

UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCEN
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE ET DES SCIENCES DE LA TERRE
ET DE L'UNIVERS
DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

THESE

Présentée
Pour obtenir le grade

Docteur en Sciences

Par
Bachir HALLOUCHE

Spécialité
Hydrogéologie

**BASSIN VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA (NW ALGERIEN) :
HYDROLOGIE, GEOCHIMIE ET POLLUTION**

Soutenue publiquement le..... septembre 2017 devant les membres du jury :

Mohammed HABI, Professeur, Université de Tlemcen
Abbas MAROK, Professeur, Université de Tlemcen
Lahcen BENAABIDATE, Professeur, Université de Fès (Maroc)
Hamidi MANSOUR, Professeur, Université d'Oran 2
Kada MOUEDDENE, Professeur, Université de Sidi Bel Abbés

Président
Directeur de thèse
Co-directeur de thèse
Examineur
Examineur

TABLE DES MATIERES

AVANT-PROPOS	10
RESUME	11
ABSTRACT	12
INTRODUCTION GENERALE	13
I. PROBLEMATIQUE	13
II. OBJECTIFS	13
III. STRUCTURE DE LA THESE	14
<i>Premier chapitre :</i>	
CARACTERISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES DU BASSIN VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA	
I. INTRODUCTION	16
II. PRESENTATION DU BASSIN VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA	16
A. Cadre géographique du bassin versant	16
B. Cadre géomorphologique du bassin versant	17
III. CARACTERISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES	18
A. Caractéristiques de forme	18
1. Surface et périmètre	18
2. Indice de compacité de Gravelius (K_C)	18
3. Rectangle équivalent	19
4. Représentation triédrale du bassin versant	20
B. Caractéristiques de longueur	21
C. Etude du relief	21
1. Carte hypsométrique	22
2. Courbe hypsométrique	23
3. Courbe et diagramme de fréquences altimétriques	25
D. Etude de la pente	26
1. La pente moyenne (I_{moy})	26

2. Indice de pente de Roche (Ip)	26
3. Indice de pente globale (Ig)	27
4. Dénivelée spécifique (Ds)	28
IV. CARACTERISTIQUES DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE	28
A. Densité de drainage (Dd)	30
B. Rapport de confluence (Rc)	30
C. Rapport de longueurs (RL)	31
D. Coefficient de torrentialité	32
E. Temps de concentration (Tc)	32
F. Profil en long de l'oued Mekerra	33
V. SOLS ET VEGETATION	33
	1
VI. OCCUPATION DU SOL	35
VII. CONCLUSION	37

Deuxième chapitre :

CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

I. INTRODUCTION	38
II. CONTEXTE GEOLOGIQUE	38
A. Au plan lithostratigraphique	38
1. Le Jurassique supérieur-Crétacé	38
1.1. Formation des « Dolomies de Tlemcen »	38
1.1.1. Membre calcaréo-dolomitique inférieur	39
1.1.2. Membre marno-calcaire intermédiaire	39
1.1.3. Membre calcaréo-dolomitique supérieur	39
1.2. Formation des « Calcaires de Remailia »	39
1.2.1. Membre calcaréo-dolomitique (Zégla A)	39
1.2.2. Membre marno-calcaire (Zégla B)	42
1.2.3. Membre marno-calcaire (Zégla C)	42
1.2.4. Membre calcaréo-gréseux (Zégla D)	42
1.3. Formation des « Grès de Berthelot »	42
1.4. Formation des « Calcaires de Zigyne »	42
1.5. Formation des « Grès de Bossuet »	42
1.6. Formation carbonatée du Djebel Tenfeld	44
2. Le Miocène moyen	44
3. Le Pliocène	45
4. Le Quaternaire	45

B. Au plan structural	47
1. L'anticlinal de Chanzy (Sidi Ali Benyoub)	47
2. Le synclinal de Moulay Slissen – Mezaourou (Slissen - Rochambeau)	47
3. L'anticlinal du Djebel Bou Amoud	47
4. L'anticlinal de Remaïlia	47
5. Le synclinal de Daïa (Bossuet)	48
6. Le synclinal de Ras el Ma (Bedeau)	50
7. L'anticlinal du Nefafikh	50
8. L'anticlinal du Djebel Beghira	50
III. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE	50
A. Détermination des réservoirs potentiels	50
B. Les principales nappes aquifères	52
1. Nappe de Ras El Ma	52
1.1. Structure et géométrie du réservoir	52
1.2. Piézométrie	53
1.3. Réalimentation de la nappe	56
2. Nappe de Mouley Slissen	56
2.1. Aquifère du membre calcaréo – gréseux de l'Hauterivien (Zégla D)	56
2.2. Aquifère du membre calcaréo-dolomitique du Portlandien=Tithonian (Zégla A)	56
2.3. Piézométrie	59
3. Paramètres hydrodynamiques	59
3.1. La transmissivité	59
3.2. La perméabilité	61
C. Conclusion	61

Troisième chapitre :

**CONTEXTE CLIMATIQUE DU BASSIN VERSANT
DE LA HAUTE MEKERRA**

I. INTRODUCTION	62
II. PLUVIOMETRIE	62
A. Réseau pluviométrique	63
B. Critique et homogénéisation des séries pluviométriques	65
C. Homogénéité des séries pluviométriques	65
D. Analyse corrélative	67
E. Les variations temporelles des précipitations	69
1. Les précipitations annuelles	69
2. Les précipitations saisonnières	71
3. Les précipitations mensuelles	71

F. Estimation de la lame d'eau tombée dans le bassin de la Haute Mekerra	73
1. Méthode de la "Moyenne arithmétique"	73
2. Méthode des "Isohyètes"	74
3. Méthode de "Thiessen"	74
4. Méthode de la moyenne selon la variation altimétrique	77
G. Station de référence	78
1. Analyse des erreurs sur la moyenne et le coefficient de variation	81
2. Ecart cumulés à la moyenne pour la station El Haçaïba	81
3. Pluies moyennes annuelles fréquentielles	82
4. Pluie journalière maximale et pluie de courte durée	83
III. ETUDE DES TEMPERATURES	85
IV. RELATION TEMPERATURES - PRECIPITATIONS	87
A. Le degré d'aridité (Indice de De Martonne)	87
B. Diagramme pluvio-thermique de Gaussen	89
C. Etage bioclimatique	90
V. EVAPORATION – EVAPOTRANSPIRATION – DEFICIT D'ECOULEMENT	91
A. Evaporation	91
B. L'évapotranspiration	92
1. Evapotranspiration potentielle (ETP)	92
2. Evapotranspiration réelle (ETR)	93
VI. CONCLUSION	98

Quatrième chapitre :
**CARACTERISATION HYDROLOGIQUE DU BASSIN
VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA**

I. INTRODUCTION	99
II. CHOIX DE L'ANNEE HYDROLOGIQUE	100
III. COLLECTE DES DONNEES	100
IV. DEBITS MOYENS ANNUELS (ABONDANCE ANNUELLE)	100
A. Variations spatiales et temporelles des débits annuels moyens	101
1. Module annuel	101
2. Méthode des écarts à la moyenne	104
B. Irrégularité interannuelle des débits moyens annuels	106
1. Test de simple et double cumul	107

2. Coefficients et indices de la variabilité des débits	108
2.1. Coefficient d'hydraulicité	108
2.2. Coefficient d'immodération	110
2.3. Coefficient de variation	110
C. Etude statistique des modules hydrométriques	110
D. Estimation du bilan hydrologique	112
1. Ecoulement total	113
2. Ruissellement	113
3. Infiltration	113
V. DEBITS MOYENS MENSUELS (REGIME HYDROLOGIQUE)	114
A. Module mensuel	114
B. Coefficient mensuel de débit	115
C. Variations saisonnières des apports liquides	116
VI. RELATION ENTRE LES PRECIPITATIONS ET DEBITS MENSUELS	117
VII. DEBITS JOURNALIERS	118
A. Variations journalières de débits	118
B. Courbes des débits classés	120
VIII. CLASSIFICATION DES REGIMES DES COURS D'EAU	121
IX. ETUDE DES DEBITS EXTREMES	122
A. Les crues	122
1. Analyse des données disponibles	123
2. Typologie des crues de l'Oued Mekerra	126
3. Variation temporelle des débits de crues	128
4. Puissance des crues	129
5. Analyse fréquentielle des crues	132
5.1. Tests d'hypothèses sur les séries de données	134
5.2. Hypothèse de stationnarité (test de Kendall)	134
5.3. Hypothèse d'indépendance (test de Wald-Wolfowitz)	136
5.4. Hypothèse d'homogénéité (test de Wilcoxon)	137
5.5. Données et méthodes	138
5.6. Statistiques de base	138
5.6.1. Caractérisation des échantillons	138
5.6.2. Histogrammes des fréquences	139
5.6.3. Courbes chronologiques des sommes cumulatives (CUSUM)	141
5.7. Résultats et interprétation des ajustements aux lois statistiques	142
5.7.1. Comparaison des ajustements aux lois statistiques	143
5.8. Estimation des quantiles	152

5.8.1. Station d'El Haçaïba	153
5.8.2. Station de Sidi Ali Benyoub	154
B. Les étiages	156
1. Définition des paramètres caractéristiques de l'étiage	156
2. Etude des fréquences annuelles de basses eaux et étiages du bassin versant de la Haute Mekerra	157
3. Analyse fréquentielle des étiages	159
3.1. Test des hypothèses	159
3.2. Données et Méthode	160
3.2.1. Histogrammes de fréquences	162
3.2.2. Courbes chronologiques des sommes cumulatives (CUSUM)	162
4. Résultats et interprétation des ajustements aux lois statistiques	163
4.1. Ajustement à la loi Pareto généralisée (Méthode des moments)	165
4.2. Ajustement à la loi de Log-Pearson III (Méthode des moments (BOB), base 10)	166
5. Estimation des quantiles	166
X. CONCLUSION	168

Cinquième chapitre :

**CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE DES EAUX
SOUTERRAINES DU BASSIN VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA**

I. INTRODUCTION	170
II. ECHANTILLONNAGE ET ACQUISITION DES DONNEES	170
A. Organisation des campagnes d'échantillonnage	171
B. Matériels et méthodes d'analyse	172
1. Mesures in situ	172
2. Analyses aux laboratoires	172
C. Contexte hydrochimique général	173
1. Précision des analyses	173
2. Représentativité de l'échantillonnage	174
3. Paramètres physico-chimiques	175
3.1. Température	175
3.2. Potentiel d'Hydrogène (pH)	176
3.3. Conductivité électrique	177
3.4. Charge totale dissoute TDS	178
4. Caractéristiques chimiques des eaux souterraines de la Haute Mekerra	178
4.1. Teneur en cations	179
4.1.1. Le magnésium (Mg^{+2})	180
4.1.2. Le calcium (Ca^{+2})	181

4.1.3. Le sodium (Na ⁺) et potassium (K ⁺)	182
4.2. Teneur en anions	182
4.2.1. Les chlorures (Cl ⁻)	182
4.2.2. Les bicarbonates (HCO ₃ ⁻)	184
4.2.3. Les sulfates (SO ₄ ²⁻)	185
4.2.4. Les nitrates (NO ₃ ⁻)	186
4.3. Faciès chimiques des eaux souterraines de la Haute Mekerra	187
4.4. Parenté chimique	187
4.4.1. Faciès chloruré	188
4.4.2. Faciès bicarbonaté	190
4.4.3. Faciès sulfaté magnésien	191
III. ACQUISITION DE LA MINERALISATION DES EAUX SOUTERRAINES	192
A. Corrélations entre les éléments majeurs	192
1. Principe de l'Analyse en Composantes Principales (A.C.P)	192
2. Application de l'Analyse en Composantes Principales (A.C.P)	193
2.1. Statistique élémentaire	193
2.2. Matrice de corrélation	193
2.3. Calcul des axes	196
2.4. Analyse des graphiques	196
2.4.1. Nappe de Ras El Ma	197
2.4.2. Nappe de Mouley Slissen	198
IV. ELEMENTS EN TRACE	200
A. Aluminium	200
B. Cuivre	201
C. Fer	201
D. Manganèse (Mn)	202
E. Nickel (Ni)	203
F. Cadmium (Cd)	203
G. Plomb (Pb)	204
V. MODELISATION GEOCHIMIQUE	204
VI. PROCESSUS ET ORIGINE DE LA MINERALISATION	207
A. Relations minéralisation totale et les ions majeurs	207
B. Relations binaires entre les éléments majeurs	208
1. Diagramme Ca ²⁺ vs Mg ²⁺	209
2. Diagramme de dispersion de Datta & Tyagi	209
3. Diagramme (Mg ²⁺ + Ca ²⁺) vs HCO ₃ ⁻	210
4. Diagramme Ca ²⁺ vs HCO ₃ ⁻	211
5. Diagramme Ca ²⁺ / Mg ²⁺ vs Cl ⁻	212
6. Diagramme (Cl ⁻ + SO ₄ ²⁻) vs (Ca ²⁺ + Mg ²⁺)	212
7. Diagramme SO ₄ ²⁻ vs Ca ²⁺	213

8. Diagramme Cl^- vs Na^+	214
9. Indice d'échange de base au sein des aquifères (i.e.b.)	215
10. Diagramme de Gibbs	216
11. Diagramme d'équilibre des carbonates	217
VII. QUALITE CHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES	218
A. Qualité des eaux à usage domestique	218
B. Qualité des eaux pour l'irrigation	219
1. La salinité	219
2. Pourcentage de sodium ($\text{Na}^+\%$)	220
3. Indice de Kelly (KI)	221
4. Indice de perméabilité (PI)	222
5. Taux d'Adsorption de Sodium (SAR)	223
6. Carbonate de Sodium Résiduelle (RSC)	224
7. Risque de magnésium (MH)	224
VIII. CONCLUSION	225
<i>Sixième chapitre :</i>	
POLLUTION DES EAUX SOUTERRAINES DU BASSIN VERSANT LA HAUTE MEKERRA	
I. INTRODUCTION	227
II. SOURCES DE POLLUTION DES EAUX SOUTERRAINES	227
A. Pollution d'origine domestique	228
B. Pollution d'origine agricole	230
1. Production des nutriments	231
2. Elevage	233
3. Activité agricole	233
3.1. Engrais azotés	233
3.2. Fumier	234
4. Evolution spatio-temporelle des nitrates	234
5. Relation nitrates – oxygène dissout / profondeur	236
III. EVALUATION ET CARTOGRAPHIE DE LA VULNERABILITE DES EAUX SOUTERRAINES A LA POLLUTION	236
A. Notions de vulnérabilité	237
B. Présentation de la méthode DRASTIC	237
C. Etablissement de la carte de vulnérabilité de la nappe de Ras el Ma	240
1. Profondeur à la nappe	241
2. Recharge efficace	242
3. Nature de la zone saturée	243

4. Type du sol	245
5. Topographie	246
6. Lithologie de la couche non saturée	248
7. Conductivité hydraulique	249
8. Indice DRASTIC et degré de vulnérabilité de la nappe de Ras El Ma	250
IV. VALIDITE DES CARTES DRASTIC DE VULNERABILITE	250
V. CONCLUSION	252
CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES	253
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	257
LISTE DES FIGURES	275
LISTE DES TABLEAUX	281

AVANT-PROPOS

AVANT-PROPOS

Au terme de la rédaction de ce manuscrit, il m'est très agréable d'exprimer ma gratitude envers toutes personnes ayant rendu ce travail possible.

Je souhaite d'abord, remercier tout particulièrement mon directeur de thèse Monsieur **Abbas MAROK**, Professeur à l'Université de Tlemcen qui m'a permis de réaliser cette thèse dans les meilleures conditions. Je tiens encore à le remercier pour ses riches conseils et enseignements scientifiques, pour sa disponibilité permanente, pour sa franchise à toute épreuve et pour toutes les discussions enrichissantes que nous avons pu avoir.

Je fais part de toute ma gratitude à mon co-directeur de thèse, Monsieur **Lahcen BENAABIDATE**, Professeur à l'Université de Fès (Maroc) qui a bien voulu codiriger ce travail en me prodiguant ses précieux conseils et critiques constructives.

Mes sincères remerciements s'adressent également aux membres du jury qui ont accepté de lire et de juger ce travail :

Monsieur **Mohammed HABI**, Professeur à l'Université de Tlemcen qui m'a fait l'honneur de présider le jury.

Monsieur **Hamidi MANSOUR**, Professeur à l'Université d'Oran 2 de bien vouloir accepter d'examiner mon travail et apporter son avis et ses critiques.

Monsieur **Kada MOUEDDENE**, Professeur à l'Université de Sidi Bel Abbés d'avoir bien voulu consacrer son temps à donner ses remarques quant au manuscrit soumis à son jugement.

Qu'il me soit permis d'exprimer ma profonde reconnaissance à Madame **Fatiha HADJI**, enseignante à l'Université de Tlemcen pour ses encouragements, sa sympathie et surtout pour son aide dans la partie géochimique.

Enfin, comment terminer cet avant-propos sans associer ma famille pour son encouragement, son soutien et sa patience.

RESUME

RESUME

Le présent travail a été mené sur le bassin versant de la Haute Mekerra qui occupe la partie sud du bassin versant de la Macta (Sidi Bel Abbès, Algérie nord-occidentale). Il s'agit d'une étude pluridisciplinaire portant essentiellement sur la morphométrie, la climatologie, l'hydrologie, la géochimie et la pollution.

L'étude hydrologique montre que le régime de l'Oued Mekerra est de type méditerranéen, caractérisé par l'abondance pluviale à fort débits automnaux et hivernaux, générant de fortes crues d'une part et par à une saison sèche fortement prononcée conduisant à des étiages sur de longues périodes de l'année d'autre part. La méthode statistique a permis de saisir les variations spatiales des écoulements en relation avec le climat semi-aride et la physiographie du bassin versant, de même sa forte variabilité temporelle, annuelle et surtout saisonnière et journalière.

Par ailleurs, la caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines en utilisant une combinaison de méthodes géochimiques et statistiques montre que la distribution spatiale de la minéralisation évolue dans le sens des écoulements des eaux, ce qui confirme le contrôle des conditions hydrogéologiques sur la chimie des éléments majeurs des eaux souterraines. Dans cette optique, une diversification de faciès chimiques sont définis, dont les plus représentatifs sont le faciès chloruré- magnésien (nappe de Ras El Ma) et le bicarbonaté-calcique (nappe Mouley Slissen).

Enfin, les analyses chimiques des eaux souterraines montrent que les foyers de pollution sont liés aux teneurs dépassant la norme admise en nitrates ($> 50 \text{ mg.L}^{-1}$). Ainsi, l'évaluation de la vulnérabilité à la pollution de la nappe de Ras El Ma par la méthode DRASTIC révèle que cette dernière présente une vulnérabilité élevée lorsque les formations aquifères sont affleurantes. Cette vulnérabilité devint modérée lors que les formations aquifères sont confinées.

Mots clés : Haute Mekerra, Sidi Bel Abbès, Hydrologie, Hydrogéochimie, Faciès chimique, Pollution, DRASTIC.

ABSTRACT

ABSTRACT

This work was carried out on the High Mekerra watershed which is the southern part of the Macta watershed (Sidi Bel Abbès, North-Western Algeria). It is a multidisciplinary study focusing on morphometry, climatology, hydrology, geochemistry and pollution.

The hydrological study shows that the Mekerra wadi regime is of Mediterranean type. It is characterized by pluvial abundance with high flows in fall and winter seasons, generating high floods and by strong dry season leading to low flows over long periods in the year. The statistical method allowed us to understand the spatial variations of flows in relation with the semi-arid climate and the watershed physiography, as well as its strong temporal, annual and mostly seasonal and daily variability.

Moreover, the hydrogeochemical characterization of groundwater using a combination of geochemical and statistical methods shows that the mineralization spatial distribution evolves in the water flow direction, confirming that the groundwater major element geochemistry is controlled by hydrogeological conditions. From this point of view, various chemical facies are defined of which the most representative are magnesium chloride (Ras El Ma) and calcium bicarbonate (Mouley Slissen).

Finally, groundwater chemical analyzes show a significant pollution of the aquifer by nitrates that exceed the WHO maximum limit standard for human consumption ($> 50 \text{ mg.L}^{-1}$). Thus, the vulnerability assessment of groundwater pollution by the DRASTIC method reveals that the Ras El Ma aquifer presents a high vulnerability when the aquifer formations are outcropping. This vulnerability becomes moderate when aquifer formations are confined.

Key-words : High Mekerra, Sidi Bel Abbès, Hydrology, Hydrogeochemistry, Chemical facies, Pollution, DRASTIC.

INTRODUCTION GENERALE

INTRODUCTION GENERALE

I. PROBLEMATIQUE

L'eau est un élément indispensable à la vie et revêt de l'importance pour d'innombrables activités humaines. Malheureusement, sa disponibilité limitée pose un problème épineux qui entrave le développement socio-économique dans nombreuses régions du monde, à l'exemple de la rive sud de la méditerranée, où les effets du changement climatique sont fortement ressentis. En Algérie où la sécheresse perdure depuis plusieurs décennies, un déficit hydrique sans précédent est enregistré. A ce phénomène, vient se greffer le problème de l'altération qualitative des réserves en eau disponibles, conduisant ainsi à des situations de plus en plus complexes et difficiles à gérer face à une demande sans cesse croissante et continue des besoins en eau pour les différents usages.

A cet effet, la gestion intégrée des ressources en eau est devenue une nécessité absolue et ce dans la perspective de concilier le développement socio-économique et la préservation de l'environnement. Ceci est loin d'être accomplis en Algérie, particulièrement dans le contexte actuel où le volet socio-économique a pris le dessus sur les exigences environnementales.

Dans le présent travail de recherche, nous menons une étude sur le bassin versant de la Haute Mekerra qui fait partie du grand bassin hydrographique de la Macta. Cette région est caractérisée dans son ensemble par un climat semi-aride, où interfère une aridité intense particulièrement en été et une grande variabilité spatiotemporelle des précipitations. Les débits de l'Oued Mekerra sont généralement très faibles, mais de fortes crues brutales et violentes peuvent souvent survenir à la suite de fortes averses de courte durée. Depuis le début des années 2000, la région en question a connu un grand essor économique axé sur le développement agro-pastoral et une importante poussée démographique, ce qui implique une forte augmentation de la demande en eau.

II. OBJECTIFS

Bien que la région considérée a fait l'objet de nombreuses études, traitant principalement les écoulements de surface en rapport avec la problématique des inondations cycliques qui touchent la plus part des agglomérations, aucune étude n'a pu être réalisée pour évaluer les potentialités des réserves en eau souterraines de la région. Ces réserves constituent l'unique ressource en eau en exploitation, destinée à la fois pour l'alimentation en eau potable et pour les besoins agricoles.

Dans cette optique, les principaux objectifs recherchés à travers cette étude visent à une meilleure compréhension du comportement hydrologique du bassin versant et une meilleure connaissance des potentialités hydriques (quantitative et qualitative) de la région, qui s'avèrent d'un intérêt capital pour pouvoir définir les mesures à prendre en vue d'assurer l'adéquation ressources / besoins. Cette connaissance doit être menée dans le but de:

- maîtriser les phénomènes hydrologiques extrêmes (Crues et étiages) ;
- évaluer les potentialités quantitatives et qualitatives des ressources en eau souterraine leur origine, leur extension, etc....) ;
- identifier les zones les plus vulnérables à la pollution ;
- détecter l'origine de la contamination.

III. STRUCTURE DE LA THESE

Afin d'aboutir aux objectifs sus – visés, nous avons jugé utile de structurer cette thèse autour de six chapitres précédés par une introduction générale qui décrit la problématique du sujet et les objectifs visés. Une conclusion générale et des perspectives achèveront cette thèse.

Le premier chapitre de cette thèse sera consacré à la description générale du bassin versant de la Haute Mekerra pour bien comprendre les mécanismes hydrologiques qui le caractérisent.

Le deuxième chapitre sera réservé à l'étude géologique et hydrogéologique de la région. Ainsi, sur le plan géologique nous développerons l'aspect lithostratigraphique et structural, en mettant l'accent sur les formations potentiellement aquifères. Sur le plan hydrogéologique, nous aborderons l'évolution de la piézométrie et les paramètres hydrodynamiques (transmissivité et perméabilité) des nappes aquifères.

Le troisième chapitre a pour objectif de comprendre le fonctionnement hydrologique et hydrogéochimique du bassin versant de la Haute Mekerra.

