localisent dans les régions qui caractérisent par de forte épaisseur des alluvions grossières (Sidi Lakhdar, Arib, El Amra, El Abadia, Chlef et Oued Sly), par contre dans autres formations Mio-Plio-Quaternaires sont faibles.

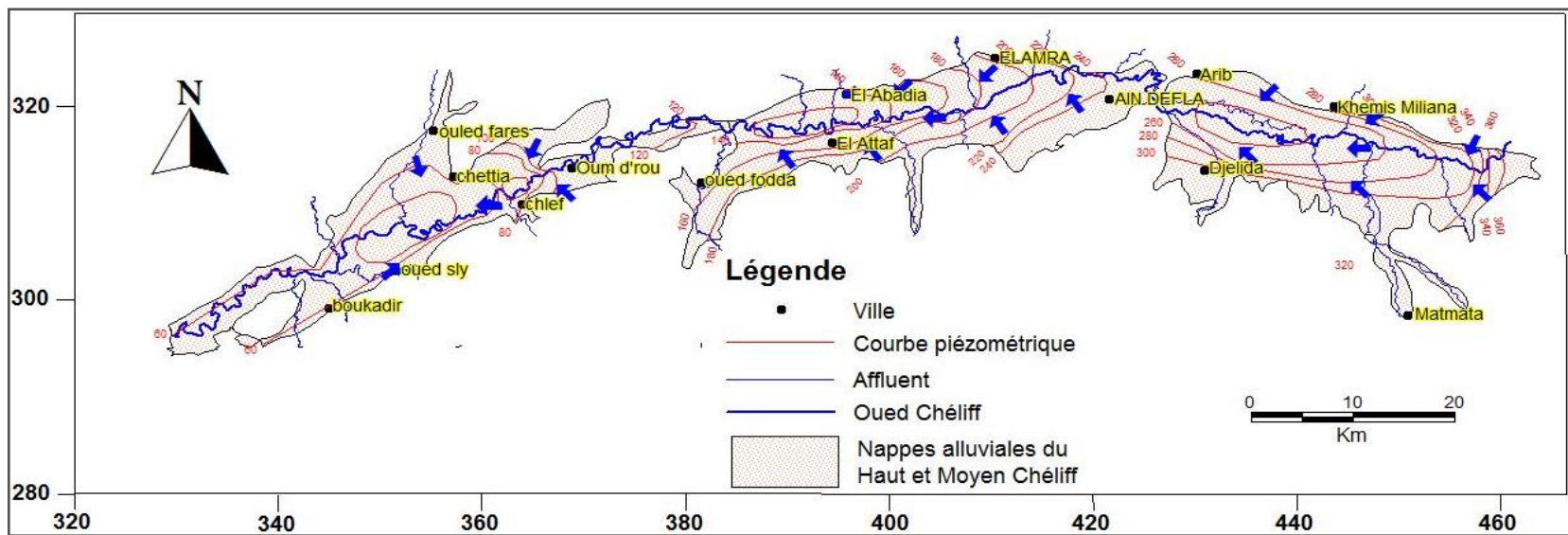


Figure 39 : Carte piézométrique en période des hautes eaux 2012.

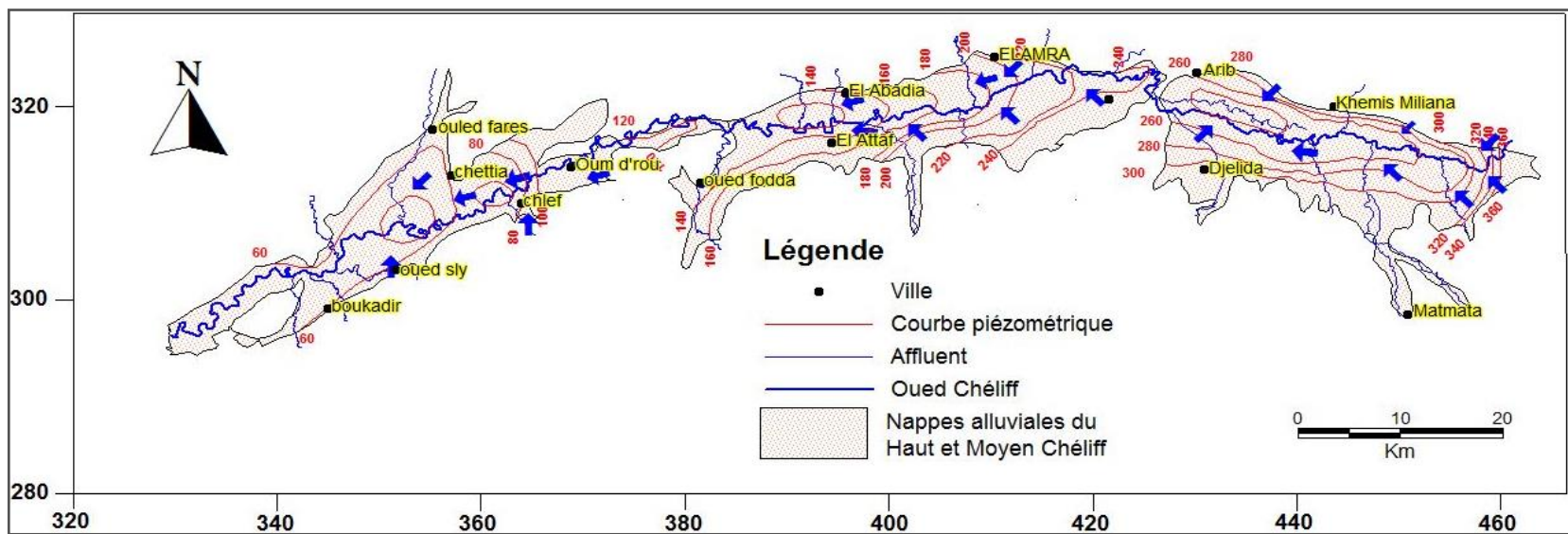


Figure 40 : Carte piézométrique en période des basses eaux 2012.

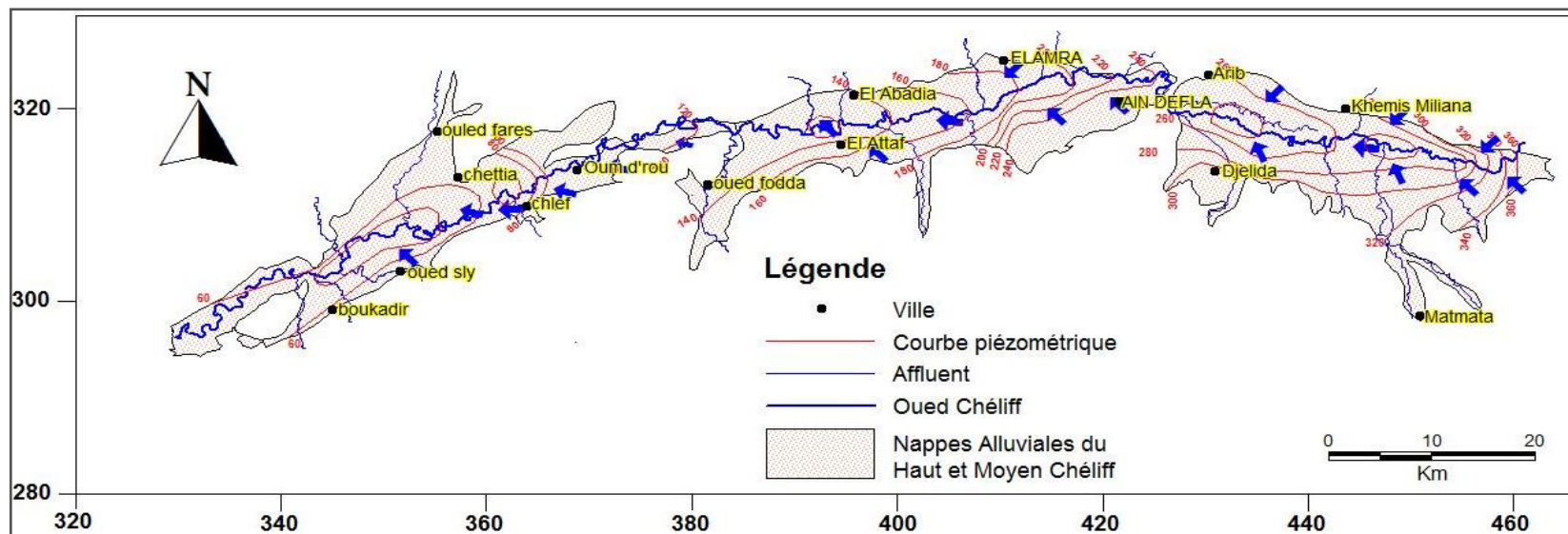


Figure 41: Carte piézométrique en période des hautes eaux 2017.

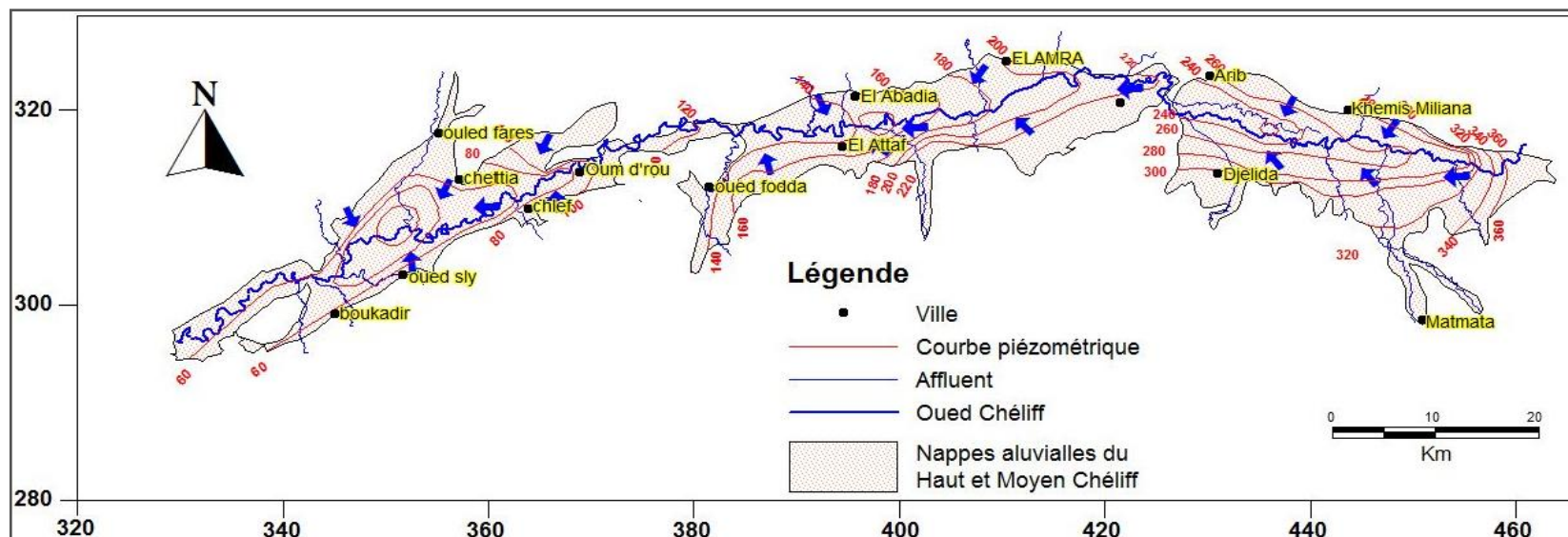


Figure 42 : Carte piézométrique en période des basses eaux 2017.



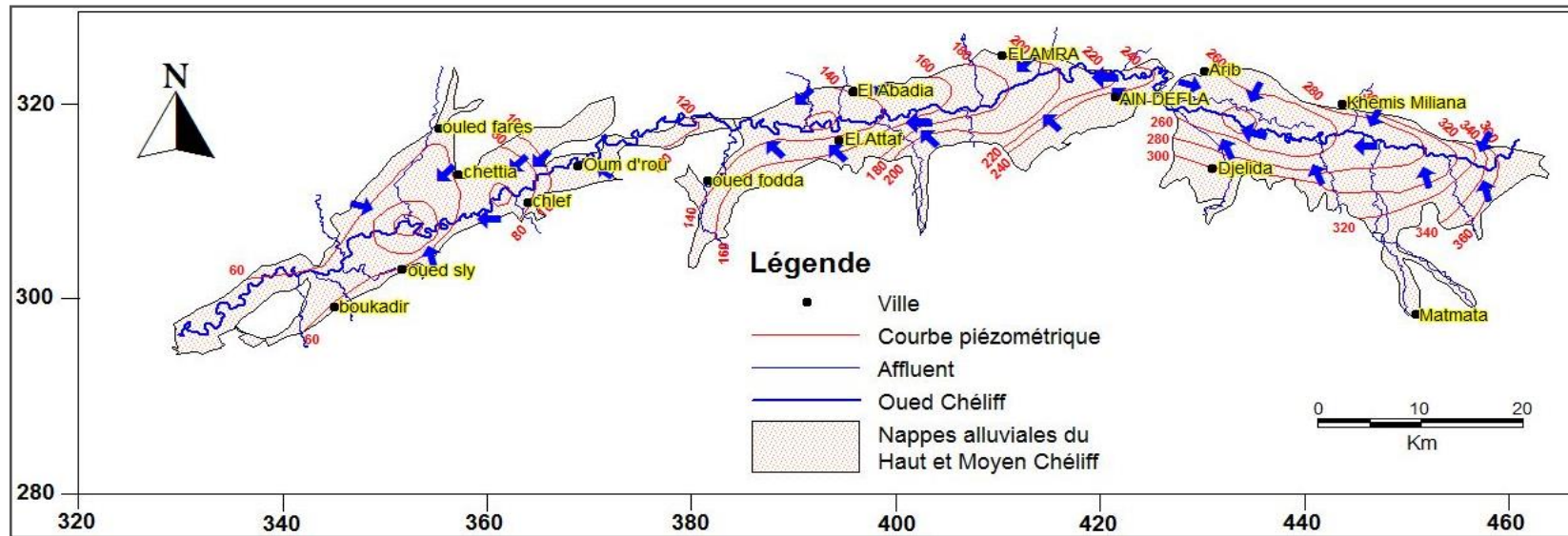


Figure 43: Carte piézométrique en période des hautes eaux 2018.

### III.4.2.3.4. Fluctuations de la nappe

La comparaison de la piézométrie entre la période des basses eaux et celle des hautes eaux a permis d'établir les graphes de variation du niveau piézométrique des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif pour les années 2012 et 2017 (Figures 44 et 45).

Nous remarquons que les fluctuations du niveau piézométrique des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif sont caractérisées par une baisse jusqu'à 8 m mètres au point d'eau PZ2 en 2012 et jusqu'à 16 m mètres au point d'eau W105-0008. Elles atteignent des valeurs de 8,20 m au point d'eau Pz 2 en 2012 et 10,25 m au point d'eau W85-6 en 2017 (Haut Chélif), 2,16 m au point d'eau Pz8 en 2012 et 11,6 m au point d'eau Pz10 en 2017 (Moyen Chélif Oriental), 4,6 m au point d'eau W105-01186 en 2012 et 16,79 m au point d'eau W105-0008 en 2017. Cette diminution est due à la surexploitation de la nappe pour assurer l'irrigation.

À l'inverse, cette opération a montré une augmentation dans certains points d'eau, comme le point d'eau (W106-52) en 2012 et (Pz 12) en 2017. Elles atteignent une valeur de 4,33 m et 7,40 m respectivement. Cela est dû probablement à la recharge artificielle à partir des lâches d'eau des barrages de Ghrib, Deurdeur, Harraza, Sidi M'hamed Ben Taiba, Ouled Mellouk, Oued Fodda et Sidi Yacoub (d'un volume moyen de l'ordre de 289,40Hm<sup>3</sup>/an destinées à l'irrigation) dans l'oued principal du Chélif.

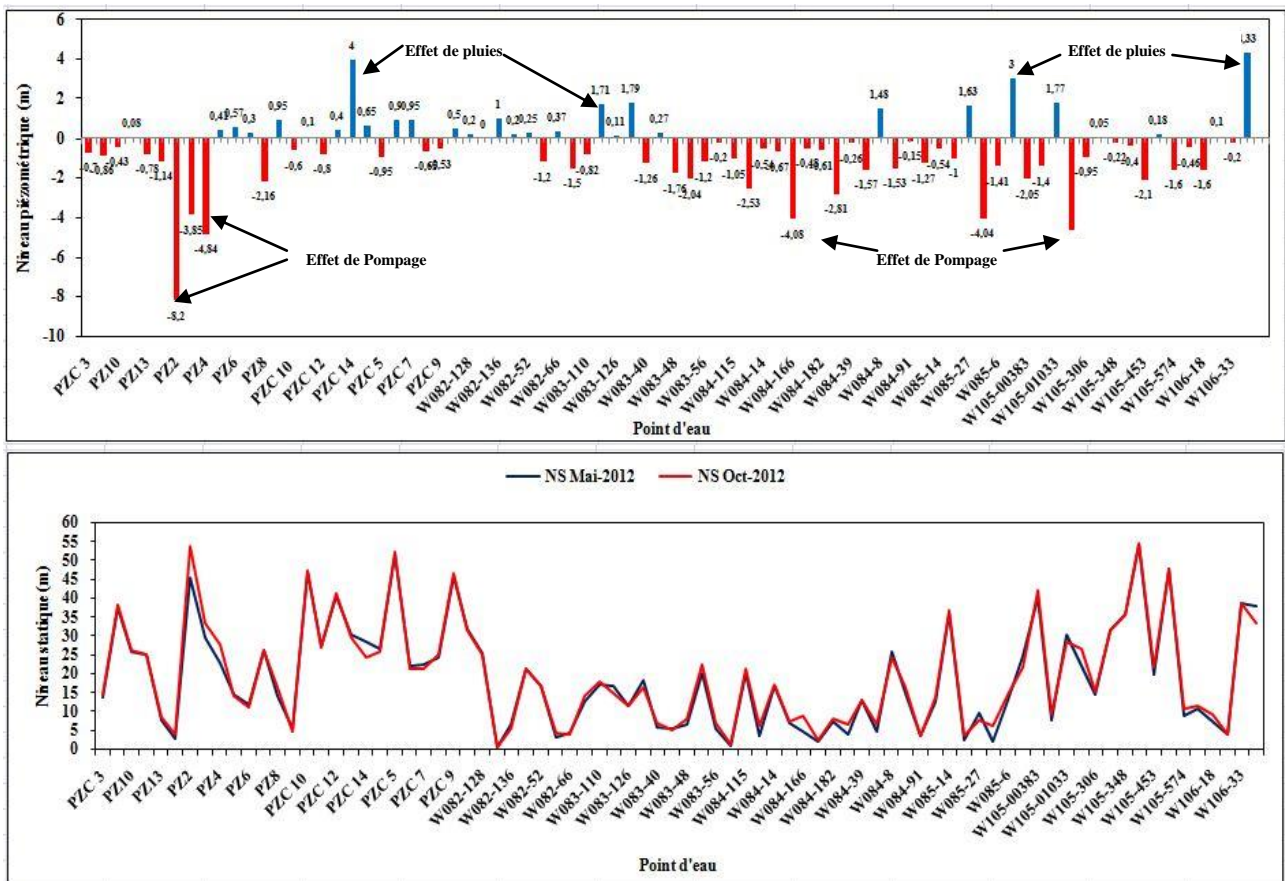


Figure 44: Évolution du niveau piézométrique durant les périodes de basses et hautes eaux en 2012.

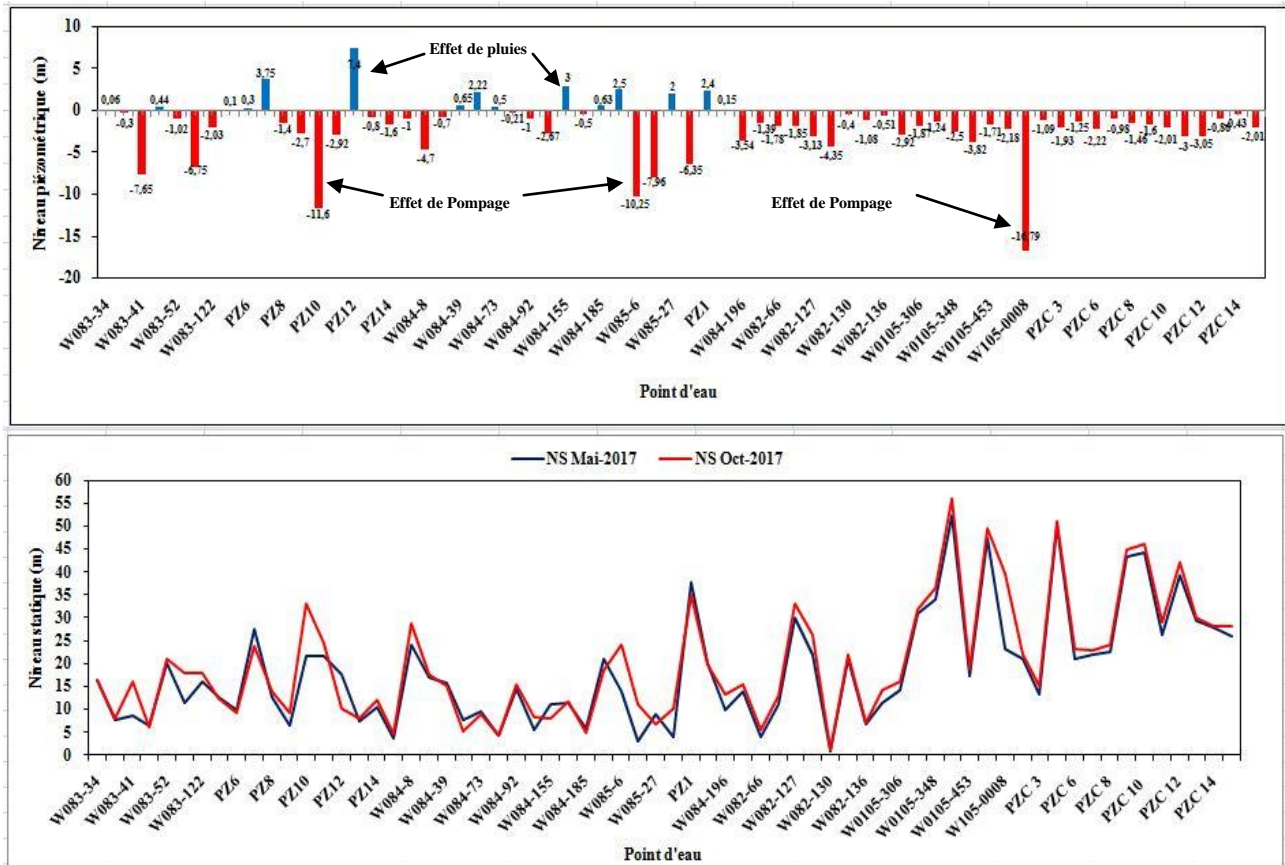


Figure 45: Évolution du niveau piézométrique durant les périodes des basses et des hautes eaux en 2017.

### III.4.2.3.5. Évolution spatiale et temporelle du niveau piézométrique de 2010 à 2018

Le niveau piézométrique de la nappe évolue en fonction de plusieurs paramètres : les précipitations, les conditions d'exploitation et la nature du toit de la nappe. Deux cas d'évolution sont observés (Figure 46) :

- Les variations piézométriques sont très influencées par les pluies : période des hautes eaux (avril, mai et juin) et période des basses eaux (septembre, octobre et novembre).
- Une exploitation temporaire où le niveau piézométrique présente une diminution brutale due à l'effet du pompage durant les périodes des hautes eaux et des basses eaux aux points d'eau : W85-27 (Haut Chélif), W82-52 (Moyen Chélif Occidental) et W82-136 (Moyen Chélif Occidental).

Cette opération a montré que les fluctuations les plus importantes se manifestent sur les deux rives d'Oued Chélif et peuvent atteindre 2 m.

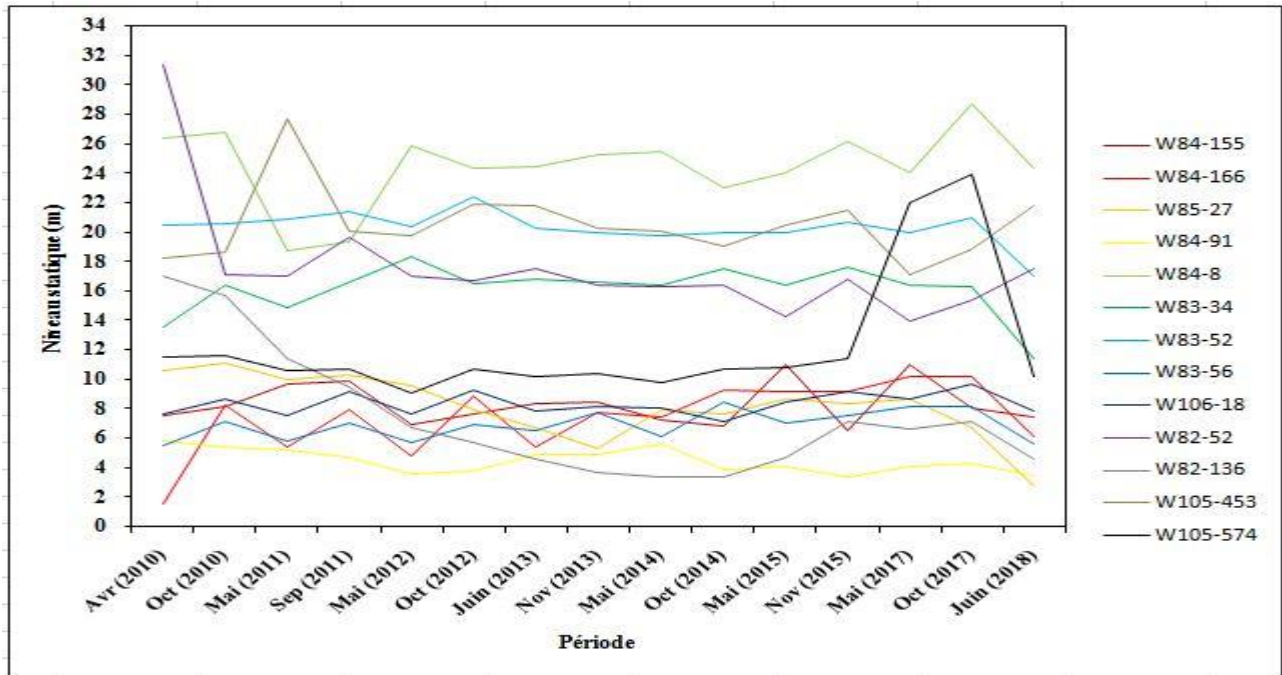


Figure 46: Évolution temporelle et spatiale du niveau piézométrique des nappes du Haut et du Moyen Chélif.

### III.5. Conclusion

Le bassin du Haut et du Moyen Chélif correspond à un large synclinorium des Néogène et Quaternaire dans le quel se sont accumulés près de 300 mètres de sédiments. Ce système est principalement composé des formations d'âge Mio-Plio-Quaternaire. Les formations quaternaires sont représentées par les alluvions. Le Miocène et le Pliocène se composent principalement de grès. Les formations carbonatées qui bordent la plaine sont d'âge secondaire (massifs de Zaccar, Doui, Témoulgat et Dahra). Ce bassin montre une géologie très diversifiée, il s'agit des formations :

- Les grès et sables du Miocène, qu'il est assuré une distension au Miocène supérieur.
- Le Villafranchien du pliocène continental et l'Astien (grès astien, grès à hélix).
- Des sables et alluvions du Quaternaire, qu'il est assuré par des épandages alluviaux caillouteux. Des calcaires jurassiques des massifs du Chélif, intensément fissurés et karstifiés.
- Grossières essentiellement conglomératiques, limoneux ou sableux.

Du point de vue hydrogéologique et nous fondant sur les caractéristiques lithostratigraphiques et structurales, nous pouvons distinguer les formations susceptibles d'être aquifères, elles sont représentées par :

- Les calcaires à lithothamnium.
- Les grès astiens marins et les sables dunaires à Hélix.
- Les grès, conglomérats et sables du villafranchien (couche rouges).
- Les alluvions grossières du Chélif et de ses affluents ainsi que le complexe quaternaire ancien.
- Les formations qui jouent le rôle de substratum imperméable correspondent aux marnes bleues du Miocène supérieur et du Pliocène qui affleurent sur les bordures Nord et Sud des plaines.

Toutes les cartes piézométriques indiquent que les coulements de la nappe se font des bordures vers l'axe central de la vallée avant de prendre une direction Est-Ouest parallèlement au cours d'eau principal de l'oued Chélif. Une certaine perturbation des niveaux piézométriques, elle due à la surexploitation de la nappe pour assurer l'irrigation.



# *Chapitre IV*

## *CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES*

---

## IV.1. Introduction

L'étude hydrochimique des nappes du Haut et du Moyen Chélif a pour but de mieux comprendre l'évolution spatio-temporelle des éléments physico-chimiques de l'eau (pH, CE,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{NO}_3^-$ ) qui sont intimement liées à la composition lithologique des couches traversées et du temps de séjour des eaux dans l'environnement souterrain. Les concentrations de ces éléments naturels sont conditionnées par divers facteurs tels que les paramètres climatiques, l'activité anthropique, les échanges avec et les eaux de surface, les interactions avec l'encaissant et les intercommunications entre les différents aquifères (Gouadia, 2008).

L'évolution dans le temps a permis de préciser les mécanismes essentiels de minéralisation et de modification de la composition des eaux dans le milieu poreux. L'évolution dans l'espace a permis d'identifier des zones à différents degrés de potabilité. En raison de l'utilisation multiple des eaux de la nappe étudiée (AEP, irrigation et industrie) et de son exposition aux différents paramètres de pollution, il serait important de définir une stratégie pour une bonne gestion qualitative de ces eaux.

Une autre approche a été tentée par le traitement en composantes principales dans le but de préciser et individualiser les facteurs explicatifs quant au chimisme et l'interaction eau-roche sur l'ensemble de la nappe. Les ions majoritairement présents dans l'eau vont refléter la nature des roches rencontrées.

L'étude se base principalement sur les informations de prélèvement à partir de 71 points d'eau, répartis sur la plaine (47 puits et 24 piézomètres) durant deux campagnes (hautes et basses eaux) en 2012 et 47 points d'eau, répartis sur la plaine (32 puits et 15 piézomètres) durant deux campagnes (hautes et basses eaux) en 2017 (Figure 48). Les analyses chimiques ont été réalisées au laboratoire de l'ANRH de Blida.

## IV.2. Matériels et méthodes

Dans cette étude, nous avons fait recours aux méthodes suivantes :

- L'étude de la relation entre les éléments chimiques.
- Représentation graphique de l'évolution temporelle des paramètres chimiques des points d'eau ;
- Cartographie des éléments physico-chimique : pH, CE,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{NO}_3^-$  en utilisant des outils informatiques (Surfer v. 9.0 et Mapinfo v.7.5) ;
- Détermination des faciès chimiques de la nappe par la représentation des paramètres chimiques sur les diagrammes de Piper, de Scholler Berkloff et de Stabler, en utilisant le logiciel Diagramme v.6.1 ;
- L'étude de l'acquisition de la minéralisation par l'établissement des graphes binaires et de l'indice de saturation, en utilisant le logiciel diagramme v.6.1 ;
- Etude statistique multi-variée des éléments physico-chimique par le logiciel SPSS v.16 et XLstat 2015 ;
- Enfin, l'aptitude des eaux de la nappe à l'alimentation eau potable et à l'irrigation par la comparaison des résultats avec les normes de l'OMS (2008) et la méthode de Richards.

### IV.2.1. Echantillonnage et analyse hydrochimique

Un réseau d'échantillonnage a été choisi pour permettre d'acquérir des données représentatives sur la variabilité spatio-temporelle de la qualité des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif. Les prélèvements ont été effectués selon une fréquence saisonnière. Les échantillons des eaux destinés aux analyses en laboratoire ont été prélevés dans les puits et les piézomètres (Figure 48) durant les périodes des hautes eaux (mois de Mai et Juin) et des basses eaux (mois d'Octobre et Novembre) pour les années 2012 et 2017. Tous les échantillons d'eau ont été recueillis après le pompage des puits pour une durée minimale de 10 à 15 min. Ces échantillonnages ont été réalisés dans des flacons en polyéthylène de 250 ml pour les analyses physico-chimiques et isotopiques, et conservés dans une glacière et analysés juste après la campagne de prélèvement dans le laboratoire de l'ANRH et CRNA. Les

paramètres physiques (température, pH et conductivité électrique) des eaux souterraines du Haut et du Moyen Chélif ont été mesurés in situ à l'aide d'un pH-mètre et d'un conductimètre de terrain. Immédiatement après le prélèvement dans les flacons. Les échantillons filtrés et acidifiés (1% v/v)  $\text{HNO}_3$  ont été analysés pour les cations.

Les analyses hydrochimiques (cation et anions) ont été effectuées à l'aide d'une chromatographie ionique Dionex 120 dans le laboratoire de CRNA et à l'aide d'un Spectrophomètre UV, d'un turbidimètre et d'un colorimètre dans le laboratoire de l'ANRH.

Les teneurs isotopiques de l'Oxygène-18 ( $^{18}\text{O}$ ) et du deutérium ( $^2\text{H}$ ) des eaux ont été déterminées par spectromètre Laser Picarro-L2110i de Centre de Recherche Nucléaire d'Alger. les incertitudes analytiques sur les mesures étaient de 0,36 ‰ pour le deutérium (HD) et de 0,05 ‰ pour l'Oxygène-18 ( $^{18}\text{O}$ ).

Les méthodes utilisées pour les analyses des anions sont les suivantes : Les chlorures ( $\text{Cl}^-$ ), en présence du thiocyanate mercurique et de l'alun Ferrique donnent en milieu nitrique acide un complexe coloré orange Susceptible d'un dosage colorimétrique à la longueur d'onde de 470 nm. Les sulfates ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) sont précipités sous forme de sulfate de baryum par le chlorure de baryum. Le précipité ainsi obtenu, très fin est stabilisé par la gélatine. On effectue sur le trouble une mesure turbidimétrique à la longueur d'onde de 495 nm, la méthode colorimétrique pour les nitrates ( $\text{NO}_3^-$ ). Ces méthodes sont conformes aux procédures approuvées par l'agence 'United States Environmental Protection Agency' (EPA, 1983). Les bicarbonates ( $\text{HCO}_3^-$ ) ont été déterminés par la méthode potentiométrique (Rodier et al, 2009).

Ainsi, les résultats de l'analyse comportent toujours, en dépit des précautions prises par l'opérateur, une certaine marge d'incertitude. Les données hydrochimiques sont indiquées en (Annexes 4.1 et 4.2).



**Figure 47:** Photos représentant les moyens de prélèvement, de mesure et de conservation des échantillons des eaux souterraines du Haut et du Moyen Chélif.

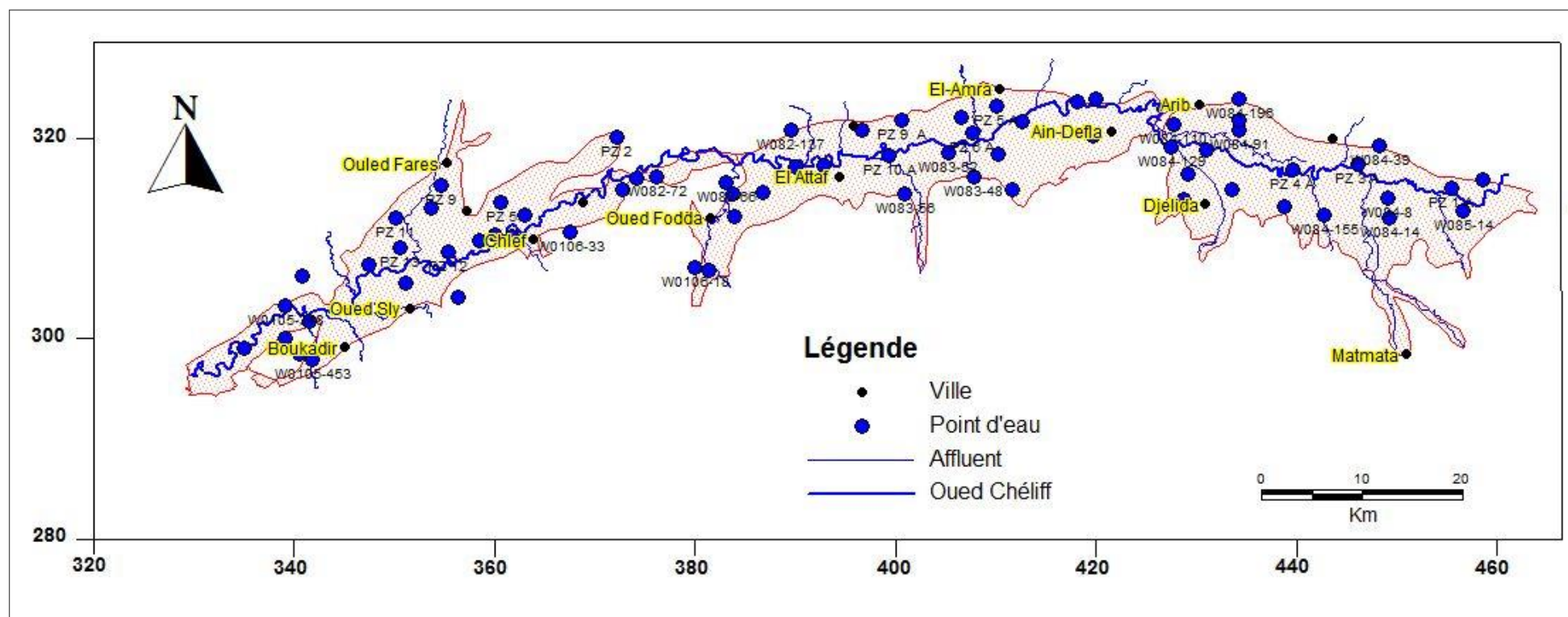


Figure 48: Inventaire des points d’eaux de la plaine du Haut et du Moyen Chélif.

### IV.3. Résultats et discussions

#### IV.3.1. Traitement des résultats de l'analyse

Pour l'interprétation des résultats d'analyse, la procédure de contrôle a comporté la vérification de la balance ionique. Donc, l'établissement de la balance ionique pour les résultats d'analyses chimiques d'une eau qui permet de vérifier la fiabilité de cette dernière. Les éléments utilisés dans ce contrôle sont les quartes anions ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{NO}_3^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ ) et les quartes cations ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$ ). Cette balance s'écrit comme suit :

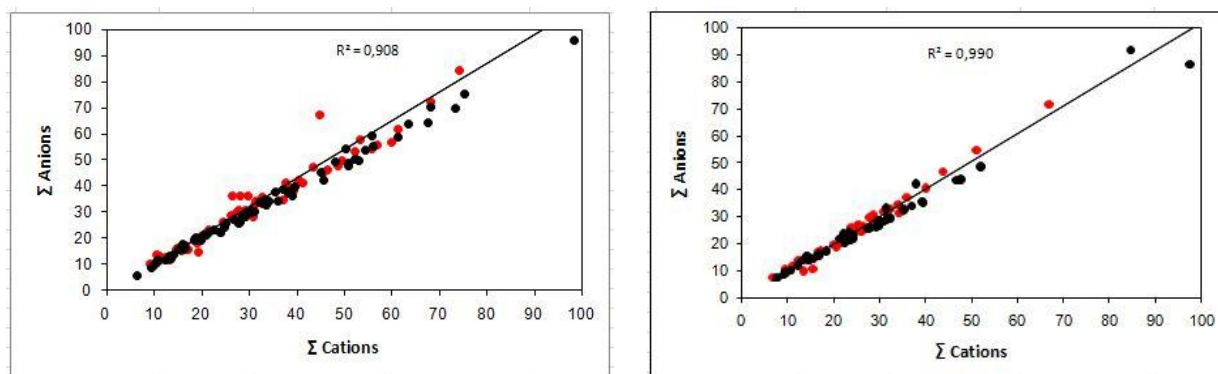
$\text{BI} = (\Sigma\text{A} - \Sigma\text{C}) / (\Sigma\text{A} + \Sigma\text{C}) \times 100$  en % pour chaque échantillon d'eau.

Avec :

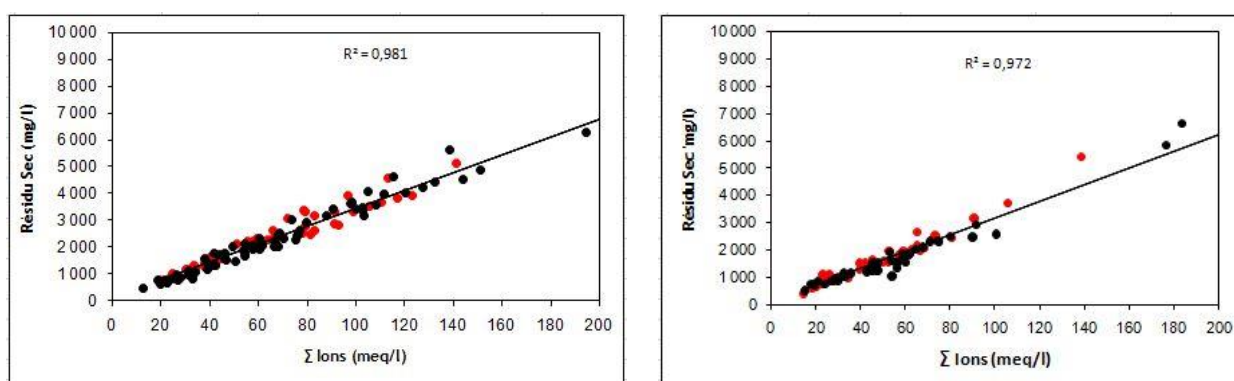
$\Sigma\text{A}$  = la somme des anions en milliéquivalents par litre.

$\Sigma\text{C}$  = la somme des cations en milliéquivalents par litre.

Il existe toujours une certaine différence entre la somme des cations et celle des anions, or si l'erreur calculée est inférieure à  $\pm 5\%$  on peut considérer d'analyse comme acceptable (Domenico et Schwartz, 1990). Il en ressort que 63, 71, 38 et 47 points d'eau en deux périodes (hautes et basses eaux en 2012 et 2017) respectivement. Soit, 90 % des échantillons présentent un équilibre ionique durant les deux années. En effet, la corrélation des teneurs absolues en éléments majeurs donne un coefficient de corrélation ( $R^2 = 0,91$  et  $R^2 = 0,99$ ) en hautes eaux et basses eaux des années 2012 et 2017, respectivement (Figure 49). De même, la corrélation linéaire entre la somme des ions et le résidu sec analysé (Figure 50) est très bonne ( $R^2 = 0,98$  et  $R^2 = 0,97$ ) en 2012 et 2017, respectivement. On peut donc conclure que les procédures analytiques sont très bonnes.



**Figure 49:** Corrélation entre la somme des anions et des cations (pts rouges: hautes eaux, pts noir: basses eaux).



**Figure 50 :** Corrélation entre la somme des ions et le Résidu sec.

### IV.3.2. Analyse statistique des données chimiques

#### IV.3.2.1. Analyse statistique

Les paramètres statistiques (Min, Max, Moy, CV et Ecart-type) sont calculés et résumés dans le tableau 22 suivant, qui montre une grande variation des concentrations des éléments chimiques. Les teneurs en calcium, magnésium, sodium, chlorures, sulfates et bicarbonates, en moyenne, sont supérieures aux normes internationales (OMS, 2008) (100, 50, 150,250, 250 et 250 mg/l, respectivement).

Pour les nitrates, les teneurs en périodes des hautes et des basses eaux des années 2012 et 2017 (100 mg/l, 195 mg/l et 111 mg/l, 225 mg/l, respectivement) sont nettement supérieures à la valeur admise par l'OMS (50 mg/l).

Les coefficients de variation sont élevés pour l'ensemble des ions : Ca (CV = 68 %, 67 %, 63 % et 62 % en hautes et basses eaux des années 2012 et 2017, respectivement), Mg (CV = 83 %, 88 %, 80 % et 50 %), SO<sub>4</sub> (CV = 92 %, 95 %, 81 % et 78 %) et NO<sub>3</sub> (CV = 77 %, 82 %, 85 % et 98 %) et même très élevés pour les ions Na (CV = 91 %, 106 %, 118 % et 125 %), K (CV = 123%, 114 %, 65 % et 98 %), Cl (CV = 98 %, 114 %, 109 % et 121%) ce qui indique une variabilité spatiale importante (hétérogénéité spatiale) de ces éléments d'où la nécessité d'une étude spatiale, afin de faire ressortir les zones représentant les différentes classes de la qualité des eaux. Ce coefficient est plus faible pour le pH (CV =4%, 4%, 3% et 8%) voir faible pour HCO<sub>3</sub> (CV = 34 %, 41%, 38 % et 39 % en hautes et basses eaux des années 2012 et 2017, respectivement).

**Tableau 22:** Paramètres statistiques des variables physico-chimiques des eaux souterraines en 2012 et 2017.

Année	Élément	Période des hautes eaux					Période des basses eaux				
		Max	Min	Moy	écart type	CV	Max	Min	Moy	Ecart type	CV
2012	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	979	38	219	150,23	0,68	1143	35	246	165,39	0,67
	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	940	25	145	121,18	0,83	1266	20	186	164,01	0,88
	Na <sup>+</sup> (mg/l)	1650	43	329	299,13	0,91	1990	13	322	342,53	1,06
	K <sup>+</sup> (mg/l)	30	1	6	7,06	1,23	50	01	7	7,87	1,14
	Cl (mg/l)	4980	124	804	792,03	0,98	7660	81	932	1072,03	1,14
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	2610	31	461	426,07	0,92	2590	9	456	434,00	0,95
	H CO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	641	76	318	110,67	0,34	763	31	342	142,07	0,41
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	100	0	50	38,42	0,77	195	0	53	44,26	0,82
	R. Sec (mg/l)	12727	700	2442	1841,92	0,75	15764	470	2884	2304,80	0,79
pH	9,4	7,00	7,90	0,33	0,04	8,7	6,8	7,8	0,34	0,04	
2017	Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	990	14	275	173,52	0,63	701	4,1	214	132,15	0,62
	Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	240	5	68	55	0,80	140	3,8	70	35,08	0,50
	Na <sup>+</sup> (mg/l)	2100	55	320	379,56	1,18	2900	10,9	393	490,55	1,25
	K <sup>+</sup> (mg/l)	20	02	05	3,56	0,65	38	0	8	7,51	0,98
	Cl (mg/l)	4720	110	786	863,22	1,09	5700	87	752	911,30	1,21
	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	1035	01	310	253,00	0,81	1100	4,2	284	223,26	0,78
	H CO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	534	46	280	106,71	0,38	488	27,45	278	108,46	0,39
	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	111	0	40	34,01	0,85	225,5	0	61	60,20	0,98
	R. Sec (mg/l)	7659	392	2125	1529,57	0,72	9423	497	1975	1584,04	0,80
pH	8,3	7,1	7,9	0,28	0,03	9,4	5,1	7,6	0,62	0,08	

#### IV.3.2.2. Matrice de corrélation

L'analyse de la matrice de corrélation (Tableau 23) permet de dire que pratiquement toutes les variables (Ca, Mg, Na, K et Cl) sont corrélées les années entre elles pour les deux années d'étude 2012 et 2017. D'après la matrice de corrélation des différents paramètres, nous remarquons plusieurs corrélations significatives existent entre les différents ions. Ces liens montrent les éléments qui évoluent ensemble, ce qui indique probablement une même origine. D'autres corrélations en deux périodes des années 2012 et 2017 sont distinguées. Il s'agit des couples (Na-Mg), (Ca-Mg), (Mg-SO<sub>4</sub>) et (Na-Cl).

Les nitrates et les bicarbonates ne présentent aucune corrélation avec les autres éléments et corrélés négativement en période des basses eaux et période des hautes eaux des deux années 2012 et 2017. Une forte corrélation ( $R > 0,7$ ) a été observée entre les traceurs chimiques  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  et la minéralisation totale (TDS ou Résidu sec), indiquant une minéralisation d'origine évaporitique ( $\text{NaCl}$ ,  $\text{CaSO}_4$  et  $\text{MgSO}_4$ ) de ces éléments dans l'eau, seulement ce n'est pas le cas pour les  $\text{HCO}_3^-$  qui présente une faible corrélation avec l'indicateur de salinité TDS. On remarque que le R.sec est bien corrélé avec le Ca ( $R = 0,851$  et  $0,807$ ) en périodes des hautes eaux et des basses eaux de l'année 2012, avec le Mg ( $R = 0,893$  ;  $0,904$  et  $0,835$ ), avec le Na ( $R = 0,901$  ;  $0,860$  et  $0,918$ ) en périodes des hautes eaux et des basses eaux de l'année 2012 et périodes des hautes eaux de l'année 2017 respectivement, et avec le Cl ( $R = 0,967$  ;  $0,948$  ;  $0,961$  et  $0,970$ ) en en périodes des hautes eaux et des basses eaux deux années 2012 et 2017, respectivement. Ces relations ont été utilisées pour trouver une idée sur les liaisons existantes entre deux ou plusieurs éléments et les ions responsables de la salinité des eaux. Ajoutant à cela, les coefficients de corrélation entre les chlorures et le sodium est  $R = 0,90$  ,  $0,82$  et  $0,97$ , respectivement en en périodes des hautes eaux et des basses eaux de l'année 2012 et en périodes des hautes eaux 2017 avec la salinité globale de l'eau (TDS) qui nous indiquons la même origine pour les deux éléments ; c e qui explique la dissolution de la halite que l'on rencontre dans les formations triasiques, qui provoque la libération des concentrations égales de sodium et de chlorure dans la solution.

Il existe une forte corrélation entre le chlorure d'une part et le calcium et le magnésium d'autre part suggère que l'échange de cations peut également influencer considérablement sur la composition des eaux souterraines, notons que le calcium et le magnésium présentent aussi une forte corrélation qui est dû au lessivage des argiles, la présence des formations carbonatés et aux phénomènes d'échange de bases (échange cationique avec les éléments minéraux argileux qui sont les formations les plus abondantes dans la région d'étude et/ou participent au phénomène de précipitation/dissolution).

D'autres corrélations significatives entre les sulfates, le calcium et les sulfates, le magnésium Suggère la dissolution de formation gypsifères dans l'eau qui libère des ions sulfate, le calcium et magnésium :



La corrélation est légèrement significative entre le calcium, le magnésium et le sodium peut s'expliquer par l'implication des ions de sodium au phénomène d'échange cationique avec le substratum argileux de l'aquifère. Ceci est dû aux mécanismes de l'acquisition de la charge saline des eaux qui sont perturbées par plusieurs phénomènes, tels que les échanges de bases qui caractérisent les eaux fortement minéralisées, le lessivage des niveaux évaporitiques et la dissolution du gypse et de l'halite qui peuvent augmenter respectivement les teneurs des ions calcium, magnésium et chlorures.

Dans cette analyse statistique, on observe une faible corrélation des éléments Ca, Mg et  $\text{HCO}_3^-$  cela tend à prouver que la majorité des calciums et magnésium provient de la dissolution des minéraux des évaporites mais qu'une très faible proportion de ces anions pourrait provenir de la dissolution des minéraux de carbonate, ce qui est dû à la faible solubilité de ces derniers par rapport aux formes évaporitiques. Ceci est expliqué par l'effet des valeurs élevées de la constante d'équilibre des minéraux évaporitiques, ce qui permet aux éléments évaporitiques de se présenter dans l'eau à des concentrations élevées. Par contre pour les minéraux carbonatés, la constante d'équilibre est plus, ce qui produit une précipitation des éléments chimiques.



Tableau 23 : Matrice de corrélation entre les variables en 2012 et 2017.

Hautes eaux 2012										Hautes eaux 2017									
Variables	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	R. Sec		Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	R. Sec
Ca <sup>2+</sup>	1										1								
Mg <sup>2+</sup>	<b>0,875</b>	1									0,378	1							
Na <sup>+</sup>	<b>0,595</b>	<b>0,661</b>	1								0,288	0,725	1						
K <sup>+</sup>	0,139	0,205	0,446	1							0,264	0,465	0,800	1					
Cl <sup>-</sup>	<b>0,799</b>	<b>0,846</b>	<b>0,901</b>	0,358	1						0,409	<b>0,776</b>	<b>0,978</b>	<b>0,748</b>	1				
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	<b>0,760</b>	<b>0,812</b>	<b>0,531</b>	0,125	0,558	1					<b>0,735</b>	0,385	0,031	0,070	0,092	1			
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,176	0,198	0,251	0,269	0,161	0,175	1				0,293	-0,009	-0,341	-0,168	-0,336	0,452	1		
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,085	-0,107	-0,332	-0,078	-0,186	-0,137	-0,144	1			0,117	-0,222	-0,300	-0,269	-0,241	-0,068	0,265	1	
Résidu Sec	<b>0,851</b>	<b>0,893</b>	<b>0,901</b>	0,342	<b>0,967</b>	<b>0,718</b>	0,235	-0,178	1		<b>0,570</b>	<b>0,835</b>	<b>0,918</b>	<b>0,699</b>	<b>0,948</b>	-0,362	-0,159	-0,208	1

Basses eaux 2012										Basses eaux 2017									
Variables	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	R. Sec		Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	R. Sec
Ca <sup>2+</sup>	1										1								
Mg <sup>2+</sup>	<b>0,811</b>	1									<b>0,591</b>	1							
Na <sup>+</sup>	0,465	<b>0,634</b>	1								0,136	0,108	1						
K <sup>+</sup>	0,347	0,498	<b>0,691</b>	1							0,288	0,078	<b>0,630</b>	1					
Cl <sup>-</sup>	<b>0,789</b>	<b>0,861</b>	<b>0,820</b>	<b>0,674</b>	1						<b>0,646</b>	0,213	0,285	0,195	1				
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	0,423	<b>0,590</b>	0,373	0,168	0,260	1					0,487	<b>0,742</b>	0,047	0,013	0,015	1			
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,121	0,219	0,050	-0,141	0,043	0,146	1				-0,117	-0,111	-0,093	-0,048	-0,423	0,127	1		
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	0,138	-0,052	-0,294	-0,279	-0,133	-0,088	0,029	1			0,210	0,202	-0,022	-0,375	-0,137	-0,024	0,229	1	
Résidu Sec	<b>0,807</b>	<b>0,904</b>	<b>0,860</b>	<b>0,664</b>	<b>0,961</b>	0,484	0,129	-0,139	1		<b>0,686</b>	0,320	0,383	0,278	<b>0,970</b>	-0,195	-0,347	-0,347	1

La représentation graphique de l'évolution des cations et des anions en fonction de R.sec (Figures 51 et 52) montre clairement les principaux éléments qui contribuent à la salinité des eaux souterraines. Il s'agit du calcium, du magnésium, du chlorure et du sodium qui croissent avec la salinité. Cette dernière est donc due à la dissolution du gypse et de l'halite contenue aux évaporites du Trias de Djebel Témoulga et la dissolution des formations évaporitiques du Dahra et le Trias anté- nappes del'Ouarsenis , ce qui leur permet d'acquérir des concentrations importantes en Na<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>. La proximité de la surface piézométrique (fait augmenter l'évaporation) et le climat semi-aride peuvent provoquer l'augmentation la salinisation des eaux souterraines.

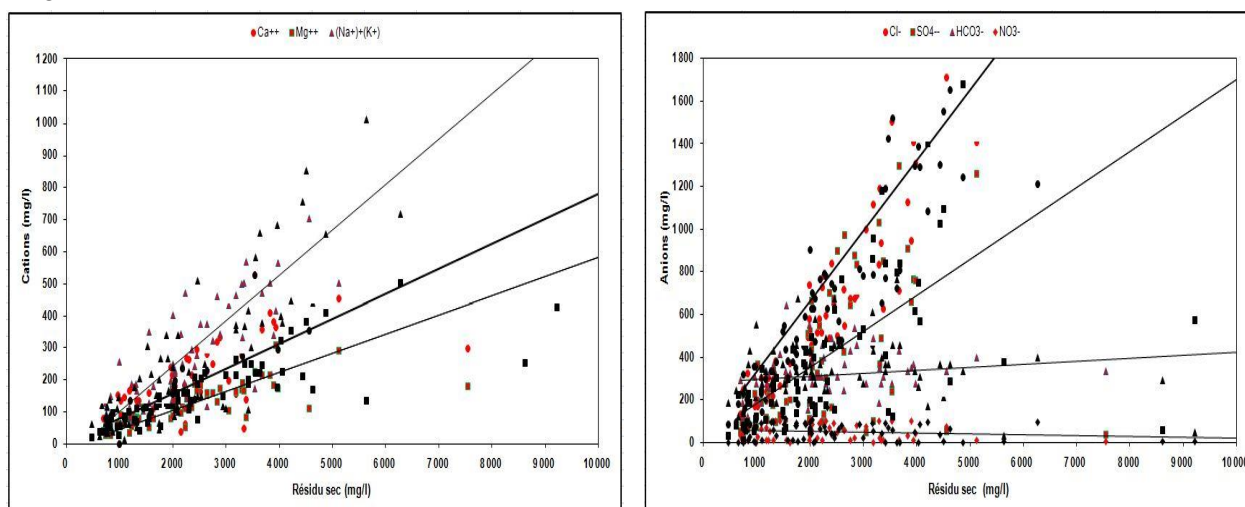


Figure 51: Évolution des cations et des anions en fonction du résidu sec en période 2012.



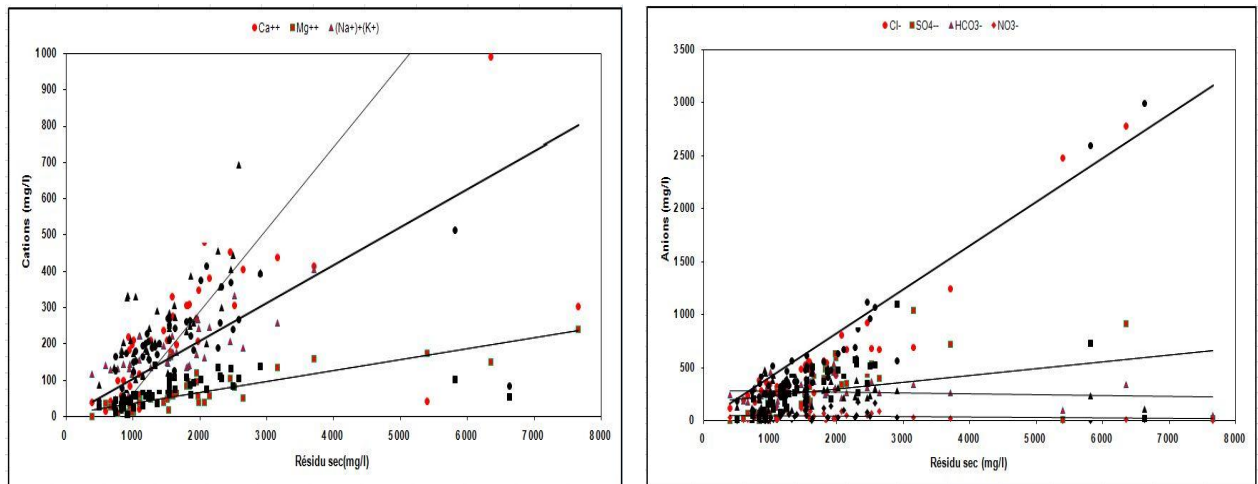


Figure 52: Évolution des cations et des anions en fonction du résidu sec en période 2017.

### IV.3.3. Cartographie hydrochimique

Afin de montrer la répartition spatiale des éléments chimiques, on a procédé à l'établissement de la cartographie hydrochimique. La répartition des concentrations dépend de plusieurs facteurs tels que la lithologie, l'état hydrodynamique de la nappe (les profondeurs de la surface piézométrique, la vitesse d'écoulement) et les conditions climatiques (une température élevée provoque l'évaporation et les précipitations engendrent le lessivage et la dissolution des roches) et les sources de pollution urbains et/ou agricoles (Ghebouli et al, 2008).

Dans notre travail, les paramètres qui sont analysés lors de l'analyse de l'eau, sont le pH, la Conductivité Electrique ( $\mu\text{s}/\text{cm}$ ),  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{NO}_3^-$  et le résidu sec en  $\text{mg}/\text{l}$ . Nous optons la méthode d'interpolation (IDW) pour cartographier la répartition spatiale des paramètres de la qualité des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif.

#### IV.3.3.1. Carte du Résidu Sec

D'après les figures 53, 54, 55 et 56, on constate que la répartition spatiale du Résidu sec durant les deux années d'étude est relativement faible à l'amont par rapport à l'aval de la nappe, entre El Amra et El Abadia et entre Ain Defla et Arif que les valeurs sont les plus faibles qui ne dépassent pas les  $1000 \text{ mg}/\text{l}$ . Mais elle présente des fortes valeurs dans la région d'El Attaf (djebel Témoulga), la région de Boukadir et Djendel. Elle varie entre  $6000$  et  $15000 \text{ mg}/\text{l}$ . Le Résidu sec varie de  $470$  à  $15764 \text{ mg}/\text{l}$  en 2012 et de  $392$  à  $9423 \text{ mg}/\text{l}$  en 2017. Ces teneurs sont nettement supérieures à celles admises pour la consommation humaine ( $1500 \text{ mg}/\text{l}$ , OMS 2008). L'évolution de ces concentrations peut être liée à plusieurs facteurs :

- L'évaporation liée à la proximité de la surface piézométrique par endroits (faible profondeur) et le climat semi-aride.
- On peut penser à une intercommunication entre les eaux de calcaires jurassiques ou terrain triasique gypseux du djebel Témoulga et celles des alluvions, par l'intermédiaire d'un accident tectonique affectant cette région. Ayant joué lors du séisme du 10 octobre 1980, cet accident a libéré des eaux profondes et permet leur ascendances vers la nappe alluviale (IFES, 2002).
- La proximité des terrains miocènes marneux entre Roiuna et Ain Defla qui explique l'augmentation du Résidu Sec.
- Les plus fortes concentrations du Résidu sec sont observées au sud de la plaine, sur la rive gauche de l'oued Chélif, près des villes de Djendel, Bir Ouled Khelifa et Djelida. En effet, le déversement d'eaux usées domestiques des agglomérations. Ainsi, elles sont observées aussi dans la région de Boukadir qui est dues à la dissolution des formations évaporitiques du Dahra et le Trias anté-nappes de l'Ouarsenis et à la dissolution des minéraux silicatés.

- Le retour des eaux d'irrigation à l'origine relativement salées joue aussi un rôle dans l'augmentation des concentrations des eaux.

#### **IV.3.3.2. Carte de Conductivité électrique**

Ces cartes indiquent les mêmes caractères que ceux présents dans la carte des Résidu secs. Ces valeurs sont relativement élevées sont dues aux facteurs cités précédemment. La salinité des eaux souterraines est due aux les conditions climatiques et à la lithologiques des terrains traversés.

#### **IV.3.3.3. Carte de pH**

Le pH mesuré donne des valeurs comprises entre 6 et 9,4 en 2012 et 5 à 9,5 en 2017. Ces valeurs traduisent une eau à caractère neutre sur la plupart de la nappe à acide près de la commune d'Oued Fodda dans la période basses eaux 2017 (Figure 64).

#### **IV.3.3.4. Les cations**

##### **IV.3.3.4.1. Carte du calcium**

Les teneurs en calcium dans la nappe alluviale du Haut et du Moyen Chélif oscillent entre 35 mg/l et 1143 mg/l en 2012 et entre 04 mg/l et 990 mg/l en 2017. Ces dernières sont relativement plus fortes au niveau des points d'eaux les plus proches du djebel Témoulga, sur la rive gauche de l'oued Chélif, près des villes de Djendel, Bir Ouled Khelifa et Djelida et la région de Boukadir. (Figures 65, 66, 67 et 68), car les eaux souterraines de la nappe alluviale sont en contacte aux formations gypsifères (IFES, 2002) dans la région d'El-Attaf et le déversement d'eaux usées domestiques des agglomérations dans les communes de Djelida et Oued Sly. On remarque que les teneurs croissent dans la direction Nord-Sud vers le sud qui indique soit :

- une dissolution des formations calcaires marneux (calcite ( $\text{CaCO}_3$ )), ou bien la dissolution des formations calcaires et dolomies jurassiques ( $(\text{Ca}, \text{Mg}) \text{CO}_3$ ) ou la présence de terrain triasique gypseux ( $(\text{CaSO}_4, 2(\text{H}_2\text{O}))$ ) et la proximité des terrains miocène marneux dans le djebel Témoulga et djebel Rouina ou même la dissolution des calcaires du miocène supérieur et des dolomies de l'Ouarsenis et Dahra.

On observe que les fortes concentrations coïncident avec les périodes de basses eaux, ce qui nous laisse penser que l'élévation des concentrations est due au phénomène d'évaporation et la proximité de la surface piézométrique. Enfin, il est noté que l'ion de calcium est sensible au phénomène d'échange de bases.

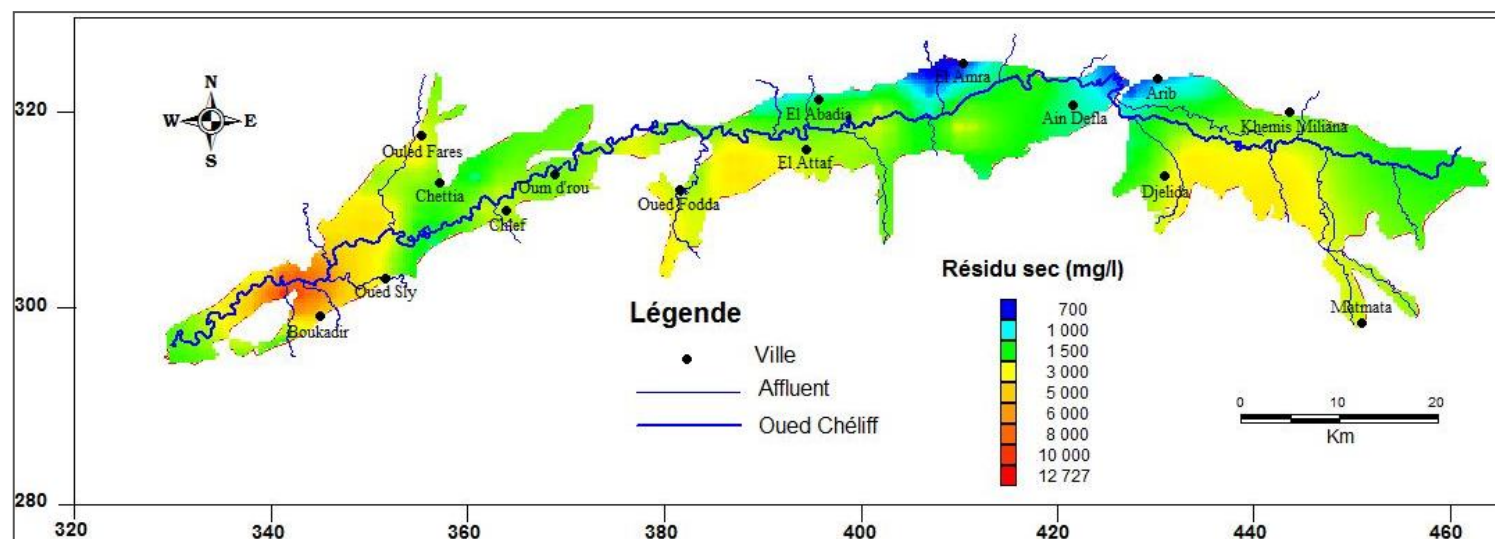


Figure 53 : Carte de Résidu Sec, période des hautes eaux 2012.

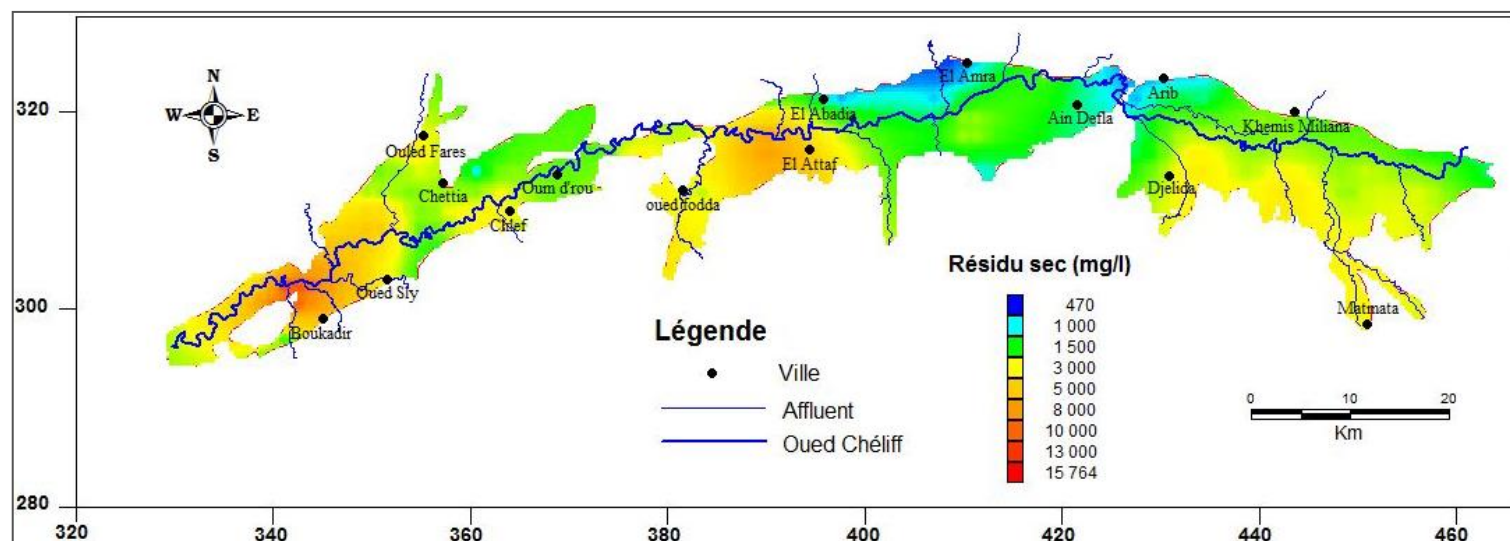


Figure 54 : Carte de Résidu Sec, période des basses eaux 2012.

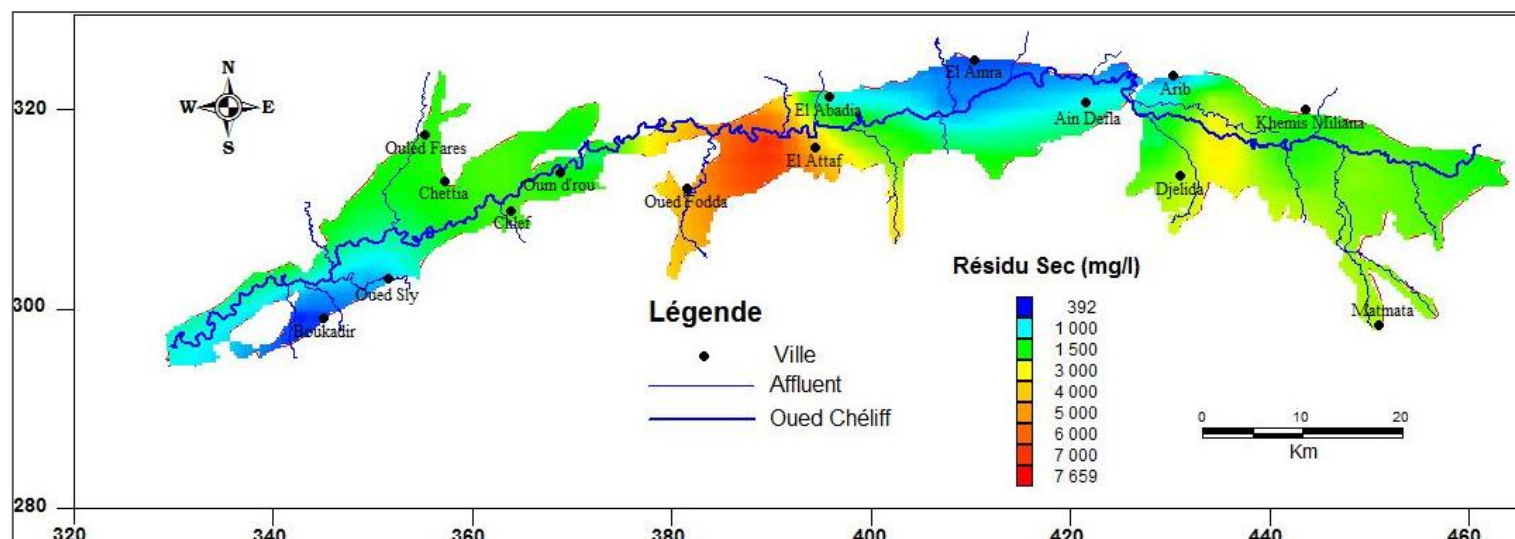


Figure 55 : Carte de Résidu Sec, période des hautes eaux 2017.

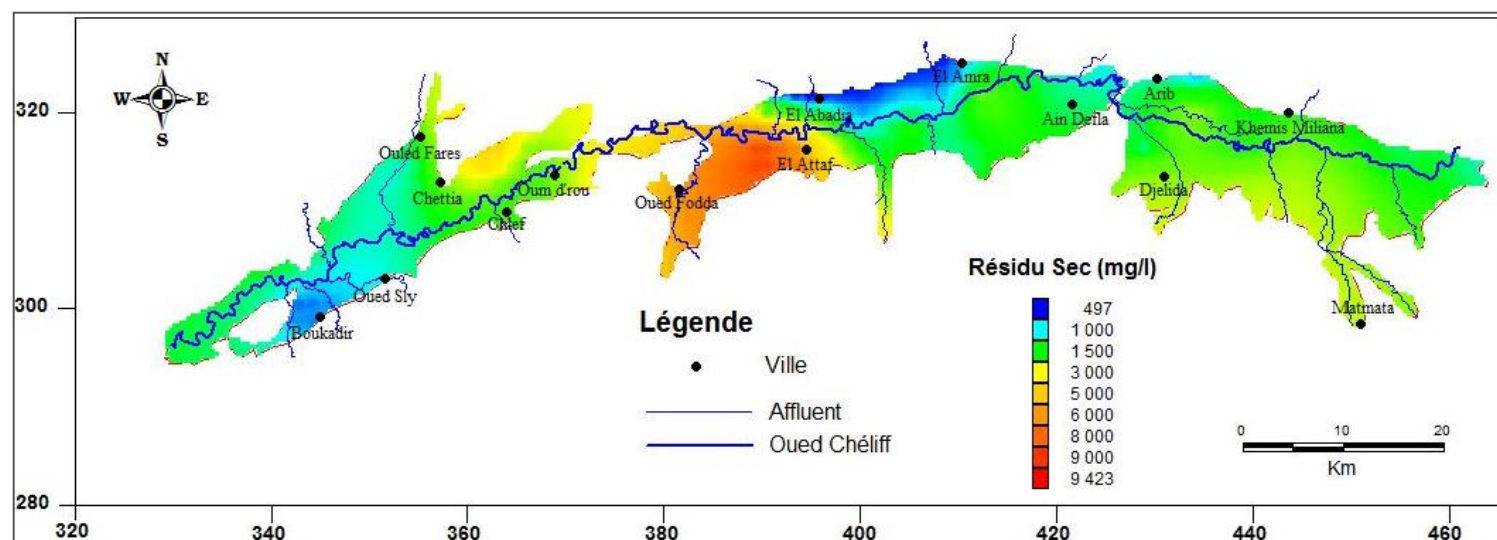


Figure 56 : Carte de Résidu Sec, période des basses eaux 2017.

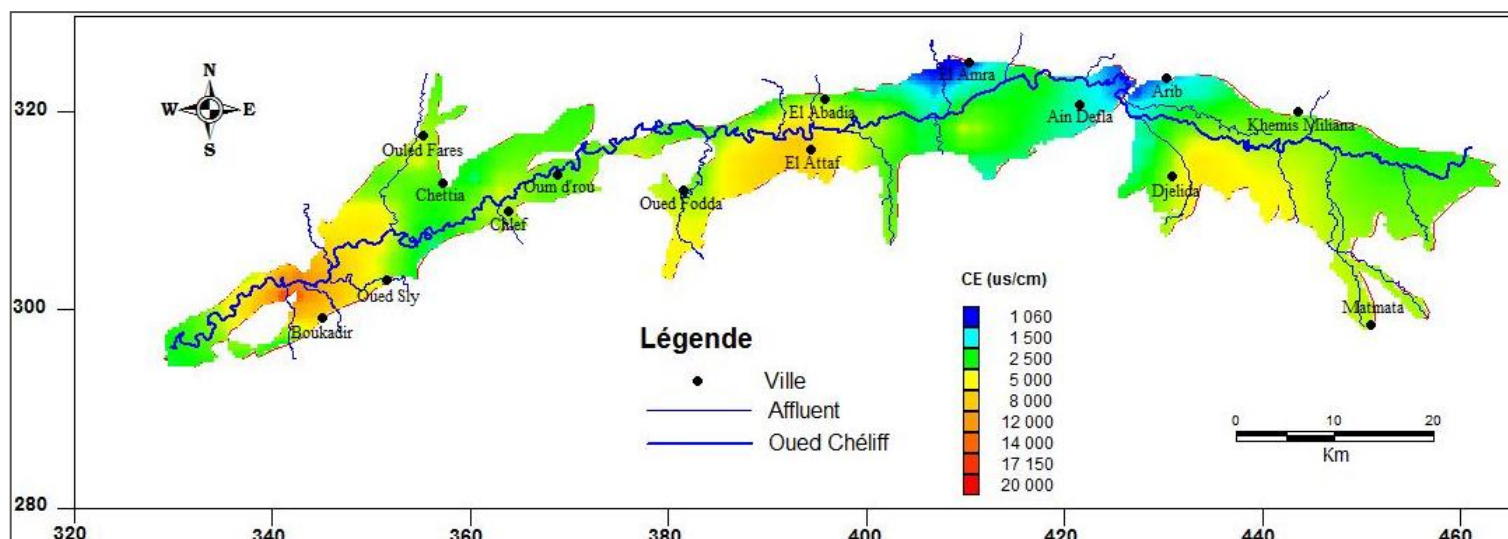


Figure 57 : Carte de la Conductivité électrique, période des hautes eaux 2012.

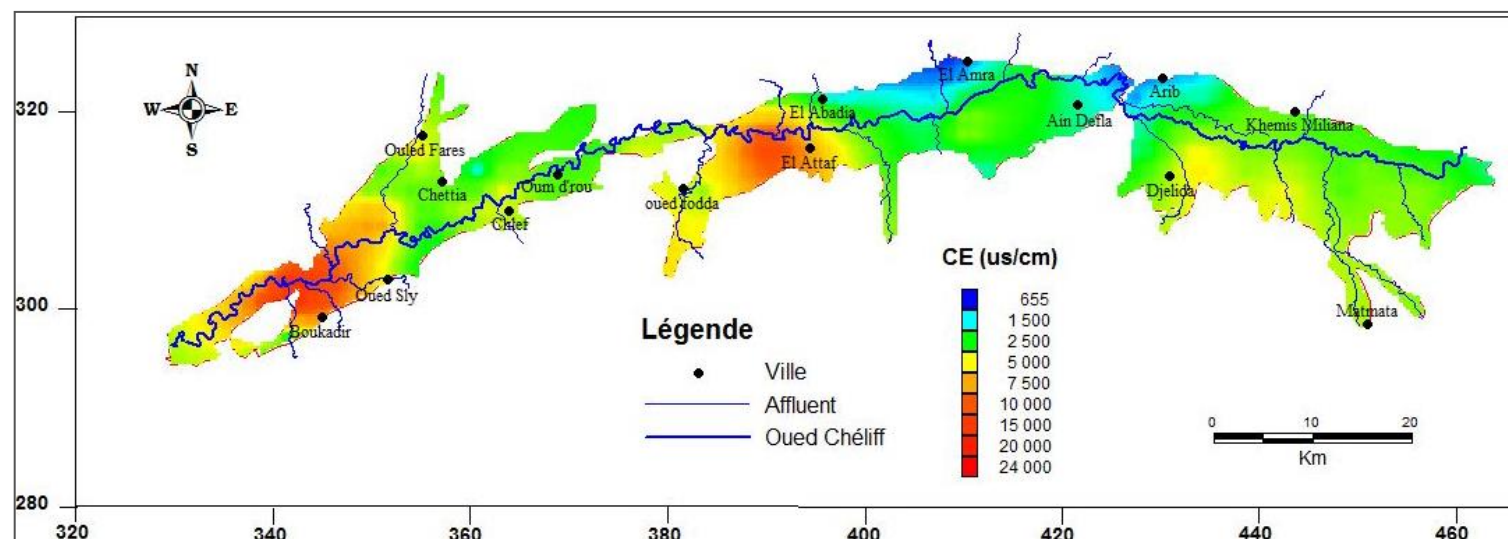


Figure 58 : Carte de la Conductivité électrique, période des basses eaux 2012.