Le quatrième chapitre traitera la caractérisation hydrologique du bassin versant de la Haute Mekerra dans le but de déterminer le régime d'écoulements des eaux de surface. Pour répondre à cet objectif, nous avons utilisé une approche probabiliste basée sur l'étude statistique des données hydrométriques mesurées au niveau des stations El Haçaïba et SABY. Ceci, nous a permis la vérification des différentes lois de distributions statistiques à partir desquelles seront choisies celles qui vérifient les ajustements les plus adaptées aux débits extrêmes (crues et étiages) de l'Oued Mekerra pour en estimer des quantiles de débits de crues et d'étiages et quantifier les volumes correspondants.

Le cinquième chapitre étudiera les caractéristiques géochimiques des eaux des principales nappes aquifères de la région. A travers les résultats obtenus, nous définissons les processus d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines et les mécanismes aboutissant à l'évolution spatiale des faciès chimiques des eaux.

Cette étude est basée sur différentes méthodes hydrochimiques et des techniques d'analyse statistique (analyse en composantes principales). Enfin, une évaluation de la qualité est menée pour déterminer l'aptitude des eaux souterraine de la Haute Mekerra.

Le *sixième chapitre* est consacré à l'étude de la vulnérabilité des eaux souterraines à la pollution en ciblant particulièrement la pollution nutritive et en déterminant les principaux processus de la détérioration de la qualité des eaux. Cette caractérisation sera couplée d'une évaluation et de la cartographie des zones vulnérables à la pollution des nappes aquifères par l'application de la méthode DRASTIC.

Premier chapitre :
**CARACTERISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES DU BASSIN
VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA**

Premier chapitre :

**CARACTERISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES DU BASSIN VERSANT
DE LA HAUTE MEKERRA**

I. INTRODUCTION

Par définition, le bassin versant représente l'unité spatiale élémentaire en hydrologie. Il est défini par une surface relative à une section de talweg. Cette surface limitée par une ligne de partage des eaux est telle que toute précipitation qu'elle reçoit finit par s'écouler, au bout d'une certaine durée, à travers la section de talweg considérée. En d'autres termes, le bassin versant constitue une unité paysagère fondamentale pour le cycle de l'eau. Il en intègre en effet tous les aspects au sein d'une zone définie qui peut être étudiée, quantifiée et sur laquelle il est possible d'intervenir. Le bassin versant constitue alors le lieu symbolique d'intégration des processus hydrologiques liés aux eaux de surface, aux eaux souterraines, à l'évapotranspiration (Sivapalan & *al.*, 2003).

Dans cette optique, le présent chapitre sera consacré à la description générale du bassin versant de la Haute Mekerra (indications géographiques et physiographiques). En effet, l'altitude, la pente et la forme d'un bassin versant reliées à la lithologie renseignent sur le type de réponse hydrologique du bassin versant.

II. PRESENTATION DU BASSIN VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA

A. Cadre géographique du bassin versant

Il s'agit de la partie amont du bassin versant de l'Oued Mekerra désignée dans notre travail sous le nom de « bassin de la Haute Mekerra ». Situé au Nord-Ouest algérien, entre les parallèles (34.98N; 34.32N) et les méridiens (0.60W; 1.15W), le bassin de la Haute Mekerra prend son origine dans la steppe des Hautes Plaines oranaises, au Sud de Ras El Ma à une côte avoisinant les 1450 m NGA. Il est limité au Nord par la plaine de Sidi Bel Abbès, au Sud et Sud-Ouest par une zone aux reliefs peu accentués qui fait la transition avec les affluents du Chott Ech Chergui et d'autres oueds qui se perdent dans des cuvettes fermées des Hautes Plaines oranaises, à l'Est par une série de montagnes qui le séparent du bassin versant de l'Oued Tenira et enfin, à l'Ouest par les Monts de Tlemcen (fig. 1). Ce bassin couvre une superficie de 1882 km² (à la station hydrométrique de Sidi Ali Benyoub) et un périmètre de 252,8 km. Il culmine à l'Ouest à 1714 m d'altitude (Dj. Ouargla), où l'un des principaux affluents de l'Oued Mekerra, l'Oued Touifza (ou Slissen) prend sa source.

L'Oued Mekerra se forme au Sud de la localité Ras el Ma, à partir de plusieurs affluents, dont Ras El Ouidiane et Farat Ez Ziet. Il s'écoule ensuite en direction du Nord, dans un premier temps le long d'un accident subméridien (N 30° E) qui l'engage suivant cette direction jusqu'à El Haçaïba. De part et d'autre du tracé de l'oued, la topographie est vigoureuse et les altitudes varient de 1450 m à 1100 m le long de l'oued. Cette morphologie accidentée du terrain fait l'objet de reliefs très boisés et d'affluents relativement courts et en forte pente.

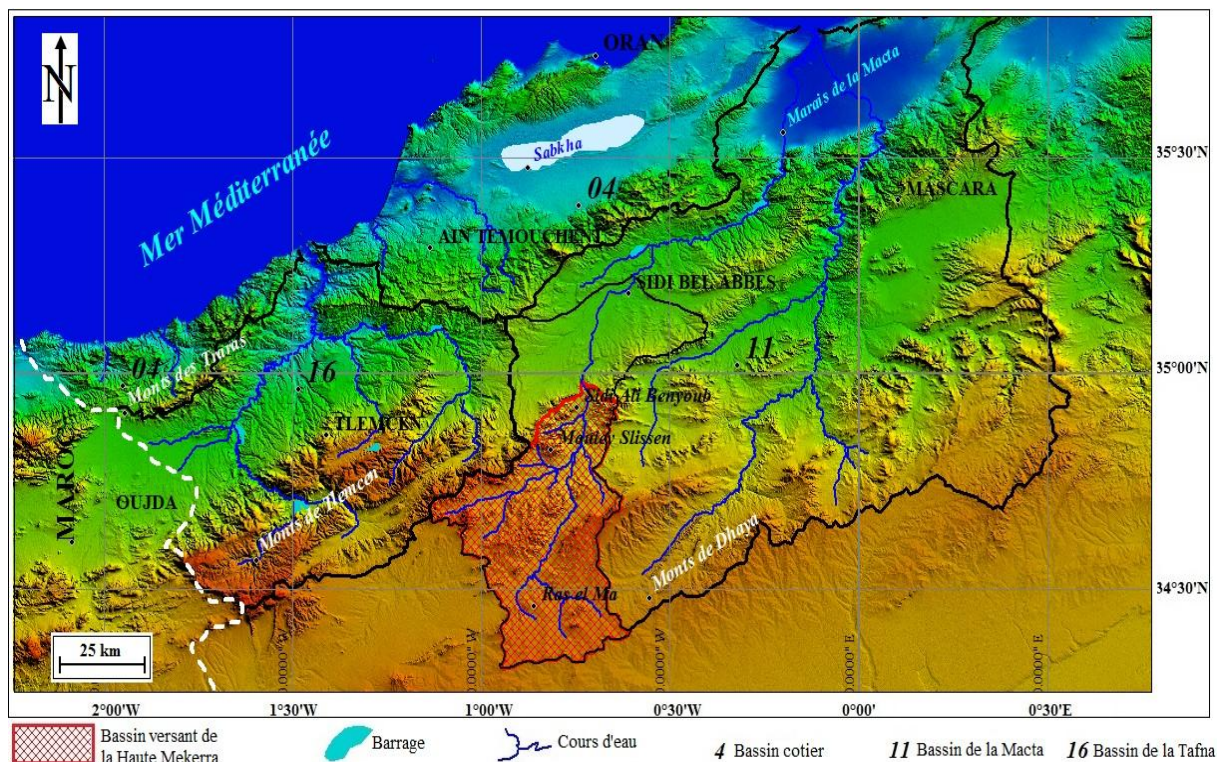


Fig. 1: Situation du bassin versant de la Haute Mekerra.

B. Cadre géomorphologique du bassin versant

De part sa position géographique, le bassin de la Haute Mekerra se trouve contrasté par la présence de deux principales unités géomorphologiques bien distinctes : les Hautes plaines et les massifs montagneux. Les Hautes plaines occupent la partie méridionale du bassin de la Haute Mekerra. Ce sont de vastes étendues à relief plus ou moins calme, dont l'altitude diminue sensiblement vers le Nord de (1200 à 950 m). Cette région qui correspond à la zone de production de crues est caractérisée par la présence d'un réseau hydrographique particulièrement dense, composé d'oueds intermittents et de ravins drainant des vallons encaissés qui confluent vers la vallée principale. La région est couverte en grande partie par des formations d'âge Pliocène (Conglomérats des Hauts Plateaux).

Par ailleurs, les massifs montagneux de la zone d'étude se présentent sous forme d'ensembles de massifs à structures parfois complexes et plus ou moins allongées et étirées suivant l'axe général du plissement SW – NE. Ces structures sont généralement liées à la tectonique, à la lithologie et à l'érosion. Elles sont constituées de dépôts consolidés (calcaires, calcaires dolomitiques et grès) attribués stratigraphiquement au Crétacé inférieur.

III. CARACTERISTIQUES PHYSIOGRAPHIQUES

Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant peuvent avoir des conséquences hydrologiques importantes, notamment la relation pluie-débit et l'évolution des écoulements en période de crue et d'étiage. Le temps de concentration qui caractérise en partie la vitesse et l'intensité de la réaction du bassin versant à des précipitations est influencé à la fois par des facteurs externes (précipitations et conditions climatiques) et internes liés aux caractéristiques morphologiques du bassin versant : en premier lieu, la taille du bassin (sa surface), sa forme, son élévation, sa pente et son orientation. A ces facteurs s'ajoutent encore le type de sol, le couvert végétal et les caractéristiques du réseau hydrographique.

A. Caractéristiques de forme

1. Surface et périmètre

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau. Les débits vont donc être en partie reliés à sa surface. Celle-ci correspond à l'aire délimitée par l'ensemble des points les plus hauts qui constituent la ligne de partage des eaux. La délimitation du bassin versant de la Haute Mekerra a été réalisée par digitalisation à l'aide du logiciel "MapInfo 8.0" sur la base des cartes topographiques au 1/50000 (Sidi Ali Benyoub (272), Ouled Mimoun (273), Béni Smiel (302), Telagh (303), Djebel Ouargla (330), Daïa (331), Ras El Ma (358), Djebel Beghira (359), géoréférencées suivant le système de projection GWS84. La surface (A) en km² et le périmètre (P) en km du bassin versant ont été obtenues automatiquement à partir du logiciel Global Mapper 10 (fig. 2). La surface (A) = 1882 km² et le périmètre (P) = 252,8 Km.

2. Indice de compacité de Gravelius (K_C)

L'indice de compacité (K_C) renseigne sur la forme du bassin versant qui a une grande influence sur l'écoulement global du cours d'eau et surtout sur l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin, résultant ainsi d'une pluie donnée. Il est établi en comparant le périmètre du bassin à celui d'un cercle qui aurait la même surface. Il s'exprime par la formule suivante (Roche, 1963):

$$K_C = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad \text{avec } P: \text{Périmètre et } A: \text{Aire du bassin versant}$$

Sur le plan morphologique, la valeur élevée de l'indice de compacité ($K_C = 1,63$) traduit la forme allongée du bassin versant de la Haute Mekerra, d'où la prédominance d'une érosion linéaire et par conséquent un débit solide très important.

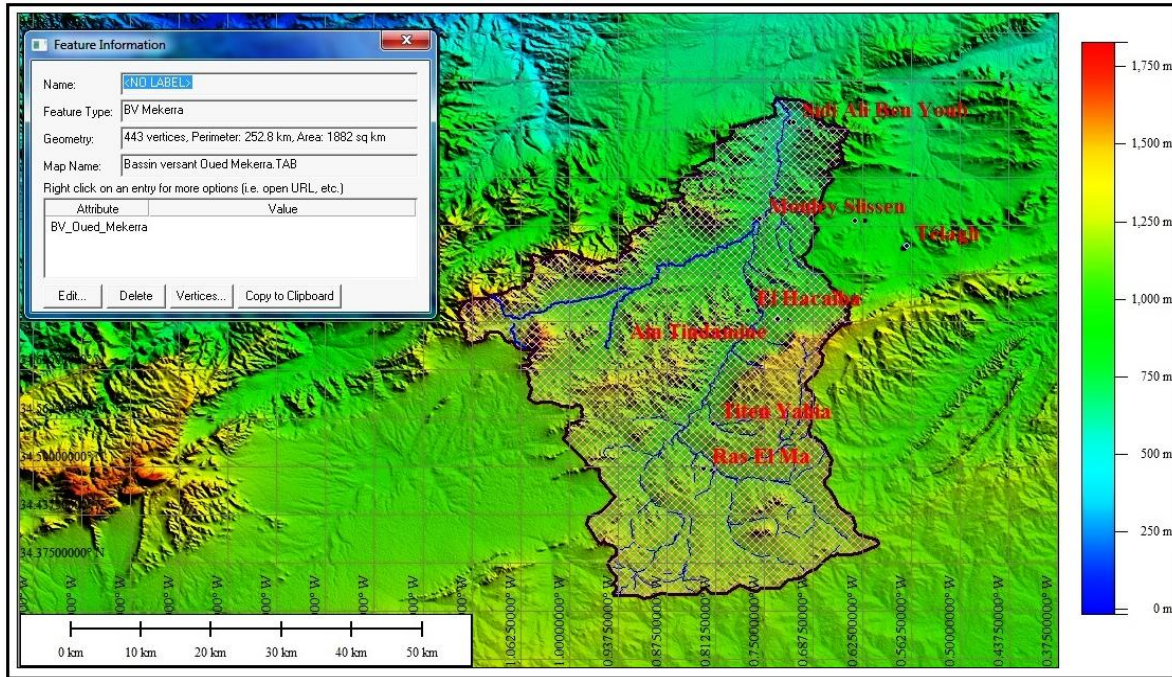


Fig. 2: Délimitation du bassin versant de la Haute Mekerra.

3. Rectangle équivalent

Partant de la surface du bassin versant et de l'indice de compacité de Gravelius, il est possible d'établir un rectangle équivalent (rectangle de Gravelius) par à une transformation purement géométrique du bassin versant. Il prend alors une forme rectangulaire tout en gardant les grandeurs de superficie, de périmètre, d'indice de compacité et par conséquent la même répartition hypsométrique. Dans ce cas, les courbes de niveau deviennent parallèles aux largeurs du rectangle équivalent. La climatologie, la répartition des sols, la couverture végétale et la densité de drainage restent inchangées entre les courbes de niveau. A noter que plus un rectangle équivalent est allongé moins il sera drainé. Les dimensions de ce rectangle équivalent peuvent être déterminées par les formules suivantes (Roche, 1963) :

$$L = \frac{K_C \sqrt{A}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_C} \right)^2} \right] \quad \text{et} \quad l = \frac{K_C \sqrt{A}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_C} \right)^2} \right]$$

L : Longueur du rectangle équivalent est de 109.10 km, l : Largeur du rectangle équivalent est de 17.25 km.

Le tracé des droites de niveau du rectangle équivalent découle directement de la répartition hypsométrique cumulée (fig. 3).

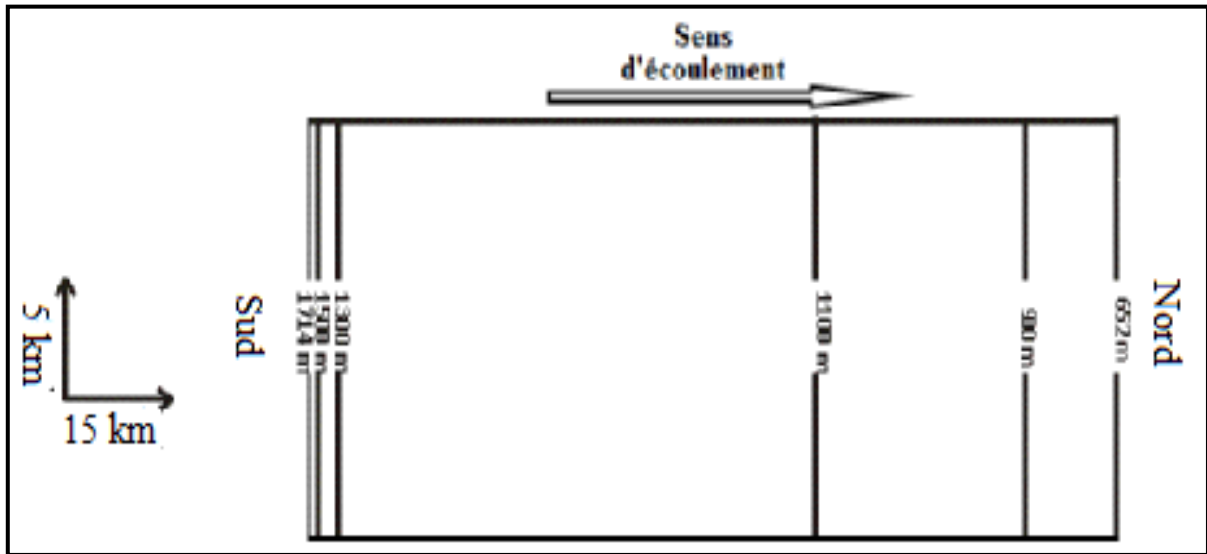


Fig. 3: Schémas du rectangle équivalent du bassin de la Haute Mekerra.

4. Représentation triédrale du bassin versant

C'est un modèle mis au point par Verdeil. Cet auteur considère que tout bassin se présente dans l'espace comme un trièdre constitué par la somme de deux (02) triangles rectangles dont le sommet afférent à l'angle droit représente la ligne de partage des eaux entre les deux rives du bassin. Un côté de la ligne de l'angle droit désigné par L représente le cours d'eau principal. Le modèle est défini par α et α' qui sont des angles correspondant au sommet du point le plus bas du cours d'eau (fig. 4).

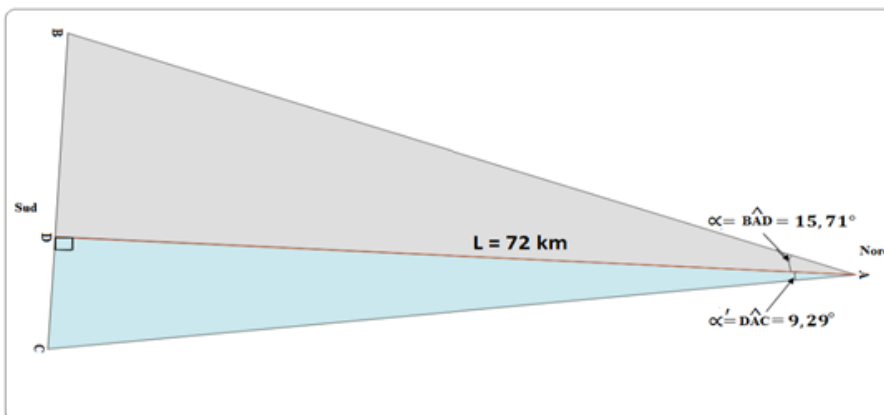


Fig. 4: Représentation triédrale du bassin versant de la Haute Mekerra.

Le principe de calcul est le suivant: On suppose que le triangle représentant une rive du bassin versant a la même aire que cette rive (tabl. 1).

$$A = \frac{L^2 * tg\alpha}{2} \Rightarrow tg\alpha = \frac{2 A}{L^2} ; \alpha = arctg \left(\frac{2A}{L^2} \right) \quad \text{où } \alpha \text{ en radians, } 0 < \alpha < \frac{\pi}{2}$$

	Rive droite	Rive gauche
Surface (A) en km ²	692	1190
Longueur du talweg principal en km	92	
α en radian	0,164	0,281
α en degré	9,29°	15,71°

Tabl. 1: Valeurs des angles des trièdres du bassin versant de la Haute Mekerra.

B. Caractéristiques de longueur

Les caractéristiques de longueur d'un bassin versant sont : la longueur du plus long talweg, la distance entre l'exutoire et le centre de gravité, la plus grande longueur et largeur perpendiculaire. Dans le cas du bassin de la Haute Mekerra, la longueur de plus long talweg est de 72 km, la distance entre l'exutoire et le centre de gravité est de 34,28 km. La plus grande longueur et largeur perpendiculaire sont respectivement de 70,77 km et 46,18 km (fig. 5).

C. Etude du relief

L'incidence du relief sur les caractéristiques hydrologiques d'un bassin versant est considérable. La durée d'imprégnation par l'eau de pluies est donc par la possibilité d'infiltration étant plus ou moins élevée que la pente est plus faible, de même, une forte pente correspondra à une concentration rapide des eaux dans les affluents et le cours d'eau principal. Ainsi, le relief d'un bassin versant est étudié à partir d'une carte topographique en courbes de niveau (carte hypsométrique).

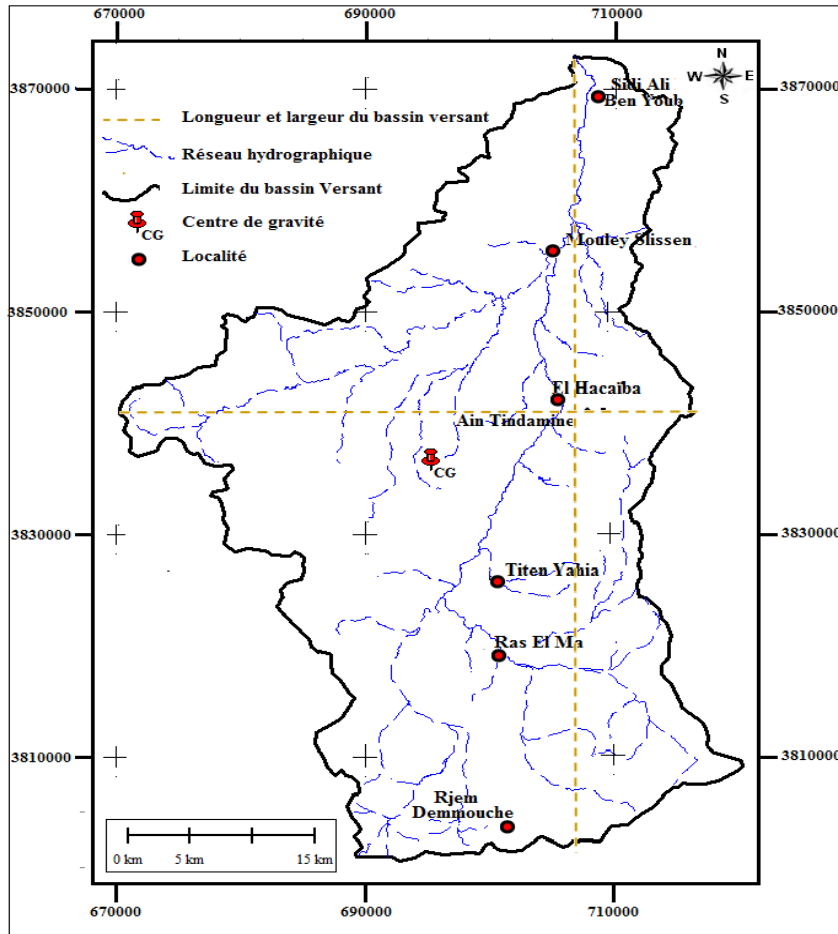


Fig. 5: Carte des caractéristiques de longueur du bassin de la Haute Mekerra.

1. Carte hypsométrique

La carte hypsométrique est obtenue par la délimitation en tranches d'altitude du relief du bassin versant suivant des courbes de niveau dont l'équidistance est à choisir selon l'objectif recherché. La carte hypsométrique (fig. 6) du bassin versant de la Haute Mekerra a été établie sur la base du modèle numérique du terrain (MNT), à partir d'un fichier SRTM de la région. D'après cette carte dont le relief a été réparti en tranches d'altitude équidistantes de 200 m, on constate :

- les zones d'altitude dépassant 1200 m occupent les limites Est, Ouest et Sud du bassin ;

- les étendues de basses altitudes (inférieures à 700 m) occupent la partie Nord du bassin versant. Cette zone correspond à la limite de transition avec le bassin de la moyenne Mekerra (plaine alluviale de Sidi Bel Abbès).

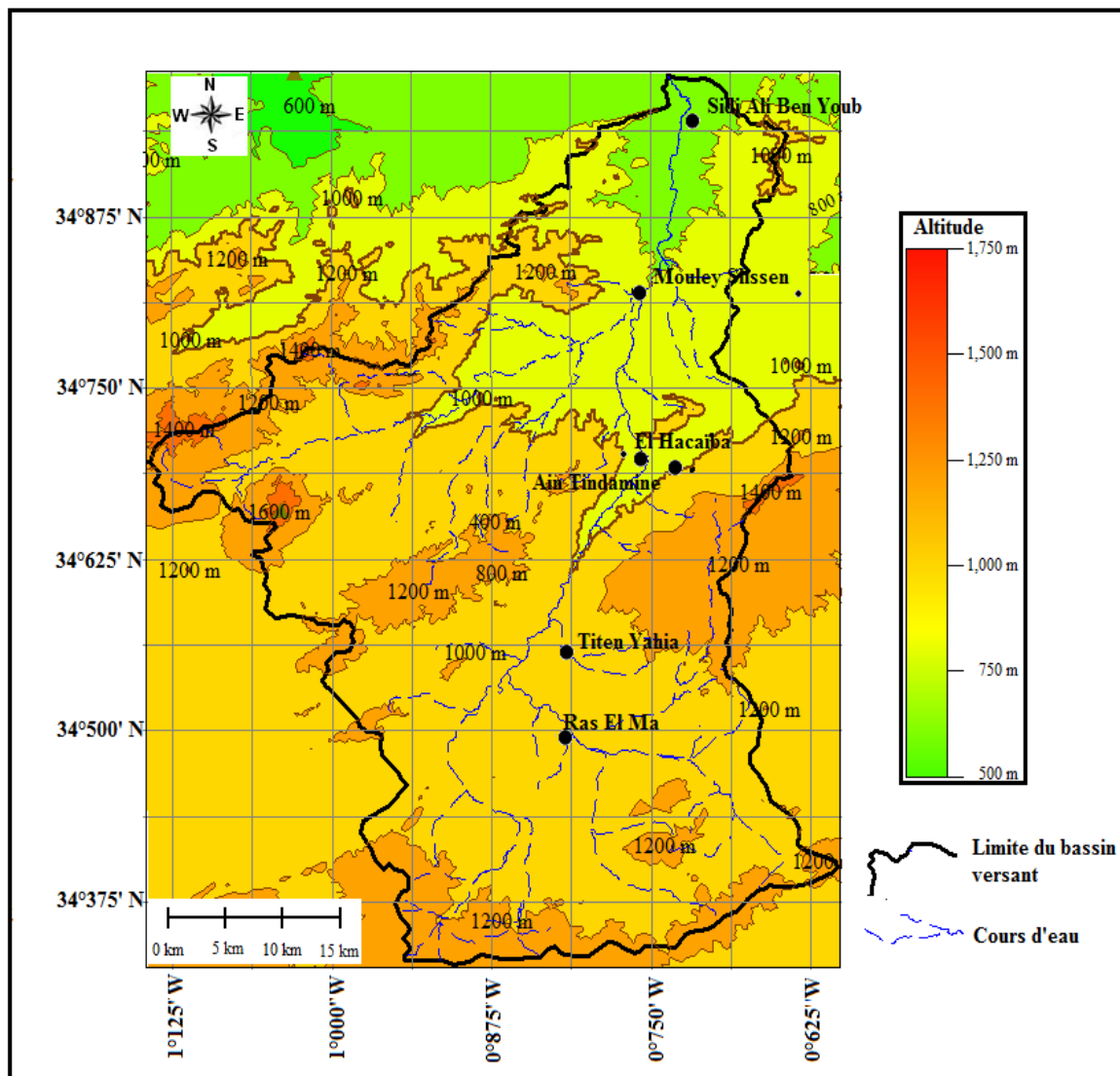


Fig. 6: Carte hypsométrique du bassin versant de la Haute Mekerra.

2. Courbe hypsométrique

Partant de la répartition par tranches d'altitudes du bassin versant, une étude statistique a été réalisée (tabl. 2). A partir de ces résultats, nous avons pu établir la courbe hypsométrique du bassin versant de la Haute Mekerra (fig. 7). Cette courbe est une représentation graphique des pourcentages des superficies partielles cumulées à la surface totale du bassin versant où les altitudes sont supérieures à une côte H donnée. De cette courbe, on a pu extraire par une simple projection, les altitudes caractéristiques de notre bassin versant (altitude moyenne, médiane...).

Tranche d'altitude (m)	a_i (Km ²)	% a_i	a_i cumulées (Km ²)	% a_i Cumulés
Supérieur à 1700	0.034	0.002	0.034	0.002
1500 à 1700	2.15	0.114	2,184	0.116
1300 à 1500	51.96	2.761	54,144	2.877
1100 à 1300	1115.74	59.285	1169,884	62.162
900 à 1100	483.56	25.694	1653,444	87.856
700 à 900	221.31	11.759	1874,754	99.615
Inférieur à 700	7.246	0.385	1882	100

Tabl. 2: Répartition hypsométrique du bassin versant de la Haute Mekerra.

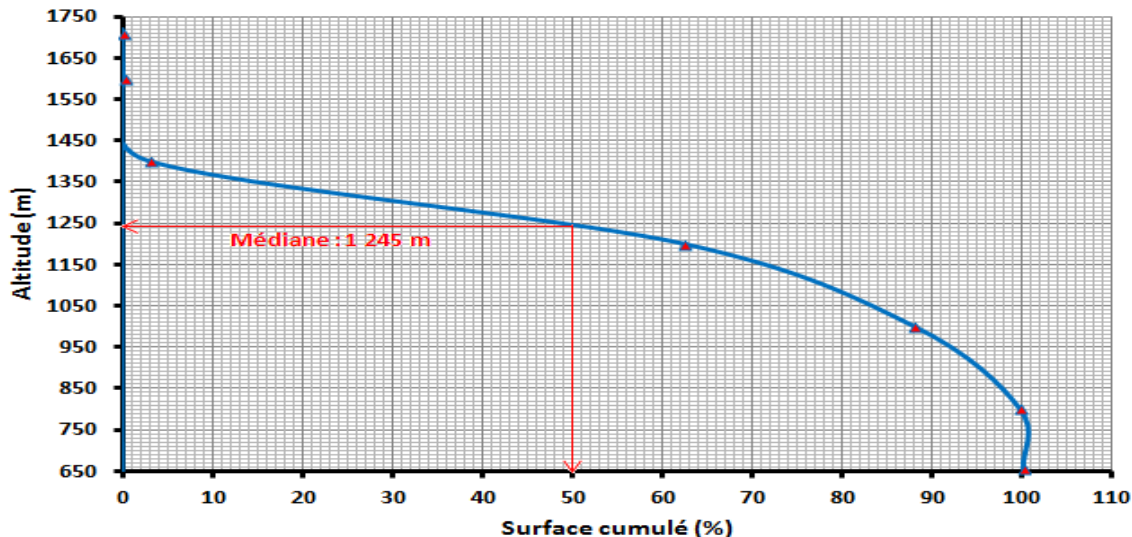


Fig. 7: Courbe hypsométrique du bassin versant de la Haute Mekerra.

L'allure de la courbe hypsométrique du bassin versant de la Haute Mekerra montre localement (altitudes supérieures à 1500 m) une pente relativement assez forte à l'origine, ce qui est confirmé par la faible fréquence de cette tranche d'altitudes 0,116%. La pente de cette courbe devient en suite modérée et correspond à de vastes étendues à relief moyen (tranche d'altitudes : 1100 à 1300 m) qui représente 59,285% de fréquence. Vers les basses altitudes, la pente accentuée de la courbe hypsométrique indique que l'Oued Mekerra se termine dans une vallée encaissée (plaine de Sidi Bel Abbès). La forme de la courbe est caractéristique d'un bassin à l'état de jeunesse allant vers l'équilibre, d'où un potentiel érosif assez important. A partir de cette étude du relief, on peut extraire les caractéristiques suivantes :

*le point culminant est localisé à la limite ouest du bassin. Il atteint 1714 m (Dj, Ouargla). Le point le plus bas se trouve au niveau de l'exutoire du bassin versant (station hydrométrique de Sidi Ali Benyoub) à une cote de 652 m.

-l'altitude moyenne (H_{moy}) est obtenue à partir de la relation suivante.

$$H_{moy} = \sum_{i=1}^n \frac{H_i a_i}{A}$$

H_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m), a_i : surface partielle comprise entre deux courbes de niveaux (km^2), A : surface totale du bassin versant (km^2).

*l'altitude moyenne du bassin de la haute Mekerra est de 1106 m.

*l'altitude médiane est lue directement à partir de la courbe hypsométrique, au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin. La valeur de cette médiane est de 1245 m.

-la "dénivelée D" est souvent défini comme étant la différence de cote entre $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$, qui seront lus à partir de la courbe hypsométrique:

$$D = H_{5\%} - H_{95\%} \quad \text{Avec : } H_{5\%} = 1382 \text{ m ; } \quad H_{95\%} = 915 \text{ m.}$$

La dénivelée du bassin de la Haute Mekerra est donc de 467 m.

3. Courbe et diagramme de fréquences altimétriques

Le graphique courbe et diagramme de fréquences altimétriques (fig. 8) permet de déterminer l'altitude la plus fréquente correspondant à la tranche d'altitude qui représente le maximum de l'histogramme des fréquences altimétriques, soit 1100-1300 occupe les 59,86 % de la surface du bassin versant.

Les tranches d'altitudes 900-1100 et 1100-1300 cumulent 84,98 % de la surface totale, alors que la tranche altitude supérieure à 1300 m n'est que très faiblement représentée à l'échelle de notre zone d'étude puisqu'elles n'occupent que 2,88% de la surface totale du bassin versant de la Haute Mekerra.

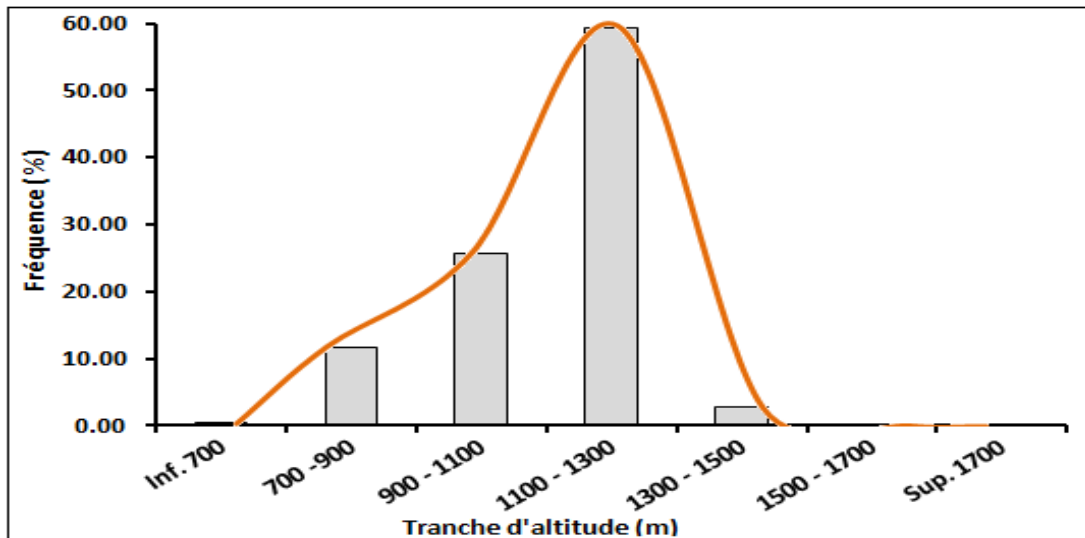


Fig. 8: Courbe et diagramme de fréquences altimétriques.

D. Etude de la pente

Le relief joue un rôle important, car il commande en grande partie l'aptitude au ruissellement et à l'infiltration des terrains. Ainsi, pour une même averse et à perméabilité équivalente, la dualité de partage entre écoulement superficiel et infiltration sur le bassin sera essentiellement en fonction de la pente.

1. La pente moyenne (I_{moy})

Elle correspond au rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa surface. L'estimation de cette pente moyenne permet de se renseigner sur la topographie du bassin versant.

$$I_{moy} = \frac{D}{L}$$

D : Dénivelée totale du rectangle équivalent ($H_{max}-H_{min}=1714-652 = 1062$ m) ; L : Longueur de rectangle équivalent (km) = 109,10 km. D'où, $I_{moy} = 9,73$ m / km = $9,73 \cdot 10^{-2}$, soit : $I_{moy} = 0,97$ %, valeur qui montre que le relief est faible.

2. Indice de pente de Roche (I_p)

Considérant que sur un bassin versant, la pente moyenne est donnée par la moyenne pondérée de toutes les surfaces élémentaires, dans laquelle on peut considérer que la pente est constante, ce qui est vu à l'esprit que le calcul est impossible à réaliser.

Alors, Roche (1963) a proposé une solution en appliquant au rectangle équivalent le même raisonnement que le bassin lui-même et en introduisant la notion d'indice de pente (I_p) qui rend mieux compte le facteur pente sur le régime hydrologique.

Notons que l'indice de pente de Roche (I_p) calculé à partir de la courbe hypsométrique est défini comme étant la somme des racines carrées des pentes moyennes de chaque élément compris entre deux courbes de niveau successives, mesurées sur le rectangle équivalent, et pondérées par la surface considérée.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum \sqrt{\frac{a_i \cdot (h_i - h_{i-1})}{A}}$$

L : Longueur du rectangle équivalent ; $(h_i - h_{i-1})$: Dénivellement entre deux courbes de niveau consécutives ; a_i : Superficie entre deux courbes de niveau (h_i et h_{i-1}) ; A : Surface totale

La valeur de l'indice de pente de Roche pour le bassin versant de la Haute Mekerra est :

$$I_p = 0.129$$

3. Indice de pente globale (I_g)

La pente joue un rôle capital dans la plus ou moins grande aptitude au ruissellement des terrains. Son appréhension peut être faite à l'aide de l'indice de pente global I_g . Cet indice de pente global est le rapport de la dénivelée (D) qui correspond à la différence de fréquence à 5% et 95% (à relever à partir de la courbe hypsométrique) par la longueur du rectangle équivalent du bassin versant tel que défini par Roche.

$$I_g = \frac{D}{L}$$

I_g : indice globale de Roche ; D : dénivelée (m) = 467 m, ($H_{5\%} = 1382$ m et $H_{95\%} = 915$ m), L : Longueur du rectangle équivalent = 109,10 km

Dans notre cas, $I_g = 4.28$ m/km. En considérant cette valeur de ' I_g ', et d'après la classification ORSTOM (tabl. 3), le relief du bassin de la Haute Mekerra peut être considéré comme faible.

R1	Relief très faible	$I_g < 0,002$
R2	Relief faible	$0,002 \leq I_g < 0,005$
R3	Relief assez faible	$0,005 \leq I_g < 0,01$
R4	Relief Modéré	$0,01 \leq I_g < 0,02$
R5	Relief assez fort	$0,02 \leq I_g < 0,05$
R6	Relief fort	$0,05 \leq I_g < 0,5$
R7	Relief très fort	$I_g > 0,5$

Tabl. 3: Classification ORSTOM du relief à partir de l'indice de pente globale.

4. Dénivelée spécifique (D_s)

La dénivelée spécifique est un paramètre qui permet de corriger l'indice de pente globale " I_g " de l'effet de surface. Pour cela on utilise la formule suivante :

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{A}$$

Pour $I_g = 4,28$ m/km et $A = 1882$ km² ; $D_s = 185,68$ m

Selon la classification de l'ORSTOM (tabl. 4), la valeur de l'indice globale de Roche obtenue $D_s = 185,68$ m nous permet de ranger le relief bassin de la Haute Mekerra dans la classe R5 (Relief assez fort).

Classe	Type de reliefs	D_s
R1	Relief très faible	$D_s < 10$
R2	Relief faible	$10 \leq D_s < 25$
R3	Relief assez faible	$25 \leq D_s < 50$
R4	Relief modéré	$50 \leq D_s < 100$
R5	Relief assez fort	$100 \leq D_s < 250$
R6	Relief fort	$250 \leq D_s < 500$
R7	Relief très fort	$D_s > 500$

Tab. 4: Classification des reliefs d'après l'ORSTOM.

IV. CARACTERISTIQUES DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels (permanents et temporaires) par lesquels s'écoulent les eaux provenant du ruissellement ou restituées par les nappes souterraines sous formes de sources. Il représente une des caractéristiques les plus importantes d'un bassin versant. Son évolution est contrôlée par la conjugaison de plusieurs facteurs, à savoir :

- la nature des formations géologiques qui influence la forme du réseau ;
- la morphologie du bassin versant (pente du terrain) qui détermine le stade d'évolution des cours d'eau (phase érosive ou sédimentaire).

Dans le but de déterminer les caractéristiques du réseau hydrographique du bassin de la Haute Mekerra, un schéma du chevelu hydrographique a été établie à partir de cartes topographiques à l'échelle 1/50.000^e. Ainsi, les principaux affluents de l'Oued Mekerra sont : oued Farat ez ziet, oued Smar, oued Sakrana, oued Maïtar, oued Mehirta, oued Slissen et oued ed Dorbane (fig. 9). La classification en ordre des thalwegs a été réalisée selon la méthode définie par Schum (1956) et Strahler (1964). Cette méthode considère que tout cours d'eau sans affluents est d'ordre 1 ; tout cours d'eau ayant des affluents d'ordre n est d'ordre n+1 et garde cet ordre dans toute sa longueur.

Dans l'ensemble, les caractéristiques du réseau hydrographique du bassin versant de la Haute Mekerra sont résumées dans tabl. 5.

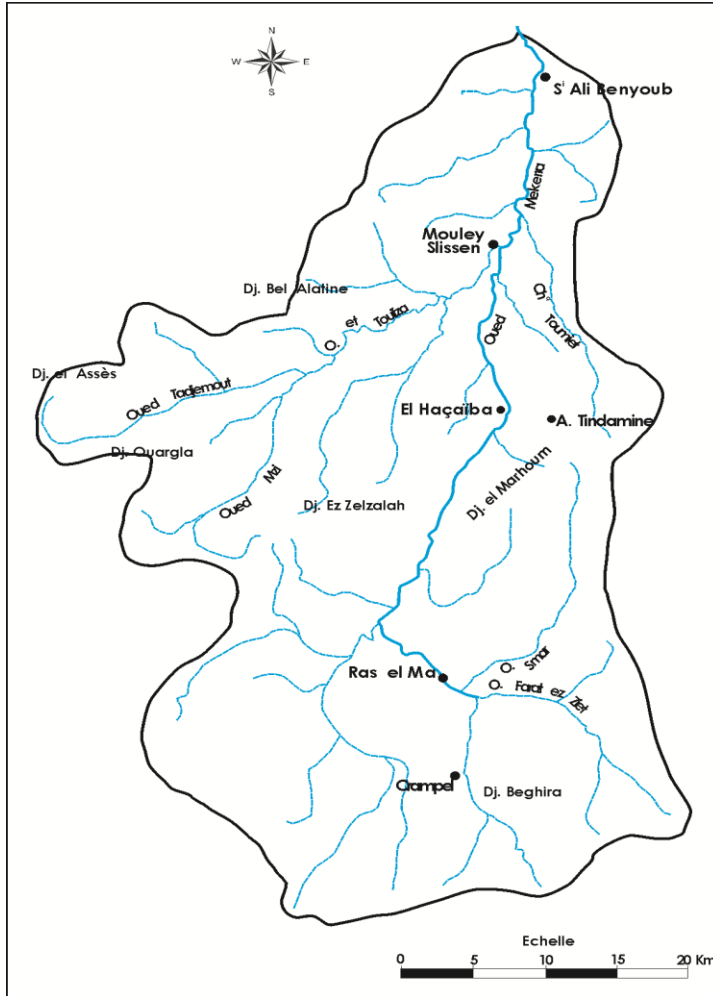


Fig. 9: Réseau hydrographique du Bassin versant de la Haute Mekerra.

Ordre	Nombre	Rapport de confluence Rc	Longueur (km)	Longueur moyenne (km)	Rapport de longueur
1	2217		1152,8	0,52	
2	463	4,79	519	1,12	0,45
3	108	4,29	211	1,95	0,41
4	21	5,14	188	8,95	0,89
5	4	5,25	47,2	11,80	0,25
6	1	4	22	22,00	0,47
Total	2814		2171		

Tabl. 5: Rapports caractéristiques du réseau hydrographique du BV de la Haute Mekerra.

A. Densité de drainage (D_d)

Appelée aussi la densité de thalwegs, la densité de drainage est définie comme étant le rapport de la somme des longueurs des cours d'eau de tous les ordres sur la surface drainée.

$$D_d = \frac{\sum L}{A}$$

L : longueur cumulée des cours d'eau en km, et A : aire du bassin versant en km².

La densité de drainage dépend de la géologie (structure et lithologie), des caractéristiques topographiques du bassin versant et dans une certaine mesure, des conditions climatologiques et anthropiques. En effet, les secteurs situés en zones de roches perméables ont en général des densités de drainage faibles. Par contre, les secteurs de roches imperméables ont des densités plus élevées. En ce qui concerne le bassin versant de la Haute Mekerra, la densité de drainage (D_d) est de l'ordre de 1,62 km/km². Cette valeur relativement faible de D_d , traduit que le bassin présente dans son ensemble, une forte extension de terrains semi-perméables voir perméable qui favorisent le processus d'infiltration sur le ruissellement.

B. Rapport de confluence (R_c)

C'est le quotient du nombre des thalwegs d'ordre (n) par ce lui des thalwegs d'ordre ($n+1$).

$$R_c = \frac{N_n}{N_{(n+1)}}$$

R_c : rapport de confluence, N_n : nombre de cours d'eau d'ordre n .

Notons que la méthode graphique a été utilisée pour estimer la valeur moyenne des rapports de confluence.

. En reportant l'ordre (n) des cours d'eau suivant l'axe des abscisses (échelle arithmétique) et le nombre (N) de thalwegs suivant l'axe des ordonnées (échelle logarithmique). Dès lors, nous avons obtenu un alignement de points suivant une droite de forme $\text{Log } N = an + b$ (fig. 10) dont la pente « a » donne la valeur moyenne du rapport de confluence sur l'ensemble du bassin versant de la Haute Mekerra.

$$a = \frac{\text{Log}(N) - \text{Log}(N - 1)}{(n) - (n - 1)}$$

Dans notre cas, le rapport de confluence (R_c) est de 4,8. Si on admet que, pour un bassin parfaitement organisé $R_c = 2$; le bassin de la Haute Mekerra est donc mal hiérarchisé.

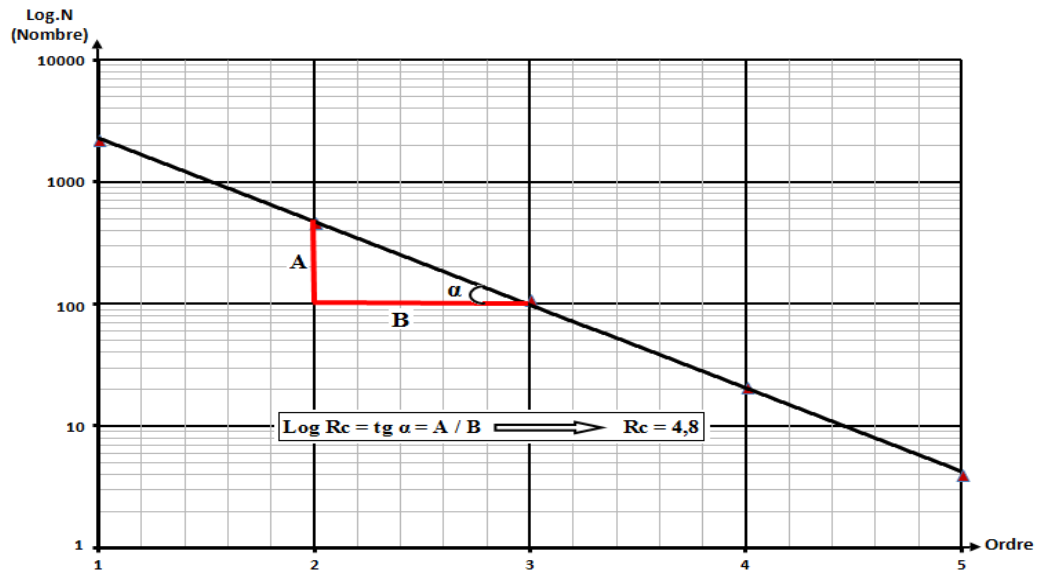


Fig. 10: Rapport de confluence.