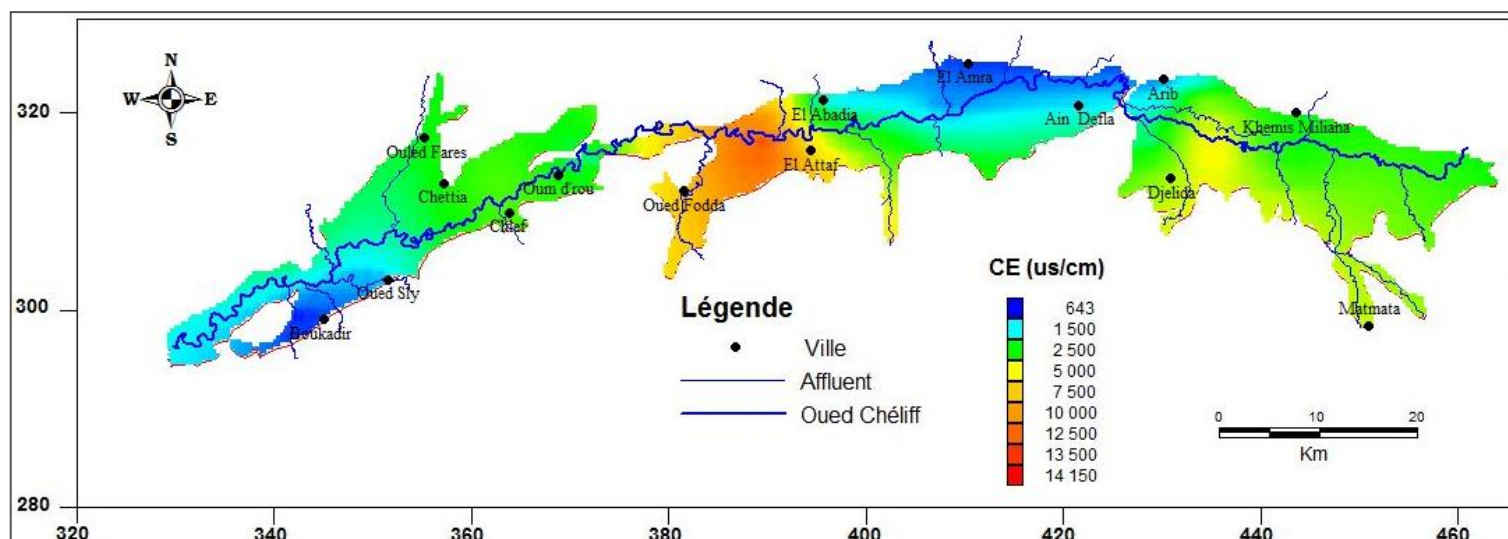


Figure 59: Carte de la Conductivité électrique, période des hautes eaux 2017.

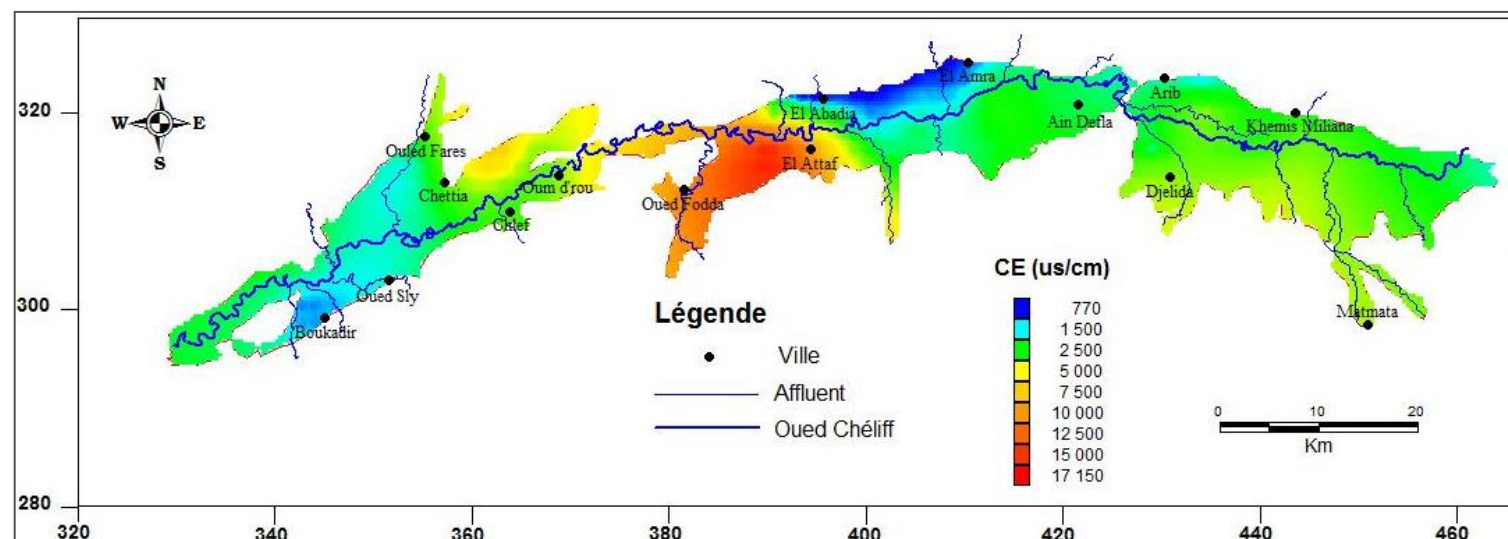


Figure 60 : Carte de la Conductivité électrique, période des basses eaux 2017.

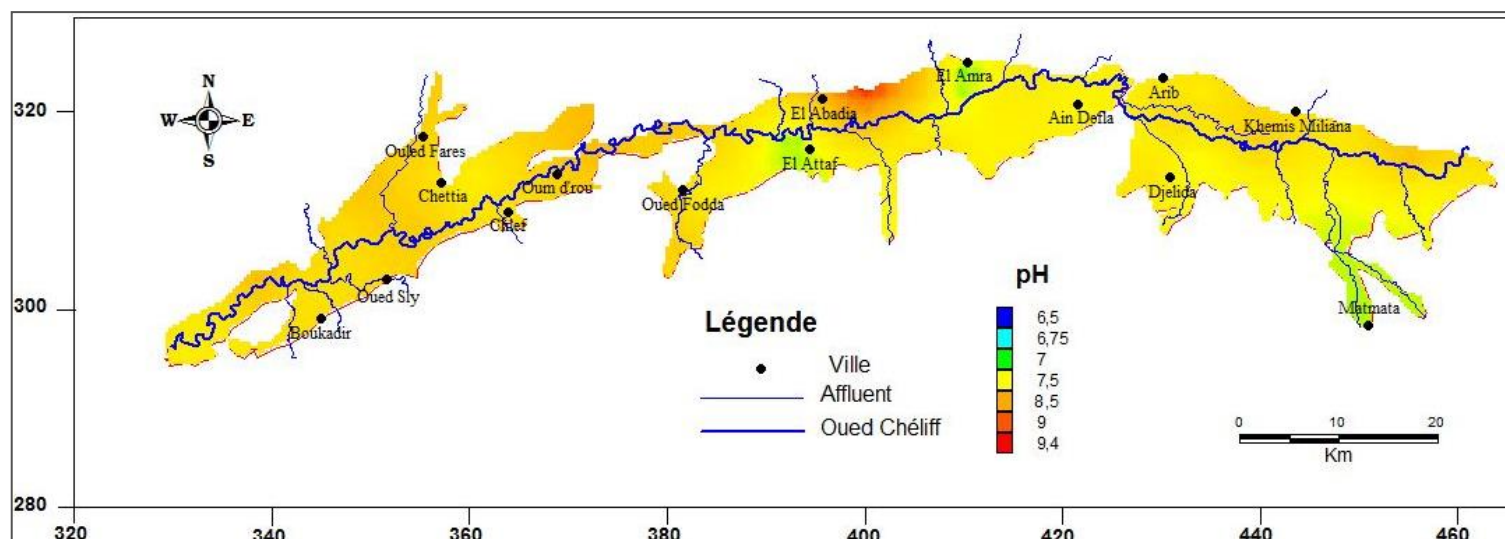


Figure 61: Carte du pH, période des hautes eaux 2012

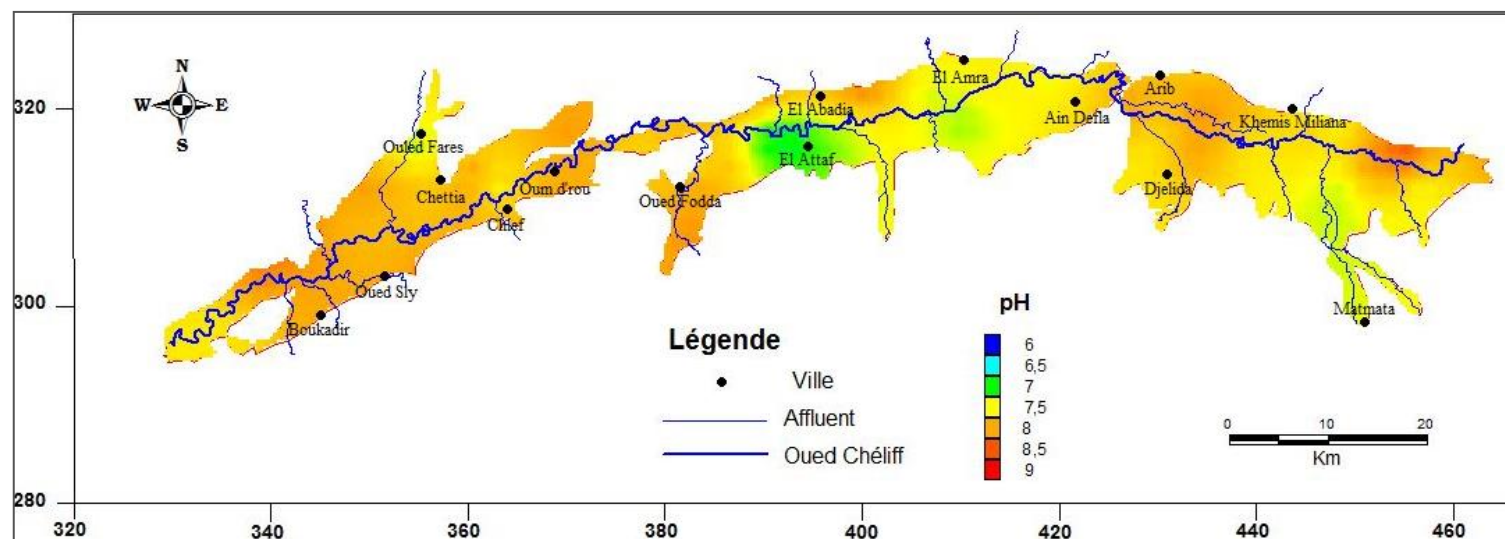


Figure 62: Carte du pH, période des basses eaux 2012.

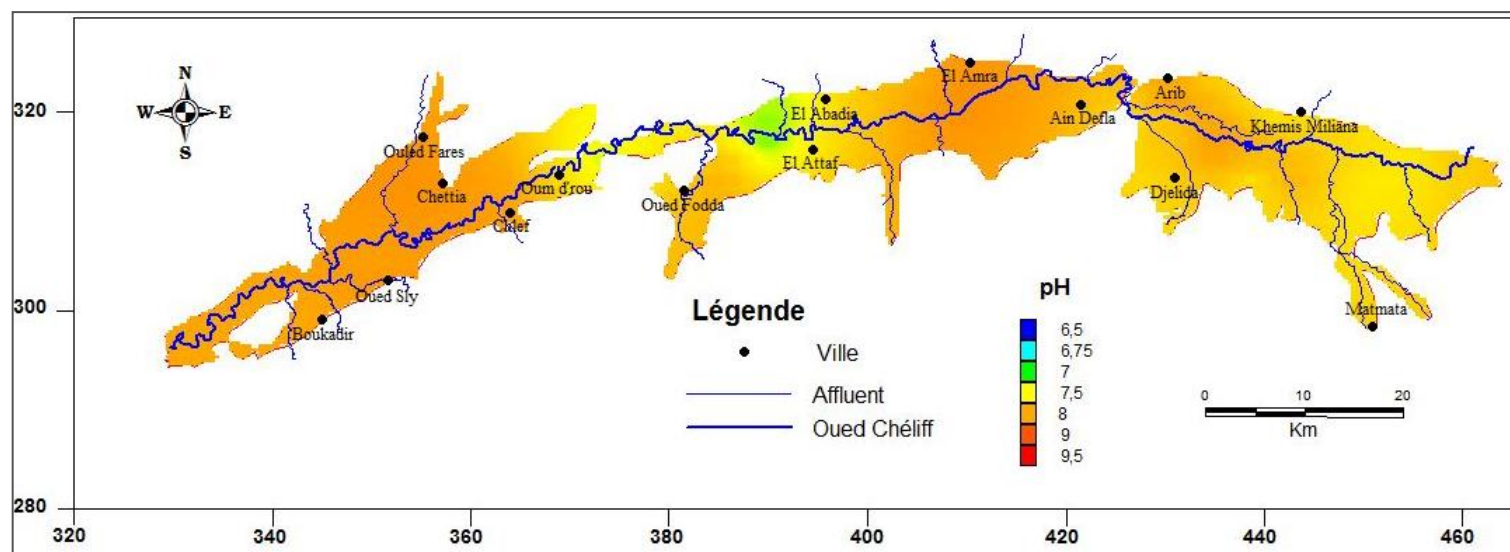


Figure 63: Carte du pH, période des hautes eaux 2017.

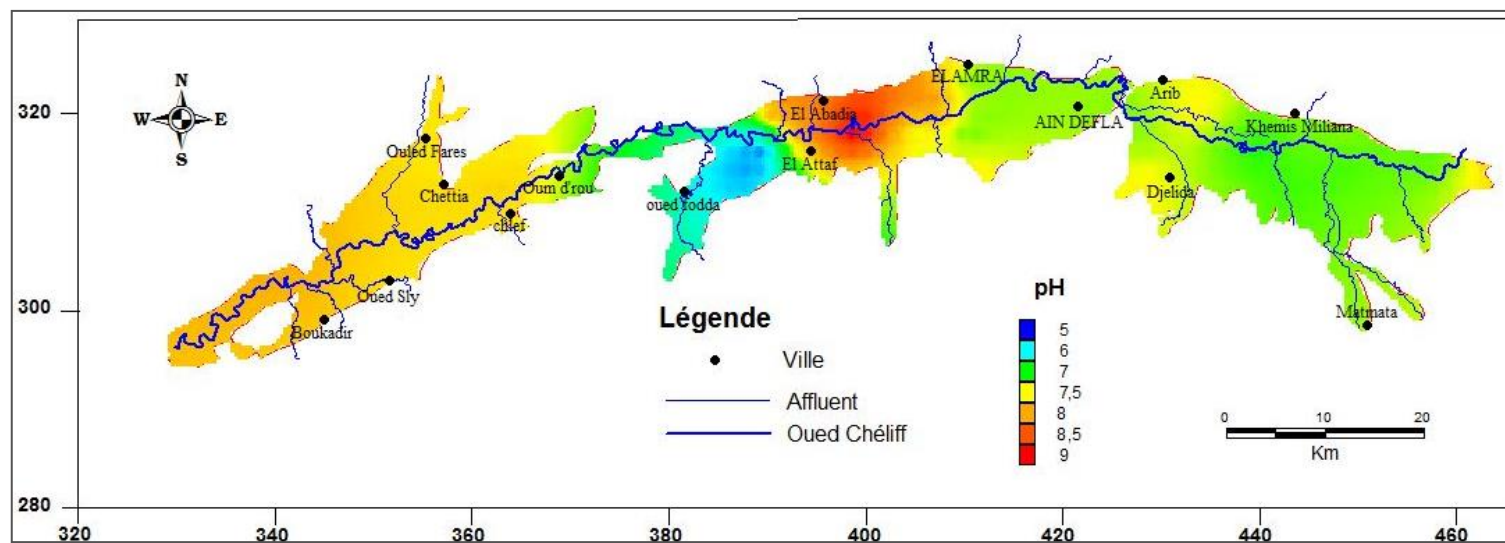


Figure 64: Carte du pH, période des basses eaux 2017.



#### **IV.3.3.4.2. Carte du Magnésium**

Pour le Magnésium, les concentrations oscillent entre 20 mg/l et 1266 mg/l en 2012 et entre 04 mg/l et 240 mg/l en 2017. Généralement, les concentrations sont relativement plus fortes à la proche des formations gypsifères [dolomitiques (Ca,Mg)CO<sub>3</sub>] du djebel Témoulga et la dissolution des formations évaporitiques du Dahra et le Trias anté-nappes de l'Ouarsenis ainsi qu'à la dissolution des minéraux silicatés (Figures 69, 70, 71 et 72), ou bien la dissolution des formations évaporitiques (sel de Mg). La valeur fixée par OMS (2008) est de 50mg/l. L'évolution du magnésium est identique par rapport à celle du calcium, car ce dernier possède les mêmes teneurs provenant des mêmes origines. Ce sont des éléments de la dureté totale.

#### **IV.3.3.4.3. Carte du Sodium**

Pour le Sodium, l'observation des quatre cartes (Figure 73, 74, 75 et 76) montre que les concentrations sont importantes dans la région d'El Attaf à partir d'une fracture ouverte (accident affectant le massif de Témoulga) qui a permis l'ascendance des eaux ayant circulées dans les terrains triasiques. Donc, l'origine de cet élément est liée principalement à la dissolution des formations salifères, que sont les formations gypso-salines du Permo-Trias. Par contre dans la région de Djalida, cette anomalie est peut être due à l'épaisseur réduite des alluvions et la remontée du substratum Crétacé et à la lixiviation des engrais dans cette zone agricole pour les deux années 2012 et 2017. Les concentrations varient entre 13 mg/l et 1990 mg/l en 2012 et entre 11 mg/l et 2900 mg/l en 2017. Ces concentrations sont relativement faibles à l'amont de la nappe Moyen Chélif Occidental, inversement dans les autres régions où les concentrations dépassent la valeur fixée par OMS (150 mg/l).

#### **IV.3.3.4.4. Carte du Potassium**

Les fortes teneurs en Potassium peuvent être observées dans la zone d'El Attaf où les eaux ayant traversées des formations évaporitiques de djebel Témoulga qui est riches en sylvite (KCl) et à côté de la ville de Djendel à l'aval de la plaine du Haut Chélif et dans les villes de Chlef et Boukadir. Cet élément peut provenir des argiles potassiques et/ou de la dissolution des engrais chimiques (NPK) (Figures 77, 78, 79 et 80). Ces concentrations sont relativement faibles dans les autres régions qui ne dépassent pas la valeur fixée par OMS (12 mg/l).

#### **IV.3.3.5. Les anions**

##### **IV.3.3.5.1. Carte du Chlorure**

L'ion chlorure est un très bon indicateur de pollution de surface dans les régions éloignées de la mer. Les faibles profondeurs du plan d'eau et la nature lithologique de la couverture de la nappe sont en faveur des teneurs élevées enregistrées. L'analyse des cartes 81, 82, 83 et 84 montrent que les chlorures sont plus abondants dans les eaux souterraines de la plaine dont plus de 90% des points d'eau présentent une tendance chimique chlorurée. Ces teneurs dépassent les normes Algérienne fixée qui est de 250 mg/l. Nous constatons que les teneurs en Cl sont en grande quantité dans les eaux souterraines de la nappe alluviale dans la région des Attafs (proche de djebel Témoulga) où l'importante teneur en chlore dans la nappe alluviale pourrait s'expliquer par la remonté d'eaux salées, d'origine profonde, par la suite du jeu de la faille NW-SE qui tronque l'extrémité de djebel Témoulga (formations triasiques ou permo-triasiques enracinées sur le massif) (IFES, 2002).

#### IV.3.3.5.2. Carte du Sulfates

La concentration des eaux naturelles en sulfates est très variable. Elle résulte de la solubilité des formations gypseuses. L'utilisation des engrais chimiques sulfatés, les rejets d'eaux usées et industrielles contenant de l'acide sulfurique ( $H_2SO_4$ ) et d'autre part au lessivage des terrains argileux et marneux.

Généralement, les concentrations les plus élevées sont observées dans la région de l'Oued Fodda jusqu'à Chlef et entre la ville de Djelida jusqu'à Djendal (Figures 85, 86, 87 et 88). Elles sont dues au lessivage des dépôts évaporitiques ou bien l'effet des apports anthropique (lessivage d'engrais chimiques). La valeur la plus petite en sulfate est observée au niveau de la région entre El Amra et El Abadia.

#### IV.3.3.5.3. Carte du Bicarbonates

Les valeurs maximales des bicarbonates sont rencontrées au niveau de Ain Defla au Sud-Est (piémont du massif de Doui), au niveau de la zone d'Ain Soltane et l'Oued Fodda au Sud-Ouest et dans la zone de Rouina au sud (piémont du massif de Rouina), ainsi quelques zone Chlef (figures 89, 90, 91 et 92). Cette élévation est expliquée par la dissolution des minéraux carbonatés. On note que dans quelques points, les concentrations sont relativement importantes durant la période des basses eaux, ce qui est dû à la dissolution des calcaires en bicarbonates par les eaux d'irrigation des barrages Ouled Mellok, Derder, SMB Taiba et oued Fodda.

#### IV.3.3.5.4. Carte du Nitrate

Les cartes de l'évolution des concentrations en nitrate (Figures 93, 94, 95 et 96) montrent que seulement 40 % des points présentent des valeurs supérieures à la norme algérienne fixée (50 mg/l). Les plus fortes concentrations se trouvent au Sud (prés de Rouina) et au Nord-Est de la plaine, près de Mékhatria (avec quelque plage supérieure à 100 mg/l) et dans la région avale dans la commune de Djendel jusqu'à l'Est de la commune de Bir Oueld Khelifa ainsi que le Sud de la commune d'Arib et dans la région de Chlef. Ce qui atteste de leur origine anthropique liée principalement à l'utilisation des engrais azotés. Notons que la zone d'étude est principalement à vocation agricole. L'élevage, les eaux usées et les d'échages peuvent constituer une autre origine des nitrates dans cette zone. En effet, la nappe alluviale du Haut et du Moyen Chélif Occidental est soumise au risque de la pollution par les nitrates provenant des activités industrielles, agricoles ainsi que des effluents domestiques rejetés souvent sans épuration, ni traitement. Ces facteurs vont accroître par conséquent le risque et la détérioration de la qualité des ressources hydriques. Ces concentrations deviennent faibles entre El Amra et El Abadia dans la rive droite (inférieure à 10mg/l).

On conclut que les éléments  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$  et  $Cl^-$ , présentent relativement la même répartition spatiale. Les plus fortes concentrations de ces éléments sont observées dans la région d'El Attaf,

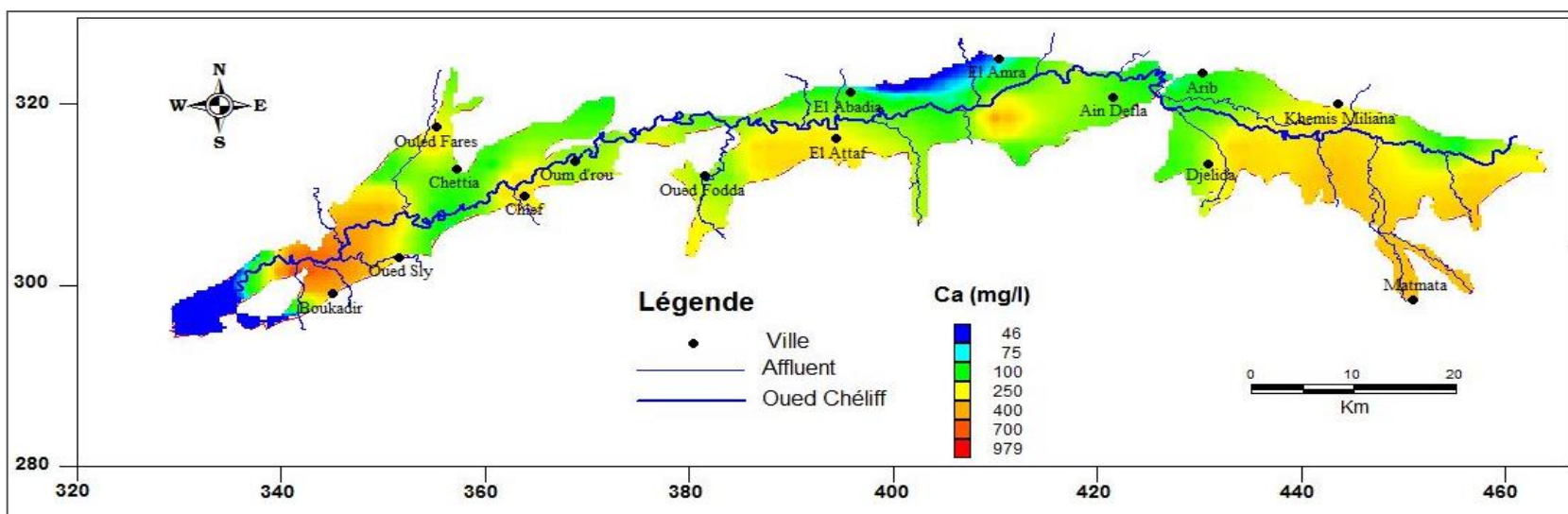


Figure 65 : Carte du Calcium, période des hautes eaux 2012.

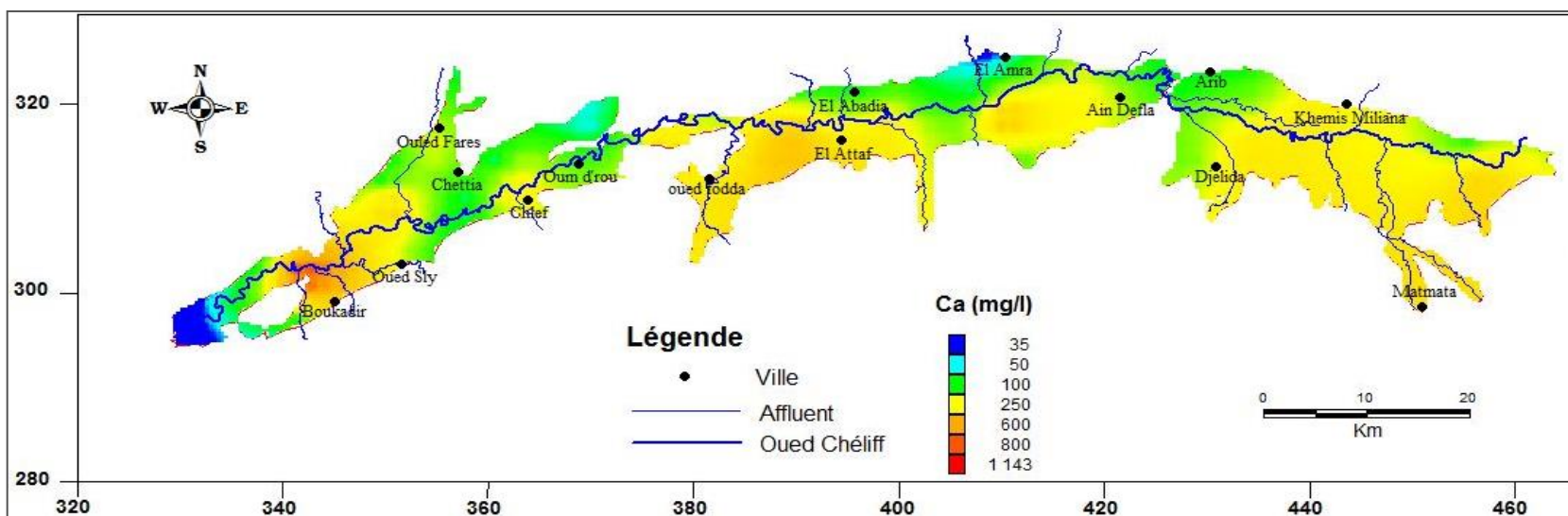


Figure 66 : Carte du Calcium, période des basses eaux 2012.

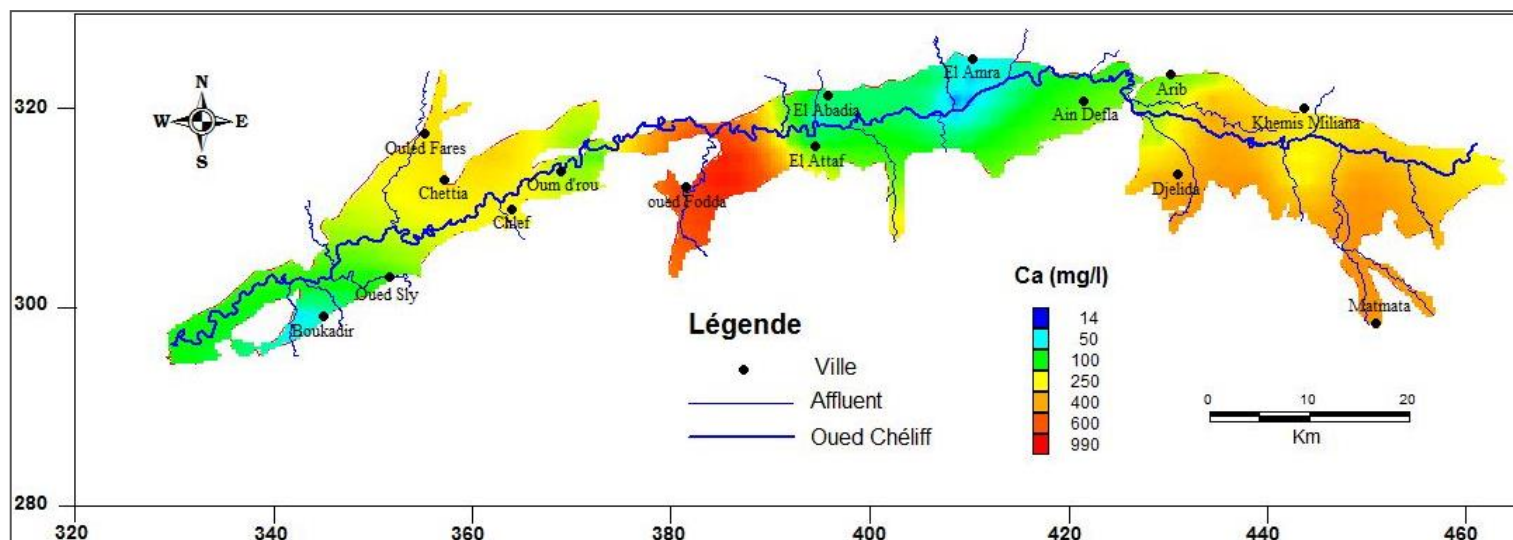


Figure 67 : Carte du Calcium, période des hautes eaux 2017.

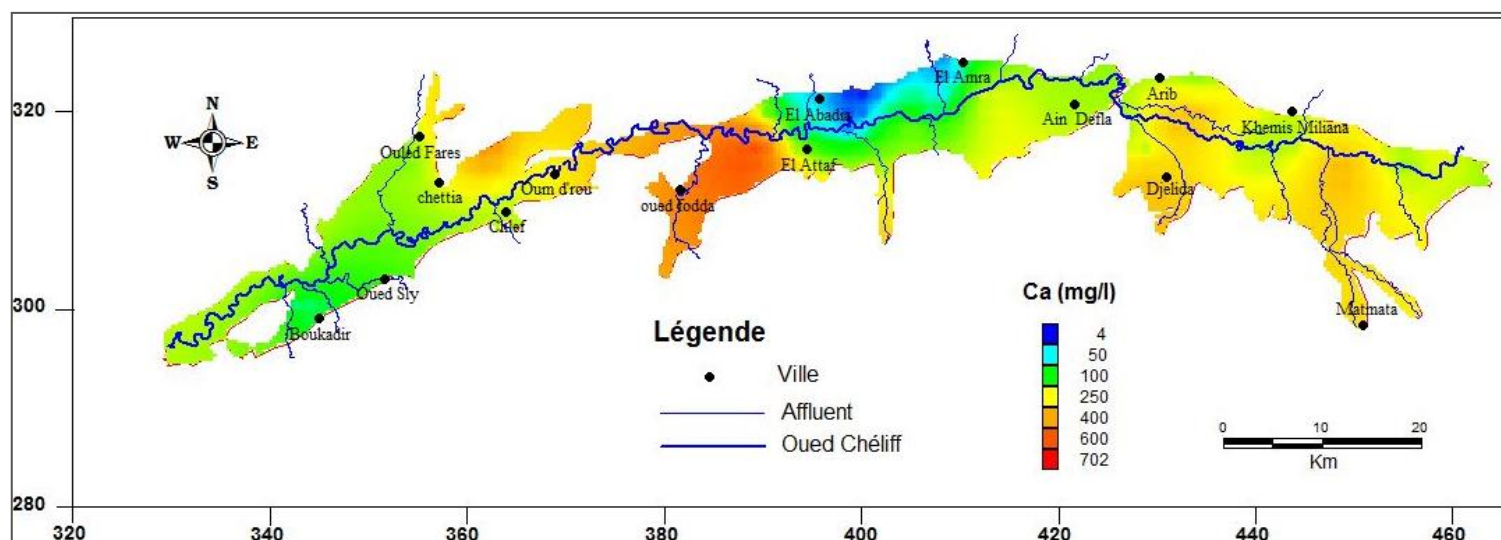


Figure 68 : Carte du Calcium période des basses eaux 2017.

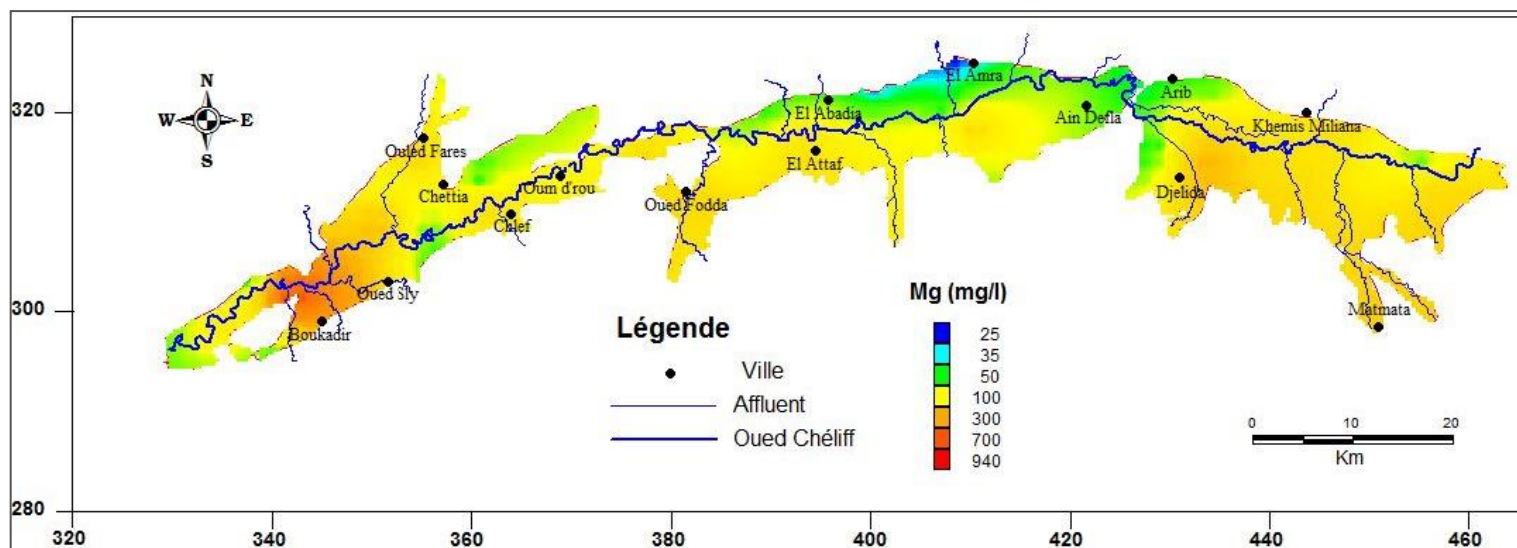


Figure 69 : Carte du Magnésium, période des hautes eaux 2012.

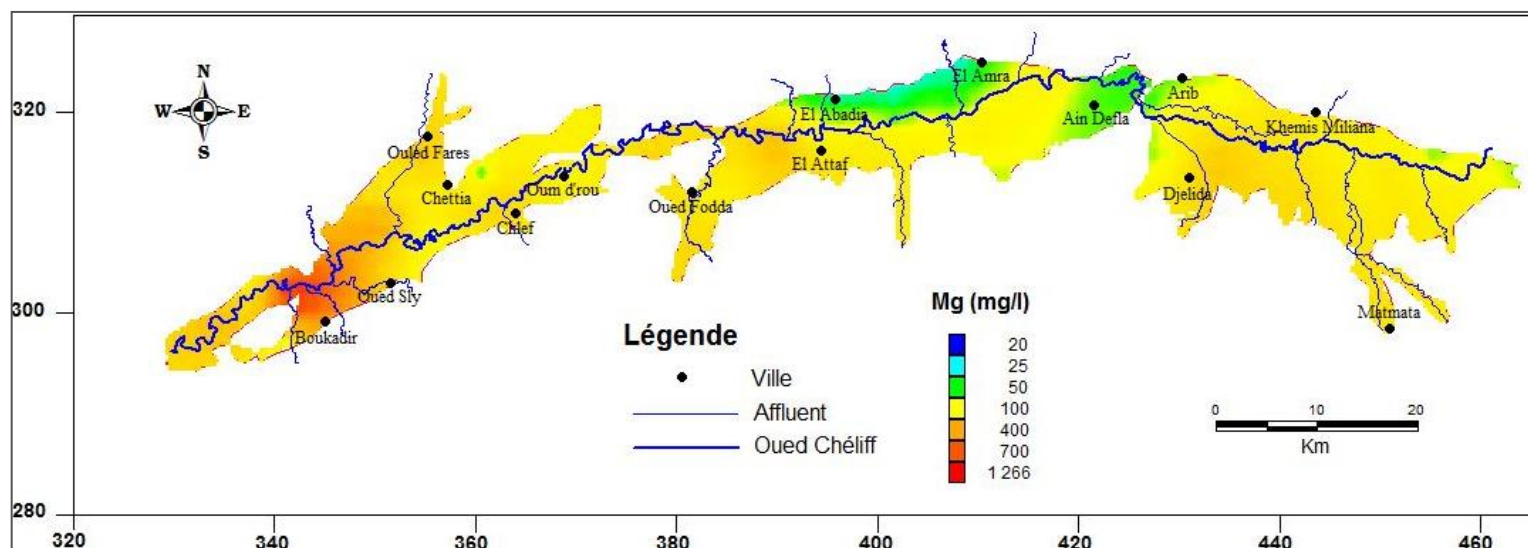


Figure 70 : Carte du Magnésium, période des basses eaux 2012.



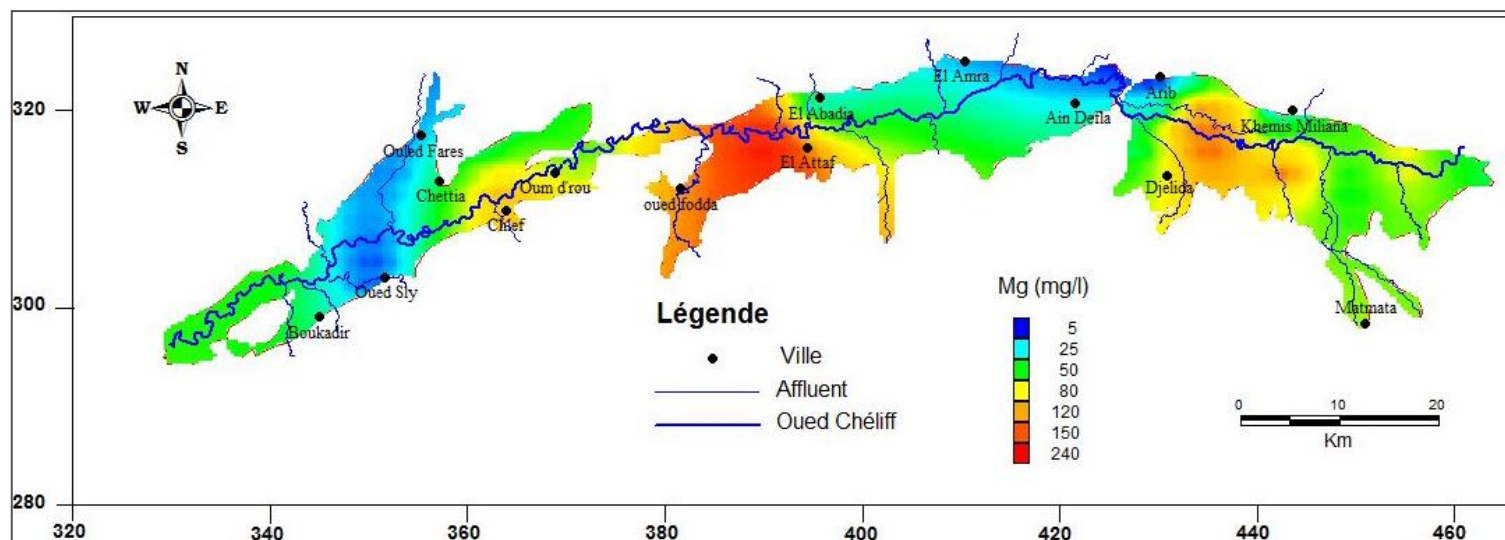


Figure 71: Carte du Magnésium, période des hautes eaux 2017.

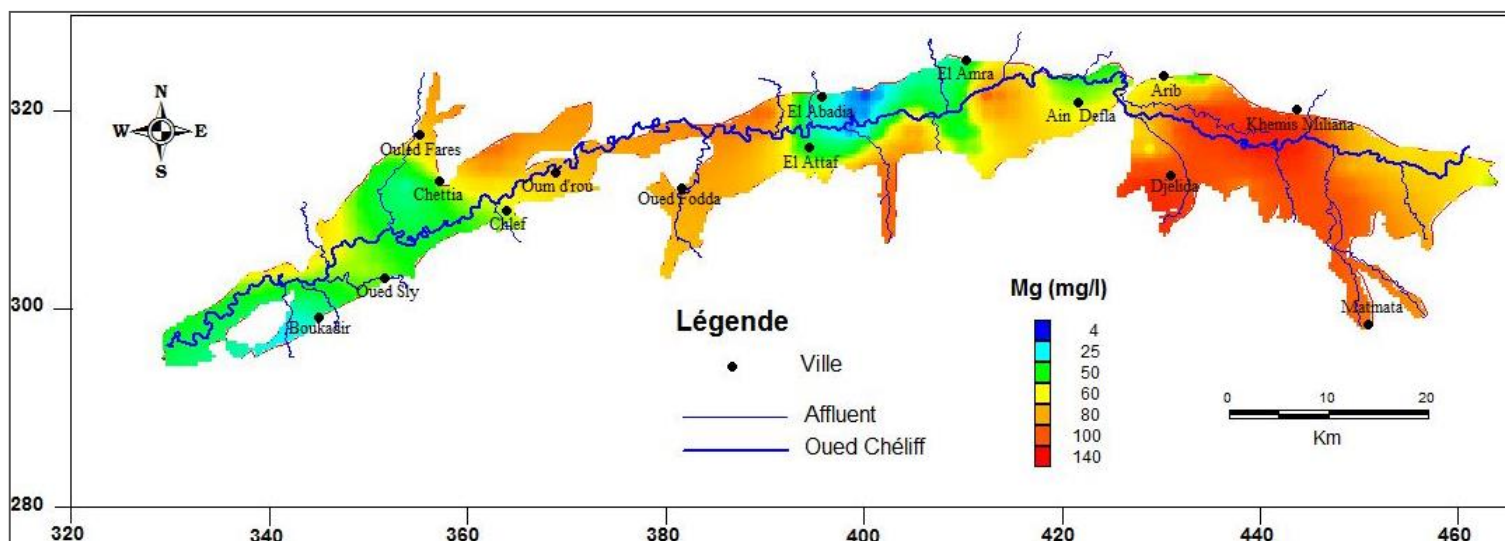


Figure 72 : Carte du Magnésium, période des basses eaux 2017.

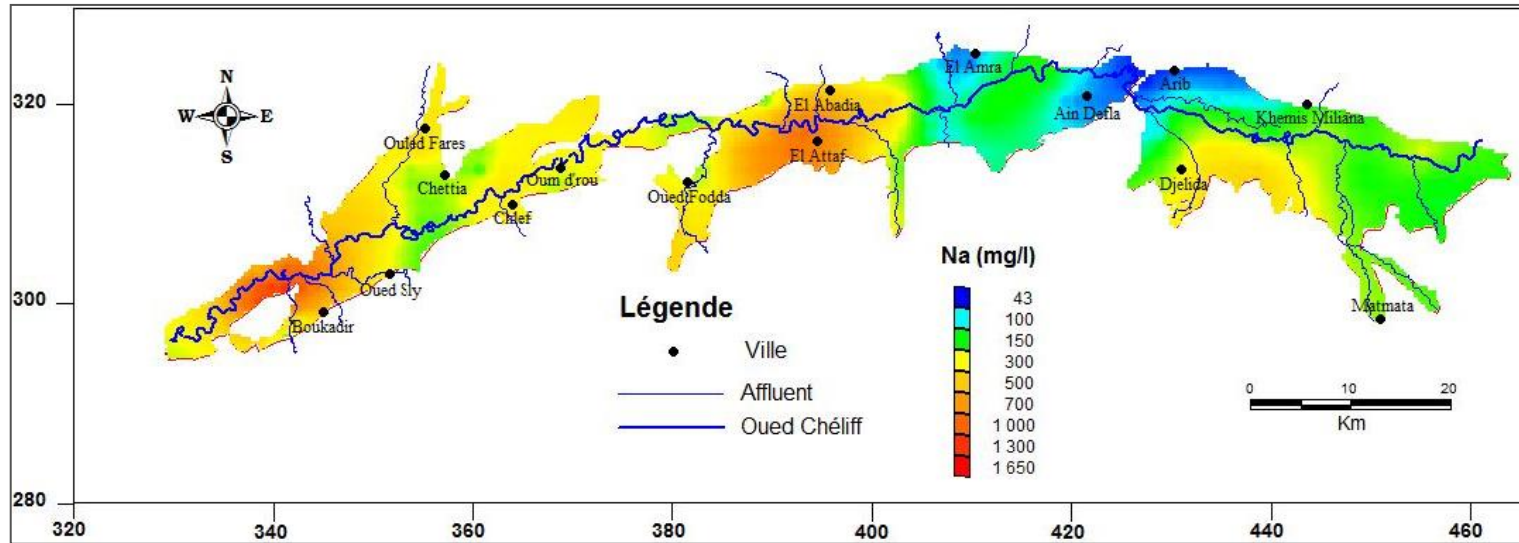


Figure 73 : Carte du Sodium, période des hautes eaux 2012.

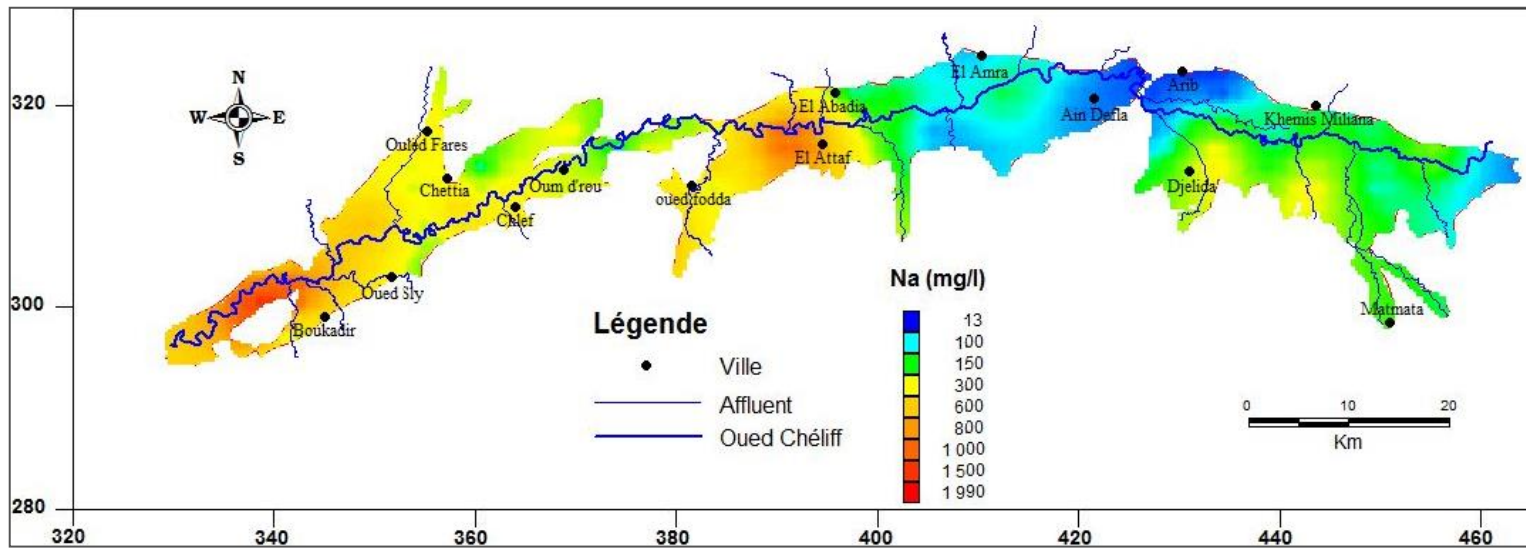


Figure 74 : Carte du Sodium, période des basses eaux 2012.



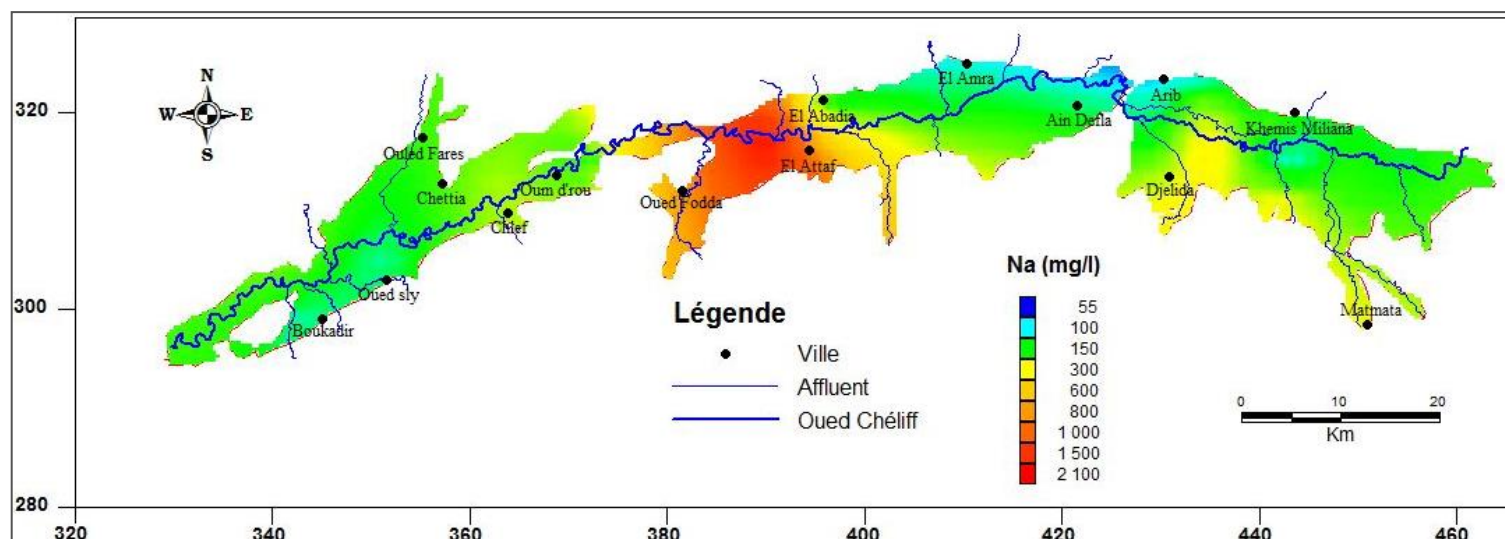


Figure 75 : Carte du Sodium, période des hautes eaux 2017.

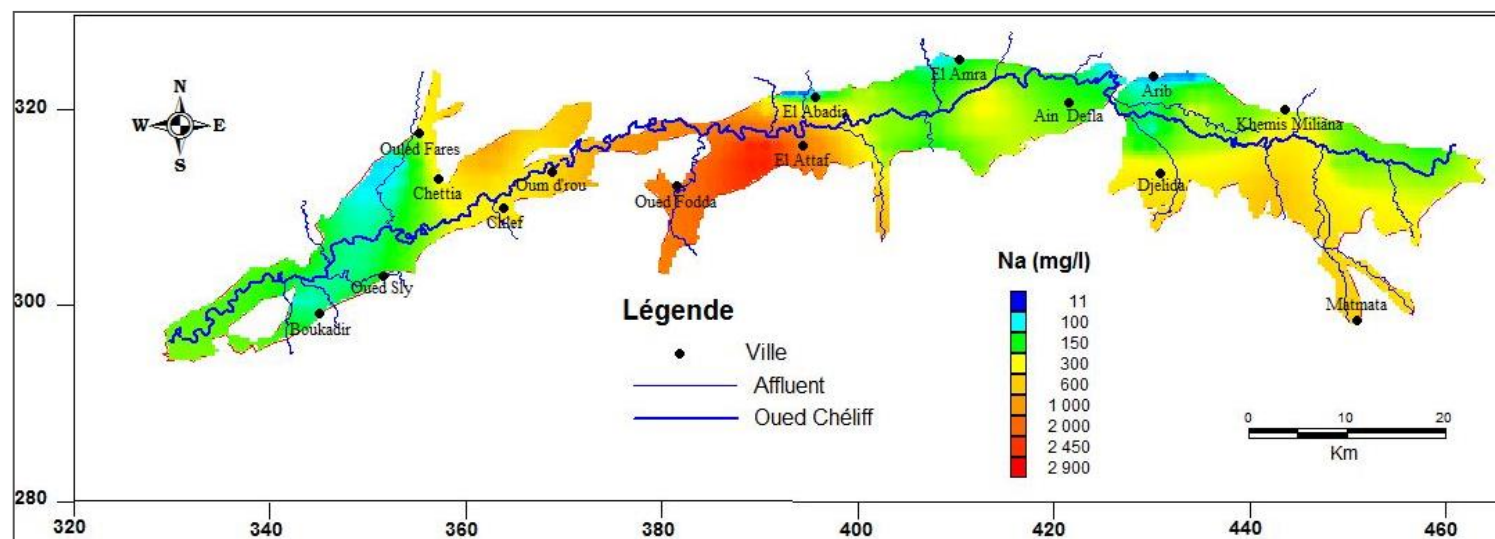


Figure 76 : Carte du Sodium, période des basses eaux 2017.

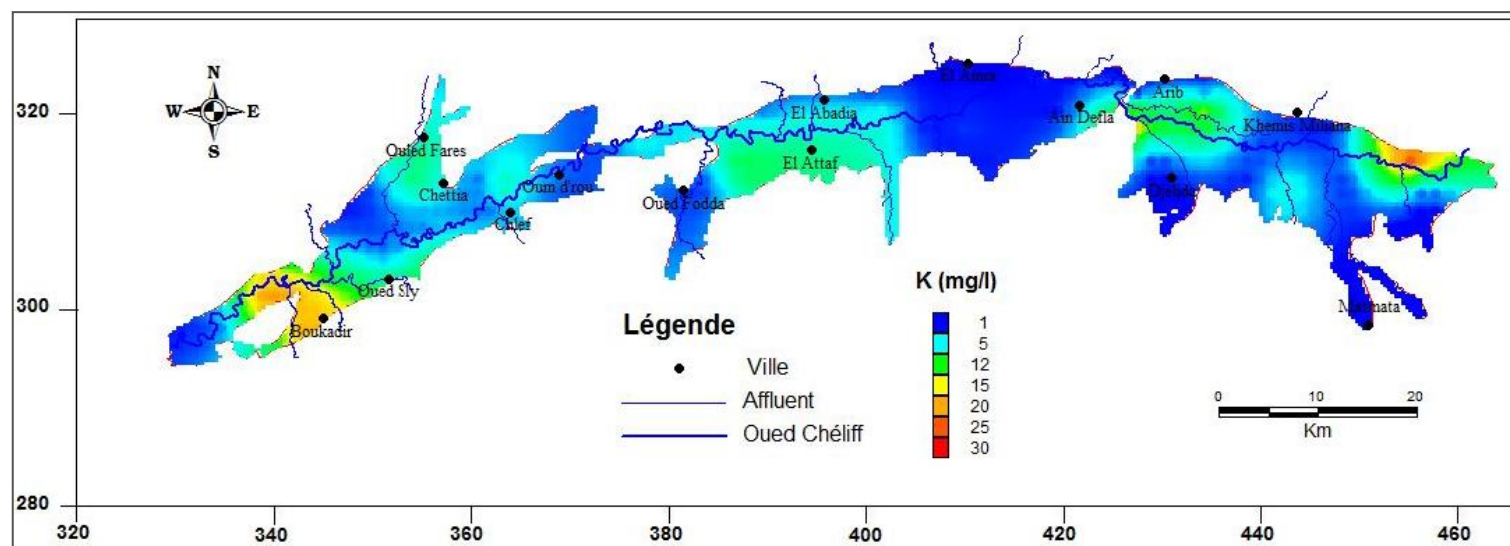


Figure 77: Carte du Potassium, période des hautes eaux 2012.

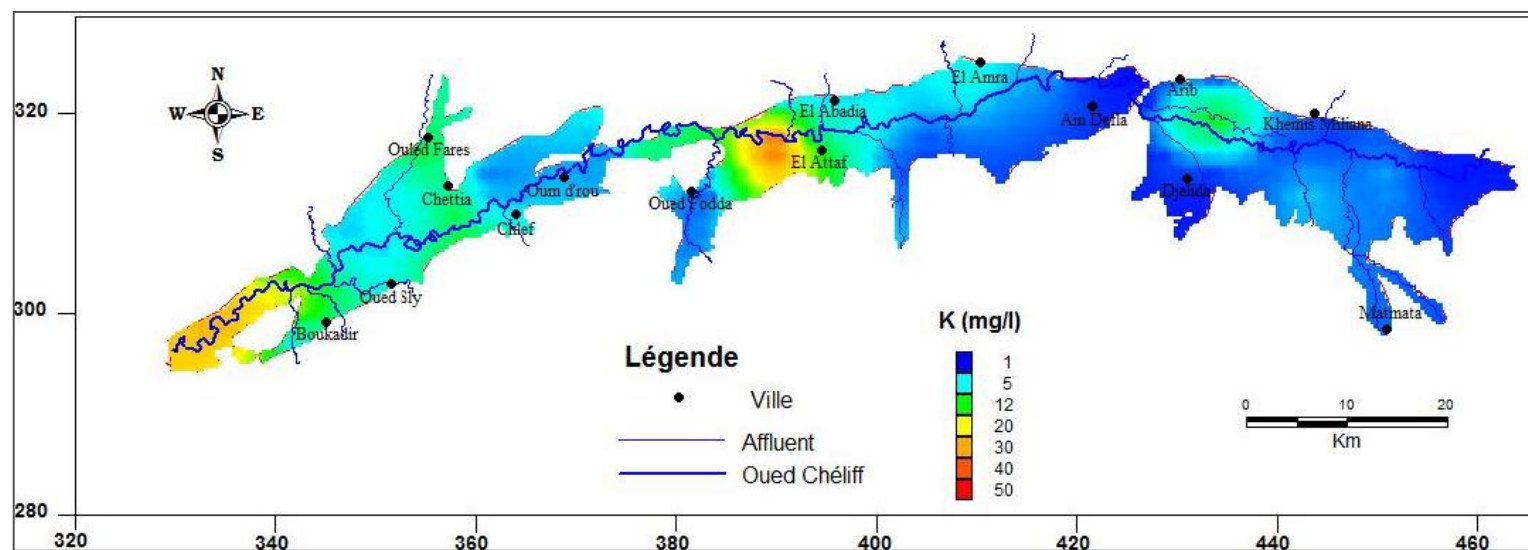


Figure 78 : Carte du Potassium, période des basses eaux 2012.

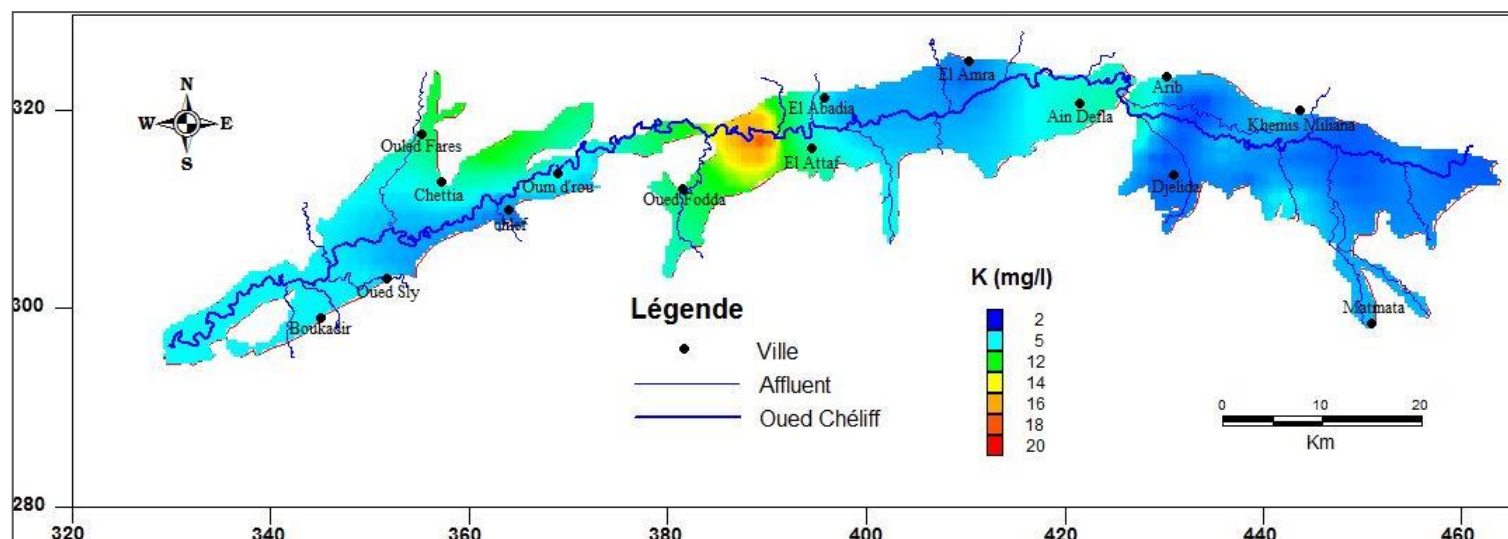


Figure 79 : Carte du Potassium, période des hautes eaux 2017.

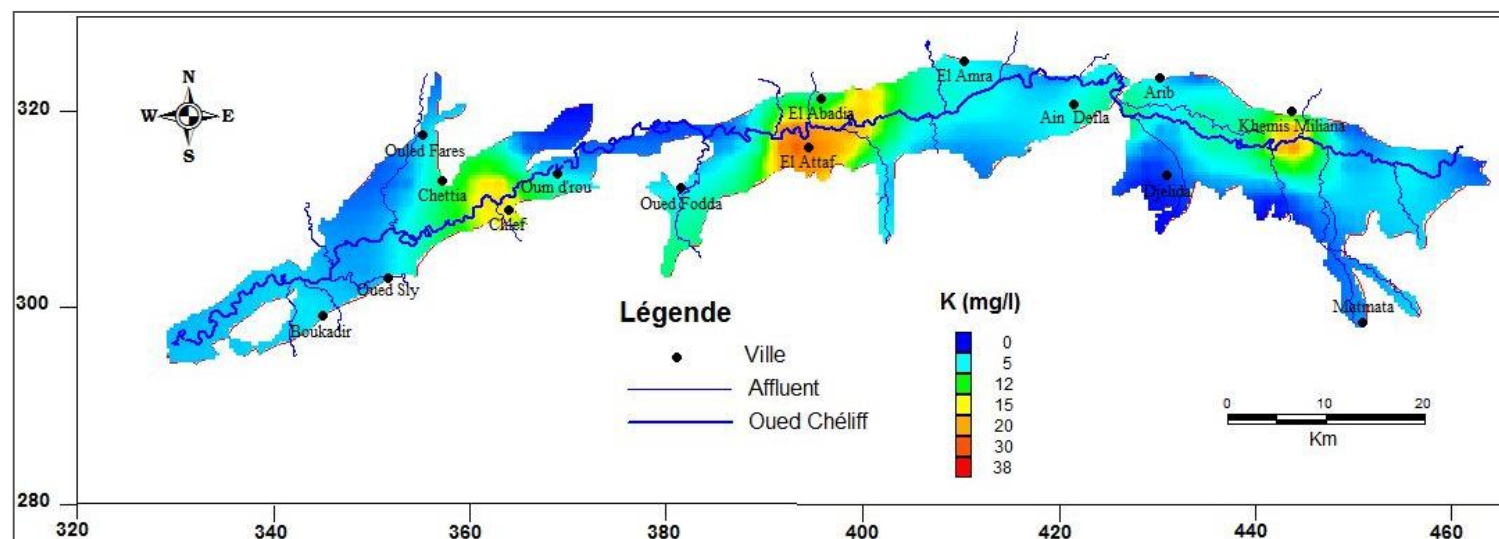


Figure 80 : Carte du Potassium, période des basses eaux 2017.

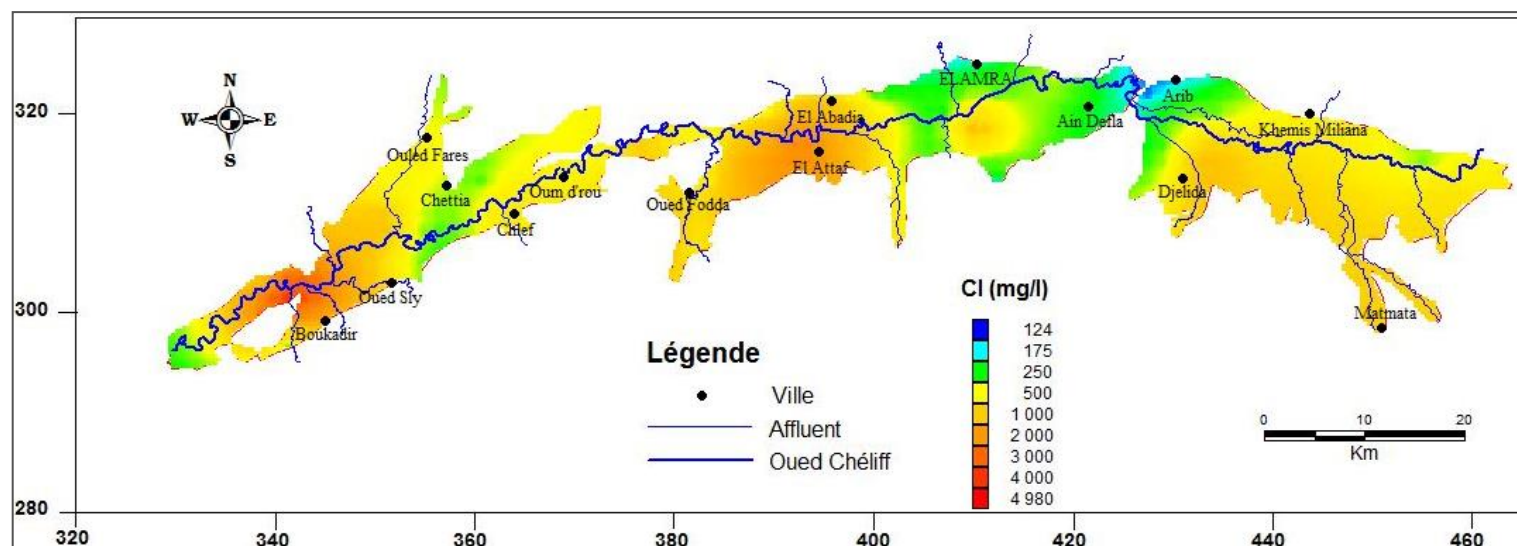


Figure 81 : Carte du Chlorure, période des hautes eaux 2012.

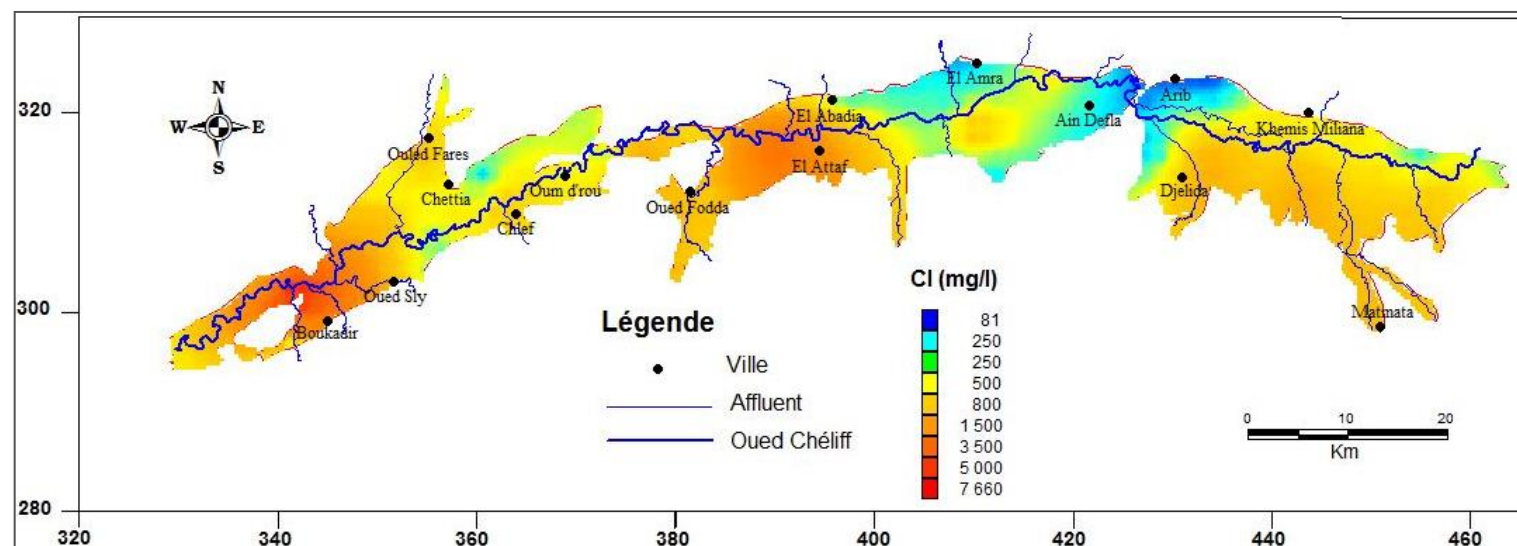


Figure 82 : Carte du Chlorure, période des basses eaux 2012.



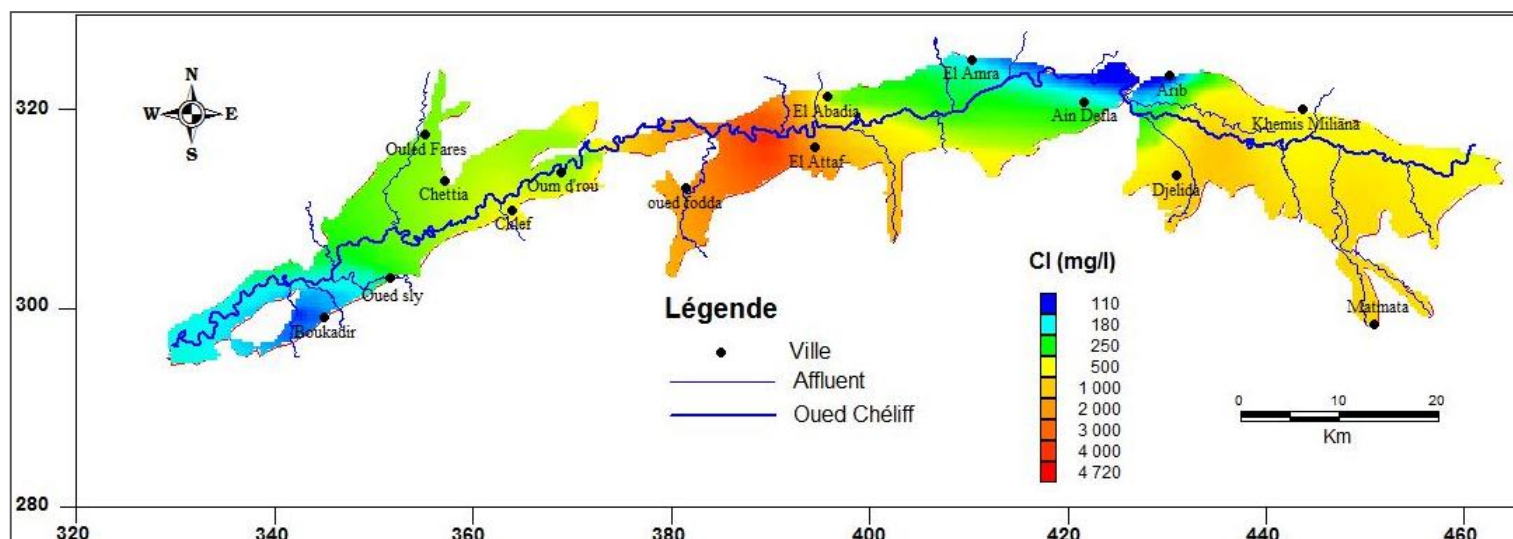


Figure 83 : Carte du Chlorure, période des hautes eaux 2017.

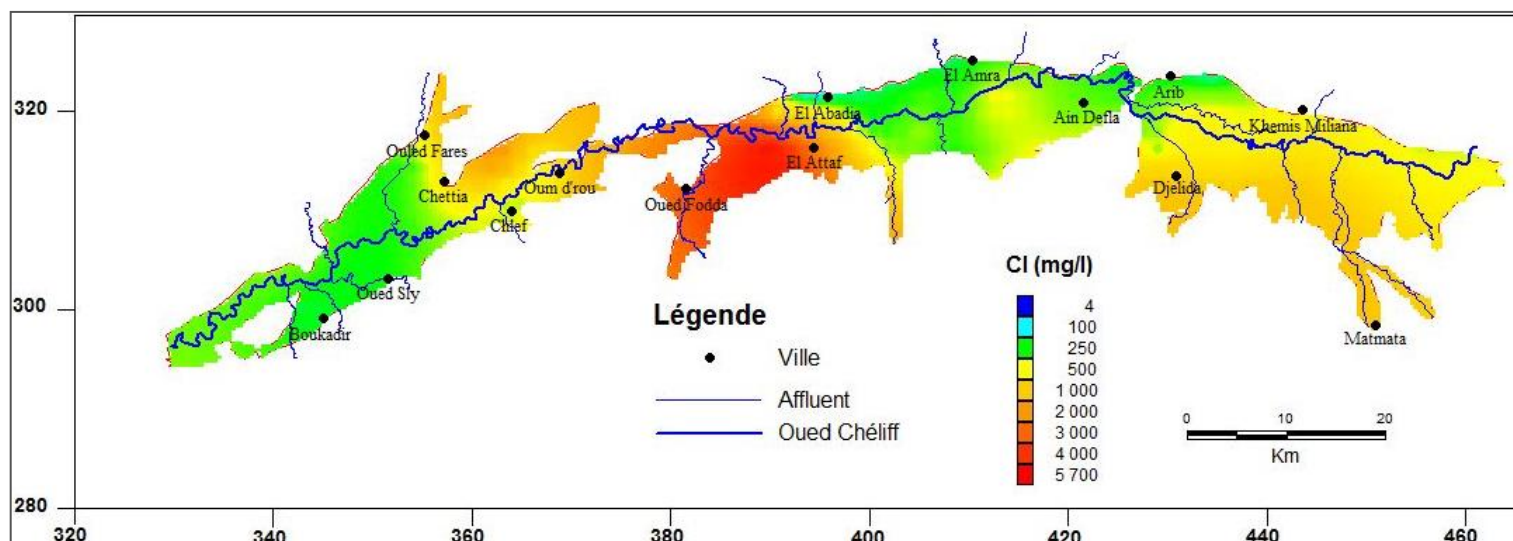


Figure 84 : Carte du Chlorure, période des basses eaux 2017.

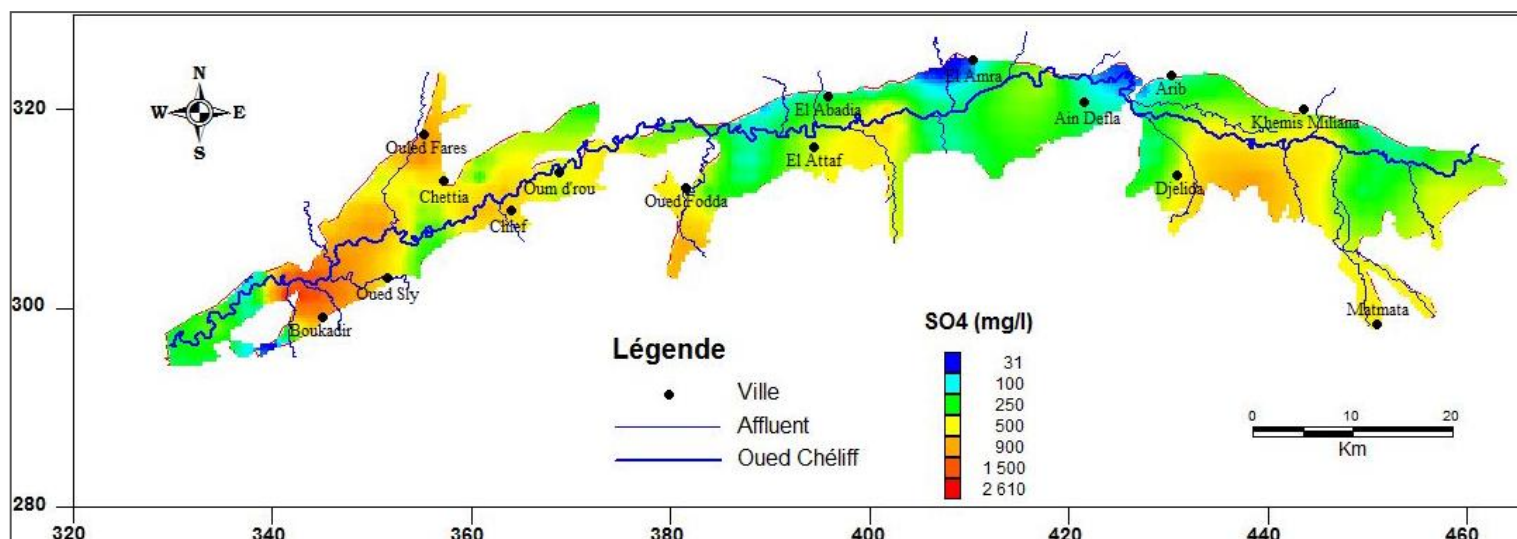


Figure 85 : Carte du Sulfats, période des hautes eaux 2012.

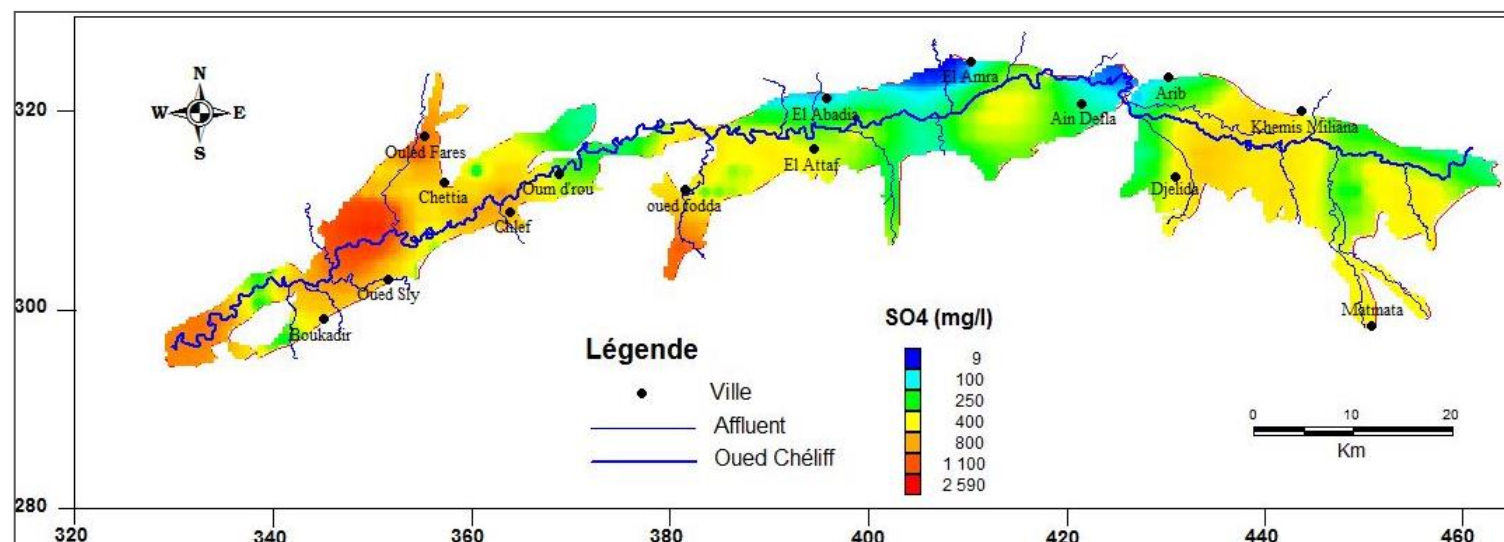


Figure 86 : Carte du Sulfats, période des basses eaux 2012.