C. Rapport de longueurs (R_L)

Ce rapport correspond au rapport entre la longueur moyenne des thalwegs d'ordre ($n+1$) à celui d'ordre (n).

$$R_L = \frac{L_{(n+1)}}{L_{(n)}}$$

L_n : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n ; $L_{(n+1)}$: Longueur moyenne des thalwegs d'ordre $n+1$

La longueur moyenne des thalwegs d'ordres successifs croissants forme une série géométrique directe. Graphiquement (fig. 11), on obtient une valeur moyenne de $R_L = 2,2$.

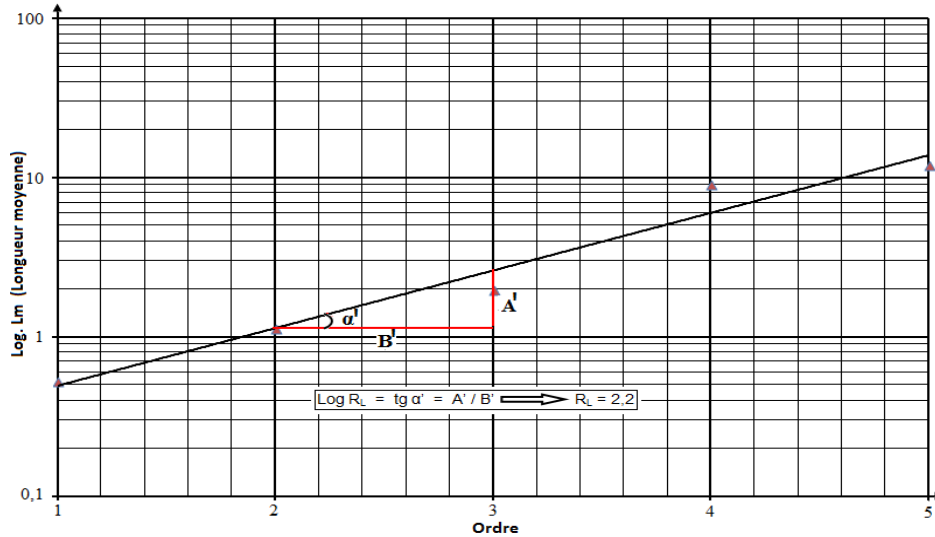


Fig. 11: Rapport de longueur.

D. Coefficient de torrentialité

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires par la densité de drainage :

$$C_T = D_d \cdot F_1$$

D_d : densité de drainage, F_1 : fréquence des thalwegs élémentaires ($F_1 = N_1 / A$ avec N_1 : nombre de cours d'eau d'ordre 1, A : surface du bassin versant).

La faible valeur du coefficient de torrentialité ($C_T = 1,91$) du bassin versant de la Haute Mekerra peut être attribuée à la fois à la nature des formations géologique et la faiblesse des précipitations (climat semi – aride).

E. Temps de concentration (T_c)

Par définition, c'est le temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour parvenir à l'exutoire. Pour son calcul, nous faisons appel à la formule de Giandotti.

$$T_c = \frac{4\sqrt{S} + 1.5 L}{0.8 \sqrt{H_{moy.} - H_{min.}}}$$

S : superficie du bassin, L : longueur du thalweg principal, $H_{moy.}$: altitude moyenne, $H_{min.}$: altitude minimale.

Dans notre cas, le temps de concentration assez long ($T_c = 16 \text{ h } 52 \text{ mn}$) peut être lié aux considérations morphologiques (allongement : $K_G = 1,63$ et pente du bassin versant de la Haute Mekerra).

F. Profil en long de l'oued Mekerra

Le profil en long permet d'estimer la pente moyenne du cours d'eau. Cette dernière est calculée pour estimer le temps de concentration de l'eau dans le bassin versant. Mais généralement, la vitesse de l'eau varie en fonction des tronçons, ce qui exige une décomposition le profil en long en des pentes constantes et faire une moyenne arithmétique. Le profil en long d'Oued Mekerra (fig. 12) montre une pente moyenne de son cours d'eau principal. Les principaux affluents sont d'une manière générale équitablement répartis sur les deux rives de la Mekerra. La plus part des affluents sont sous forme des ravins qui se développent sur les versants essentiellement argileux et marneux.

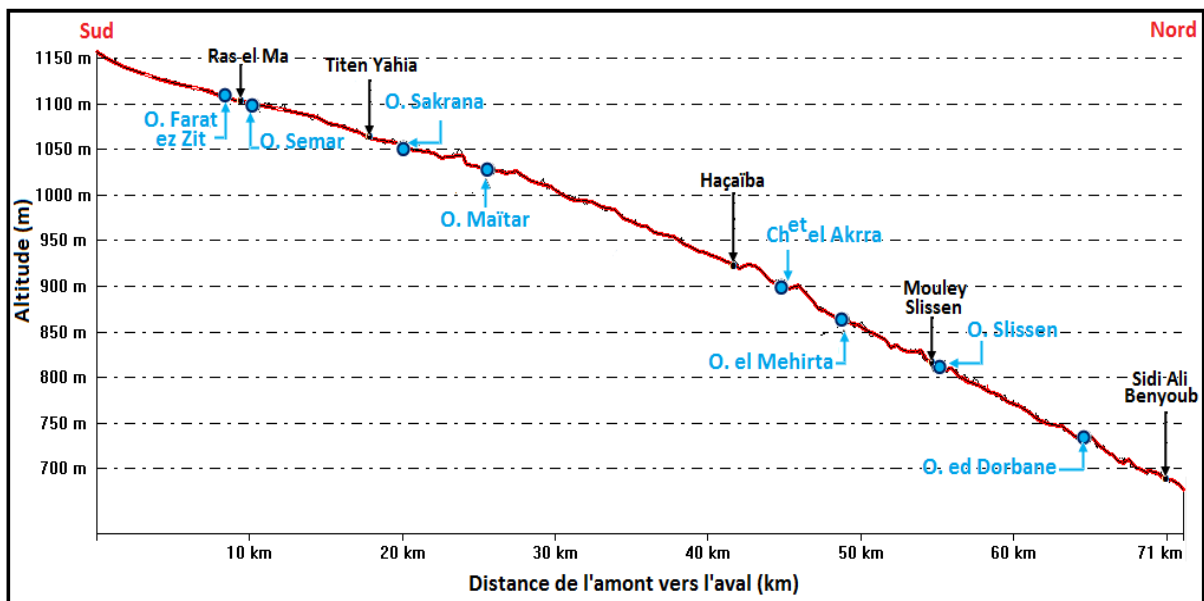


Fig. 12 : Profil en long d'Oued Mekerra.

V. SOLS ET VEGETATION

Les sols du bassin de la Haute Mekerra sont composés de trois grands ensembles. Il s'agit principalement des sols bruns calciques, des sols bruns calcaires et des sols d'apport alluvial (fig. 13).

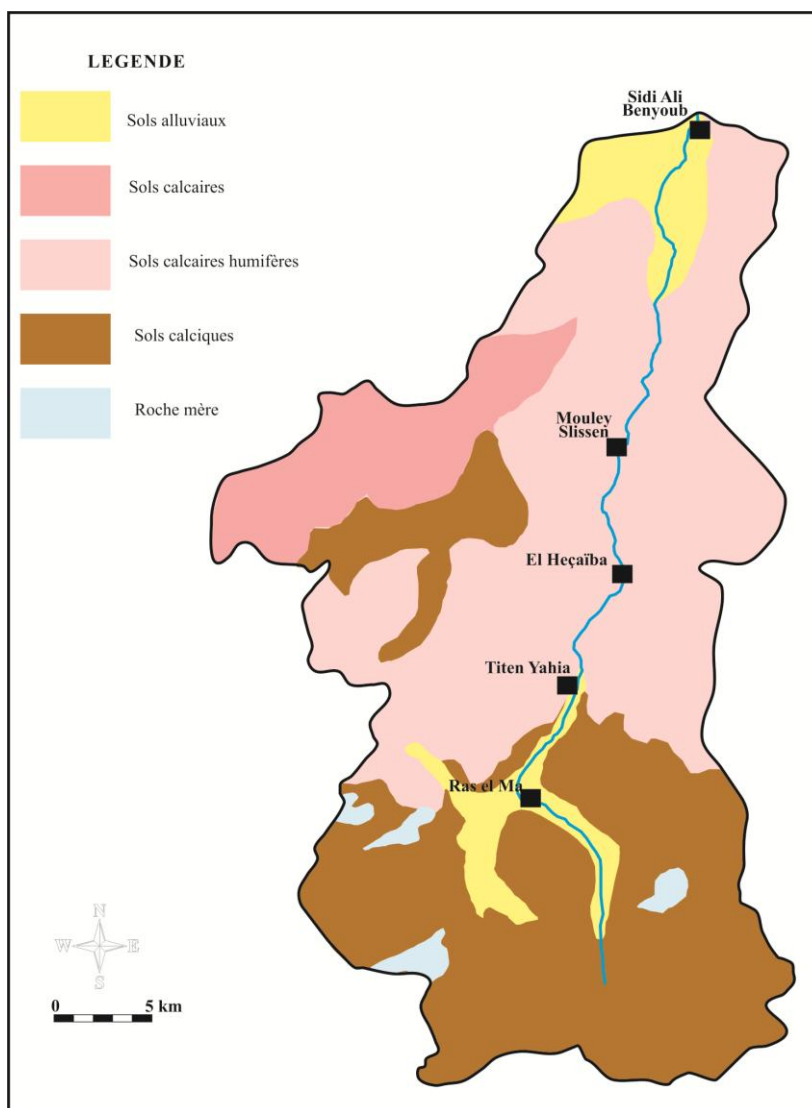


Fig. 13 : Carte des sols du bassin versant de la Haute Mekerra.

Les deux premiers types appartiennent à la classe des sols Calci – magnésiques. Ce sont des sols profonds, présentant une structure généralement bien développée de type grenu ou grumeleuse dans l'horizon de surface et polyédrique en profondeur. Sur le plan agronomique, leur complexe adsorbant est saturé en calcium et magnésium et le pH est supérieur à 6,8. La différence entre les deux sols réside dans le fait que les sols calcaires se développent sur un matériau originel riche en calcaire, alors que les sols calciques se développent sur des matériaux décalcarifiés. Les sols d'apport alluvial appartiennent à la classe des sols peu évolués. Ces sols sont rencontrés sur les terrasses d'oued et caractérisés par un profil peu différencié et faiblement structuré. Ceci explique que ces sols sont bons pour l'agriculture.

Par ailleurs, la végétation est un facteur déterminant dans la rapidité du ruissellement superficiel, du taux d'évaporation et de la capacité de rétention du bassin. La présence de végétation va jouer donc un rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement. Donc, l'occupation végétale a une influence directe sur l'écoulement fluvial aussi bien que facteurs orographiques et climatiques. La résistance à l'écoulement est d'autant plus grande que le couvert végétal est plus dense. A noter que l'influence de la forêt sur le régime des eaux en domaine méditerranéen a un rôle considérable.

A l'instar de la plus part des régions de l'Ouest algérien, le couvert végétal du bassin versant de la Haute Mekerra a été largement dégradé et défriché en montagne par les incendies et par une petite agriculture extensive et un surpâturage endémique. Ce qui a entraîné une perte d'eau par évaporation et une accélération de l'érosion.

Dans le bassin de la Haute Mekerra, les aires d'irrigation sont localisées principalement en aval, dans la région de Sidi Ali Benyoub. Les cultures pratiquées sont dominées par des cultures maraîchères et quelques vergers d'arbres fruitiers. Les forêts, les maquis et les broussailles occupent pratiquement toute la bande des monts situés dans la zone amont de la Haute Mekerra. Pour la distribution du couvert végétal par bassin, les cultures ont été rassemblées et classées selon les formes suivantes :

-*cultures extensives* : elles rassemblent toutes les cultures annuelles telles que les céréales, les cultures maraîchères et l'association entre l'arboriculture et le maraîchage ;

-*couvert forestier dégradé* : sont rassemblés sous ce thème, les maquis et les forêts clairs, les zones en cours de reboisement, les forêts et les maquis dégradés par l'utilisation excessive du sous sol forestier, le pâturage sauvage et irrationnel compromettant la rénovation, le déboisement intégral pour installer d'autres cultures et les effets des incendies ;

-*couvert forestier normal* : représenté essentiellement par les forêts et les maquis denses n'ayant subi aucune dégradation que ce soit par l'action de l'homme (pâturage sauvage, déboisement) ou par l'effet des incendies ;

-*arboriculture* : représentée principalement par les vignobles et l'olivieraie et d'autres arbres fruitiers.

VI. OCCUPATION DU SOL

L'urbanisation du bassin versant de la Haute Mekerra est faible. Elle est concentrée autour de petites villes (Ras El Ma, El Haçaïba, Mouley Slissen et Sidi Ali Benyoub), implantées le long de l'Oued Mekerra. Seule une partie du bassin versant (20%) est couverte de forêts (constituées essentiellement de pins d'Alep et de chênes verts), principalement dans les massifs montagneux de la région comprise entre El Haçaïba et Mouley Slissen et peut s'étendre jusqu'à Sidi Ali Benyoub. Cette couverture forestière n'assure qu'une très faible protection des sols vis-à-vis de l'érosion (fig. 14). Près de 80% du bassin versant est occupés par des cultures céréalières comme le cas à l'amont de Ras El Ma. Par contre, entre Ras El Ma et El Haçaïba, où l'alfa couvrait par le passé des surfaces importantes, a été remplacé ces dernières décennies par des cultures céréalières.

La distribution du couvert végétal en fonction des surfaces agricoles utiles dans le bassin versant de la Haute Mekerra est donnée dans le tableau 6.

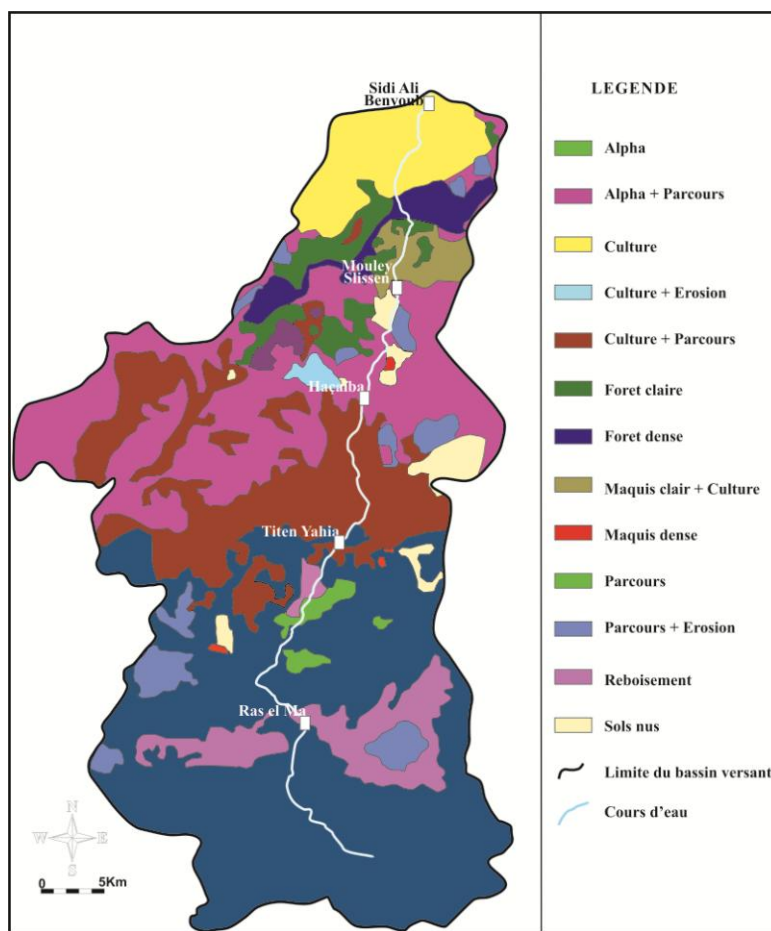


Fig. 14: Carte d'occupation des sols du bassin versant de la Haute Mekerra.

Occupation	Superficie (Ha)	Occupation	Superficie (Ha)
Sols nus	7880	Maquis Clair+Erosion	3856
Alpha+Culture	69461	Maquis Clair+Culture	1004
Alpha+Parcours	67112	Maquis Clair	34988
Alpha	42960	Maquis Dense	4037
Culture+Erosion	35087	Parcours+Erosion	42565
Culture+Parcours	107060	Parcours	13853
Culture	256956	Reboisement	6729
Forêt Claire	34415	Agglomération	6021
Forêt Dense	17219		

Tabl. 6 : Occupation des sols dans le bassin de la Haute Mekerra.

VII. CONCLUSION

Les caractéristiques physiographiques sont résumées dans le tableau 7. La valeur de l'indice de compacité de Gravelius indique une forme allongée du bassin versant. Cette configuration géométrique va engendrer de faibles débits de pointes de crues, en raison du retard d'acheminement des eaux vers l'exutoire. Ceci est confirmé par un temps de concentration assez long.

D'autre part, la courbe hypsométrique montre que plus de la moitié de la surface du bassin de la Haute Mekerra (environ 60%) se situe dans une tranche d'altitudes comprise entre 1100 et 1300 m. D'après l'indice de pente de Roche, la topographie du bassin est considérée comme moyenne.

Superficie du bassin versant (km ²)	1882	Altitude Maximale (m)	1714
Périmètre du bassin versant (km)	252,8	Altitude Moyenne (m)	1106
Indice de compacité de Gravelius	1,63	Altitude Médiane (m)	1245
Longueur du thalweg principal (km)	72	Altitude Minimale (m)	652
Longueur du rectangle équivalent (km)	109,1	Altitude A _{95%} (m)	915
Largeur du rectangle équivalent (km)	17,25	Altitude A _{5%} (m)	1382
Densité de drainage (Km ⁻¹)	1,62	Indice de pente globale (I _g) %	0,428
Rapport de confluence R _c	4,8	Indice de pente de Roche (I _p) %	0,129
Rapport de longueur R _L	2,2	Pente moyenne (I _{moy}) %	0,97
Coefficient de torrentialité C _T	1,91	Temps de concentration (Heure)	16,52
Pente de l'oued (%)	1,1		

Tabl. 7: Caractéristiques physiographiques du bassin versant de l'Oued Mekerra.

Deuxième chapitre :
CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

Deuxième chapitre :
CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

I. INTRODUCTION

Pour toute étude hydrologique, la connaissance de la géologie d'un bassin versant est indispensable surtout pour déterminer la perméabilité du substratum qui joue un rôle déterminant dans le ruissellement et l'infiltration des eaux.

Dans cette optique, nous essayons ici de faire ressortir les grands traits géologiques et structuraux qui caractérisent le bassin versant de la haute Mekerra. Ensuite, une description lithostratigraphique des formations géologiques sera donnée pour voir l'impact de ces dernières sur le comportement hydrogéologique.

II. CONTEXTE GEOLOGIQUE

Sur le plan géologique, les observations de terrain complétées par les travaux antérieurs de certains auteurs (Auclair & Biehler ; 1967, Benest, 1985 ; Hallouche, 2007), nous ont permis de mieux cerner les aspects lithostratigraphiques et tectoniques de la région considérée.

A. Au plan lithostratigraphique

Cette étude nous a permis de définir plusieurs formations lithostratigraphiques. Chaque formation sera décrite en détail selon les observations de terrain et la lecture de la carte géologique d'Auclair & Biehler (1967)(fig. 15). La nomenclature des différentes formations est adaptée de celle d'Auclair & Biehler (1967) utilisée dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (les Hautes plaines oranaises au sens d'Auclair & Biehler (1967) et de Benest (1985). Dans l'ordre chronologique, nous distinguons la succession lithostratigraphique suivante (fig. 16) :

1. Le Jurassique supérieur-Crétacé

1.1. Formation des « Dolomies de Tlemcen »

Reposant sur les « Grès de Franchetti » dont l'âge est attribué à l'Oxfordien, voire même Kimméridgien basal, la formation des « Dolomies de Tlemcen » attribuée classiquement au Kimméridgien est bien représentée à l'Ouest du bassin de la haute Mekerra. Elle forme un alignement SW – NE de djebels assez élevés.

Les « Dolomies de Tlemcen » affleurent également au Sud de notre zone d'étude, au Djebel Chegga et Djebel Beghira. Lithologiquement, cet ensemble de dolomies cristallines, à intercalations calcaires et marneuses est subdivisé en trois membres, avec de bas en haut :

1.1.1. Membre calcaréo-dolomitique inférieur

Il est constitué par un ensemble dolomitique massif, souvent calcaire à la base. Ce membre présente des variations dans les épaisseurs et les faciès. Ainsi, depuis le NW vers le SE, les épaisseurs sont comprises entre 350 et 400 m au Djebel Ourgla, au Djebel Sidi Youssef et au Djebel Bel Alatine et entre 200 et 250 au Djebel Teniet el Baroud (à l'Est de Ras el Ma).

Par ailleurs, les variations des faciès montrent l'existence à la base de ce membre des calcaires (Djebel Teniet el Baroud) et au sommet des calcaires fins, sublithographiques et des lentilles dolomitiques (Djebels : Ourgla et Sidi Youssef).

1.1.2. Membre marno-calcaire intermédiaire

Il s'agit d'un membre marneux et marno-calcaires. Dans ce membre, les épaisseurs enregistrées varient du Nord-Ouest vers le Sud-Est, avec 150 m au environ du Djebel Ourgla, Djebel Sidi Youssef et Djebel Bel Alatine, 60 m au Djebel Chegga et 40 m sur le flanc Nord – Ouest de l'anticlinal de Hassi Zerga. Ces variations d'épaisseurs vont dans le même sens que celles du membre calcaréo-dolomitique inférieur (Atger & Verdier, 1965).

Il est à noter que les niveaux marneux sont constitués par des marno-calcaires rognoneux gris-clairs et des marnes feuilletées gris-vertes. D'après, Auclair & Biehler (1967), les calcaires sont souvent sublithographiques avec de rares gravelles et de nombreux foraminifères à l'exemple du genre *Pseudocyclamina*. Nous citons, la présence de quelques bancs lumachelliques à huîtres et gastéropodes et de rares calcaires vermiculés. Comme le membre précédent, le membre marno-calcaire intermédiaire présente également des variations de faciès.

1.1.3. Membre calcaréo-dolomitique supérieur

D'une épaisseur moyenne de 100 m, ce membre correspond à un ensemble dolomitique massif, généralement calcaires à la base (fig. 17A).

1.2. Formation des « Calcaires de Remaïlia »

Cette formation essentiellement carbonatée comprend de bas en haut :

1.2.1. Membre calcaréo-dolomitique (Zéglâ A)

Ce sont généralement des calcaires dolomitiques, assez marneux vers le sommet, admettant parfois des niveaux de calcaires oolithiques et des intercalations de gypse. Chronologiquement, cet ensemble est considéré comme Kimméridgien supérieur- Portlandien = Tithonien (Auclair & Biehler, 1967).

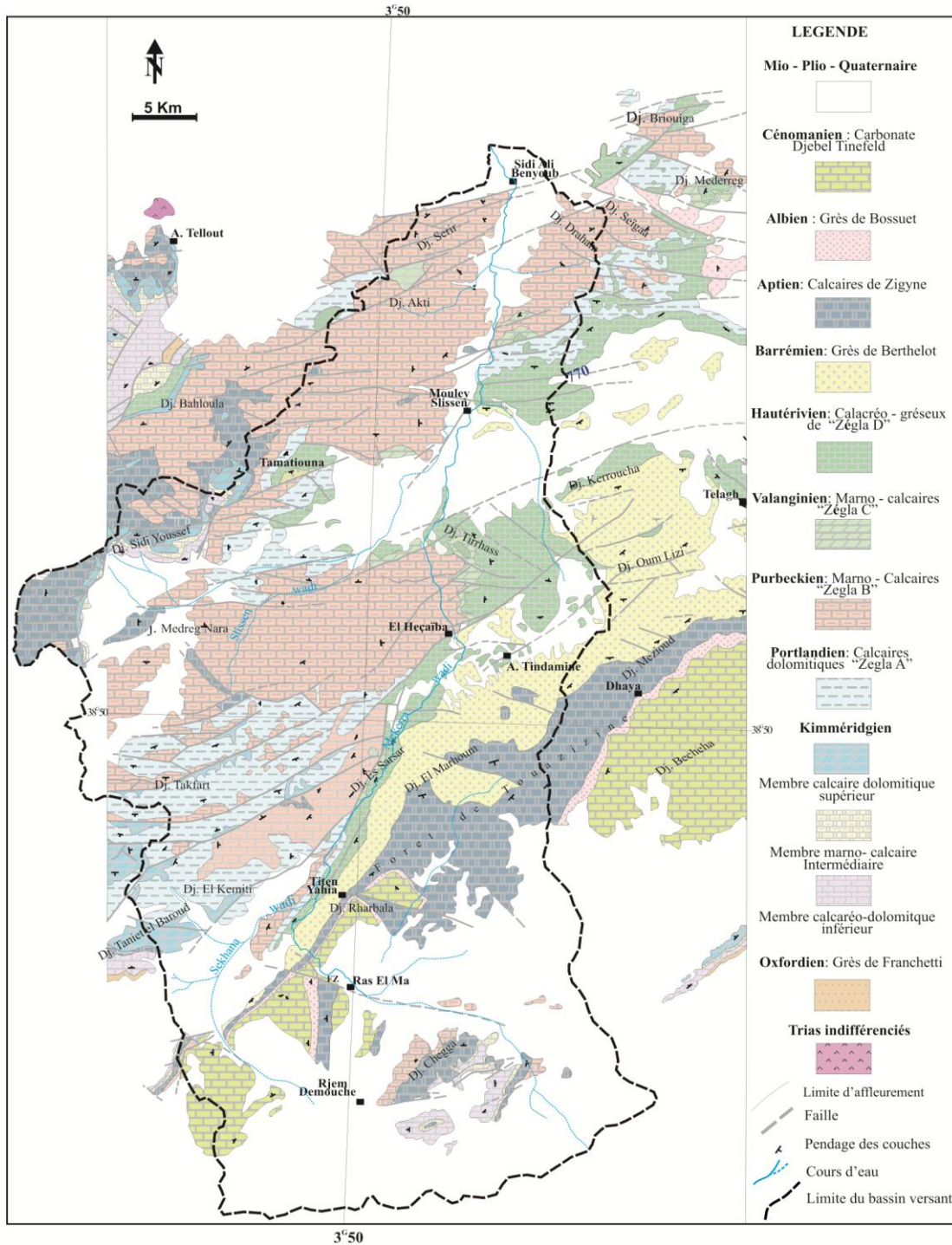


Fig. 15: Carte géologique du bassin versant de la haute Mekerra. (d'après Auclair & Biehler, 1967).

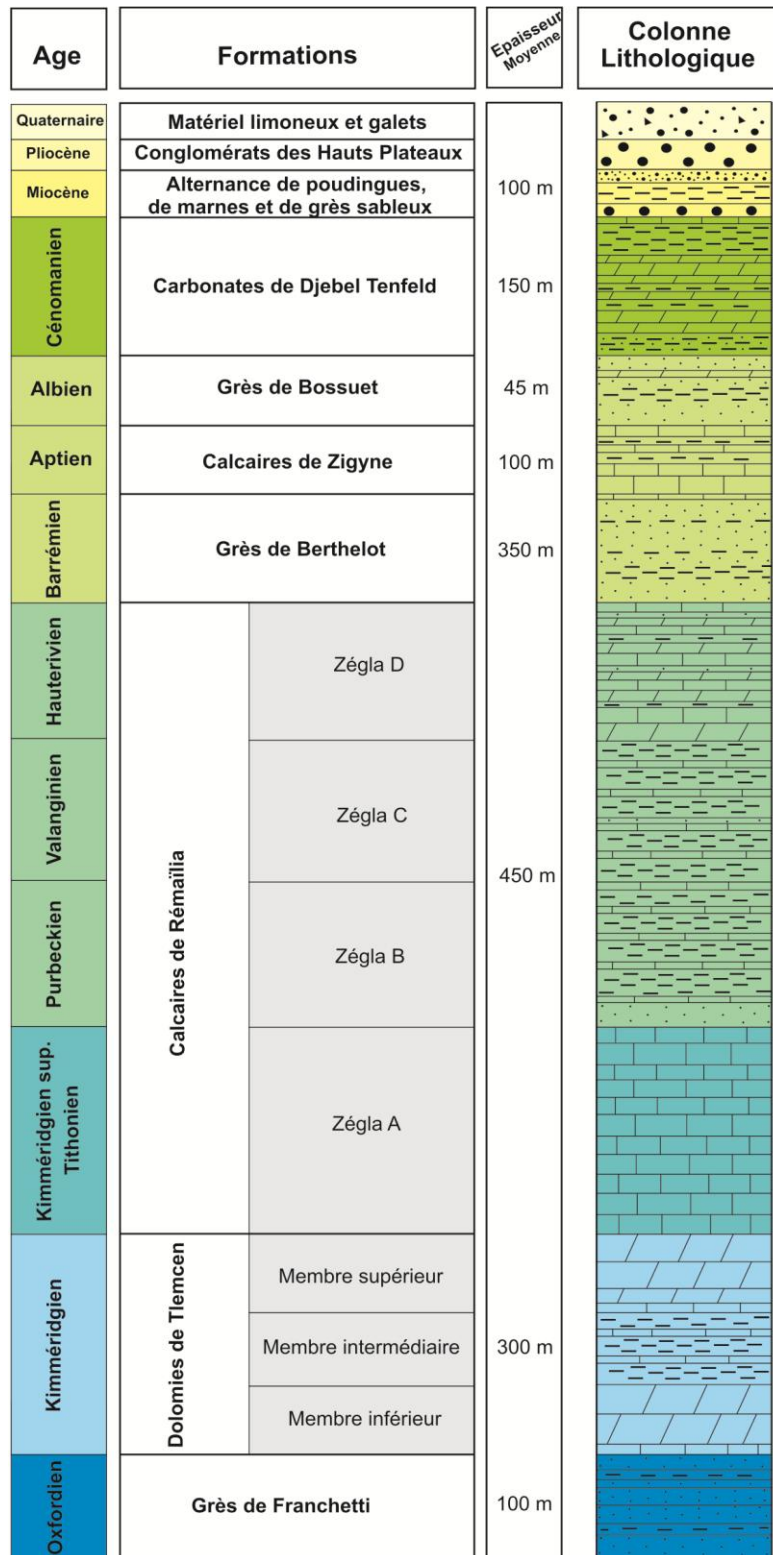


Fig.16: Colonne lithostratigraphique type de la région d'étude.

1.2.2. Membre marno-calcaire (Zégla B)

Attribué au Purbeckien (passage Tithonien- Berriasien) par Auclair & Biehler (1967), ce membre correspond à un ensemble gréseux admettant une alternance de calcaires et de marnes à la base. Vers le sommet, il est caractérisé par des calcaires quartzeux, localement dolomitiques (fig. 17B). Ce membre 2 de la formation des « Calcaires de Remaïlia » présente des variations spectaculaires des épaisseurs.

1.2.3. Membre marno-calcaire (Zégla C)

C'est une alternance de calcaires et de marnes à passées gréseuses, admettant au sommet des calcaires graveleux, oolithiques, parfois dolomitiques. Ce membre est d'âge Valanginien (Auclair & Biehler, 1967).

1.2.4. Membre calcaréo-gréseux (Zégla D)

Il est constitué d'une alternance régulière de calcaires et de marnes à passées gréseuses, admettant au sommet des bancs de calcaires de couleur claire, parfois dolomitiques (fig. 17C). Sur le plan stratigraphique, ce membre est daté de l' Hauterivien (Auclair & Biehler, 1967). Dans notre région d'étude, les données de forages montrent des variations à la fois des épaisseurs et des faciès (fig. 18).

1.3. Formation des « Grès de Berthelot »

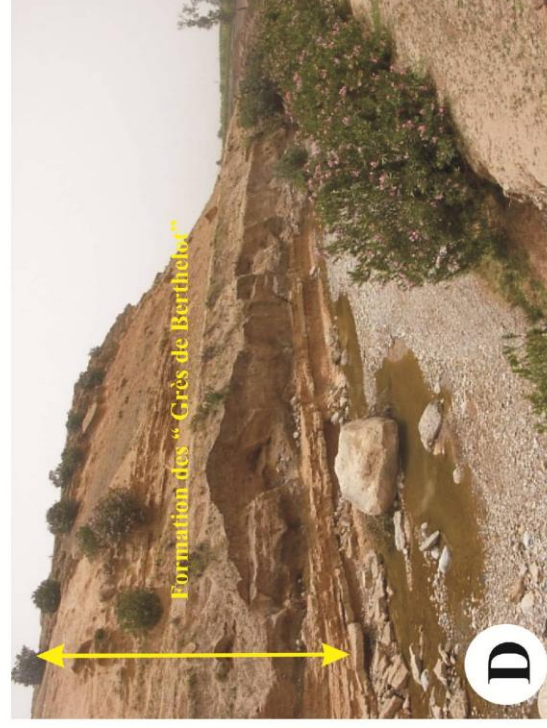
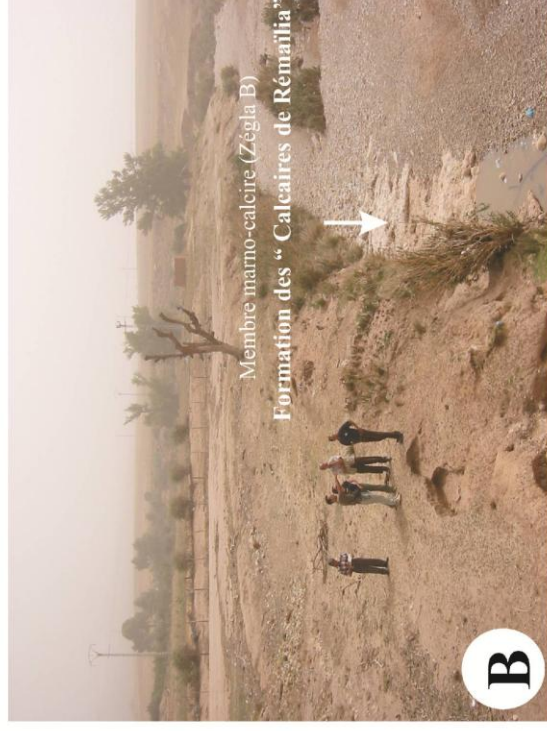
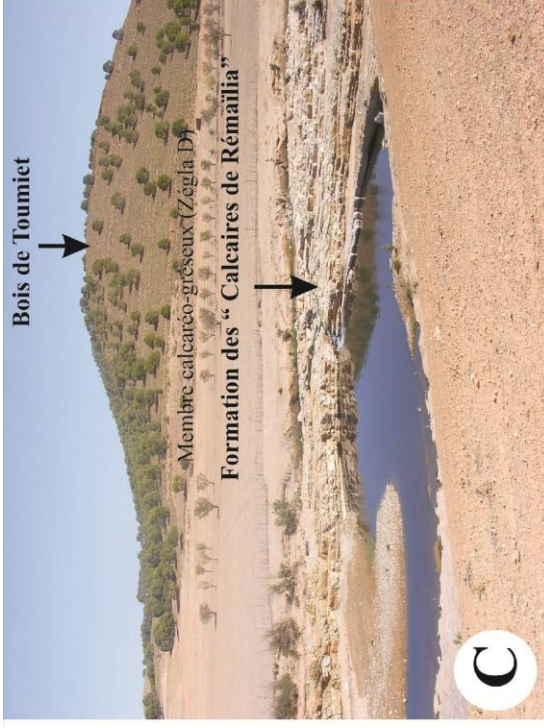
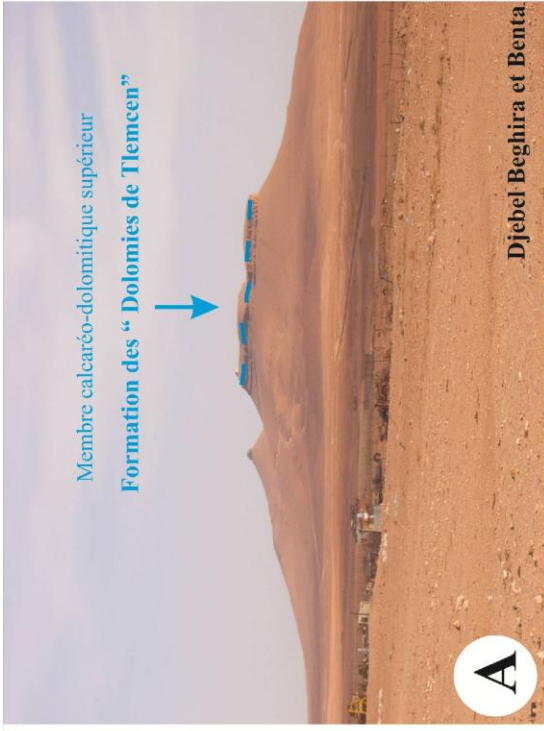
Il s'agit d'un ensemble gréseux admettant des passées d'argiles et des niveaux carbonatés au sommet (fig. 17D). Cette formation qui affleure largement dans la partie Est du bassin versant de la haute Mekerra (Koudiat el Hamra, Djebel Oum Lizi et Djebel Takerkoura) montre une diminution des épaisseurs Sud vers le Nord (fig.19). Les éléments de datation donnent pour cette formation un âge Barrémien (Auclair & Biehler, 1967).

1.4. Formation des « Calcaires de Zigyne »

Défini pour la première fois par Augier (1967) au Djebel de Zigyne, cette formation est constituée essentiellement de calcaires à intercalations marneuses (fig. 20A). Elle affleure largement au Nord-Est de la région Ras el Ma, avec des épaisseurs qui augmentent du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Cette formation est datée de l'Aptien.

1.5. Formation des « Grès de Bossuet »

Représentée par un ensemble de grès et d'argiles vertes ou rouges, avec la présence parfois de niveaux dolomitiques, la formation dite « Grès de Bossuet » affleure dans la partie Nord-Est de la région d'étude (fig. 20B). Elle se distingue à la fois par des variations d'épaisseurs et de faciès. La position stratigraphique de cette formation par rapport à la formation sous-jacente, nous a permis de lui attribuer un âge Albien.



43 Fig.17 : Vue panoramique de quelques formations géologiques du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.

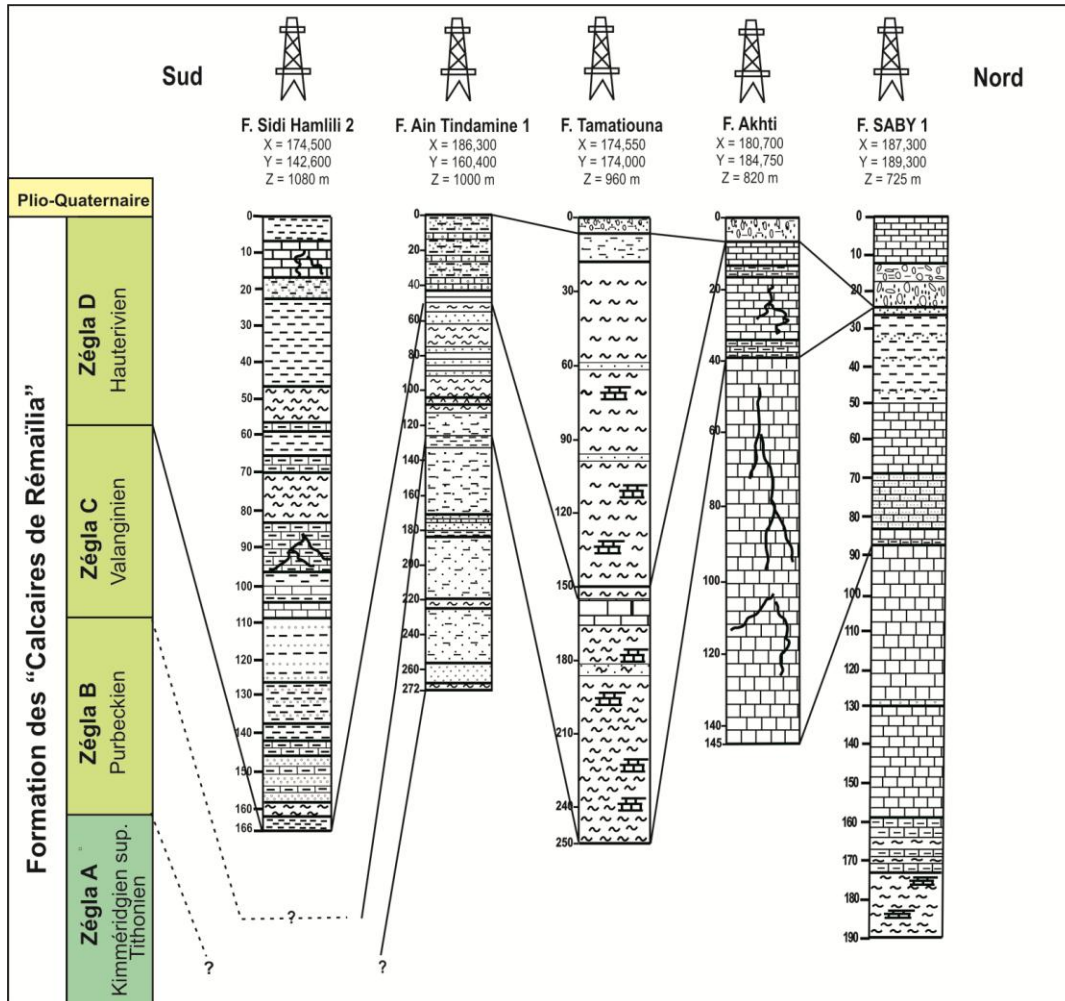


Fig. 18: Variation latérale du membre calcaréo-gréseux (Formation des calcaires de Rémaïlia) à partir des données de forages.

1.6. Formation carbonatée du Djebel Tenfeld

Cette formation essentiellement marneuse est caractérisée par des marnes gréseuses à la base, passant à des calcaires dolomitiques à intercalations marneuses (fig. 20C). Vers le sommet, la formation se termine par des marnes admettant des bancs de calcaires argileux. Les éléments paléontologiques rapportés par Auclair & Biehler (1967) donnent à cette formation un âge Albien *p.p.*- Cénomaniens.

2. Le Miocène moyen

Il est formé d'une alternance de poudingues, de marnes grises, de grès sableux et de tufs avec des concrétions calcaires brunes. Lesdits dépôts affleurent largement au Nord du bassin de la haute Mekerra.

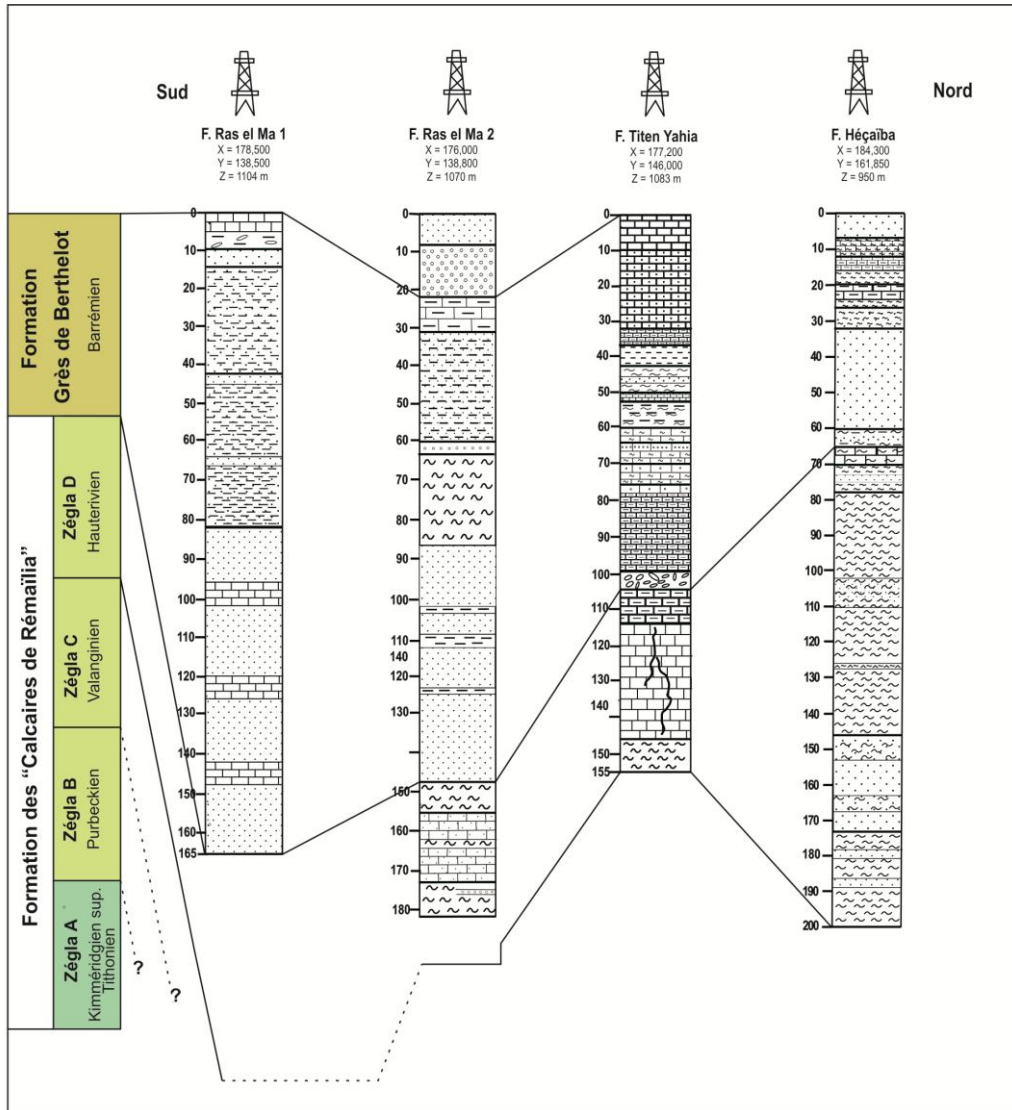


Fig. 19: Variation spatio-temporelle de la formation des « Grès de Berthelot » à partir des données de forages.

3. Le Pliocène

Il est représenté par les «conglomérats des Hauts Plateaux» qui sont observés le long de l'oued Mekerra (de Mouley Slissen à Sidi Ali Benyoub) (fig. 20D). Ils affleurent également dans la partie Sud du bassin versant de la haute Mekerra (région de Ras el Ma).

4. Le Quaternaire

Il s'agit essentiellement d'un matériel limoneux renfermant parfois des débris de végétaux et des galets.

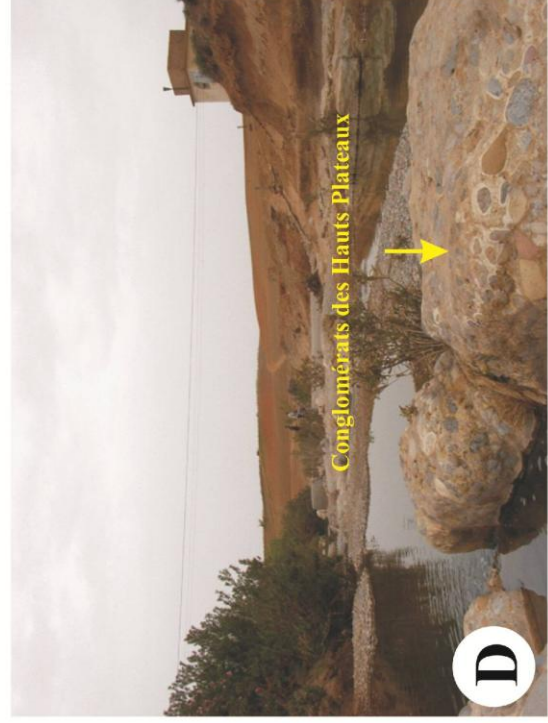


Fig. 20 : Vue panoramique de quelques formations géologiques du Crétacé-Pliocène.