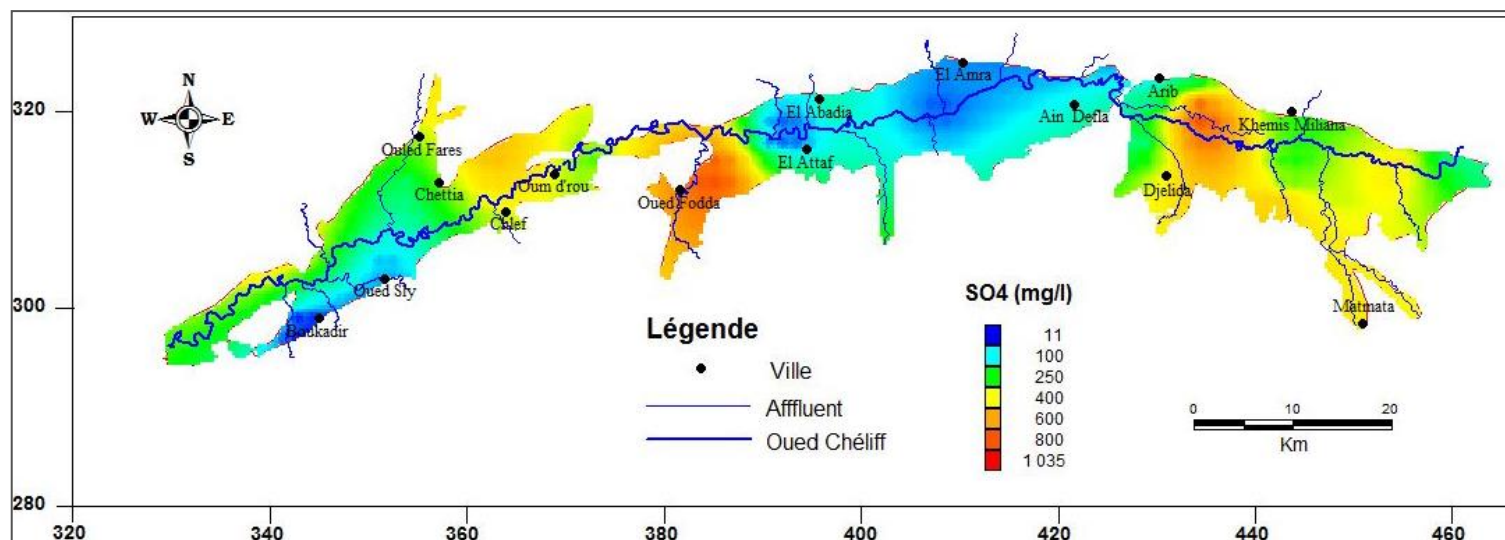


Figure 87 : Carte du Sulfats, période des hautes eaux 2017.

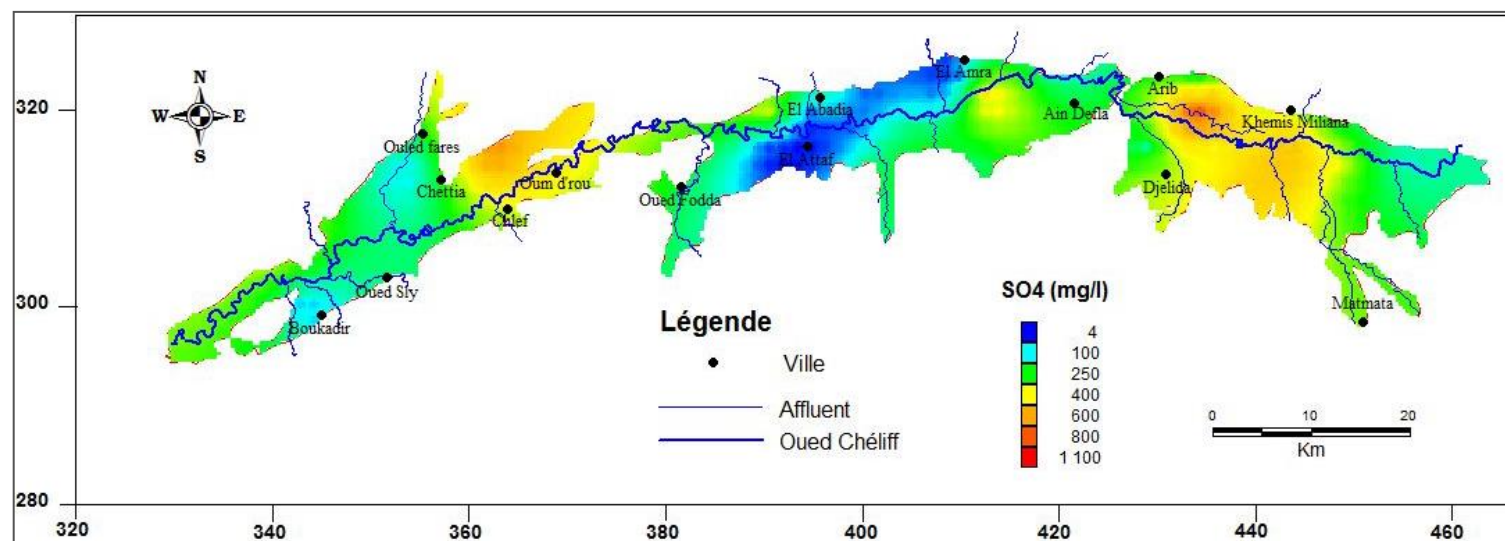


Figure 88 : Carte du Sulfats, période des basses eaux 2017.



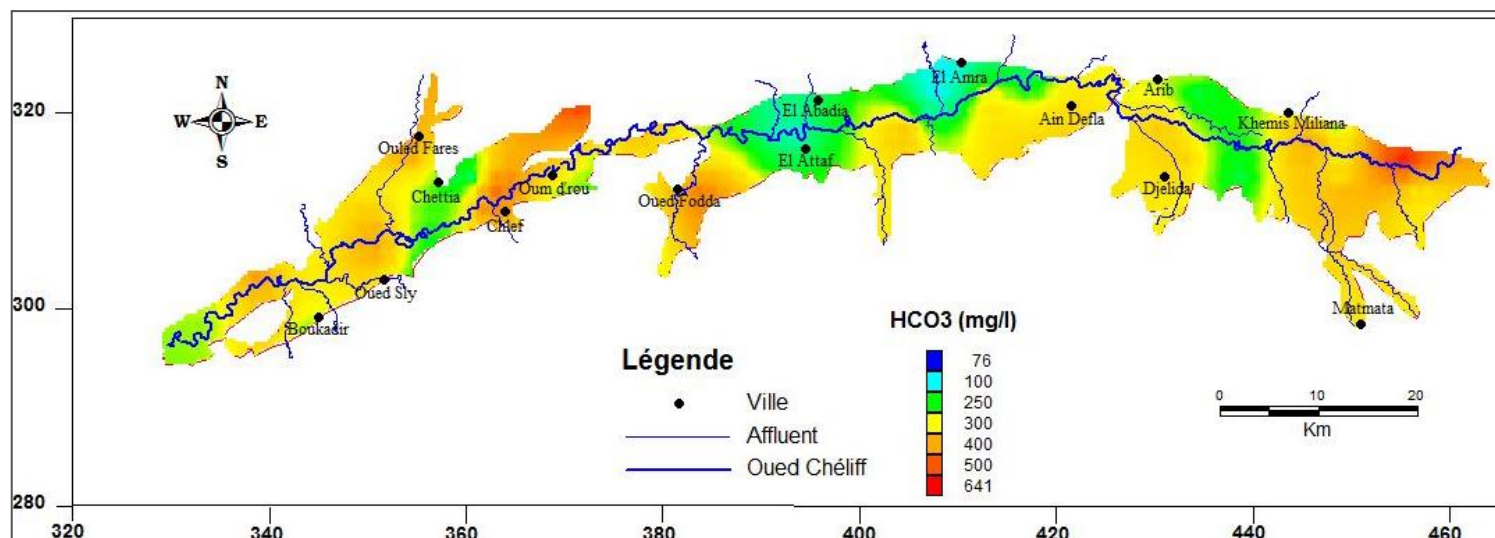


Figure 89 : Carte du Bicarbonates, période des hautes eaux 2012.

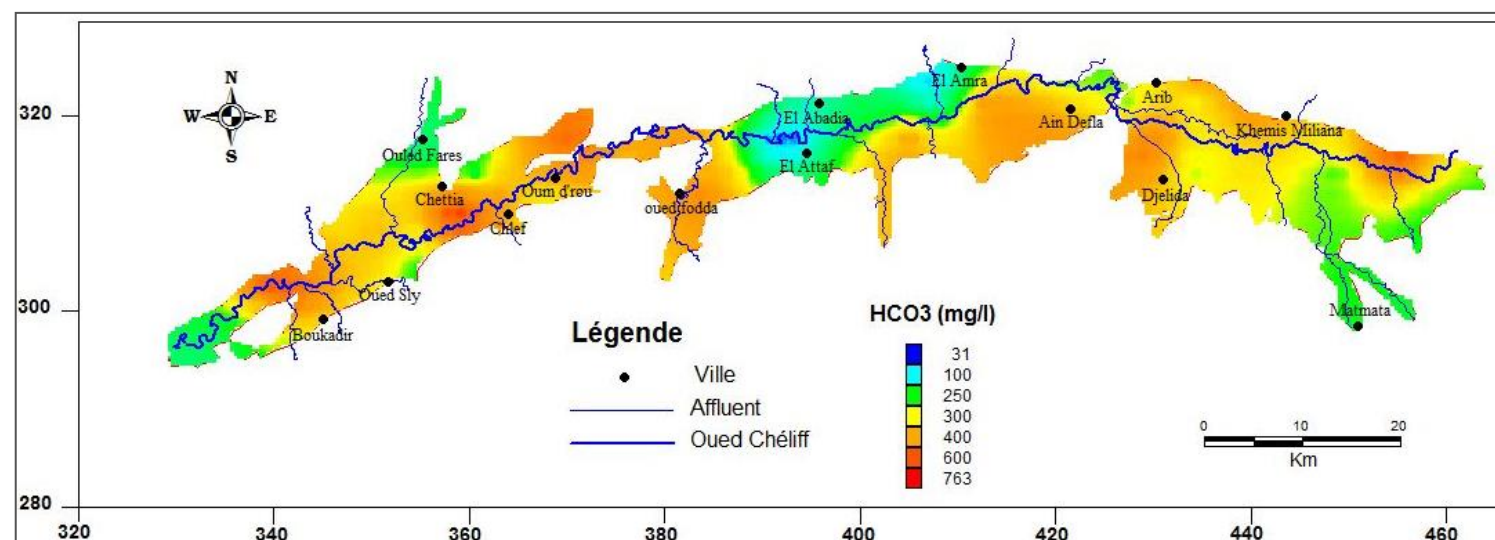


Figure 90 : Carte du Bicarbonates, période des basses eaux 2012.

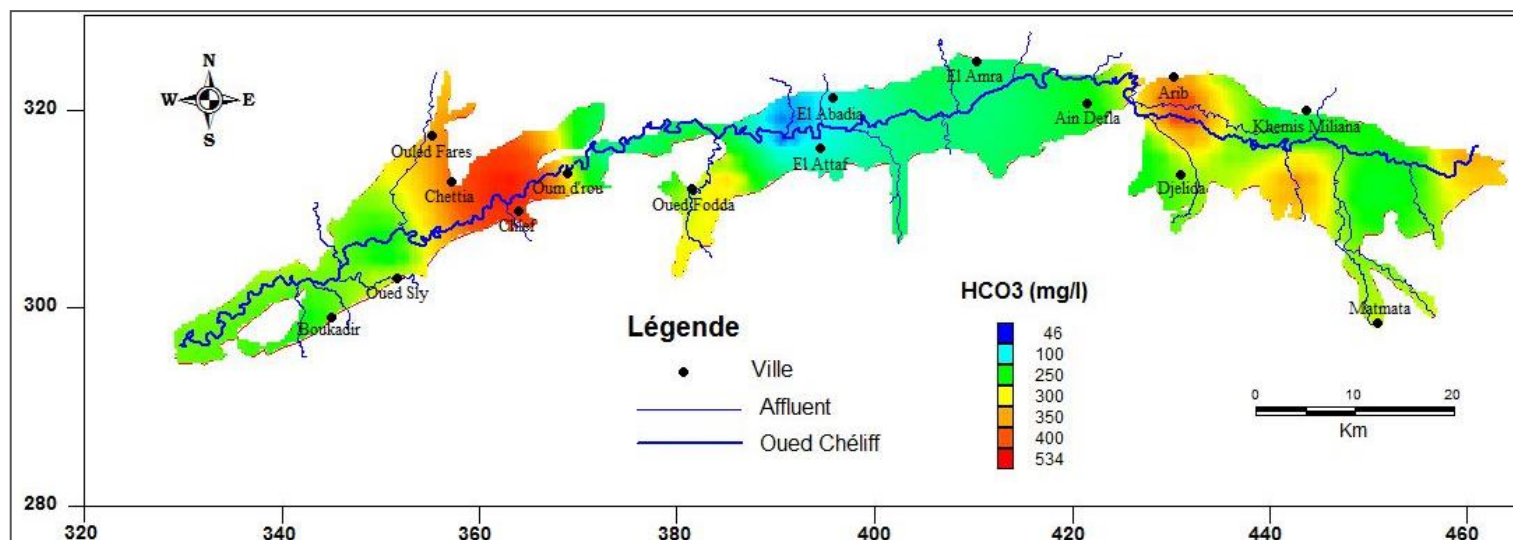


Figure 91 : Carte du Bicarbonates, période des hautes eaux 2017.

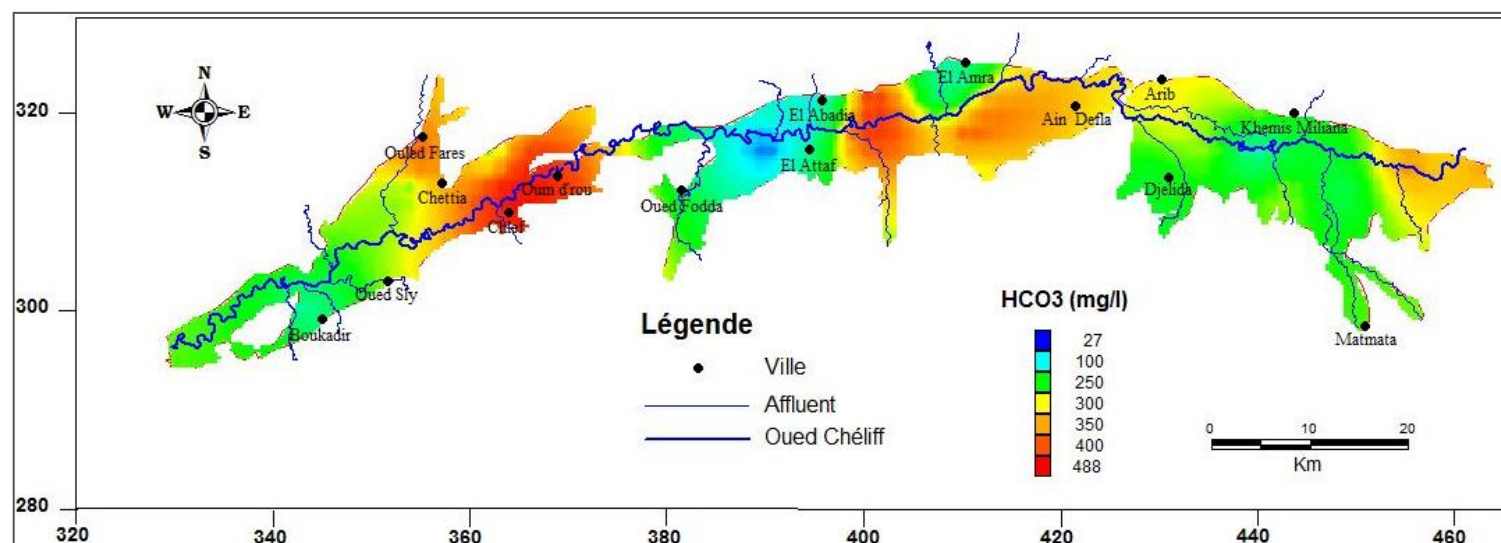


Figure 92 : Carte du Bicarbonates, période des basses eaux 2017.

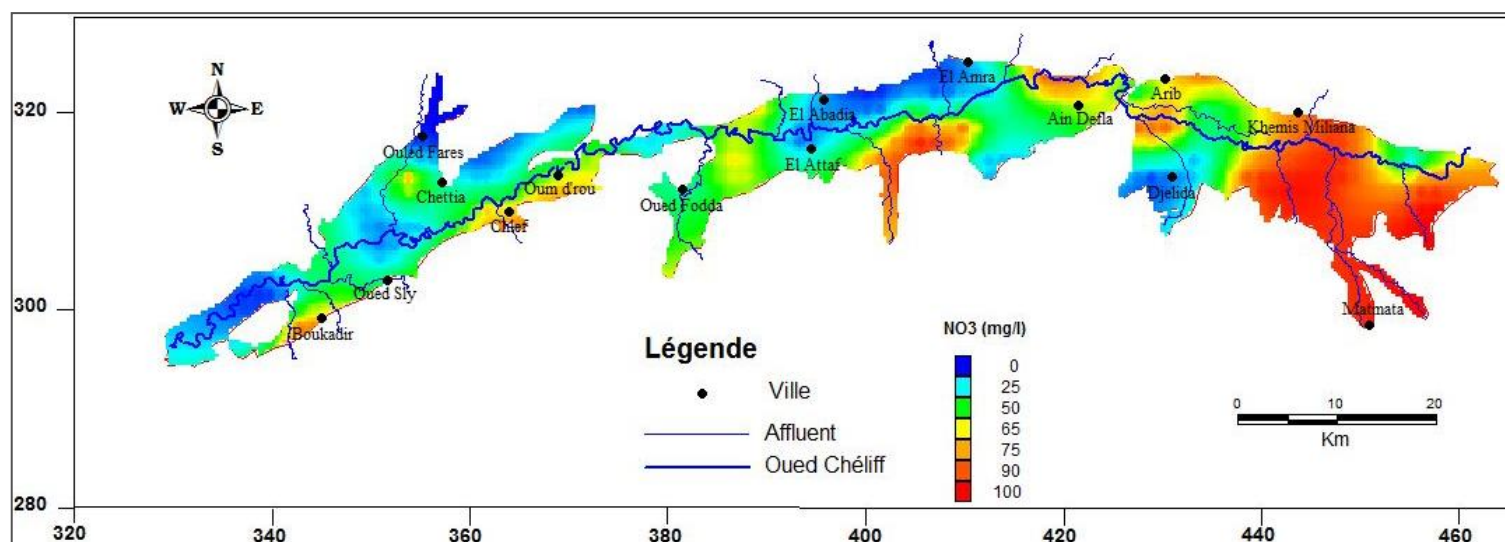


Figure 93 : Carte du Nitrates, période des hautes eaux 2012.

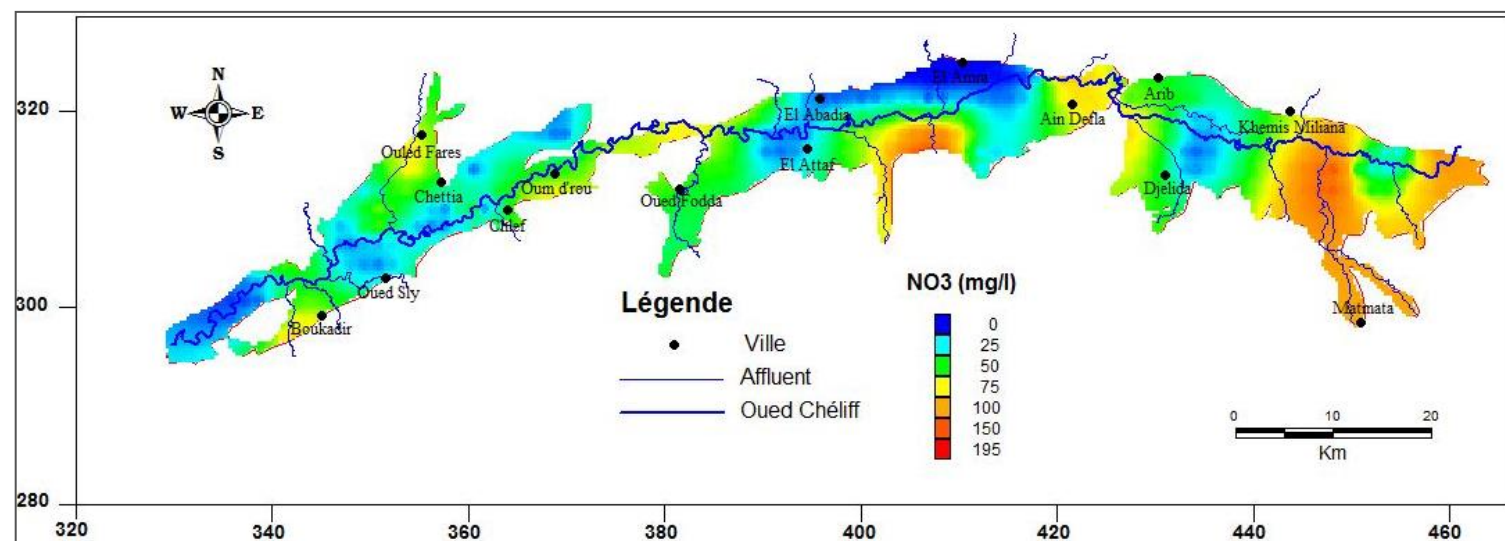


Figure 94 : Carte du Nitrates, période des basses eaux 2012.

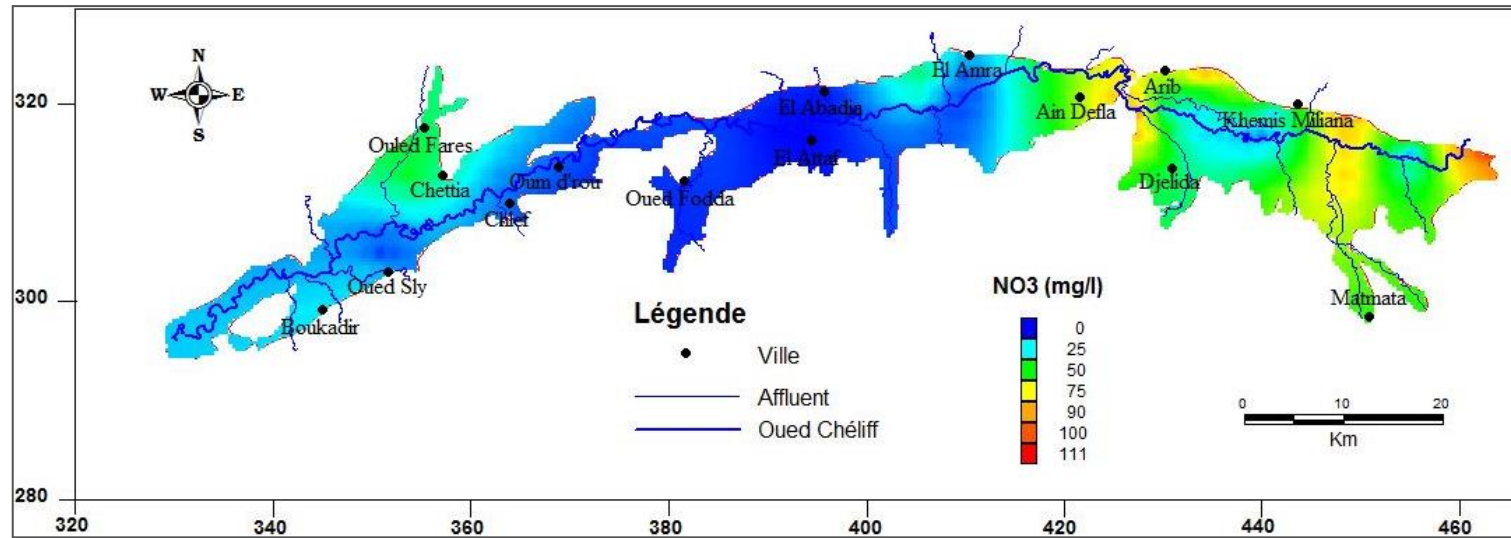


Figure 95 : Carte du Nitrates, période des hautes eaux 2017.

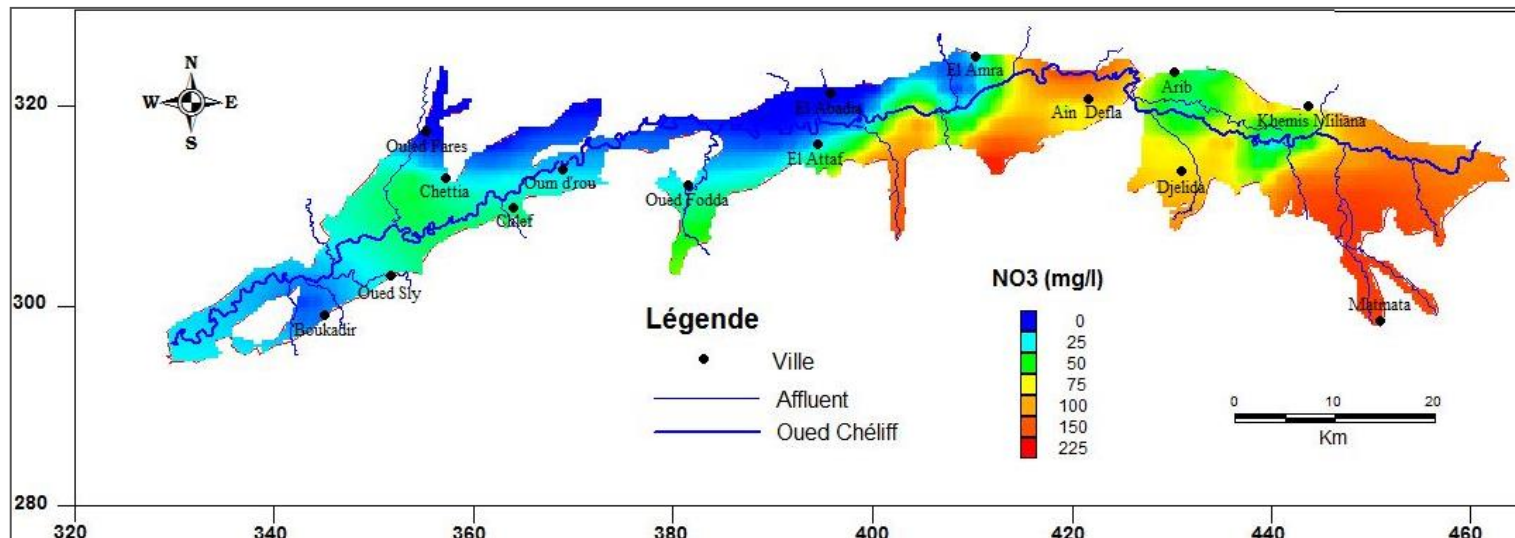


Figure 96 : Carte du Nitrates, période des basses eaux 2017.



#### IV.3.4. Variabilité spatiale des paramètres

La figure 97 décrit les variations spatiales des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif pour les années 2012 et 2017.

La boîte à moustaches (Figure 97) montre la dispersion spatiale des teneurs en éléments chimiques ainsi que d'avoir une idée sur l'origine unique ou multiple des eaux. Les chlorures présentent une grande variabilité, suivie du sodium, du calcium, du magnésium et du sulfate. Ce classement peut s'expliquer par des origines diverses des éléments chimiques des eaux (la dissolution de la roche aquifère : gypse, halite et dolomies) ou d'origine anthropique (eaux usées et engrais) ou échanges de bases, c'est-à-dire que ces ions sont acquis lors du passage des eaux de plusieurs formations à savoir l'halite, le gypse et les marnes (argiles) ou l'infiltration des eaux usées non traitées ou des eaux d'irrigation chargées en sels et fertilisants. Par contre, nous remarquons que la boîte des bicarbonates est plus étroite indiquant ainsi une origine unique qui est celle de la formation carbonatée.

Il est remarqué aussi que les chlorures avec l'étendu de leurs boîtes révèlent une forte dispersion que les autres paramètres.

Ces statistiques représentées par les diagrammes en boîtes confirment clairement et aisément nos résultats.

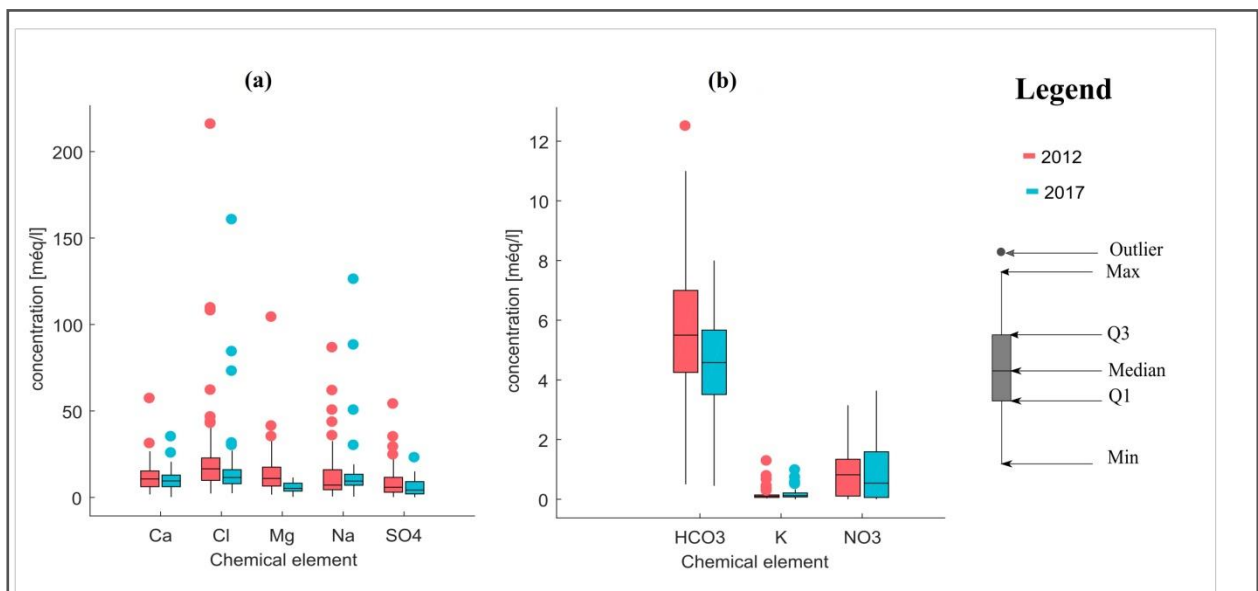


Figure 97: Boîtes de box des éléments chimiques des eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélif.

#### IV.3.5. Analyse en Composantes Principales (ACP)

L'Analyse en Composantes Principales (ACP) est une méthode d'analyse statistique de données multidimensionnelles. Cette méthode a été utilisée en Algérie par plusieurs chercheurs dans le domaine d'hydrogéologie pour le traitement des données hydrochimiques des nappes alluviales. En effet, cette méthode permet de rechercher les relations entre les variables chimiques et de regrouper celles qui présentent un comportement semblable afin d'avoir une idée sur l'évolution du chimisme des eaux souterraines. L'utilisation de cette méthode en hydrochimie permet de donner un complément dans l'interprétation et l'analyse des processus hydro-chimiques des eaux souterraines, leurs origines, l'écoulement, le temps de séjour, la nature du réservoir, ..., etc. Cela nous permet de donner une idée préalable sur les éléments et les sites de pollution. Les résultats de l'analyse seront de nouvelles hypothèses permettant d'élargir et de mieux comprendre le problème étudié. (Stafford et Bodson, 2006).

#### IV.3.5.1. Objectifs et aspects théoriques

L'analyse factorielle en composantes principales a surtout les objectifs suivants :

1. Caractériser le chimisme des eaux souterraines pour une période d'observation ;
2. étudier les interrelations entre un assez grand nombre de variables ;
3. à partir de cette étude, regrouper ces variables dans des groupes limités appelés facteurs ou composantes ;
4. Donner une idée préalable sur les éléments de pollution ;
5. Etablir entre ces groupes de variables une hiérarchie basée essentiellement sur la valeur explicative de chacun d'eux (il est à noter que la méthode permet aussi d'établir une hiérarchie des variables dans chacune des composantes) (Stafford et Bodson, 2006).

Dans l'analyse retenue pour l'interprétation finale par ACP, nous avons choisi les variables telles que : Ca, Mg, Na, K, HCO<sub>3</sub>, Cl, SO<sub>4</sub>, NO<sub>3</sub> et le Résidu sec. Par ailleurs, nous avons négligé les variables qui peuvent déformer la structure générale ou celles qui donnent des informations redondantes, tels que la température et le pH. Les principes de cette méthode ont été présentés précédemment. Les données sont constituées de 9 variables (Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> et le Résidu sec) analysés sur les 71 et 47 échantillons respectivement en 2012 et 2017 (échantillons prélevés au cours de deux campagnes hautes et basses eaux). Pour réaliser ce travail, nous avons utilisé le logiciel Spss et XLSTAT 2015.

Le tableau 25 présente les corrélations entre variables et les trois facteurs que nous avons pris en considération (F1, F2 et F3).

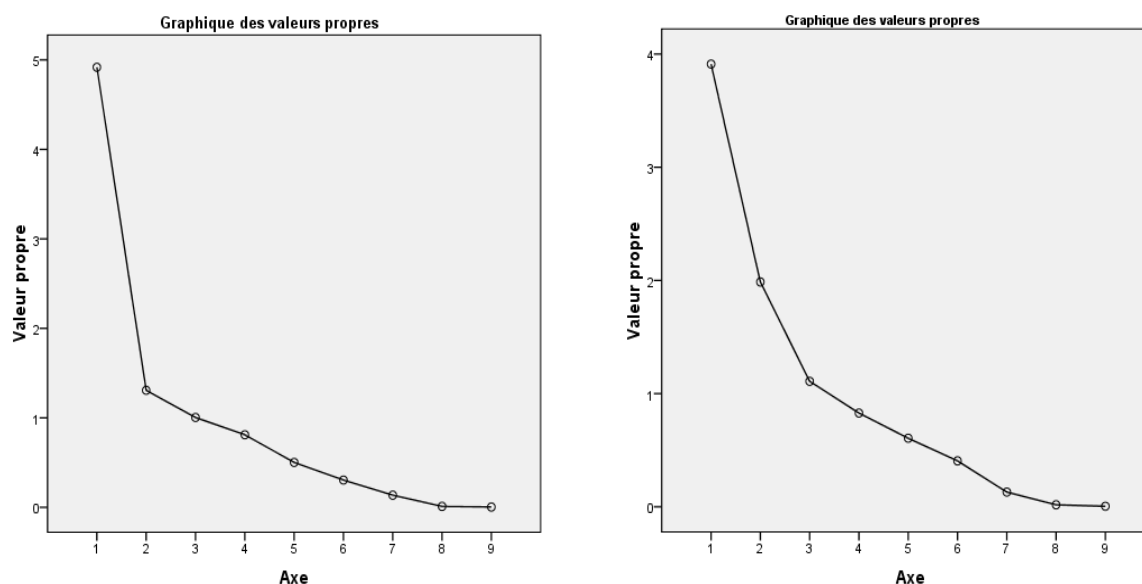
#### IV.3.5.2. Valeurs propres

Une valeur propre représente la variation des individus sur l'axe correspondant. Dans un but de faciliter leur interprétation, ces valeurs sont exprimées en pourcentage des valeurs propres totales. Dans notre cas d'étude, 09 facteurs présentent 100 % de la variance (Tableau 24). Seuls les facteurs F1 F2 et F3, ont été pris en considération, car ils présentent déjà 80 % et 77 % de la variance totale (Figure 98). Nous allons donc nous limiter à ces trois axes pour notre interprétation.

**Tableau 24:** Valeurs propres et pourcentages des axes principaux.

Axe	Année 2012			Année 2017		
	Valeur propre	% Variance	Pourcentage cumulé (%)	Valeur propre	% Variance	Pourcentage cumulé (%)
1	4,918	54,646	54,646	3,912	43,461	43,461
2	1,308	14,533	69,180	1,986	22,072	65,533
3	1,004	11,159	80,339	1,109	12,322	77,856
4	0,811	9,013	89,352	0,829	9,206	87,061
5	0,502	5,583	94,935	0,606	6,728	93,789
6	0,305	3,393	98,327	0,406	4,511	98,300
7	0,136	1,513	99,840	0,130	1,448	99,748
8	0,010	0,117	99,957	0,018	0,196	99,944
9	0,004	0,043	100,000	0,005	0,056	100,000





**Figure 98:** Variabilité cumulée des valeurs propres.

L'analyse en composante principale effectuée sur l'ensemble des données recueillies durant les années 2012 et 2017 (Tableau 24), montre que trois facteurs seulement expliquent le système.

Le premier axe (F1) exprime 54,65 % et 43,46 % de la variance totale, la deuxième montre 14,53 % et 22,07 % et le troisième présente 11,16 % et 12,32 % en 2012 et 2017. Ces trois axes suffisent donc pour expliquer la variance du système.

#### IV.3.5.3. Analyse de l'espace des variables

La contribution de chaque variable dans la formation d'une composante principale est donnée par le coefficient de corrélation entre la variable et l'axe considéré. L'objectif est d'essayer d'identifier les différents groupes des variables et ceux qui s'opposent et de déterminer les variables (critères) qui les définissent ou les opposent les uns par rapport aux autres. Le tableau 25 présente les corrélations entre variables et les trois facteurs que nous avons pris en considération (F1, F2 et F3).

**Tableau 25:** Corrélations entre variables et facteurs principaux.

Variable	2012			2017		
	F1	F2	F3	F1	F2	F3
<b>R. Sec</b>	<b>0,989</b>	-0,007	-0,049	<b>0,984</b>	-0,025	-0,062
<b>Cl<sup>-</sup></b>	<b>0,940</b>	-0,106	-0,165	<b>0,947</b>	-0,194	-0,201
<b>Mg<sup>2+</sup></b>	<b>0,918</b>	0,236	0,018	<b>0,662</b>	0,388	0,018
<b>Na<sup>+</sup></b>	<b>0,850</b>	-0,335	0,013	<b>0,904</b>	-0,306	-0,115
<b>Ca<sup>2+</sup></b>	<b>0,830</b>	0,401	-0,154	<b>0,638</b>	<b>0,613</b>	-0,127
<b>SO<sub>4</sub><sup>2-</sup></b>	<b>0,634</b>	0,321	0,209	0,350	<b>0,745</b>	0,421
<b>K<sup>+</sup></b>	<b>0,578</b>	-0,496	-0,114	0,386	-0,426	<b>-0,585</b>
<b>NO<sub>3</sub><sup>-</sup></b>	-0,187	<b>0,718</b>	-0,478	-0,185	0,462	<b>-0,632</b>
<b>HCO<sub>3</sub><sup>-</sup></b>	0,182	0,322	<b>0,816</b>	-0,282	<b>0,614</b>	0,336

Le premier axe regroupe le calcium, le magnésium, le sodium, le potassium, les chlorures et le résidu sec. Il reflète donc la minéralisation totale des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéiff dans les deux années et présente donc un axe de minéralisation évaporitique et salifère (l'halite). On note une très bonne corrélation entre le résidu sec, Cl<sup>-</sup> et Na<sup>+</sup>, qui sont carrément confondue.

La pollution des eaux est représentée sur le deuxième facteur (F2) et le troisième facteur (F3) qui regroupe les nitrates, les sulfates et les bicarbonates, ce qui traduit trois origines distinctes de ces

éléments. D'après les résultats de l'analyse ACP en constate trois types d'eaux : (I) sont des eaux salines au la Résidu sec dépasse 1000 mg/l et qui sont caractérisé par une concentration élevée en Cl et Na, (II) sont des eaux polluée avec des concentrations élevées en NO<sub>3</sub> et (III) type des eaux Alcalin.

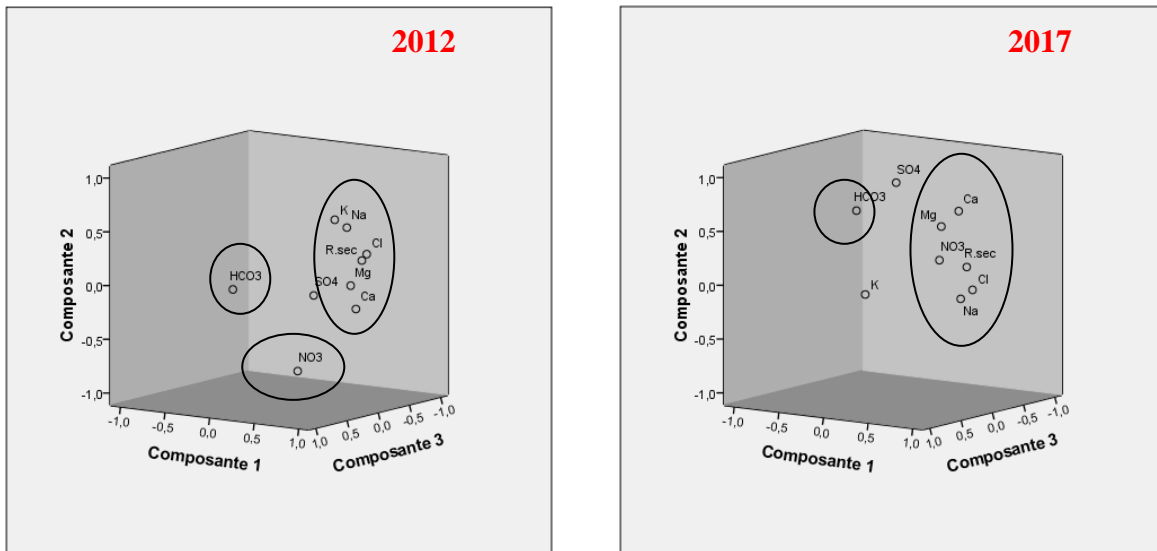
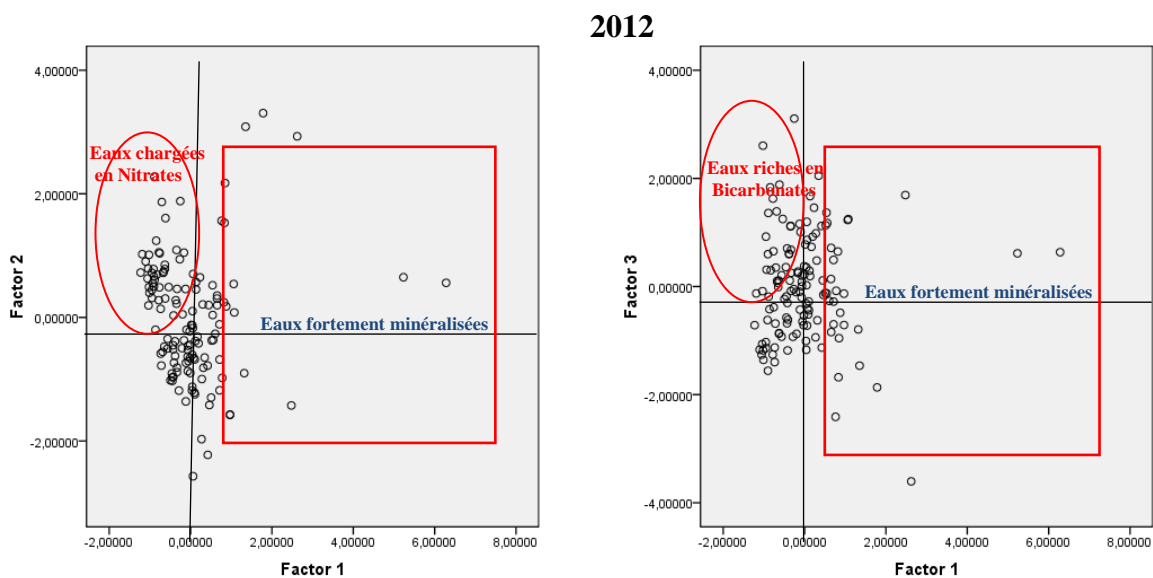


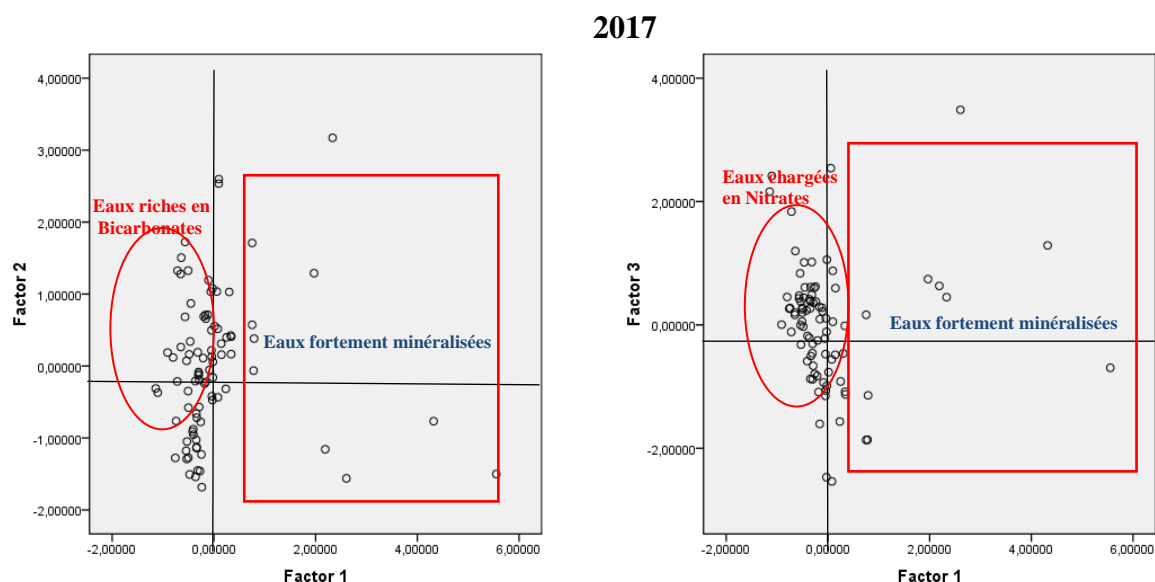
Figure 99: Corrélations des variables (diagramme des composantes dans l'espace)

**IV.3.5.4. Analyse de l'espace des individus**

La projection des individus sur le plan F1-F2 (Figure 100) a révélé que :

- L'axe F1 montre l'opposition entre les eaux fortement minéralisées se trouvant à la région d'El Attaf (près de djebel Témoulga), sur la rive gauche de l'oued Chélif, près des villes de Djendel, Bir Ouled Khelifa et Djelida et dans la région Boukadir. Les eaux faiblement minéralisées se trouvent à l'Est de la nappe alluviale vers El Amra et Ain Defla qu'à l'Ouest autour d'El Abadia.
- L'axe F2 et F3 est caractérisé par des eaux riches en bicarbonates et les eaux chargées en nitrates se trouvent au Sud de la plaine près piémont du massif de Doui, dans la région avale de la commune de Djendel jusqu'à l'Est de la commune de Bir Oueld Khelifa, le Sud de la commune d'Arib, dans la région amont des communes de Ain Defla et Mékhatria ainsi que la zone Chlef.





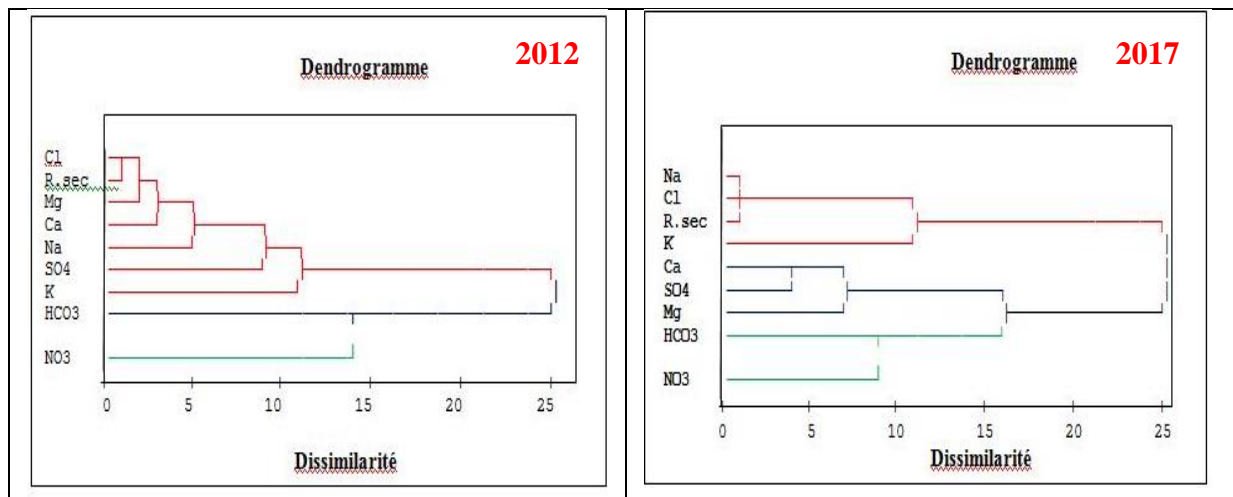
**Figure 100:** Projection des individus sur les plans factoriels (F1-F2 et F1-F3) en 2012 et 2017  
(Espace des individus).

#### IV.3.5.5. Classification Ascendante Hiérarchique (CAH)

La classification ascendante hiérarchique (CAH) est un outil aussi puissant pour analyser des données de la chimie d'eau et pour la formulation de modèles géochimiques (Yidana et al, 2008 et Ahoussi et al, 2011). Cette méthode consiste à définir un critère d'agrégation des classes qui peut être défini par la mesure du degré de ressemblance ou de dissemblance qui existerait entre les échantillons (Templ et al, 2008). L'objectif de cette méthode statistique est de grouper les individus en quelque classe distinctes (Demlei et al, 2007). Au vu de ces différentes analyses, la classification ascendante hiérarchisée des données physico-chimiques a été réalisée à partir de 09 paramètres présentant une meilleure corrélation entre eux. L'analyse hiérarchique des données chimiques met en évidence trois principaux regroupements des variables :

L'analyse hiérarchique des données chimiques (Figure 101) met en évidence trois principaux regroupements des variables. Le premier groupe comprend les variables : Résidu sec,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{K}^+$ . Ce regroupement présente les éléments qui jouent un rôle primordial dans la salinisation de nos eaux et surtout les chlorures qui sont reliés étroitement au Résidu sec. Le second groupe est constitué de  $\text{HCO}_3^-$ . Ce groupe participe faiblement dans la salinisation des eaux souterraines du Haut et du Moyen Chéouiff. Le troisième groupe présenté par  $\text{NO}_3^-$  est la variable à un effet marginal sur la minéralisation des eaux.

La classification ascendante hiérarchisée montre que les eaux présentent une très grande hétérogénéité de faciès chimiques en fonction de leur répartition géographique. On distingue deux grandes familles représentant plusieurs sous-familles. Cette observation met en évidence que le chimisme des eaux dépend, en plus du sens de l'écoulement des eaux souterraines.



**Figure 101 :** Dendrogramme de composition chimique des eaux souterraines du Haut et du Moyen Chélif.

Les résultats fournis par l'ACP des individus et la classification ascendante hiérarchique (CAH) sont en parfait accord, car ont démontré que la minéralisation des eaux souterraines du Haut et du Moyen Chélif est dominée par les chlorure et le calcium, ajoutant à cela, la typologie de ces eaux qui se résume en deux faciès.

#### IV.3.6. Détermination des principaux faciès hydrochimiques

La description objective des propriétés hydrochimiques des eaux souterraines a été assistée par Piper (1944) et Stiff (1951) qui ont présentés les procédures graphiques pour l'interprétation des analyses de l'eau (Hiscock K.M et Bense V.F, 2014)

Dans le but de mieux identifier les faciès hydrochimiques et d'avoir une indication sur l'aspect qualitatif des eaux souterraines, la représentation graphique des résultats d'analyses s'avère un outil précieux pour atteindre cet objectif. On a eu recours aux diagrammes de Schoeller-Berkaloff, de Piper et de Stabler. Ces graphes sont les représentations les plus couramment utilisées pour la représentation des concentrations en ions majeurs. L'intérêt des représentations graphiques est approche rapide des résultats analytiques en vue de caractériser facilement une eau, de suivre son évolution ou de la comparer à d'autres eaux de compositions physico-chimiques voisines ou de proximité géographique.

La réalisation de ces diagrammes a été faite en utilisant le logiciel diagramme, conçu par Roland Simler (laboratoire d'hydrogéologie de l'université d'Avignon, 2004).

##### IV.3.6.1. Classification des eaux selon le diagramme de PIPER

Ce diagramme a la particularité de représenter plusieurs échantillons sur le même plan. Ce schéma comporte trois parties : un triangle de cations, un triangle d'anions, et un champ en forme de diamant central.

L'interprétation des résultats d'analyses hydrochimiques pour les deux années 2012 et 2017 d'observation a permis d'avoir une idée sur les faciès chimiques des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif et leur évolution dans le temps, ainsi que sur les conditions naturelles à l'origine de ces faciès.

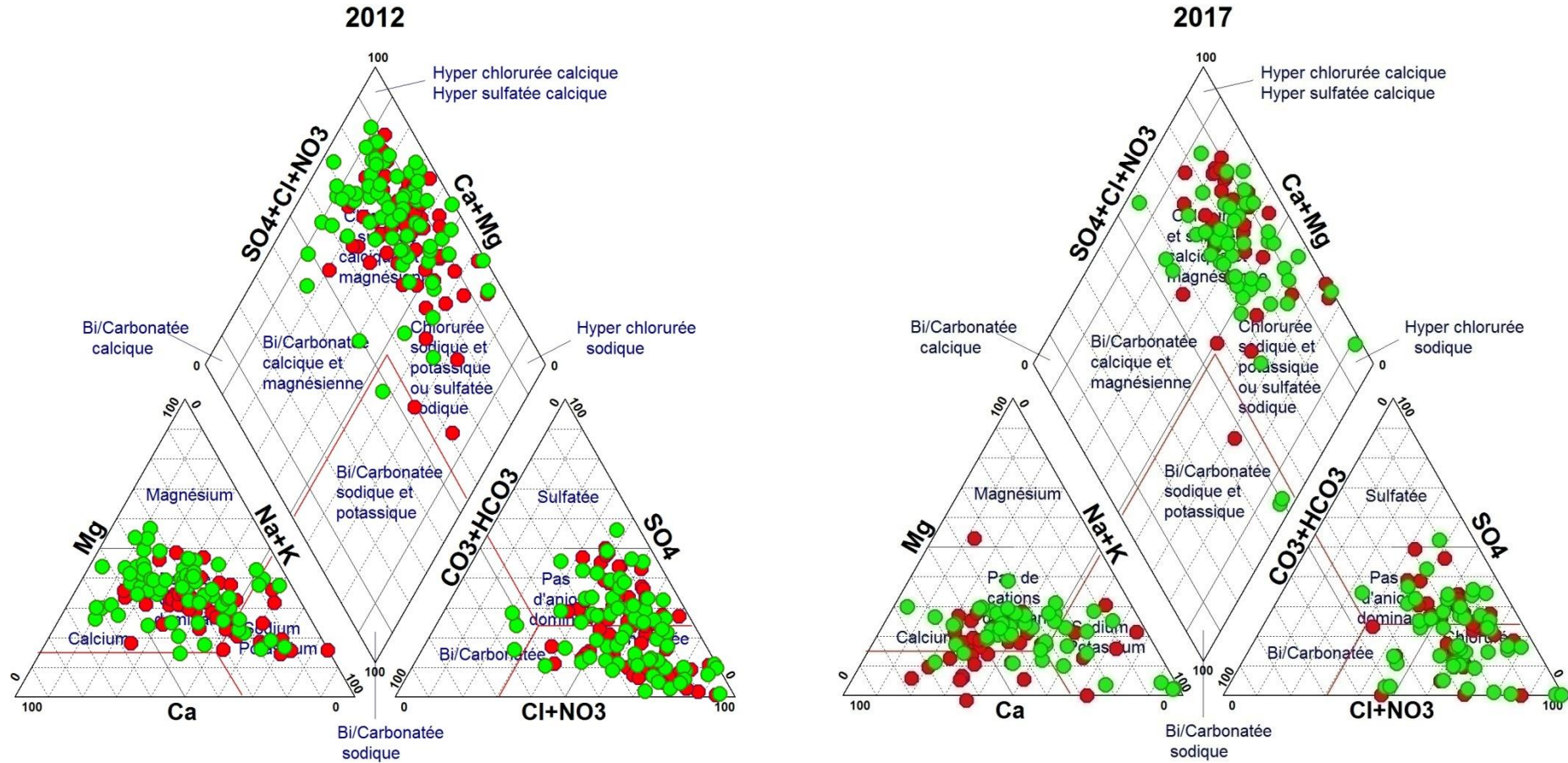


Figure 102: Diagramme de Piper (Points en rouge: période des hautes eaux; Points en vert: période des basses eaux).

La représentation des éléments chimiques des différents échantillons sur le diagramme de Piper montre que la majorité des échantillons se coïncident sur les pôles caractérisant les faciès chloruré-calcique et chloruré-magnésien avec une apparition du faciès chloruré-sodique (Figure 102), ce qui est probablement dû à la dissolution des formations alluvionnaires du Mio-Plio-Quaternaire et des formations évaporitiques (des marnes gypsifères). Cette dissolution a généré plusieurs éléments chimiques, notamment les chlorures, le calcium, le magnésium et le sodium.

Cependant, cette représentation à l'inconvénient d'associer les chlorures avec les nitrates. Cela peut conduire à des interprétations erronées (Touhari, 2015). Pour cela, les classifications de Schoeller-Berkaloff et Stabler sont révélées utiles en tant que méthodes complémentaires du diagramme de Piper.

#### IV.3.6.2. Classification des eaux selon le diagramme de Schoeller- Berkaloff

Le diagramme de Schöeller Berkaloff permet de représenter les faciès chimiques de plusieurs échantillons d'eaux dans un seul graphe. Cette représentation graphique basée sur une série d'axes verticaux gradués selon des échelles logarithmiques différentes. Chaque axe est associé à un ion ou à un groupement d'ions. Les teneurs exprimées en mg/l sont reportées sur les axes, puis reliés par des droites. Il y a superposition des droites obtenues si les concentrations sont identiques et le décalage relatif des droites les unes au dessus des autres dans le cas contraire.

L'examen des figures 103, 104, 105 et 106 montrent que les eaux souterraines ont acquis deux faciès chimiques importants durant les deux années 2012 et 2017.

Le premier correspond au faciès chloruré-calcique avec une apparition des faciès chloruré-magnésien et sulfaté-magnésien. On signale que la teneur en bicarbonates est faible par rapport à celle des autres anions, ce qui explique l'absence du faciès bicarbonaté.

Le second, comprend le faciès chloruré-sodique caractérise les points des eaux qui se trouvent à proximité de la faille NW-SE qui tronque l'extrémité Est du djebel Témoulga. Ceci est dû probablement à la présence des formations salifères triasiques sous les calcaires jurassiques du djebel Témoulga et leur écoulement à travers les formations calcaires du Jurassique et les couches gypso-salifères profonde (le rejet de la faille en 1980 fit déborder ces eaux) et des alluvions récents de texture fine et qui ont une grande minéralisation avec des concentrations importantes de  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$ .

#### IV.3.6.3. Classification des eaux selon Stabler

Ce type de classification est primordial dans l'étude hydrochimique. Elle fait ressortir les différents faciès des eaux et nous permet de suivre leurs évolutions.

La formule caractéristique de Stabler consiste en premier lieu à faire le calcul du pourcentage de chaque ion, en quantité, en réaction par rapport à la concentration totale. Ensuite, on classe séparément les anions et les cations par ordre décroissant pour déterminer les faciès chimiques et d'autre part la représentation graphique de ces éléments sur le logiciel diagramme.

La méthode de Stabler permet de représenter le faciès chimique de plusieurs échantillons d'eaux.

1- La famille chlorure est le faciès dominant. Il couvre une grande partie des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif. Cette famille est subdivisée en 03 faciès :

- Le faciès chloruré-calcique ( $r\text{Cl} > r\text{SO}_4 > r\text{HCO}_3$  et  $r\text{Ca} > r\text{Na} > r\text{Mg}$ ).
- Le faciès chloruré-sodique ( $r\text{Cl} > r\text{SO}_4 > r\text{HCO}_3$  et  $r\text{Na} > r\text{Ca} > r\text{Mg}$ ) ou ( $r\text{Cl} > r\text{HCO}_3 > r\text{SO}_4$  et  $r\text{Na} > r\text{Mg} > r\text{Ca}$ ).
- Le faciès chloruré-magnésien ( $r\text{Cl} > r\text{HCO}_3 > r\text{SO}_4$  et  $r\text{Mg} > r\text{Na} > r\text{Ca}$ ).



2- La famille Sulfate : cette famille est moins fréquente par rapport à la précédente, qui se subdivise en 03 faciès :

- Le faciès sulfaté-calcique ( $rCa > rMg > rNa$  et  $rSO_4 > rCl > rHCO_3$ ) ou ( $rCa > rNa > rMg$  et  $rSO_4 > rHCO_3 > rCl$ ).
- Le faciès sulfaté-magnésien ( $rMg > rNa > rCa$  et  $rSO_4 > rCl > rHCO_3$ ) ou ( $rMg > rCa > rNa$  et  $rSO_4 > rHCO_3 > rCl$ ).
- Le faciès sulfaté-sodique ( $rNa > rCa > rMg$  et  $rSO_4 > rCl > rHCO_3$ ) ou ( $rNa > rMg > rCa$  et  $rSO_4 > rHCO_3 > rCl$ ).

3- La famille Bicarbonates, qui se divise en 03 faciès :

- Le faciès bicarbonaté-calcique ( $rHCO_3 > rCl > rSO_4$  et  $rCa > rMg > rNa$ ).
- Le faciès bicarbonaté-sodique ( $rHCO_3 > rCl > rSO_4$  et  $rNa > rCa > rMg$ ).
- Le faciès bicarbonaté-magnésien ( $rHCO_3 > rCl > rSO_4$  et  $rMg > rNa > rCa$ ).

Les tableaux 26 et 27 qui illustrent cette représentation montrent trois principales familles chimiques qui sont :

Selon le tableau ci-dessous le faciès chimique des eaux des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif est dominé par les Cations  $Ca^{2+}$ ,  $Na^{2+}$  et l'Anion  $Cl^-$  ce qui explique la dominance des faciès chloruré-sodique et chloruré-calcique pour les deux années 2012 et 2017.

La détermination de pourcentage des différents faciès en 2012 et 2017 montre une certaine zonalité chimique liée surtout à la nature lithologique des terrains traversés, a permis la mise en évidence de deux faciès chimiques. Le premier faciès est le chloruré-sodique. C'est le plus important et le plus dominant dans la région Sud de la nappe du Haut Chélif et dans la partie l'Est de la nappe du Moyen Chélif Occidental. Il s'explique par la présence des formations récentes de texture fine et d'origine anthropique. Le faciès chloruré-sodique se développe à la région d'El Attaf (nappe du Moyen Chélif Oriental). Ceci est dû à l'existence des formations salifères triasiques sous les calcaires jurassiques du djebel Témoulga et leur écoulement à travers les formations calcaires du Jurassique et les couches gypso-salifères profonde (le rejet de la faille en 1980 fit déborder ces eaux) peuvent expliquer la forte minéralisation du premier groupe d'eaux qui contamine ensuite la nappe alluviale proximale.

Le second faciès est le chloruré-calcique caractérisant la zone amont et avale des nappes du Haut et du Moyen Chélif. Il s'explique par la présence des formations alluvionnaires du Mio-Plio-Quaternaire et des marnes gypsifères. Dans certains endroits (zones limitées), on note la présence des faciès sulfatés ou bicarbonatés.

Le deuxième facteur qui intervient dans la forte minéralisation des eaux souterraines est le phénomène d'évaporation, caractéristique de cette région semi-aride avec des profondeurs de la surface piézométrique faibles, ce qui intensifie l'effet de l'évaporation.

La distribution des faciès hydrogéochimiques semble être conditionnée par la lithologie de la nappe et du substratum, la profondeur de l'eau et les actions anthropiques.

**Tableau 26 :** Faciès chimiques des eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélif en 2012.

Campagnes	Famille des eaux	Faciès chimique	(%)	Nbr Tot	Nbr éch	(%)				
Hautes eaux 2012	Chloruré	Chloruré calcique	32	20	9	W084-14 				
					9	W083-34 				
					2	PZ 6 				
		Chloruré sodique	37	23	2	W084-169 				
					5	PZ 13 A 				
					16	W0105-366 				
		Chloruré magnésien	14	9	3	W084-115 				
					3	W083-41 				
					3	PZ 13 				
	Sulfaté	Sulfaté calcique	2	1	1	W082-136 				
					Sulfaté sodique	10	6	2	PZ 6 A 	
								4	PZ 8 	
		Sulfaté magnésien	2	1	1	W084-91 				
						Bicarbonaté	3	2	2	W084-196 
									1	PZ 1 A 
Basses eaux 2012	Chloruré	Chloruré calcique	28	20	9	W084-14 				
					11	W083-34 				
		Chloruré sodique	30	21	9	PZ 13 A 				
					12	W0105-366 				
		Chloruré magnésien	25	18	8	W084-115 				
					2	W083-126 				
					8	W082-127 				

	Sulfaté	Sulfaté magnésien	8	6	1	W084-91	
					1	W0106-19	
					4	PZ 13	
	Bicarbonaté	Bicarbonaté calcique	4	3	2	W085-38	
					1	W083-41	
		Bicarbonaté sodique	3	2	1	PZ 1 A	
					1	PZ 5	
	Bicarbonaté magnésien	1	1	1	W084-196		

**Tableau 27 :** Faciès chimiques des eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélif en 2017.

Campagnes	Famille des eaux	Faciès chimique	(%)	Nbr Tot	Nbr éch	(%)	
Hautes eaux 2017	Chloruré	Chloruré calcique	55	22	18	W084-14	
					1	W082-140	
					3	W082-52	
		Chloruré sodique	25	10	10	PZ 13 A	
		Chloruré magnésien	3	1	1	W084-310	
	Sulfaté	Sulfaté calcique	8	3	2	W084-91	
					1	W082-125	
		Sulfaté sodique	3	1	1	W0105-548	
	Bicarbonaté	Bicarbonaté calcique	3	1	1	W084-313	
		Bicarbonaté sodique	5	2	2	W0105-19	
Basses eaux 2017	Chloruré	Chloruré calcique	40	19	11	W084-14	
					4	W083-34	

	Chloruré sodique			4	W0105-548			
				5	W084-155			
			42	20	12	PZ 13 A		
					3	W082-125		
					1	PZ 4 A		
	Chloruré magnésien	2	1	1				
	Sulfaté	Sulfaté calcique		4	2	1	W084-91	
						1	PZ 4	
		Sulfaté sodique	2	1	1	W085-27		
	Bicarbonaté	Bicarbonaté calcique		6	3	2	W085-38	
					1	PZ 9		
Bicarbonaté sodique		4	2	2	PZ 10 A			

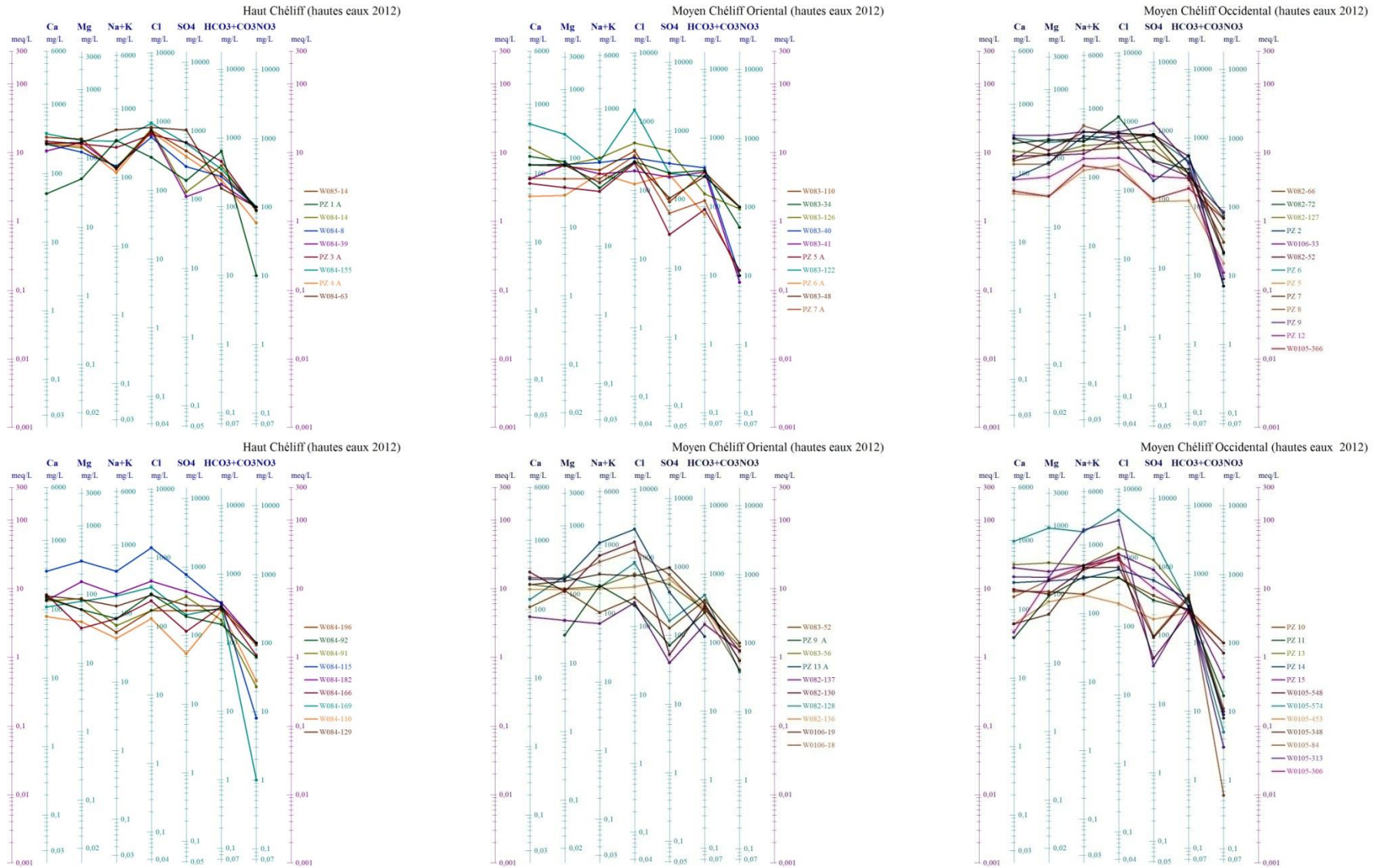


Figure 103 : Diagramme de Schoëller- Berkaloff, période hautes eaux 2012.



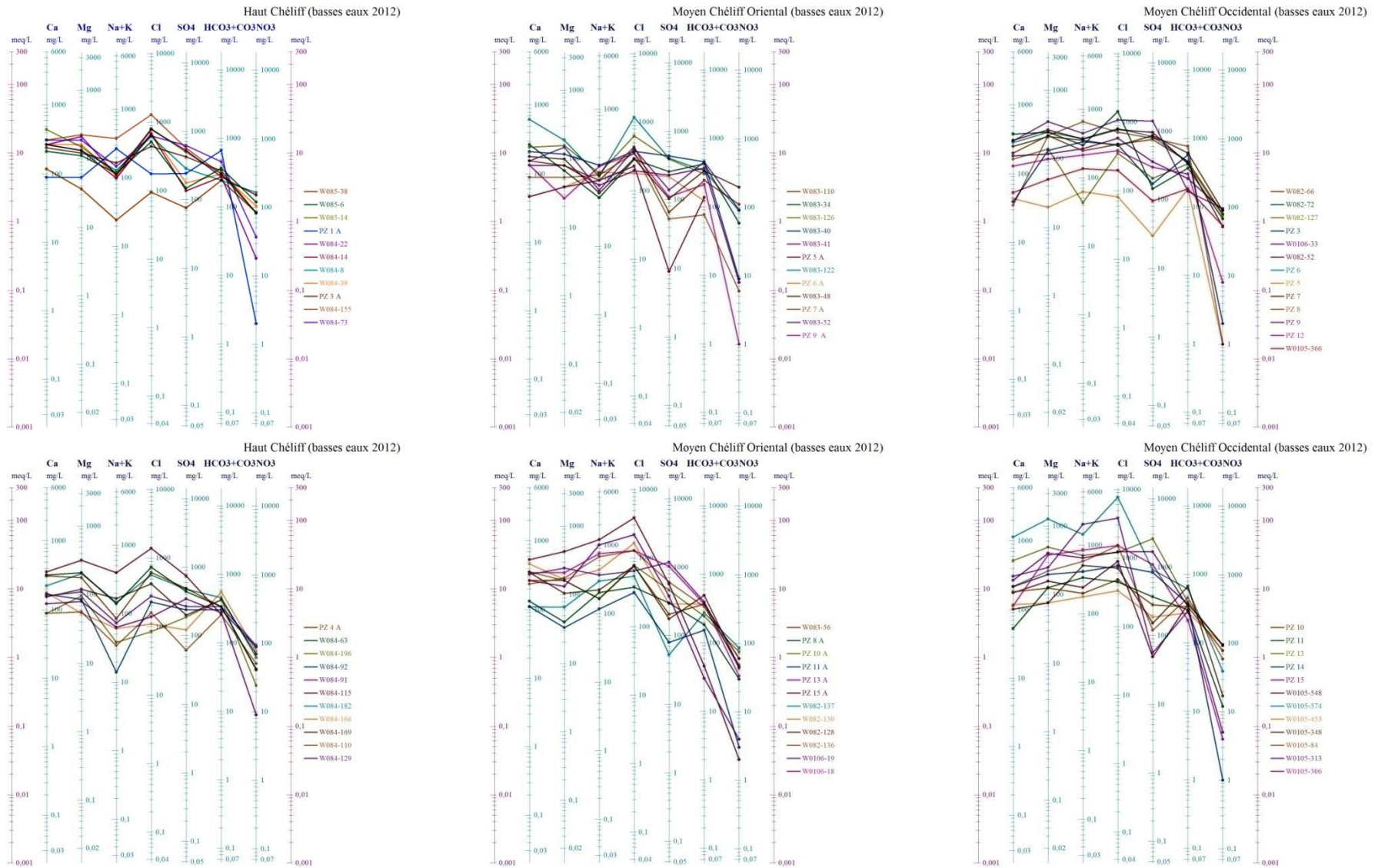


Figure 104 : Diagramme de Schoeller- Berkaloff, période basses eaux 2012.



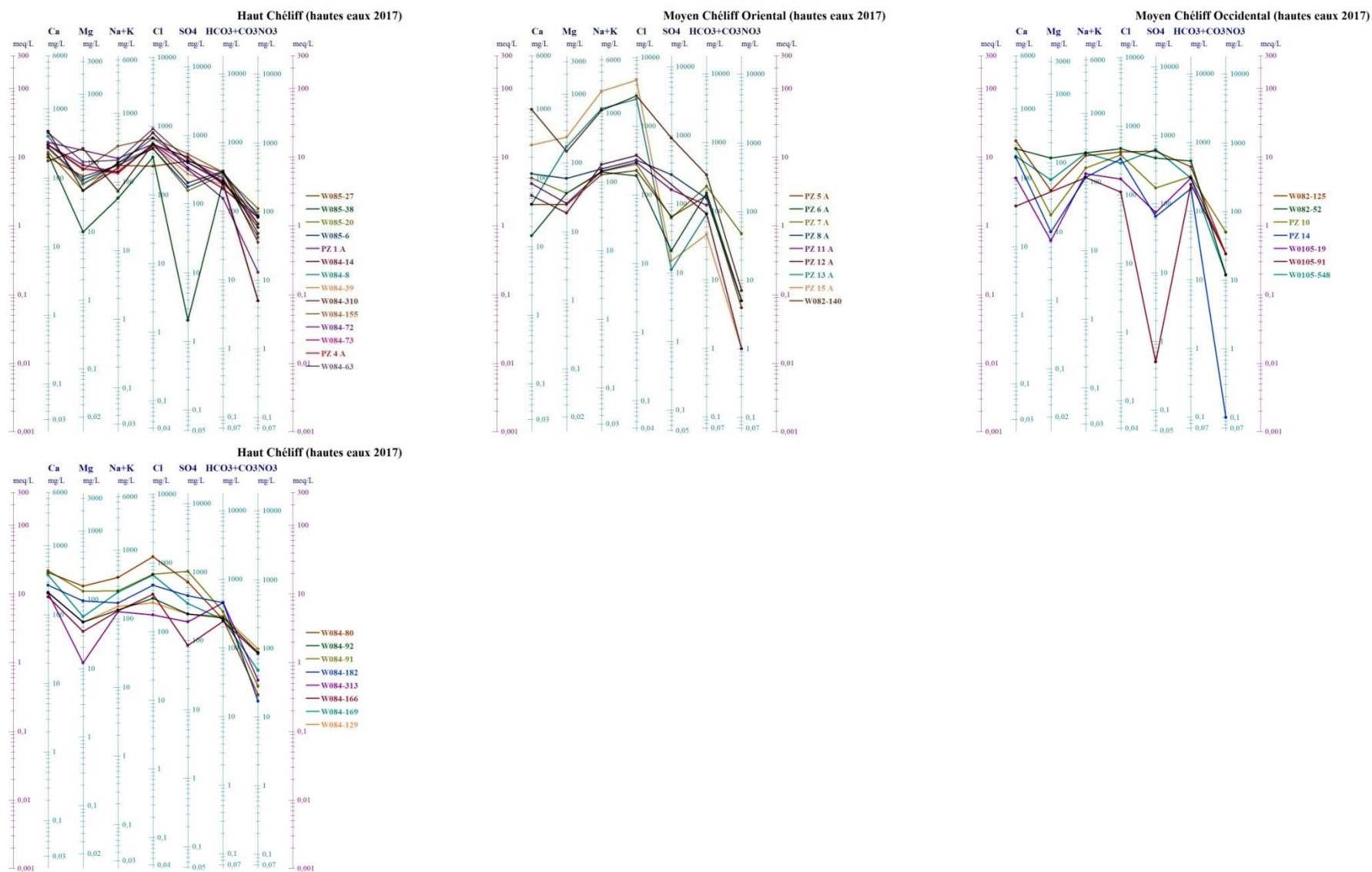


Figure 105 : Diagramme de Schoeller- Berkaloff, période hautes eaux 2017.

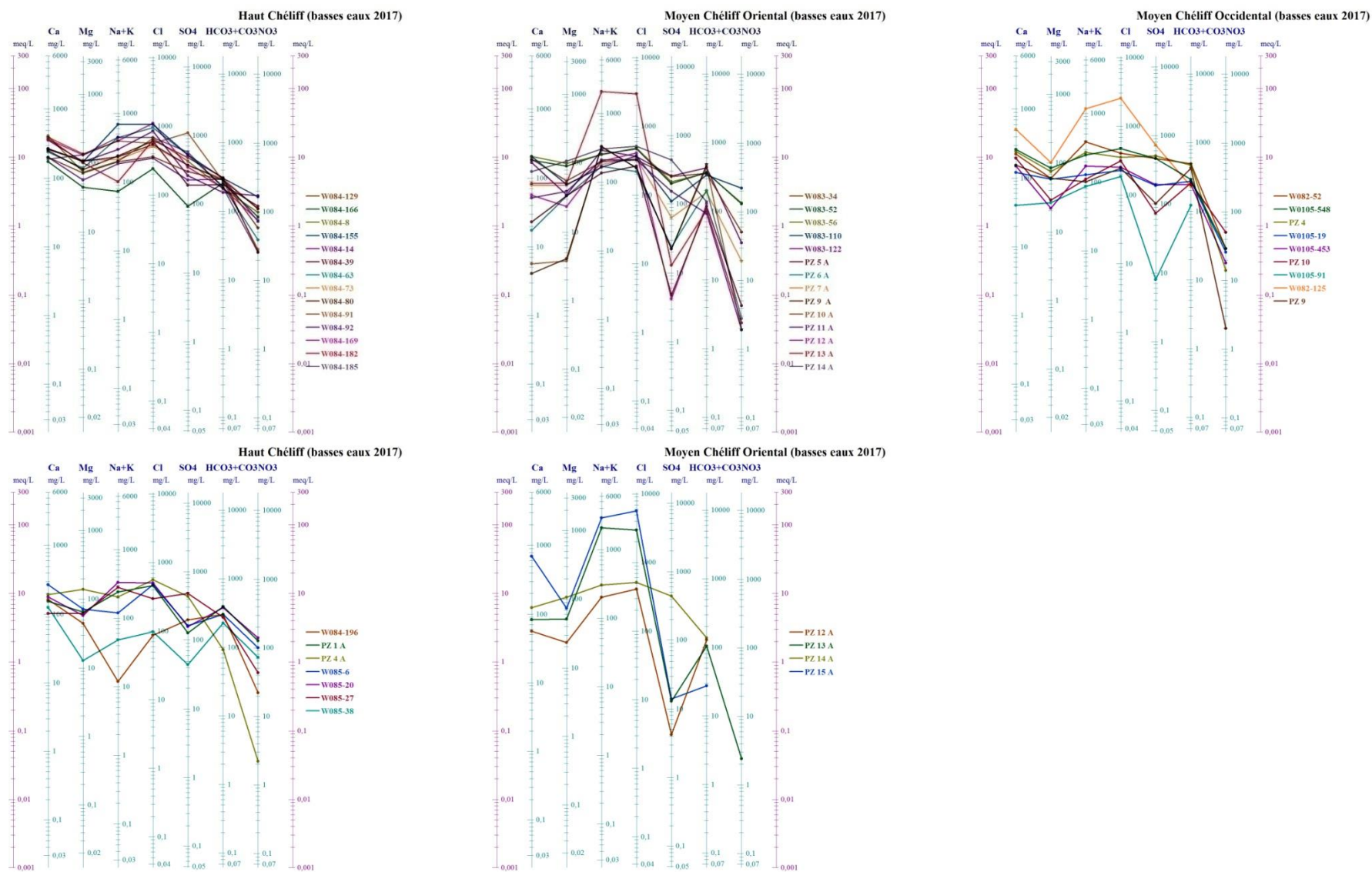


Figure 106 : Diagramme de Schoëller- Berkaloff, période basses eaux 2017

### IV.3.7. Diagrammes binaires et processus de minéralisation

#### IV.3.7.1. Diagrammes binaires

Les eaux souterraines qui circulent dans la nappe alluviale, s'écoulent dans un matériel très hétérogène (des alluvions, des sables, des graviers, des dépôts évaporitiques, ..., etc). Le parcours d'écoulement et les couches traversées influent sur l'évolution chimique des eaux pendant leur trajet souterrain. La détermination de l'origine de chaque élément est nécessaire pour connaître les mécanismes du chimisme de l'eau.

L'étude des corrélations établies par les graphes binaires entre les concentrations des principaux éléments majeurs ( $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ) a permis d'identifier les différents mécanismes et processus qui contribuent à la minéralisation des eaux échantillonnées. Les ions  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{HCO}_3^-$  se produisant dans les eaux au cours des processus comme dissolution, précipitation, dolomitisation des roches carbonatées (Bathurst, 1971).

Les relations entre les concentrations en éléments majeurs dissous sont représentées par les figures 107 et 108.

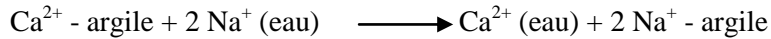
Parmi les relations entre éléments chimiques, on note l'excellente corrélation entre sulfates-calcium qui confirme l'origine évaporitique des sulfates par dissolution de l'anhydrite et du gypse. La projection de  $\text{Ca}^{2+}$  en fonction de  $\text{SO}_4^{2-}$  permet de classer les eaux souterraines en deux groupes distincts. Le premier groupe (Figure 107(A)), où la majorité des points présentent une répartition stœchiométrique au alentour de la pente 1 avec un léger excès des ions  $\text{Ca}^{2+}$  par rapport au  $\text{SO}_4^{2-}$ , indiquant que ces deux ions sont soumis à un effet du processus de la dissolution de gypse combiné avec le phénomène d'échange des bases où les ions  $\text{Ca}^{2+}$  sont libérés par les minéraux argileux de les nappes alluviales contre les ions  $\text{Na}^+$  adsorbés. Le deuxième groupe présente les points d'eau existents au-dessus de la droite (Figure 108(A)) traduisent un excès en  $\text{Ca}^{2+}$  par rapport au  $\text{SO}_4^{2-}$ . Cet excès en  $\text{Ca}^{2+}$  est dû au phénomène d'échange de base, car les argiles du substratum peuvent libérer des ions  $\text{Ca}^{2+}$  après avoir fixé le  $\text{Na}^+$ .

Les teneurs en  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  (Figures 107 (c) et 108 (c)) présentent des concentrations très variables, car ces ions sont impliqués dans différents processus de dissolution/précipitation du gypse, de la calcite et de la dolomite et encore le phénomène d'échange de base. L'augmentation des teneurs en  $\text{Ca}^{2+}$  qui a accompagné à des faibles teneurs en  $\text{Mg}^{2+}$  pour l'année 2017 est due au phénomène d'échange de base, car les argiles du substratum peuvent libérer des ions de  $\text{Ca}^{2+}$  après avoir fixé le  $\text{Na}^+$ , cela indique que l'origine de  $\text{Ca}^{2+}$  n'est pas seulement la dissolution de la calcite et de gypse et confirme ainsi l'hypothèse d'une contribution de  $\text{Ca}^{2+}$  par échange d'ions. En 2012, les points d'eau présentent une répartition stœchiométrique des ions  $\text{Ca}^{2+}$  avec les ions  $\text{Mg}^{2+}$ , indiquant la dominance du le phénomène de dolomitisation où les ions  $\text{Ca}^{2+}$  sont fixés et les ions  $\text{Mg}^{2+}$  sont libérées.

Au cours de ce processus, les roches encaissantes sont les principales sources des matières dissoutes dans l'eau. On appelle échange de base des eaux dures, les eaux souterraines dans lesquelles les alcalino-terreux ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ) ont été échangés par les ions  $\text{Na}^+$  (Gupta et al, 2008).

La corrélation entre  $\text{Na}^+$  vs  $\text{Cl}^-$  (Figures 107 (d) et 108 (d)) montre une caractéristique notable de la nappe alluviale du Haut et du Moyen Chélif est l'enrichissement en  $\text{Cl}^-$  par rapport à  $\text{Na}^+$ . C'est-à-dire la majorité des échantillons des deux années 2012 et 2017 ont une tendance d'être au-dessus de la ligne. Ceci confirme que les eaux souterraines sont influencées par le processus de la dissolution des formations salifères (l'halite [ $\text{NaCl}$ ]) diffusées dans les sédiments à texture fine (argiles) ou l'on rencontre dans les formations triasiques qui augmente la concentration des ions  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$  après l'infiltration des eaux des pluies chargées ou la remonté des eaux profond. Cependant, on peut grouper ces eaux souterraines en deux groupes, le premier groupe des points d'eau présentent une répartition stœchiométrique des ions  $\text{Na}^+$  avec

les ions  $\text{Cl}^-$ , indiquant la dominance du processus de dissolution de l'halite. Le deuxième groupe, des points d'eau situés au-dessus de la droite de pente égale à 1 traduisent un excès en  $\text{Cl}^-$  par rapport au  $\text{Na}^+$ . Cet excès pourrait être expliqué par l'existence d'une autre origine pour les ions sodiques (autres que l'halite). Cette augmentation du rapport, est due au phénomène d'échange de base, car les argiles de Quaternaire et les argiles de Pliocène supérieur peuvent libérer des ions de  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  après avoir fixé le  $\text{Na}^+$ , telle que :

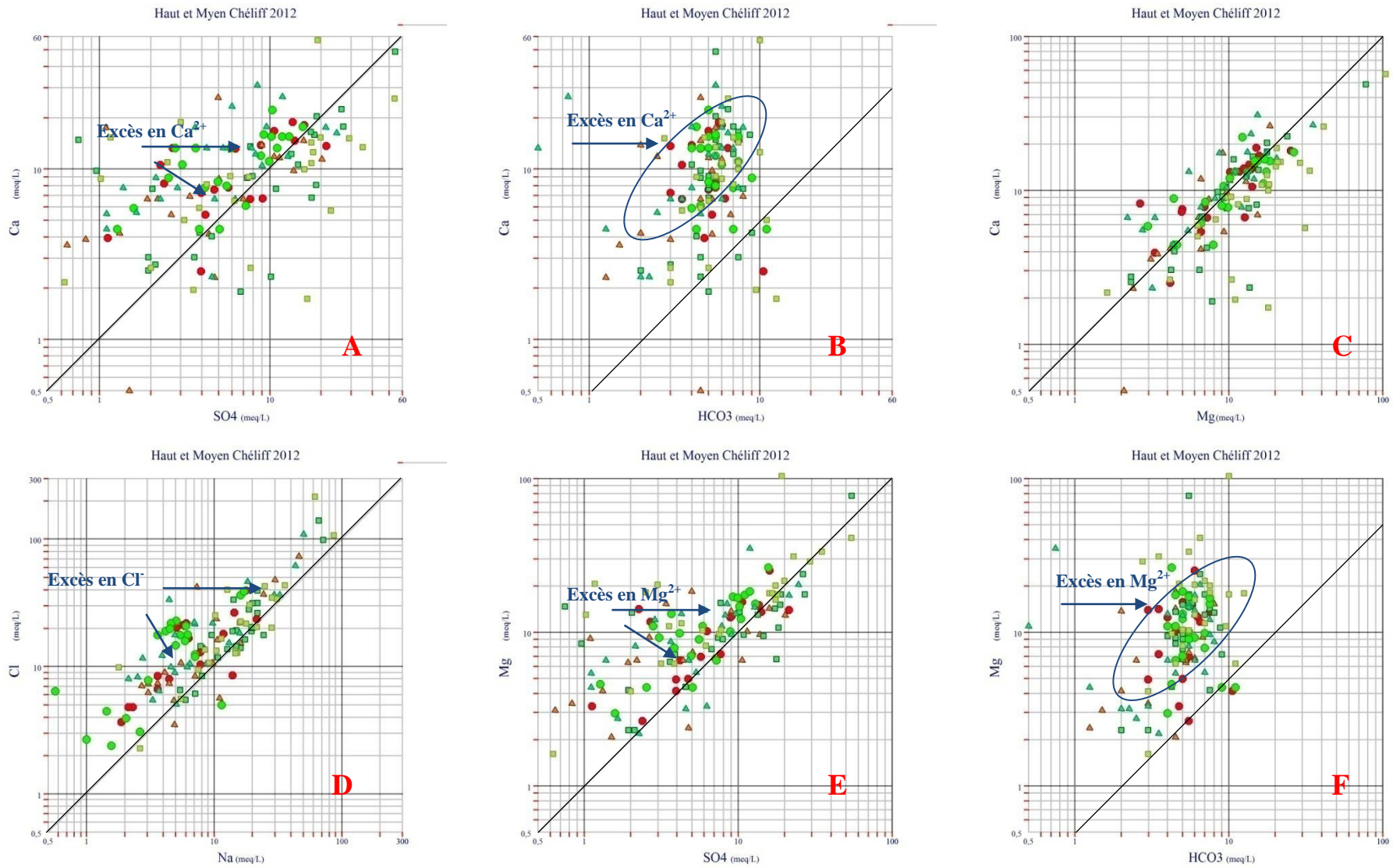


Cependant, une caractéristique notable de la nappe phréatique du Haut et du Moyen Chélif est la prédominance de  $\text{Cl}^-$  par rapport à  $\text{Na}^+$  qui sont liés à une autre origine de cet ion que la dissolution de l'halite. Il peut également avoir une origine anthropique (rejets domestiques et industriels).

D'après les résultats des quatre diagrammes binaires (Figures 107 (B et F) et 108 (B et F)), nous remarquons que l'augmentation de la concentration des  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  n'est pas corrélée avec les  $\text{HCO}_3^-$ , traduisant que le calcium et le magnésium évoluent indépendamment par rapport aux bicarbonates. Ils montrent que la dissolution des roches carbonatées (calcite, dolomite) n'est pas la seule source pour ces éléments, car ils proviennent aussi de la dissolution des évaporites, cela confirme les résultats précédents de la relation entre le  $\text{Ca}^{2+}$  et le  $\text{Mg}^{2+}$  vs le  $\text{SO}_4^{2-}$ .

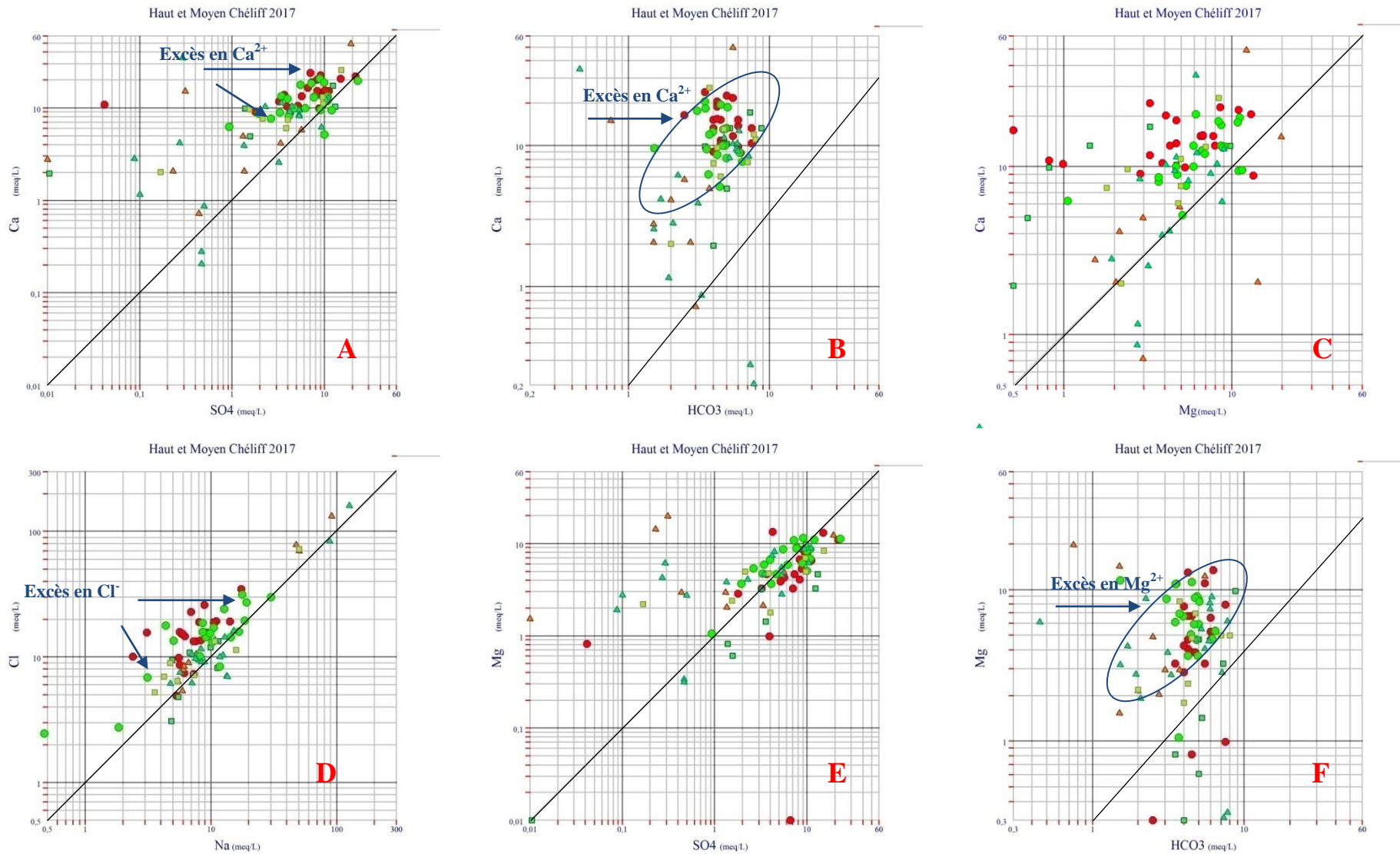
D'autres diagrammes ont été utilisés par différents auteurs pour déterminer les processus géochimiques les plus dominants dans les eaux souterraines. Parmi lesquels, l'étude de la relation entre  $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  vs  $(\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)$  qui donne une vision plus claire sur les processus d'échange cationiques (Garcia et al. 2001 ; Farid et al. 2013 ; Kraiem, 2015 ; Farid et al. 2015). Après avoir examiné les figures 109 et 110, on remarque que la plupart des points se trouvent du côté  $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$  par rapport au  $(\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)$  pour les années 2012 et 2017 qui sont liées à la formation gypsifère et confirme ainsi l'hypothèse d'une contribution par l'échange de base (I.E.B). Pour cela, le processus d'échange d'ions est examiné plus en utilisant les indices chloro-alkalin (ICA) (Schoeller, 1977).

Dans le diagramme  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  vs  $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$ , les points se trouvant autour de la droite d'équilibre  $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} = \text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)$  suggèrent que ces ions sont les résultats des dissolutions de la calcite, la dolomie et le gypse (Rajmohan et al, 2004).



**Figure 107 :** Relations entre les principaux éléments majeurs 2012. (Haute eaux : pts rouges (Haut Chélif), pts triangles marron (Moyen Chélif Oriental), pts carrés vertes (Moyen Chélif Occidental) et basse eaux : pts vertes (Haut Chélif), pts triangles verte (Moyen Chélif Oriental), pts carrés vertes claire (Moyen Chélif Occidental)).





**Figure 108 :** Relations entre les principaux éléments majeurs 2017. (Haute eaux : pts rouges (Haut Chélif), pts triangles marron (Moyen Chélif Oriental), pts carrés vertes (Moyen Chélif Occidentale) et basse eaux : pts vertes (Haut Chélif), pts triangles verte (Moyen Chélif Oriental), pts carrés vertes claire (Moyen Chélif Occidentale)).



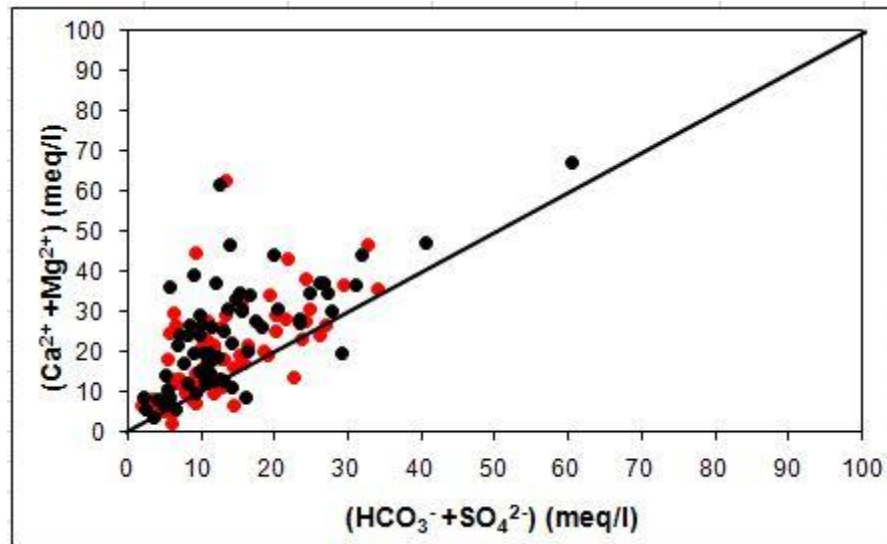


Figure 109 : Relation entre  $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$  et  $(HCO_3^- + SO_4^{2-})$  en 2012.

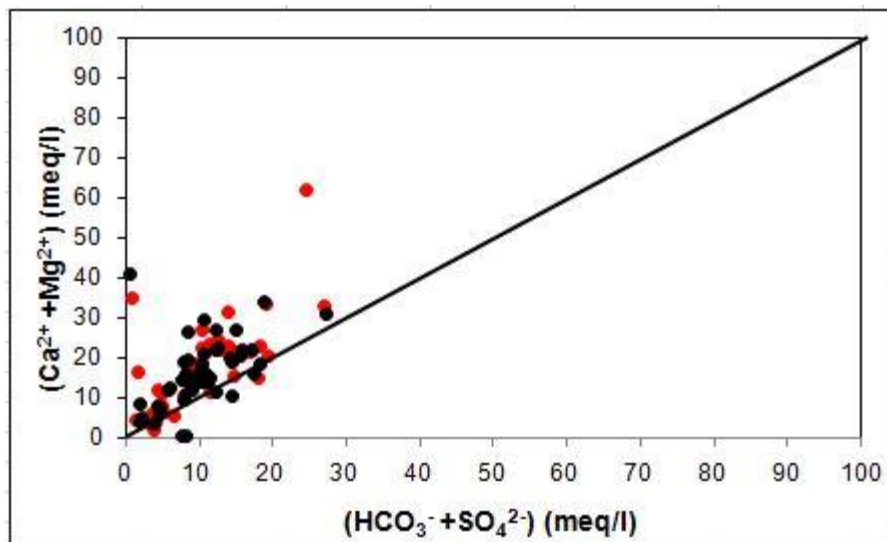


Figure 110 : Relation entre  $(Ca^{2+} + Mg^{2+})$  et  $(HCO_3^- + SO_4^{2-})$  en 2017.

#### IV.3.7.2. Les échange d'ions (I.E.B)

L'utilisation de l'indice d'échange de base (i.e.b) permet de mettre en évidence les modifications du chimisme de l'eau au cours de son trajet souterrain.

Dans les systèmes naturels anions sont échangés très rarement, contrairement aux cations qui échangent plus facilement (Merkel et Planer-Friedrich, 2002).

L'indice d'échange de base (i.e.b) exprime les échanges cationiques qui peuvent avoir lieu dans une nappe (Schoeller, 1977). En effet, la surface de la fraction fine de la matrice d'une nappe peut absorber des cations qui peuvent être substitués à d'autres en solution dans l'eau souterraine. Les cations mis en jeu sont : le calcium, le magnésium, le sodium et le potassium. Le sens des échanges cationique tend à établir l'équilibre entre l'eau et la fraction fine. L'indice d'échange de base est donné par la formule suivante :

$$i.e.b = (rCl - (rNa + rK)) / rCl \dots\dots\dots(30)$$

Toutes les valeurs sont exprimées en méq/l. Cet indice définit le sens d'échanges ioniques entre l'eau et les terrains encaissants ; si :

- I E B >0** → L'encaissant libère le Ca, Mg et fixe le Sodium et le Potassium ;
- I E B = 0** → Il y a un équilibre entre les compositions chimiques de l'eau et l'encaissant ;
- I E B <0** → L'encaissant libère les ions de Na, K et fixe les ions de Ca, Mg de l'eau.

Dans le secteur d'étude, les cartes de l'i.e.b. (Figures 111, 112, 113 et 114) montre que la plupart des échantillons de la plaine ont un indice positif dans les deux années 2012 et 2017, à l'exception de quelques points d'eaux situés près de la commune Ain soltane, El Abadia et Chlef en 2012, et près des communes El-abadia-Rouina, Chlef et Oued Sly en 2017, où il présente des valeurs négatives. Cette dominance des valeurs positives traduisent que l'encaissant libère le Ca et le Mg après avoir fixé le Sodium et le potassium de l'eau.

Ce rapport est positif quand la teneur en sodium et en potassium est faible. En d'autres termes, quand l'eau a été faiblement en contact avec des minéraux capables de céder facilement ces cations interchangeables. Ce rapport est négatif quand la teneur en sodium et en potassium est élevée, c'est-à-dire que l'eau a été fortement en contact avec des minéraux capables de céder facilement ces cations interchangeables. (Abderamane, 2012)

#### IV.3.7.3.Indices de saturation des minéraux

L'état d'équilibre ou de saturation d'une solution par rapport à un élément minéral est symbolisé par ce qu'on appelle l'indice de saturation (IS). L'indice de saturation (IS) a également été évalué pour interpréter l'hydrochimie des eaux souterraines. L'indice de saturation (IS) est calculé par le programme PHREEQC (Plummer et al. 1976 ; David et al. 1999 ; David et al. 2013 ; Appelo, 2014), qui peut être utilisé via la version gratuite du logiciel Diagrammes (Simler, 2009).

Les indices de saturation (IS) de minéraux sont calculés en utilisant les concentrations des principaux ions dans le système. L'indice de saturation d'un minéral est obtenu à partir de l'équation (31) (Yidana et al, 2008).

$$IS = \log (PAI / K_s) \dots \dots \dots (31)$$

Où : PAI est le produit d'activités ioniques.

$K_s$  est le produit de solubilité de la solution à la température de l'échantillon. Lorsque :

$IS < 0$ , l'eau est sous-saturée par rapport au minéral en question.

$IS = 0$ , signifie l'eau est en équilibre avec le minéral.

$IS > 0$  signifie une solution sursaturée par rapport à la matière minérale en question.

Plusieurs simulations ont été faites sur des logiciels tels que PHREEQC pour le calcul des indices de saturation des quelques minéraux spécifiques : calcite ( $CaCO_3$ ), dolomite  $CaMg(CO_3)_2$ , anhydrite ( $CaSO_4$ ), gypse ( $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ ) et halite ( $NaCl$ ) dans les deux années 2012 et 2017.

Les calculs de ces indices montrent que les minéraux carbonatés (calcite, aragonite et dolomite) présentent des degrés de saturation différents (Figures 115, 116, 117 et 118).

Si l'on admet que l'état d'équilibre se fait dans l'intervalle de [-0,5 à +0,5], on peut dire que les trois minéraux suscités sont dans un état soit saturées, soit sursaturée pour la majorité des points d'eau, à l'exception des points d'eau : PZ5A, PZ6A et PZ13A en 2012 et PZ5A, PZ13A et PZ15A en 2017 qui présentent un état de la sous-saturation.

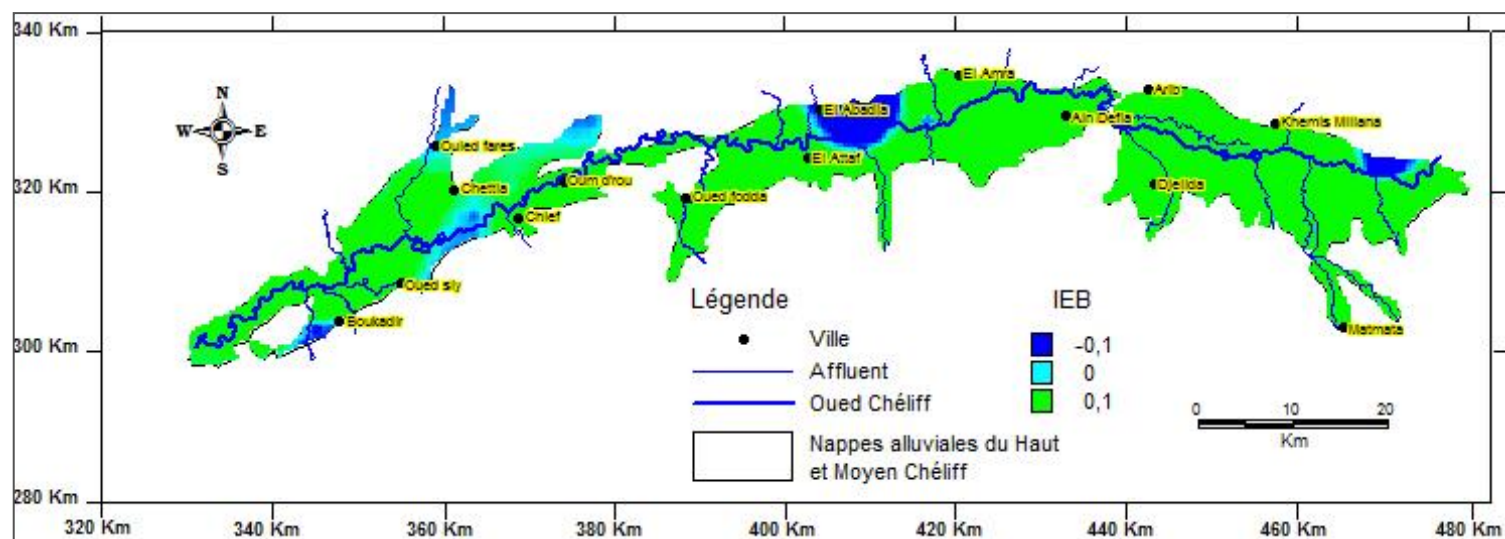


Figure 111 : Carte de l'évolution des valeurs de l'I.E.B en période des hautes eaux 2012.

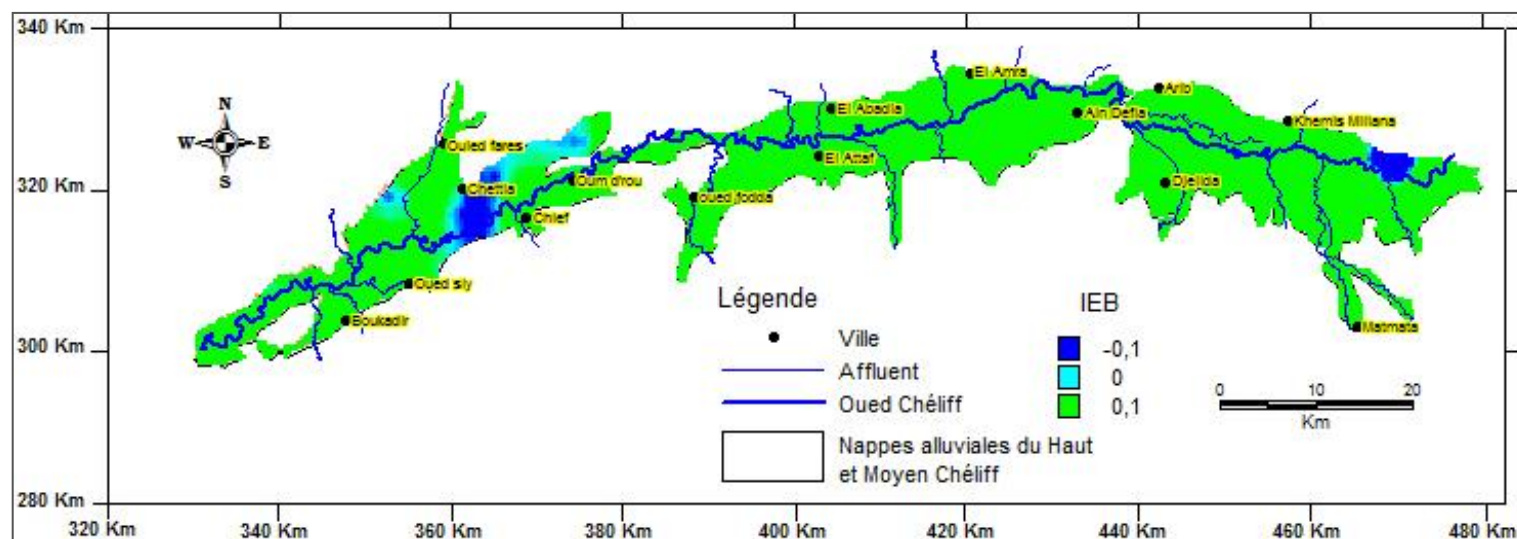


Figure 112 : Carte de l'évolution des valeurs de l'I.E.B en période des basses eaux 2012.

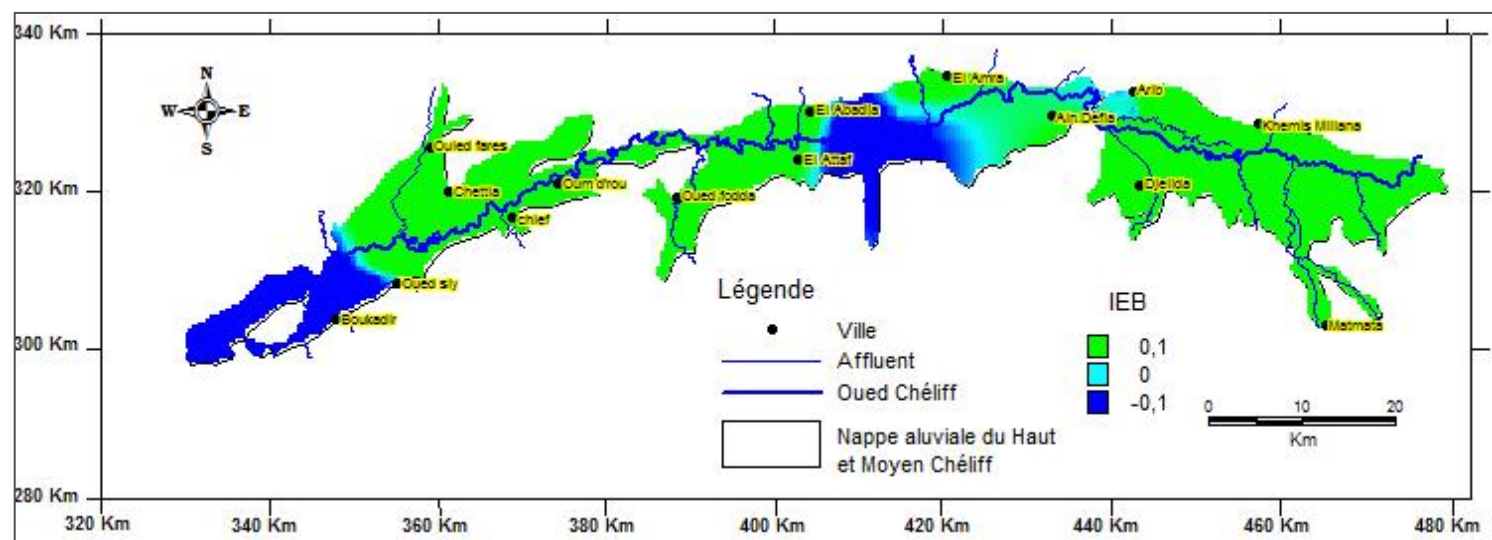


Figure 113 : Carte de l'évolution des valeurs de l'I.E.B en période des hautes eaux 2017.

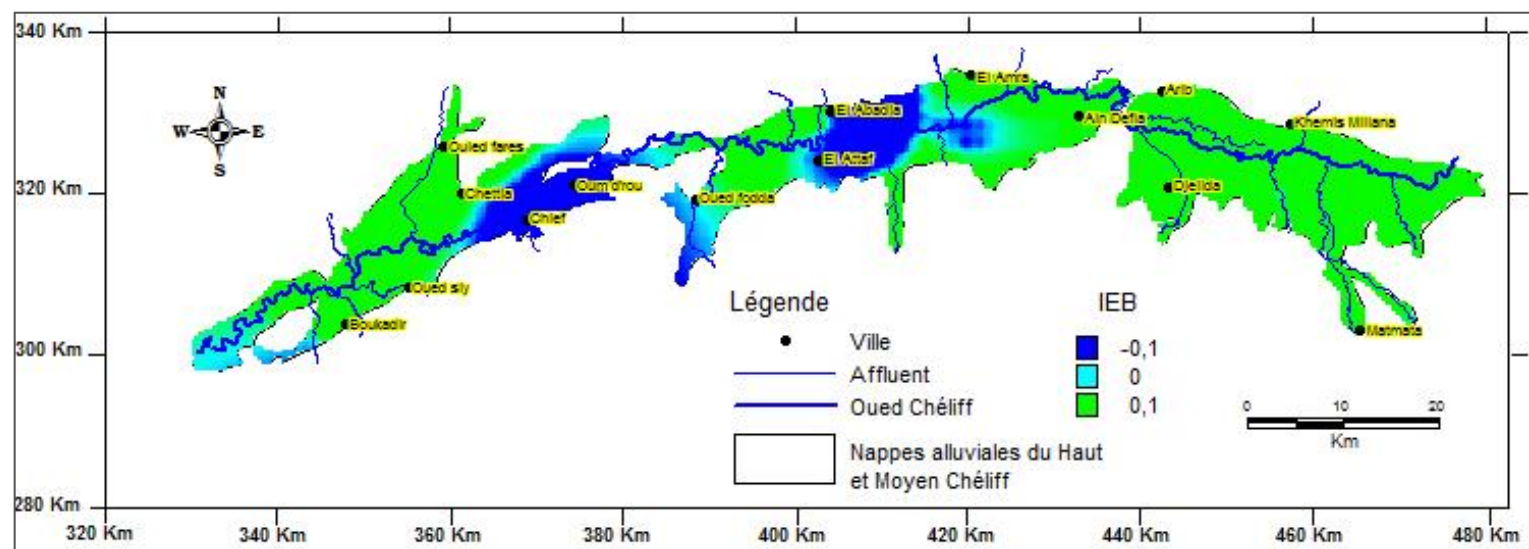


Figure 114 : Carte de l'évolution des valeurs de l'I.E.B en basses eaux 2017.

Seuls les points d'eau PZ13A et PZ15A recèlent des eaux sous-saturées par rapport à la calcite, à la dolomite et à l'aragonite. Ce qui, à priori, peut s'expliquer par leur pH relativement faible.

En effet d'après Drever (1988), celui de la calcite varie de -0,69 à +1,44 et de -1,07 à +1,72 en périodes de hautes et de basses eaux 2012 respectivement et de -0,67 à +1,57 et de -2,5 à +1,15 en période des hautes et des basses eaux 2017 respectivement, suivi par celui de l'aragonite qui varie de -0,83 à +1,29 et de -1,21 à +1,58 en période des hautes et des basses eaux 2012 respectivement et de -0,82 à +1,42 et de -2,64 à +1 en période des hautes et des basses eaux 2017 respectivement. Enfin, celui de la dolomite qui varie de -1,3 à +3,03 et de -2,01 à +3,87 en période des hautes et des basses eaux 2012 respectivement et de -0,96 à +2,97 et de -5,59 à +2,97 en période des hautes et des basses eaux 2017 respectivement (Annexes 4.3 et 4.4).

Les minéraux évaporitiques (gypse, anhydrite et halite) montrent des degrés de saturation plus faibles que les minéraux carbonatés (100% des points d'eau analysés sont sous-saturés). L'indice de saturation du gypse varie de -2,17 à -0,06 et de -2,87 à -0,14 en période des hautes et des basses eaux 2012 respectivement et de -4,1 à -0,26 et de -3,71 à -0,37 en période des hautes et des basses eaux 2017 respectivement, suivi de l'anhydrite dont l'indice varie de -2,39 à -0,28 et de -3,09 à -0,36 en période des hautes et des basses eaux 2012 respectivement et de -4,32 à -0,48 et de -3,93 à -0,59 en période des hautes et des basses eaux 2017 respectivement. Enfin, l'halite dont les indices varient de -6,85 à -3,9 et de -7,26 à -3,76 en période des hautes et des basses eaux 2012 respectivement et de -6,49 à -3,74 et de -7,63 à -3,54 en période de hautes et des basses eaux 2017 respectivement (donc très sous-saturés) ce qui indique que l'eau souterraine est très sous-saturé en ce qui concerne ce minéral.

Le calcul de l'indice de saturation des différents minéraux dans l'eau indique que seuls les minéraux carbonatés ont une tendance qui atteindrent un état de sursaturation. Par contre, les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous-saturation, malgré les fortes concentrations qu'ils acquièrent.

En résumé, l'interprétation thermodynamique a permis de montrer l'influence des minéraux évaporitiques sur le chimisme de l'eau. La sous-saturation en gypse, anhydrite et halite provoque une continuité dans la dissolution et un enrichissement des eaux par ces éléments. Par ailleurs, les minéraux carbonatés se trouvent parfois proches de l'équilibre souvent en sursaturation et tendent vers la précipitation sous forme de calcite et dolomite.

De même, l'analyse des figures 119 et 120 ont montré une évolution positive et significative entre la calcite, la dolomite en relation avec les bicarbonates et le gypse, la halite avec les sulfates et les chlorures respectivement, ce qui donne une indication de mise en solution des différents sels. Les lessivages minéraux évaporitiques (de gypse et de l'halite) qui peuvent augmenter respectivement les teneurs des ions sulfates et chlorures. La corrélation légèrement significative entre les bicarbonates et la calcite ou la dolomite.



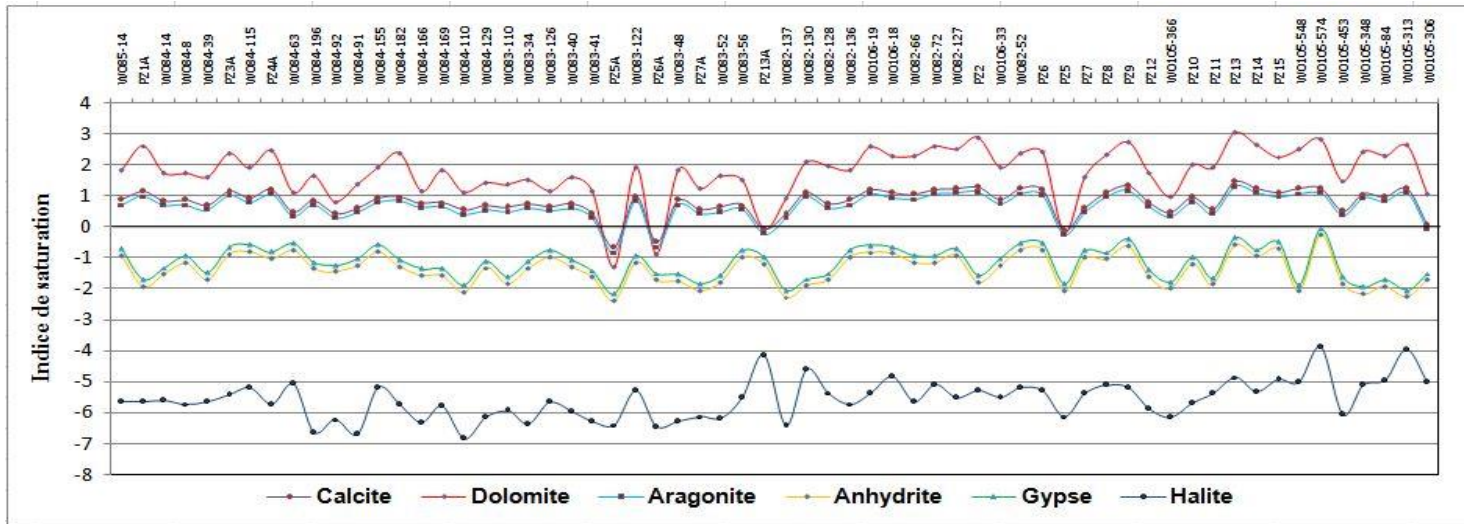


Figure 115 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, période des hautes eaux 2012.

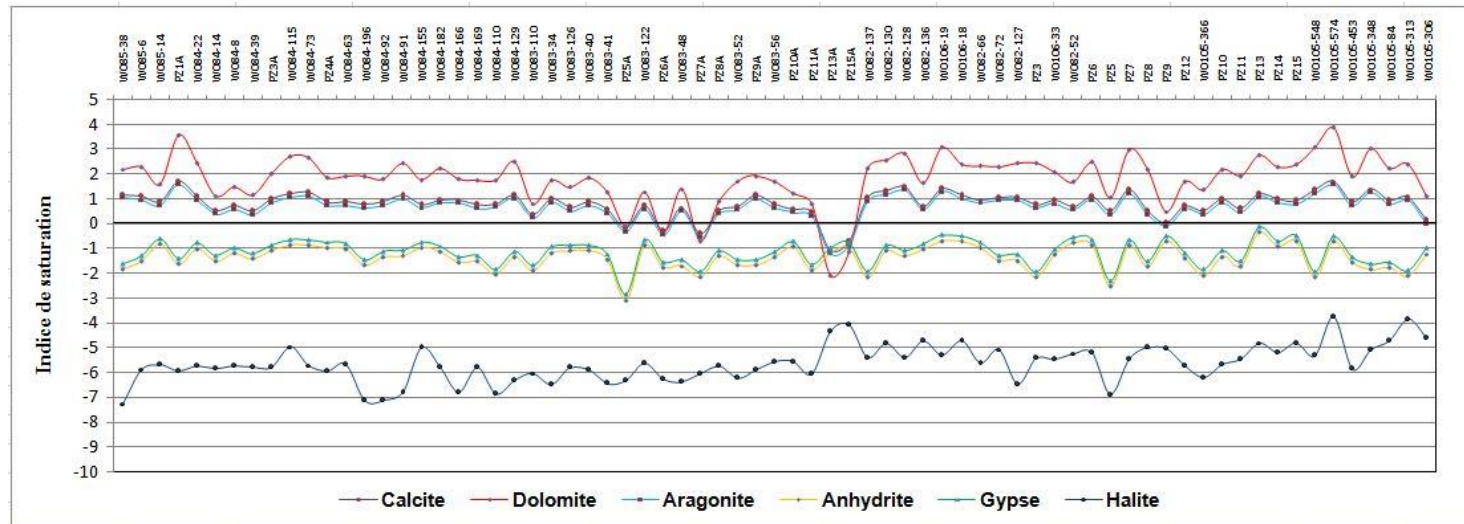


Figure 116 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, période des basses eaux 2012.



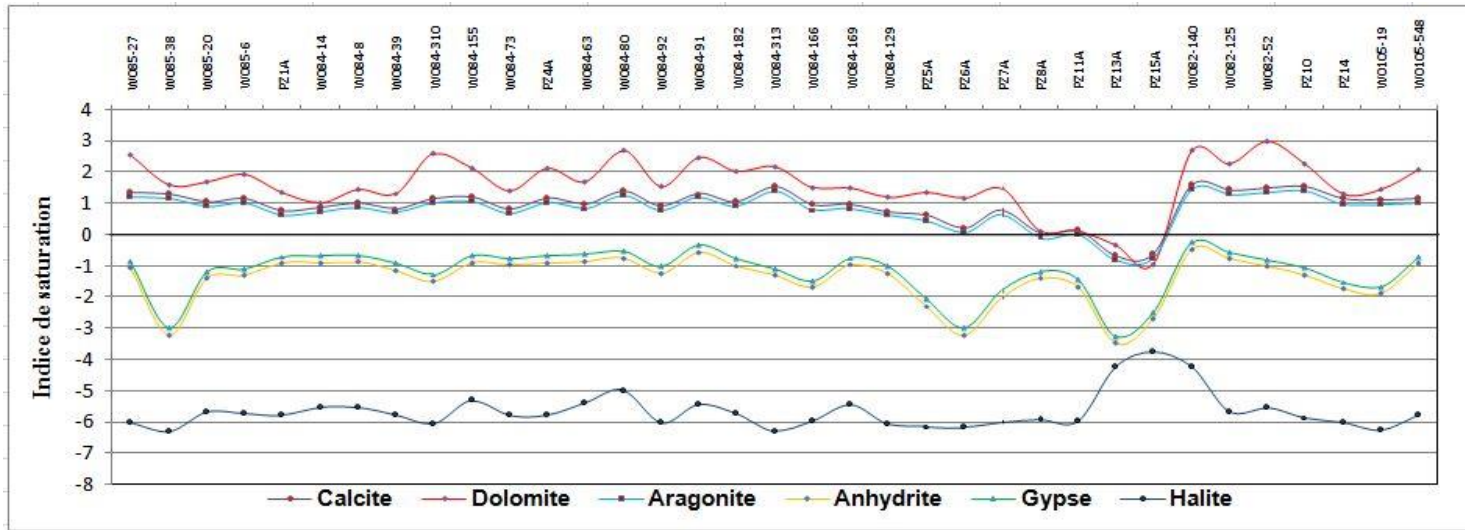


Figure 117 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, période des hautes eaux 2017.

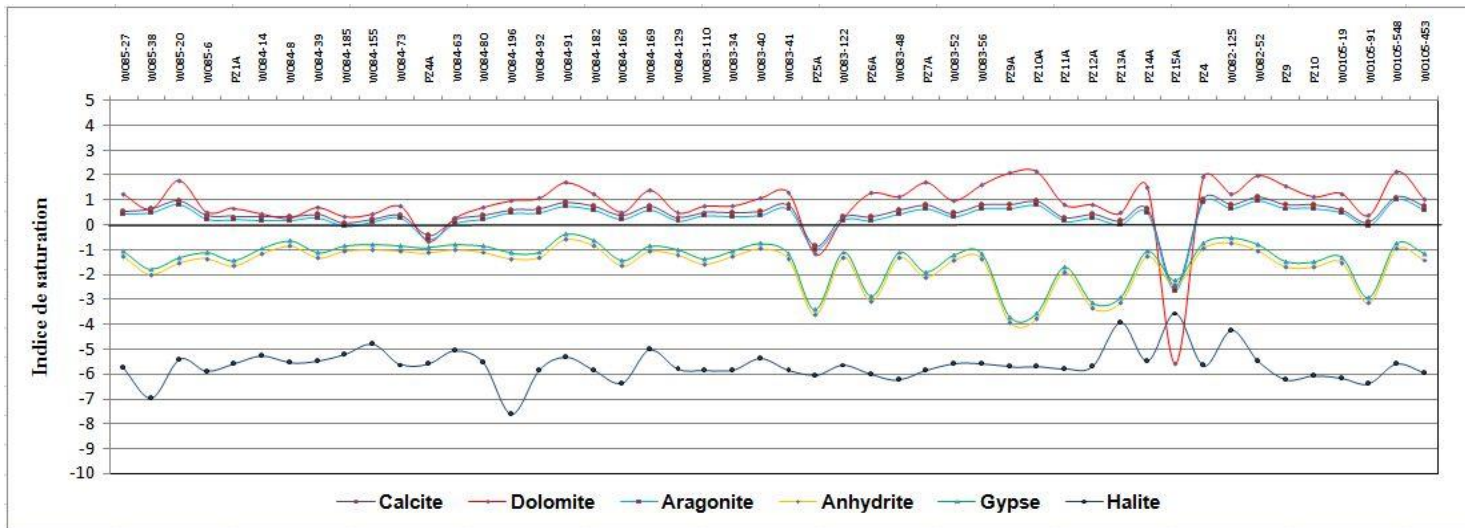


Figure 118 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, période des basses eaux 2017

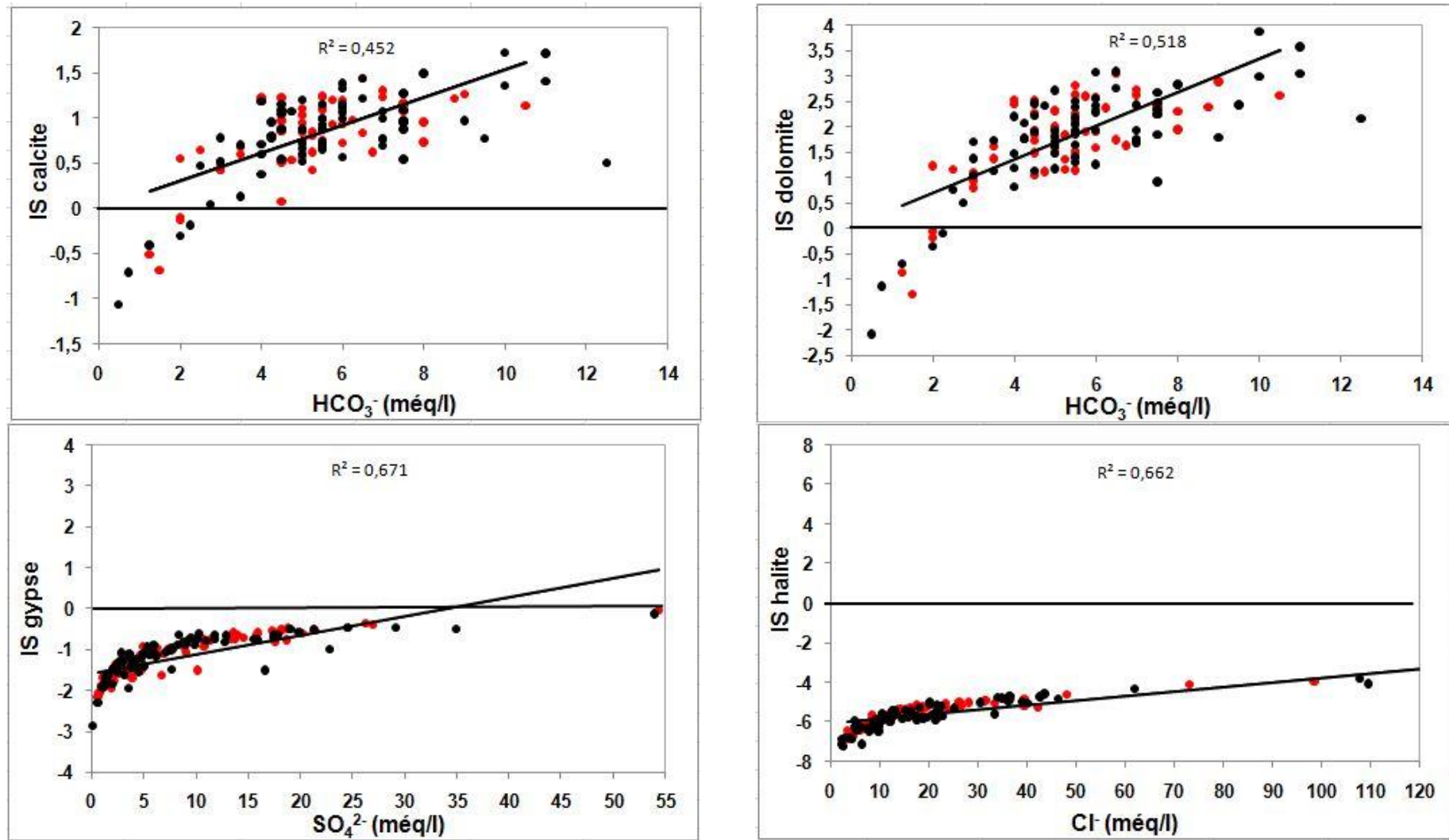


Figure 119 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, année 2012 (pts rouges: période des hautes eaux et pts noir: période des basses eaux).

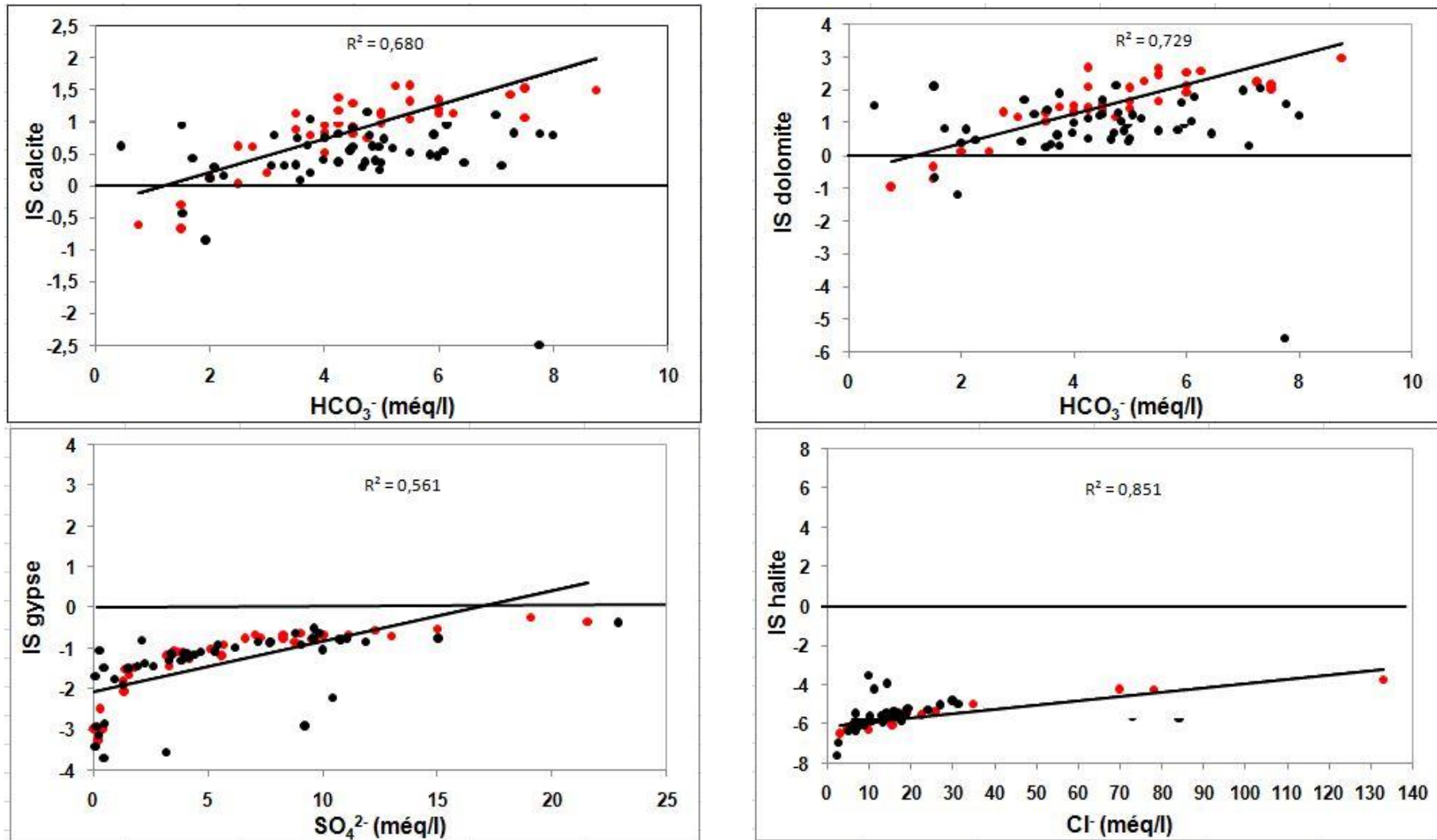
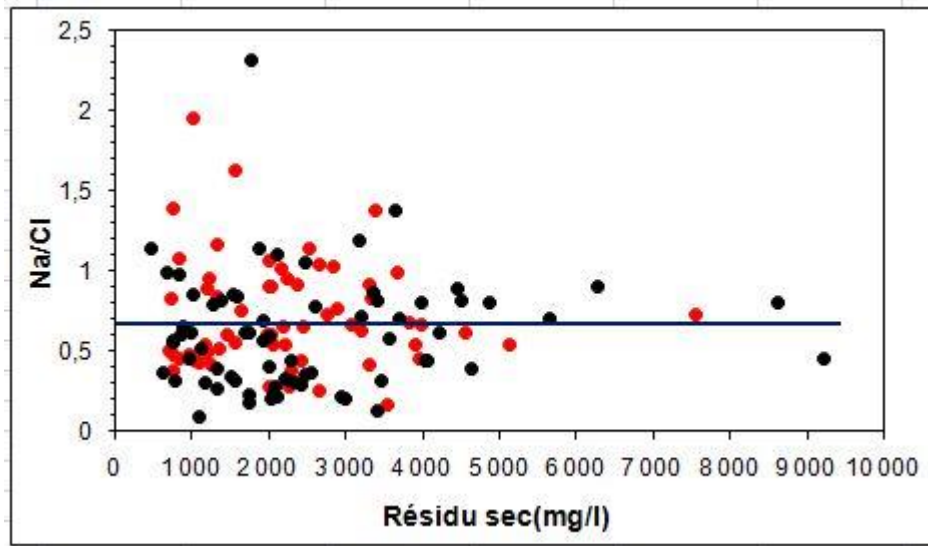


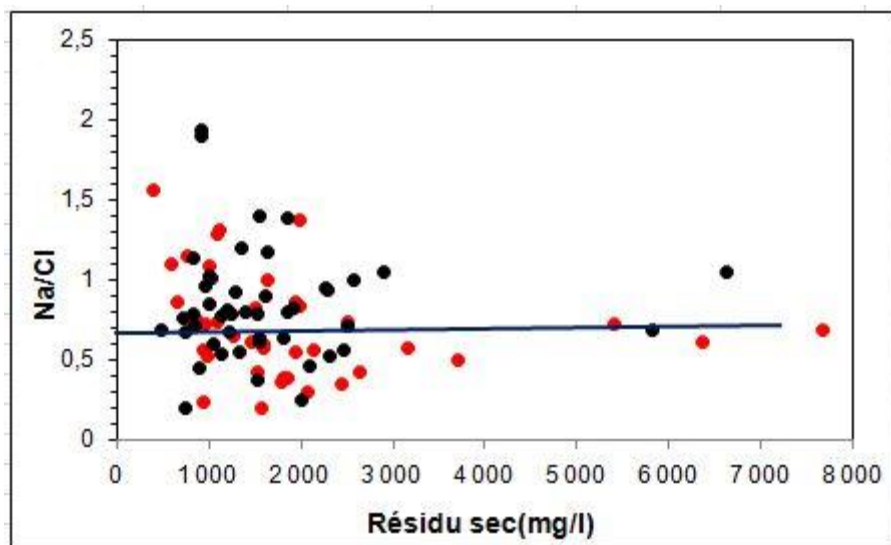
Figure 120 : Variation de l'indice de saturation des minéraux, année 2017 (pts rouges: période des hautes eaux et pts noir: période des basses eaux).

### IV.3.7.3. Rôle de l'évaporation

La région d'étude est caractérisée par un climat semi-aride où l'évaporation peut également contribuer à la chimie de l'eau. Gibbs (1970) a suggéré une simple méthode de projection de résidu sec en fonction du rapport de  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ . Afin de caractériser l'effet de l'évaporation sur le mécanisme du chimisme des eaux souterraines de l'aquifère du Haut et Moyen Chélif, nous avons établi un graphe qui montre la relation entre le rapport ( $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ ) et le résidu sec (Figures 121 et 122).



**Figure 121:** Relation entre le rapport ( $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ ) et le Résidu sec en 2012 (pts rouges: période des hautes eaux et pts noir: période des basses eaux).



**Figure 122:** Relation entre le rapport ( $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ ) et le Résidu sec en 2017 (pts rouges: période des hautes eaux et pts noir: période des basses eaux).

En général, on constate que les points s'alignent sur une droite horizontale c'est-à-dire que le rapport ( $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ ) est constant malgré l'augmentation de teneurs en Résidu sec pour les périodes de hautes et des basses eaux en 2012 et 2017 ce qui traduit l'effet du phénomène de l'évaporation dans la région d'étude.

### IV.3.8. Origine de la salinité

L'utilisation des éléments en traces est un moyen efficace pour déterminer les causes de la salinité élevée des eaux souterraines. Des analyses de brome ont été effectuées dans des forages répartis sur l'ensemble de la région étudiée.

### IV.3.8.1. Le rapport Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup>

Le rapport (Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup>) est généralement utilisé par différents chercheurs pour la détermination de l'origine de la salinité. En effet, il est le moyen le plus souvent pertinent pour expliquer la salinité des eaux des nappes (Farid et al. 2015).

Des analyses de brome ont été effectuées sur 25 échantillons d'eau souterraine prélevés durant le mois d'Octobre 2017 dans des puits et des piézomètres de différente salinité et répartis sur l'ensemble de la région du Haut et du Moyen Chélif (Tableau 28).

On note aussi que des analyses ont été effectuées sur les eaux souterraines dans cette région pour déterminer les teneurs en Lithium et Fluor.

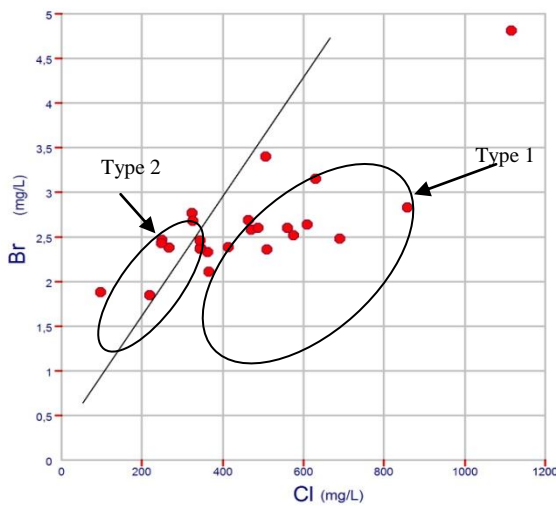
**Tableau 28** : Teneurs en Lithium, Fluor et Brome des eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélif.

Point d'eau	Li <sup>+</sup>	F <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>	Point d'eau	Li <sup>+</sup>	F <sup>-</sup>	Br <sup>-</sup>
	mg/l				mg/l		
W83-34	tr	0,42	2,77	W84-185	0,1	0,35	2,48
W83-40	tr	0,41	5,52	W85-20	0,1	0,75	3,40
W83-41	tr	0,37	2,37	W85-27	0,1	0,53	/
W83-52	tr	0,64	2,58	W85-38	/	0,81	1,88
W83-56	tr	0,65	2,60	Pz01A	0,1	0,50	2,69
W83-122	tr	0,33	2,11	Pz04A	0,1	0,33	2,60
W84-14	tr	0,44	2,83	Pz05A	tr	0,52	2,38
W84-39	tr	0,54	2,64	Pz06A	tr	0,70	1,85
W84-73	tr	0,37	2,36	Pz07A	tr	0,38	2,46
W84-80	/	0,49	/	Pz09A	tr	3,73	2,47
W84-92	tr	0,36	2,38	Pz10A	tr	3,54	2,43
W84-129	/	0,37	2,33	Pz11A	tr	0,57	2,68
W84-155	/	0,57	/	Pz12A	tr	0,33	2,39
W84-169	tr	0,43	4,81	Pz13A	tr	0,49	/
W84-182	0,1	0,57	3,15	Pz15A	tr	1,55	/

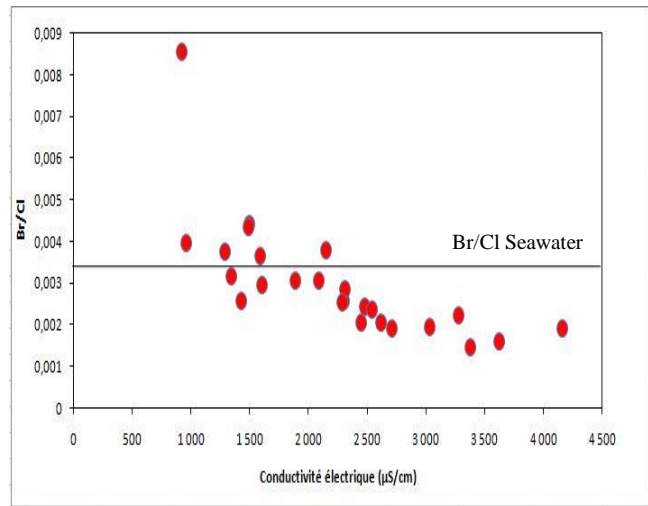
Le rapport Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> donne des indications sur l'origine de la salinité (Edmunds, 1996 ; Fedrigoni et al, 2001, Takrouni, 2003) et pour caractériser l'origine du chlore et par conséquent l'origine de l'eau et de sa minéralisation (Andreasen et al, 1997 ; Marjoua, 1995 ; Hsissou et al, 1999). Les seules sources de chlorures et de bromures dans les eaux souterraines sont l'eau de mer (dont le rapport pondéral est de  $3,47 \times 10^{-3}$ ) et de la dissolution de l'halite (dont le rapport pondéral est de  $0,183 \times 10^{-3}$ ) (Meybeck, 1984 ; Marjoua, 1995). Normé aux chlorures, le rapport Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup>, comparé à celui de l'eau de mer actuelle, peut être utilisé. D'après les résultats des analyses d'eaux (Figure 123), la relation entre les ions bromures et chlorures montre une corrélation linéaire significative ( $r = 0,61$ ). Le rapport Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> est souvent le plus pertinent pour préciser l'origine des chlorures dans les eaux souterraines (Rittenhouse, 1967). Les rapports pondéraux Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> varient entre 1,43 à 8,55 ‰. On peut les regrouper en deux types :

- le premier type : présenté par les points des eaux où le rapport Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> est inférieur à celle de la mer ; donc les eaux sont influencées par la dissolution de l'halite et l'infiltration des eaux usées.
- le deuxième type : présenté par les points des eaux où le rapport de Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> proche ou dépasse celle de la mer, ce sont les points (85-38, 83-34, Pz5A, Pz6A, Pz9A, Pz10A et Pz11A). En outre et d'après les recherche de Fisher et Mullican en 1997, l'origine de cette salinité s'explique que dans les aquifères alluviaux probablement est dérivé d'une ancienne précipitation des eaux de mer intérieure qui la connue la région.





**Figure 123 :**Relation entre le Br<sup>-</sup> et le Cl<sup>-</sup> en période des basses eaux 2017



**Figure 124:** Evolution du rapport Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> en fonction de la CE (µS/cm) (période des basses eaux 2017).

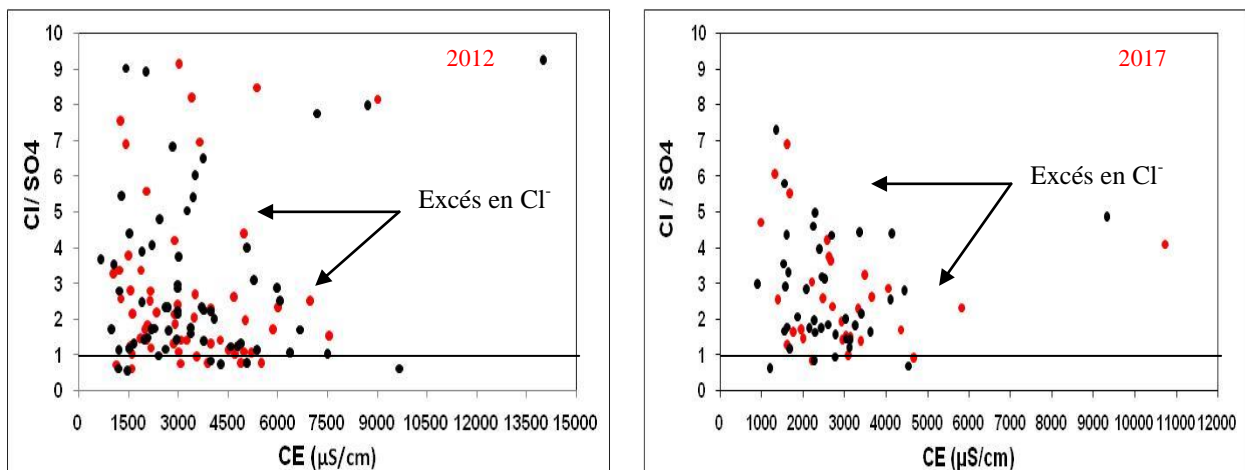
L'interprétation du graphique de l'évolution du rapport Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> en fonction de la conductivité électrique des eaux souterraines (Figure 124) a montré que la plupart des points sont caractérisées par un rapport Br<sup>-</sup>/Cl<sup>-</sup> inférieur à 3,47‰ avec une forte concentration de la CE.

Cette forte salinité semble avoir son origine soit dans le phénomène évaporatoire, soit dans la dissolution de l'halite par les eaux qui pourraient augmenter la concentration en chlorure.

#### IV.3.8.2. Relation entre les éléments Cl<sup>-</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>

Ces deux ions sont issus de deux formations différentes, on a associé l'évolution du rapport de ces ions (Cl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) à la conductivité électrique (CE) pour mettre en évidence l'ion dominant à l'origine de cette salinité.

L'interprétation du graphe (Figure 125) montre un enrichissement général des eaux en chlorure. Elle a révélé que la majorité des points d'eau (118 échantillons en 2012 et 78 échantillons en 2017) présente un rapport (Cl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) supérieur à 1, indiquant ainsi la dominance des ions Cl<sup>-</sup> par rapport à SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, ce qui confirme la dominance du faciès chloruré calcique et sodique. Quelques points d'eau présentent des valeurs du rapport (Cl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) inférieures à 1 qui se trouve au dessous de cette droite, indiquant une présence des évaporites dans les aquifères comme le gypse ou/et une contamination d'origine agricole (utilisation des engrais chimique). Ceci conduit à étudier la minéralisation des eaux suivant les différentes directions pour pouvoir mettre en évidence la provenance de ces deux ions.



**Figure 125:** Evolution du rapport Cl<sup>-</sup>/SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> en fonction de la conductivité électrique



(Points en rouge: période des hautes eaux; Points en noire: période des basses eaux)

#### IV.3.9. Origine de la pollution anthropique

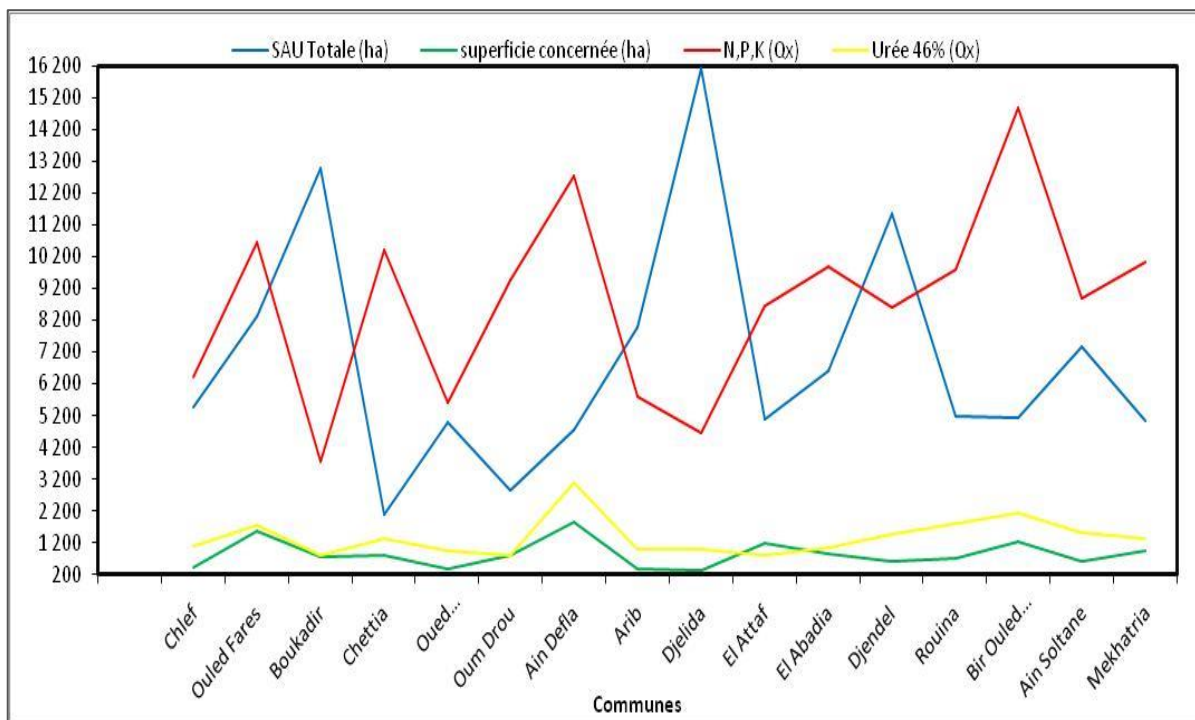
Les nitrates, les sulfates, les chlorures et le potassium font partie du cortège d'éléments permettant d'identifier une pollution anthropique d'origine agricole, urbaine ou encore industrielle.

Les nitrates étant le meilleur indicateur de la pollution anthropique des eaux souterraines. Nous avons cherché à comparer les teneurs en sulfates, en chlorures et en potassium avec cet indicateur dans le but d'essayer d'en déduire leurs origines.

Les nitrates constituent le stade final de l'oxydation de l'azote et représentent la forme d'azote au degré d'oxydation le plus élevé dans l'eau. Toutefois, la teneur en nitrates dans l'eau des puits est aussi liée à l'apport des engrais (Chapman & Kimstach, 1996)

Les engrais chimiques sont utilisés dans l'agriculture afin d'améliorer la production, l'évaluation des quantités d'azote d'origine chimique importée sur l'exploitation est pratiquement impossible à l'échelle de la vallée du Haut et du Moyen Chélif.

L'urée (46 %) (Engrais azotés) et N.P.K (engrais Composés) sont des produits de fabrication locale très utilisés par les agricultures de la région. Ceci est dû à son efficacité, sa disponibilité et son prix accessible. Il est utilisé pour le maraichage, l'arboriculture et les céréales avec une dose de 1 à 15 Qx/Ha pour NPK et 1 à 3 Qx/Ha pour urée (46 %). La figure 126 montre que la distribution des quantités des engrais NPK et Urée (46 %) dans l'espace est liée aux activités agricoles qui se développent sur la surface. Les agricultures qui utilisent plus l'engrais Urée (46 %) se situent dans la région amont des plaines du Haut et du Moyen Chélif Oriental (les communes Ain Soltane, Djendel, Bir Ouled Khalif, El Attaf, El Makhatria et Ain Defla) et dans les plus part des communes de la plaine du Moyen Chélif Occidental.



**Figure 126:** Répartition la quantité des engrais NPK et Urée 46 % utilisées par commune dans la vallée du Haut et du Moyen Chélif pour les campagnes 2015, 2016 et 2017.

En résumé, le niveau actuel de la pollution nitrique des eaux souterraines dans les plaines du Haut et du Moyen Chélif commence à devenir critique. Les zones dont les teneurs en nitrates des eaux souterraines dépassent 100 mg/l sont localisées dans la région de Djendel situé au Nord-Est du Haut Chélif, la région

d'Ain Defla situé en amont de la plaine du Moyen Chélif Oriental. La partie Nord du Haut et Moyen Chélif (Khemis Meliana, Ouled Fares, et El-Abadia) reste en général moins polluée.

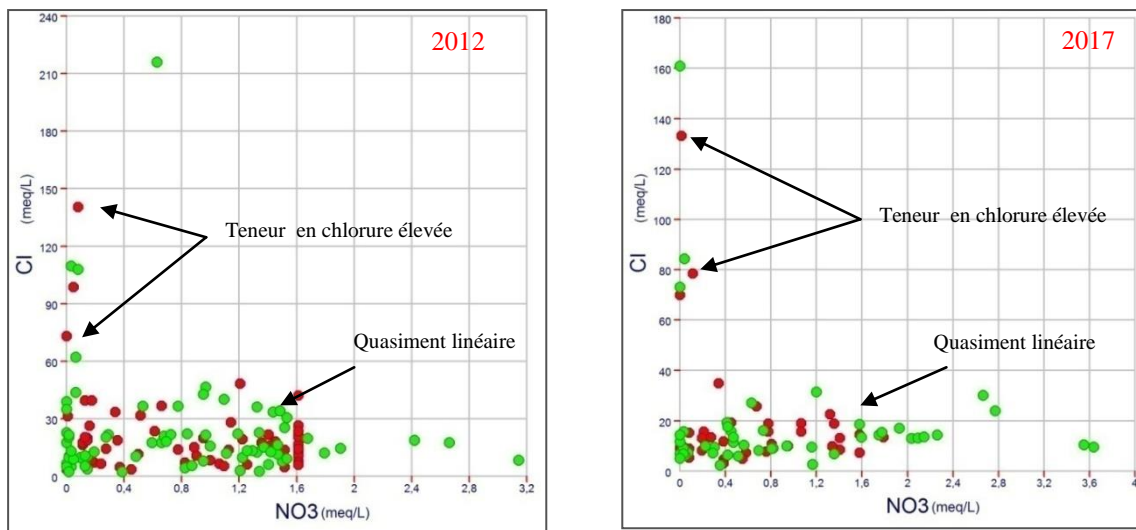
#### IV.3.9.1. Relation nitrate-chlorure et nitrate- sulfate

La Figure 127 représentant les teneurs en nitrates en fonction des concentrations en chlorures, à travers les différentes campagnes. La relation entre les deux éléments est quasiment linéaire avec des teneurs en chlorures élevées par rapport aux teneurs en nitrates, confirmant que les chlorures proviennent essentiellement des activités anthropiques d'origine déchets organiques et la dissolution de l'halite.