B. Au plan structural

Le bassin versant de la Haute Mekerra est une partie intégrante des Monts de Daïa qui correspondent au terme des Hauts plateaux au sens d'Auclair & Biehler (1967) et de Fenet (1975). Sur le plan structural, les Monts de Daïa sont influencés par les môles primaires, résistants de Ghar Roubane et de Tiffrit (Auclair & Biehler, 1967). Ils sont caractérisés par une tectonique cassante représentée par des accidents verticaux (à l'exemple des transversales d'Oued Mekerra à l'Ouest et du Telagh à l'Est) donnant ainsi une structure compartimentée en « Horst » et « Graben » (fig. 21). D'autre part, la tectonique dite souple engendre le développement de grandes structures géologiques (anticlinales et synclinales). Dans l'ensemble, nous distinguons les principales unités structurales suivantes (Auclair & Biehler, 1967 ; Benest, 1982) :

1. L'anticlinal de Chanzy (Sidi Ali Benyoub)

Présentant un axe WSW – ENE, l'anticlinal de Chanzy (Sidi Ali Benyoub) se situe au Sud de Sidi Ali Benyoub et se prolonge à l'Ouest par une zone monoclinale (fig. 22A). Au Nord, près de Tenezara, cet anticlinal est interrompu par une zone de horst et de graben, à tectonique cassante, parallèle à son axe. Par contre, Au Nord-Est, il prend le nom de Djebel Hank El Hamra et il est marqué par un accident de direction Ouest-Est contre le complexe miocène du Djebel Tenira.

2. Le synclinal de Moulay Slissen – Mezaourou (Slissen - Rochambeau)

Le synclinal de Moulay Slissen – Mezaourou (Slissen - Rochambeau) est orienté dans le sens WSW – ENE (fig. 22B). Il sépare deux zones anticlinales, celle de Slissen au Nord et celle de Djebel Bou Amoud au Sud. Le synclinal se ferme contre le dôme anticlinal de Remaïlia.

3. L'anticlinal du Djebel Bou Amoud

Cet anticlinal se situe dans le Sud-Ouest. Il se termine par une élévation plate du côté du Bled Bou Adjadja où il semble se joindre à la chaîne anticlinale du Djebel Remaïlia.

4. L'anticlinal de Remaïlia

C'est l'anticlinal le plus important de la zone d'étude. Il est orienté WSW– ENE. A l'Ouest, il est limité par la plaine de Mezaourou et au Nord par le groupe du Djebel Tenira. A l'Est, il plonge sous le plateau de Berthelot. Alors qu'au Sud, il est limité par le flanc Nord du synclinal de Dhaya (Bossuet).

5. Le synclinal de Daïa (Bossuet)

Long de 50 km, le synclinal de Daïa (Bossuet) limite le dôme anticlinal de Remaila. Il se situe entre le Djebel Chegga au Sud-Ouest et le Djebel En Nser au Nord-Ouest formant ainsi la vallée de Merine. Il s'agit d'un synclinal perché d'où son axe oscille entre 1200 et 1300 m d'altitude.

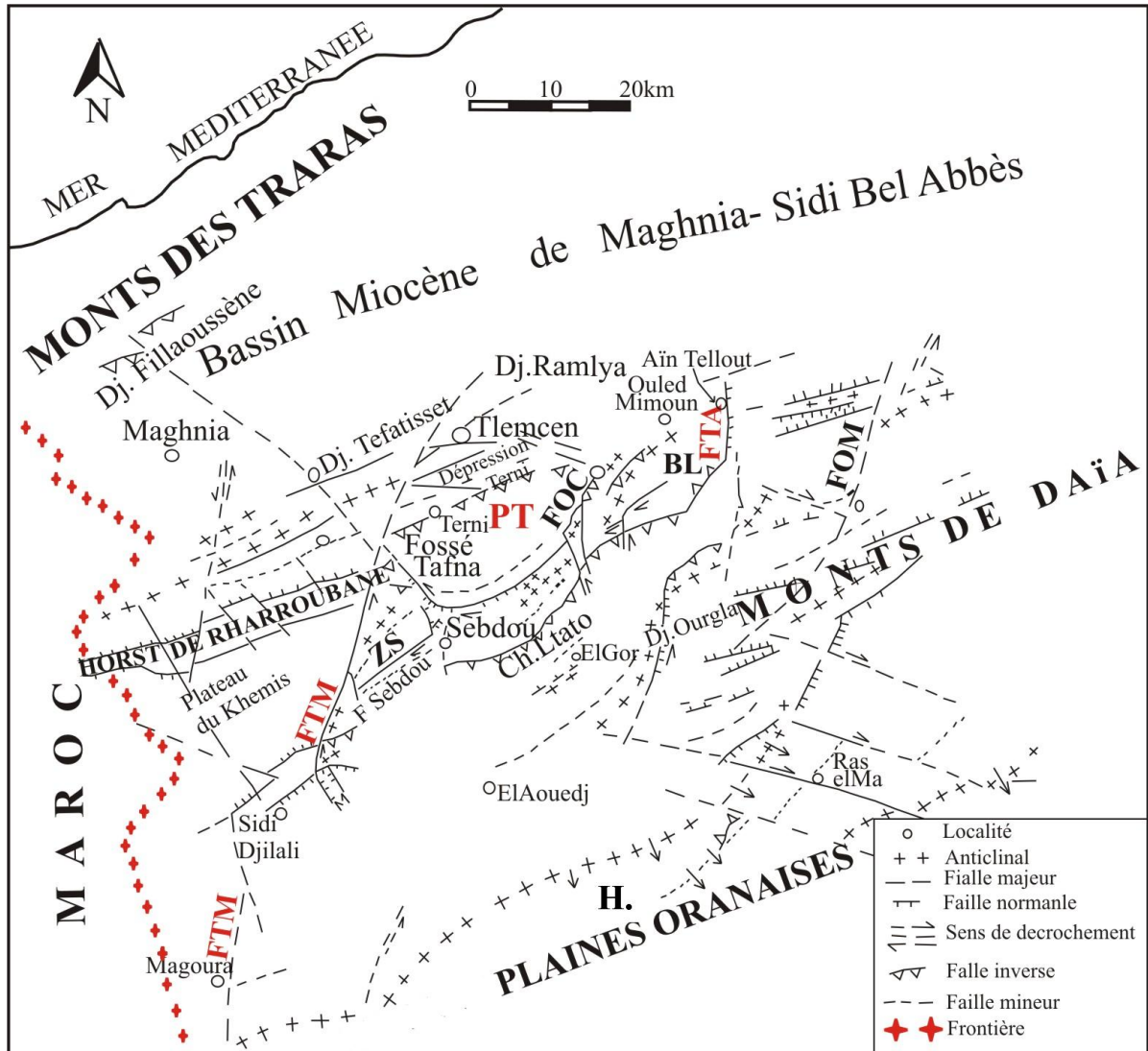


Fig. 21: Schéma structural des Monts de Tlemcen et de Daïa (d'après Benest, 1982).

FTM : Transversale Tafna-Magoura, **ZS** : Zone sigmoïde de Sidi Yahia **PT** : Panneau central arqué de Terni, **FOC** : Transversale l'Oued Chouly, **BL** : Bloc sigmoïde de Lamoricière (Ouled Mimoun), **FTA** : Décrochement d'Aïn Tellout, **FOM** : Transversale de l'Oued Mekerra.

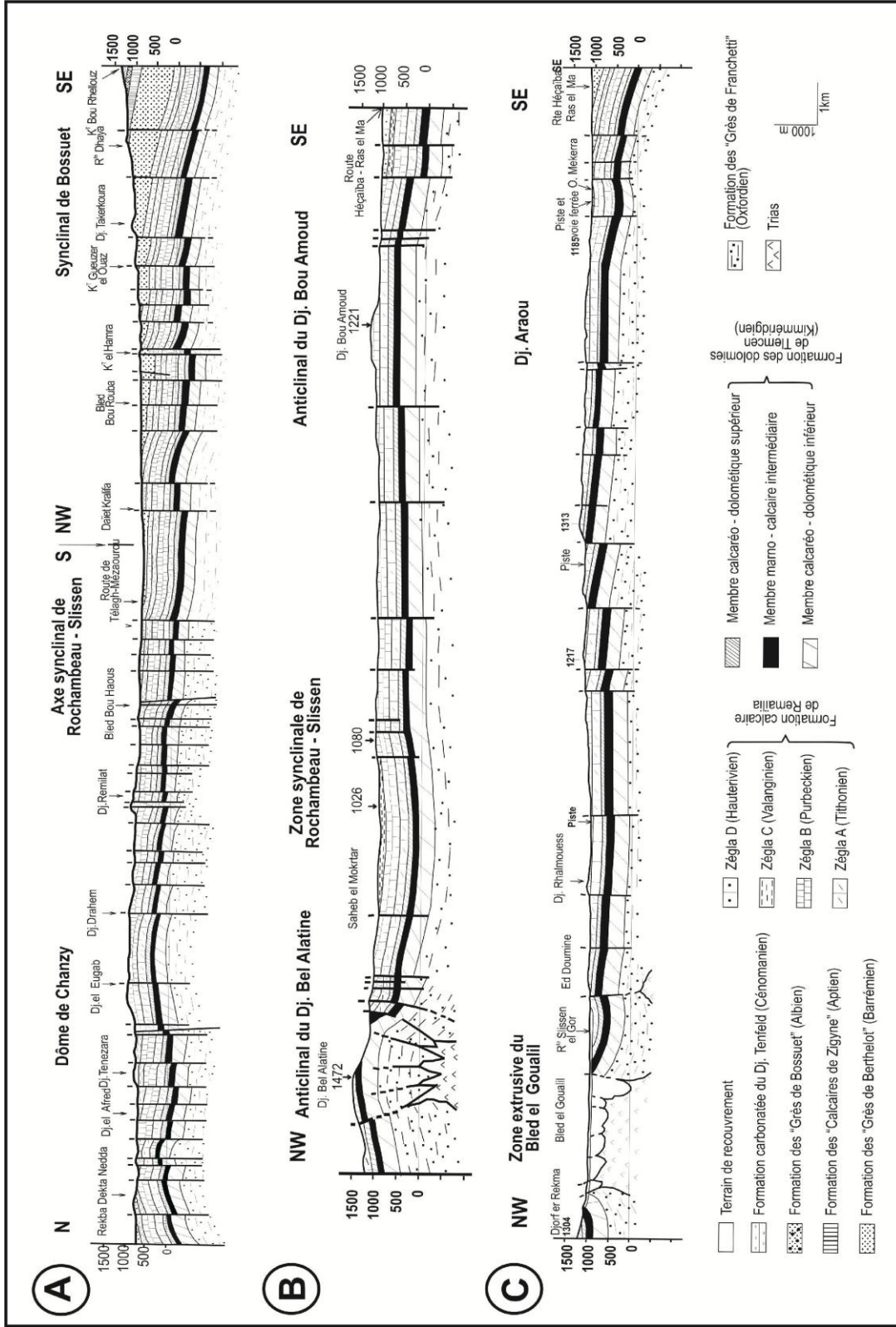


Fig. 22 : Coupes géologiques à travers la région d'étude (d'après Auclair & Biehler, 1967, modifiées).

A : Coupe suivant l'axe Chanzy (Sidi Ali Benyoub) – Bossuet (Daïa), B : Coupe suivant l'axe Djebel Bel Alatine-Djebel Bou Amoud, C : Coupe suivant l'axe Bled Gouailil- Djebel Araou.

6. Le synclinal de Ras el Ma (Bedeau)

C'est un diverticule de l'axe synclinal de Daïa. Dans cette région, des failles de cisaillement semblent décaler les différents axes. L'axe de ce synclinal est orienté SSW – NNE.

7. L'anticlinal du Nefafikh

Partiellement masqué par des dépôts du Cénozoïque (Benest, 1982), cet anticlinal se situe au Nord–Ouest de la route Ras el Ma – El Aricha (fig. 22C). Son axe est orienté SW. – NE.

8. L'anticlinal du Djebel Beghira

L'anticlinal du Djebel Beghira est situé à quelques kilomètres à l'Est de Rdjem Demmouche (Crampel). Il forme un dôme de 70 km², orienté SW –NE.

III. CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE

Les potentialités en eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra sont très mal connues. Les quelques données connues à ce jour sont issues des travaux de forages d'exploitations réalisés par les services hydrauliques pour les besoins en eau potable et agricole de la région.

Cette partie de notre étude sera donc considérée comme une première approche ayant pour objectif d'avoir une vue d'ensemble sur le contexte hydrogéologique de la région d'une part et de donner l'ordre de grandeurs des paramètres hydrodynamiques de la seule nappe de Ras El Ma dont nous disposons de données ponctuelles d'autre part.

A. Détermination des réservoirs potentiels

L'étude lithostratigraphique a pour objectif, non seulement la connaissance des principales formations constituant la zone d'étude, mais aussi la détermination et le repérage des réservoirs potentiels essentiels et les écrans qui les séparent (Benaabidat, 2000).

Dans cette optique, la nomenclature des réservoirs peut englober des formations d'âges et de lithologies différentes tant qu'il existe une communication entre elles à travers des zones perméables. Il à noter que, le terme écran désigne une couche ou plusieurs couches imperméables, puissantes et ayant une extension considérable. D'après le Log hydro-lithostratigraphique synthétique (fig. 23), on a pu délimiter un certain nombre de formations dont la composition lithologique permet de leur conférer le caractère de réservoir potentiel.

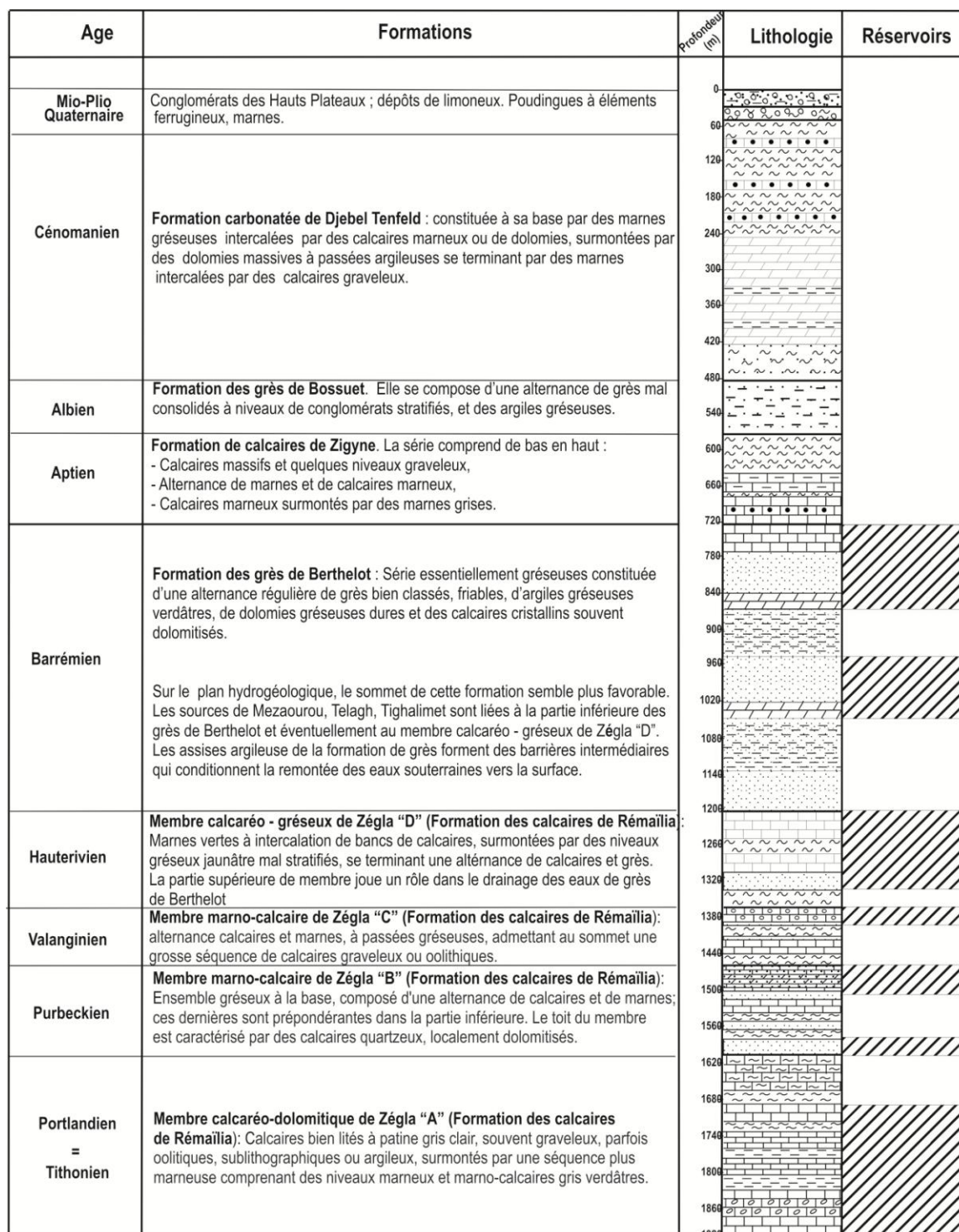


Fig. 23 : Log hydro-litostratigraphique synthétique du bassin versant de la Haute Mekerra.

B. Les principales nappes aquifères

La structure géologique de la région est caractérisée par la présence de deux principales unités hydrogéologique, et qui sont du Sud au Nord :

-la nappe de Ras El Ma rencontrée dans la partie Sud du bassin versant. Elle correspond à un aquifère gréseux attribué au Barrémien ;

-la nappe de Mouley Slissen occupant la moitié nord du bassin versant. Cette nappe est représentée par la formation des calcaires de Remailia, où deux niveaux aquifères ont pu être individualisés. Il s'agit de l'aquifère du membre calcaréo – dolomitique du Portlandien = Tithonien (Zégla A) et celui du membre calcaréo – gréseux d'âge Hauterivien (Zégla D).

1. Nappe de Ras El Ma

1.1. Structure et géométrie du réservoir

Cette nappe aquifère s'étend depuis la région de Ras El Ma au Sud à El Haçaïba au Nord. Elle correspond à la formation des grès de Berthelot d'âge Barrémien qui est représentée par des grès perméable, à passées importantes d'argiles et admettant le plus souvent des bancs carbonatés au sommet. Cette formation aquifère affleure dans la zone d'étude, suivant une bande assez étroite, de direction SO – NE donnant ainsi une nappe à surface libre, pour devenir le plus souvent en charge lorsqu'elle est confinée sous les formations plus récentes de l'Aptien et de l'Albien. A noter que l'épaisseur de cet aquifère diminue du Sud vers le Nord (fig. 24) [\geq à 160 m dans le forage Ras El Ma (F. REM1), 110 m au forage Titen Yahia (F.TY) et 60 m au forage El Haçaïba (F.Haç1)].

Le contexte structural de la région (système Horst – Graben) montre que cette formation aquifère est bien développée dans les zones d'effondrement (fig. 25). Le toit du Barrémien correspond à la formation des calcaires Zigyne d'âge Aptien. Le mur correspond au membre calcaréo – gréseux (Zégla D) d'âge Hauterivien.

1.2. Piézométrie

Pour établir les cartes piézométriques relatives aux deux principales nappes de la région d'étude, nous n'avons pu disposer que de données d'une seule campagne piézométrique réalisée durant la période Mars - Avril 2012, et qui a concerné 28 points d'eau (forages, puits) destinés à l'alimentation en eau potable (dont 15 captant les eaux de la nappe de Ras el Ma et 13 les eaux de la nappe de Mouley Slissen). L'établissement de ces cartes, qui représentent la côte de la surface piézométrique, nous a permis de définir les directions l'axe principal des écoulements souterrains et de délimiter les aires de recharge relatives à ces nappes.

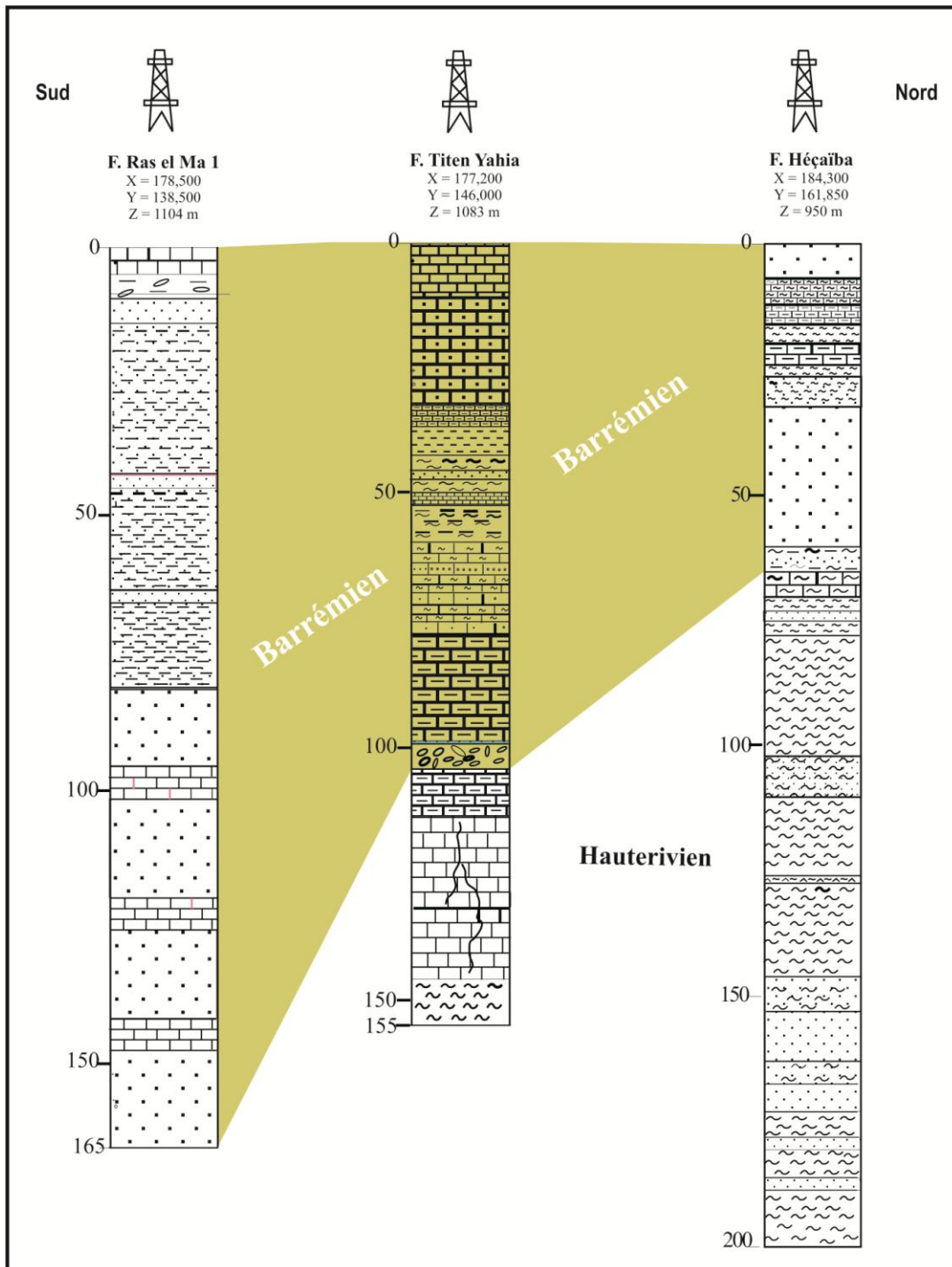


Fig. 24 : Variation latérale des épaisseurs dans les grès du Barrémien (Formation des Grès de Berthelot).