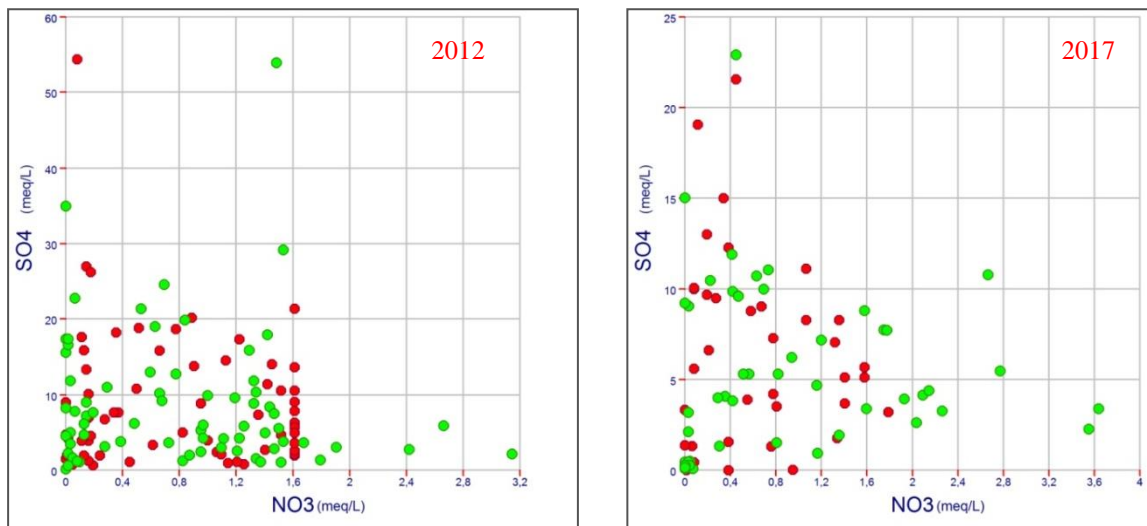
Quelques points se détachent avec des teneurs en chlorures élevées pourrait s'expliquer par la remontée d'eaux salées, d'origine profonde, par suite du rejeu de la faille NW-SE qui tronque l'extrémité est le djebel Témoulga. Dans la nappe du Haut Chélif certains points d'eaux indiquent également une concentration très élevée en nitrates, qui n'est pas associée à une forte augmentation en chlorure. Ces points indiquent une pollution locale, probablement d'origine agricole (engrais chimiques). Les engrais chimiques sont généralement caractérisés par des teneurs élevées en azote et faibles en chlorures.

Les effluents domestiques et animaux présentent, au contraire, des concentrations en  $\text{Cl}^-$  élevées et des rapports  $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$  faibles (Liu et al, 2006 ; Li et al, 2013). C'est pourquoi le rapport  $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$  peut être utilisé pour mettre en évidence des phénomènes de mélanges ou de processus biologiques responsables de la distribution des concentrations en  $\text{NO}_3^-$  dans les bassins versants (Liu et al, 2006 ; Li et al, 2013). Enfin, le rapport  $\text{NO}_3^-/\text{Cl}^-$  diminue en cas de dénitrification ou de consommation des nutriments par les plantes sans que cela ne modifie les concentrations en  $\text{Cl}^-$ .

La figure 128 représentant les teneurs en nitrates en fonction des concentrations en sulfates montre une bonne adéquation entre les deux éléments. Quelques points présentent une concentration très élevée en sulfates mais ne contient que peu de nitrates. Elles sont dues au lessivage des dépôts évaporitiques (gypse).



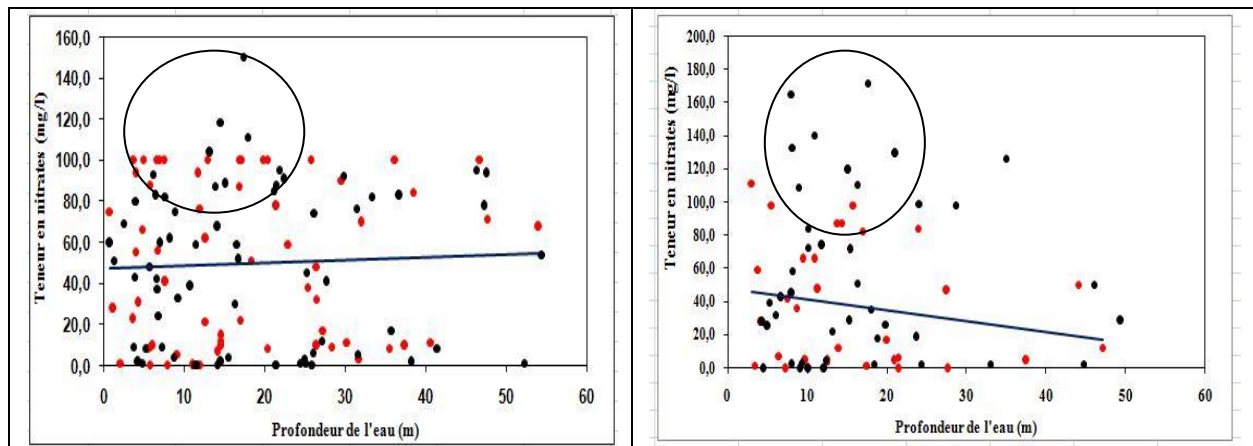
**Figure 127 :** Diagrammes des concentrations en nitrates en fonction des concentrations en chlorures (Points en rouge: période des hautes eaux; Points en vert: période des basses eaux).



**Figure 128:** Diagrammes des concentrations en nitrates en fonction des concentrations en sulfates chlorures  
(Points en rouge: période des hautes eaux; Points en vert: période des basses eaux).

#### IV.3.9.2. Influence de la profondeur de l'eau sur la teneur en nitrates

L'évolution de la concentration des nitrates en fonction de la profondeur de l'eau (Figure 129) montre que les points d'eau dont le niveau piézométrique est plus proche à la surface du sol, possèdent de fortes teneurs en nitrates. Ceci est dû à la facilité des ions nitrates d'être transportés par l'eau à travers la zone non saturée. Ceci est surtout marqué pour les points d'eau se trouvant dans la partie Est de la nappe du Haut Chélif et le centre de la nappe du Moyen Chélif Occidental.



**Figure 129 :** relation entre les nitrates ( $\text{NO}_3^-$ ) et la profondeur de l'eau  
(Points en rouge: période des hautes eaux; Points en noir: période des basses eaux).

#### IV.3.9.3. Teneur en fluor ( $\text{F}^-$ )

Le fluor n'existe pas à l'état libre mais sous forme de fluorures en association avec d'autres éléments : fluorure de calcium ( $\text{CaF}_2$ ), cryolite ( $\text{Na}_3\text{AlF}_6$ ) et fluorapatite ( $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$ ). Le fluor et ses dérivés sont largement employés dans l'industrie (traitement de surface, industrie de verre, de la céramique).

Les teneurs en fluor les moins élevées se trouvent dans la nappe du Haut et du Moyen Chélif c'est-à-dire les résultats obtenus montrent qu'en majorité les eaux souterraines présentent des concentrations inférieures à la norme de potabilité à l'exception des points d'eau Pz 9, Pz 10 et Pz 15 (Tableau 28) où les teneurs dépassent dans tous les cas les 1mg/l. Ces points d'eau sont situés après des usines responsables de rejets industriels de fluorure dans les eaux souterraines. Elle montre que la région d'El Attaf est celle qui présente les plus fortes teneurs en fluor.

#### IV.4. Conclusion

L'étude hydrogéochimique des eaux des nappes du Haut et du Moyen Chélif montre une forte salinité des eaux. Deux faciès dominants sont observés, l'un chloruré-calcique et l'autre chloruré-sodique. Ce caractère des eaux est à relier avec la présence des formations salifères triasiques sous les calcaires jurassiques du djebel Témoulga et leur écoulement à travers les formations calcaires du Jurassique et les couches gypso-salifères profonde (Le rejet de la faille en 1980 fit déborder ces eaux) peuvent expliquer la forte minéralisation des eaux qui contamine ensuite la nappe alluviale proximale, aussi avec l'échange de base des ions et l'infiltration des eaux usées non traitées.

L'interprétation de l'indice de saturation des minéraux et de la répartition spatiale des éléments chimiques montre que son origine est liée principalement à la dissolution des formations évaporitiques qui nous a permis de montrer la dominance des ions salifères ( $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$ ). La détermination du bilan ionique entre les éléments chimiques ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Ca}^{2+}$ ) qui caractérisent les l'influence des formations argileuses par la contribution du phénomène d'échange de base entre les eaux de la nappe et les formations géologiques.

L'étude de l'évolution du chimisme des eaux du système aquifère par l'analyse statistique vient une fois de plus éclairer de manière substantielle sur l'origine des différentes eaux de la nappe. Au-delà de la confirmation qu'elle donne sur l'évolution des faciès des eaux évoquée dans le diagramme de Piper, cette étude a permis d'avoir une distribution plus précise des différents faciès chimiques des eaux de la nappe que le diagramme de Piper. Et surtout l'utilisation couplée des ions majeurs et les éléments en trace dans l'ACP a apporté un plus quant à l'affinité existant entre les différents éléments chimiques de l'eau du système aquifère.

L'utilisation de l'approche chimique ( $\text{Br}^-/\text{Cl}^-$ ) nous a permis d'exclure l'hypothèse d'une augmentation de la salinité des eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélif Oriental par dissolution de l'halite ou par évaporation des eaux avant et durant leur infiltration. Cette augmentation de la salinité des eaux ne semble pas provenir d'une contamination marine. La salinité élevée des eaux liée essentiellement aux chlorures a pour origine le lessivage de fertilisants chlorurés, des sels non utilisés par les plantes (particulièrement les chlorures) et par la dissolution des dépôts évaporitiques.

Les eaux de la région du Haut et du Moyen Chélif Occidental montrent une pollution par les nitrates où l'on enregistre des teneurs dépassant 50 mg/l. Ces fortes teneurs en nitrates peuvent être expliquées par la présence de diverses sources de pollutions liées principalement à l'agriculture, l'élevage et aux pratiques urbaines (rejets domestiques et industriels sans traitement).

L'augmentation des teneurs en nitrates dans les eaux des nappes du Haut et du Moyen Chélif pendant la période pluvieuse 2012 par rapport à la période sèche 2017 peut être due au lessivage des fertilisants utilisés dans les sols agricoles situés dans les bassins versants.

# *Chapitre V*

## *APPORTS ISOTOPIQUES*

---

## V.1. Introduction

L'utilisation des isotopes de l'environnement offre une information unique et supplémentaire sur l'origine et le déplacement des eaux souterraines et leur vitesse d'écoulement ainsi que des éléments dissous ; ceci permet également une évaluation quantitative des mélanges. Ces traceurs isotopiques donnent en particulier accès à des indications sur l'origine et le temps de résidence des eaux souterraines, c'est -à- dire, en termes de gestion, sur les sources d'alimentation du réservoir et sur le taux de renouvellement de l'eau dans ce réservoir. Dans ce qui suit, on utilisera l'approche isotopique, qui est basée sur le traçage des isotopes (Oxygène-18 et Deutérium) du milieu de la molécule de l'eau.

En Algérie, de nombreux travaux ont été réalisés sur les isotopes stables de la molécule des eaux souterraines : Dansgaard (1964) ; Coplen (1982) ; Fontes and Zuuppi (1976) ; Allison (1983) ; Edmunds et al, (2006) ; Issaddi (1981, 1992) ; Kassir (1982) , Souag (1985) ; Collignon (1986) ; Guendouz (1985, 1990) ; Moula et Daoud (1995) ; Mebrouk (2007) ; Benmarce (2007) ; Aouidane (2017) ; Belkoum N (2017) ; ... ; ainsi que les chercheurs du Centre de Recherche Nucléaire d'Alger CRNA). Cette approche aide à la compréhension de l'origine de différentes eaux au sein d'un aquifère. Pour les études hydrologiques et hydrogéologiques, l'utilisation des isotopes de la molécule de l'eau est devenue un outil fondamental. Cette approche complète utilement la démarche hydrochimique et donne de bons résultats particulièrement dans les régions caractérisées par une forte minéralisation (avec une géologie très hétérogène).

## V.2. Donnée et campagne d'échantillonnage

Un total de 78 échantillons a été prélevé à partir du système aquifère du Haut et du Moyen Chélif durant les deux périodes : basses eaux 2017 et hautes eaux 2018.

Les échantillons d'eau destinés aux analyses en laboratoire ont été prélevés dans les puits et les piézomètres durant le mois d'octobre de l'année 2017 et le mois de juin de l'année 2018. Ces échantillonnages ont été prélevés dans des flacons en polyéthylène de 250 ml.

Les mesures isotopiques ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ) ont été mesurées au Laboratoire de Centre de Recherche Nucléaire d'Alger (CRNA) à l'aide d'un spectromètre Laser Picarro-L2110i et sont exprimées en pour mille par rapport au standard international V-SMOW (Vienna Standard Mean Ocean Water). Les analyses traitées sous LIMS à partir de 40 échantillons d'eau souterraine organisées respectivement en mois d'Octobre 2017 et le mois de Juin 2018. Les incertitudes analytiques sur les mesures étaient de 0,36 ‰ pour le Deutérium ( $^2\text{H}$ ) et de 0,05 ‰ pour l'Oxygéné-18 ( $^{18}\text{O}$ ). Les résultats des analyses isotopiques d'Oxygène-18 et du Deutérium sont regroupés dans le tableau 29.

**Tableau 29** : Résultats des analyses isotopiques des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif.

Point d'eau	Nature	Basses eaux : Octobre 2017			Hautes eaux : Juin 2018		
		$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d-excess	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	d-excess
		‰ versus SMOW			‰ versus SMOW		
W085-27	Puits	-5,99	-36,60	11,32	-5,91	-37,8	9,48
W085-38	Puits	-6,76	-42,50	11,58	-6,19	-38,4	11,12
W085-20	Puits	-5,95	-38,50	9,10	-5,72	-37,9	7,86
W085-6	Puits	-6,24	-37,80	12,12	-6,03	-37,9	10,34
PZ 1 A	Piézomètre	-6,38	-39,80	11,24	-5,89	-38,4	8,72
W084-14	Puits	-4,51	-31,20	4,88	-4,25	-31,4	2,60
W084-8	Puits	-4,72	-32,10	5,66	-4,23	-31,2	2,64
W084-39	Puits	-5,06	-34,70	5,78	-5,18	-34,9	6,54
W084-185	Puits	-6,25	-37,00	13,00	-5,84	-38,1	8,62
W084-155	Puits	-4,91	-33,50	5,78	-4,58	-34,2	2,44
W084-73	Puits	-6,39	-40,80	10,32	-6,1	-39,2	9,60



PZ 4 A	Piézomètre	-6,20	-39,20	10,40	-5,79	-38,3	8,02
W084-63	Puits	-4,78	-35,20	3,04	-4,61	-34,1	2,78
W084-80	Puits	-6,37	-40,90	10,06	-4,48	-32,6	3,24
W084-196	Puits	-6,78	-42,20	12,04	-6,35	-41,7	9,10
W084-92	Puits	-6,65	-42,10	11,10	-6,28	-40,2	10,04
W084-91	Puits	-5,76	-36,20	9,88	-5,46	-35	8,86
W084-182	Puits	-6,65	-42,50	10,70	-6,44	-42,4	9,12
W084-166	Puits	-6,46	-41,20	10,48	-5,81	-41	5,58
W084-169	Puits	-5,72	-37,10	8,66	-5,36	-36,2	6,68
W084-129	Puits	-6,37	-41,20	9,76	-5,79	-40,9	5,42
W083-110	Puits	-5,89	-36,30	10,82	-5,58	-37,7	6,94
W083-34	Puits	-6,73	-41,60	12,24	-6,39	-40,3	10,82
W083-40	Puits	-5,96	-37,60	10,08	-5,82	-38	8,56
W083-41	Puits	-5,00	-32,70	7,30	-5,26	-36,7	5,38
PZ 5 A	Piézomètre	-6,29	-39,20	11,12	-6	-39,8	8,20
W083-122	Puits	-6,11	-39,00	9,88	-5,79	-39	7,32
PZ 6 A	Piézomètre	-6,34	-36,10	14,62	-6,15	-36,2	13
W083-48	Puits	-5,17	-34,50	6,86	-5,38	-36,9	6,14
PZ 7 A	Piézomètre	-5,76	-35,40	10,68	-6,09	-36,5	12,22
W083-52	Puits	-5,18	-33,90	7,54	-5,26	-34,3	7,78
PZ 9 A	Piézomètre	-6,08	-37,30	11,34	-5,73	-37,7	8,14
W083-56	Puits	-5,10	-33,80	7,00	-5,14	-35,9	5,22
PZ 10 A	Piézomètre	-6,13	-38,60	10,44	-5,97	-38,5	9,26
PZ 11 A	Piézomètre	-6,60	-42,40	10,40	-4,68	-29,7	7,74
PZ 12 A	Piézomètre	-6,07	-39,10	9,46	-5,86	-38,1	8,78
PZ 13 A	Piézomètre	-6,46	-41,40	10,28	-6,32	-40,5	10,06
PZ 14 A	Piézomètre	-5,60	-36,00	8,80	-5,38	-35,1	7,94
PZ 15 A	Piézomètre	-6,25	-41,50	8,50	-6,04	-41,5	6,82

### V.3. Relation Oxygène-18 et Deutérium

Les teneurs en isotopes stables présentent une large gamme de variation compte tenu de la grande superficie du bassin versant et des variations lithologiques de la formation aquifère.

L'Oxygène-18 et le deutérium sont des isotopes constitutifs de la molécule d'eau. La composition isotopique des eaux est influencée par différents facteurs durant leur déplacement tel que la température, l'altitude, la continentalité et la quantité des pluies (Etcheverry, 2002).

Pour la période des basses eaux 2017, les eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif présentent des teneurs en Oxygène-18 variant entre -6,78 et -4,51 ‰ vs SMOW (Standar Mean Ocean Water) avec une moyenne de -5,91 ‰ vs SMOW. Cependant, les teneurs en Deutérium varient entre -42,50 et -31,20 ‰ vs SMOW avec une moyenne de -37,76‰ vs SMOW.

Pour la période des hautes eaux 2018, les teneurs en Oxygène-18 varient entre -6,44 et -4,23‰ vs SMOW avec une moyenne de -5,60‰ vs SMOW alors que les teneurs en Deutérium varient entre -42,40 et -29,70 ‰ vs SMOW avec une moyenne de -37,22 ‰ vs SMOW.

La première lecture des échantillons analysés montre que les valeurs les plus enrichies sont enregistrées au niveau des puits implantés en bordure de la vallée du Chélif à proximité du piémont du massifs de Doui, de l'Ouarsenis et de Zaccar, ce qui confirme la présence d'une recharge importante locale récente matérialisée à partir du relief de bassin du Haut et du Moyen Chélif Oriental.

Pour interpréter les données isotopiques de la zone d'étude, on a représenté les teneurs en isotopes stables (oxygène-18 ( $^{18}\text{O}$ ) et deutérium ( $^2\text{H}$ )) de la molécule d'eau dans un diagramme  $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$ , en se référant à la fonction d'entrée (eau de pluie) qui est représentée par la droite météorique mondiale (DMM).

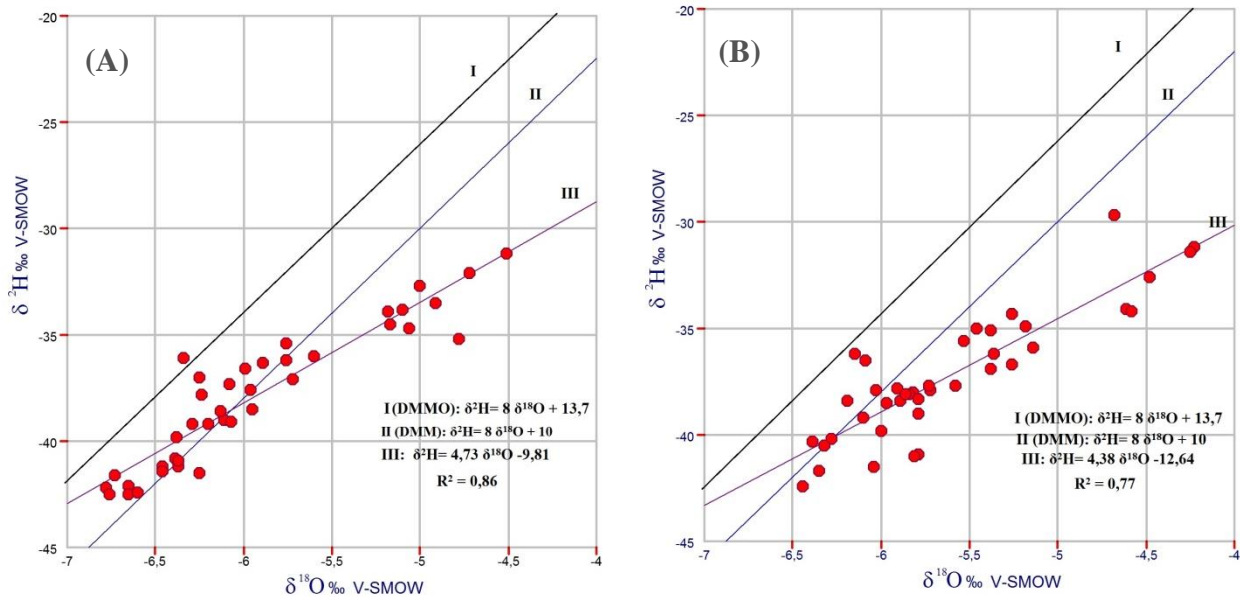
Les résultats obtenus (Tableau 29) ont été reportés sur le diagramme  $\delta^2\text{H} = f(\delta^{18}\text{O})$  (Figure 130) où figurent également :

- La droite mondiale des précipitations d'origine océanique (DMM) d'équation :

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10 \text{ (Craig, 1961).}$$

- La droite des eaux météoriques pour la Méditerranée occidentale (DMMO), d'équations :

$$\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 13,7 \text{ (Celle, 2000).}$$



**Figure 130 :** Relation Oxygène-18 et Deutérium dans les eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélif. ((A): Période des basses eaux 2017; (B): Période des hautes eaux 2018).

Les points représentatifs des différents échantillons s'alignent bien une représentation selon une droite d'équation  $\delta^2\text{H} = 4,73 * (\delta^{18}\text{O}) - 9,81$  pour la période des basses eaux de l'année 2017 et une droite d'équation  $\delta^2\text{H} = 4,38 * (\delta^{18}\text{O}) - 12,64$  pour la période des hautes eaux de l'année 2018. Ces deux droites sont différentes de celle des eaux météoriques mondiales définie par Craig (1961).

La relation Oxygène18-Deutérium sur l'ensemble des eaux échantillonnées montre une très bonne corrélation pour les deux périodes ( $R^2 = 0,86$  pour la période des basses eaux 2017 et  $R^2 = 0,77$  pour la période des hautes eaux 2018).

A la lumière de cette représentation graphique, les eaux des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif se répartissent en deux groupes d'eau dans les deux périodes (Figure 130).

\* Le premier groupe représente les eaux non évaporées, localisées au voisinage de la droite météorique mondiale (DMM :  $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$  ‰ SMOW : Craig, 1961). Ces eaux proviennent d'une infiltration rapide des eaux météoriques sans aucune modification de leur teneur isotopique et sans avoir subi de phénomène d'évaporation sous climat semi-aride. Elles présentent une signature isotopique appauvrie.

\* Le deuxième groupe représente les eaux légèrement évaporées, situées en dessous de la droite météorique mondiale (les points d'eaux sont : 84-8, 84-14, 84-39, 84-63, 84-155, 83-41, 83-48, 83-52, 83-56) pour les deux périodes. Elles sont situées dans la partie sud de la vallée du Chélif sur les bordures des massif Jurassico-Primaire de l'Ouarsenis (piémont du massif Amrouna) et de Doui avec quelques points sont situés à la parti nord de la vallée du Chélif sur les bordures des massif Jurassico-Crétacés de Zaccar et de Djebel Gontas. Ces points d'eau, s'écartant de la DMM, attestent d'un fractionnement isotopique dû à l'évaporation, expliquant ainsi l'enrichissement relatif en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ . Ces eaux échantillonnées se répartissent autour de droites. Cet enrichissement isotopique serait lié à l'évaporation des eaux de pluies avant leurs infiltrations.

Les points d'eau des nappes du Haut et du Moyen Chélif s'alignent sur une droite représentative de pente égale à 4,73 et 4,38 durant les deux périodes, des basses eaux 2017 et des hautes eaux 2018, respectivement. Ces pentes sont inférieures à celle des eaux météoriques mondiales.

La pente est inférieure à 8, ceci traduit une ré-évaporation des gouttes de pluies en cours de chute, en milieu non saturée. Cette diminution de la pente est due à l'effet de fractionnement cinétique, lui-même, lié à la différence entre les taux de diffusivité des isotopes dans la couche non saturée.

L'intersection de la DMM avec ces droites d'évaporation permet de définir la principale origine des eaux souterraines du Haut et du Moyen Chéiff. Elle affiche une valeur qui varie de - 6,20 à - 6,10 ‰ vs SMOW pour l'Oxygène-18 et de - 40 à - 38 ‰ vs SMOW pour le Deutérium. Ces valeurs pourraient représenter la composition isotopique initiale des eaux des précipitations qui ont contribué à la recharge de la nappe avant leur infiltration et avant toute évaporation, indiquant une recharge à partir des reliefs (hauteurs) assez élevés comme les massifs de l'Ouarsenis (djebel Amrouna) et de Zaccar. Indiquent l'existence d'une réserve d'eau souterraine ancienne.

Le diagramme  $\delta^2\text{H} = f(\delta^{18}\text{O})$  (Figure 130) montre que les points des eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chéiff du premier groupe se répartit autour de la droite Météorique Mondiale (DMM) traduisent ainsi des précipitations d'origine océanique qui se sont infiltrées rapidement sans aucune modification de leur teneur isotopique.

On observe aussi que les points d'eau (Pz6, Pz7 et 84-185) se situent à proximité de la droite Météorique Méditerranéen Occidentale (DMMO)  $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 13,7$  (Celle, 2000), ceci indique que la recharge de la nappe dans cette partie s'est faite à partir des eaux de pluie d'origine méditerranéenne. Le premier groupe des points d'eau est influencé par la coexistence de pluies d'origine atlantique et méditerranéenne. L'appauvrissement des teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  des ces eaux, car l'appauvrissement par rapport aux pluies actuelles ( $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 13,7$  domaine méditerranéen), ne pourrait être expliqué par un effet d'altitude. En l'absence de stations de collectes et de mesures des teneurs isotopiques des eaux de précipitations dans la région, il est difficile de quantifier l'effet d'altitude et de préciser l'aire de recharge.

#### V.4. Variabilité saisonniere de la composition isotopique stable des eaux souterraines

A l'échelle mensuelle, les variations des teneurs en Deutérium ( $^2\text{H}$ ) et en Oxygène 18 ( $\text{O}^{18}$ ) sont importantes (Figure 131) avec la présence des quelques valeurs négatives pendant la saison pluvieuse (hautes eaux 2018) comme dans le cas du piézomètre PZ 11A ou pendant la saison non pluvieuse (basses eaux 2017) traduisant à cette échelle l'effet de la pluie et l'évaporation ainsi que de la quantité de pluie tombée.

La valeur de l'excès en deutérium varie en fonction de vapeur d'eau c'est-à-dire en fonction de l'humidité relative et de la température de l'interface océan-atmosphérique. Cette valeur est égale à 10 lorsque la condensation de la vapeur d'eau est d'origine océanique.

Les variations temporelles des teneurs isotopiques des eaux souterraines sont extrêmement faibles pour l'ensemble des eaux suivies, à part quelques exceptions comme le piézomètre PZ 6A qui présente un excès en deutérium où dépasse la valeur de 13. L'excès en Deutérium est compris entre 3,04 et 14,62 en basses eaux 2017 et entre 2,44 et 13 en hautes eaux 2018.

Cette augmentation de l'excès en deutérium est accompagnée d'une diminution importante de la minéralisation de 993 à 833 mg/l. L'excès en Deutérium peuvent varier d'un point à l'autre et dépendent des contextes climatiques et topographiques locaux (Gonfiantini, 1996). Les valeurs de l'excès en Deutérium égale +14 ont été observées dans la zone méditerranéenne.

La valeur d'excès en Deutérium peut être supérieure à 10 dans le cas où la vapeur provient des mers fermées ou elle a une origine continentale. On note :

56 % des points d'eaux analysés, soit 22 points sur 39 en basses eaux 2017 et 18 % des points d'eaux analysés, soit 07 points sur 39 en hautes eaux 2018, qui présentent une valeur d'excès en Deutérium supérieure à 10. Ces valeurs confirment que l'origine de ses eaux est mixte de vapeur atmosphérique.

Les eaux les plus appauvries en isotopes stables sont mesurées en période hautes eaux 2018, alors que les isotopes stables dans la période des basses eaux 2017 sont les plus enrichies (Figure 131 C). La période des basses eaux 2017 qui effectue à partir de la période estivale sèche et chaude (ce qui induit une forte évapotranspiration) et la période des hautes eaux 2018 qui effectue à partir une période hivernale pluvieuse (favorable à l'infiltration des eaux) c'est-à-dire plus l'humidité relative de l'air est faible plus l'excès en Deutérium aura une tendance à augmenter, donc les pluies d'été sont plus enrichies que celles d'hiver.

En générale, aucune variation saisonnière n'est observée ni même de réponse à des événements climatiques particuliers. Cette homogénéité temporelle de la signature isotopique des eaux souterraines peut être le signe d'un temps de résidence relativement élevé de l'eau au sein de l'aquifère.

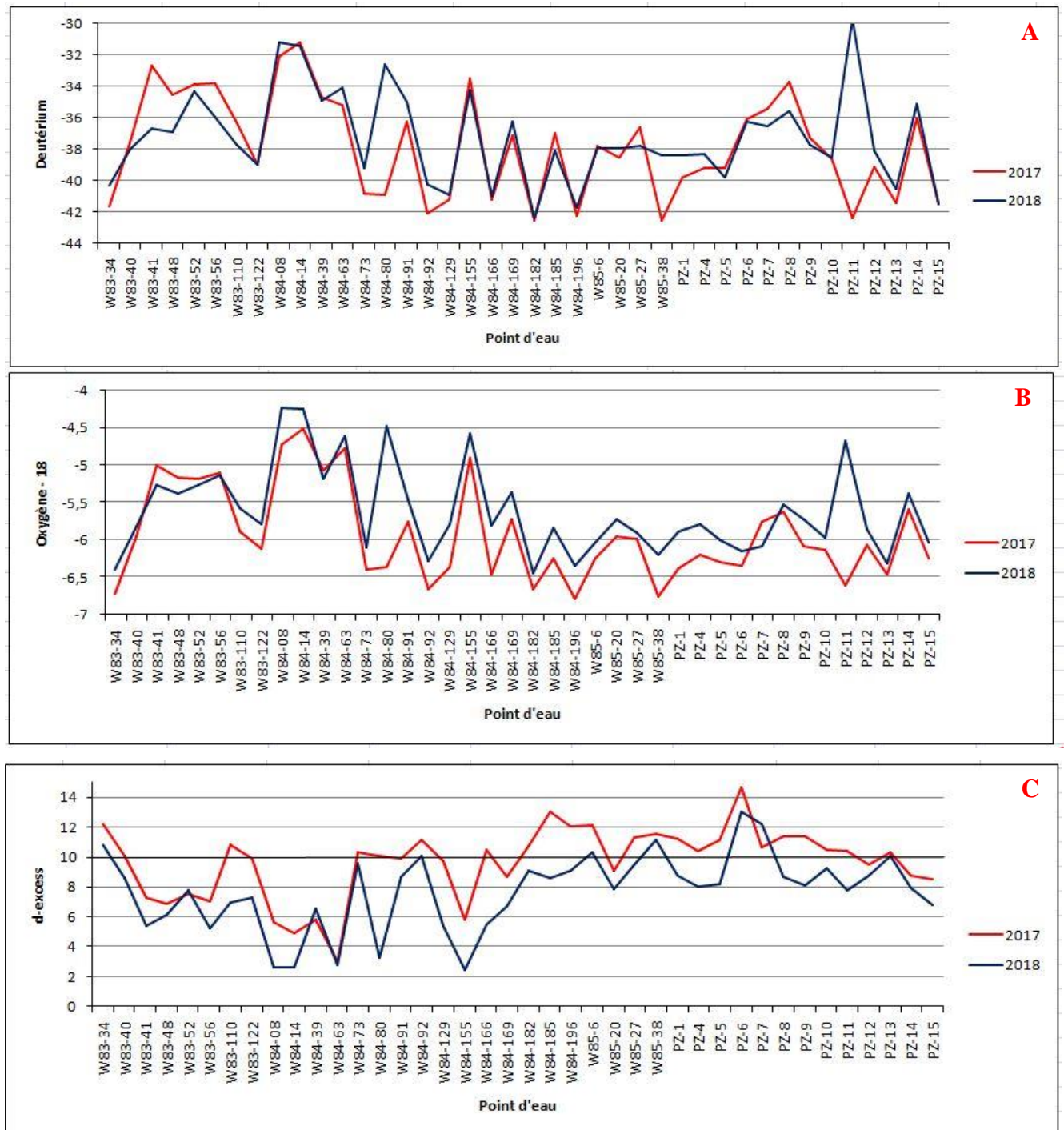
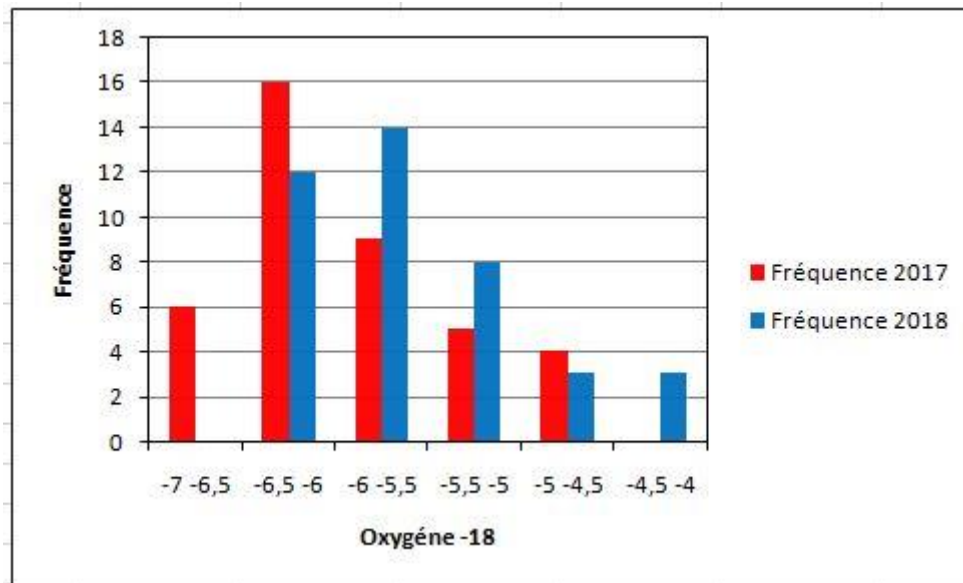


Figure 131: Variations temporelles des teneurs en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ .

### V.5. Distribution statistique

La distribution statistique des teneurs en isotopes dans les eaux souterraines est présentée sous la forme d'histogrammes (Figure 132).



**Figure 132 :** Distribution statistique des teneurs en isotopes stables dans les eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélif.

Les teneurs en oxygène-18 présentent une forte dispersion et se répartissent entre -7 et -4,5 ‰ en période des basses eaux 2017 et entre -6,5 et -4 ‰ en période des hautes eaux 2018. Les valeurs moyennes sont respectivement de -5,90 ‰ et -5,60 ‰ pour les années 2017 et 2018, respectivement. On note, près de 85 % des teneurs en oxygène-18 sont comprises entre -7 et -5 ‰.

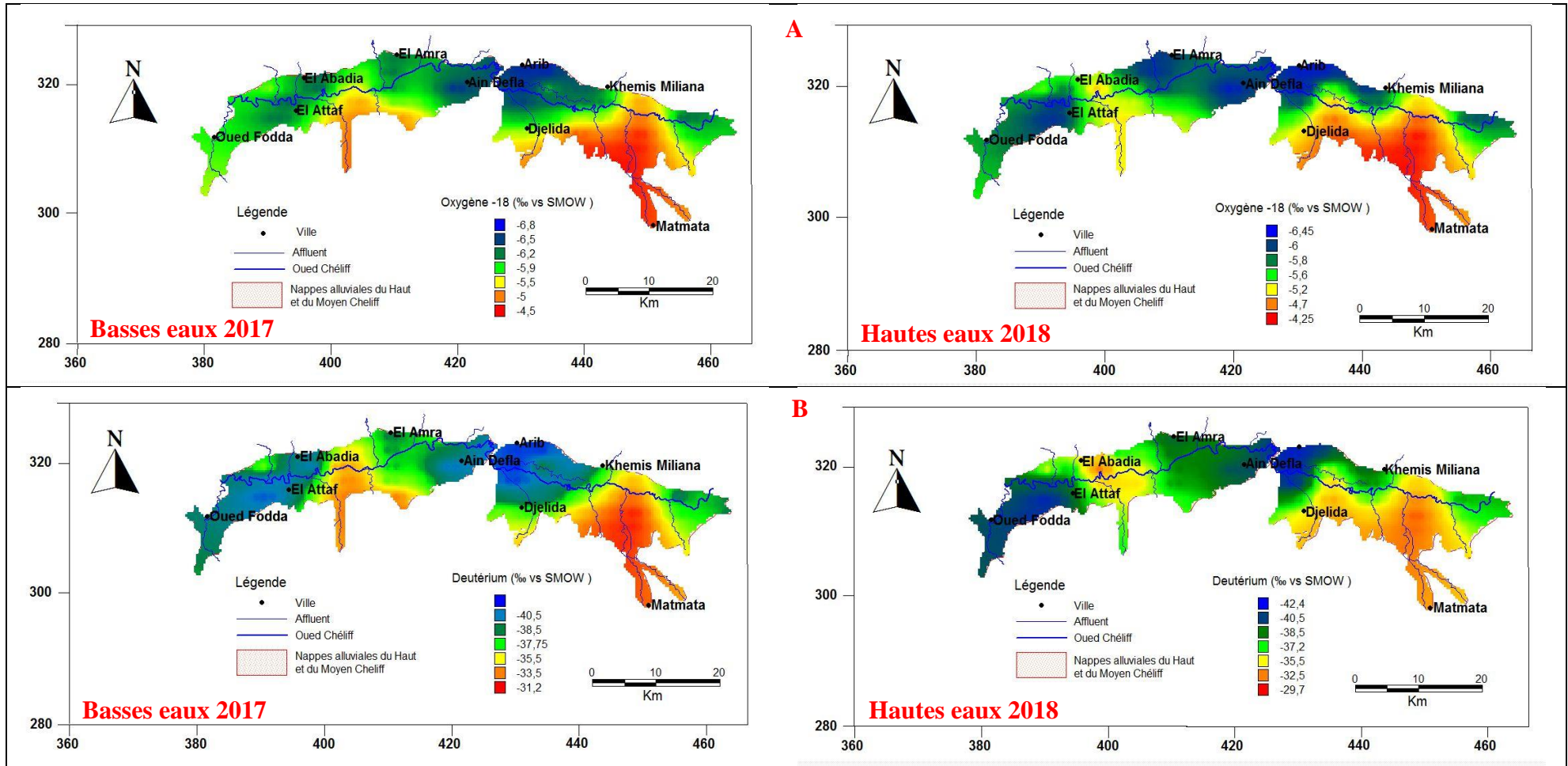
### V.6. Distribution spatiale des analyses en isotopes stables des eaux souterraines

La figure 133 présente la localisation des points où les analyses des isotopes stables sont disponibles. L'esquisse de la répartition spatiale des teneurs en oxygène-18 fait apparaître une certaine organisation spatiale de l'information. Ainsi, nous arrivons à mettre en relief deux grands secteurs "homogènes" :

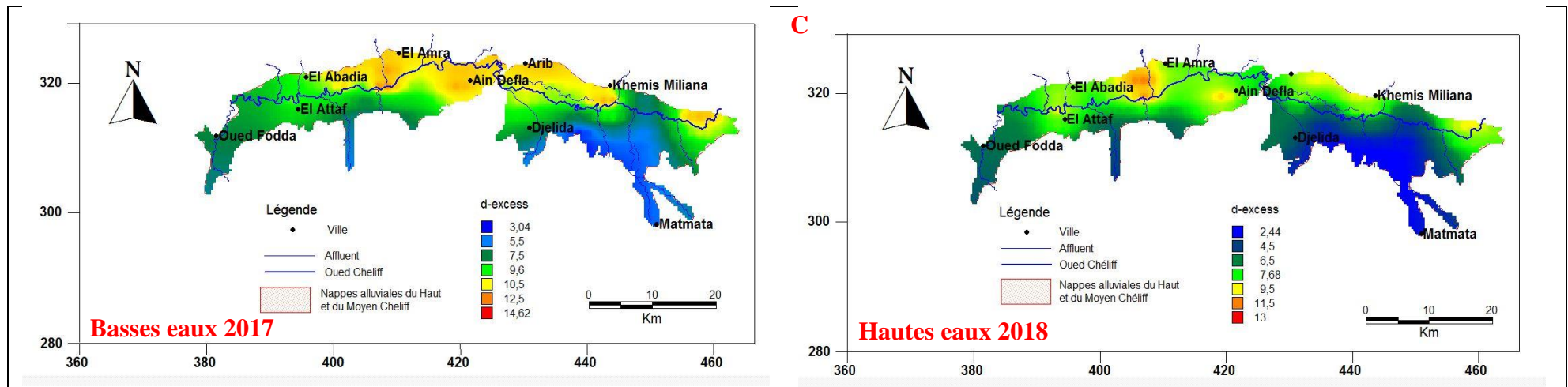
- Un premier secteur avec des teneurs en  $^{18}\text{O}$  supérieures à -5,50 ‰ vs SMOW et  $^2\text{H}$  supérieures à -35,50 ‰ vs SMOW (valeurs supérieures à moyenne) sont observées au Sud des plaines du Haut et du Moyen Chélif (sur les bordures de l'Ouarsenis), sur la rive gauche de l'oued Chélif. Ce secteur coïncide d'une part avec la zone d'affleurement des massifs Jurassico-Primaire de l'Ouarsenis (piémont du massif Amrouna) et de Doui. Cette zone semble se prolonger au nord-est (commune d'Ain Soltane) dans la vallée du Chélif sur les bordures des massifs Jurassico-Crétacés de Zaccar et de Djebel Gontas.
- Un deuxième secteur avec des teneurs appauvries en  $^{18}\text{O}$  (valeurs inférieures à -5,50 ‰ vs SMOW) et  $^2\text{H}$  (valeurs inférieures à -35,50 ‰ vs SMOW) sont rencontrées au niveau de Djendel, Arib et Djendal au Nord du Haut Chélif et dans la zone d'El Amra, Ain Defla au Nord-Est et dans la commune d'oued Fodda (Sud-Ouest) du Moyen Chélif. Ce "cachet isotopique" appauvri par rapport aux teneurs mesurées dans les eaux actuelles correspond à des épisodes de recharge anciens survenus sous des conditions climatiques plus froides.

Cette zonation est précisée et confirmée par la carte de répartition spatiale de l'excès en deutérium (Figure 133(c)) qui permet de distinguer un groupe d'eau avec des excès en deutérium au dessus de 10. Ce dépassement se produit lorsque la vapeur condensée provient de l'évaporation continentale (Fontes, 1976). Ce groupe correspondrait aux eaux de la partie nord des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif qui doivent être soumises à des fortes évaporations.









**Figure 133:** Distribution spatiales des analyses en isotopes stables des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif.

Dans d'autre zone, l'excès en deutérium est inférieures à 10 correspond à l'excès en deutérium des pluies locales. Les isotopes stables ne réagissent pas aux transformations biochimiques du sol. Ils ne réagissent qu'à des phénomènes physiques comme l'évaporation.

### V.7.Relation entre Cl<sup>-</sup> et δ<sup>18</sup>O

On a effectué une corrélation entre les teneurs en chlorures et les valeurs en δ<sup>18</sup>O pour vérifier si l'enrichissement des teneurs isotopiques des échantillons est lié à un processus d'évaporation ou non (Bouchaou et al, 1995).

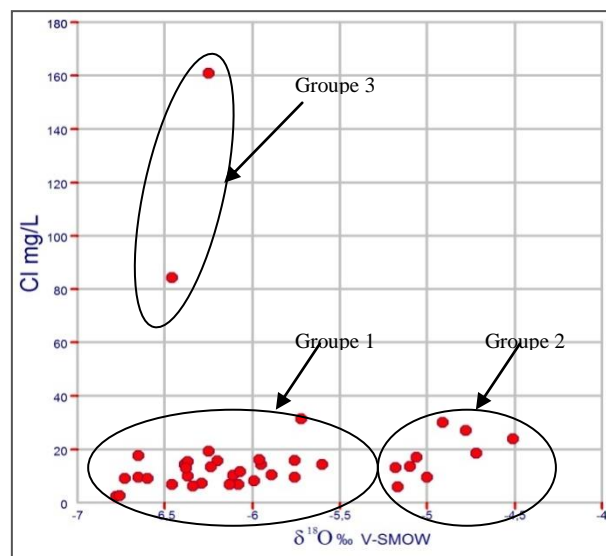
Les résultats de la représentation de la teneur en <sup>18</sup>O en fonction des concentrations en chlorures (Figure 134) montrent que les eaux des nappes du Haut et du Moyen Chélif peuvent être subdivisées en trois groupes d'eau distincts qui correspondrait à un mélange de trois types d'eau :

- Les eaux du premier groupe : présentent des eaux bien homogénéisées avec une teneur qui varie entre 1 et 30 mg/l de chlorures et des valeurs de δ<sup>18</sup>O comprises entre -7 ‰ et -5,5 ‰.

- Le deuxième groupe : présente les eaux évaporées qui se caractérisent par un enrichissement en oxygène-18 avec une teneur qui varie entre 1 et 30 mg/l de chlorures et des valeurs de δ<sup>18</sup>O comprises entre -5,2 ‰ et -4,5 ‰. Ce sont des eaux légèrement évaporées correspond à la masse d'eau de la nappe alluviale échantillonnée dans les points situés à la partie sud de la vallée du Chélif, sur la bordure des massifs Jurassico-Primaire de l'Ouarsenis, de Doui et la bordure des massifs Jurassico-Crétacé du Zaccar, ce qui prouve que même si l'évaporation existe, son effet sur la salinisation des eaux est très limité.

L'augmentation de la teneur en <sup>18</sup>O en fonction de la concentration en chlorure, particulièrement en amont du bassin reflète l'effet de l'évaporation dans la salinisation des eaux.

- Le troisième groupe : présente une eau très chargée en chlorures avec des teneurs comprises entre 80 et 160 mg/l mais isotopiquement non évaporée avec des valeurs de δ<sup>18</sup>O comprises entre -6,5 ‰ et -6 ‰. Cette dernière catégorie d'eau correspond à la masse des eaux souterraines dans la région des Attafs à la proche de djebel Témoulga. L'absence de corrélation entre les teneurs en chlorures et les valeurs <sup>18</sup>O montre que la concentration des solutions par évaporation n'est pas la cause de l'augmentation de la salinité des eaux. Ce caractère des eaux est à relier avec la présence des formations salifères triasiques sous les calcaires jurassiques du djebel Témoulga et leur écoulement à travers les formations calcaires du Jurassique et les couches gypso-salifères profonde (Le rejet de la faille en 1980 fit déborder ces eaux) peuvent expliquer la forte minéralisation des eaux qui contamine ensuite la nappe alluviale proximale.



**Figure 134 :** Relation entre les teneurs en chlorures et les teneurs en <sup>18</sup>O dans les eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélif en période des basses eaux 2017.

### V.8. Relation entre conductivité électrique (CE) et $\delta^{18}\text{O}$

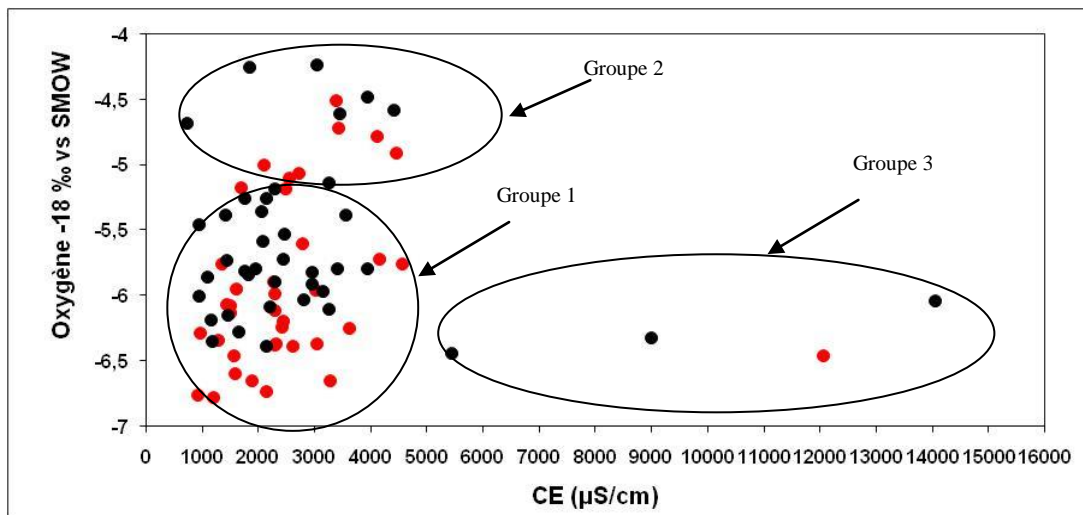
Le graphique de la variation de la conductivité électrique en fonction des concentrations en  $\delta^{18}\text{O}$  (Figure 135) montre que la relation  $\delta^{18}\text{O}$ -CE suggère une origine différente de la salinisation. On remarque sur le graphe que les points d'eaux localisées dans la région d'El Attaf dans la nappe du Moyen Chélif Oriental présentent des conductivités électriques nettement plus élevées non évaporées. Ces points montrent que la salinisation pourrait être le résultat d'une contamination par les eaux profondes des formations évaporitiques du Jurassique, plus minéralisées et gypsifères (déjà confirmé dans la partie par une étude géochimique (IFSE, 2002)).

D'autre part, dans ce graphe, les eaux des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif se répartissent en trois groupes individualisés :

- Le premier groupe : des points d'eau présentent des conductivités électriques nettement élevées et des teneurs appauvries en isotopes stables (de -7 à -5 ‰ vs SMW pour l'Oxygène-18 et pour le Deutérium). Ce groupe reflèterait une signature isotopique des eaux de paléo-recharge où la salinité est due à la dissolution des formations évaporitiques (l'halite) par les eaux souterraines (interaction eau-roche) ce qui est déjà confirmé par l'étude des indices de saturation.

- Le deuxième groupe : est constitué par des eaux gardent le même niveau des conductivités électriques mais des teneurs enrichies en isotopes stable. Les eaux de ce groupe qui se distinguent par une salinisation pourraient être le résultat d'une dissolution des dépôts évaporitiques et des phénomènes d'évaporation. La relation  $\delta^{18}\text{O}$ -Conductivité électrique suggère une origine différente de la salinisation, ce qui confirme l'acquisition de la salinité par le double jeu évaporation/dissolution par les eaux souterraines des formations évaporitiques gypsifères.

- Le troisième groupe : présente une eau très salés caractérisé par CE comprises entre 5000 et 15000  $\mu\text{S}/\text{cm}$  mais isotopiquement non évaporée avec des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  comprises entre -6,5 ‰ et -6 ‰. Cette dernière catégorie d'eau correspond à la masse des eaux souterraines alluviale dans la région des Attafs à la proche de djebel Témoulga.



**Figure 135 :** Relation entre la conductivité électrique et  $\delta^{18}\text{O}$  des nappes du Haut et du Moyen Chélif (Points en rouge: période des basses eaux 2017; Points en noire: période des hautes eaux 2018)

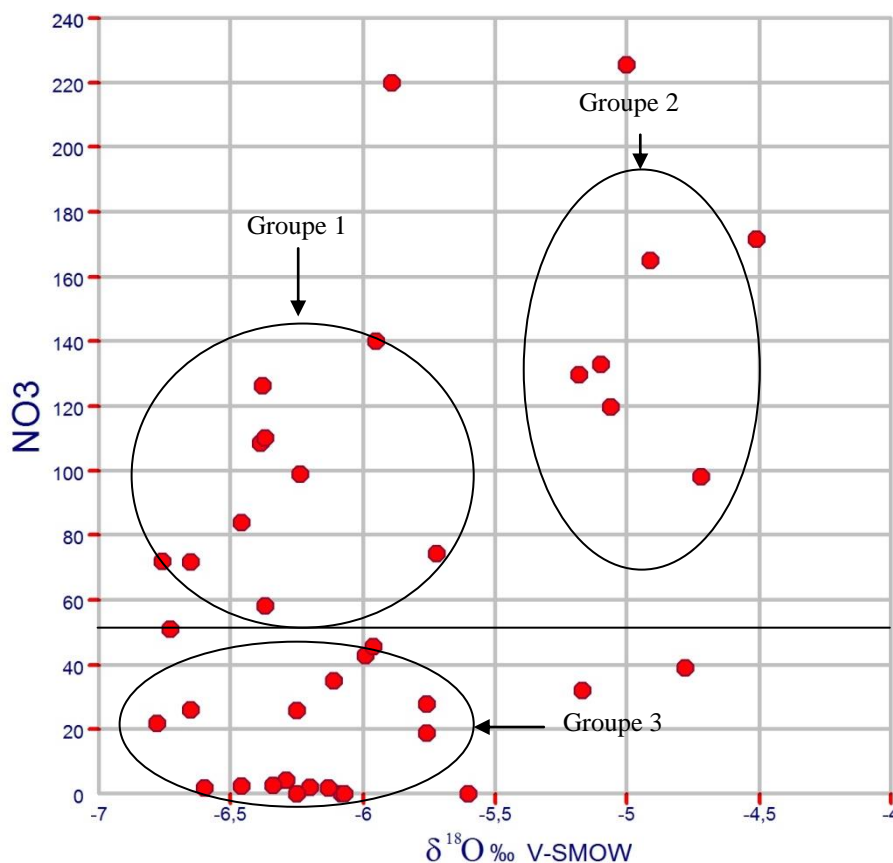
### V.9. Relation entre les nitrates ( $\text{NO}_3$ ) et $\delta^{18}\text{O}$

Une approche par analyse chimique des ions nitrates ( $\text{NO}_3$ ) et de l'analyse isotopique de  $^{18}\text{O}$ , s'est révélée utile pour identifier les différentes sources potentielles de contamination azotée et déterminer l'origine de la pollution des eaux. La figure 136 présente les résultats obtenus sur les échantillons de la zone à l'étude et met en relation la concentration en nitrates par rapport à l'isotope  $^{18}\text{O}$ . La zone d'étude est caractérisée

par une forte agriculture qui utilise des fertilisants organiques et chimiques. Les valeurs obtenues dans cette zone montrent que les nitrates proviennent de sources variées, représentant grossièrement les trois types de fertilisation :

- Le premier groupe : des points d'eau présentent des nitrates nettement élevées (supérieur à 50 mg/l) et des teneurs appauvries en isotopes stables (de -7 à -5,5 ‰ vs SMW pour l'Oxygène-18). Les polluants drainés par les eaux d'infiltration atteignent leur concentration maximale au période hautes eaux dès l'arrivée rapide des premiers flux d'infiltration c'est-à-dire recharge directe des eaux contenant des nitrates. Ces polluants sous forme des fertilisants d'origine chimique soluble, fertilisant organiques et eaux usées.
- Le deuxième groupe représente l'eau ayant subi une évaporation avant infiltration et chargement en  $\text{NO}_3$  également, il est constitué par des eaux ayant le même niveau nitrates mais avec des teneurs enrichies en isotopes stable (de - 5,25 à - 4,5 ‰ vs SMW pour l'Oxygène-18). Les concentrations très élevées dans ces points d'eaux sont dues à des sources avérées de pollution.
- Le troisième groupe présente des eaux d'infiltration non ou peu pollués avec une teneur qui varie entre 0 et 50 mg/l de nitrates et des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  comprises entre -7 ‰ et -5,5 ‰ où la teneur en polluants de surface est faible dû à la destruction des déchets (débris animales ou végétales).

Les valeurs obtenues dans ce contexte montrent que les nitrates proviennent de sources variées

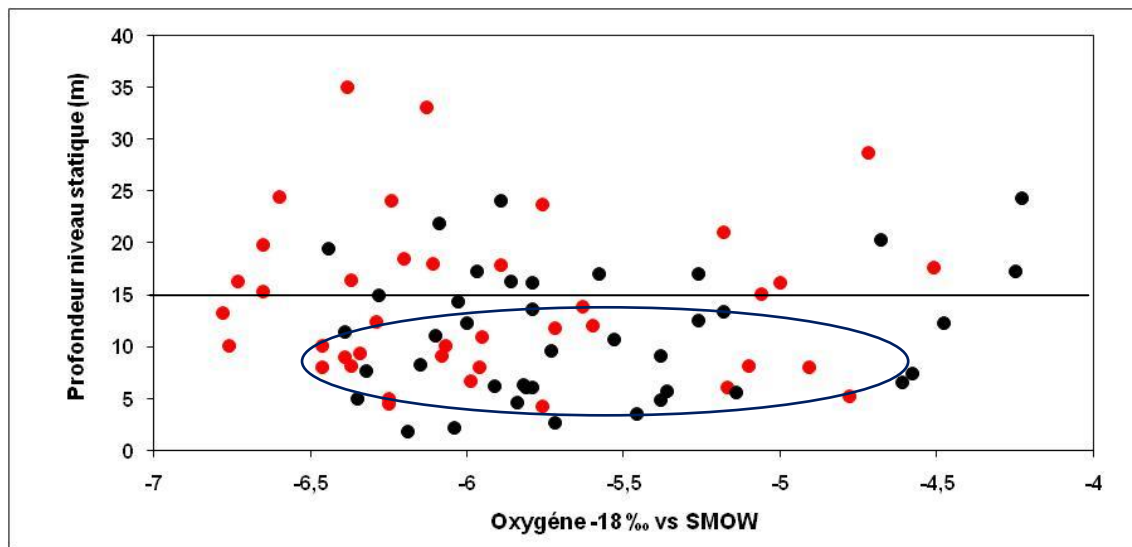


**Figure 136 :** Relation entre  $^{18}\text{O}$  et les nitrates ( $\text{NO}_3$ ) dans les eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélif.

### V.10. Relation entre la profondeur et les teneurs isotopiques

On a établi le diagramme de la relation Oxygène-18 et la profondeur pour mieux apprécier les relations éventuelles entre la profondeur du niveau statique des nappes et l'enrichissement en isotope stables des eaux souterraines. La figure 137 montre qu'il n'existe pas de corrélation entre les teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  et les profondeurs du niveau statique des nappes avec  $R^2 = 0,02$ .

Cependant, la distribution spatiale de ces teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  suggère une zonation des masses d'eau dans le système aquifère. En effet, on remarque que les eaux enrichies en isotopes stable se localiser dans les parties où la profondeur de la nappe environ 10 à 15 m au maximum. Lorsque le niveau statique se rapproche du sol, ceci montre l'impact du processus d'évaporation dans la plaine du Haut Chélif et du Moyen Chélif, où les niveaux statiques sont moins profonds. On observe que la relation entre l'Oxygène 18 et la profondeur de la nappe est importante jusqu'à 10 à 12 m de profondeur. La comparaison de la piézométrie entre la période des basses eaux 2017 et la période des hautes eaux 2018 en relation avec l'oxygène-18 a permis d'observer que la profondeur du niveau statique évolue en fonction de plusieurs paramètres tel : les précipitations, l'effet de l'évaporation (température élevée), l'effet du pompage, la nature du toit de la nappe (présence de l'argile) et la perméabilité réduite des formations qui retarde l'infiltration des eaux à la profondeur.



**Figure 137:** Evolution des teneurs isotopiques en fonction de la profondeur des nappes du Haut et du Moyen Chélif (Points en rouge : période des basses eaux 2017; Points en noire : période des hautes eaux 2018).

### V.11. Altitude des bassins d'alimentation

L'altitude de recharge des eaux souterraines est estimée par interprétation du décalage entre les altitudes du lieu d'échantillonnage et de la recharge estimées à partir des teneurs en  $^{18}\text{O}$ .

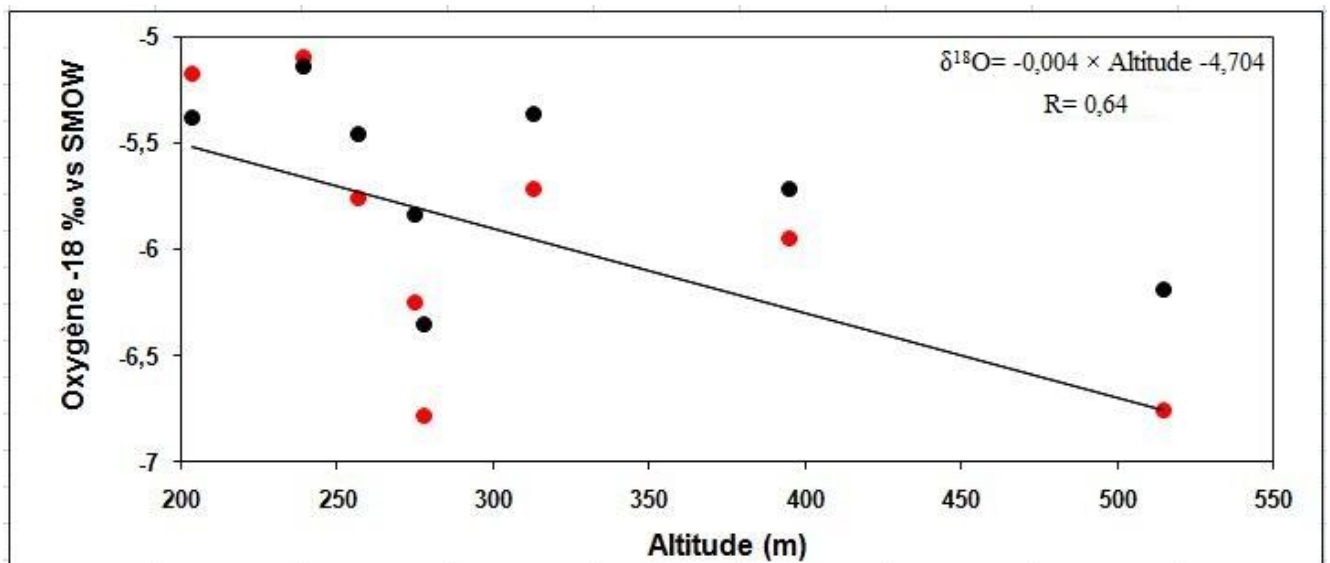
Pour situer les teneurs isotopiques des points prélevés dans le contexte isotopique régional, il convient de tenir compte des variations locales avec l'altitude. Cette relation basée sur la thermo-dépendance des teneurs en isotopes stables fait qu'à mesure que l'altitude augmente les teneurs isotopiques sont de plus en plus appauvries puisque la température moyenne de l'air devient plus faible.

En règle générale, l'appauvrissement en Deutérium varie entre -1 et -4 ‰  $\delta\text{D}$  par 100 m et l'appauvrissement en l'oxygène-18 varie de -0,15 à -0,5 ‰  $\delta^{18}\text{O}$  par 100 m (Clark et al, 1997). La détermination des altitudes moyennes d'infiltration d'une eau repose sur l'utilisation de l'isotope stable de l'oxygène de la molécule d'eau (Blavoux, 1995).

La détermination des altitudes moyennes d'infiltration d'une eau repose sur l'utilisation de l'isotope stable de l'oxygène de la molécule d'eau (Bouchaou et al. 1995). On peut procéder à l'estimation de l'altitude de la zone de recharge des nappes du Haut et du Moyen Chélif par le calcul du gradient altitudinal ( $\delta^{18}\text{O}/\text{Alt}$ ). Cependant, le manque de données en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  sur les pluies pour la zone d'étude nous conduit à utiliser les données obtenues sur des eaux prélevées dans des puits et piézomètres de faible profondeur, sélectionnés à différentes altitudes et alimentés de façon certaine par l'infiltration des précipitations, sur un bassin versant d'extension réduite et sans participation d'eau ayant une autre origine, ou avoir subi une évaporation (Fontes, 1976 ; Blavoux, 1995).

Dans le diagramme ( $\delta^{18}\text{O}/\text{Alt}$ ) (Figure 138), les points montrent une corrélation ( $R = 0,64$ ) et définissent un gradient altitudinal régional pour le bassin du Haut et du Moyen Chélif estimé à  $-0,4 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$  pour 100 m d'élévation. Cette valeur est cohérente avec les valeurs trouvées autour du bassin méditerranéen, notamment sur le Haut Atlas au Maroc, l'Aurès ( $-0,3 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ ).

L'estimation des altitudes de recharge des puits basée sur la valeur du gradient altitudinal trouvé ( $-0,4 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ , pour 100 m d'élévation.), a permis de situer les bassins d'alimentation de ces aquifères à des altitudes plus hautes que leurs points d'émergence. On utilise la méthode suivante (utilisé par Abid et al 2009 ; Houa et al, 2013) basée sur l'Equation :  $\delta^{18}\text{O} = -0,004\text{Alt} - 4,704$ . Cette méthode conduite à des résultats similaires. La distance  $\Delta\delta^{18}\text{O}$  représente alors la différence d'altitude entre le bassin d'alimentation et le point de prélèvement (exprimée en ‰ vs SMOW). Cette distance se traduit aisément en une différence d'altitude Alt ou  $\Delta Z$  par la formule  $\Delta Z = (100 \times \Delta\delta^{18}\text{O}) / (-0,4)$ . L'altitude moyenne des bassins d'alimentation (H) s'obtient par  $H = Z + \Delta Z$ . Nous avons appliqué cette méthode à quelques échantillons.



**Figure 138:** Relation entre  $\delta^{18}\text{O}$  et altitude des puits et des piézomètres alimentés de façon certaines par les pluies locales.

Les résultats figurent dans le tableau 30 montre que : pour les eaux récemment infiltrées, la recharge s'est produite à proximité des points de prélèvements. L'estimation des altitudes de recharge des nappes du Haut et du Moyen Chélif, est basée sur le calcul du gradient altitudinal ( $\delta^{18}\text{O}/\text{Alt}$ ). Cependant, il y'a manque de données en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  sur les pluies pour la zone d'étude.

Pour l'estimation des altitudes de recharge des puits des nappes du Haut et du Moyen Chélif, Nous avons ajouté le gradient altitudinal de  $0,3 \delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$  pour 100 m d'élévation qui peut ainsi être proposé. Cette valeur est cohérente avec les valeurs trouvées autour du bassin méditerranéen, a permis de situer les bassins d'alimentation de ces nappes à des altitudes plus hautes que leurs points d'émergence ; ce qui confirme l'hypothèse émise sur l'influence de l'altitude de recharge sur l'appauvrissement des teneurs en isotopes stables du groupe 1.



**Tableau 30** : Estimation des altitudes de recharge des puits.

Point de captage	$^{18}\text{O}$	Altitude d'émergence Z (m)	$\Delta\delta^{18}\text{O}$	$\Delta Z$ (m)	Altitude de recharge(m) (H)
W083-48	-5,38	203,54	-0,14	35	238
W083-56	-5,14	239,25	-0,52	130	370
W084-169	-5,36	313,15	-0,60	149	462
W084-185	-5,84	274,84	0,04	9	284
W084-196	-6,35	278,01	0,53	133	412
W084-91	-5,46	256,64	-0,27	68	324
W085-20	-5,72	394,87	-0,56	141	536
W085-38	-6,19	514,99	-0,57	143	658

## V.12. Conclusion

L'étude isotopique a permis de mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique, hydrogéochimique et l'origine de la minéralisation la nappe de la région d'étude dont notamment les problèmes d'origine des eaux et leur mode de recharge

Les résultats isotopiques d'analyse des relations oxygène-18/deutérium à notre disposition, on montrés de façon générale l'existence de deux types d'eau : des eaux récentes qui sont le résultat d'une recharge actuelle provenant d'une infiltration rapide des eaux météoriques et des eaux anciennes qui pourraient être en relation d'échanges avec les aquifères voisins du massif de l'Ouarsenis.

L'utilisation combinée les deux éléments chlorures et oxygène-18 est un outil approprié permettant d'identifier et de quantifier les mélanges d'eau de différentes minéralisation. Cette combinaison appliquée sur les eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Cheliff a permis de mettre en évidence un mélange entre les eaux de recharge par les précipitations actuelles sur le bassin et les eaux salées remontant de la nappe profonde

Les nitrates ( $\text{NO}_3$ ) sont présents partout dans les plaines du Haut et du Moyen Cheliff avec des teneurs variant de 0 à plus de 200 mg/l. La combinaison des ces deux éléments (les nitrates et oxygène-18) a permis de mettre en évidence une contamination par nitrates triolaire

Les teneurs isotopiques semblent varier en fonction de la profondeur du niveau statique de la nappe et seraient plus "positives" au périmètre.

# *Chapitre VI*

## *QUALITE DES EAUX SOUTERRAINES ET IMPACT DES ACTIVITES ANTHROPIQUES*

---

## **VI.1. Introduction**

En Algérie la principale source de satisfaction de la demande en eau est l'eau souterraine, du fait de son exploitation relativement facile. La croissance démographique et la modernisation de l'agriculture et de l'industrielle entraînent un grand problème de détérioration de la qualité de cette source souterraine.

Actuellement, les cours d'eau de la région étudiée reçoivent en permanence les rejets urbains et industriels chargés d'éléments chimiques et organiques, souvent dangereux, appelés contaminants ou polluants. Ces substances polluantes peuvent affecter de façon dangereuse la santé publique, si elle continue à être déversée dans la nature sans traitement préalable. Le mécanisme de pollution des eaux souterraines est un processus évolutif dans l'espace et dans le temps, difficilement maîtrisable.

Toute étude concernant la qualité des eaux passe obligatoirement par la connaissance précise des différentes sources de pollution potentielle. A cet effet nous avons établi un inventaire des différentes sources susceptibles de contribuer à la pollution que ce soit des eaux de surfaces ou souterraines.

On a essayé de faire une comparaison entre les données, les cartes d'inventaire des différentes sources de pollution et les cartes de répartition des éléments nitrates, sulfates et chlorures qui sont présentés dans le Chapitre 4.

La collecte des données auprès des différentes structures et les enquêtes sur site ont été effectuées par l'Agence du Bassin Hydrographique Chélif-Zahrez en 2009 et d'autres données de directions des Wilaya de Ain Defla et Chlef (DRE, DSA et DMI) et les cartes thématiques réalisées par l'ABH-CZ pour l'évaluation des charges polluantes arrivant aux nappes du Haut et du Moyen Chélif.

## **VI.2. Les principales sources de pollution**

La classification des unités de production et des activités de service, selon leur degré de pollution se fait en deux étapes :

- La première étape consiste à exprimer la charge polluante de chaque type d'activité en Equivalent-Habitant qui est fonctionne soit de la quantité de production, soit de la matière première ou même de nombre d'employés.
- La deuxième étape consiste à positionner les sources de pollution sur une carte géographique afin de faire ressortir l'impact de cette source de pollution sur les ressources en eau.

Dans ce qui suit, nous présentons une synthèse de la charge polluante de chaque source de pollution, le volume rejeté et le lieu de rejeté suivie d'une carte thématique.

### **VI.2.1. Pollution industrielle**

L'industrie est notamment concentrée dans les plaines du Haut et du Moyen Chélif autour des communes de Khemis Miliana, Ain Defla, El Attaf, Chlef et Oued Sly. Les unités industrielles sont alimentées par des forages, puits et des réseaux urbains (AEP).

Après une première sélection des unités industrielles enquêtées, nous avons 97 unités qui présentent un risque potentiel de pollution important des ressources en eau, soit une charge polluante totale de l'ordre de 14566896 Eq.hab (Tableau 31).

Tableau 31 : Charge polluante en Eqh des rejets industriels.

La plaine	Commune	Nom de l'unité	Branche d'activité	Charge polluante (Eq.hab)	Volume rejeté (m <sup>3</sup> /an)	Lieu de rejet	
Haut Chélif (plaine de Khemis)	Arib	Laiterie ORLAC ARIB	Agro-alimentaire	80640	293825	O. Chélif	
	Bir outed Khelifa	Laiterie EURL Ouanis	Agro-alimentaire	382200	730	O. Chélif	
	Djelida	Carrelage Granito	Matériaux de construction	575	1825	O. Harraza	
		AGGLO-BETON	Matériaux de construction	7500	183	O. Chélif	
		Carrière EURL Sidi Abderrahmane	Matériaux de construction	480	-	Atmosphérique	
		EPLA	Matériaux de construction	7500	-	R. urbain	
		UECMC	Matériaux de construction	7500	230	R. urbain	
		UPCMC (Boumedienne Karim)	Matériaux de construction	300	37	R. urbain	
	Khemis Miliana	Entreprise des Produit Rouges	Matériaux de construction	5025	5475	O. Botane	
		LION D'OR	Matériaux de construction	720000	-	R. urbain	
		NADA carrelage	Matériaux de construction	1225	-	-	
		NAFTAL	Chimie, parachimie pétrole	20	-	O. Botane	
		OURN/SPRK/ EPRC	Matériaux de construction	4575	-	-	
		S.N.T.R	Mécanique et maintenance	163	364	O. Botane	
		S.N.T.V.	Mécanique des fluides	163	548	O. Botane	
		S.N.V.I	Chimie, parachimie pétrole	163	197	O. Botane	
		SOTRAMET	Matériaux de construction	163	548	O. Botane	
		Sidi Lakhdar	GAC ORAC UAB Ex ONAB	Agro-alimentaire	159	183	O. Rihan
	Huilerie Bedraoui Ahmed		Agro-alimentaire	25000	-	-	
	Huilerie NAGAZI Yamine		Agro-alimentaire	35000	-	-	
	SORA Sucre Ex Enasucré		Agro-alimentaire	945	1200	O. Rihane	
	Ain-Defla	BATIGEC	construction	7500	400	R. urbain	
		Naftal	Chimie, parachimie pétrole	20	1022	O. Chélif	
		Carrière METAYE	Matériaux de construction	280	-	-	
		CMCD Complexe de Matériaux de construction du Dahra	Matériaux de construction	2925	-	-	
		Moulin SIM (Semoulerie de la Metidja)	Agro-alimentaire	77	1825	Fosse Septique	
		ONEX	-	20	-	-	
		Batimetal	Construction	7500	1825	Oued Chélif	
		SOTRAMET	Construction	163	1095	Oued Chélif	
		Rouïma	FERPHOS	Matériaux de construction	1400	-	-
			Carreau-Granito	Matériaux de construction	1225	5475	O. Rihane
	El Attaf	Carrière ABROUSSE	Matériaux de construction	440	-	-	
		Carrière ALGRAN Ex ENOF	Matériaux de construction	4760	-	-	
		AGGLO-BETON	Matériaux de construction	7500	730	O. Chélif	
		Carrière ETROA (NETRO)	Matériaux de construction	1400	-	-	
		Carrière Si-Cherif SPA	Matériaux de construction	240	-	-	
		Semoulerie DAHRA	-	675	-	-	
	El Abadia	Chélifienne	limonadière	71280	183	R. urbain	
	Oued Fodda	E.N.O.F.	Industrie manufacturière	1800	/	/	
HYDRO- CANAL		Matériaux de construction	7500	10950	O. Fodda		
Kerrabi AEK		-	50	/	/		
Kerrabi Rabie		-	50	/	/		
Omerani Djillali		-	75	/	/		
ONA MARBRE		-	2320	/	/		
TRANS CANAL (Kaibous Bouhayek)		Matériaux de construction	7500	14600	O.Fodda		
Chettia	Allou Aida Epouse Benaouda	limonadière	150	-	-		
	Laiterie Ahmed Amine (Djelloul Boudjeltia Djamel)	Agro-alimentaire	51100	-	-		
	Limonaderie Firmia (SNC Tadjer Frères)	limonadière	33120	850	O. Chélif		
	Limonaderie Hacene Saida AEK	limonadière	6570	600	O. Chélif		
	Limonaderie Saadoun Sid Ali	limonadière	3326	-	-		
	SARL EMB (LADJERAF)	limonadière	675	-	-		
Oum Drou	Belhachemi Ali	Industrie Manufacturière	175	-	- O. Chélif		
	Talbi Mohamed Abdouh	Industrie Manufacturière	50	-	O. Chélif		

	Chlef	Bendjelloul Hassane	Industrie Manufacturière	7500	-	O. Chélif
		Benkhalfa Noureddine	Industrie Manufacturière	100	85	O. Chélif
		Bouarif Hocine	Industrie Manufacturière	25	-	O. Chélif
		Brahim Mazari AEK	Industrie Manufacturière	25	-	-
		Branci Hocine	Industrie Manufacturière	7500	-	-
		Conserverie ENAJUC (Filiale Telloise)	Agro-alimentaire	11616000	14600	O. Chélif
		Houari Brahim	Industrie Manufacturière	100	-	-
		Houari Mâamar	Industrie Manufacturière	50	-	-
		L.AGRO CASTEL (Aouak Saad)	limonadière	356400	-	O. Chélif
		L.Asnamia (Rebbah AEK)	limonadière	15008	720	O. Chélif
		L.ATALJUS (Bensada Fethi)	limonadière	16	-	O. Chélif
		L.Cherchar (Cherchar Zine Eddine)	limonadière	38	-	O. Chélif
		L.El Assala (Dekkiche Benaïssa)	limonadière	30413	365	O. Chélif
		L.El Mounaouara (Larbi Bouamrane Ahmed)	limonadière	71280	-	O. Chélif
		L.Ouarsenis (Benali Amar)	limonadière	1200	800	O. Chélif
		L.Ouled Med (Sadouki El Hadj)	limonadière	750	-	O. Chélif
		L.SAFA frères Hamidi	limonadière	71280	530	O. Chélif
		L.SARL GENIAL	limonadière	71280	1300	O. Chélif
		L.Thomson Royal (Moussaoui Houari)	limonadière	1080	-	O. Chélif
		L.SARL Olympic (Ali Hadji Miloud)	limonadière	22500	-	O. Chélif
		Mellah Abdellah	Industrie Manufacturière	125	-	O. Chélif
		M'hamedi Mâamar	Industrie Manufacturière	100	-	O. Chélif
		Tahri de tournage (Tahri Mustapha)	Industrie Manufacturière	163	-	O. Chélif
		Tegger Ghali	Industrie Manufacturière	75	-	O. Chélif
		Dilmi Bouras Ahmed	Industrie Manufacturière	25	-	O. Chélif
		Oued Sly	Amour AEK	Industrie Manufacturière	25	-
	BENKHRIS		Industrie Manufacturière	7500	-	-
	CCB/RAHMOUN		Industrie Manufacturière	5450	-	O. Sly
	CCM/RAHMOUN		Industrie Manufacturière	2050	-	O. Sly
	ECDE		Matériaux de construction	2700	113150	O. Chélif
	EURL/RAHMOUN		Industrie Manufacturière	7500	-	O. Sly
	GPL/NAFTA		Industrie Manufacturière	20	100	O. Chélif
	GSG/RAHMOUN		Industrie Manufacturière	7500	-	O. Sly
	NOVER		Matériaux de construction	720000	446760	O. Chélif
	SNVI		Matériaux de construction	163	-	-
	SONELGAZ		Matériaux de construction	163	-	-
TECHNOBETON	Matériaux de construction		1230	1200	O. Sly	
COSIDER	Matériaux de construction	7500	-	-		
Ouled Fares	Attar Mâamar	Industrie Manufacturière	50	-	-	
	L. EL FERSIA	Limonadière	28512	700	O. Mellakou	
	L.MEGDA LINA (Kaddour Rihoum Mohammed)	Limonadière	1663	-	-	
	Moulin Tahar Henni Miloud	Agro-alimentaire	675	-	-	

Source : DMI Ain Defla et Chlef

La carte thématique (Figure 139) montre que les activités industrielles sont implantées dans les plaines du Haut et du Moyen Chélif autour des grandes agglomérations (Khemis Miliana, Chlef et Oued Sly).

L'activité la plus fréquente est l'agro-alimentaire, qui génère une grande charge polluante (12191796 Eq.hab), suivie par les activités de la fabrication industrielle (Industrie manufacturière, Construction), avec une charge polluante de 1564975 Eq.hab. La charge polluante des autres activités est insignifiante. Ces eaux industrielles usées sont très polluées et chargées par des acides organiques, les sulfates, les métaux lourds, les résidus de ciment, la matière plastique, l'huile brûlée, gaz, ..., etc. Ces polluants peuvent rejoindre la nappe par les oueds ou à travers les sols.