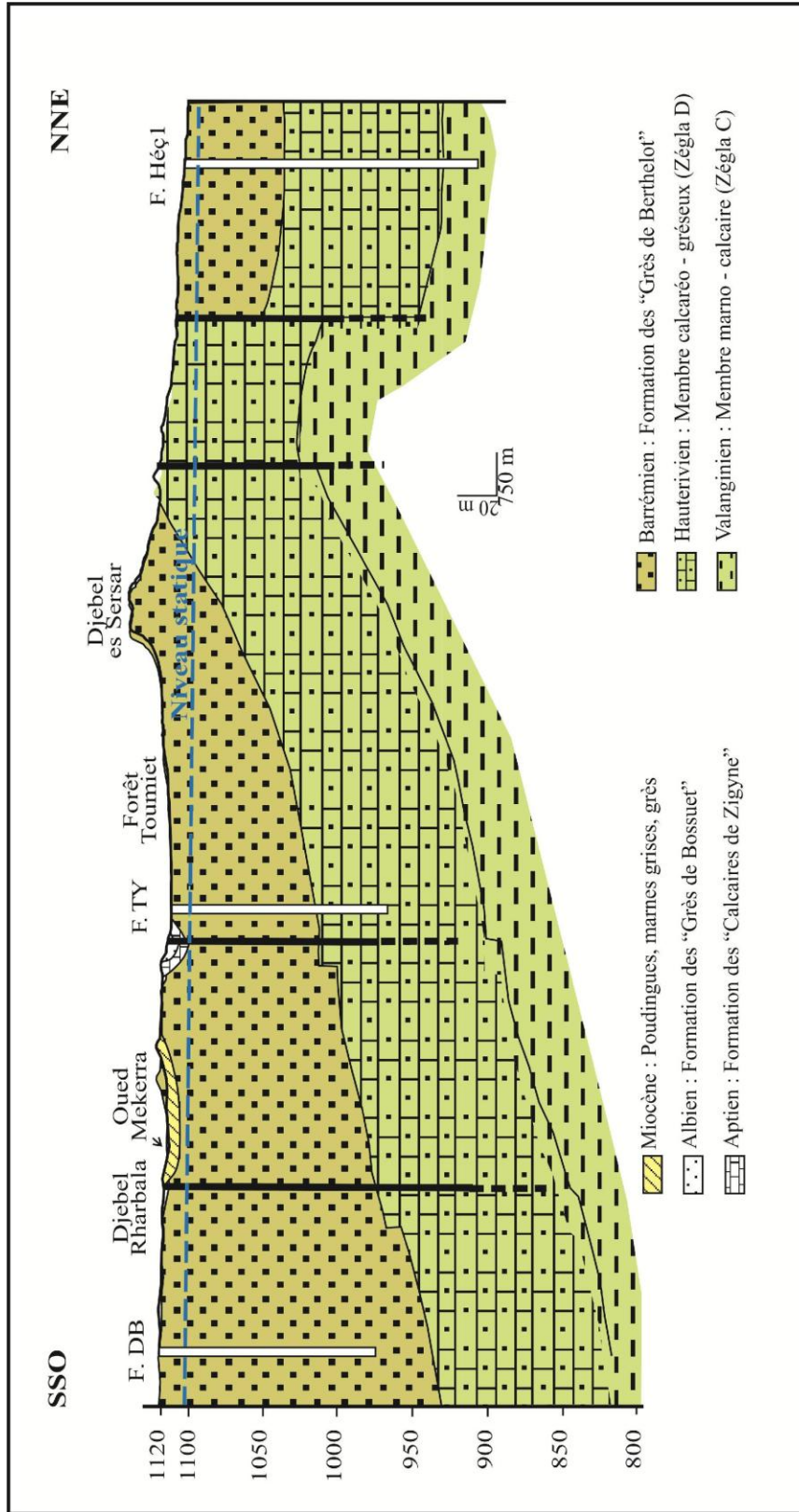


Fig. 25 : Coupe hydrogéologique schématique de la nappe de Ras El Ma.

Ainsi, la carte piézométrique de la nappe de Ras el Ma (fig. 26) montre que les écoulements se convergent vers le drain principal du bassin versant (oued Mekerra) donnant ainsi, un axe de drainage principal orienté vers le nord. Le gradient hydraulique de cette nappe aquifère augmente du sud (5‰) vers le nord (13‰).

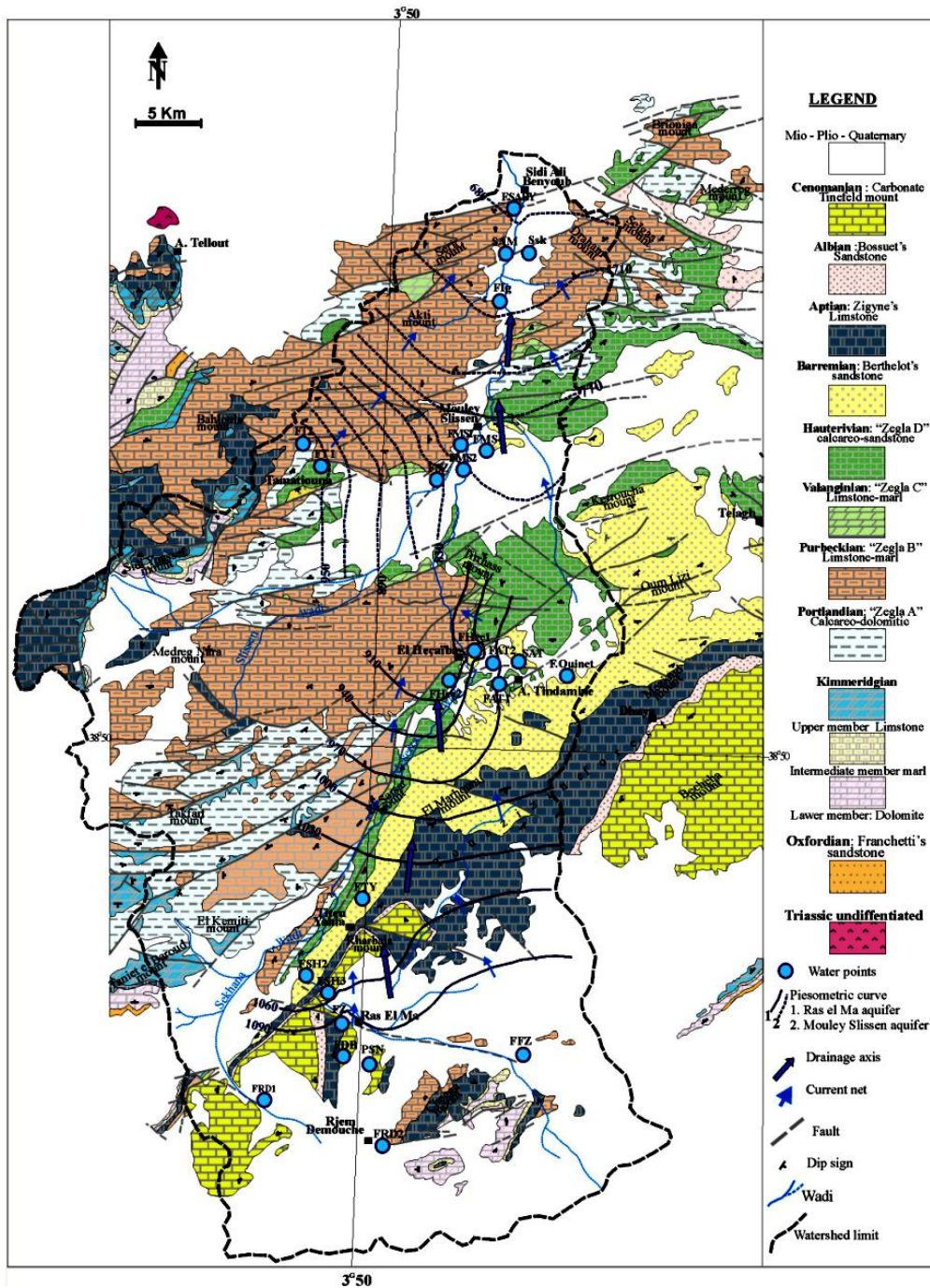


Fig. 26 : Carte piézométrique des nappes de Ras El Ma et de Mouley Slissen (d'après Hallouche et al., 2017).

1.3. Réalimentation de la nappe

La configuration des courbes piézométriques, et l'évolution du gradient hydraulique, supposent que la réalimentation de cette nappe est assurée à la fois par infiltration directe des eaux météoriques (lorsqu'elle est à surface libre, notamment dans la partie Est du bassin versant) et par apports latéraux (en faveur du jeu de failles qui mettent en contact cette formation avec d'autres niveaux potentiellement aquifères, tel que les calcaires gréseux de l'Hauterivien par exemple).

2. Nappe de Mouley Slissen

A partir des coupes géologiques des forages d'eau réalisés, on peut distinguer deux niveaux d'aquifères, à savoir :

2.1. Aquifère du membre calcaréo – gréseux de l'Hauterivien (Zégla D)

Cet aquifère en grande partie captif, se développe principalement au centre et dans la partie orientale (rive droite de l'oued Mekerra) de la région d'étude. Les affleurements de ce membre sont assez répandus. Sa base essentiellement marneuse est d'une épaisseur de 30 m environ. Elle surmontée par une alternance de calcaires oolithiques, quartzeux ou gréseux et des passages de grès dont l'épaisseur est de 10 à 25 m. L'épaisseur totale de ce membre peut atteindre 160 m dans le F.SH2, 120 m dans le F.MS2 (fig. 27). Sur le plan hydrogéologique, la partie supérieure de ce membre joue un rôle de drainage des eaux de Berthelot. Près de Merine (bassin versant adjacent), il existe une réduction des passages gréseux et perméables. Les sources d'El Aouabad et d'Ain Ben Baida jaillissent au contact entre le Zégla «D» et «C». D'autre part, il pourrait y avoir drainage latéral de la partie superficielle par infiltration car la pente topographique est inversée par rapport aux pendages des couches.

2.2. Aquifère du membre calcaréo – dolomitique du Portlandien = Tithonian (Zégla A)

Il se développe particulièrement dans la partie occidentale de notre région d'étude. Cet aquifère est libre au Sud et captif vers le Nord du bassin où il se trouve confiné sous le membre marno – calcaire du Purbeckien. Son épaisseur est d'environ 100 m (F. Akhti et F.SABY1). Sur le plan hydrogéologique, cet ensemble calcaréo – dolomitique présente une bonne perméabilité, particulièrement dans sa partie inférieure, associée aux dolomies de Tlemcen supérieur sous-jacent (Beihler & Auclair, 1966).

A partir des données de forages d'eau réalisés et de la carte géologique de la région, il nous a été possible d'établir une coupe palinspastique de direction Sud – Nord. Dans cette coupe, nous avons pu ressortir les grands traits structuraux qui ont pu mettre en valeur le contexte hydrogéologique de la nappe de Mouley Slissen (fig. 28).

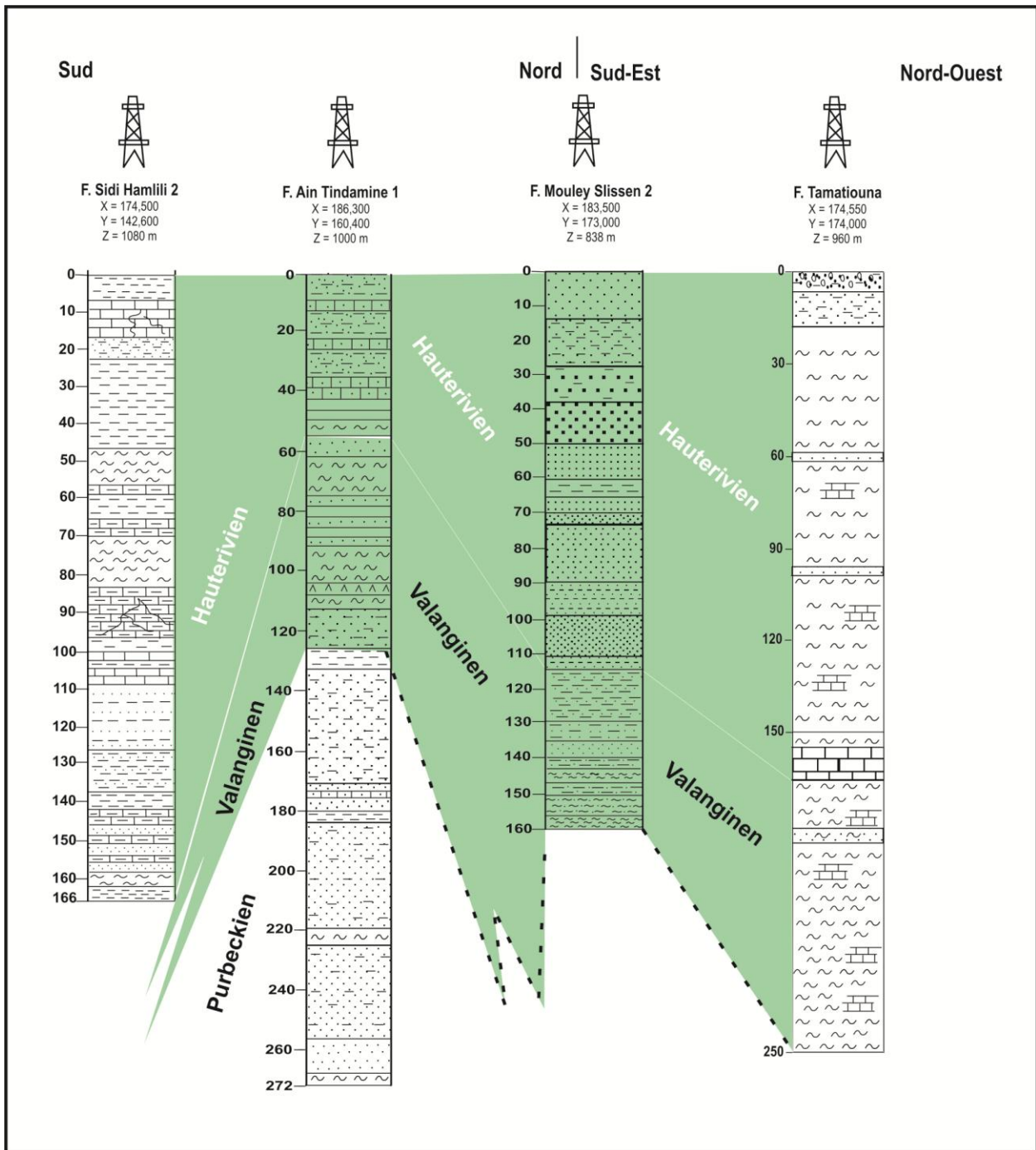


Fig. 27: Variation latérale des épaisseurs dans les calcaires gréseux de l'Hauterivien (Membre calcaréo-gréseux (Zéglas D), formation des calcaires de Rémaïlia).

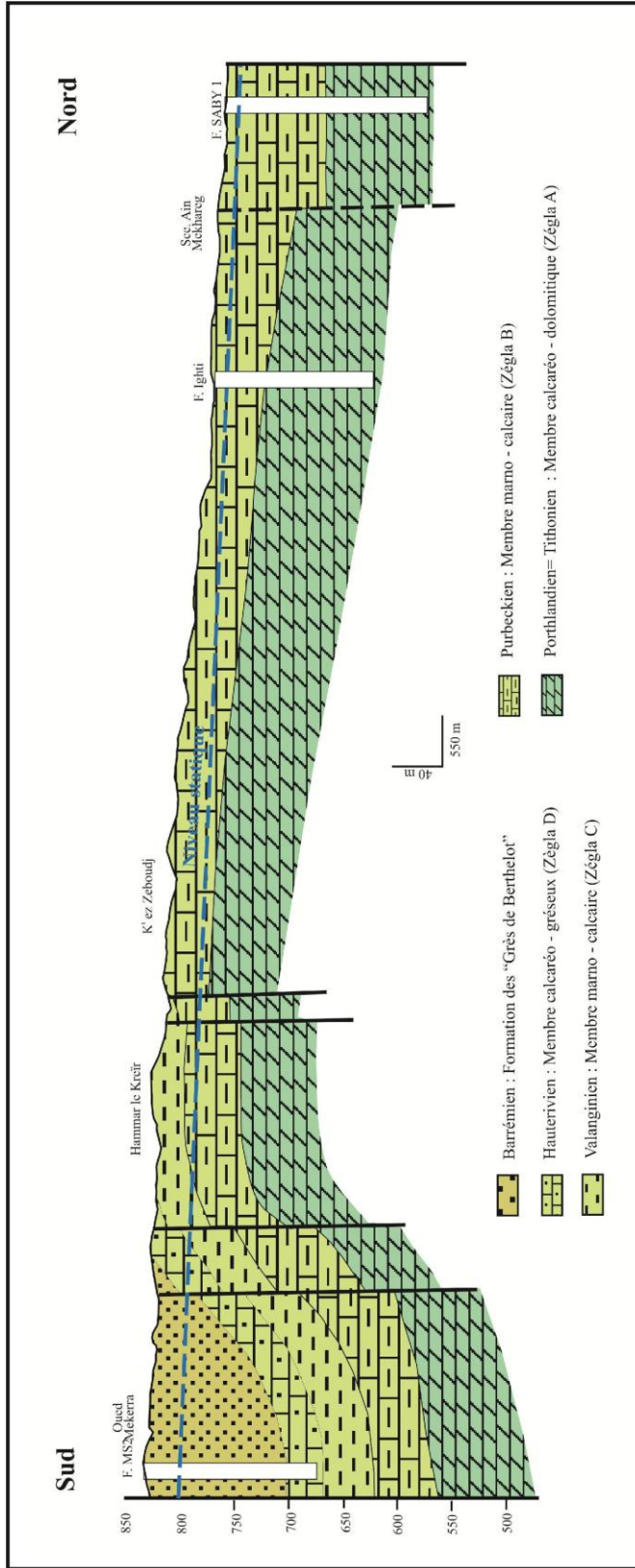


Fig. 28 : Coupe hydrogéologique schématique de la nappe de Mouley Slissen.

2.3. Piézométrie

Pour l'établissement de la carte piézométrique de la nappe de Mouley Slissen, nous avons utilisé les données de la même campagne de mesure de niveaux statiques (Mars - Avril 2012). Dans cette carte, nous donnons la cote de la surface piézométrique, qui nous a permis de déterminer les directions d'écoulement et de délimiter les aires de recharge relatives à cette nappe.

La cote piézométrique de cette nappe varie de 991 m (F.T1) à 645 m (F. SABY1). La carte piézométrique (fig. 26) ainsi établie, met en évidence des lignes de courant convergent vers l'oued Mekerra, et qui constitue alors l'axe principale de drainage des eaux souterraines de ladite nappe. L'alimentation de cette nappe se fait principalement par la partie Ouest et Sud-Ouest pour l'aquifère des calcaires dolomitique du Portlandien (= Tithonien), et par la partie Est et Sud-Est pour l'aquifère des calcaire gréseux de l'Hauterivien. Le gradient hydraulique est relativement plus grand au Sud de la nappe qu'au Nord, et il passe respectivement de 2% à 6%. On note un relâchement des courbes hydroisohypses dans la partie Nord de la nappe, qui correspond une zone de transition délimitant ainsi deux unités géomorphologiques distinctes, à savoir : la zone des Hauts Plateaux et celle de la plaine de Sidi Bel Abbés.

3. Paramètres hydrodynamiques

Nous disposons ici que des données relatives à la seule nappe de Ras El Ma, où des essais de pompage ont été effectués dans le cadre de la réhabilitation des forages REM1 et REM2. D'autre part, et par manque de piézomètres permettant de suivre le rayon d'influence du niveau de la nappe au cours du pompage, nous n'avons pas pu donner une estimation du coefficient d'emmagasinement du réservoir. A cet effet, nous nous contenterons de la détermination de la transmissivité "T" et de la perméabilité "K" ponctuelle de la nappe considérée de Ras El Ma.

Notons que, les valeurs de la transmissivité ont été déterminées à partir des courbes de descente et de remontée du niveau de la nappe. L'interprétation graphique de ces courbes est basée sur l'approximation logarithmique de Jacob (1950), en considérant le milieu isotrope et homogène, et à écoulement transitoire.

3.1. La transmissivité

La transmissivité correspond au débit d'eau qui s'écoule par unité de largeur d'un aquifère sous l'effet d'une unité de gradient hydraulique. Elle représente la capacité de l'aquifère à transmettre l'eau à travers une unité de surface.

En ce qui concerne la nappe de Ras El Ma et sur la base des l'interprétation des résultats des essais de pompage (courbes de remonté), la transmissivité calculée varie de 6.10^4 m²/s (F. REM1) (fig. 29) à 10^{-3} m²/s (F. REM2) (fig. 30), ce qui correspond parfaitement à la nature lithologique de l'aquifère en question, qui est représentée par des grès à passées argileux, indiquant ainsi, une transmissivité moyenne à bonne de ces terrains.

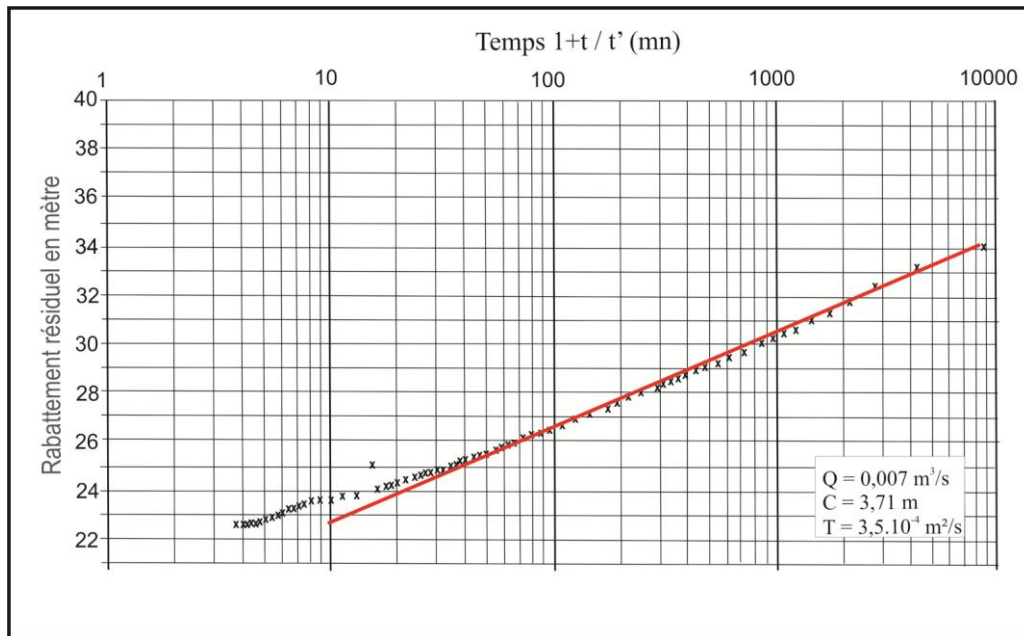


Fig. 29 : Courbe de remontée au forage REM1.

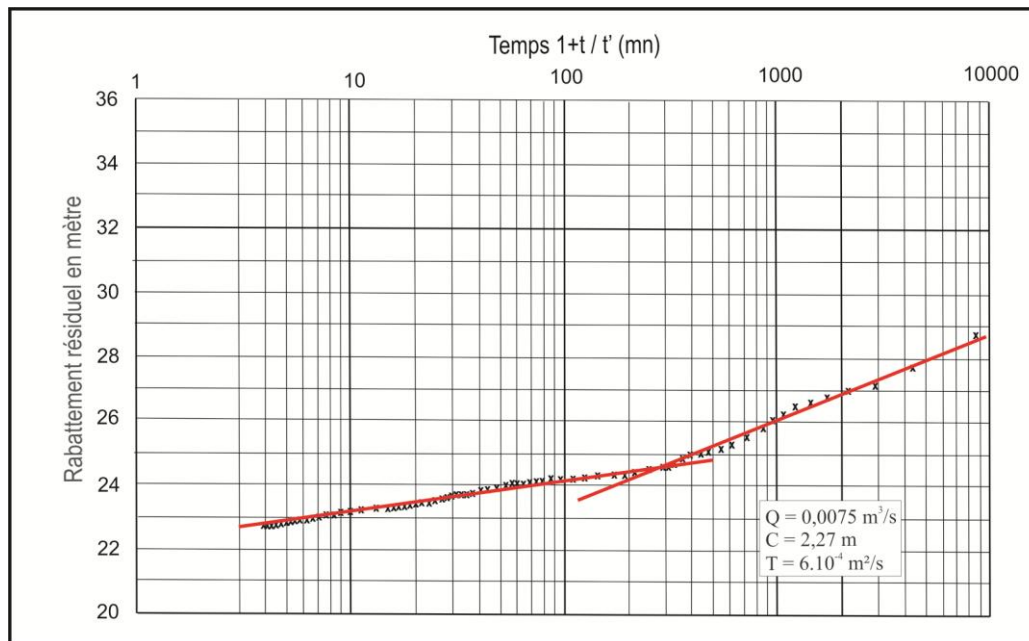


Fig. 30: Courbe de remontée au forage REM2.

3.2. La perméabilité

La perméabilité a été obtenue à partir des valeurs de la transmissivité et l'épaisseur de la couche mouillée de l'aquifère. Cette dernière a été estimée en se basant sur la longueur de la partie en crépine du tubage. Notons que la perméabilité est liée à la transmissivité par la relation suivante :

$$K = \frac{T}{e}$$

Avec **K** : Perméabilité (m/s); **T** : Transmissivité (m²/s) ; **e** : Epaisseur de la couche mouillée (m)

La valeur de la perméabilité obtenue est de l'ordre de 10⁻⁵ m/s, ce qui nous permet de dire que la formation des grès de Berthelot présente une perméabilité assez médiocre.