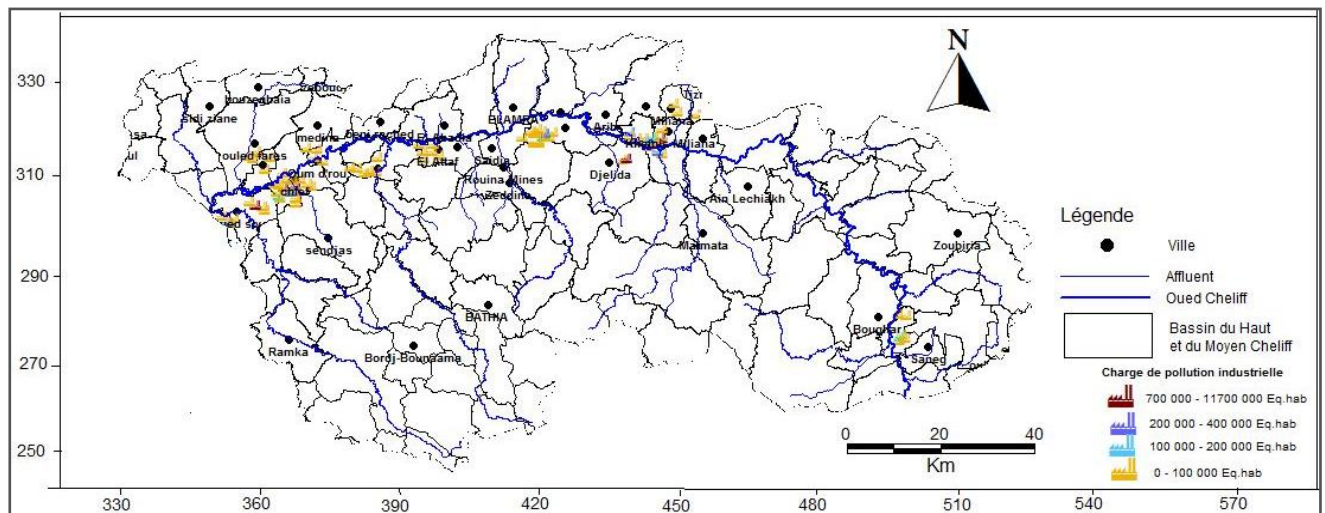


Figure 139 : Charge de pollution industrielle dans l'aire de l'étude. (Source : ABH-CZ, 2009).

### VI.2.2. Pollution domestique

Actuellement les services d'APC et de DREW, font des efforts pour le raccordement des rejets des différentes agglomérations, telle que Khemis miliana, Ain Defla, El Attaf, Oued Fodda, Chlef, Chattia, Oued Sly et Boukadir pour les traiter dans une station d'épuration avant de les rejeter dans les cours d'eau. La charge polluante des rejets domestiques est calculée en fonction de la population ; sachant que : 1 habitant = 1 Eq.hab

Le contenu polluant peut être estimé pour une personne utilisant en moyenne 100 à 200 l/j d'eau à :

- 60 à 90 g matières en suspension.
- 50 à 70 g matières organiques.
- 10 à 20 g de matières azotées

L'estimation de l'azote organique produit par les eaux usées domestique qui rejeté dans oued Chéouiff, elle est basée sur le volume d'eaux usées domestiques des populations non raccordées à la collective épuration (Tableau 32).

Les plaines du Haut et du Moyen Chéouiff compte 29 agglomérations génèrent une pollution ménagère de 817227 Eq.hab, soit une quantité d'azote totale rejetée de 2982,9 T/an dont les villes de El Khemis Miliana, Ain Defla, El Attaf, Chettaia et Chlef qui présentent le taux le plus élevé (estimé à 53 % de la totalité).

La totalité des eaux domestiques des plaines du Haut et du Moyen Chéouiff raccordées au réseau d'assainissement sont rejetées dans l'oued Chéouiff et ses affluents sans contrôle avec deux stations d'épuration : d'Ain Defla et Chlef. Celles qui ne sont pas raccordées au réseau d'assainissement sont rejetées dans des fosses sceptiques individuelles ou collectives sans épuration toujours (Figure 140).

Tableau 32 : Charge polluante en Eq.hab et la quantités d'azote organique produite par les rejets domestiques.

Wilaya	Commune	Charge polluante en 2012 (Eqh)	Dotation l/j/hab	Quantité N organique produit par les eaux domestiques (T/an)	Taux de raccordement (%)	Lieu de rejet
Ain Defla	Khemis Miliana	92054	161	336,0	98	O. Boutene
	Arib	15657	168	57,1	56	O. Chéouiff
	Djelida	9844	386	35,9	51	O. Harreza
	Djendel	24006	197	87,6	56	O. Chéouiff
	Ain Lechiakh	10075	215	36,8	86	O. Talbent
	Bir Ouled Khelifa	8314	143	30,3	53	O. Massine
	Ain Soltane	11862	351	43,3	68	Chaaba
Bordj .E. Khaled	4620	196	16,9	67	O. Massine	



	Sidi Lakhdar	17412	217	63,6	100	O. Rehane
	Ain Defla	54260	101	198,0	81	O. Chélif
	El Amra	24196	153	88,3	100	O. Aissa
	Bourached	7208	74	26,3	40	Chaaba
	El Attaf	53706	129	196,0	90	O. Chélif
	El Abadia	28523	142	104,1	100	O.Boukali
	Rouina	13938	161	50,9	100	O. Chélif
	Zeddine	7264	79	26,5	100	O.Zeddine
	Mekhatria	10653	84	38,9	80	O. Chélif
	Aïn Bouyahia	10168	84	37,1	100	Chaaba
	Tiberkanine	7195	186	26,3	100	O.Boutouil
Chlef	Oued Fodda	36801	107	134,3	100	O.Fodda
	El Karimia	20859	35	76,1	95	O.Fodda
	Chlef	161184	157	588,3	100	O. Chélif
	Sobha	11122	205	40,6	100	O. Chélif+ O.Ras
	Ouled Fares	21546	55	78,6	90	O. Chélif
	Boukadir	29694	239	108,4	100	O. Chélif + O.Taflout
	Ouled Abbes	6894	174	25,2	90	O. Chélif
	Oued Sly	35878	198	131,0	98	O. Chélif
	Chettia	66932	122	244,3	92	O. Chélif
Oum Drou	15362	164	56,1	98	O. Chélif	
<b>Total</b>	<b>817227</b>	<b>4683</b>	<b>2982,9</b>	<b>/</b>	<b>/</b>	<b>/</b>

(Source : Direction de l'environnement d'Ain Defla et Chlef)

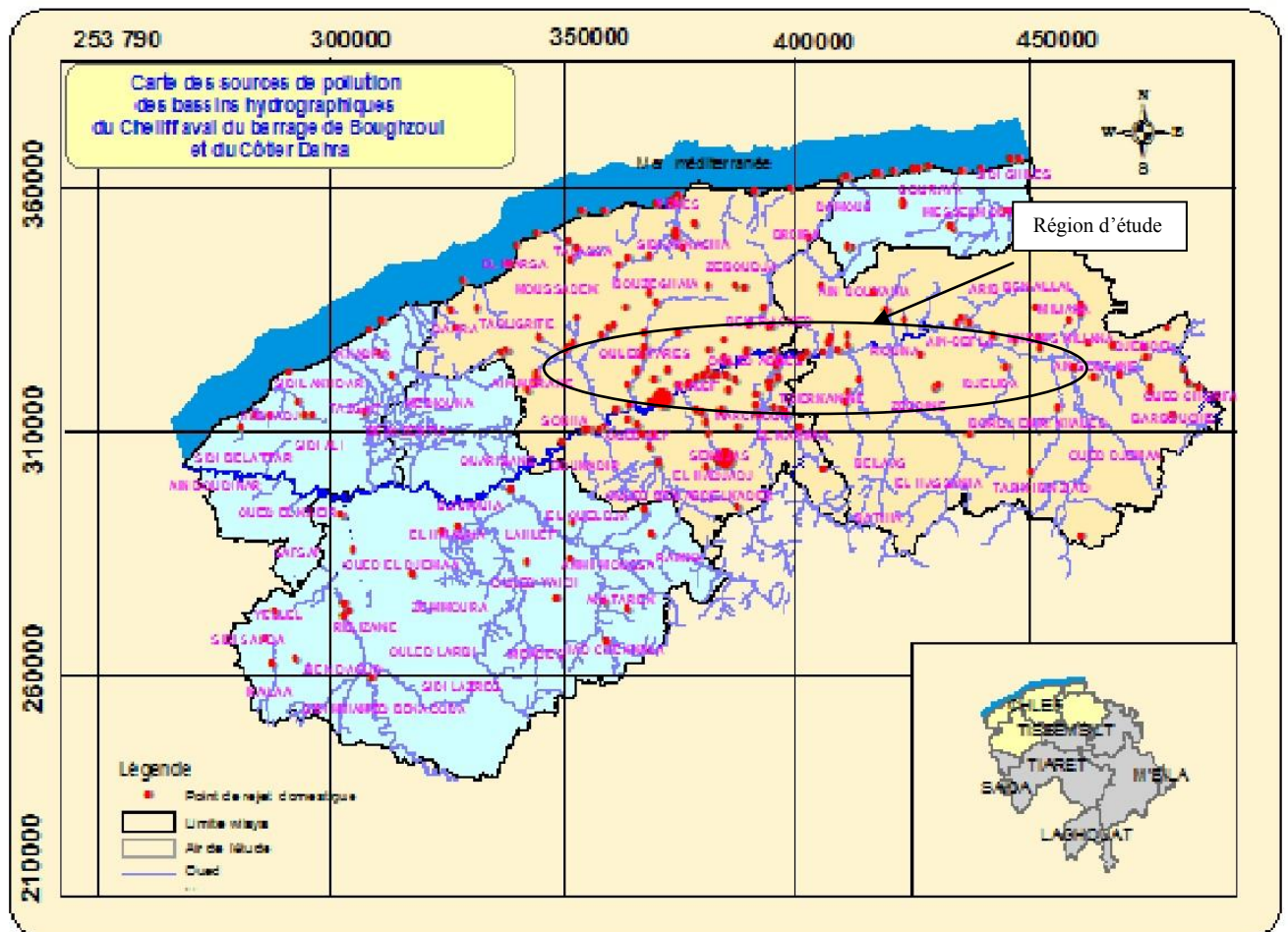


Figure 140: Localisation des points des rejets domestiques de la région d'étude. (Source ABH.CZ 2009).

La comparaison entre les cartes de l'évolution des teneurs en chlorures, nitrates et la carte de répartition la charge polluante des eaux domestiques sont assez semblables. Les eaux usées rejetées à l'état brut directement ou par affluent dans l'oued Chélif augmentant ainsi le taux de chlorure.

### VI.2.3. Pollution des décharges publiques.

La pollution, sous ses diverses formes, constitue le facteur déterminant dans la préservation de la ressource en eau. L'application des techniques de traitement se trouve confrontée au facteur coût souvent trop onéreux. Il n'y a pas meilleur moyen que la prévention.

Une quantité importante de déchets solides est déposée quotidiennement dans les 24 décharges publiques inventoriées dans cette l'aire. Celle-ci est de 616.18 T/j (Tableau 33) et deux centre d'enfouissement technique (C.E.T) dans la commune d'Ain Defla et Chleff (destinée en particulier pour les déchets solides urbains de la ville d'Ain Defla et Chleff), permet de dire que ces décharges publiques constituent un indicateur de la pollution urbaine, car les fortes concentrations sont liées aux points de décharge des déchets solides.

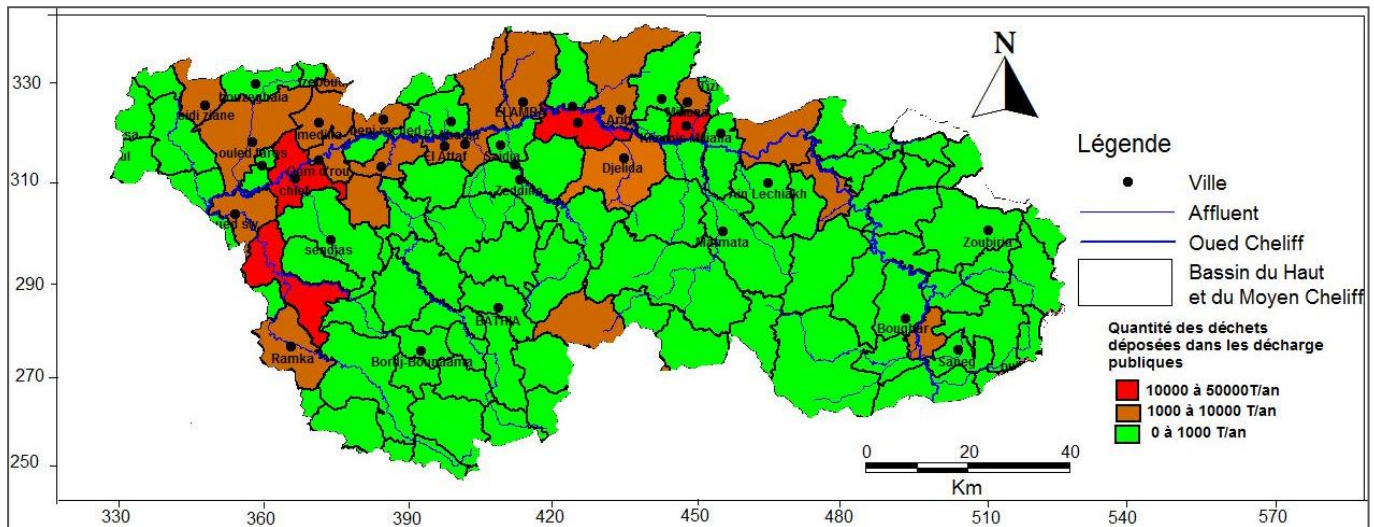
**Tableau 33:** Quantité des déchets déposés dans les décharges publiques.

Wilaya	Commune	Décharge	Quantité de déchet (T/J)
Aïn Defla	Khemis Miliana	Oued Rihane (A 7 Km du centre ville)	80
	Arib	Oued Salem (A 2 Km du centre ville)	7,5
	Djelida	Ghoualem (A 3 Km du centre ville)	12
	Djendel	Ouled El Abbas (A3 Km du centre ville)	8
	Ain Lechiakh	Oued Messine (A 1 Km du centre ville)	2
	Bir Ould Khelifa	Oued Massine	9
	Bordj Emir Khaled	Bouizef	2,6
	Ain-Defla	Ain Defla (A 1km de Ain Defla)	40
	El Amra	Oued El Khemis (A 3 Km du centre ville)	20
	El Attaf	Ouled Moussa (A 3 Km du centre ville)	15
	Mekhatria	Mekhatria (A 2 Km du centre ville)	2,5
	Ain Bouyahia	Ain Bouyahia (A 1,5 Km de la ville)	11
	Zeddine	Zeddine	09
El Chlef	El Karimia	Oued El Karimia	24,75
	Harchoun	Oued Harchoun	10,93
	Oued Fodda	Ain El Hamra	35,73
	Chlef	CET (Hay Meknasa)	107,45
	Sobha	Sobha	28,29
	Ouled Fares	Ouled Fares	29,69
	Boukadir	Boukadir	41,13
	Ouled Abbes	Ain El Hamra	7,24
	Oued Sly	Oued Sly	40,43
	Chettia	Hay Chegga	59,21
	Oum Drou	Oum Drou	12,73
<b>Total</b>			<b>616,18</b>

(Source : Directions de l'environnement d'Ain Defla et Chlef)

Le nombre de sites de décharges est relativement faible et la quantité des déchets assez moyennes mais les risques de pollution existent car ces substances sont chargées en fortes concentrations de matières organiques, et de matières minérales associées directement avec les eaux de ruissellement qui sont déversés directement dans les égouts communaux sans traitement en raison de l'absence de systèmes d'épuration.

Tous ces produits polluants constituent une véritable source de détérioration d'une part de la qualité du sol, et d'autre part des ressources en eau et des écosystèmes.



**Figure 141:** Quantité des déchets ménagers par commune. (Source ABH. CZ 2009).

### VI.2.4. Décharges hospitalières

La charge polluante est exprimée en fonction du nombre de lits dans les différentes structures hospitalières comme suit :

Type	Unité de mesure	Coefficient de la charge polluante (Eq hab)
Hôpitaux	Lit	1,5

L'aire de l'étude compte 08 hôpitaux et des plusieurs polyclinique Les déchets hospitaliers sont constitués par les déchets d'activités de soins à risque infectieux (DASRI), déchets à risque assimilables aux ordures ménagères (DAOM) et les déchets à risque toxique ou chimique DRTC. Leur élimination par incinération semble maîtrisée, d'après les informations fournies par les services de santé.

Puisque la charge polluante est calculée en fonction de la capacité d'accueil de chaque structure sanitaire existant dans la zone d'étude, on constate que la charge polluante générée par les décharges hospitalières dans les plaines du Haut et du Moyen Chéiff est insignifiante (787.5 Eq hab). Du fait de l'existence d'un secteur sanitaire important (hôpital).

### VI.3. Activité agricole

Les pratiques agricoles constituent les principales sources de pollution des eaux souterraines par les nitrates par une utilisation irrationnelle d'engrais minéraux de type azoté pour augmenter les rendements des cultures.

Dans les conditions normales, l'azote de l'air minéralisé par les micro-organismes du sol retourne dans l'atmosphère mais les activités agricoles secouent cet équilibre avec la fertilisation azotée.

La céréaliculture et les fourrages constituent la principale activité agricole dans la région, suivie des cultures maraichères, de la viticulture et l'arboriculture et les terres au repos. La production animale dans ces communes est essentiellement aviaire puis ovine, bovine et caprine.

#### VI.3.1. Irrigation avec les eaux épurées

L'utilisation des eaux épurées présente des risques de pollution. Ceci est du fait que les stations d'épuration soient réalisées avec le système d'épuration primaire et secondaire qui vise à éliminer uniquement les matières organique par le traitement biologique.

Il est à préciser que la mise en place de stations d'épuration des eaux usées (STEP) a pour finalité première la protection du milieu naturel et notamment les ressources en eau contre les effets nuisibles de la pollution générée par ces eaux usées. Les eaux épurées de la station sont destinées pour l'irrigation, arrosage des espaces verts, nettoyage des rues, rechargement de nappes.

La région du Haut et du Moyen Chélif compte actuellement deux STEP récemment mises en service est la station de Ain Defla et Chlef. Sa capacité globale de traitement est de 325 000 éq/hab (Ain Defla : 75000 éq/hab et Chlef : 250000 éq/hab), avec un débit épuré de 48000 m<sup>3</sup>/j (Ain Defla : 12000 m<sup>3</sup>/j et Chlef : 36000 m<sup>3</sup>/j), soit 17,52 Hm<sup>3</sup>/an (Ain Defla : 4,38 Hm<sup>3</sup>/an et Chlef : 13,14 Hm<sup>3</sup>/an). Le lieu de rejet de ces stations est l'Oued Chélif.

### VI.3.2. Irrigation avec les eaux salées

L'utilisation des eaux salées pour l'irrigation présente des risques de salinisation d'origine chimique à la foi pour le sol et les eaux souterraines. Les principales sources de salinisation sont les sels solubles, l'effet de ce problème est plus apparait dans la zone d'El Attaf et près El Abadia.

### VI.3.3. Rejets d'élevages

Les rejets de l'élevage d'animaux sont utilisés par les agricultures comme fertilisants. Sous l'effet pluviométrique, les eaux s'infiltrant dans la nappe souterraine enrichies en dérivés azotés est constituent un risque de pollution.

Le calcul des apports d'azote d'origine animal dans les plaines du Haut et du Moyen Chélif est basé sur les expériences faite en Borissova en 1987 et la recherche bibliographique montrant que :

La dotation moyenne journalière en eau pour les cheptels est 1 l/j/Tête pour les poules pondeuses ou poules chaires, 3 l/j/Tête pour les ovins ou caprins et 60 l/j/Tête pour bovins.

La quantité du fumier (Tonne) par bétail par an tel que 1 tonne de fumier du bétail contient 5 kg d'azote est 8-9 T/an/Tête pour les bovins et 0,8-0,9 T/an/Tête pour les ovins et les caprins.

La quantité annuelle des fientes de volailles (Kg) : 5 kg par tete, tel que 1 Tonne de fientes contient 16 kg d'azote Pour l'élevage d'animaux, la charge polluante est calculée en fonction du nombre de têtes de bétail ou de volailles, comme il est indiqué ci-dessous.

Type d'animaux	Unité de mesure	Coefficient de la charge polluante (Eq hab)
Volailles	1000 têtes	300
Petit bétail	1 tête de bétail	3
Gros bétail	1 tête de bétail	8

On remarque que l'élevage est concentré dans les plaines du Haut et du Moyen Chélif avec une charge polluante de plus 337905,25 Eq/hab et 610,82 T/an quantité d'azote produit (Tableau 34).

**Tableau 34:** Charge polluante en Eq/hab et la quantité d'azote produit par l'élevage d'animaux.

Wilaya	Commune	Type	Capacité (Têtes)	Dotation moyenne (m <sup>3</sup> /an)	Quantité du fumier (tonne/an)	Quantité d'azote produit (tonne/an)	Charge polluante (Eqh)
Ain Defla	Khemis Miliana	Gros Bétail	249	5453,1	1992	9,96	1992
		Volailles	7000	2555	35	0,56	1050
	Arib	Gros Bétail	64	1401,6	512	2,56	512
		Djelida	Gros Bétail	1297	28404,3	10376	51,88
	Djelida	Volailles	31730	11581,45	158,65	2,53	4759,5
		Djendel	Gros Bétail	930	20367	7440	37,2
	Volailles		64060	23381,9	320,3	5,12	9609
	Ain Lechiakh	Gros Bétail	158	3460,2	1264	6,32	1264
		Volailles	44000	16060	220	3,52	660
	Bir Ouled	Gros Bétail	819	17936,1	6552	32,76	6552

	Khelifa	Volailles	6200	2263	31	0,49	930
	Ain Soltane	Gros Bétail	1254	27462,6	10032	50,16	10032
		Volailles	34700	12665,5	173,5	2,77	5205
	Sidi Lakhdar	Gros Bétail	293	6416,7	2344	11,72	2344
		Volailles	6800	2482	34	0,54	1020
	Ain Defla	Gros Bétail	604	13227,6	4832	24,16	4832
		Volailles	69700	25440,5	348,5	5,57	10455
	Bourached	Gros Bétail	710	15549	5680	28,4	5682
		Volailles	1400	511	7	0,11	420
	El Amra	Gros Bétail	545	11935,5	4360	21,8	4360
		Volailles	5500	2007,5	27,5	0,44	825
	El Atta	Gros Bétail	455	9964,5	3640	18,2	3640
	El Abadia	Gros Bétail	233	5102,7	1864	9,32	1864
		Volailles	6700	2445,5	33,5	0,53	1005
	Rouina	Gros Bétail	166	3635,4	1328	6,64	1328
	Mékhatria	Gros Bétail	226	4949,4	1808	9,04	1808
		Volailles	3600	1314	18	0,28	540
	Ain Bouyahia	Gros Bétail	13	284,7	104	0,52	104
	Oued Fodda	Gros Bétail	82	1795,8	656	3,28	656
		Volailles	48300	17629,5	241,5	3,86	7245
Chlef	Gros Bétail	512	11212,8	4096	20,48	4096	
	Petit Bétail	4266	4671,27	3412,8	17,064	12798	
	Volailles	569735	207953,275	2848,675	45,57	85460,25	
El Karimia	Volailles	6900	2518,5	34,5	0,55	1035	
Sobha	Gros Bétail	28	613,2	224	1,12	224	
	Volailles	12950	4726,75	64,75	1,03	1942,50	
Ouled Fares	Gros Bétail	1160	25404	9280	46,4	9280	
	Petit Bétail	8644	9465,18	6915,2	34,57	25932	
	Volailles	55300	20184,5	276,5	4,42	8295	
Boukadir	Gros Bétail	163	3569,7	1304	6,52	1304	
	Volailles	69350	25312,75	346,75	5,54	10402,50	
Ouled Abbes	Volailles	134470	49081,55	672,35	10,75	20170,50	
Oued Sly	Gros Bétail	97	2124,3	776	3,88	776	
	Volailles	82860	30243,9	414,3	6,62	12429	
Chettia	Gros Bétail	900	19710	7200	36	7200	
	Petit Bétail	995	1089,525	796	3,98	2985	
	Volailles	85000	31025	425	6,8	12750	
Oum Drou	Gros Bétail	164	3591,6	1312	6,56	1312	
	Petit Bétail	535	585,825	428	2,14	1605	
	Volailles	62660	22870,9	313,3	5,01	9399	
<b>Total</b>	<b>Gros Bétail</b>	<b>11122</b>	<b>243571,8</b>	<b>88976</b>	<b>444,88</b>	<b>88978</b>	
	<b>Volailles</b>	<b>1408915</b>	<b>514253,95</b>	<b>7044,57</b>	<b>108,19</b>	<b>205607,25</b>	
	<b>Petit Bétail</b>	<b>14440</b>	<b>15811,8</b>	<b>11552</b>	<b>57,75</b>	<b>43320</b>	

La carte suivante présente la thématique de la charge polluante d'élevage dans le bassin du Haut et du Moyen Chélif (Figure142).

Le rejet de l'élevage d'animaux est important dans les plaines du Haut et du Moyen Chélif, d'où le risque élevé de pollution des eaux souterraines de la nappe. En conséquence, l'action des surdosages des irrigations et de l'azote fourni par des tonnes/hectare de fumier et lisier épandues sur le sol conduit à des incidences de fortes concentrations en nitrates à l'intérieur des sols favorisant le lessivage vers les profondeurs des sols.



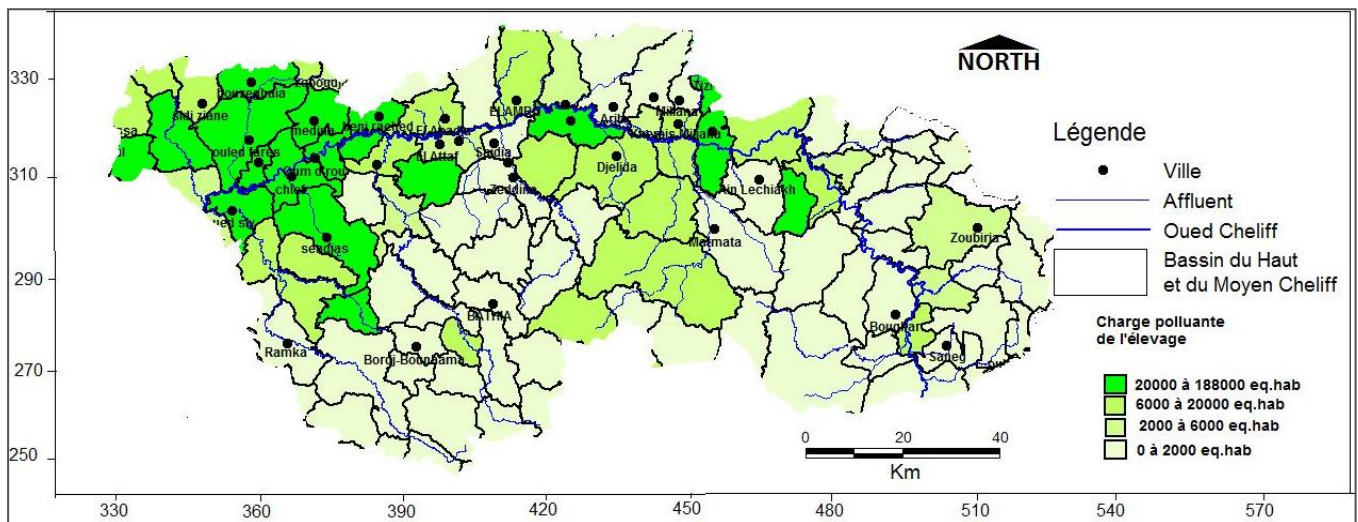


Figure 142: Charge polluante de l'élevage par commune (Source: ABH-CZ, 2009).

### VI.3.4. L'utilisation des engrais

La région du Haut et du Moyen Chélif a connu durant ces dernières années une certaine expansion économique et particulièrement agricole après l'application du Programme National de Développement de l'Agriculture (PNDA) en 2000 et celui du Fonds National pour la Régulation du Développement Agricole (FNRDA) en 2001. Ceci a augmenté la demande en eau, d'une part, et, d'autre part, il a exposé les ressources en eau à différentes pollutions résultant notamment de l'activité agricole.

L'usage de plus en plus généralisé d'engrais pose actuellement un grave problème de pollution agricole. Il est notamment induit par les activités agricoles par l'épandage des fertilisants chimiques, en particulier les engrais azotés et les phosphates qui ont pour conséquence un enrichissement des sols et des eaux en nitrates et en phosphates.

Les engrais chimiques sont utilisés dans l'agriculture afin d'améliorer la production, l'évaluation des quantités d'azote d'origine chimique importée sur l'exploitation est pratiquement impossible à l'échelle de la vallée du Haut et du Moyen Chélif.

Les engrais azotés sont des produits minéraux apportés au sol pour fournir les quantités suffisantes d'azote et d'autres éléments nutritifs aux plantes et ce pour rentabiliser la récolte. Les doses d'engrais recommandées dépendent de la pluviosité, du type de culture et de la nature du sol. Les enquêtes faites sur terrains auprès des agriculteurs (OPIC, DSA Ain Defla et Chlef) indiquent que le type d'engrais utilisé dans les périmètres du Haut et du Moyen Chélif est d'engrais minéraux riches en azote surtout l'urée 46 % et N.P.K (15.15.15).

L'urée 46 % et N.P.K (15.15.15) sont des produits de fabrication locale très utilisés par les agriculteurs de la région. Ceci est dû à son efficacité, sa disponibilité et son prix accessible, il est utilisé pour le maraichage, l'arboriculture et les céréales avec une dose de 1 à 15 Qx/Ha pour NPK et 1 à 3 Qx/Ha pour urée 46%. La figure 143 montre que la distribution des quantités des engrais NPK et Urée 46 % dans l'espace est liée aux activités agricoles qui se développent sur surface. Les agriculteurs les plus utilisant l'engrais Urée 46 % se situent dans la région amont des plaines du Haut et du Moyen Chélif Oriental (les communes Ain Soltane, Djendale, Bir Ouled Khalif, El Amra, El Makhatria et Ain Defla) et dans les plus parts des communes de la plaine du Moyen Chélif Occidental.

La comparaison de la carte de l'évolution des concentrations en nitrate (Chapitre 04) et la distribution des quantités des engrais montre que seulement 40 % des points présentent des valeurs supérieures à la norme algérienne fixée à 50 mg/l, les plus fortes concentrations se trouvent à l'amont du Haut et du Moyen



Chélif (prés de Djendel et Ain Defla) et au Nord-Ouest de la plaine de Khemis et le centre de la plaine d'El-Abadia et dans la région de Chlef (avec quelque plage supérieure à 100 mg/l).

Une bonne corrélation semble exister entre les cartes de répartition des nitrates, sulfates et la carte de répartition la quantité des engrais NPK et Urée 46 %, ce qui indique la présence d'une relation entre les teneurs en nitrates dans les eaux souterraines et la quantité des engrais utilisées. Il atteste de leur origine anthropique liée principalement à l'utilisation des engrais azotés. Le niveau actuel de la pollution nitrique des eaux souterraines dans les plaines du Haut et Moyen Chélif commence à devenir critique. Les zones dont les teneurs en nitrates des eaux souterraines dépassent 100 mg/l sont localisées dans les régions de Djendel, Ain Defla et Chlef. La partie Nord du Haut et du Moyen Chélif (Khemis Meliana et El-Abadia) reste, en général, la moins polluée.

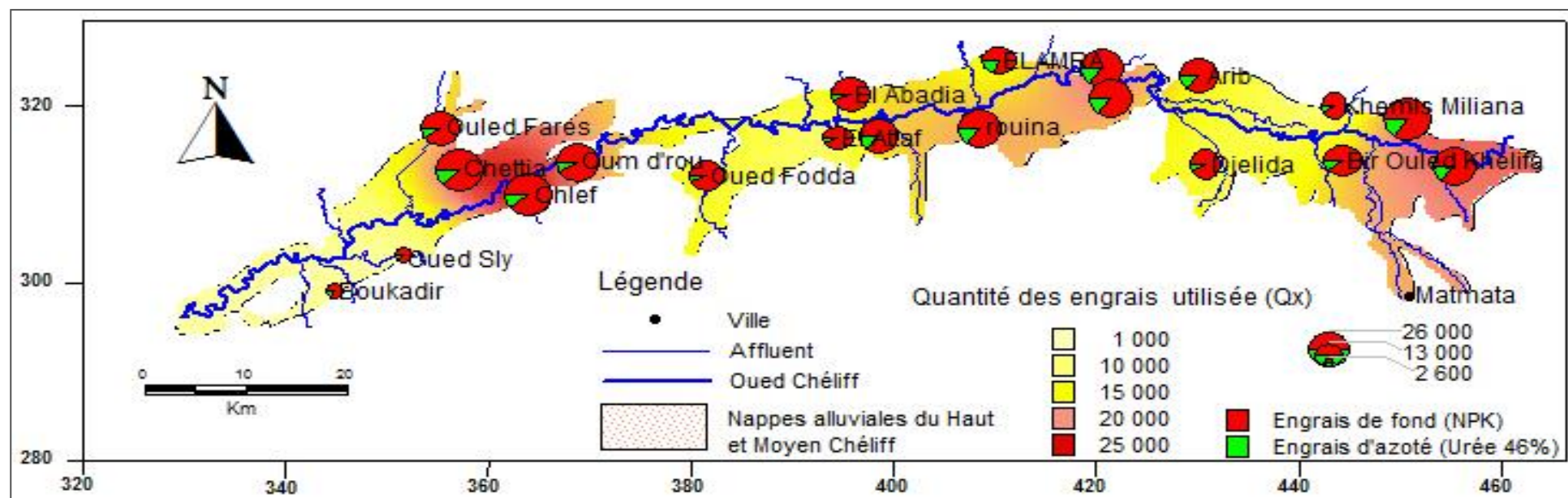


Figure 143 : Répartition de la quantité des engrais NPK et les Urées 46 % par commune dans la vallée du Haut et du Moyen Chéouiff pour la campagne 2016/2017.

## VI.4. Qualité chimique des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif

La qualité de l'eau peut être décrite de plusieurs façons. Le plus souvent sont des mesures quantitatives utilisées (paramètres physico-chimiques, biochimiques et tests biologiques) ou une description quantitative-qualitative (par exemple, aspect visuel, l'odeur et le goût de l'eau).

### VI.4.1. Utilisation des eaux souterraines pour l'AEP

L'eau des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif est utilisée pour l'alimentation en eau potable des habitants de la région.

#### VI.4.1. 1. Normes de potabilité selon les concentrations des éléments chimiques majeurs

Pour contrôler la qualité de cette eau, nous avons comparé les résultats des analyses physico-chimiques aux normes recommandées par l'organisation mondiale de la santé (OMS, 2008). Les eaux destinées à la consommation humaine doivent être dépourvues de tout agent polluant et d'impureté. Les pourcentages des points d'eau qui présentent une concentration inférieure aux normes de potabilité pour certains éléments chimiques sont représentés dans le tableau ci-après (tableau 35).

**Tableau 35** : Pourcentage des échantillons ayant des concentrations inférieures aux normes (OMS, 2008).

Élément	Normes OMS	pourcentage des échantillons ayant des concentrations inférieures aux normes			
		2012		2017	
		Hautes eaux (%)	Basses eaux (%)	Hautes eaux (%)	Basses eaux (%)
Ca <sup>2+</sup> (mg/l)	100	22	15	25	18
Mg <sup>2+</sup> (mg/l)	50	13	11	50	31
Na <sup>+</sup> (mg/l)	150	33	46	85	23
K <sup>+</sup> (mg/l)	12	87	87	92	85
Cl <sup>-</sup> (mg/l)	250	19	14	12	21
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> (mg/l)	250	48	45	52	54
H CO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	250	21	22	42	39
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (mg/l)	50	51	49	72	58
R. Sec (mg/l)	1500	32	28	40	52
pH	6,5 < pH < 9,5	100	100	100	98

Les valeurs d'analyses physico-chimiques des échantillons pour les périodes d'observation montrent que plus 60 % des points d'eau dépassent la norme recommandée relative à la potabilité des eaux. Les mesures du pH montrent que tous les puits se trouvent dans l'intervalle de norme de potabilité pendant la période de hautes et basses eaux dans les deux années, ceci indique que les valeurs de pH sont proches des valeurs naturelles.

D'après ces résultats obtenus pour les deux périodes, la qualité des eaux des nappes alluviales est bonne dans la partie entre El Amra et El Abadia et près l'agglomération Boukaaben et Chattia (PZ5A, PZ6A, PZ7A, PZ9A, PZ10A, PZ1A, PZ5 et 105-91). Avec des résidus secs allant de 392 à 1099 mg/l.

#### VI.4.1. 2. Normes de potabilité selon le degré hydrométrique

La potabilité d'une eau peut être également évaluée par la dureté ou le titre hydrotimétrie (D.H.T) qui correspond à la somme des concentrations en calcium et en magnésium, il est exprimé en degré français et peut être calculé par la formule suivante :  $D.H.T = (rCa^{2+} + rMg^{2+}) \times 5$  (°F).....(32).

La potabilité d'une eau peut être également évaluée par la dureté ou le titre hydrotimétrie (D.H.T) à été mentionnée dans le tableau suivant :

Tableau 36 : Classification des eaux selon leurs DHT.

D.H.T (en °F)		0-7	07-14	14-22	22-32	32-54	> 54
Qualification de l'eau		Très douce	Douce	Modérément douce	Assez douce	Dure	Très dure
( % ) des échantillons	Hautes eaux 2012	0	1	0	5	18	76
	basses eaux 2012	0	0	1	4	13	82
	Hautes eaux 2017	0	2	10	8	8	72
	basses eaux 2017	4	0	6	5	12	73
Usage Domestique		Bonne Potabilité		Potabilité passable		Potabilité médiocre à mauvaise	

La dureté totale calculée pour la nappe alluviale-du Haut et du Moyen Chéiff présente une eau dure à très dur. Ces résultats montrent que les eaux souterraines de la région d'étude ont une potabilité médiocre à mauvaise.

Enfin, nous pouvons conclure que quelques puits situés seulement à proximité d'El Abadia et El Amra présentent une eau de qualité bonne à l'AEP.

#### VI.4.2. Aptitude des eaux souterraines à l'irrigation

Pour les zones semi-arides, les eaux souterraines constituent la principale source d'eau d'irrigation. La salinité peut entraîner des effets nocifs conséquents en raison de la fixation du sodium des sels de chlorures de sodium par les colloïdes du sol.

Les eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéiff sont utilisées pour l'irrigation le périmètre agricole des plaines du Haut et du Moyen Chéiff sur une surface de 27295 ha. Ces eaux souterraines sont trop chargées en chlorures et en sodium. L'accumulation de ces éléments chimiques dans les eaux sous forme des sels hydrosolubles influent sur les caractéristiques du sol ce qui aura provoqué la détérioration de la structure du sol le rendant ainsi imperméable à l'eau et à l'air, et d'autre part ils provoquent des troubles du métabolisme des plantes et du processus osmotiques de ces dernières (Todd, 1980). En effet, ces sels causent le risque de salinisation des sols. Plusieurs classifications existent pour les eaux destinées à l'irrigation, qui sont basées essentiellement sur la salinité, la conductivité électrique (CE) et le Sodium échangeable exprimé par le ratio (SAR). Parmi ces classifications celle de Wilox et la méthode de Richards. Pour les plantes qui supportent mal les sols saturés en sodium, une classification des eaux en fonction du pourcentage du sodium absorbé par l'eau (méthode de Richards) permet de bien classée les eaux en fonction de la conductivité électrique et le SAR (Sodium Adsorption Ratio) dans l'eau, qui est calculé par la formule élaborée par Gapon (1933) et après Richard (1954) défini la formule suivante :

$$S.A.R = \frac{Na^+}{\sqrt{\frac{Ca^{++} + Mg^{++}}{2}}} \dots\dots\dots (33).$$

Avec :  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ , et  $Mg^{2+}$  en méq/l.

##### VI.4.2.1. Classification des eaux selon Riverside

Le report des valeurs du SAR en fonction de la conductivité électrique sur le diagramme de Richard (Figure 144) nous a parmi de dire que les eaux souterraines de la région appartiennent à quarts classes en pour année 2012 et à trois classes pour l'année 2017. Il s'agit de C3-S1, C4-S1, C4-S2 et C4-S3.

Selon Durant (1982), ces classes sont qualifiées de la façon suivante :

- C3-S1 : Qualité moyenne à médiocre a utilisé avec précaution ; nécessite un drainage avec des doses de lessivage et/ou apport de gypse.
- C4-S1 : Eau de qualité médiocre à mauvaise, utilisée avec précaution pour les sols lourds et les plantes sensibles, l'emploi pour les sols légers et bien drainés nécessite une dose de lessivage et/ou apport de gypse.
- C4-S2 : Eau de qualité très mauvaise utilisée que pour les sols légers et bien drainés et pour les plantes résistantes avec nécessité de doses de lessivages et/ou apport de gypse.
- C4-S3 : Qualité très mauvaise a n'utilisé que pour les circonstances exceptionnelles. Eau déconseillée pour l'irrigation.

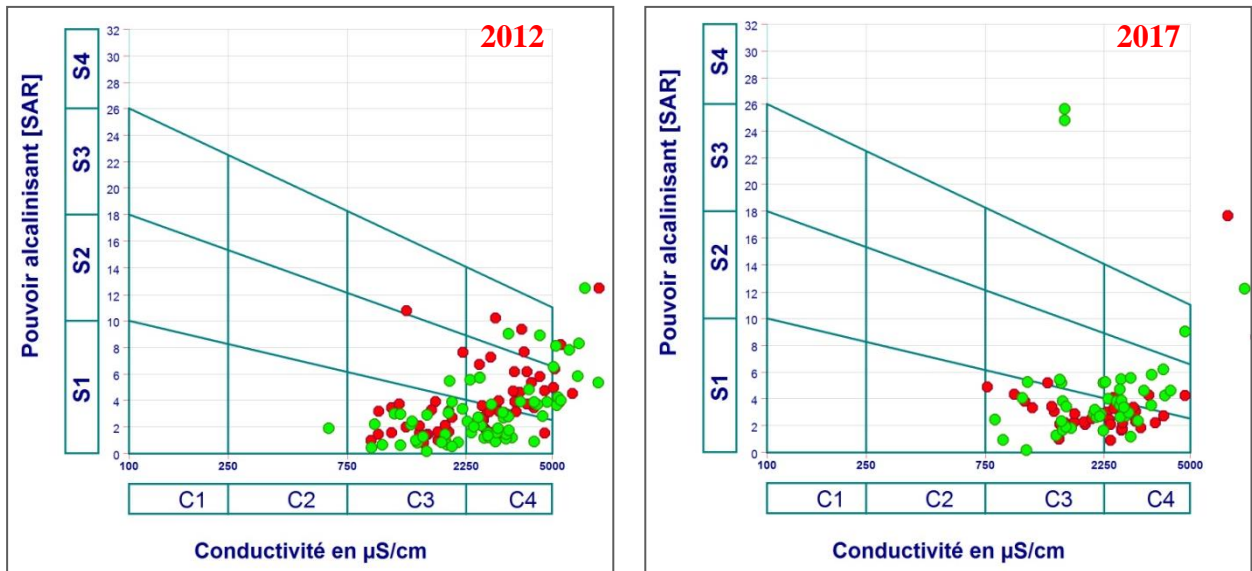


Figure 144 : Représentation sur le diagramme de RICHARDS (Riverside) des eaux des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif pour les deux années 2012 et 2017.

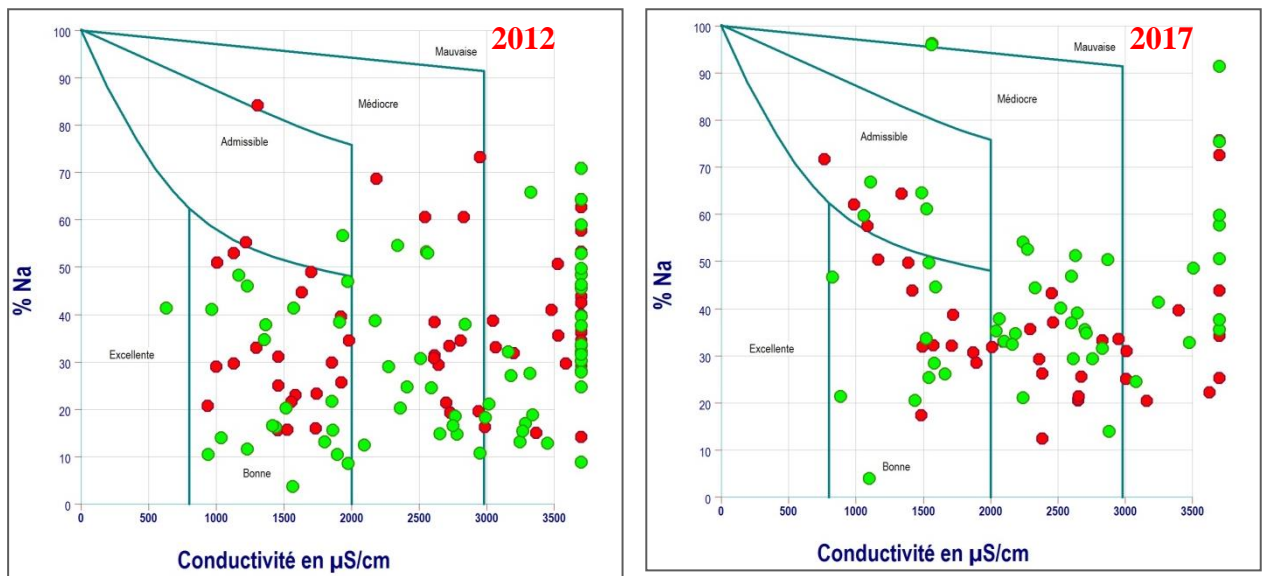
Les eaux des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif présentent, en général, les mêmes qualités pour l'irrigation au cours de toute la période d'observation. Allant près de la commune d'El Attaf qui traduit l'influence de la lithologie (s'expliquer par l'invasion d'eaux salées, d'origine profonde, par suite du rejeu de la faille NW-SE qui tronque l'extrémité est le djebel Témoulga), formations triasiques ou permo-triasiques enracinés sur le massif (IFES, 2002)). Aussi, près de la commune de Bir Ouled Khlif (oued massena) ainsi que dans la commune de Boukadir qui traduit aussi l'influence de la lithologie (la dissolution des formations évaporitiques), d'une part et l'effet de l'évaporation d'autre part (augmentation des concentrations).

#### VI.4.2.2. Classification des eaux par la méthode de Wilcox

Généralement, les plantes supportent mal les sols saturés en sodium. La classification de Wilcox fondée sur la conductivité électrique et la teneur en sodium dans l'eau exprimée en pourcentage (Gouaidia, 2008). La représentation des différents échantillons sur ce diagramme permet la caractérisation des eaux pour leur aptitude à l'irrigation (figure). Le %Na<sup>+</sup> est défini par la relation :

$$\%Na = \frac{(Na^{+}+K^{+})}{(Ca^{+2}+Mg^{+2}+Na^{+}+K^{+})} \times 100 \dots\dots\dots (34).$$

Avec : Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>+2</sup>, et Mg<sup>+2</sup> en méq/l.



**Figure 145:** Représentation sur le diagramme de Wilcox des eaux des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif pour les deux années 2012 et 2017.

Les diagrammes couvrant les deux périodes d'observation montrent que les eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif (Figure 145) et selon la classification de Wilcox appartiennent aux quartes classes : Bonne, admissible Médiocre et Mauvaise.

- La classe Bonne : Elle regroupe les eaux qui sont faiblement minéralisées. Elle se manifeste au centre et au Nord-Est de la plaine d'El Abadia-El Amra et à l'Ouest de la plaine de Khemis Meliana près de la commune d'Arrib et au Sud-Ouest de la plaine de chlef, à proximité des bordures des massif l'Ouarsenis (la dissolution des formations évaporitiques de trias anté- nappes de l'Ouarsenis) avec un pourcentage de 33 % et 25 % des points d'eau analysés en 2012 et 2017 respectivement.

- La classe Admissible : Elle regroupe les eaux plus minéralisées que celles des classes précédentes, elle se manifeste au centre, au Nord de la plaine d'El Abadia-El Amra avec un pourcentage de 10 % des points d'eau analysés dans la période basses eaux 2017.

- La classe Médiocre : Elle regroupe les eaux qui se situent à l'Est de la plaine de Khemis Meliana et à l'Ouest de la plaine de Chélif dans la commune de Boukadir. Alors que cette classe ne représente qu'un pourcentage de 40 % et 25% pour les années 2012 et 2017 respectivement des points d'eau analysés

- La classe Mauvaise : Elle regroupe les eaux qui se situent au Sud de la plaine de Khemis Meliana près de l'Oued Massin et au Nord-Est de la plaine de Chlef et près de Djebble Témoulga. Alors que cette classe ne représente qu'un pourcentage de 25 % dans les deux périodes d'observation 2012 et 2017 des points d'eau analysés tel que le puits (W84-155) et le piézomètre Pz13A. On constate que les eaux souterraines subissent une dégradation par l'effet de la lithologie sur leur qualité.

#### **VI.5. Lutte proposée contre la pollution des eaux souterraines**

Le traitement d'une eau souterraine polluée es couteux voire impossible dans certaines cas. A cet effet, la prévention est le seul moyen de lutte contre la pollution des eaux. La réalisation des périmètres de protection de ressources en eaux constituent un outil de prévention très efficace.

La définition des ces périmètres nécessite la réalisation d'études pluridisciplinaire très spécifique. Ces périmètres sont définis réglementaire autour des points d'eau de prélèvement après une étude hydrogéologique et prescrite par une déclaration d'utilité publique.



### VI.4.3.1. Calcul de l'indice de qualité des eaux souterraines (IQES)

L'indice de qualité de l'eau est calculé pour déterminer l'appropriation de l'eau à des fins de consommation.

Avec l'indice de qualité de l'eau, nous pouvons obtenir un nombre qui exprime la qualité globale de l'eau, en fonction de plusieurs paramètres de qualité (Kumar et Dua, 2009).

La méthode de calcul de l'IQES est décrite en détail par de nombreux auteurs (Pradhan et al, 2001 ; Dwivedi et Patha, 2007 ; Asadi et al, 2007 ; Saïdi et al, 2010 ; Yidana, 2010, ...).

La procédure de calcul comporte trois étapes. Dans la première étape, chacun des dix paramètres : pH, CE, Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, Ca, Mg, Na, NO<sub>3</sub> et K a été attribué par un poids (**w<sub>i</sub>**) en fonction de leurs effets perçus sur la santé humaine (Tableau 36). Le poids maximum de 5 a été attribué à des paramètres tels que la Conductivité électrique, les chlorures, les sulfates, les nitrates en raison de leur importance dans l'évaluation de la qualité de l'eau (Srinivasamoorthy et al, 2011). Les bicarbonates et le Potassium prennent le poids minimum de 1, car ils ne jouent pas un rôle significatif dans l'évaluation de la qualité de l'eau. D'autres paramètres tels que le calcium, le magnésium et le sodium ont été affectés d'un poids compris entre 2 et 5 en fonction de leur importance sur la qualité globale de l'eau de consommation (Ketata-Rokbani et al. 2011).

Dans la deuxième étape, le poids relatif (**W<sub>i</sub>**) de chaque paramètre est calculé en utilisant l'équation suivante :  $W_i = \frac{w_i}{\sum_{i=1}^n w_i}$  ..... (35)

Où **W<sub>i</sub>** est le poids relatif, **w<sub>i</sub>** est le poids de chaque paramètre, **n** est le nombre de paramètres.

Le poids (**w<sub>i</sub>**), le poids relatif (**W<sub>i</sub>**) et les normes de l'OMS pour chaque paramètre sont donnés dans le Tableau 36.

Dans la troisième étape, une échelle d'évaluation de la qualité (**q<sub>i</sub>**) pour chaque paramètre est attribuée en divisant sa concentration dans chaque échantillon d'eau par sa norme respective selon les lignes directrices établies par l'OMS (2008) et FAO (Ayers & Westcot, 1985), en utilisant l'équation suivante :

$$q_i = (C_i / S_i) \times 100 \text{ ..... (36)}$$

Où **C<sub>i</sub>** est la concentration de chaque paramètre, **S<sub>i</sub>** est la valeur limite admise selon la norme en milligrammes par litre.

**Tableau 37** : Paramètres de la qualité de l'eau, des valeurs standard, des valeurs idéales et les facteurs de poids de l'eau (Bouderbala, 2017)

Paramètres	Eau potable			Eau d'irrigation		
	Valeurs standards (S <sub>i</sub> ) selon les normes OMS 2008	Poids (w <sub>i</sub> )	Poids relatif (W <sub>i</sub> )	Ayers et Westcot (1985)	Poids (w <sub>i</sub> )	Poids relatif (W <sub>i</sub> )
<b>pH</b>	9	3	0,081	9	3	0,075
<b>Conductivité électrique (µS/ cm)</b>	1500	5	0,135	2250	5	0,125
<b>Chlorure (mg/L)</b>	250	5	0,135	350	5	0,125
<b>Sulfates (mg/L)</b>	250	5	0,135	250	5	0,125
<b>Calcium (mg/L)</b>	100	2	0,054	200	5	0,125
<b>Sodium (mg/L)</b>	150	5	0,135	200	5	0,125
<b>Potassium (mg/L)</b>	12	1	0,027	10	3	0,075
<b>Magnésium (mg/L)</b>	50	5	0,135	100	5	0,125
<b>Bicarbonates (mg/L)</b>	250	1	0,027	400	2	0,05
<b>Nitrates (mg/L)</b>	50	5	0,135	50	2	0,05
<b>Total</b>		<b>37</b>	<b>01</b>		<b>40</b>	<b>01</b>

Finalement l'indice global de la qualité de l'eau est calculé par l'équation suivante (Krishan et al, 2016) :  

$$IQES = \sum Wiqi \dots\dots\dots (37)$$

En fonction de la valeur de cet indice, la classification de potabilité des eaux souterraines sera faite suivant le tableau ci-dessous :

**Tableau 38** : Classification de l'eau selon l'IQES, d'après Sadat-Noori (2013) et Bekkoussa et al (2018).

Classe	Indice de qualité	Définition de la classe de qualité
01	< 50	Excellentes qualité
02	50-100	Bonne qualité
03	100-200	Mauvaise qualité
04	200-300	Très Mauvaise qualité
05	> 300	Impropre à la consommation et irrigation

Dans cette étude pour le calcul de l'indice de qualité de l'eau, nous avons utilisé onze paramètres analysés de 134 points d'eaux en 2012 et de 86 points d'eaux en 2017 distribués plus au moins sur toute la plaine. Les paramètres utilisés sont : pH, CE, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, NO<sub>3</sub><sup>-</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>.

- La première étape dans la détermination de IQES consiste à calculé le facteur de pondération de chaque paramètre analysé (Tableau 36), l'indice d'évaluation  $q_i$  est calculé sur la base des valeurs d'analysés faites dans le laboratoire pour chaque paramètre.

- Une fois le  $W_i$  et le  $q_i$  sont déterminés l'indice de la qualité des eaux souterraine est calculé par la formule 37. Les normes à des fins de consommation recommandées par l'OMS (2008) ont été prises en considération pour le calcul de l'IQES.

- Les valeurs de l'IQES ont été calculées pour chaque échantillon et qui sont indiquées dans le tableau annexes 4.1 et 4.2.

La classification de la qualité de l'eau est basée sur les valeurs de l'IQES de quatre campagnes est présentée dans le tableau 38, ci-dessus.

**Tableau 39** : Statistiques de la qualité des eaux souterraine par l'utilisation de l'IQES

Classe IQES	Qualité attribuée	Campagnes	Nombre de points	Pourcentage %
< 50	Excellentes qualité	Hautes eaux 2012	00	00
		Basses eaux 2012	01	01,40
		Hautes eaux 2017	00	00
		Basses eaux 2017	00	00
50-100	Bonne qualité	Hautes eaux 2012	13	21,31
		Basses eaux 2012	12	16,90
		Hautes eaux 2017	01	02,63
		Basses eaux 2017	02	04,16
100-200	Mauvaise Qualité	Hautes eaux 2012	26	42,62
		Basses eaux 2012	30	39,43
		Hautes eaux 2017	16	42,10
		Basses eaux 2017	22	45,83
200-300	Très mauvaise qualité	Hautes eaux 2012	15	24,59
		Basses eaux 2012	16	22,53
		Hautes eaux 2017	15	39,47
		Basses eaux 2017	19	39,58
> 300	Impropre à la consommation et irrigation	Hautes eaux 2012	07	11,47
		Basses eaux 2012	12	18,30
		Hautes eaux 2017	06	15,78
		Basses eaux 2017	05	10,41

L'analyse des résultats nous a fournis les informations suivantes :

Quatre classes de qualité (Bonne qualité, Mauvaise, Très mauvaise qualité et Impropre à la consommation et irrigation) sont identifiées lors de la campagne de 2017 et cinq classes avec l'ajout de la classe Excellentes qualité lors de la campagne 2012.

On note :

- 01,40 % des points d'eaux analysés, soit 01 point sur 132 en 2017, qui présente une eau de qualité excellente (Pz 5) à la consommation.
- De 16,90 à 21,31 % en 2012 et 02,63 à 04,16 % en 2017 qui présentent une eau de bonne qualité à la consommation.
- Il est a noté que la plupart des points sont juste en dessus de la limite de la bonne qualité soit 80 % en 2012 et 95 % en 2017.
- Les concentrations élevées en élément chimiques des eaux souterraines influent d'une façon directe sur le classement.
- En général de la qualité des eaux souterraines des points d'eau de la nappe alluviale est classée comme inconsommable.

#### **VI.4.3.2. Cartographie de l'indice de la qualité de l'eau souterraine (IQES)**

IQE fournit un numéro unique qui exprime la qualité globale de l'eau à un certain endroit, en fonction de plusieurs paramètres de qualité de l'eau (Singh et Khan, 2011).

Une représentation cartographique de l'indice de qualité des eaux souterraine est ensuite faite on utilisant l'interpolation géostatistique par la méthode « IDW ». Cette représentation va nous fournir une meilleur visualisation de la distribution géo-spatial de la qualité des eaux souterraine sur des plaines alluviales du Haut et du Moyen Chélif. L'interprétation de cette carte va permettre de :

- Classifier les points d'eaux selon leurs indices de qualité.
- Mieux gérer l'eau par la détermination de la vocation des ces eaux (consommation en eaux potable, industrie ou autres utilisations).
- Identifier les zones prometteuses a l'exploitation.
- Rechercher de sources de pollution s'ils existent.

Les figures 146 et 147 illustrent la les deux cartes indicielles en des deux années 2012 et 2017, montrant la répartition spatiale des indices de la qualité des eaux souterraines des plaines du Haut et du Moyen Chélif.

L'observation des quatre cartes montre que l'année 2012 présente une eau de bonne qualité par rapport à l'année 2017. Les points d'eau présentant une très mauvaise qualité sont les puits situés au Sud-Est de la plaine du Haut Chélif sur la rive gauche de l'oued Chélif. Elles sont rencontrées au niveau de la région de Bir Ouled Kalifa, Khemis Miliana et Djendal, à l'Ouest de la plaine du Moyen Chélif, dans la région d'El attaf, près djebel Témoulga, et dans le centre de la plaine du Moyen Chélif Occidental près de Chlef et Boukadir. Cette détérioration est due au lessivage des roches de Trias affleurant dans la partie Sud de la plaine de Khemis Miliana. C'est les eaux des oueds qui ramènent une eau chargée en sulfates et en chlorures à travers les oueds de Massine et Deurdeur ainsi que la remonté des eaux salées profond dans la région d'El Attaf. Ces points sont situés tous à la bordure de l'oued Chélif qui charge en polluantes d'origine anthropique avec des concentrations élevées des nitrates et chlorures. Ces dernières vont s'infiltrées dans la nappe, influent d'une façon directe sur la qualité des eaux souterraines. Seule la partie Nord de la plaine du Moyen Chélif (entre El Amra et El Abadia) est caractérisé par des eaux de bonnes à excellentes qualité.

L'analyse spatiale de la carte d'indice de qualité des eaux souterraines des plaines alluviales du Haut et du Moyen Chélif (Figures 146 et 147) montre que :

- 65 km<sup>2</sup> de la superficie est classée dans la zone de bonne à excellente qualité. Elle est concentrée dans la partie Nord et Nord-Est de la plaine du Moyen Chélif et à l'Ouest de la ville de Arib. Cette superficie est diminuée jusqu'à une petite valeur presque inexistante en année 2017.
- Plus de 450 km<sup>2</sup> de la superficie est caractérisée par une mauvaise à très mauvaise qualité des eaux souterraines (presque toute la partie des plaines en 2017). Elle est plus concentrée aux alentours des points situés à la région de Khemis Miliana, Djendal, El Attaf et Chlef.

Nous remarquons une augmentation de la superficie de la qualité de l'eau non potable (Impropre à la consommation) de 2012 à 2017, ce qui indique l'exposition des eaux souterraines de la nappe alluviale du Haut et du Moyen Chélif à plusieurs polluants naturels et anthropiques au cours de ces cinq années. La qualité de l'eau potable est un puissant facteur environnemental déterminant de la santé. L'assurance de la salubrité de l'eau potable est l'objectif de la Fondation pour la prévention et le contrôle des maladies d'origine hydrique.

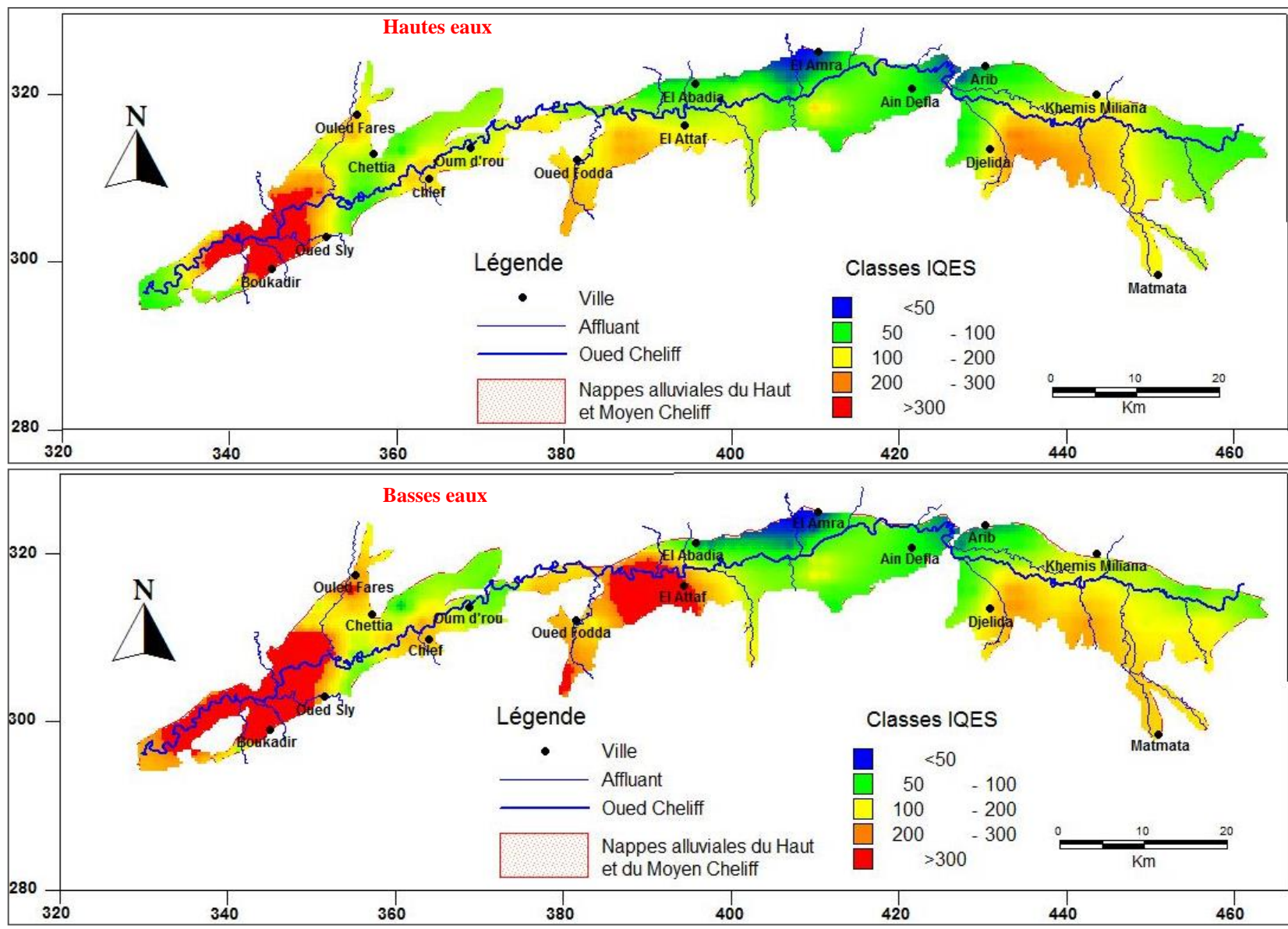


Figure 146: Carte indicielle (IOES - 2012) de la qualité des eaux souterraine des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéouif.

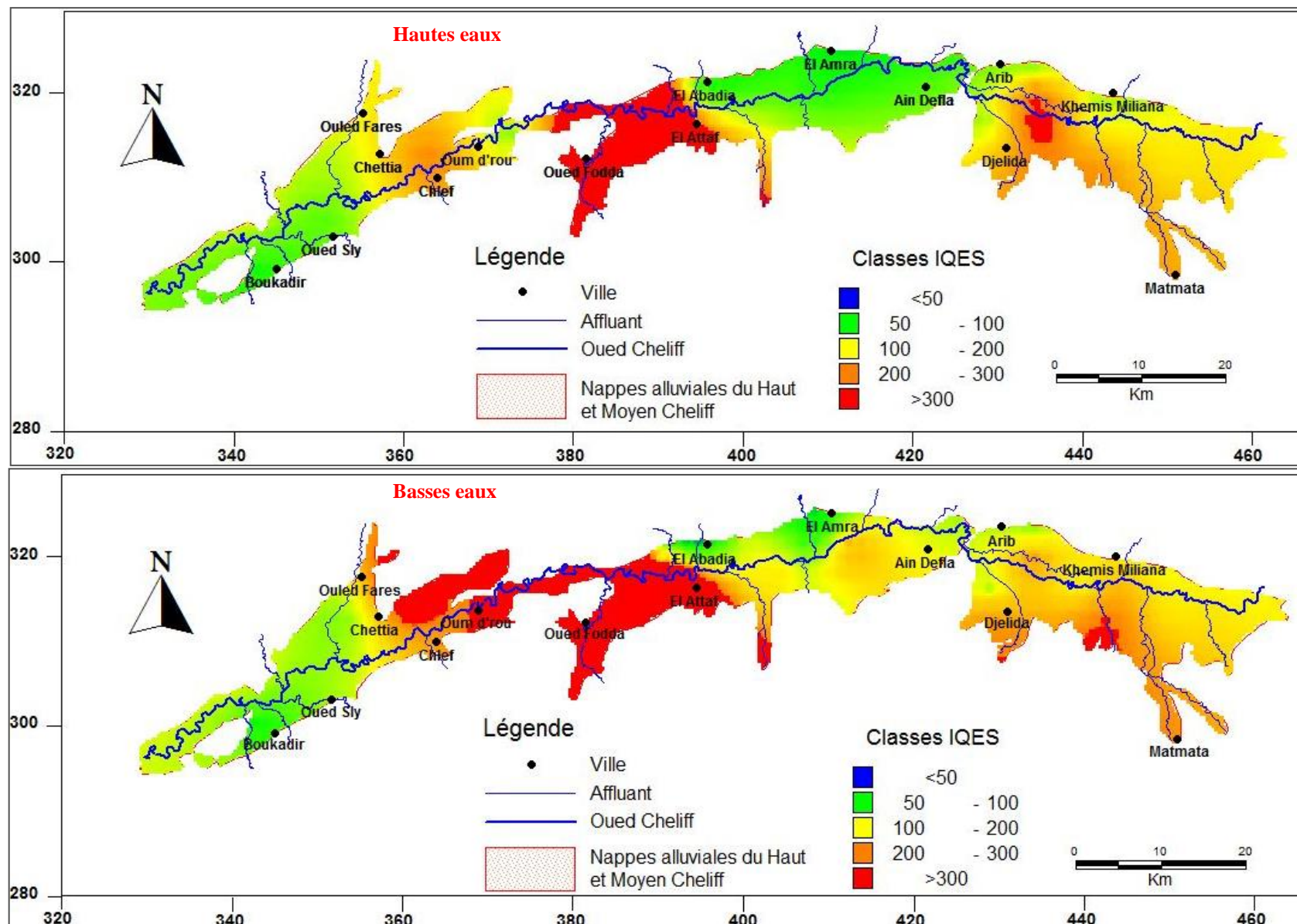


Figure 147: Carte indicielle (IOES - 2017) de la qualité de des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéiff.



## VI.5. Conclusion

La composition et la qualité des eaux souterraines sont à l'origine liées à la nature géologique de la région. Malheureusement celle-ci est dénaturée par les activités agricoles et industrielles dans les plaines. Les eaux usées domestiques et industrielles souvent déversées sans aucun traitement préalable dans le milieu naturel surtout dans l'Oued Chélif, participent fortement au changement de la qualité des eaux souterraines des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif.

Les données collectées par l'ABH et d'autres données de directions de la Wilaya de Ain Defla et Chlef (DRE, DSA et DMI) nous fournissent les sources potentielles de pollution des ressources en eau que nous synthétisons ci-après :

L'aire des plaines du Haut et Moyen Chélif (la nappe du Haut et Moyen Chélif) compte une population de 817227 habitants qui rejettent un volume de 3827074,04 m<sup>3</sup>/j d'eau usée domestique avec deux stations d'épuration implanté dans la commune de Ain Deflaet Chlef caractérisé par un débit épuré de 48 000 m<sup>3</sup>/j, soit 4,38 Hm<sup>3</sup>/an. Le lieu de rejet de ces stations est l'Oued Chélif, en l'absence de stations d'épuration dans les autres communes, la quantité totale d'azote produit par les eaux usées domestiques est 2982.9T/an, ce qui constitue un grave menace de pollution pour les ressources en eau souterraine. Par ailleurs plus de 616,18 T/j de déchets ménagers sont déposés annuellement dans deux centres d'enfouissement technique (C.E.T) dans les communes de Ain Defla et Chleff (destinée en particulier pour les déchets solides urbains de la ville de Ain Defla) et dans autres sites sans contrôlés. Le nombre de sites de décharges est relativement faible et la quantité des déchets assez moyennes mais les risques de pollution existent car ces substances sont chargées en fortes concentrations de matières organiques.

Le tissu industriel de L'aire de cette étude ne dispose pas d'un système d'épuration de leurs effluents liquides, qui présentent un risque potentiel de pollution des ressources en eau soit une charge polluante de l'ordre de 14566896 Eq.hab. Les résultats de calcul ont montré que l'activité agro-alimentaire génère une grande charge polluante avec 12191796 Eq.hab. Elle est suivie par les activités de la fabrication industrielle avec 1564975 Eq.hab.

L'élevage dans la zone d'étude est une pratique réservée généralement aux privés. Les rejets de l'élevage utilisés par les agricultures comme fertilisants qui produit 610,82 T/an d'azote, d'où une charge polluante importante dans les communes de Chlef, Ouled Faress, Djelida, suivi par Djendel, Bir Ouled Khelifa, Ain soltane et Ain Defla. D'autre part, l'utilisation des engrais pose un risque de contamination par le nitrate parce que ces produits ne se dégradant pas instantanément dans le milieu peuvent s'infiltrer dans les eaux souterraines.

Les résultats obtenus d'après cette étude sur les sources de pollution, ont montré que les nitrates constituent la variable d'origine anthropique qui pourrait engendrer réellement la contamination des eaux de la nappe c'est pourquoi nous avons portés un intérêt particulier a l'agriculture et les unités industrielles qui ne disposent pas d'un système d'épuration.

La quasi-totalité des eaux analysées sont très dures pour les deux périodes, avec un D.H.T supérieur à 54 °F.

La classification de Richards et celle de Wilcox ont prouvé la dégradation de la qualité des eaux pour l'irrigation.

Selon l'indice de la qualité de l'eau souterraine (IQES), les résultats montrent que les eaux souterraines de la région d'étude ont une potabilité médiocre à mauvaise.

*Conclusion Générale et  
Recommandations*

---

## 1. Conclusion générale

Trouver l'eau dans les régions arides et semi-arides, n'est pas l'objectif final, mais encore faut-il qu'elle soit utilisable. Il est, dès lors, important de connaître l'origine, la nature et les processus géochimiques des eaux souterraines dans ces régions, afin de caractériser les eaux de ces systèmes aquifères.

Le bassin du Haut et du Moyen Chélif, au Nord-Ouest de l'Algérie, s'étend sur une surface d'environ 10 916,60 km<sup>2</sup>, et correspond, au point de vue géomorphologique, à onze (11) sous-bassins-versants dont les caractéristiques principales traduisent une concentration assez lente des eaux au niveau de différents exutoires, ce qui a pour effet de favoriser l'infiltration aux dépens du ruissellement lorsque la lithologie est perméable. La densité de drainage (Dd) varie entre 0,48 et 0,93 Km/Km<sup>2</sup>, caractérise un réseau hydrographique bien développé. Ils sont drainés par l'Oued Chélif qui les traverse sur une longueur d'environ 349 km.

Les plaines du Haut et du Moyen Chélif sont caractérisées par un climat semi-aride avec des influences sahariennes en été et des influences méditerranéennes en hiver avec un hiver froid et pluvieux et un été chaud et sec, avec des précipitations annuelles variant entre 300 et 400 mm. La température moyenne interannuelle est de 18 à 19 °C. Le calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite a révélé que l'ETR dans la dtatio Haraza est de l'ordre de 338,15 mm, mobilisant 81 % des précipitations et que l'infiltration ne représente que 13 % de ces dernières. Le ruissellement ne bénéficie également que de 5,46% de ces précipitations. Ces plaines sont constituées d'alluvions grossières, occupent une superficie de 1070 km<sup>2</sup> (Haut Chélif : 370 km<sup>2</sup>, Moyen Chélif Oriental : 360 km<sup>2</sup>, Moyen Chélif Occidental : 340 km<sup>2</sup>) et correspond à une vaste zone déprimée subsidente d'orientation Est-Ouest où des sédiments du Quaternaire, du Pliocène et du Miocène sont accumulés. Les plaines sont traversées d'Est en Ouest par l'Oued Chélif qui entre dans la plaine du Haut Chélif par le seuil de Djendel et on en sort par le seuil du Doui et lui-même qui entre dans la plaine du Moyen Chélif Oriental par le seuil du Doui et on en sort par le seuil d'Oum Drou (Pontéba) et lui-même qui entre dans la plaine du Moyen Chélif Occidental par le seuil d'Oum Drou (Pontéba) et on en sort par seuil de Boukadir (Charon). Ces seuils hydrauliques correspondent à des remontées du substratum argilo-marno donc imperméable. Les potentialités en eaux souterraines sont estimées à 43 Hm<sup>3</sup>/an (Haut Chélif : 16 Hm<sup>3</sup>/an, Moyen Chélif Oriental : 16 Hm<sup>3</sup>/an, Moyen Chélif Occidental : 11 Hm<sup>3</sup>/an).

La synthèse géologique conditionnée par les données disponibles et que nous avons menée dans le cadre de ce travail, permet de dire que le bassin du Haut et du Moyen Chélif correspond à un large synclinorium Néogène où les sédiments du Quaternaire, du Pliocène et du Miocène se sont accumulés. Ce système est principalement composé des formations d'âge Mio-Plio-Quaternaire. Les formations quaternaires sont représentées par les alluvions. Ces formations sont composées de galets, des cailloutis, des graviers, des sables, de limons et des intercalations d'argiles. Le Miocène et le Pliocène se composent principalement de grès, les sable et conglomérat. Ces dépôts de remplissage sont très hétérogènes et intercalés des couches conductrices par des marnes et des argiles. Les bordures de la dépression sont représentées dans la partie septentrionale principalement par les massifs d'âge Jurassico-Crétacé de Dahra, Zaccar, Djebel Gontas et par les massifs épi-métamorphiques à schistosités du Doui, Rouina et Témoulga à l'Est et à l'Ouest. La partie méridionale de la dépression est représentée par le massif Crétacé du la chaine de l'Ouarsenis (Djebel Amrouna et Ramka notamment). Les formations d'âge Mio-Plio-Quaternaire occupent la totalité des plaines. Ces conclusions sont confortées par l'étude géophysique qui a bien mis en évidence les niveaux électriquement résistants susceptibles d'être aquifères et a précisée leurs répartitions spatiales. Les études géophysiques réalisées par la CGG en 1969 et 1972 ; et IFES en 2002 ont permis de localiser les niveaux susceptibles d'être aquifères, ainsi que la géométrie des réservoirs et a mis en évidence l'existence d'une faille profonde de direction SW-NE au pied du Djebel

Témoulga et qui est responsable de la salinité des eaux de la nappe alluviale du Moyen Chélif Oriental dans la zone d'El Attaf.

Au point de vue structural, l'activité sismique importante, montre que l'on affaire à un domaine instable et actif qui coïncide de façon compatible avec la déformation actuelle. L'activité tectonique a provoquée la formation de plis. La plupart du bassin du Haut et Moyen Chélif est occupé par des formations plissées. La tectonique cassante est marquée par de nombreuses failles assez importantes comme : la faille profonde au pied amont du Djebel Témoulga et la faille de Boukadir.

Au point de vue hydrodynamique, les cartes piézométriques (hautes et basses eaux en 2012, 2017 et 2018) montrent globalement la même morphologie de la surface piézométrique qui se caractérise par un écoulement général Est-Ouest avec un drainage des nappes par l'oued Chélif. Une baisse durant la période de basses eaux sous l'effet de l'évaporation. Néanmoins, on remarque une certaine perturbation locale au niveau de quelques points d'eaux dans les plaines, due à la surexploitation de la nappe pour assurer l'irrigation et l'irrégularité des précipitations des dernières décennies et une remontée pendant la période de hautes eaux, suite à la recharge de la nappe à partir des précipitations. Ce déséquilibre a conduit à un rabattement de la nappe jusqu'à 8 à 10 m.

L'étude hydrochimique des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chélif montre que l'eau est, dans l'ensemble, fortement minéralisée et dure. Cette étude a montré, à travers les 71 échantillons d'eau prélevés, répartis sur les plaines (47 puits et 24 piézomètres) durant deux campagnes (hautes et basses eaux) en 2012 et 47 échantillons d'eau prélevés, répartis sur les plaines (32 puits et 15 piézomètres) durant deux campagnes (hautes et basses eaux) en 2017. Ces analyses sont effectuées par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (ANRH) et le Centre de Recherche Nucléaire d'Alger (CRNA). Le traitement et la représentation des données ont fait appel à l'usage d'outils modernes comme : l'analyse statistique (ACP), la cartographie, les diagrammes de Piper et de Schoëller- Berkloff, la classification de Stabler, les diagrammes binaires, les indices d'échange de bases, les indices de saturation, ainsi que la géostatistique. L'interprétation de ces données a révélé ce qui suit :

Deux faciès chimiques dominants de type chloruré-calcique et chloruré-sodique selon les diagrammes de Piper, de Schoëller- Berkloff et de Stabler mais avec des concentrations élevées en Cl et Na. La répartition spatiale des éléments chimiques a confirmé que l'origine de ces faciès est fortement liée à la nature lithologique des nappes. La dissolution des formations carbonatées et évaporitiques est à l'origine de cette distribution des faciès. En effet, on peut signaler la prédominance du faciès chloruré sodique, traduisant l'influence des intercalations argileuse au sein des formations alluvionnaires et celle du substratum marneux. La présence de formations récentes de texture fine et origine anthropique ainsi que la présence du massif calcaire dolomitique du Zaccar, de Doui, de Dahra et de l'Ouarsenis. Dans la zone d'El Attaf, la minéralisation élevée est due à une mise en intercommunication entre les eaux de la nappe alluviale et celles des calcaires du Jurassique, suite à un accident tectonique provoqué par le séisme du 10 octobre 1980 et ayant entraîné une ouverture juste au pied amont du djebel Témoulga et qui a fait que l'eau souterraine déborde depuis les calcaires par l'Astien.

Ces résultats sont confirmés par l'analyse statistique des données ACP qui a révélé que la salinité est fortement influencée par  $Mg^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Na^+$  et Cl<sup>-</sup>. Ces ions sont les ions qui présentent une forte corrélation avec la CE, donc la salinité de nos eaux est dominée par le sodium et le chlorure.

L'analyse en ACP, a permis de distinguer trois axes, le premier axe explique 54,65 % et 43,46 % en 2012 et 2017 respectivement de l'information totale qui traduit la minéralisation des eaux essentiellement formée par des variables d'origine géologique (Ca, Mg, Na, Cl, SO<sub>4</sub> et K). Cette analyse fait apparaître un bon regroupement selon leur minéralisation.

Les résultats obtenus par l'ACP ont montré deux origines différentes de la qualité hydro-chimique des eaux dont le premier type est celui de la minéralisation provenant essentiellement de la minéralogie de l'aquifère et le second type est celui de la pollution agricole représenté par les nitrates.

L'interprétation thermodynamique a permis de montrer l'influence des minéraux évaporitiques sur le chimisme de l'eau, avec une sous-saturation en gypse, anhydrite et halite dont la dissolution provoque un enrichissement des eaux en ces éléments. Les minéraux carbonatés se trouvent parfois proches de l'équilibre, souvent en sursaturation et tendent vers la précipitation sous forme de calcite et dolomite.

La comparaison des concentrations des éléments chimiques ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ) qui caractérisent les formations géologiques principales du bassin, a mis en relief la dominance des ions salifères ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ) et les ions gypsifères ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ ) par rapport à ceux carbonatés ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ) dans l'acquisition de la salinité.

Le suivi de la qualité des eaux dans le temps a montré l'effet des précipitations et de l'évaporation sur la minéralisation des eaux souterraines.

L'utilisation de l'approche chimique (Br/Cl) nous a permis d'exclure l'hypothèse d'une augmentation de la salinité des eaux souterraines des nappes du Haut et du Moyen Chélib Oriental par la dissolution de l'halite ou par évaporation des eaux avant et durant leur infiltration. Cette augmentation de la salinité des eaux ne semble pas provenir d'une contamination marine. La salinité élevée des eaux liée essentiellement aux chlorures a pour origine le lessivage de fertilisants chlorurés, des sels non utilisés par les plantes (particulièrement les chlorures) et par la dissolution des formations salifères (NaCl).

Les eaux de la région du Haut et du Moyen Chélib Occidental montrent une pollution par les nitrates où l'on enregistre des teneurs dépassant les 50 mg/l. Ces fortes teneurs en nitrates peuvent être expliquées par la présence de diverses sources de pollutions liées principalement à l'agriculture, l'élevage et aux pratiques urbaines (rejets domestiques et industriels sans traitement). L'augmentation des teneurs en nitrates et en phosphore dans les eaux des nappes du Haut et du Moyen Chélib pendant la période pluvieuse 2012 par rapport à la période sèche 2017 peut être due au lessivage des fertilisants utilisés dans les sols agricoles situés dans les bassins versants.

Les résultats isotopiques d'analyse des relations Oxygène-18/Deutérium à notre disposition, a montré de façon générale que l'existence de deux types des eaux récentes qui sont le résultat d'une recharge actuelle proviennent d'une infiltration rapide des eaux météoriques ; et des eaux anciennes, qui pourraient être en relation avec des échanges avec les aquifères voisine de massif de l'Ouarsenis

Les teneurs en  $^{18}\text{O}$  versus  $\text{Cl}^-$  de ces eaux souterraines refléteraient donc un mélange entre les eaux de recharge par les précipitations actuelles sur le bassin et les eaux salées remontant de la nappe profonde, d'origine profonde, par suite du rejeu de la faille NW-SE qui tronque l'extrémité Est le djebel Témoulga.

Les teneurs isotopiques semblent varier en fonction de la profondeur du niveau statique de la nappe, et seraient plus "positives" au périmètre.

Cette étude hydrochimique et isotopique permet de dire que les processus de minéralisation et l'origine de la salinité des eaux souterraines sont liés d'une part, à la nature lithologique des formations géologiques traversées et, d'autre part, aux phénomènes climatiques provoquant une évaporation des eaux des nappes. Sur le plan pollution, l'analyse chimique fondamentale des eaux souterraines des nappes, montre un indice de pollution remarquable. L'évaluation des quantités d'azote apporté aux eaux souterraines du Haut et du Moyen Chélib de différentes sources de pollution et les rejets domestiques et industrielles sans traitement ont montré l'importance de l'influence directe des engrais azotés et des fertilisants organiques utilisés dans la contamination des nappes par les nitrates ainsi que les chlorures. Elles donnent une idée sur le taux de pollution par les eaux usées et agricole dans la région. Les quantités d'engrais azotés apportés semblent irrationnelles.

Dans les plaines du Haut et du Moyen Chéouiff, la majorité des éléments chimiques analysés dépasse les normes fixées par l'OMS. En effet, les fortes teneurs en calcium et magnésium font que ces eaux sont très dures. La qualité des eaux des nappes alluviales du Haut et du Moyen Chéouiff est bonne dans la partie entre El Amra et El Abadia. Elle est de passable à médiocre dans les autres parties et de médiocre à mauvaise à l'ouest de la zone d'étude. Du point de vue dureté, 5 % des échantillons, présentent une eau assez douce ; plus de 72 % présentent une eau très dure en hautes et basses eaux dans les deux années 2012 et 2017.

La classification de Richards et de Wilcox a montré la dégradation de la qualité des eaux pour l'irrigation. Elle a également révélé une salinité très élevée, notamment à proximité de djebel Témouлга. Deux types d'eau ont été reconnus par ces méthodes de Richards et de Wilcox à savoir médiocre à mauvaise. L'utilisation de certaines de ces eaux pourrait avoir un effet négatif sur l'évolution des sols, notamment au de la plaine.

## **2. Perspectives et Recommandations**

Ce travail a mis en évidence certains processus d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines dans la région d'étude en utilisant des apports hydrogéochimique et des traceurs de l'eau, mais certaines lacunes de la base de données hydrologiques, hydrogéologiques et isotopiques restent à résoudre. Pour une compréhension plus approfondie du comportement hydrologiques et hydrogéologique de l'aquifère du Haut et du Moyen Chéouiff, diverses perspectives semblent être nécessaires :

- Une étude sédimentologique et minéralogique couvrant l'ensemble de la zone d'étude. Un échantillonnage plus dense des sédiments du Quaternaire recouvrant l'ensemble des ces plaines du Haut et du Moyen Chéouiff est nécessaire pour déterminer à la fois les processus sédimentologiques qui ont contribué à la mise en place des différentes couches, la perméabilité de ces différentes couches et la géochimie des différents sédiments rencontrés
  - Une étude géophysique et hydrodynamiques portant sur les fluctuations saisonnières et annuelles de la piézométrie. Il est nécessaire de suivre les fluctuations des niveaux piézométriques de la nappe. En effet, le manque d'un réseau piézométrique de surveillance de la nappe constitue un problème majeur pour caractériser de façon précise le fonctionnement hydrodynamique de la nappe tant pour l'estimation de la recharge que les zones de prédilection de la recharge en dehors des cours d'eau (les barrages du bassin du Haut et du Moyen Chéouiff) supposés zones de recharges préférentielles.
  - Lancer des travaux de recherches très approfondie en géologie permettant d'établir la carte géologique de la région qui reste sommaire jusqu' à nos jours, ainsi qu'une carte structurale très bien détaillée.
  - La surveillance de l'estimation de la participation des eaux profonds et anciennes à l'alimentation souterraines du système aquifère du Haut et du Moyen Chéouiff grâce au marquage géochimique et isotopique des eaux.
  - Nanmoins, l'étude hydrochimique et isotopique réalisée dans ce travail a permis de définir les interactions entre les eaux et les roches encaissantes et aussi d'aborder la question de l'origine de la minéralisation et de la salinité des eaux. Cependant, il serait très intéressant de compléter cette étude par des études isotopiques utilisant en plus des traceurs environnementaux classiques les isotopes du Tritium, C<sup>14</sup>, N<sup>15</sup> et strontium pour une meilleure compréhension du temps de transit des eaux dans l'aquifère, les sources susceptibles de recharger la nappe, l'impact du changement climatique et les facteurs anthropiques sur la nappe.
  - Modélisation numérique de la nappe avec des données beaucoup plus importantes.
- Les recommandations ci-dessous visent à élucider certains problèmes qui ont été observés :



- Surveiller et contrôler l'utilisation des fertilisants et pesticides afin de minimiser ou éviter la migration des excès vers les eaux souterraines (contrôler l'utilisation des engrais pour éviter une éventuelle pollution par les nitrates).
- Prévoir d'autres stations d'épuration pour les autres affluents de Oued Chélif et éviter les infiltrations des rejets domestiques et industriels vers les aquifères et faire recours à des transferts par canalisations vers les stations d'épuration existantes.
- Réaliser une étude de modélisation des écoulements souterrains pour connaître les mécanismes de transfert des polluants, ce qui peut beaucoup aider à la protection de la nappe contre la pollution.
- D'installer des piézomètres à proximité des puits ou forages pour pouvoir estimer les paramètres hydrodynamiques des nappes, contrôler la fluctuation de la surface piézométrique et prendre les mesures de gestion conservatoires et appropriées de la nappe.
- La réflexion sur l'établissement des cartes de vulnérabilité à la pollution vue la sensibilité de l'aquifère de la région étudiée.

## *Références Bibliographiques*

---

## Références bibliographiques

- Abderamane H., (2012) : Etude du fonctionnement hydrogéochimique du système aquifère du chari baguirmi. Thèse de Doctorat. Université de Poitiers, France : 324 p.
- ABH-CZ, Agence Du Bassin Hydrographique, Chélif Zahrez, Cadastre hydraulique du bassin hydrographique du Chélif- Aval du barrage de Boughzoul, 2004.
- ABH-CZ, Agence du Bassin Hydrographique Chélif Zahree (2009) Bulletin de la qualité des eaux souterraines des nappes du Chélif-Zahres. Ministère des ressources en eau
- Achour F., (1997) : Conditions hydrologiques et disponibilité en eau en région semi-arides : Application de méthodologies nouvelles au bassin du Chélif. Algérie. Thèse de doctorat. Université de Franche Comté, France : 261p.
- Achour F., Bouzelboudjen M., Pieyns S.A., (1998) : Variabilité spatio-temporelle des ressources en eau en région semi-aride: application au bassin du Chélif, Algérie. Water Resources Variability in Africa during XXth Century (Proceedings of the Abidjan'98 Conference. held at Abidjan, Cote d'Ivoire, November 1998). *IAHS Publ.* n°252 : pp 225-234.
- Ahoussi E.K. Soro N., Kouassi A.M., Zade S.P., (2011) : Application des méthodes d'analyses statistiques multivariées à l'étude de l'origine des métaux lourds (Cu<sup>2+</sup>, Mn<sup>2+</sup>, Zn<sup>2+</sup> et Pb<sup>2+</sup>) dans les eaux des nappes phréatiques de la ville d'Abidjan. *Int. J. Biol. Chem. Sci.* Vol 4, n°5: pp1753-1765.
- AL-Ahmadi M E., EL-Fiky A.,(2009): Hydrogeochemical evaluation of shallow alluvial aquifer of Wadi Marwani, western Saudi Arabia. *Journal of King Saud University –Science.* n°21 : pp 179–190.
- Al-hadithi M., (2012) : Application of water quality index to assess suitability of groundwater quality for drinking purposes in Ratmao-Pathri Rao watershed, Haridwar District, India, *American Journal of Scientific and Industrial Research*, n°3, vol 6: pp 395-402.
- Al-Qawati M., Azami Idrissi Y., Alemad A., Belhaili I., Marc I., Baichouti F., El Kharrim K., Belghyti D., (2015) : Analyse et contrôle de la qualité physico-chimique des eaux souterraines de la région Sidi Allal Tazi-Gharb-Maroc. *International Journal of Innovation and Applied Studies.* Vol 13: pp 420-429
- Amadi AN., Olasehinde PI., Okosun EA., Yisa J., (2010) : Assessment of the Water Quality Index of Otamiri and Oramiriukwa Rivers. *Physics International.* n° 1 (2): pp 116-123.
- Ammary B., (2007) : Etude géochimique et isotopique des principaux aquifères du bassin crétacé d'Errachidia et de la plaine de Tafilalet. Thèse de doctorat. Université Rabat Maroc.
- Andreo B., Linan C., Carrasco F., De Cisneros C.J., Caballero F., Mudry J., (2004): Influence of rainfall quantity on the isotopic composition (<sup>18</sup>O and <sup>2</sup>H) of water in mountainous areas. Application for groundwater research in the Yunquera-Nieves karsts aquifers Spain. *Applied Geochemistry.* n°19(4) : pp 561-574.
- ANRH Agence National des Ressources hydriques (2016) : Données climatiques (1968-216). Document interne. Blida.
- ANRH, Blida : Agence National des Ressources hydriques, w de Blida (document interne).
- Aranyossy J F., Filly A., Tandia A A., Louvat D., Ousmane B., Joseph A., Fontes J Ch., (1989) : Estimation des flux d'évaporation diffuse sous couvert sableux en climat hyper aride (Erg de Bilma, Niger), In Isotope techniques in water resources development. *IAEA-SM-319.* Vol 39 : pp309-324.
- Aranyossi J F., (1989): Quelques exemples pratiques d'application des isotopes de l'environnement aux études hydrogéologiques. *Hydrogéologie.* Vol 3 : pp 159-166.
- Araguas Araguas L., Froehlich K., Rozanski K., (2000): Deuterium and oxygen-18 isotope composition of precipitation and atmospheric moisture. *Hydrol. Proc.* n° 03, 230-244.
- Ayers R S., Westcot DW., (1985): Water quality for agriculture. *Rome: Fao.* Vol 29 : pp 37-70

- Azout B., Abraham J., (1978) : Existence et causes des fluoroses humaines dans la région d'El Oued, Annales de l'I.N.A., Vol 3 : pp 5-12.
- Bakalowicz M., (1979) : Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Doctorat Es.Sciences.
- Banton O., Bangoy., (1999) : Hydrogéologie : multiscience environnementale des eaux souterraines. Ed Presse de l'Université de Quebec : 460 p.
- Bekkoussa S., Bekkoussa B., Taupin J D., Patris N., Meddi M., (2018): Groundwater hydrochemical characterization and quality assessment in the Ghriss Plain basin, northwest Algeria. *Journal of Water Supply: Research and Technology—AQUA*. Vol 67: pp 458 – 466.
- Belghiti M.L., Chahlaoui A., Bengoumi D., El Moustaine R., (2013): Etude de la qualité physico-chimique ET bactériologique des eaux souterraines de la nappe plio-quaternaire dans la région de Meknès (Maroc). *Larhyss Journal*. Vol 14 : pp 21-36.
- Ben Abbou M., Fadil F., El Haji M., Zemzami M., (2014) : impact anthropique sur la qualité des eaux souterraines du bassin versant de l'Oued Taza(Maroc). *Édition European Scientific Journal*. Vol 10, n°5 : pp 1857 – 7881
- Benkaddour A., (1993) : Changements hydrologiques et climatiques dans le Moyen-Atlas Marocain ; chronologie, minéralogie, géochimie isotopique et élémentaire des sédiments lacustres de Tigalmamine, Thèse de doctorat, Université Paris Sud : 157 p.
- Bettahar N., (2009) : Pollution d'origine azotée dans les plaines du moyen Chélif .Thèse Doctorat d'état, USTO, Oran : 202 p.
- 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 d'Etat. Université Pierre et Marie Curie, Paris 6 : 333 p.
- Blavoux. B., (1995) : Apports des techniques isotopiques à la connaissance des gisements d'eau minérale Université d'Avignon. *La Houille Blanche*. n° 2-3 : pp 51-58.
- Blue Marble Geographics (USA), Global mapper v15.2.3. Copyright ©2002-2014
- Blum A., Barbier J., Chery I., Petelet-Giraud E., (2001) : Contribution à la caractérisation des états de référence géochimique des eaux souterraines. Outils et méthodologie. BRGM/RP-51093-FR : 268p.
- Blum A., Ifen., (2004) : L'état des eaux souterraines en France-Aspects quantitatifs et qualitatifs. Institut français de l'environnement. Etudes et travaux n°43 France : 36p.
- Borissave. E., (1987) : Agrochimie. Edition *MIR* : pp 131-145.
- Bouaicha F., (2009) : Etude géophysique et hydrogéologique dans la région de Khenchela, cas de Kheirane et Taouziert, Impact socio-économique. Mémoire Magister. Université Mentouri-Constantine : 166p.
- Bouchaou L et al ., (1995) : Apports des isotopes stables à l'étude des modalités d'alimentation des aquifères du Tadla (Maroc) sous climat semi-aride. *C. R. Acad. Sci. Paris*.
- Bouderbala A., (2017): Assessment of water quality index for the groundwater in the upper Chélif plain, Algeria. *Journal Geological Society Of India*. Vol 90 : pp347-356.
- Boulaine J., (1957) : Étude des sols des plaines du Chélif. Université d'Alger : 582p.
- Bouzada N., (2013) : Caractérisation géochimiques des eaux souterraines utilisées dans l'irrigation dans la plaine du Chélif. Thèse magister. Université Hassiba Ben Bouali Chlef : 128p.
- Bouzelboudjen M., (1987) : Hydrogéologie et bilan de la nappe d'El Amra-El Abadia par modèles mathématiques (bassin du moyen Chélif, Algérie), thèse Doctorat d'ingénierie en géologie applique. Université de France-Comte : 197p.

- Bradai A., (2006) : Evaluation de la qualité des eaux souterraine de la plaine du moyen Chélif Occidental application de la géostatistique (mémoire de Magister en Ressource en eau, Centre Universitaire de Khemis Miliana).
- Calvet R., (2003) : Le Sol Propriétés et Fonctions, Editions France Agricole, Dunod, Tome n°1 : 462p
- Cardot C., (2013) : Les traitements de l'eau. Procédés physico-chimiques et biologiques. Cours et problèmes résolus. Génie de l'environnement : 9p.
- Castany G., (1979) : Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Dunod.
- Castany G. (1982) : Principes et méthodes de l'Hydrogéologie. Ed DUMOND. Université Bordas, Paris : 334p.
- Castany G., Margat J., (1977) : Dictionnaire français d'Hydrogéologie. Bur. Rech.Géol. Minièr. : 249p.
- Celle H., (2000) : Caractérisation des précipitations sur le pourtour de la Méditerranée occidentale – Approche isotopique et chimique, Thèse de doctorat. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse : 222 p.
- Celle H., Daniel M., Mudry J., Blavoux B., (2000) :Signal pluie et traçage par les isotopes stables en Méditerranée occidentale. Exemple de la région avignonnaise (Sud-Est de la France). C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes. *Earth and Planetary Sciences*. N°331: pp 647–650.
- Celle H., Travi Y., Blavoux B., (2001): Isotopic typology of the precipitation in the western Mediterranean region at three different time scales. *Geophys Res Lett*. Vol 11, n° 28(7): pp1215-1218.
- CGG (1969, 1970 et 1972) : Compagnie Générale de la Géophysique, 1969. Etude géophysique des plaines du Chélif. DEMRH, Alger
- Chapman D., Kimstach V., (1996): Selection of water quality variables. Water quality assessments: a guide to the use of biota, sediments and water in environment monitoring. Chapman edition. 2<sup>nd</sup> ed. E & FN Spon, London: pp 59- 126.
- Clark D., Fritz P., (1997): Environmental isotopes in hydrogeology. *New York Lewis publishers*: 328 p.
- Craig H., (1961): Isotopic variations in meteoric waters. *Science*. Vol 133 : pp 1702-1703.
- Dansgaard W., (1964): Stable isotopes in precipitation. *Tellus*. Vol 16 : pp 435-468.
- Debieche T H., (2002) : Evolution de la qualité des eaux (Salinité, Azote et Métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle (application à la basse de la plaine Seybouse nord –est Algérien). Thèse de Doctorat / Université de Franche-Comté, France : 235p
- DHW., (1971) : Etude hydrogéologique du haut et moyen Chélif. Direction des études de milieu et de la recherche hydraulique. Secrétariat d'état à l'hydraulique. Étude n° 13.11/RN/SHYG.
- Djeda F., (1987) : Étude hydrogéologique et simulation par modèles mathématiques de la nappe de Khemis Miliana (bassin du Haut Chélif, Algérie).thèse doctorat. Université de Franche-Comté. France : 173p.
- Donagh M S, Whiting P F, Wilson P M, Sutton A J, Chestnutt I, Cooper J, Misso K, Bradley M, Treasure E, & Kleijnen J., (2000): Systematic review of water fluoridation. *British Medical Journal*. Vol 321, n° 7265 : pp 855-859.
- Drass., (2001) : La qualité des eaux destinées à la consommation humaine, Direction Régionale des Affaires Sanitaires et Sociales de Poitou-Charente, France.
- Durand J H., (1982) : Les sols irrigables. Ed P.U.F – Paris: 340 p

- Edmunds W M., (1996): Bromine geochemistry of British groundwaters. *Mineralog. Mag.* N°60 : pp 275-284.
- El Jihad M D., Taabni M., (2019) : L'eau au Maghreb : quel " mix " hydrique face aux effets du changement climatique ? Eau et climat en Afrique du Nord et au Moyen Orient, Editions Transversal : pp11-25.
- El Meddahi Y., (2016) : Les changements climatiques et leurs impacts sur les ressources en eau, cas du bassin du Chélif. Thèse de Doctorat. Université Hassiba Ben Bouali Chlef :145p.
- Etcheverry D., 2002. Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. *Berichte des BWG, Serie Geologie – Rapports de l'OFEG*, Berne. n° 2 : 72 p
- FAO, 2016, <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/data/query/index.html?lang=fr>
- Farid I., Trabelsi R., Zouari K., Beji R., (2013): Geochemical and isotopic study of surface and groundwaters in Ain Bou Mourra basin, central Tunisia. *Quaternary International*. n° 303: pp 210-227.
- Farid I., Zouari K., Rigane A., Beji R., (2015): Origin of the groundwater salinity and geochemical processes in detrital and carbonate aquifers: Case of Chougafiya basin (Central Tunisia). *Journal of Hydrology* . n°530 : pp 508–532.
- Fawell J., Nieuwenhuijsen Mark J., (2003): Impact of environmental pollution on health: balancing risk : Contaminants in drinking water. *British Medical Bulletin*. n° 68: pp199–208.
- Fedrigoni L., Krimissa M., Zouari K., Maliki A., Zuppi GM., (2001): Origin of the salinisation and hydrogeochemical behaviour of a phreatic aquifer suffering severe natural and anthropic constraints: an example from the Djebeniana aquifer (Tunisia). *CR Acad Sci*, n°332:pp 665-672.
- Frengstad B., Banks D., Skrede A A., Krog J R ., Siewers U., Stran T., (2002): The hydrochemistry of crystalline bedrock groundwater in Norway. *NGU-BULL*: 439 p.
- Fisher R S., Mullican W F., (1997): Hydrochemical evolution of sodium-sulfate and sodiumchloride groundwater beneath the northern chihuahuan desert, Trans-Pecos, Texas, USA. *Hydrogeology Journal*. Vol 5, n° 2 :pp 4-16.
- Fontes J Ch., (1976) : Isotope du milieu et cycle des eaux naturelles : Quelques aspects. Thèse de doctorat Sciences. Université Paris VI : 218p.
- Foucault A., (2009) : Climatologie et paléoclimatologie. DUNOD: 138p
- Friedman I., (1953): Deuterium content of natural waters and other substances. *GCA*. n° 4: 89-103.
- Fritz P., Fontes J CH., (1980): Environmental isotopes in groundwater hydrology. In Handbook of environmental Isotope Geochemistry. *The Terrestrial environmental*. Vol 1.
- Froehliche K., Razanski K., Araguas L., (1998): isotope hydrology : appléid descipline in earth sciences : in : Christiane Causse. F.G (editor), proceedings of the international symposium in memory of jean-charles fonts.
- Gal F., (2005) : Etude géochimique et isotopique des eaux superficielles du bassin versant du Furan et des eaux minérales du graben du Forez, est du Massif Central Francais, Thèse de doctorat, Université Jean Monnet - Saint Etienne : 450 p.
- Gaujous D., (1995) : La pollution des milieux aquatiques, aide-mémoire. Éditeur Tec & Doc Lavoisier. n° 2 : 220 p
- Ghazali D., Zaid A., (2013) : Etude de la qualité physico-chimique et bactériologique des eaux de la source Ain Salama-Jerri (région de Meknes –Maroc). *Larhyss Journal*. n° 12 : PP 25- 36



- Ghesquiere O., Walter J., Chesnaux R., Rouleau A., (2015): Scenarios of groundwater chemical evolution in region of the Canadian shield based on multivariate statistical analysis. *Journal of Hydraulique. Regional Studies*. n° 4 : pp 246-266.
- Ghebouli M S., Bencheikh Elhocine M., (2008) : Origine de la salinité des eaux souterraines cas de Hautes plaines Setifiennes (Nord-est algérien). *Sciences & technologie*. n°28 : pp 37-46.
- Glangeaud L., (1955) : Les déformations plio-quaternaire de l'Afrique du Nord-Geol. *Rundsch. Mendig* 1. pp 180-187.
- Gleick PH., (1996): Basic water requirements for human activities: Meeting basic needs. *Water International*. Vol 21, n° 2: pp 80-92.
- Gonfiantini R., (1986): Environmental isotopes in lake studies. In: Handbook of environmental isotope geochemistry. Volume II (ed. by Fontes I. C. & Fritz P.), 113-163. Elsevier, Amsterdam.
- Gonfiantini R., (1996): On the isotopic composition of precipitation, Jean Charles Fontes (1936-1994), un souvenir, Proceedings, International Symposium European Geologist. n° 2 : pp5-8.
- Gouaidia L., (2008) : Influence de la lithologie et conditions climatiques sur la variation des paramètres physico-chimiques des eaux d'une nappe en zone semi aride, cas de la nappe de Meskiana nord-est algérien. Thèse de doctorat, option hydrogéologie. Université Badji Mokhtar Annaba : 199 p
- Gourcy L., Petelet-Giraud E., (2011) : Utilisation des outils isotopiques pour la délimitation des aires d'alimentation des captages destinés à l'alimentation en eau potable. ONEMA. Rapport final. n°9 : 77p
- Guendouz A., (1985) : Contribution à l'étude hydrochimique et isotopique des nappes profondes du Sahara nord-est, septentrional, Algérie. Thèse Doctorat <sup>3ème</sup> cycle. Université Paris XI, Orsay, France.
- Gupta S., Mahato A., Roy P., Datta JK., Saha RN., (2008): Geochemistry of groundwater, Burdwan District, West Bengal, India. *Environ Geol* 53 : pp 1271–1283.
- Hceflcd., (2006): Etude sur la pisciculture au barrage Almassira, CR dar Chafaai, Cercle d'ELBROUGE, Province de Settat : 201p.
- Huneau F., (2000) : Fonctionnement hydrogéologique et archives paléoclimatiques d'un aquifère profond méditerranéen .Etude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (Sud-est de la France). Thèse de Doctorat. Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse: 192 p
- Hiscock K M., Bense V F., (2014): Hydrogeology: principles and practice, Blackwell Science Ltd; 2014 by John Wiley & Sons Ltd, UK: 8p.
- Hsissou Y., Mudry J., Mania J., Bouchaou L., Chauve P., (1999) : Utilisation du rapport Br/Cl pour déterminer l'origine de la salinité des eaux souterraines : exemple de la plaine du Souss (Maroc). *C. R. Acad. Sci. Paris* : pp328-386.
- IFES (Icosium Forages Engineering Services), (2002) : Bureau d'études, Miliana, Rapport d'étude géophysique par prospection électrique du moyen Chélif (El Attaf).
- IHP., (2000) : International Hydrological Programme, Technical Documents in Hydrology, Environmental isotopes in the hydrological cycle, Principles and applications, Mook W.G. ed. Vol I-VI, n°39 : 942p
- Jeannolin F., (1985) : Sédimentologie et hydrogéologie du Néogène de l'Est Valentinois et du bassin de Crest (Drôme - France). Thèse de Doctorat. Université scientifique et médicale Grenoble : 253 p.
- Kireche O., (1977) : Etude géologique et structurale des massifs à schistosité du Chélif. Thèse Doctorat <sup>3ème</sup> cycle en géologie, USTHB.

- Kireche O., (1993) : Evolution géodynamique de la marge tellienne maghrébines d'après l'étude du domaine Parautochtone Shistose ; Chp : Massif du Chélif Oranaie. Thèse Doc.Es-Science USTHB Alger. pp 39-54.
- Krishan G., Singh S., Kumar C P., Gurjar S., Ghosh N C., (2016): Assessment of water quality index (WQI) of groundwater in Rajkot District, Gujarat, India. *Journal of Earth Science and Climatic Change*. Vol 7: 341.
- Kumar A., Dua A., (2009): Water Quality Index for assessment of water quality of river Ravi at Madhopur (India). *Global Journal of Environmental Science*. Vol 8, n°1 : pp 49-57.
- Lepvrier C., Magne J., Sigal J., (1970) : Données stratigraphiques et structurales sur les formations telliennes d'une partie du Tell septentrional (secteur compris entre Cherchell, Miliana. El Asnam et Tnes. Algerie). *Bull. Soc. Geol. France*.n° 7 :pp794-804.
- Lepvrier C., (1971) : données relative à la schistosité et au métamorphisme dans les massifs du Chélif et Bou maad (autochtone Nord et méso-tellien). – *C.R.Acad-Sci.*, paris : pp 285- 296.
- Lepvrier C., (1978) : les plis couchés synschisteux des massifs du chélif (tell algérois, algérie). *Géog-phys. Géol-dynam.* Paris 2. vol 20, n°1. pp119-136.
- Lepvrier C., Obert D., (1976) : Paléotectonique en afrique du nord : l'exemple des Babors et de l'ensemble Bou Maad, massif Chélif (Algérie). *4<sup>eme</sup> RAST, Paris*: 308p.
- Li S L., Liu C Q., Li J., Xue Z., Guan J., Lang Y C., Ding H., Li S L., (2013): Evaluation of nitrate source in surface water of southwestern China based on stable isotopes. *Environmental Earth Sciences*.n° 68: pp 219-228.
- Liu C Q., Li S L., Lang Y C., Xiao H Y., (2006): Using  $\delta^{15}\text{N}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  Values To Identify Nitrate Sources in Karst Ground Water, Guiyang, Southwest China. *Environmental Science & Technology*. n°40 : pp 6928–6933.
- Mahjoube M., (1971) : Fractionnement en oxygène -18 et en deutérium entre l'eau et sa vapeur. *Journal Chemie- Physique*.n°68:pp1423-1436.
- Malina G., (2004): Ecotoxicological and environmental problems associated with the former chemical plant in Tarnowskie Gory, Poland.Challenges for toxicology from large contamination sites. *Toxicology*. n°205(3): 157-172
- Margat J., van der Gun J., (2013): Groundwater around the World. *CRC Press/Balkema*.
- Margat J., (1990) : Les gisements d'eau souterraine. *La Recherche*, n°221 : pp590-596.
- Marlet S., JOB J O., (2006) : Processus et gestion de la salinité des sols. In : Tiercelin, J.R. : Traité d'irrigation, seconde édition. *Tec & Doc. Lavoisier* : 822 p.
- Marjoua A., (1995) : Approche géochimique et modélisation hydrodynamique de l'aquifère de la Chaouia côtière (Maroc) : origine de la salinisation des eaux. *Doct. Univ. Paris*. n° 6 : 102p
- Marsily GD., (1995) : L'eau, volume Collection Domino. Flammarion.
- Mattauer M., (1958): Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie).Pub. Serv. Carte Algérie. Thèse Es-science. Université Paris : 343p.
- Meghraoui M., (1982) : Etude néotectonique de la région nord-ouest d'El Asnam. Relation avec le séisme du 10 octobre 1980.Thèse de doctorat, 3eme cycle, Université de Paris VII, France : 182p.
- Meghraoui M., Cisternas A., Philip H., (1986): Seismotectonics of the lower Chélif basin: structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake. *Tectonics* 5 : pp 809-836.
- Maghraoui M., (1988) : Géologie des zones sismiques du nord de l'Algérie : Paléosismologie, tectonique active et synthèse sismo-tectonique. Thèse doctorat. Es science. Université de paris VIII.

- Meunier JD., (2003) : Le rôle des plantes dans le transfert du silicium à la surface des continents. *Comptes Rendus Geoscience*. 335(n°16): pp1199-1206.
- Merlivat L., Jouzel J., (1979): Global climatic interpretation of the Deuterium – Oxygen-18 relationship for precipitation. *Journal of Geophysical Research*. n° 84 : pp5029-5033.
- Meybeck M., (1984) : Influences des précipitations atmosphériques sur la composition chimique des eaux de surface. In « Les fleuves et le cycle géochimique des éléments, Thèse de Doct. Univ. P-M. Curie, Paris : pp1-30.
- MRE, (2010) : Ministère de Ressources en Eau, Algérie ; document interne, superficies irriguées.
- Ndembo Longo J., (2009) : Apports outils hydrogéochimiques et isotopiques à la gestion de l'aquifère du Mont Amba. Thèse de doctorat. Université de Kinshasa, Congo: 203p.
- Nirel PM., Revaclier R., (1999): Assessment of sewage treatment plant effluent impact on river water quality using dissolved Rb/Sr ratio. *Environ Sci Technol*. Vol 33 : pp1996-2000.
- Nsikak B., (2008): Encyclopedia of Global Warming and Climate Change. Ed. S. Philander. *Thousand Oaks, CA*. Vol 3 : pp 813-817.
- Perrodon A., (1957) : Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie nord occidental. Thèse de doctorat. Université Paris: 343p.
- Piper A, (1944): A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analyses. *Trans Am Geophys Union* 25 : pp 914–923.
- Polvèche J., (1960) : Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis Oranaie. *Pub.serv.carte géol*. n°24. p577.
- Pradines D., (1977) : Etude hydrogéologique du Moyen Chélif occidental ; compte rendu de forage : 44p.
- Rajmohan N., Elango L., (2004): Identification and evolution of hydrogeochemical processes in the groundwater environment in an area of the Palar and Cheyyar River Basins, Southern India. *Environ Geol*, 46: pp 47–61.
- Remaoun M, (2007) : Crues et sécheresses en Algérie, cas du Moyen Chélif. Thèse de doctorat d'état, USTHB : 231p.
- Richards. L A., (1954): diagnosis and Improvement of saline and alkali soil USDA Agricultural Handbook 60, Washington: 160 p
- Rittenhouse, G., (1967): Bromid in oil field waters and use in deterrning possibilities of origin of thèse waters. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geoi*, 51 : pp2430-2440.
- Roche M (1963) : Hydrologie de surface. ORSTOM et Gauthier–Villars, Paris, 430p.
- Rodier J., (1997) : L'analyse de l'eau (eaux naturelles, eaux résiduaires et eaux de mer). 8<sup>ème</sup> Edition. Dunod, Paris : 1260p.
- Rodier J., Legube B., Merlet M., Brunet R., (2009) : L'analyse de l'eau. Edition Dunod, Paris: 1600 p.
- Rozanski K., Araguas-Araguas L., Gonfiantini R., (1993): Isotopic patterns in modern global precipitation, in Continental isotope indicators of climate, American Geophysical Union. n°78: pp 1-36.
- Rozanski K., Sonntag C., Münnich K O., (1982): Factors controlling stable isotope composition of European precipitations. *Tellus*. n°34 : pp 142-150.
- RQEC., (2008) : Recommandation pour la qualité d'eau au canada. Le conseil canadien des ministres de l'environnement : 209 p.
- Sadat-Noori S M., Ebrahimi K., Liaghat A M., (2013): Groundwater quality assessment using the Water Quality Index and GIS in Saveh-Nobaran aquifer, Iran.

- Schrambach M., Mostefa L., (1966) : Exploitation et conservation des nappes souterraines des plaines du haut, moyen, le bas Chélif et la Mina inférieure : 277p.
- Schoeller H., (1977) : Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources Masson et Cie : 642 p.
- Siebert S., Burke J M., Faures K., Frenken J., Hoogeveen P., Doll., Portmann F T., (2010): Groundwater use for irrigation — a global inventory. *Hydrology and Earth Systems Science*. Vol 14, n°10: pp1863–1880.
- Simler R, (2009): Diagrammes software. Downloadable at <http://www.lha.univavignon.fr/LHA-Logiciels.htm>
- Singh P ., Khan I A., (2011): Ground water quality assessment of Dhankawadi ward of Pune by using GIS, *International Journal Of Geomatics And Geosciences*, Vol 2,n° 2: pp 688-703.
- Smida H ., (2008) : Apports des Systèmes d'Informations Géographiques (SIG) pour une approche intégrée dans l'étude et la gestion des ressources en eau des systèmes aquifères de la région de Sidi Bouzid (Tunisie centrale), Thèse de Doctorat en Sciences Géologique, Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax (ENIS), Annaba: 199 p
- Smith M., Cross K., Paden M ., Laban P., ( 2016): Managing groundwater sustainability. *IUCN, Gland, Switzerland*.
- Sonkamble S., Sahya A., Mondial NC., Harikumar P., (2012) : Appraisal and evolution of hydrochemical processes from proximity basalt and granite areas of Deccan Volcanic Province (DVP) in India. *Journal of Hydraulique*: pp 438–439.
- Srinivasamoorthy K., Vijayaraghavan K., Vasanthavigar M., Sarma V S., Rajivgandhi R., Chidambaram S., (2011) :Assessment of groundwater vulnerability in Mettur region, Tamilnadu, India using drastic and GIS techniques. *Arabian Jour. Geosci*. Vol 4 : pp 1215-1228.
- Stafford J., Bodson P., (2006) : l'analyse multi varie spss, presse l'université du Québec : 241 p.
- Takrouni M., (2003) : Traçage naturel des relations entre aquife`re profond, nappes superficielles et intrusion marine dans le bassin de Sfax (Tunisie).These de doctorat. Universite´ Paris-Sud-Orsay.
- Templ M., Filzmoser P., Reimann C., (2008): Cluster analysis applied to regional geochemical data: Problems and possibilities. *Applied Geochemistry*.n° 23: pp2198–2213
- Todd K., (1980): Groundwater hydrology. Seconde edition. New York, J.Wiley & Sons: 510 p.
- Touhari F, (2015) : Étude de la qualité des eaux de la vallée du haut Chélif. Thèse de Doctorat, école nationale supérieure d'hydraulique. Blida: 139 p.
- Unesco., (1978): World water balance and water resources of the earth. Studies and reports in hydrology 25, Paris.
- Vengosh A., Pankratov I., (1998): Chloride/Bromide and Chloride/Fluoride ratios of domestic sewage effluents and associated contaminated ground water. *Ground Water*.Vol 36 : pp 815-825
- Winckela A et al., (2002) : Apport des isotopes stables dans l'estimation des altitudes de recharge de sources thermales du Maroc. (Isotopic Geochemistry) *Geoc C. R. Geoscience*, n° 334: pp 469–474.
- Yidana S M., Ophori D., Banoeng-Yakubo B., (2008): A multivariate statistical analysis of surface water chemistry data – The Ankobra Basin, Ghana. *Journal of Environmental Management*. n°86 : pp 80-87.

# *Annexes*

---

## Annexe 1

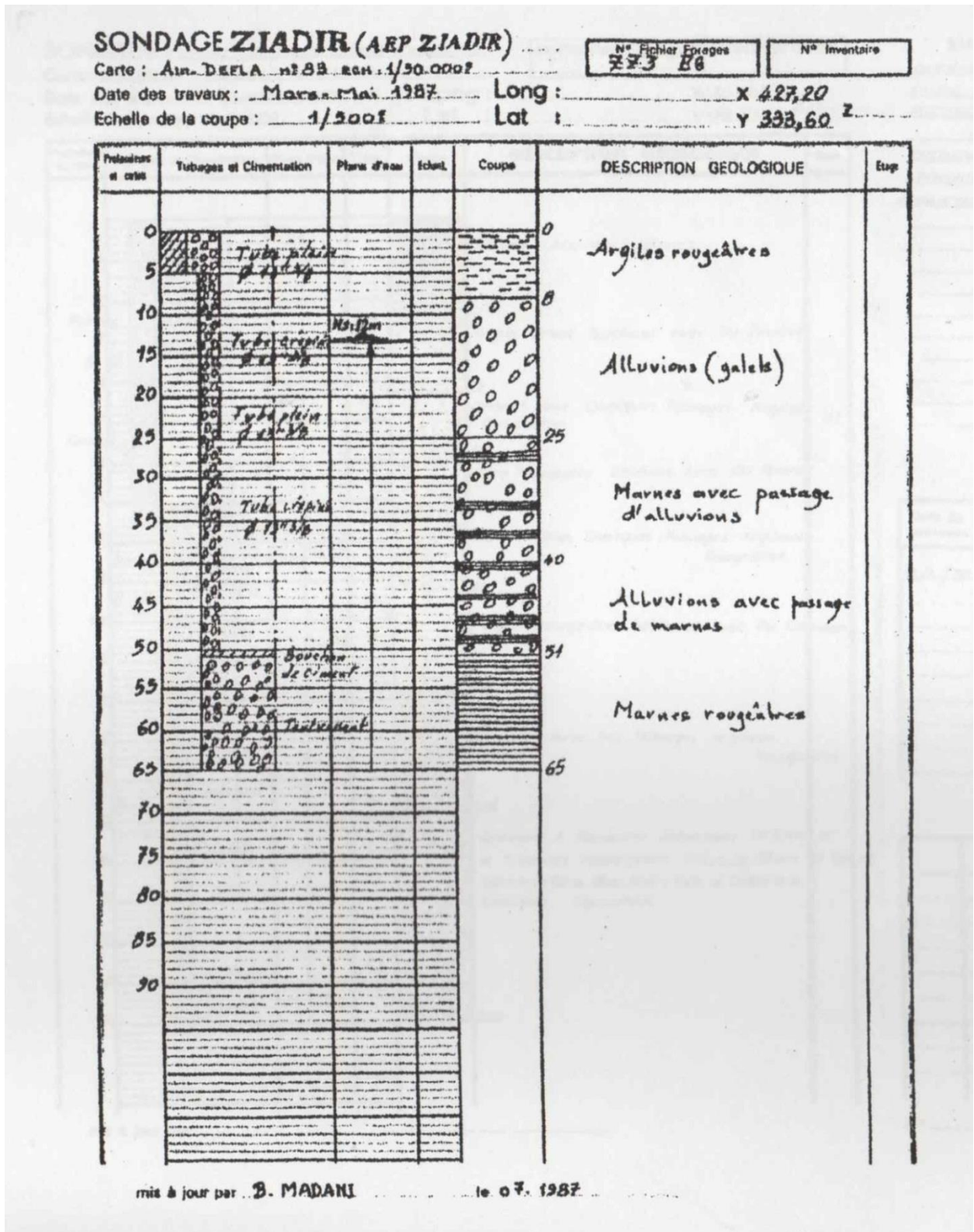
Annexe 1: Niveau piézométriques des puits et piézomètres du Haut et du Moyen Chélif (Source ANRH, 2018).

	Point d'eau	X (m)	Y (m)	Z (m)	prof	NP haut 2012	NP basses 2012	NP hautes 2017	NP basse 2017	NP hautes 2018
1	PZC 3	383200	326200	150	75	136,2	135,5	136,86	134,93	135,9
2	PZ1	468600	323800	305	50	267,66	266,8	267,5	269,9	280,91
3	PZ10	413950	330500	167	70	141,3	140,87	145,5	133,9	149,7
4	PZ11	412600	329600	165	60	139,92	140	143,5	140,58	144,68
5	PZ12	407800	328600	160	50	/	/	142,5	149,9	143,65
6	PZ13	406200	326100	150	60	142,06	141,28	142,7	141,9	142,3
7	PZ14	404000	328000	155	50	/	/	144,5	142,9	145,8
8	PZ15	403400	325900	145	50	141,94	140,8	141,5	140,5	142,8
9	PZ2	466650	320800	315	60	269,5	261,3	/	/	/
10	Pz3	459300	326200	280	50	250,5	246,65	253	/	/
11	PZ4	452800	325600	265	50	242,14	237,3	244	246,5	248,76
12	PZ5	423300	332000	210	50	195,48	195,89	197,5	197,6	197,7
13	PZ6	420900	329300	200	50	188,07	188,64	190,3	190,6	191,65
14	PZ7	419800	330800	200	50	173,61	173,91	172,5	176,25	178,1
15	PZ8	415000	328600	178	50	163,86	161,7	165,5	164,1	167,32
16	PZ9	413950	330500	170	85	164,27	165,22	163,6	160,9	160,4
17	PZC 10	367100	321800	90	75	43,3	42,7	45,89	43,88	44,95
18	PZC 11	363500	320800	90	160	62,8	62,9	63,81	60,81	63,1
19	PZC 12	368700	317500	88	55	47,4	46,6	48,92	45,87	50,75
20	PZC 13	363900	317800	85	75	54,8	55,2	55,83	54,97	57,6
21	PZC 14	364500	314300	84	70	55,6	59,6	56,28	55,85	58,77
22	PZC 15	360900	316200	83	75	56,5	57,15	56,97	54,96	59,85
23	PZC 5	374000	322300	120	75	68,65	67,7	70,09	68,84	68,2
24	PZC 6	375100	319000	92	50	69,8	70,7	71,11	68,89	70,7
25	PZC 7	373400	319100	90	70	67,55	68,5	68,02	67,04	69
26	PZC 8	371900	318500	160	85	135,55	134,9	137,38	135,92	136,9
27	PZC 9	368000	324000	105	90	59,2	58,67	61,82	60,22	63,35
28	W082-127	387600	324800	140	10,00	108	108,5	109,97	118,84	107,1
29	W082-128	397325	320900	193,246	27,00	167,846	168,046	171,326	166,976	167,846
30	W082-130	400150	323350	147,038	9,05	146,338	146,338	146,238	145,838	146,238
31	W082-136	397075	323150	149,102	12,50	142,402	143,402	127,139	126,059	126,669
32	W082-137	402900	329500	148,119	35,00	126,719	126,919	142,502	141,992	144,482
33	W082-52	376425	321150	101,478	18,28	84,528	84,778	87,568	86,178	83,978
34	W082-58	376585	401125	160	/	156,6	155,4	/	/	/
35	W082-66	396425	324350	146,533	20,00	142,233	142,603	142,703	140,923	144,283
36	W082-72	389525	324900	146,533	20,00	133,933	132,433	135,563	126,1	133,833
37	W083-110	433250	332650	239,93	20,1	222,77	221,95	228,73	221,98	222,88
38	W083-122	423500	327200	225,19	22	208,36	210,07	239,19	207,16	211,49
39	W083-126	431350	332350	230,57	27	218,84	218,95	/	/	/
40	W083-34	433000	329050	270,91	14,01	252,58	254,37	254,51	254,57	259,51
41	W083-40	425870	330350	199,34	12,01	193,34	192,08	191,64	191,34	193,01
42	W083-41	424970	323620	287,95	23,01	282,48	282,75	279,45	271,8	275,35



43	W083-48	421070	324850	203,54	12,5	196,94	195,18	197,04	197,48	198,62
44	W083-52	418500	327250	197,53	25,2	177,15	175,11	177,53	176,51	180,53
45	W083-56	414200	323200	239,25	8,9	233,51	232,31	231,12	231,12	233,65
46	W084-110	441000	330100	246,76	12	245,68	245,48	245,36	/	/
47	W084-115	446850	323700	275,93	35,00	255,53	254,48	251,93	/	/
48	W084-129	440750	327900	251,75	8,65	248,08	245,55	246,25	243,58	245,6
49	W084-14	462470	320850	315,8	25,1	298,94	298,4	298,8	298,1	298,56
50	W084-155	456000	321050	293,02	12,72	286,11	285,44	282,02	285,02	285,62
51	W084-166	442400	325250	269,18	12,01	264,38	260,3	/	259,01	263,08
52	W084-169	442050	322650	313,15	16	311,1	310,62	301,85	301,35	307,41
53	W084-182	444300	327550	252,28	8,21	244,71	244,1	232,28	232,43	232,83
54	W084-185	457050	325500	274,84	13,01	/	/	269,24	269,87	270,14
55	W084-196	447500	332600	278,01	19,1	274,04	271,23	268,31	264,77	273,01
56	W084-39	461500	328000	292,83	23,11	279,93	279,67	277,08	277,73	279,48
57	W084-63	452070	321950	280,6	15	275,6	274,03	273,1	275,32	274
58	W084-8	462300	322800	293,4	20,66	267,57	269,05	269,4	264,7	269,1
59	W084-80	448900	325250	260,12	17	245,31	243,78	/	243,72	247,77
60	W084-92	447450	330600	284,31	21,1	271,71	270,44	269,91	268,91	269,31
61	W085-14	469820	321500	316,43	40,1	280,3	279,76	/	/	/
62	W085-20	477350	323500	394,87	23,2	392,17	391,17	391,87	383,91	392,13
63	W085-27	483750	322770	359,94	14	350,37	352	351,24	353,24	353,7
64	W085-38	480950	322900	514,99	8,5	512,61	508,57	511,19	504,84	513,12
65	W085-6	471700	324700	346,26	19,5	333,19	331,78	332,46	322,21	331,9
67	W105-0008	362100	310200	91,43	/	66,83	69,83	68,48	51,69	68,33
68	W105-00383	369900	320100	93	/	52,95	50,9	/	/	/
69	W105-00549	354900	309700	79,25	/	71,25	69,85	/	/	/
70	W105-01033	364990	320500	93,58	/	63,38	65,15	/	/	/
71	W105-01186	361250	310175	87,86	/	65,86	61,26	66,97	65,88	66,7
72	W105-306	348500	307900	67,25	75,00	52,7	51,75	53,11	51,24	54,25
73	W105-313	352475	308810	93,687	/	62,037	62,087	62,997	61,757	62,037
74	W105-348	352600	312075	98,083	55,00	62,583	62,363	64,063	61,563	62,403
75	W105-366	369800	312950	69,33	50,00	15,33	14,93	17,14	13,32	15,23
76	W105-453	355150	306650	92,989	25,00	73,189	71,089	75,839	74,129	71,209
77	W105-548	354200	315000	129,355	55,00	81,655	81,835	82,175	79,995	81,725
78	W105-574	354910	310550	75,12	12,00	66,02	64,42	/	51,19	64,92
79	W105-84	353900	307250	88,672	16,90	77,672	77,212	77,452	74,532	76,972
80	W106-18	393350	315900	195,213	16,00	187,613	186,013	186,613	186,52	187,413
81	W106-19	394775	315625	187,68	14,00	183,68	183,78	/	/	184,08
82	W106-33	380950	319450	148,818	47,00	110,318	110,118	/	/	/
83	W106-52	372750	316250	105,72	30,00	67,89	72,22	/	/	/

Annexe 2



Annexe 2.1 : Coupe lithologique du sondage de Ziadir (Source : ANRH de Khemis Miliana)



**SONDAGE** L'EXPLOITATION INDUSTRIELLE D'AIN DEFLA

Carte : AIN DEFLA 1/50.000 N° B1

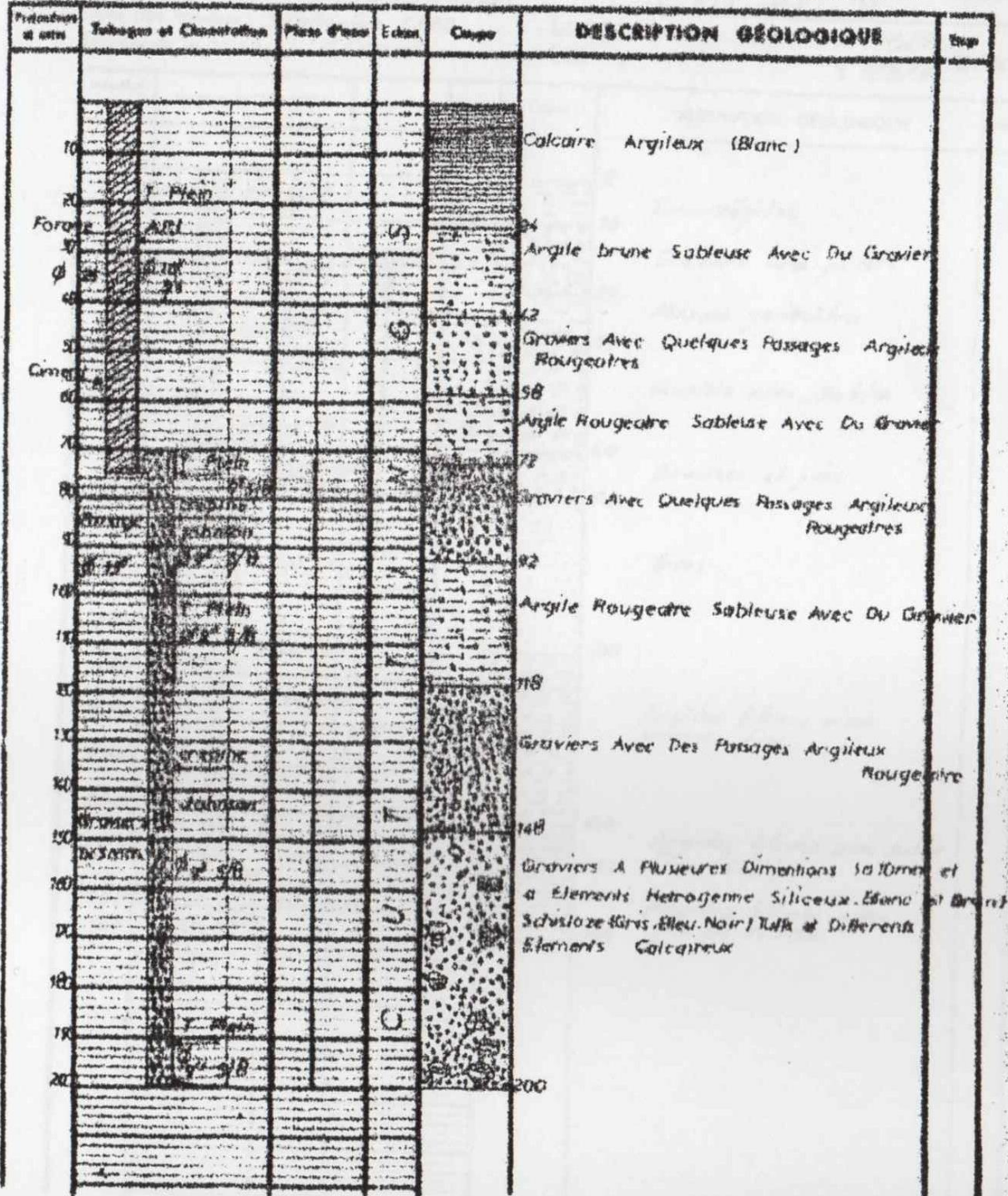
N° Puits Forages : 725 E6 N° INVENTAIRE

Date des travaux : JANVIER MARS 78

Long : X 631.000

Echelle de la coupe : 1/1000

Lat : Y 328.850



met à jour par

Annexe 2.2 : Coupe lithologique du sondage de Ain Defla (Source : DREW Ain Defla).



# SONDAGE KHERBA

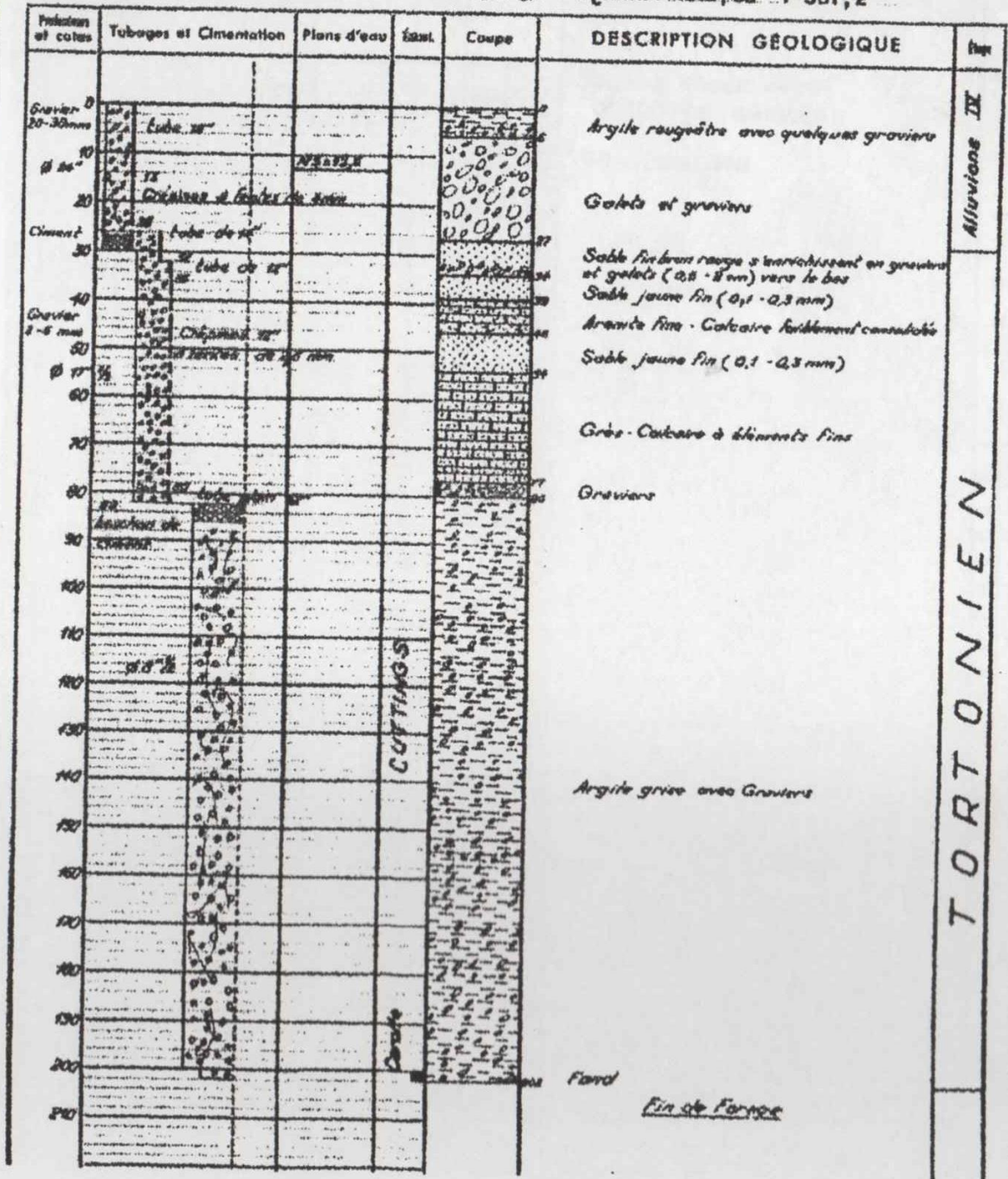
Carte: 1/50 000 GARNOT (DUPERRÉ) n° 83-B

Date des travaux: Août 1969 - Janvier 1970

Echelle de la coupe: 1/1 000

N° **634** **E6**

MTU Long.: 598,82 X 425,9  
Latit.: 4015,08 Y 331,2 Z 208



mis à jour par: **MC. PRAZINES** le 26-12-69

Annexe 2.3 : Coupe lithologique du sondage de Kherba (Source : ANRH de Khemis Miliana)

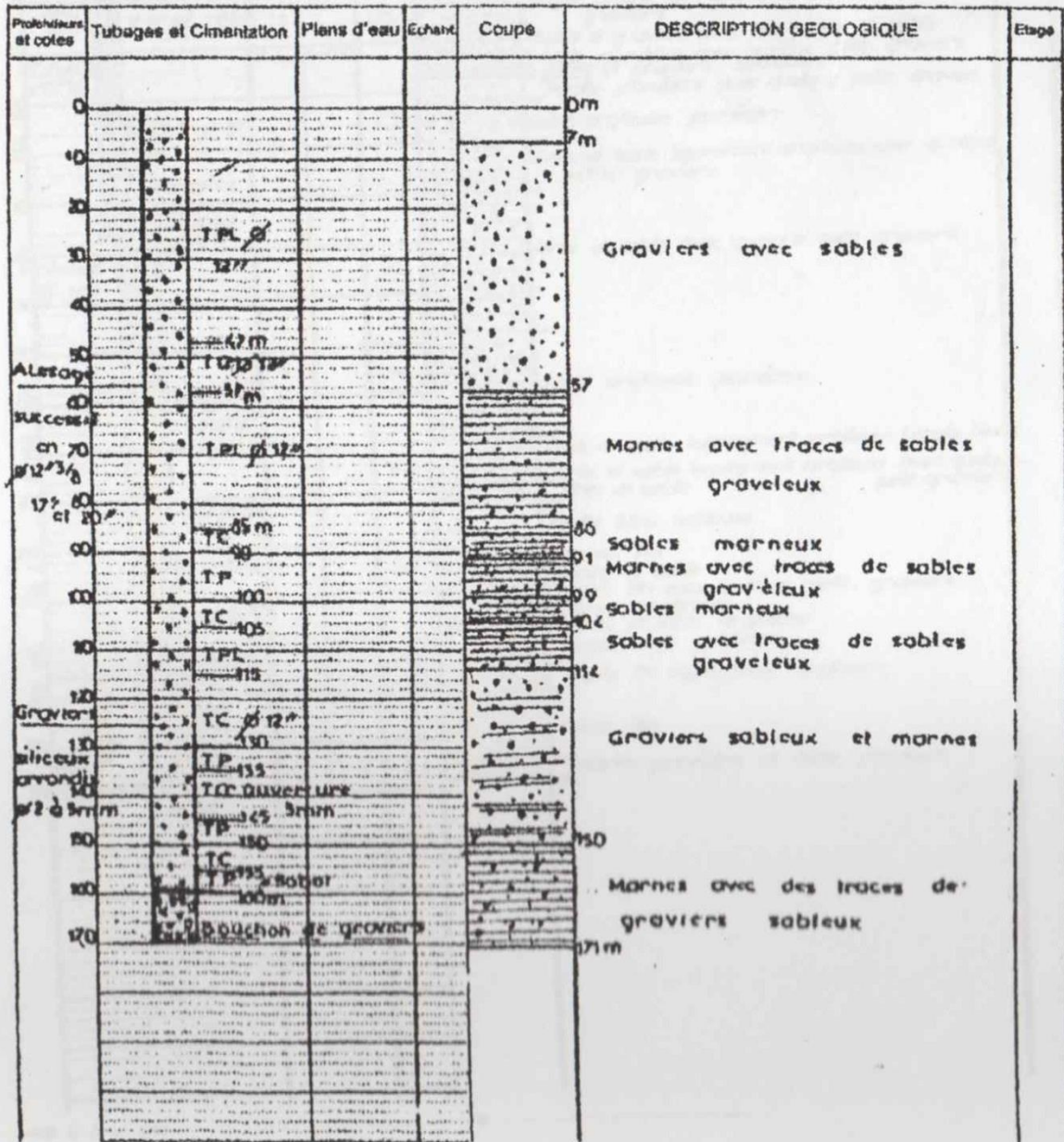
SONDAGE DERBALA ABADIA (W. A. DEFLA)

Carte : AIN DEFLA N° 83 Echelle : 1/50,000

Date des travaux : 2006 X 419 850 Long

Echelle de la coupe : 1/10,00 Y 331 850 Latit

N° Catalogue	N° Inventaire
1386 - E6	



mis à jour per le

Annexe 2.4 : Coupe lithologique du sondage de Derbala (Source : DREW Ain Defla).



# SONDAGE FORAGE SIDI BOUABIDA

Carte : AIN-DEFLA n°83 K. 1/50.000

Date des travaux : Septembre 1980

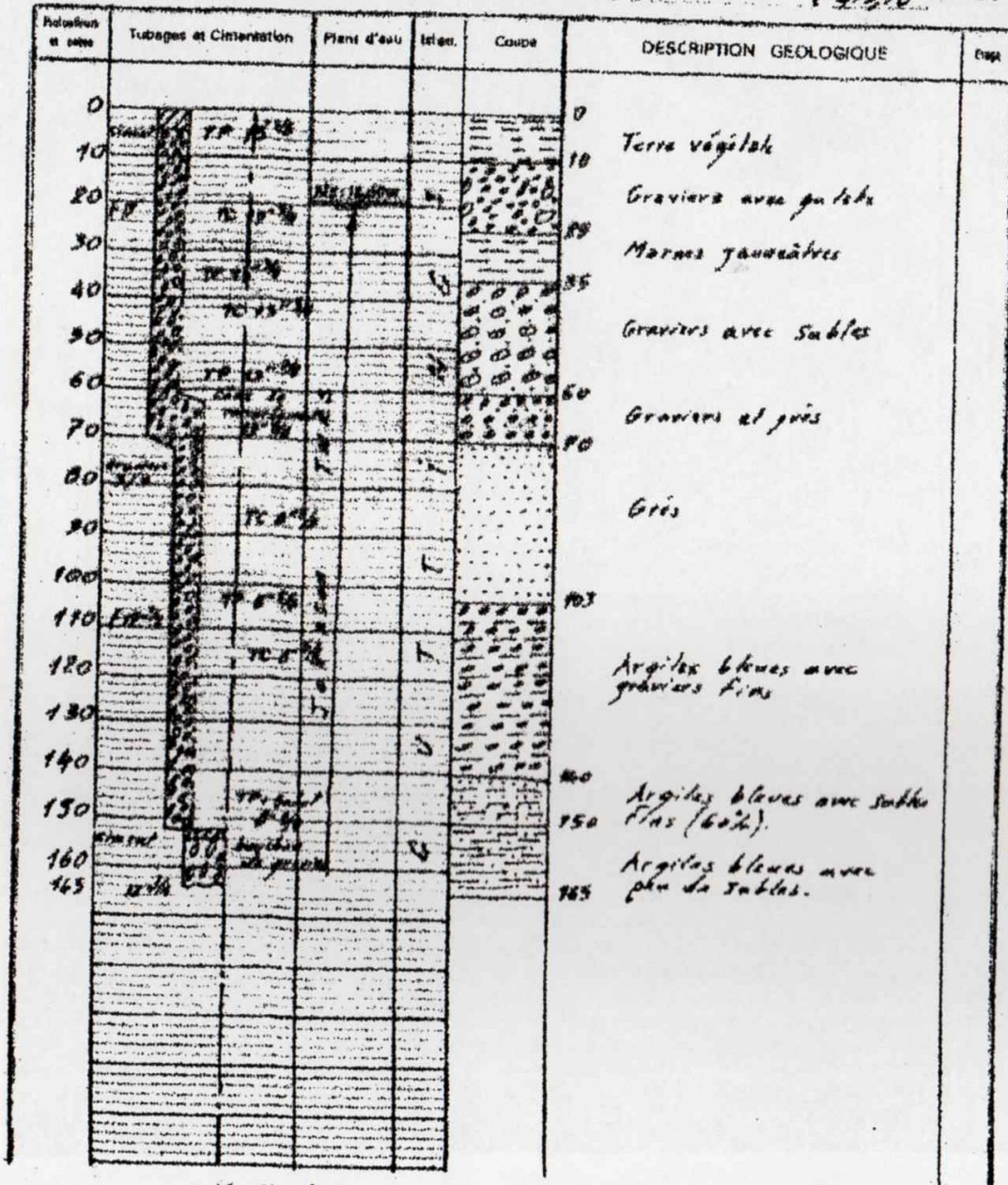
Echelle de la coupe : 1/2000

N° Fiche : 813  
Etrous : E6

N° Inventaire

Long : X 322,25

Lat : Y 413,70 21%



Annexe 2.5 : Coupe lithologique du sondage de Sidi Bouabida (Source : DREW Ain Defla).





Ministère des Ressources en Eau  
Agence du bassin hydrographique Cheliff - Zahrez

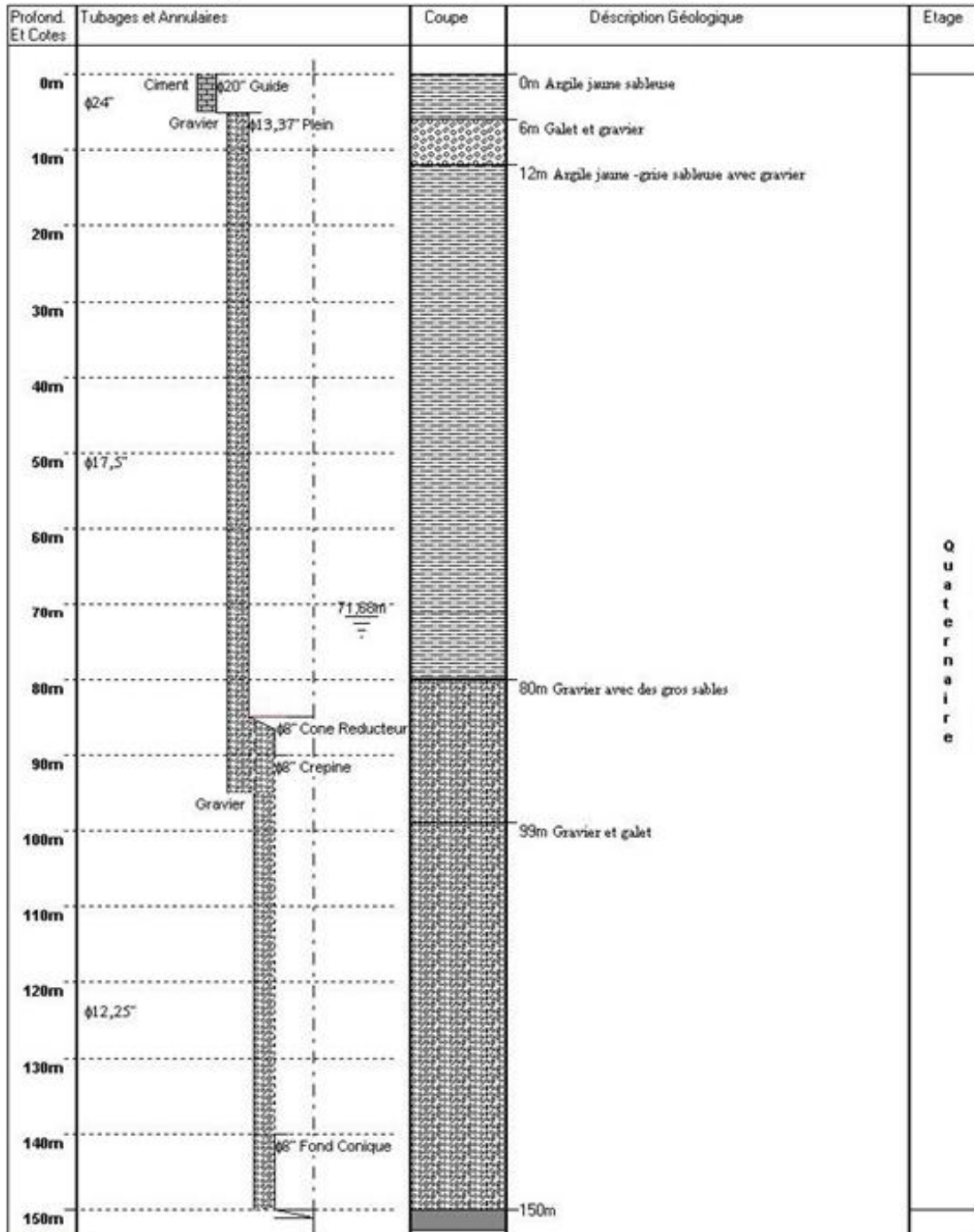
F01220228B0008

Fichier du Forage :

X : 381 050 m  
Y : 326 500 m  
Z : 169 mNGA

Nom : MEDJADJA No 2  
N° Carte : 82  
N° Forage : 881

Formation captée : Quaternaire  
Débit d'exploitation(l/s) : -  
Rabat. d'exploitation(m) : -



WADEX

De l'hydrologie - 03.77.96.50.

Annexe 2.6 : Coupe lithologique du sondage de Medjadja (Source : ABH Chélif-Zahrez).



Ministère des Ressources en Eau  
Agence du bassin hydrographique Cheliff - Zahrez

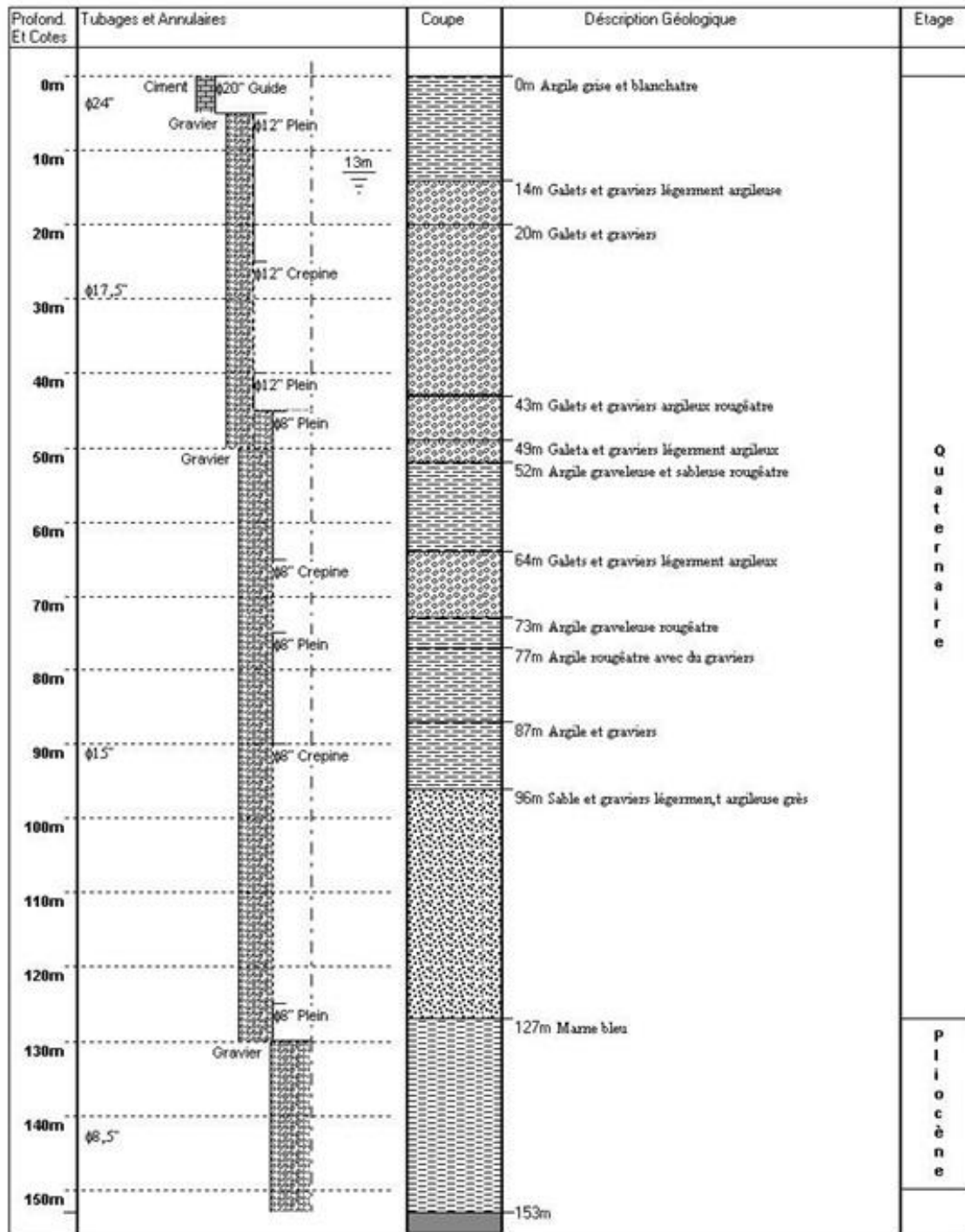
F01220201B0044

Fichier du Forage :

X: 371 550 m  
Y: 318 250 m  
Z: 90 mNGA

Nom : MC\_ARD EL BEIDHA F-3  
N° Carte : 106  
N° Forage : 924

Formation captée : -  
Débit d'exploitation(l/s) : -  
Rabat. d'exploitation(m) : -



WADEX

De la lithologie - (03) 77.96.00.

Annexe 2.6 : Coupe lithologique du sondage d'Ard El Beida (Source : ABH Chéiff-Zahrez).



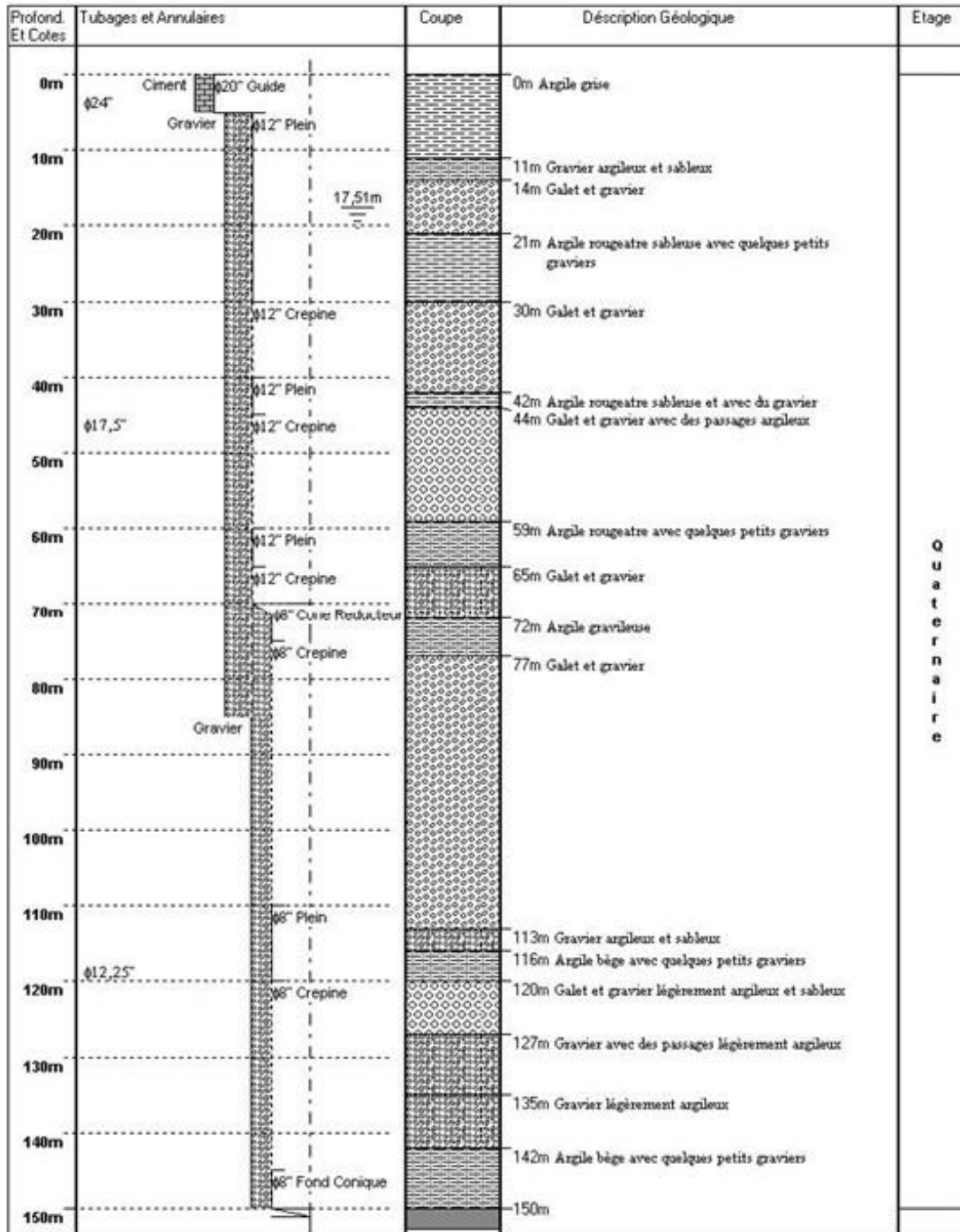
Ministère des Ressources en Eau  
Agence du bassin hydrographique Cheliff - Zahrez

F01220221B0016

Fichier du Forage :

X: 366 900 m  
Y: 314 800 m  
Z: 91 mNGA

Nom : MC\_ZONE INDUSTRIELLE CHLEF AEI Formation captée : Quaternaire  
N° Carte : 105 Débit d'exploitation(l/s) : -  
N° Forage : 1012 Rabat. d'exploitation(m) : -



WADEX

De l'Informatique - (03) 27.96.00.

Annexe 2.7 : Coupe lithologique du sondage de zone industrielle Chlef (Source : ABH Chélif-Zahrez).



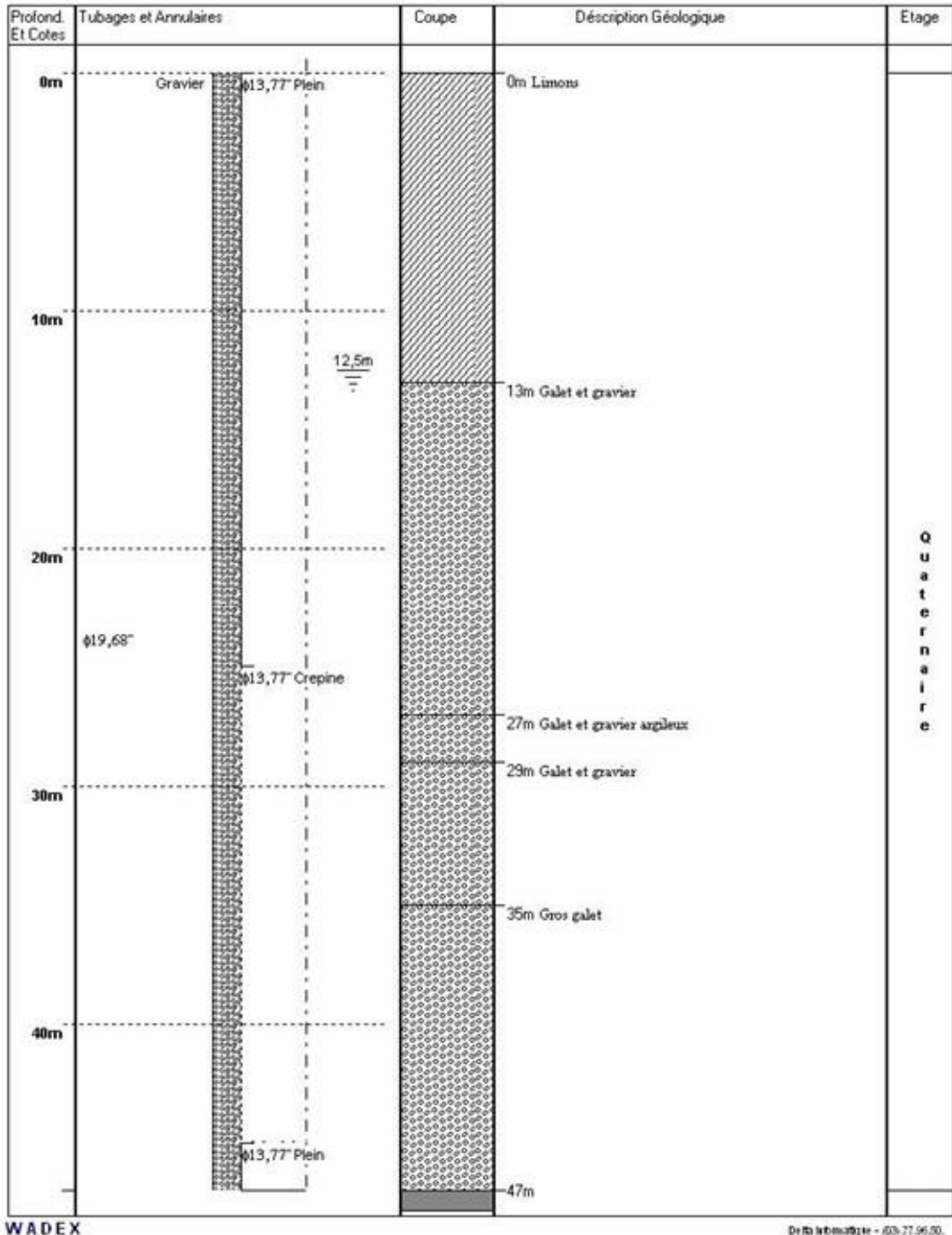
Ministère des Ressources en Eau  
 Agence du bassin hydrographique Cheliff- Zahrez

F01220221B0015

Fichier du Forage :

X : 364 500 m  
 Y : 313 700 m  
 Z : 86 mNGA

Nom : MC\_VILLAGE AGRICOLE AEP OUED S  
 N° Carte : 105  
 N° Forage : 884  
 Formation captée : Quaternaire  
 Débit d'exploitation(l/s) : -  
 Rabat. d'exploitation(m) : -



Annexe 2.8 : Coupe lithologique du sondage d'Oued Sly (Source : ABH Chélif-Zahrez).





Ministère des Ressources en Eau  
Agence du bassin hydrographique Cheliff - Zahrez

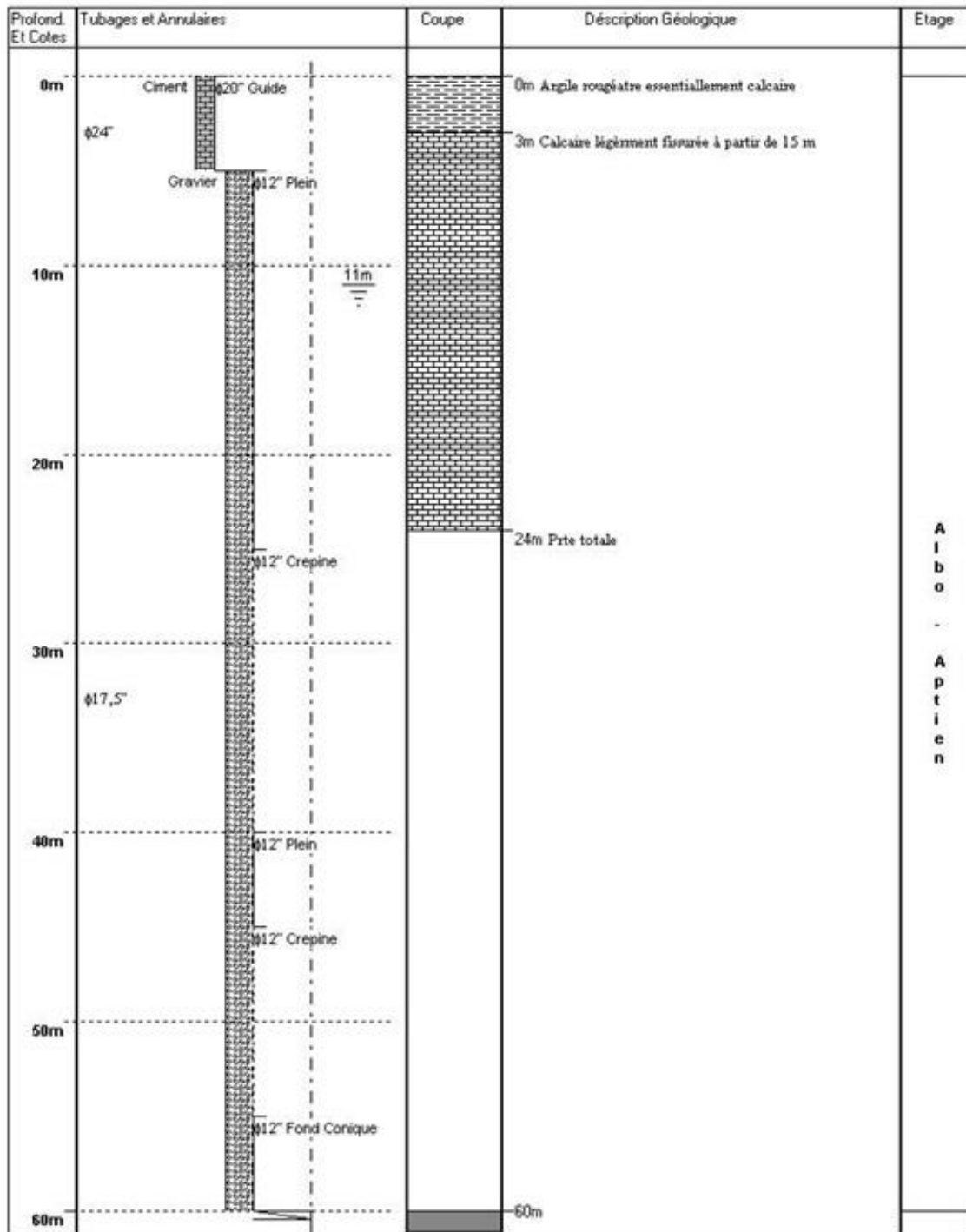
F01240212B0011

Fichier du Forage :

X : 356 900 m  
Y : 307 050 m  
Z : 81 mNGA

Nom : MC\_DOMAINE BAROUDI EAC N° 5  
N° Carte : 105  
N° Forage : 1016

Formation captée : Miocène  
Débit d'exploitation(l/s) : -  
Rabat. d'exploitation(m) : -

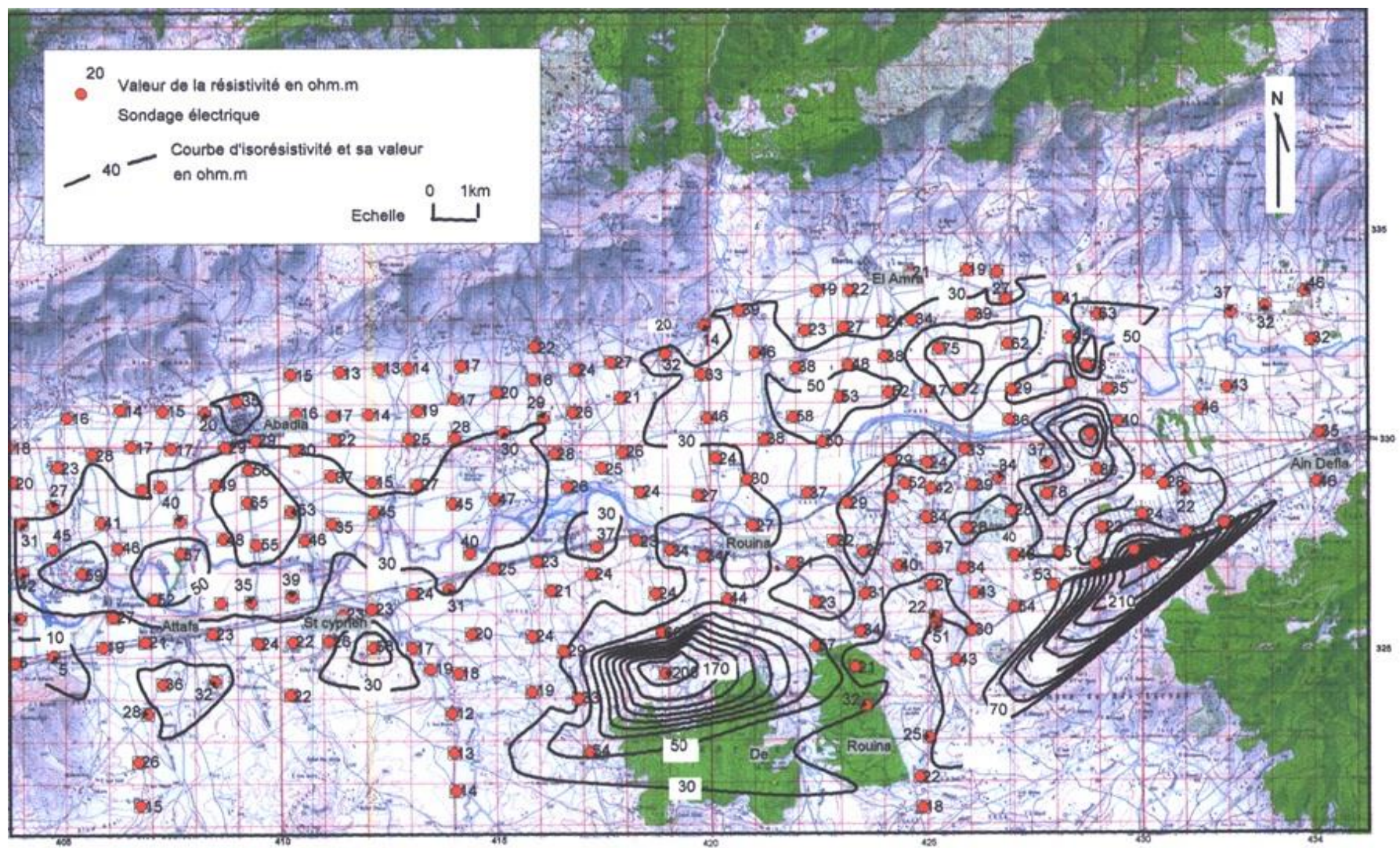


WADEX

De l'Institut National de la Recherche Scientifique - 603-27-96-50.

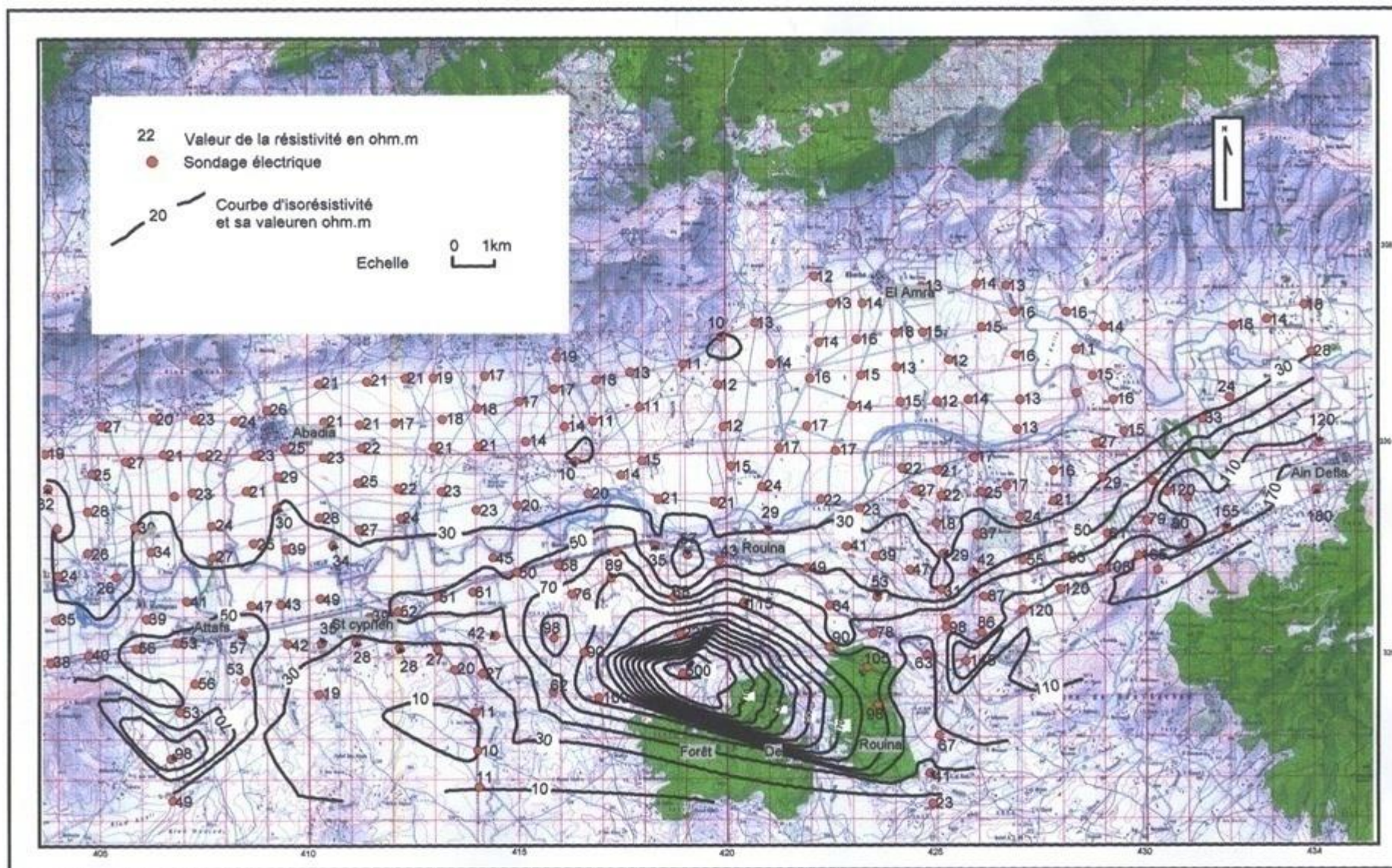
Annexe 2.9 : Coupe lithologique du sondage de domaine Baroudi (Source : ABH Chélif-Zahrez).

### Annexe 3



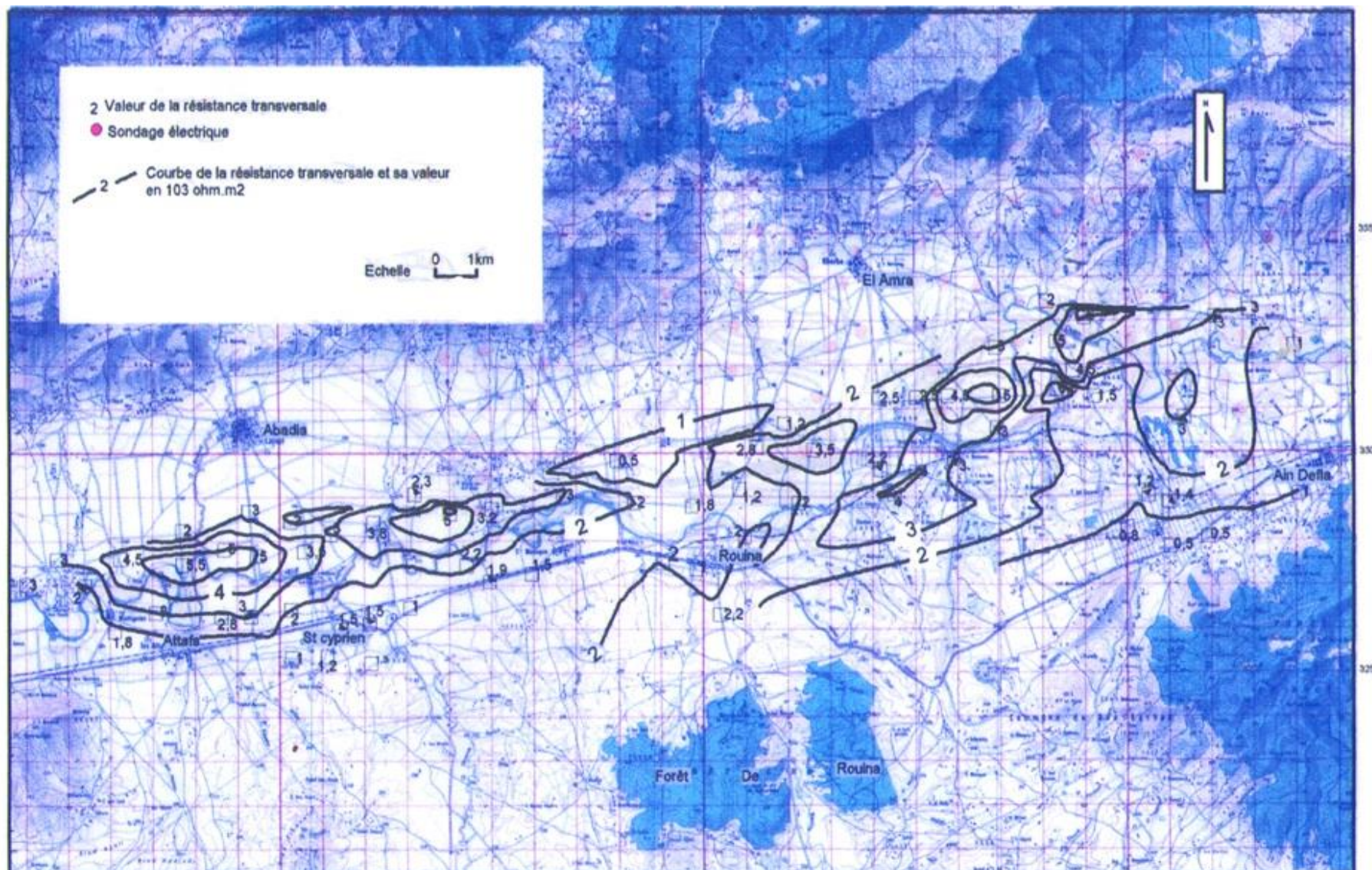
Annexe 3.1 : Carte des résistivités apparentes en AB=300m (CGG, 1969).





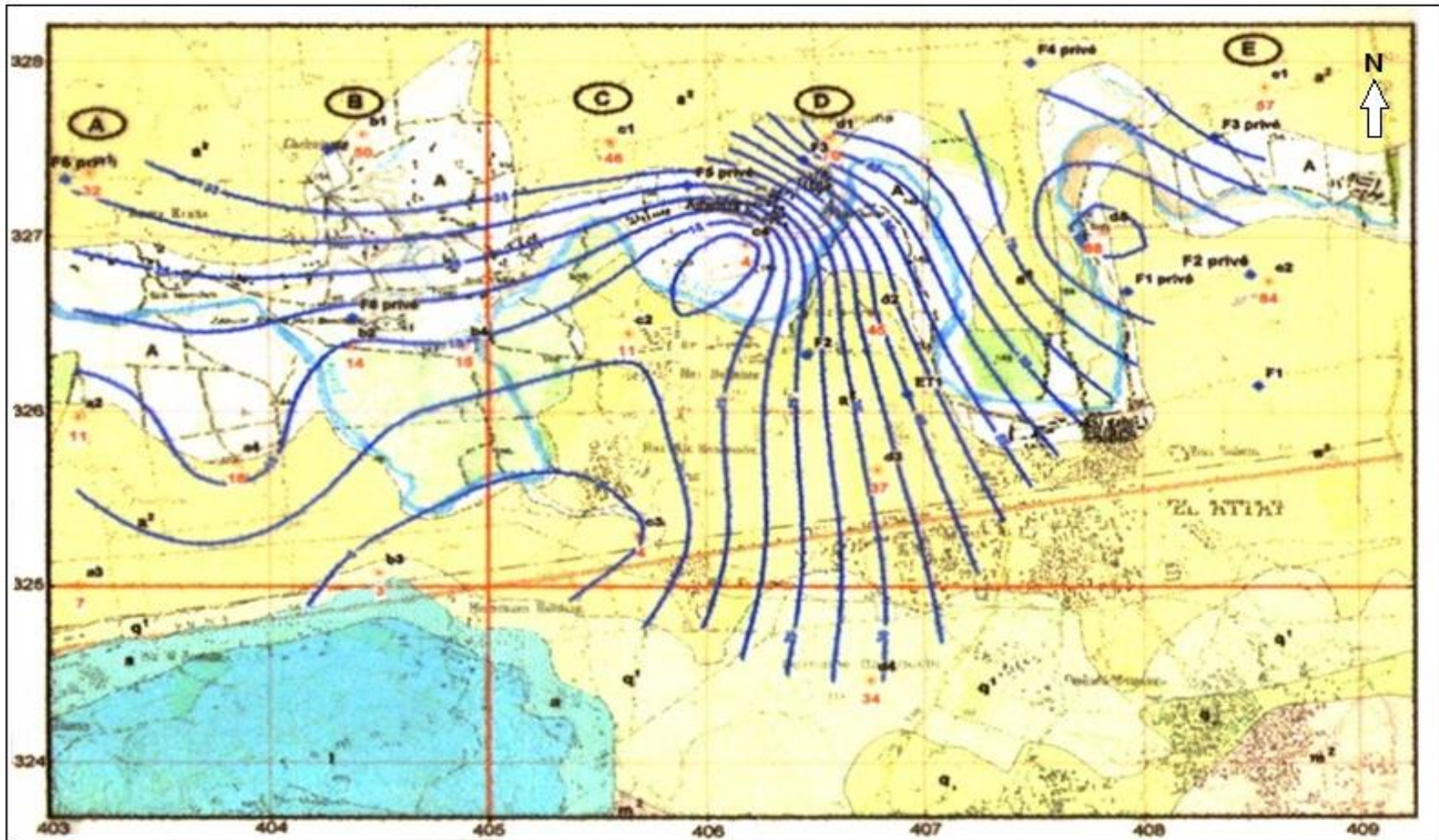
Annexe 3.2 : Carte des resistivités apparentes en AB = 3000 m (CGG, 1969).





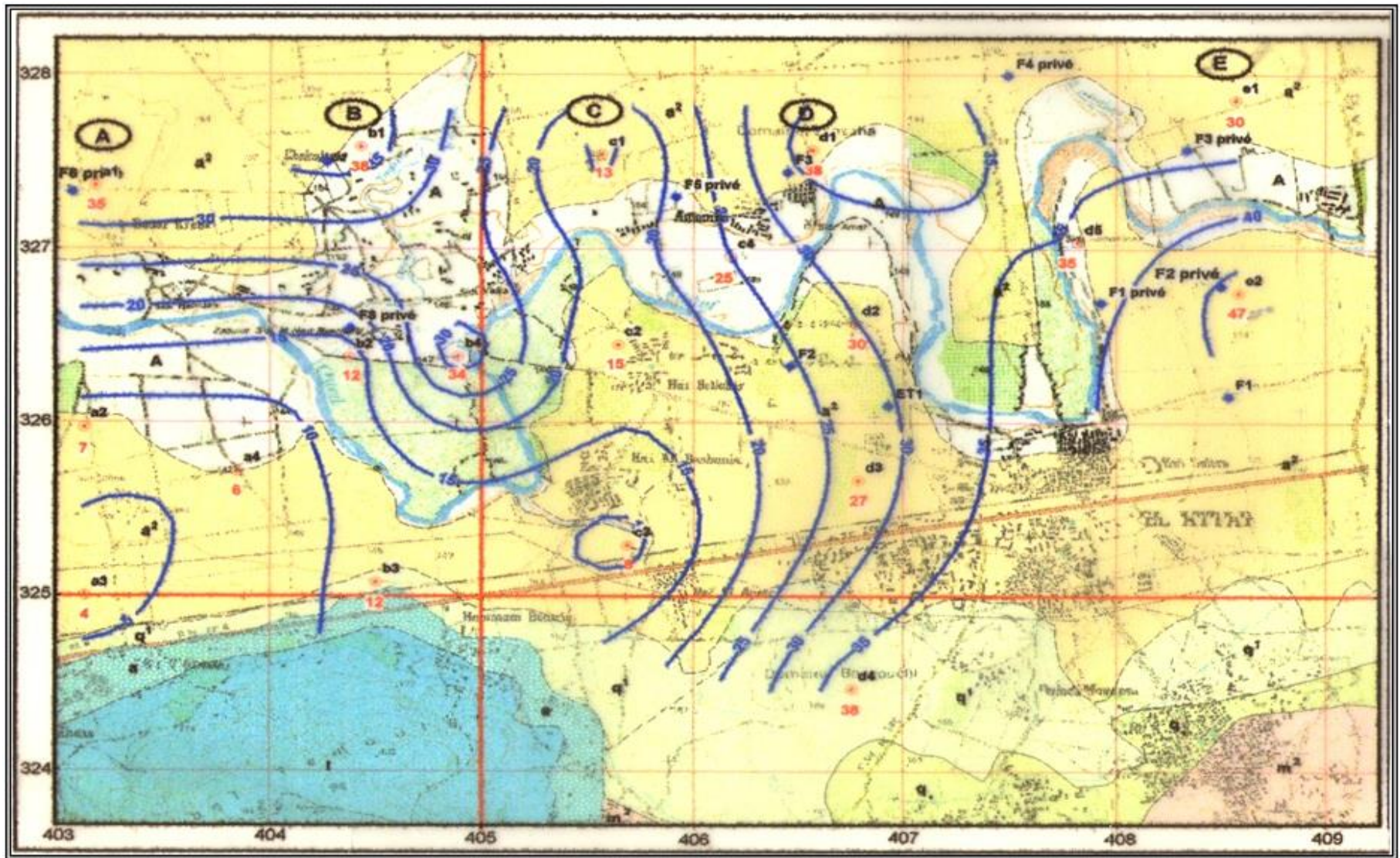
Annexe 3.3 : Carte des résistances transversales des alluvions grossières (CGG, 1969).





Annexe 3.4 : Carte des résistivités apparentes en AB = 300 m (D'après : IFES).





Annexe 3.5 : Carte des résistivités apparentes en AB = 3000 m (D'après : IFES).

**Annexe 4.1 : Détails des paramètres chimiques des points d'eau analysés en 2012.**

N°	Point d'eau	Nature	LNA(x)	LNA(y)	Année	Mois	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	R.Sec	CE	pH	Balance	IOES
							mg/l												
1	W085-14	Puits	469 820	321 500	2 012	6	337	192	132	1	755	508	305	100,0	2 937	3 470	7,6	0,05%	218,71
2	PZ 1 A	Piézomètre	468 600	323 800	2 012	6	51	51	320	30	303	189	641	10,0	1 557	2 360	8,3	3,94%	116,79
3	W084-14	Puits	462 470	320 850	2 012	6	267	143	139	1	780	129	397	87,0	2 264	3 430	7,5	2,23%	180,18
4	W084-8	Puits	462 300	322 800	2 012	6	264	124	145	1	595	301	275	100,0	2 300	3 500	7,7	0,97%	177,80
5	W084-39	Puits	461 500	328 000	2 012	6	213	173	136	1	735	109	214	100,0	1 993	3 020	7,7	4,53%	179,44
6	PZ 3 A	Piézomètre	459 300	326 200	2 012	6	295	164	273	1	645	675	458	90,0	2 455	4 000	7,8	1,26%	228,68
7	W084-155	Puits	456 000	321 050	2 012	6	379	183	330	8	945	655	351	100,0	3 903	5 020	7,6	1,00%	270,63
8	PZ 4 A	Piézomètre	452 800	325 600	2 012	6	278	152	117	1	718	425	244	59,0	2 640	4 000	8,1	3,85%	190,33
9	W084-63	Puits	452 070	321 950	2 012	6	275	170	497	1	835	1 028	183	100,0	3 300	5 000	7,6	0,18%	287,01
10	W084-196	Puits	447 500	332 600	2 012	6	152	61	53	1	170	227	305	94,0	966	1 600	7,8	3,69%	101,02
11	W084-92	Puits	447 450	330 600	2 012	6	146	60	83	1	300	190	183	62,0	1 086	1 645	7,6	1,68%	98,61
12	W084-91	Puits	447 500	329 600	2 012	6	133	88	49	18	170	367	214	23,0	1 026	1 600	7,8	0,43%	98,11
13	W084-115	Puits	446 850	323 700	2 012	6	363	307	410	4	1 405	765	366	8,0	3 944	7 000	7,4	0,26%	333,19
14	W084-182	Puits	444 300	327 550	2 012	6	135	154	179	11	458	435	381	100,0	2 033	3 080	8,0	4,05%	181,77
15	W084-166	Puits	442 400	325 250	2 012	6	165	32	83	1	237	115	336	66,0	1 179	1 572	7,6	3,66%	86,75
16	W084-169	Puits	442 050	322 650	2 012	6	108	80	180	1	370	201	320	1,0	1 628	2 140	7,9	0,08%	104,74
17	W084-110	Puits	441 000	330 100	2 012	6	79	40	43	1	130	54	290	28,0	700	1 060	7,7	4,45%	56,20
18	W084-129	Puits	440 750	327 900	2 012	6	157	84	102	26	284	275	336	100,0	1 554	2 070	7,6	2,41%	132,48
19	W083-110	Puits	433 250	332 650	2 012	6	133	78	127	1	380	92	320	100,0	1 360	2 060	7,6	2,36%	121,04
20	W083-34	Puits	433 000	329 050	2 012	6	175	90	70	1	260	242	336	51,0	1 249	1 893	7,6	1,40%	108,59
21	W083-126	Puits	431 350	332 350	2 012	6	238	80	193	2	490	508	153	94,0	1 967	2 880	7,8	2,70%	166,03
22	W083-40	Puits	425 870	330 350	2 012	6	133	83	163	1	298	335	366	10,0	1 318	2 170	7,7	2,25%	111,66
23	W083-41	Puits	424 970	323 620	2 012	6	83	80	111	1	193	211	320	8,0	1 188	1 574	7,6	1,32%	84,75
24	PZ 5 A	Piézomètre	423 300	332 000	2 012	6	72	38	62	1	250	31	92	12,0	760	1 152	7,0	0,21%	55,99
25	W083-122	Puits	423 500	327 200	2 012	6	525	225	169	2	1 500	239	275	100,0	3 541	5 400	7,6	1,11%	284,09
26	PZ 6 A	Piézomètre	420 900	329 300	2 012	6	46	29	112	1	124	228	76	0,0	760	1 152	7,5	0,63%	57,69
27	W083-48	Puits	421 070	324 850	2 012	6	133	80	83	1	263	105	275	100,0	1 202	1 870	7,9	3,66%	110,27
28	PZ 7 A	Piézomètre	419 800	330 800	2 012	6	84	51	94	1	320	63	122	10,0	837	1 419	8,1	0,01%	71,66
29	W083-52	Puits	418 500	327 250	2 012	6	108	113	102	1	263	127	412	100,0	1 445	2 190	7,6	1,96%	124,68
30	PZ 9 A	Piézomètre	413 950	330 500	2 012	6	0	25	253	2	200	72	275	0,0	1 000	1 525	9,4	6,02%	69,83

31	W083-56	Puits	414 200	323 200	2 012	6	233	123	243	7	575	548	305	88,0	2 175	3 280	7,6	2,30%	193,15
32	PZ 13 A	Piézomètre	406 200	326 100	2 012	6	278	167	1 065	8	2 600	431	122	0,0	5 639	9 010	7,2	6,37%	410,31
33	W082-137	Puits	402 900	329 500	2 012	5	78	42	70	2	223	40	183	78,0	738	1 270	7,8	4,44%	77,79
34	W082-130	Puits	400 150	323 350	2 012	5	351	110	690	11	1 710	53	336	75,0	4 560	6 909	7,8	0,83%	301,60
35	W082-128	Puits	397 325	320 900	2 012	5	139	186	239	1	840	163	488	38,0	2 416	3 660	7,6	4,37%	189,04
36	W082-136	Puits	397 075	323 150	2 012	5	196	118	224	2	380	663	320	56,0	2 039	3 090	7,8	2,33%	172,65
37	W0106-19	Puits	394 775	315 625	2 012	5	229	157	370	3	545	970	366	55,0	2 647	4 900	8,1	2,37%	240,53
38	W0106-18	Puits	393 350	315 900	2 012	5	294	174	560	3	1 305	760	275	41,0	3 980	6 030	8,0	3,90%	300,79
39	W082-66	Puits	396 425	324 350	2 012	5	153	117	245	5	420	520	305	31,0	2 000	3 030	8,1	0,10%	160,14
40	W082-72	Puits	389 525	324 900	2 012	5	272	189	325	6	1 190	368	351	21,0	3 307	5 010	8,0	4,20%	242,17
41	W082-127	Puits	387 600	324 800	2 012	5	213	115	290	2	485	700	244	70,0	2 363	3 580	8,3	0,93%	194,30
42	PZ 2	Piézomètre	385 500	328 900	2 012	5	85	87	400	2	580	186	549	7,0	1 997	2 910	8,3	0,83%	147,35
43	W0106-33	Puits	380 950	319 450	2 012	5	179	112	220	2	625	353	275	84,0	2 043	3 000	7,9	5,15%	172,75
44	W082-52	Puits	376 425	321 150	2 012	5	319	130	450	9	675	875	534	22,0	2 838	5 200	7,8	0,13%	244,14
45	PZ 6	Piézomètre	375 100	319 000	2 012	5	332	174	340	2	688	833	458	76,0	2 884	4 500	7,8	0,31%	250,93
46	PZ 5	Piézomètre	374 000	322 300	2 012	5	51	28	125	2	232	93	122	15,0	733	1 241	7,6	1,71%	62,99
47	PZ 7	Piézomètre	373 400	319 100	2 012	5	162	184	370	3	498	898	305	48,0	2 515	3 910	7,7	1,13%	225,93
48	PZ 8	Piézomètre	415 000	328 600	2 012	5	136	82	560	7	625	848	305	7,0	3 379	4 720	8,3	2,95%	216,04
49	PZ 9	Piézomètre	368 000	324 000	2 012	5	357	214	460	9	713	1 295	427	9,0	3 672	5 500	8,0	1,42%	292,78
50	PZ 12	Piézomètre	368 700	317 500	2 012	5	81	54	185	2	300	218	259	11,0	1 231	2 090	8,1	2,55%	95,81
51	W0105-366	Puits	369 800	312 950	2 012	5	55	28	137	13	195	102	183	68,0	830	1 258	8,0	1,56%	80,61
52	PZ 10	Piézomètre	367 100	321 800	2 012	5	183	110	180	10	513	379	305	100,0	2 218	2 900	7,9	4,85%	169,62
53	PZ 11	Piézomètre	363 500	320 800	2 012	5	38	94	340	2	513	323	305	17,0	2 146	2 870	8,2	3,75%	144,76
54	PZ 13	Piézomètre	363 900	317 800	2 012	5	451	291	500	2	1 405	1 260	397	11,0	5 129	7 580	8,1	2,98%	375,09
55	PZ 14	Piézomètre	364 500	314 300	2 012	5	247	158	320	2	675	640	427	9,0	2 754	4 260	8,0	0,20%	208,93
56	PZ 15	Piézomètre	360 900	316 200	2 012	5	409	214	500	3	1 128	905	336	32,0	3 833	5 880	7,8	2,79%	307,49
57	W0105-548	Puits	354 200	315 000	2 012	5	196	103	430	2	1 000	46	275	71,0	3 056	4 630	8,2	3,12%	205,19
58	W0105-574	Puits	354 910	310 550	2 012	5	979	940	1 520	21	4 980	2 610	336	5,0	12 727	20 000	7,8	1,87%	1050,00
59	W0105-453	Puits	355 150	306 650	2 012	5	61	78	164	21	218	173	275	100,0	1 313	1 990	7,9	4,05%	120,02
60	W0105-348	Puits	352 600	312 075	2 012	5	61	51	450	19	725	93	458	8,0	2 231	3 200	8,3	4,62%	149,46
61	W0105-84	Puits	353 900	307 250	2 012	5	153	163	460	2	1 115	98	488	0,6	3 191	4 900	7,8	0,36%	216,32
62	W0105-313	Puits	352 475	308 810	2 012	5	298	179	1 650	26	3 500	36	336	3,0	7 548	11 000	8,1	1,40%	520,29
63	W0105-306	Forage	348 500	307 900	2 012	5	47	166	500	3	935	488	275	10,0	3 340	4 700	7,7	4,25%	224,61
64	W085-38	Puits	480 900	322 900	2 012	10	118	36	23	1	95	76	244	83,0	624	1 000	8,3	1,47%	69,19
65	W085-6	Puits	471 700	324 575	2 012	10	213	112	115	2	520	147	366	118,0	1 497	2 450	7,9	1,37%	153,44



66	W085-14	Puits	469 820	321 500	2 012	10	444	149	116	1	813	498	305	83,0	2 937	4 000	7,5	0,00%	214,27
67	PZ 1 A	Piézomètre	468 600	323 800	2 012	10	89	53	265	1	177	243	671	2,0	1 771	2 430	8,7	1,67%	103,49
68	W084-22	Puits	463 900	322 000	2 012	10	267	213	105	4	780	530	275	18,0	3 002	4 080	8,0	3,05%	204,90
69	W084-14	Puits	462 470	320 850	2 012	10	267	133	96	3	675	134	275	150,0	2 098	2 850	7,4	0,31%	179,06
70	W084-8	Puits	462 300	322 800	2 012	10	267	133	125	3	625	283	244	165,0	2 331	3 000	7,6	0,57%	192,38
71	W084-39	Puits	461 500	328 000	2 012	10	267	160	104	3	700	176	305	104,0	2 050	3 440	7,3	1,68%	183,73
72	PZ 3 A	Piézomètre	459 300	326 200	2 012	10	240	123	164	2	443	425	336	82,0	1 927	2 970	7,8	1,97%	167,58
73	W084-155	Puits	456 000	321 050	2 012	10	311	224	370	5	1 290	568	305	82,0	4 066	5 310	7,6	4,09%	292,03
74	W084-73	Puits	453 050	328 950	2 012	10	311	187	143	4	630	623	458	37,0	2 461	3 800	7,9	2,06%	204,87
75	PZ 4 A	Piézomètre	452 800	325 600	2 012	10	311	179	83	2	625	490	336	41,0	2 035	3 400	7,6	0,09%	185,24
76	W084-63	Puits	452 070	321 950	2 012	10	320	208	138	3	740	443	336	42,0	2 413	3 780	7,6	3,90%	206,10
77	W084-196	Puits	447 500	332 600	2 012	10	89	96	36	2	85	185	427	24,0	878	1 224	7,8	1,20%	78,16
78	W084-92	Puits	447 450	330 600	2 012	10	169	85	13	1	228	238	305	87,0	1 091	1 653	7,8	5,09%	107,41
79	W084-91	Puits	447 500	329 600	2 012	10	122	80	47	17	140	346	275	9,0	1 110	1 500	8,3	2,03%	88,80
80	W084-115	Puits	446 850	323 700	2 012	10	356	320	395	2	1 385	750	259	0,0	4 033	6 100	8,1	2,03%	321,79
81	W084-182	Puits	444 300	32 755	2 012	10	222	203	136	11	565	475	458	62,0	2 538	3 400	7,7	0,49%	196,69
82	W084-166	Puits	442 400	325 250	2 012	10	178	53	60	1	109	122	549	75,0	1 002	1 501	7,6	0,30%	88,67
83	W084-169	Puits	442 050	32 265	2 012	10	156	120	164	2	425	200	427	69,0	2 001	3 000	7,6	1,19%	146,84
84	W084-110	Puits	441 000	330 100	2 012	10	89	56	33	1	158	61	259	51,0	782	1 055	8,0	1,28%	68,27
85	W084-129	Puits	440 750	327 900	2 012	10	160	109	70	4	278	268	336	93,0	1 325	2 000	8,1	0,70%	128,75
86	W083-110	Puits	433 250	332 650	2 012	10	156	80	90	2	435	66	244	111,0	1 554	2 020	7,4	2,89%	123,05
87	W083-34	Puits	433 000	329 050	2 012	10	267	67	49	2	284	256	427	59,0	1 326	2 100	7,6	0,66%	112,75
88	W083-126	Puits	431 350	332 350	2 012	10	244	157	113	4	628	395	305	0,0	2 078	3 000	7,5	1,19%	158,92
89	W083-40	Puits	425 870	330 350	2 012	10	209	117	149	4	375	433	458	9,0	1 688	2 630	7,6	1,01%	138,67
90	W083-41	Puits	424 970	323 620	2 012	10	133	80	76	2	194	228	366	8,0	846	1 549	7,5	0,81%	85,73
91	PZ 5 A	Piézomètre	423 300	332 000	2 012	10	47	39	85	6	229	9	137	0,0	751	1 013	7,5	2,63%	52,18
92	W083-122	Puits	423 500	327 200	2 012	10	622	187	102	3	1 190	405	336	89,0	3 415	5 100	7,2	2,10%	260,06
93	PZ 6 A	Piézomètre	420 900	329 300	2 012	10	47	39	116	4	180	220	122	0,0	662	1 200	7,5	4,40%	64,86
94	W083-48	Puits	421 070	324 850	2 012	10	178	99	58	2	294	103	336	195,0	1 174	1 900	7,5	1,34%	143,54
95	PZ 7 A	Piézomètre	419 800	330 800	2 012	10	89	53	105	5	354	53	76	6,0	958	1 418	7,3	4,26%	73,53
96	W083-52	Puits	418 500	32 725	2 012	10	156	147	63	2	413	138	458	91,0	1 748	2 200	7,5	1,77%	139,95
97	PZ 9 A	Piézomètre	413 950	330 500	2 012	10	133	27	141	5	352	109	214	1,0	986	1 550	8,3	1,89%	77,10
98	W083-56	Puits	414 200	323 200	2 012	10	267	160	162	2	765	205	366	60,0	2 201	3 260	7,5	1,23%	181,32
99	PZ 8 A	Piézomètre	386 100	323 700	2 012	10	133	40	200	5	378	300	183	30,0	1 375	2 210	7,8	4,05%	110,70
100	PZ 10 A	Piézomètre	412 600	327 000	2 012	10	356	160	161	6	790	460	244	74,0	2 269	3 730	7,4	1,42%	208,54

101	PZ 11 A	Piézomètre	409 900	329 600	2 012	10	111	33	113	5	317	79	153	3,0	757	1 300	7,8	0,82%	68,86
102	PZ 13 A	Piézomètre	406 200	326 100	2 012	10	267	133	1 000	12	2 200	374	31	4,0	5 639	8 710	6,8	1,62%	367,99
103	PZ 15 A	Piézomètre	403 400	325 900	2 012	10	533	427	1 160	50	3 890	570	46	2,0	9 222	14 000	6,8	3,71%	633,64
104	W082-137	Puits	402 900	329 500	2 012	11	110	66	300	2	545	53	275	85,0	1 527	2 500	8,2	3,66%	139,34
105	W082-130	Puits	400 150	323 350	2 012	11	466	169	420	17	1 650	288	366	60,0	4 636	7 200	7,9	3,07%	309,09
106	W082-128	Puits	397 325	320 900	2 012	11	352	105	223	2	778	175	488	45,0	2 300	3 500	8,0	2,48%	175,57
107	W082-136	Puits	397 075	323 150	2 012	11	237	177	680	3	1 295	613	336	48,0	3 971	6 000	7,6	0,47%	302,72
108	W0106-19	Puits	394 775	315 625	2 012	11	325	248	365	3	650	1 180	397	43,0	3 355	5 100	8,2	2,45%	285,91
109	W0106-18	Puits	393 350	315 900	2 012	11	352	211	750	3	1 300	1 025	366	33,0	4 444	6 700	7,9	2,37%	350,02
110	W082-66	Puits	396 425	324 350	2 012	11	200	219	240	9	475	763	458	80,0	2 600	4 000	7,8	0,85%	230,04
111	W082-72	Puits	389 525	324 900	2 012	11	378	248	290	11	1 425	144	366	68,0	3 469	5 170	7,7	1,90%	276,33
112	W082-127	Puits	387 600	324 800	2 012	11	163	140	41	3	350	205	427	76,0	1 743	2 650	7,9	1,99%	136,84
113	PZ 3	Piézomètre	383 200	326 200	2 012	11	39	133	335	4	470	171	580	2,0	2 103	3 030	8,1	2,32%	145,15
114	W0106-33	Puits	380 950	319 450	2 012	11	180	119	262	5	588	361	259	91,0	1 914	3 000	8,0	0,83%	179,18
115	W082-52	Puits	376 425	32 115	2 012	11	308	264	365	3	783	955	427	52,0	3 187	5 400	7,4	3,18%	289,15
116	PZ 6	Piézomètre	375 100	319 000	2 012	11	287	245	370	5	805	838	458	0,0	3 682	4 900	7,8	3,17%	260,89
117	PZ 5	Piézomètre	374 000	322 300	2 012	11	43	20	60	2	81	30	183	1,0	470	655	8,1	4,30%	35,00
118	PZ 7	Piézomètre	373 400	319 100	2 012	11	252	214	350	5	455	860	610	88,0	3 182	4 300	8,0	3,88%	251,26
119	PZ 8	Piézomètre	371 900	318 500	2 012	11	35	219	645	13	720	798	763	1,0	3 639	4 810	7,9	1,28%	262,94
120	PZ 9	Piézomètre	368 000	324 000	2 012	11	304	352	435	12	1 085	1 400	168	95,0	4 217	6 400	7,2	0,47%	379,04
121	PZ 12	Piézomètre	368 700	317 500	2 012	11	130	99	210	6	383	296	305	8,0	1 595	2 300	7,8	4,10%	123,80
122	W0105-366	Puits	369 800	312 950	2 012	11	53	50	126	11	199	96	183	54,0	820	1 243	8,1	4,36%	81,16
123	PZ 10	Piézomètre	367 100	321 800	2 012	11	183	125	195	5	483	281	336	78,0	1 749	2 690	7,9	3,39%	159,58
124	PZ 11	Piézomètre	363 500	320 800	2 012	11	53	127	335	5	453	369	305	12,0	1 881	2 730	8,1	3,96%	150,97
125	PZ 13	Piézomètre	363 900	317 800	2 012	11	522	501	710	6	1 210	2 590	397	92,0	6 277	9 700	7,9	1,19%	557,48
126	PZ 14	Piézomètre	364 500	314 300	2 012	11	217	198	410	4	770	838	366	1,0	3 416	4 600	7,9	0,05%	242,56
127	PZ 15	Piézomètre	360 900	316 200	2 012	11	270	407	650	4	1 240	1 680	336	0,0	4 872	7 500	7,9	0,07%	419,70
128	W0105-548	Puits	354 200	315 000	2 012	11	176	158	235	5	900	49	366	94,0	2 004	3 300	8,3	2,63%	192,15
129	W0105-574	Puits	354 910	310 550	2 012	11	1 143	1 266	1 420	26	7 660	915	610	39,0	15 764	24 000	8,0	4,63%	1240,47
130	W0105-453	Puits	355 150	306 650	2 012	11	119	76	173	4	335	185	275	95,0	1 278	1 900	8,0	1,34%	124,48
131	W0105-348	Puits	352 600	312 075	2 012	11	101	76	495	15	723	151	671	17,0	2 468	3 740	8,3	2,25%	174,06
132	W0105-84	Puits	353 900	30 725	2 012	11	220	222	575	4	1 520	120	458	59,0	3 554	5 400	7,7	0,52%	289,34
133	W0105-313	Puits	352 475	308 810	2 012	11	308	251	1 990	26	3 830	56	290	5,0	8 621	13 080	8,0	3,92%	608,39
134	W0105-306	Forage	348 500	307 900	2 012	11	114	380	820	30	1 550	1 095	214	4,0	4 503	7 200	7,6	2,34%	407,19

**Annexe 4.2 : détails des paramètres chimiques des points d'eau en 2017.**

N°	Point d'eau	Nature	LNA(x)	LNA(y)	Année	Mois	Ca <sup>++</sup>	Mg <sup>++</sup>	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Cl <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>--</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	R.Sec	CE	pH	Balance	IOES
							mg/l												
1	W085-27	Puits	483 750	322 775	2 017	5	198	64	168	7	260	422	366	36,0	1 650	2 210	8,2	0,05%	211,62
2	W085-38	Puits	480 900	322 900	2 017	5	219	10	55	3	357	2	275	59,0	934	1 542	8,1	4,50%	137,73
3	W085-20	Puits	477 400	323 500	2 017	5	235	40	190	3	480	155	336	111,0	1 463	2 600	7,8	1,46%	200,07
4	W085-6	Puits	471 700	324 575	2 017	5	276	57	174	3	473	177	366	87,0	1 598	2 680	7,8	3,44%	215,61
5	PZ 1 A	Piézomètre	468 600	323 800	2 017	5	305	94	134	4	543	481	244	5,0	1 825	3 030	7,6	0,79%	212,72
6	W084-14	Puits	462 470	320 850	2 017	5	478	40	159	3	808	339	214	82,0	2 067	3 500	7,6	0,68%	211,71
7	W084-8	Puits	462 300	322 800	2 017	5	404	49	186	3	673	398	259	84,0	2 644	3 330	7,7	0,61%	220,10
8	W084-39	Puits	461 500	328 000	2 017	5	268	52	143	3	518	273	244	98,0	1 527	2 490	7,7	3,76%	182,59
9	W084-310	Puits	456 300	322 100	2 017	5	177	163	71	3	555	202	381	48,0	1 566	2 644	8,0	2,67%	239,66
10	W084-155	Puits	456 000	321 050	2 017	5	305	79	325	6	678	535	366	66,0	2 519	4 360	7,9	1,69%	283,05
11	W084-72	Puits	454 400	328 400	2 017	5	330	5	215	5	555	318	153	13,0	1 591	2 730	7,6	2,75%	161,01
12	W084-73	Puits	453 050	328 950	2 017	5	305	82	130	4	560	398	275	66,0	1 800	2 930	7,6	3,31%	213,15
13	PZ 4 A	Piézomètre	452 800	325 600	2 017	5	309	82	137	4	545	483	259	5,0	1 848	3 140	8,0	2,59%	215,75
14	W084-63	Puits	452 070	321 950	2 017	5	454	104	204	3	920	434	305	42,0	2 453	4 070	7,6	0,56%	273,82
15	W084-80	Puits	448 900	325 250	2 017	5	412	158	400	5	1 240	720	259	21,0	3 704	5 840	8,2	3,17%	340,73
16	W084-92	Puits	447 450	330 600	2 017	5	210	47	130	4	307	246	275	87,0	1 264	1 977	7,8	1,16%	168,40
17	W084-91	Puits	447 500	329 600	2 017	5	437	134	254	2	685	1 035	336	28,0	3 157	4 690	8,0	3,15%	319,49
18	W084-182	Puits	444 300	32 755	2 017	5	268	96	167	3	475	456	458	17,0	1 953	2 950	7,7	3,32%	268,45
19	W084-313	Forage	443 850	329 500	2 017	6	208	12	123	3	175	188	458	34,0	1 007	1 633	8,2	0,24%	196,36
20	W084-166	Puits	442 400	325 250	2 017	5	181	35	128	3	349	86	244	83,0	945	1 700	7,9	1,75%	145,76
21	W084-169	Puits	442 050	32 265	2 017	5	379	57	242	3	670	350	259	48,0	2 146	3 670	7,7	4,68%	226,14
22	W084-129	Puits	440 750	327 900	2 017	5	210	47	141	9	264	246	290	98,0	1 516	2 000	7,6	4,68%	172,51
23	PZ 5 A	Piézomètre	423 300	332 000	2 017	5	41	25	126	3	227	65	168	4,0	663	1 002	8,3	4,50%	100,28
24	PZ 6 A	Piézomètre	420 900	329 300	2 017	5	14	36	136	4	191	21	183	5,0	591	993	8,3	4,26%	102,85
25	PZ 7 A	Piézomètre	419 800	330 800	2 017	5	99	36	139	4	281	63	229	47,0	862	1 337	8,0	1,12%	130,48
26	PZ 8 A	Piézomètre	386 100	323 700	2 017	5	115	59	152	4	321	269	153	5,0	1 099	1 779	7,4	0,42%	134,20
27	PZ 11 A	Piézomètre	409 900	329 600	2 017	5	82	26	140	4	300	160	122	0,0	959	1 390	7,7	5,08%	103,51
28	PZ 12 A	Piézomètre	407 800	328 600	2 017	5	56	19	176	5	375	0	92	1,0	829	1 411	7,5	0,05%	90,37
29	PZ 13 A	Piézomètre	406 200	326 100	2 017	5	41	173	1 160	8	2 480	11	92	0,0	5 398	8 200	7,5	3,34%	395,95

30	PZ 15 A	Piézomètre	403 400	325 900	2 017	5	301	240	2 100	20	4 720	15	46	1,0	7 659	14 150	7,1	2,84%	676,83
31	W082-140	Puits	399 125	323 025	2 017	5	990	148	1 100	13	2 780	915	336	7,0	6 351	10 750	8,0	3,23%	593,14
32	W082-125	Puits	375 950	324 375	2 017	5	346	40	228	14	423	590	442	24,0	1 988	3 110	8,0	1,56%	267,11
33	W082-52	Puits	376 425	32 115	2 017	5	267	119	265	4	473	466	534	12,0	1 955	3 390	8,1	4,15%	309,56
34	PZ 10	Piézomètre	367 100	321 800	2 017	5	268	17	156	5	384	170	320	50,0	1 535	2 210	8,3	3,14%	181,52
35	PZ 14	Piézomètre	364 500	314 300	2 017	5	198	10	113	4	335	66	214	0,1	993	1 635	8,1	4,71%	128,04
36	W0105-19	Puits	363 660	311 650	2 017	5	99	7	127	5	171	75	305	24,0	771	1 145	8,2	2,43%	136,52
37	W0105-91	Puits	356 000	308 100	2 017	5	39	0	111	5	110	1	244	24,0	392	643	8,0	4,05%	100,70
38	W0105-548	Puits	354 200	315 000	2 017	5	206	57	260	5	292	625	305	12,0	1 978	2 670	8,1	0,03%	217,51
39	W085-27	Puits	483 750	322 775	2 017	10	103	62	270	13	297	481	271	43,0	1 550	2 290	7,8	2,64%	195,36
40	W085-38	Puits	480 900	322 900	2 017	10	125,2	12,8	42,3	6,1	97,6	44,5	226	72,1	739	920	7,7	4,28%	101,74
41	W085-20	Puits	477 400	323 500	2 017	10	179,4	57,5	330,7	0	507,5	158,3	374,7	140,1	1 039	1 602	7,8	3,86%	217,58
42	W085-6	Puits	471 700	324 575	2 017	10	268	72	116	4	478	164	305	99,0	1 527	2 410	7,1	2,07%	193,55
43	PZ 1 A	Piézomètre	468 600	323 800	2 017	10	154,7	65	236,4	5,7	464	126,4	393,2	126,2	1 244	2 300	7,2	1,42%	217,93
44	W084-14	Puits	462 470	320 850	2 017	10	354,9	105,1	293,1	5,1	857,5	262,2	187,4	171,6	2 321	3 380	7,2	5,10%	225,05
45	W084-8	Puits	462 300	322 800	2 017	10	412	74	198	3	665	423	214	98,0	2 100	3 420	7,1	4,10%	216,68
46	W084-39	Puits	461 500	328 000	2 017	10	250,1	81	242,4	0	609,3	189,1	242,6	119,8	1 547	2 710	7,3	4,76%	199,39
47	W084-185	Puits	457 050	325 500	2 017	10	189,2	133	425,6	28,5	689,8	571,6	218,6	25,7	2 277	3 620	7,2	5,74%	259,40
48	W084-155	Puits	456 000	321 050	2 017	10	267,7	105,1	691,1	0	1065,8	518,5	302,5	165,1	2 578	4 446	7,1	3,62%	321,93
49	W084-73	Puits	453 050	328 950	2 017	10	265,3	110	209,7	5,7	510,4	372	297,9	108,6	1 546	2 620	7,2	4,67%	225,54
50	PZ 4 A	Piézomètre	452 800	325 600	2 017	10	191,8	140	197,6	7,1	560,6	435,3	92,9	2,2	1 327	2 450	7,0	6,16%	175,75
51	W084-63	Puits	452 070	321 950	2 017	10	239	84	440	4	963	515	229	39,0	2 500	4 110	7,2	5,11%	263,62
52	W084-80	Puits	448 900	325 250	2 017	10	260,6	107,2	226	8,1	546,8	370,4	287,2	110,2	1 806	3 050	7,2	3,71%	229,28
53	W084-196	Puits	447 500	332 600	2 017	10	163	45	11	1	87	197	302	22,0	741	1 205	7,5	1,86%	139,75
54	W084-92	Puits	447 450	330 600	2 017	10	200,4	56,6	181,2	4,1	344,4	224,7	294,8	71,8	1 197	1 890	7,5	5,32%	180,61
55	W084-91	Puits	447 500	329 600	2 017	10	392	136	385	10	565	1 100	275	28,0	2 903	4 560	7,7	4,37%	309,76
56	W084-182	Puits	444 300	32 755	2 017	10	375	101	100	2	630	475	308	26,0	2 016	3 280	7,4	2,48%	239,45
57	W084-166	Puits	442 400	325 250	2 017	10	173	45	72	2	245	93	259	84,0	903	1 556	7,3	3,55%	139,93
58	W084-169	Puits	442 050	32 265	2 017	10	367,2	131,9	405,2	0	1115,8	344,8	215	74,4	2 460	4 160	7,6	3,88%	275,43
59	W084-129	Puits	440 750	327 900	2 017	10	200,8	71,9	187,5	12,1	362,4	298,1	284,1	58,3	1 400	2 310	7,2	5,18%	192,57
60	W083-110	Puits	433 250	332 650	2 017	10	206	49	162	2	372	109	336	220,0	1 233	2 270	7,3	0,74%	186,71
61	W083-34	Puits	433 000	329 050	2 017	10	189,6	55,5	193,9	5,1	323,9	254,5	356,3	50,9	1 283	2 152	7,3	3,48%	201,04
62	W083-40	Puits	425 870	330 350	2 017	10	255,9	108,9	350,6	6,2	575,4	531	371,6	45,5	2 300	3 030	7,3	4,30%	274,10
63	W083-41	Puits	424 970	323 620	2 017	10	227,9	56,9	176,3	2,3	343,6	164,3	291,8	225,5	1 213	2 090	7,6	5,03%	179,07

64	PZ 5 A	Piézomètre	423 300	332 000	2 017	10	23,1	33,5	130,5	5,1	267	4,8	117,6	4,3	724	960	7,2	0,51%	86,00
65	W083-122	Puits	423 500	327 200	2 017	10	169,2	34,5	285,9	4	366,6	255,3	433,1	35	1 363	2 290	7,1	1,11%	227,28
66	PZ 6 A	Piézomètre	420 900	329 300	2 017	10	17,4	33,3	162,1	8,4	219,4	23,8	201,2	2,8	833	1 285	8,3	4,09%	115,07
67	W083-48	Puits	421 070	324 850	2 017	10	165	67	110	3	218	255	317	32,0	1 149	1 695	7,5	4,01%	174,14
68	PZ 7 A	Piézomètre	419 800	330 800	2 017	10	78,4	46,7	173,5	5,3	343,6	63,8	190,4	19	841	1 346	8,2	3,37%	128,61
69	W083-52	Puits	418 500	32 725	2 017	10	182,8	90,7	252,8	4,4	471,5	199,7	364	129,7	1 914	2 480	7,3	4,15%	225,45
70	PZ 9 A	Piézomètre	413 950	330 500	2 017	10	4,1	4,1	307	19,4	249,3	22,3	473,6	0	913	1 493	9,4	2,91%	202,87
71	W083-56	Puits	414 200	323 200	2 017	10	207,9	99,2	247,7	4,3	486,8	211,7	360,8	132,9	1 540	2 540	7,6	5,86%	230,00
72	PZ 10 A	Piézomètre	412 600	327 000	2 017	10	5,6	3,8	310,7	22,6	248,2	22,4	445,8	1,9	927	1 490	9,4	0,39%	196,04
73	PZ 11 A	Piézomètre	409 900	329 600	2 017	10	51,3	38,7	203,8	6,6	326,2	152,9	92,6	1,9	967	1 587	8,2	2,99%	106,58
74	PZ 12 A	Piézomètre	407 800	328 600	2 017	10	56,5	23,3	191,9	11,4	413,3	4,2	126,9	0	860	1 426	8,1	1,59%	107,48
75	PZ 13 A	Piézomètre	406 200	326 100	2 017	10	83,4	51,7	2027	38,1	2990,9	13	103,7	2,4	6 629	12 050	8,0	6,13%	516,44
76	PZ 14 A	Piézomètre	404 000	328 000	2 017	10	124	106	296	10	510	443	137	0,0	1 620	2 780	8,1	4,12%	186,61
77	PZ 15 A	Piézomètre	403 400	325 900	2 017	10	701	74	2 900	4	5 700	14	27	0,0	9 423	17 150	5,1	1,84%	795,00
78	PZ 4	Piézomètre	378 800	324 000	2 017	11	242	75	270	1	356	503	473	14,0	1 634	2 790	7,7	2,73%	269,05
79	W082-125	Puits	375 950	324 375	2 017	11	513	102	1 160	10	2 590	723	229	0,0	5 819	9 330	7,6	3,98%	495,75
80	W082-52	Puits	376 425	32 115	2 017	11	222	61	365	20	405	462	488	29,0	1 866	3 120	7,8	4,81%	284,66
81	PZ 9	Piézomètre	368 000	324 000	2 017	11	154	61	97	4	248	102	427	2,0	1 043	1 641	7,6	2,54%	194,70
82	PZ 10	Piézomètre	367 100	321 800	2 017	11	194	29	109	2	318	74	259	50,0	1 149	1 575	7,7	4,13%	143,63
83	W0105-19	Puits	363 660	311 650	2 017	11	121	58	125	3	229	185	275	26,0	1 008	1 567	7,7	3,60%	154,65
84	W0105-91	Puits	356 000	308 100	2 017	11	40	27	82	5	186	8	122	0,0	497	770	7,9	3,28%	76,66
85	W0105-548	Puits	354 200	315 000	2 017	11	263	85	245	4	475	461	290	29,0	1 860	3 150	8,0	4,52%	227,50
86	W0105-453	Puits	355 150	306 650	2 017	11	149	22	169	4	254	192	244	18,0	1 008	1 631	7,8	3,97%	144,37

**Annexe 4.3 : Évolution des indices de saturation des minéraux en 2012.**

Haute Eaux							Basses Eaux						
nom	Calcite	Aragonite	Dolomite	Gypse	Anhydrite	Halite	nom	Calcite	Aragonite	Dolomite	Gypse	Anhydrite	Halite
W085-14	0,85	0,71	1,81	-0,72	-0,94	-5,67	W085-38	1,18	1,04	2,2	-1,62	-1,84	-7,26
PZ1A	1,13	0,98	2,61	-1,72	-1,94	-5,64	W085-6	1,11	0,97	2,3	-1,31	-1,53	-5,87
W084-14	0,83	0,69	1,74	-1,33	-1,55	-5,62	W085-14	0,87	0,73	1,61	-0,62	-0,84	-5,7
W084-8	0,86	0,71	1,73	-0,96	-1,18	-5,72	PZ1A	1,71	1,57	3,57	-1,41	-1,63	-5,96
W084-39	0,67	0,53	1,61	-1,49	-1,71	-5,65	W084-22	1,09	0,95	2,43	-0,79	-1,01	-5,75
PZ3A	1,14	1	2,38	-0,66	-0,88	-5,43	W084-14	0,54	0,39	1,13	-1,29	-1,51	-5,84
W084-115	0,93	0,78	1,89	-0,6	-0,82	-5,19	W084-8	0,71	0,57	1,47	-0,98	-1,2	-5,76
PZ4A	1,18	1,03	2,44	-0,82	-1,04	-5,74	W084-39	0,52	0,37	1,17	-1,2	-1,42	-5,79
W084-63	0,48	0,34	1,1	-0,54	-0,76	-5,07	PZ3A	0,99	0,84	2,03	-0,85	-1,07	-5,79
W084-196	0,84	0,7	1,63	-1,15	-1,37	-6,66	W084-115	1,2	1,06	2,71	-0,65	-0,87	-4,96
W084-92	0,42	0,27	0,8	-1,24	-1,46	-6,22	W084-73	1,27	1,12	2,66	-0,67	-0,89	-5,71
W084-91	0,6	0,46	1,37	-1,03	-1,25	-6,7	PZ4A	0,87	0,73	1,85	-0,74	-0,96	-5,95
W084-155	0,93	0,78	1,89	-0,6	-0,82	-5,19	W084-63	0,88	0,73	1,92	-0,8	-1,02	-5,66
W084-182	0,98	0,84	2,37	-1,08	-1,3	-5,74	W084-196	0,77	0,62	1,92	-1,46	-1,68	-7,13
W084-166	0,75	0,61	1,14	-1,37	-1,59	-6,32	W084-92	0,87	0,73	1,8	-1,12	-1,34	-7,15
W084-169	0,8	0,65	1,82	-1,37	-1,59	-5,8	W084-91	1,15	1,01	2,46	-1,08	-1,3	-6,8
W084-110	0,53	0,38	1,11	-1,91	-2,13	-6,85	W084-155	0,78	0,64	1,77	-0,76	-0,98	-5,01
W084-129	0,67	0,52	1,41	-1,11	-1,33	-6,17	W084-182	0,96	0,82	2,23	-0,9	-1,12	-5,78
W083-110	0,62	0,47	1,35	-1,61	-1,83	-5,94	W084-166	0,97	0,83	1,78	-1,35	-1,57	-6,8
W083-34	0,72	0,58	1,51	-1,12	-1,34	-6,37	W084-169	0,76	0,61	1,75	-1,3	-1,52	-5,8
W083-126	0,64	0,5	1,16	-0,75	-0,97	-5,67	W084-110	0,8	0,66	1,76	-1,85	-2,07	-6,88
W083-40	0,72	0,58	1,58	-1,1	-1,32	-5,95	W084-129	1,15	1,01	2,49	-1,13	-1,35	-6,34
W083-41	0,42	0,27	1,16	-1,42	-1,64	-6,29	W083-110	0,37	0,23	0,81	-1,69	-1,91	-6,03
PZ5A	-0,69	-0,83	-1,3	-2,17	-2,39	-6,4	W083-34	0,99	0,85	1,73	-0,95	-1,17	-6,49
W083-122	0,97	0,82	1,93	-0,94	-1,16	-5,29	W083-126	0,66	0,51	1,47	-0,89	-1,11	-5,81
PZ6A	-0,51	-0,65	-0,88	-1,51	-1,73	-6,45	W083-40	0,87	0,73	1,84	-0,88	-1,1	-5,9
W083-48	0,85	0,71	1,83	-1,54	-1,76	-6,28	W083-41	0,56	0,42	1,25	-1,22	-1,44	-6,45
PZ7A	0,55	0,4	1,22	-1,86	-2,08	-6,13	PZ5A	-0,19	-0,33	-0,11	-2,87	-3,09	-6,3
W083-52	0,62	0,48	1,62	-1,59	-1,81	-6,2	W083-122	0,73	0,59	1,29	-0,64	-0,86	-5,61
W083-56	0,71	0,57	1,49	-0,77	-0,99	-5,51	PZ6A	-0,31	-0,46	-0,37	-1,55	-1,77	-6,28
PZ13A	-0,1	-0,24	-0,06	-0,98	-1,2	-4,14	W083-48	0,65	0,51	1,4	-1,48	-1,7	-6,4
W082-137	0,42	0,27	0,92	-2,06	-2,28	-6,41	PZ7A	-0,41	-0,56	-0,7	-1,92	-2,14	-6,04
W082-130	1,11	0,97	2,08	-1,69	-1,91	-4,62	PZ8A	0,54	0,4	0,91	-1,09	-1,31	-5,75
W082-128	0,73	0,58	1,94	-1,51	-1,73	-5,36	W083-52	0,7	0,55	1,72	-1,46	-1,68	-6,22
W082-136	0,85	0,71	1,82	-0,75	-0,97	-5,72	PZ9A	1,14	0,99	1,93	-1,46	-1,68	-5,92
W0106-19	1,19	1,05	2,57	-0,61	-0,83	-5,37	W083-56	0,78	0,64	1,69	-1,15	-1,37	-5,57
W0106-18	1,08	0,93	2,27	-0,66	-0,87	-4,83	PZ10A	0,59	0,45	1,19	-0,73	-0,95	-5,56
W082-66	1,03	0,89	2,29	-0,93	-1,15	-5,64	PZ11A	0,47	0,32	0,76	-1,65	-1,87	-6,05
W082-72	1,2	1,06	2,6	-0,96	-1,17	-5,09	PZ13A	-1,07	-1,21	-2,09	-0,99	-1,21	-4,36
W082-127	1,22	1,08	2,52	-0,71	-0,93	-5,51	PZ15A	-0,71	-0,85	-1,15	-0,75	-0,96	-4,09
PZ2	1,26	1,11	2,88	-1,58	-1,79	-5,28	W082-137	1,04	0,89	2,21	-1,94	-2,16	-5,42
W0106-33	0,88	0,74	1,91	-1,02	-1,24	-5,51	W082-130	1,32	1,18	2,56	-0,89	-1,11	-4,85



W082-52	1,21	1,07	2,38	-0,53	-0,75	-5,2	W082-128	1,49	1,35	2,82	-1,1	-1,32	-5,42
PZ6	1,17	1,02	2,4	-0,55	-0,77	-5,31	W082-136	0,7	0,56	1,63	-0,83	-1,04	-4,74
PZ5	-0,13	-0,28	-0,18	-1,84	-2,06	-6,13	W0106-19	1,43	1,28	3,08	-0,47	-0,69	-5,31
PZ7	0,6	0,46	1,6	-0,78	-1	-5,4	W0106-18	1,14	1	2,41	-0,52	-0,73	-4,71
PZ8	1,1	0,96	2,32	-0,83	-1,05	-5,12	W082-66	0,97	0,83	2,33	-0,77	-0,99	-5,61
PZ9	1,3	1,16	2,73	-0,4	-0,61	-5,18	W082-72	1,06	0,92	2,3	-1,28	-1,5	-5,07
PZ12	0,79	0,65	1,75	-1,41	-1,63	-5,87	W082-127	1,07	0,92	2,42	-1,27	-1,49	-6,48
W0105-366	0,45	0,31	0,96	-1,79	-2	-6,17	PZ3	0,77	0,62	2,42	-1,95	-2,17	-5,44
PZ10	0,94	0,79	2	-0,98	-1,2	-5,68	W0106-33	0,95	0,81	2,07	-1,02	-1,24	-5,46
PZ11	0,57	0,43	1,89	-1,65	-1,87	-5,4	W082-52	0,69	0,55	1,67	-0,57	-0,79	-5,23
PZ13	1,44	1,29	3,03	-0,37	-0,59	-4,86	PZ6	1,09	0,95	2,47	-0,64	-0,86	-5,21
PZ14	1,23	1,09	2,62	-0,74	-0,96	-5,33	PZ5	0,52	0,37	1,04	-2,31	-2,53	-6,89
PZ15	1,09	0,95	2,25	-0,49	-0,71	-4,94	PZ7	1,36	1,21	2,99	-0,66	-0,88	-5,47
W0105-548	1,22	1,07	2,51	-1,88	-2,09	-5,03	PZ8	0,5	0,36	2,15	-1,52	-1,74	-5,01
W0105-574	1,23	1,09	2,81	-0,06	-0,28	-3,9	PZ9	0,04	-0,1	0,49	-0,48	-0,7	-5,03
W0105-453	0,51	0,37	1,48	-1,63	-1,85	-6,07	PZ12	0,73	0,59	1,69	-1,18	-1,4	-5,73
W0105-348	1,07	0,93	2,42	-1,96	-2,18	-5,13	W0105-366	0,52	0,38	1,37	-1,86	-2,08	-6,2
W0105-84	0,95	0,81	2,29	-1,71	-1,93	-4,96	PZ10	0,99	0,85	2,17	-1,11	-1,33	-5,67
W0105-313	1,24	1,09	2,62	-2,06	-2,27	-3,96	PZ11	0,6	0,46	1,93	-1,5	-1,72	-5,46
W0105-306	0,07	-0,07	1,04	-1,51	-1,73	-5	PZ13	1,21	1,07	2,75	-0,14	-0,36	-4,8
							PZ14	0,99	0,85	2,28	-0,71	-0,93	-5,18
							PZ15	0,93	0,79	2,39	-0,5	-0,72	-4,81
							W0105-548	1,38	1,23	3,07	-1,92	-2,14	-5,33
							W0105-574	1,72	1,58	3,87	-0,51	-0,73	-3,76
							W0105-453	0,87	0,73	1,9	-1,37	-1,59	-5,86
							W0105-348	1,4	1,26	3,04	-1,62	-1,84	-5,1
							W0105-84	0,94	0,79	2,24	-1,55	-1,77	-4,74
							W0105-313	1,07	0,92	2,41	-1,91	-2,12	-3,85
							W0105-306	0,13	-0,02	1,12	-1	-1,22	-4,6

**Annexe 4.4 : Évolution des indices de saturation des minéraux en 2017.**

Haute Eaux							Basses Eaux						
nom	Calcite	Aragonite	Dolomite	Gypse	Anhydrite	Halite	nom	Calcite	Aragonite	Dolomite	Gypse	Anhydrite	Halite
W085-27	1,34	1,2	2,54	-0,86	-1,08	-6	W085-27	0,55	0,41	1,23	-1,05	-1,27	-5,73
W085-38	1,28	1,14	1,58	-2,99	-3,21	-6,32	W085-38	0,63	0,48	0,62	-1,78	-2	-6,98
W085-20	1,04	0,9	1,66	-1,19	-1,41	-5,68	W085-20	0,96	0,82	1,78	-1,31	-1,53	-5,42
W085-6	1,13	0,99	1,93	-1,1	-1,32	-5,73	W085-6	0,36	0,22	0,5	-1,14	-1,36	-5,9
PZ1A	0,75	0,61	1,34	-0,7	-0,91	-5,79	PZ1A	0,35	0,2	0,67	-1,44	-1,66	-5,6
W084-14	0,88	0,74	1,03	-0,68	-0,9	-5,55	W084-14	0,31	0,16	0,44	-0,93	-1,15	-5,27
W084-8	0,99	0,85	1,42	-0,67	-0,89	-5,56	W084-8	0,32	0,18	0,25	-0,65	-0,87	-5,54
W084-39	0,84	0,7	1,32	-0,92	-1,14	-5,77	W084-39	0,41	0,27	0,69	-1,13	-1,35	-5,48
W084-310	1,13	0,99	2,58	-1,28	-1,5	-6,05	W084-185	0,08	-0,07	0,34	-0,86	-1,08	-5,2
W084-155	1,19	1,04	2,13	-0,68	-0,9	-5,32	W084-155	0,24	0,1	0,43	-0,8	-1,02	-4,81
W084-72	0,62	0,48		-0,76	-0,98	-5,57	W084-73	0,39	0,25	0,75	-0,86	-1,08	-5,62
W084-73	0,81	0,67	1,4	-0,76	-0,98	-5,79	PZ4A	-0,44	-0,59	-0,68	-0,92	-1,14	-5,61
PZ4A	1,17	1,02	2,1	-0,68	-0,9	-5,78	W084-63	0,2	0,05	0,29	-0,79	-1,01	-5,04
W084-63	0,98	0,84	1,67	-0,65	-0,87	-5,4	W084-80	0,37	0,23	0,7	-0,87	-1,09	-5,56
W084-80	1,38	1,24	2,69	-0,54	-0,76	-4,99	W084-196	0,6	0,46	0,98	-1,14	-1,36	-7,63
W084-92	0,91	0,77	1,52	-1,02	-1,24	-6,03	W084-92	0,62	0,48	1,05	-1,09	-1,31	-5,84
W084-91	1,32	1,18	2,47	-0,35	-0,57	-5,44	W084-91	0,9	0,76	1,69	-0,37	-0,59	-5,34
W084-182	1,06	0,92	2,03	-0,77	-0,99	-5,75	W084-182	0,73	0,59	1,24	-0,65	-0,87	-5,86
W084-313	1,52	1,38	2,16	-1,09	-1,31	-6,29	W084-166	0,37	0,22	0,5	-1,45	-1,67	-6,37
W084-166	0,94	0,79	1,51	-1,48	-1,7	-5,97	W084-169	0,74	0,6	1,39	-0,85	-1,06	-5,02
W084-169	0,97	0,83	1,47	-0,75	-0,97	-5,45	W084-129	0,29	0,15	0,49	-0,99	-1,21	-5,81
W084-129	0,74	0,6	1,18	-1,02	-1,24	-6,06	W083-110	0,51	0,37	0,76	-1,37	-1,59	-5,85
PZ5A	0,6	0,45	1,33	-2,07	-2,29	-6,14	W083-34	0,48	0,34	0,77	-1,06	-1,28	-5,84
PZ6A	0,2	0,06	1,16	-2,99	-3,21	-6,17	W083-40	0,54	0,39	1,05	-0,76	-0,98	-5,36
PZ7A	0,78	0,64	1,48	-1,8	-2,02	-6,02	W083-41	0,78	0,63	1,3	-1,18	-1,4	-5,85
PZ8A	0,03	-0,12	0,11	-1,19	-1,41	-5,93	PZ5A	-0,85	-1	-1,19	-3,42	-3,64	-6,05
PZ11A	0,13	-0,01	0,11	-1,46	-1,68	-5,98	W083-122	0,31	0,17	0,28	-1,09	-1,31	-5,62
PZ12A	-0,3	-0,44	-0,72			-5,78	PZ6A	0,31	0,17	1,26	-2,87	-3,09	-6,04
PZ13A	-0,67	-0,81	-0,35	-3,27	-3,49	-4,24	W083-48	0,58	0,44	1,12	-1,09	-1,31	-6,25
PZ15A	-0,62	-0,76	-0,96	-2,49	-2,71	-3,74	PZ7A	0,79	0,64	1,7	-1,9	-2,12	-5,84
W082-140	1,57	1,42	2,67	-0,26	-0,48	-4,25	W083-52	0,46	0,32	0,96	-1,22	-1,44	-5,57
W082-125	1,42	1,28	2,25	-0,56	-0,78	-5,67	W083-56	0,8	0,65	1,62	-1,17	-1,39	-5,57
W082-52	1,49	1,34	2,97	-0,8	-1,02	-5,56	PZ9A	0,82	0,67	2,06	-3,71	-3,93	-5,72
PZ10	1,55	1,4	2,26	-1,08	-1,3	-5,85	PZ10A	0,94	0,79	2,12	-3,56	-3,78	-5,72
PZ14	1,13	0,98	1,3	-1,52	-1,74	-6,04	PZ11A	0,29	0,14	0,8	-1,69	-1,91	-5,79
W0105-19	1,11	0,97	1,45	-1,67	-1,89	-6,26	PZ12A	0,42	0,27	0,81	-3,15	-3,37	-5,7
W0105-91	0,51	0,36		-4,1	-4,32	-6,49	PZ13A	0,15	0,01	0,46	-2,92	-3,13	-3,93
W0105-548	1,15	1,01	2,08	-0,71	-0,93	-5,77	PZ14A	0,62	0,47	1,52	-1,06	-1,28	-5,47
							PZ15A	-2,5	-2,64	-5,59	-2,22	-2,44	-3,54
							PZ4	1,03	0,89	1,9	-0,76	-0,98	-5,67
							W082-125	0,79	0,64	1,23	-0,52	-0,74	-4,24
							W082-52	1,1	0,96	1,99	-0,82	-1,04	-5,48

PZ9	0,81	0,67	1,57	-1,49	-1,71	-6,24
PZ10	0,81	0,66	1,14	-1,5	-1,72	-6,08
W0105-19	0,61	0,47	1,25	-1,31	-1,53	-6,16
W0105-91	0,11	-0,03	0,39	-2,94	-3,16	-6,4
W0105-548	1,15	1	2,15	-0,76	-0,98	-5,59
W0105-453	0,75	0,61	1,01	-1,19	-1,41	-5,98

**Annexe 5 :** Normes internationales d'une eau potable selon l'OMS (2008).

<b>Paramètres</b>	<b>Unité</b>	<b>Concentration admissible</b>
pH	-	6,5<ph<9,5
Conductivité électrique	µs/cm à 20 °C	2500
R. sec	mg/l	1500
Minéralisation	mg/l	2000
Calcium (Ca)	mg/l	100
Magnésium (Mg)	mg/l	50
Sodium (Na)	mg/l	150
Potassium (K)	mg/l	12
Chlore (Cl)	mg/l	250
Sulfate (SO <sub>4</sub> )	mg/l	250
Bicarbonate (HCO <sub>3</sub> )	mg/l	250
Nitrate (NO <sub>3</sub> )	mg/l	50