C. Conclusion

Malgré le nombre important des données récoltées ça et là, l'étude hydrogéologique du bassin de la Haute Mekerra mérite encore d'être approfondie. Ainsi, la confrontation des informations géologiques et la documentation des logs de forages en exploitation, nous ont permis de différencier deux principales nappes, à savoir :

- la nappe de Ras el Ma (grès du Barrémien) qui s'étale dans la moitié sud du bassin versant ;
- la nappe de Mouley Slissen (calcaires gréseux de l'Hauterivien et les calcaires dolomitiques du Portlandien = Tithonien) au nord.

Par ailleurs, l'étude piézométrique montre que les écoulements des eaux souterraines dans les deux nappes convergent vers l'Oued Mekerra qui constitue l'axe principal de drainage.

Troisième chapitre :
**CONTEXTE CLIMATIQUE DU BASSIN VERSANT
DE LA HAUTE MEKERRA**

Troisième chapitre :
**CONTEXTE CLIMATIQUE DU BASSIN VERSANT
DE LA HAUTE MEKERRA**

I. INTRODUCTION

De part sa position (en latitude), l'Algérie correspond à une zone de contact entre les masses d'air polaire (Atlantique du Nord) froides et humides qui n'agissent avec efficacité que durant la période comprise entre le début de l'automne et la fin du printemps et les masses d'air tropical chaudes et humides (liées à l'anticyclone des Açores) qui peuvent provenir de l'Atlantique ou du continent Africain par des courants dirigés vers le Nord, le Nord-Ouest ou le Nord-Est. Ainsi, les paramètres climatiques jouent un rôle déterminant dans le comportement hydrologique des bassins versants. Ils permettent la répartition spatiale et temporelle des ressources hydriques et conditionnent le potentiel hydrogéologique des nappes souterraines.

Dans le but de comprendre le fonctionnement hydrologique et hydrogéochimique du bassin versant de la Haute Mekerra, nous avons consacré ce chapitre à l'étude de la variabilité spatiale et temporelle de ces paramètres climatiques et le calcul des différents bilans, sous l'influence d'autres facteurs qui caractérisent la région d'étude.

A cet effet, et pour une meilleur représentativité des conditions climatiques à l'échelle de la région d'étude, nous avons utilisé les données (précipitations, température, évaporation) enregistrées au niveau des stations météorologiques implantées aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur du bassin versant. Les données climatiques ont été fournies par la Direction Régionale de l'Agence Nationale des **R**essources **H**ydrauliques (**A.N.R.H.**) d'Oran.

II. PLUVIOMETRIE

La pluviométrie en Algérie a fait l'objet de nombreuses études dont notamment celles de Seltzer (1946) (période 1913-1938) et Chaumont & Paquin (1971) (période 1913-1963). La plupart des stations de mesures ont connues des phases d'arrêt pendant la période coloniale, alors que d'autres ont subi des modifications après 1962. Ceci se traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle. Toutefois, il faut souligner que d'autres stations ont été installées lors de la restructuration du réseau pluviométrique algérien (1968 – 1970) et leurs données sont très utiles pour l'établissement d'une série pluviométrique récente.

L'intérêt et le but de cette série est de permettre la confrontation avec l'écoulement correspondant afin de dégager une étude hydro – pluviométrique et d'estimer la lame d'eau moyenne tombée au niveau du bassin versant.

A. Réseau pluviométrique

Le bassin versant de la Haute Mekerra dispose d'un réseau pluviométrique assez représentatif constitué par une dizaine de stations. L'analyse des données pluviométriques va porter sur les enregistrements de 09 postes les plus proches de la zone d'étude. Parmi les 09 postes considérés, 04 se trouvent à l'intérieur du bassin de la Haute Mekerra (fig. 31) et 05 sont sélectionnés selon les besoins de l'étude, en raison de la longueur de la série de mesures et de la fiabilité des données.

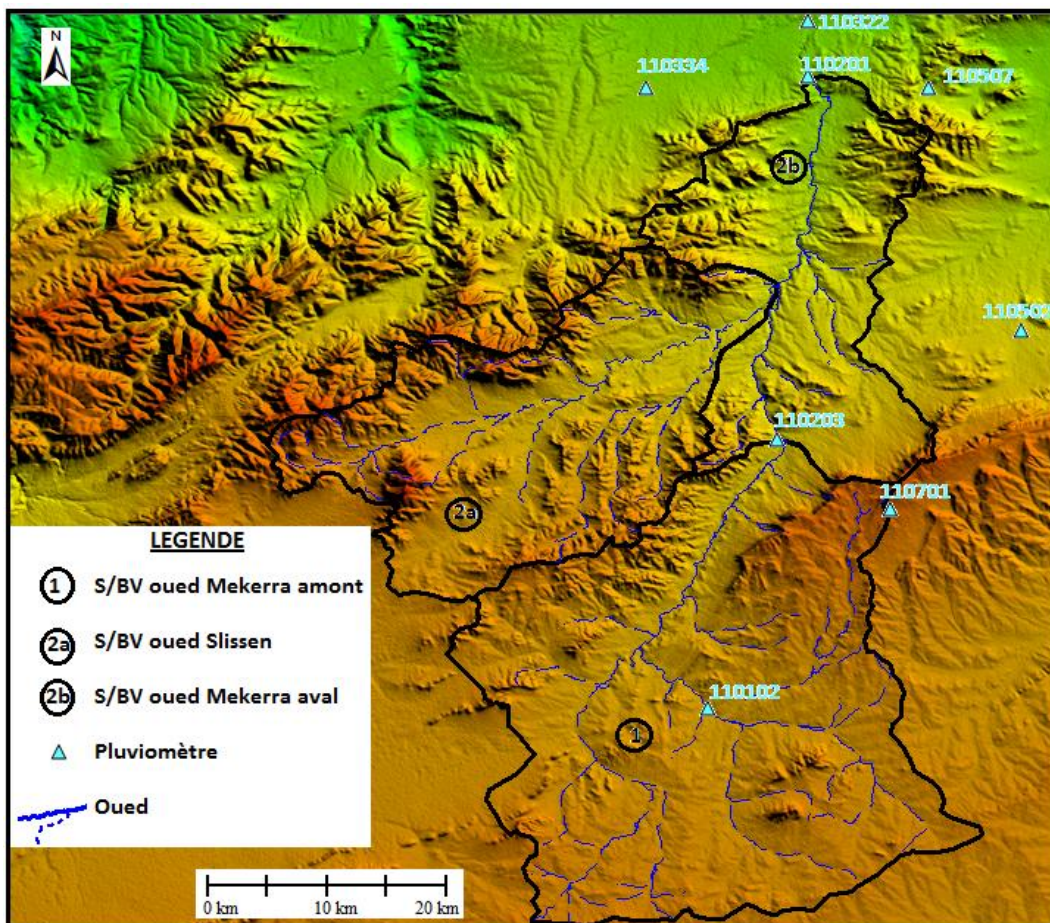


Fig. 31: Localisation des stations hydro-climatologiques.

L'altitude des stations choisies varie de 620 m (Lamtar) à 1350 m (Taouzizine). Les séries de données climatologiques sont d'une manière générale assez fragmentaire et comprennent un nombre élevé de lacunes, comme le montre le diagramme de fonctionnement des stations pluviométriques (fig. 32).

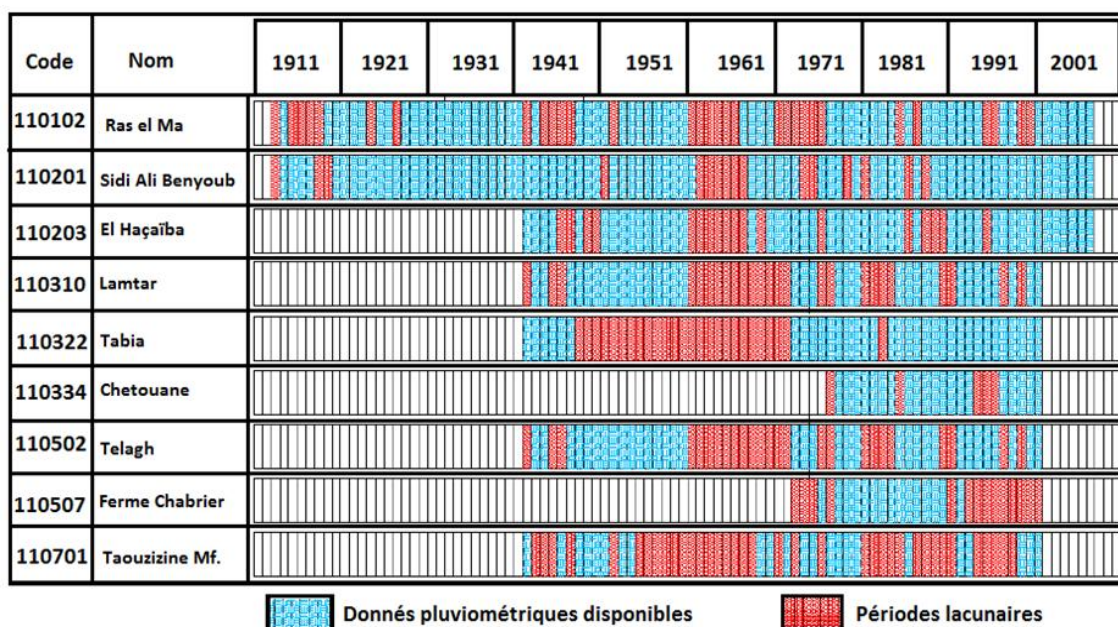


Fig. 32: Diagramme de fonctionnement des stations pluviométriques.

A souligner que l'étude des précipitations s'appuie sur les données d'observations des stations citées au tableau 8, fournies par le service climatologique de l'Agence Nationale des **Ressources Hydrauliques (A.N.R.H.)**. Ces précipitations ont été étudiées à l'échelle annuelle, saisonnière et mensuelle.

Code	Nom	Altitude (m)	Coordonnées Lambert		Période de fonctionnement
			X	Y	
110102	Ras El Ma	1097	177,70	138,80	1913 – 2007
110201	Sidi Ali Benyoub	635	186,50	192,20	1913 – 2007
110203	El Haçaïba	974	183,30	161,60	1942 – 2007
110310	Lamtar	576	181,40	203,00	1942 – 2001
110322	Tabia	620	186,80	196,70	1942 – 2001
110334	Chetouane	679	175,30	191,25	1977 – 2001
110502	Telagh	877	200,45	169,80	1942 – 2001
110507	Ferme Chabrier	755	194,80	190,45	1973 – 2001
110701	Taouzizine Mf	1350	191,15	155,20	1942 – 2001

Tabl. 8 : Caractéristiques des stations pluviométriques.

B. Critique et homogénéisation des séries pluviométriques

Toute étude climatique est basée sur l'exploitation de données recueillies pendant des périodes plus ou moins longues, continues ou discontinues. Les méthodes statistiques d'analyse de ces séries exigent de celles-ci une homogénéité de leurs composants (Dubreuil, 1974).

Dans le cadre de cette étude, les stations de mesures pluviométriques utilisées ont connues des périodes d'arrêt pendant la colonisation, et même après l'indépendance durant la période 1962/1967. Ceci s'est traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle.

Pour résoudre le problème de fiabilité des données pluviométriques, l'emploi d'outils statistiques et graphiques est nécessaire pour contrôler la qualité des échantillons pluviométriques et de déceler l'anomalie qui pourrait les affecter en vue de leur homogénéisation. Cette dernière opération est indispensable pour déterminer de façon plus ou moins précise les caractéristiques des précipitations. Cependant, nous avons établi moyennant le "test de Fisher" une vérification complète de l'homogénéité des totaux annuels. Ensuite, par la méthode de la corrélation linéaire, nous avons tenté de reconstituer par extrapolation les données manquantes dans les stations pourvues de lacunes. Ceci contribue à améliorer la cartographie des isohyètes. Néanmoins, une objection s'impose quant au caractère théorique des résultats, du fait qu'il n'est parfois pas tenu compte des réalités du terrain, notamment de l'effet déterminant du relief (altitude, exposition, éloignement par rapport à la mer...).

C. Homogénéité des séries pluviométriques

Avant de procéder au comblement des lacunes et extension des séries pluviométriques, l'homogénéité des séries de pluies moyennes annuelles des différentes stations est vérifiée par le test de Fisher (1922), et ce dans le but de détecter et de corriger les anomalies ou les valeurs erronées (tabl. 9). Ce test contrôle l'homogénéité des écarts types de différents échantillons extraits de la même population. Le principe de calcul est donné par la relation suivante :

$$F = \sigma_1^2 / \sigma_2^2$$

- σ_1 : Ecart type du premier échantillon de taille N_1 ;
- σ_2 : Ecart type du deuxième échantillon de taille N_2 .

Les deux échantillons sont considérés comme homogène si F (calculé) < $F(\gamma_1, \gamma_2)$ avec :

- $F(\gamma_1, \gamma_2)$ tiré de la table de Fisher
- $\gamma_1 = N_1 - 1$ γ_1 : degré de liberté du premier échantillon
- $\gamma_2 = N_2 - 1$ γ_2 : degré de liberté du deuxième échantillon.

Station	N ₁	N ₂	σ ₁	σ ₂	F _{calculé}	γ ₁	γ ₂	F(γ ₁ , γ ₂) α = 0,01	F(γ ₁ , γ ₂) α = 0,05
110102	32	33	103,94	80,72	1,66	31	32	2,33	1,81
110201	39	40	95,94	109,7	0,76	38	39	2,11	1,69
110203	23	25	95,35	76,27	1,56	22	24	2,70	2,00
110310	24	25	121,8	93,5	1,70	23	24	2,70	1,98
110322	16	18	93,52	135,7	0,47	15	17	3,31	2,31
110334	9	11	71,95	65,57	1,20	8	10	5,06	3,07
110502	17	18	144,59	91,22	2,51	16	17	3,27	2,29
110507	6	8	81,23	69,4	1,73	5	7	7,46	3,97
110701	11	12	409,21	130,16	9,88	10	11	4,54	2,85

Tabl. 9: Résultats du test de Fisher appliqué aux séries pluviométriques

- σ₁: Ecart type du premier échantillon de taille N₁ ;
- σ₂ : Ecart type du deuxième échantillon de taille N₂.

Les deux échantillons sont considérés comme homogène si F (calculé) < F (γ₁, γ₂)

avec :

- F(γ₁, γ₂) tiré de la table de Fisher
- γ₁ = N₁ - 1 γ₁ : degré de liberté du premier échantillon
- γ₂ = N₂ - 1 γ₂ : degré de liberté du deuxième échantillon.

A noter que la condition du test $F_{\text{calculé}} < F_{\alpha}(\gamma_1, \gamma_2)$ a été vérifiée pour la probabilité $\alpha = 0.01$ et $\alpha = 0.05$ pour toutes les stations pluviométriques, à l'exception de la station Touazizine Mf. L'hétérogénéité de la série de Touazizine Mf est alors à rechercher par l'utilisation du test de Grubbs et Beck qui permet de détecter les valeurs anormales dans cette série. Ces valeurs anormales sont celles qui s'écartent fortement du centre de la répartition. L'identification des observations anormales permet de révérifier les conditions dans lesquelles elles ont été enregistrées et traitées et donc de localiser l'erreur et de l'éliminer. Si cette erreur ne peut être supprimée, c'est l'observation qui l'est.

Le test de Grubbs & Beck (la loi log - normale étant supposée satisfaisante pour la série considérée) consiste à déterminer les valeurs de X_H, X_L qui sont exprimées par les relations suivantes :

$$X_H = \exp(\bar{X} + K_N \sigma); \quad X_L = \exp(\bar{X} - K_N \sigma)$$

Où $K_N = -3,63301 + 6,28416N^{1/2} + 0,491436N^{3/4} - 0,037911N$

- \bar{X} : Moyenne des logarithmes népériens des observations
- σ : Ecart type des logarithmes népériens des observations.
- N : est la taille de l'échantillon.

Toute valeur supérieure à X_H est anormalement forte et toute valeur inférieure à X_L est anormalement faible. Les résultats obtenus pour la série de Touazizine Mf sont :

$$N=23 \quad \bar{X} = 5,85 \quad \sigma = 0,54 \quad K_N=2,45$$

$$X_H=1250,7 \quad X_L=95,54$$

Une valeur anormalement forte a été relevée dans la série de la station de Taouzizine. Elle a été observée en 1953, où la valeur indiquée était de 1723,2 mm. Un retour aux originaux des bulletins de relevés pluviométriques a montré que la pluie annuelle de 1953 correspond à 1096 mm au lieu 1723,2 mm (groupement de bureaux d'études STUCKY-ENHYD, 2006). Après correction, en remplaçant dans la série la valeur 1723,2 par 1096, la série devient homogène, ce qui est prouvé par le test de Fisher [$F_{\text{calculé}} < F_{\alpha}(\gamma_1, \gamma_2)$] (tabl. 10).

Station	N_1	N_2	σ_1	σ_2	$F_{\text{calculé}}$	γ_1	γ_2	$F(\gamma_1, \gamma_2)$ $\alpha = 0,01$	$F(\gamma_1, \gamma_2)$ $\alpha = 0,05$
110701	11	12	231,20	130,16	2,94	10	11	4,54	2.85

Tabl. 10 : Résultats du test de Fisher après correction appliqué sur la série pluviométrique (station de Taouzizine).

$$N=23 \quad \bar{X} = 5.83 \quad \sigma = 0.48 \quad K_N=2.45$$

$$X_H=1071,9 \quad X_L=107,17$$

D. Analyse corrélative

Les séries pluviométriques traitées tant du point de vue de la fiabilité des données que de la durée d'observation possèdent des lacunes et la période allant de 1962 à 1967 est non observée pour les neuf stations sélectionnées. Le premier travail consiste donc à définir la période la plus longue possible sur laquelle on puisse disposer de données suffisantes en qualité et quantité.

Notons que la régression linéaire est utilisée pour combler les lacunes et former des séries de pluies annuelles représentatives.

Les séries pluviométriques annuelles sont reconstituées par corrélation simple sur une période commune discontinue de 59 ans (1942 à 1960 – 1968 à 2007). La matrice des corrélations des précipitations annuelles des neuf stations est donnée dans le tableau 11.

	110102	110201	110203	110310	110322	110334	110502	110507	110701
110102	1	0,71	0,78	0,48	0,45	0,18	0,37	0,48	0,26
110201	0,71	1	0,75	0,86	0,79	0,88	0,72	0,92	0,43
110203	0,78	0,75	1	0,72	0,68	0,63	0,89	0,64	0,90
110310	0,48	0,86	0,72	1	0,91	0,76	0,73	0,65	0,42
110322	0,45	0,79	0,68	0,91	1	0,75	0,87	0,61	0,74
110334	0,18	0,88	0,63	0,76	0,75	1	0,73	0,84	0,21
110502	0,37	0,72	0,89	0,73	0,87	0,73	1	0,57	0,49
110507	0,48	0,92	0,64	0,65	0,61	0,84	0,57	1	0,42
110701	0,26	0,43	0,90	0,42	0,74	0,21	0,49	0,42	1

Tabl. 11: Matrice de corrélations des pluies annuelles.

Après reconstitution des séries pluviométriques, on constate qu'une différence de 13% au maximum est observée entre les valeurs des pluies annuelles reconstituées et celles déterminées par la carte pluviométrique de l'Algérie du Nord établie par l'**A.N.R.H.** en 1992. Par contre, les valeurs diffèrent de celles observées de 19% au maximum, à l'exception de la série de la station Ferme Chabrier (110507) qui donne une valeur surestimée ; car elle dispose d'une série ne représentant que les années postérieures à 1976 et antérieures à 1992 (tabl. 12).

Les pluies annuelles moyennes durant la période 1942/1960 – 1968/2007 sur les bassins s'inscrivent bien dans la répartition spatiale connue de la pluviométrie annuelle observée dans la partie nord-occidentale du territoire algérien. On note une diminution de la pluviométrie du Nord vers le sud (de 375,2 mm à la station de Sidi Ali Benyoub à 292,9 mm à Ras el Ma), ce qui dénote l'effet de la latitude (éloignement de la mer) sur la variabilité de la pluviométrie de la région.

Code	Nom	Pluie moyenne annuelle (mm)		
		Observée	Reconstituée 1942-1960/1968-2007	Carte ANRH 1942-1960/1968-2007
110102	Ras El Ma	246	292,9	281
110201	Sidi Ali Benyoub	400	375,2	395
110203	El Haçaïba	310	313,3	342
110310	Lamtar	374	379,1	-
110322	Tabia	358	373,8	424
110334	Chetouane	315	373,0	-
110502	Telagh	329	337,1	377
110507	Ferme Chabrier	269	302,2	-
110701	Taouzizine Mf	-	340,8	-

Tabl. 12: Pluies moyennes annuelles observées et reconstituées.

E. Variations temporelles des précipitations

1. Les précipitations annuelles

Les valeurs de pluies maximales relatives à la période de mesure (1942/1960 – 1968/2007) ont été enregistrées à Telagh (735,4 mm) en 1949/1950, à Sidi Ali Benyoub (660,2 mm) en 2006/2007, à Chetouane (618,2 mm) en 1949/1950 et à Ras el Ma (587,1 mm) en 1970/1971. Par contre, les pluies minimales ont été observées à Ras el Ma (31,2 mm) en 1976/1977 et à la station de d'El Haçaïba (110,8 mm) en 1986/1987. A l'échelle du bassin, la moyenne des précipitations du cycle hydrologique le 2003/2004 est le plus faible avec 172,8 mm, alors que le cycle hydrologique le plus élevé a été observé durant la période 1949/1950 avec 550 mm.

D'une manière générale, les écarts des moyennes pluviométriques entre les différentes stations sont peu prononcés. Ceci confirme une certaine homogénéité des valeurs des précipitations, avec toutefois des modules pluviométriques inférieurs à la moyenne du bassin versant (320,7 mm) observés aux stations de Ras el Ma (292,9 mm), El Haçaïba (313,3 mm) et Chabrier (302,2 mm) (fig. 33).

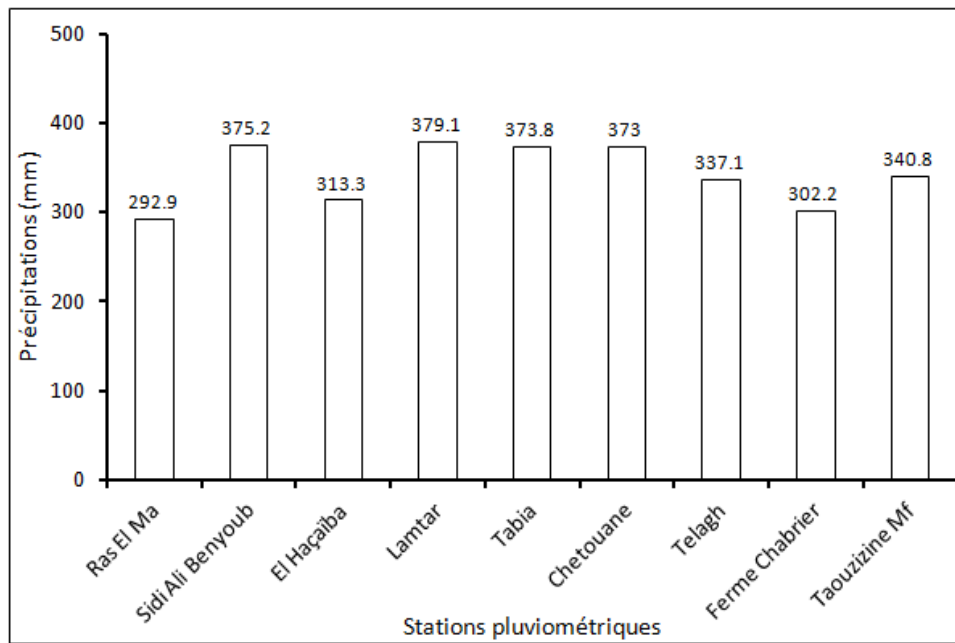


Fig. 33: Précipitations moyennes annuelles dans le bassin de la Haute Mekerra.

Pour déterminer les années excédentaires et les années déficitaires, nous allons utiliser le coefficient pluviométrique (H) qui est un paramètre climatique très important. Ce paramètre est défini comme étant le rapport de la pluviométrie d'une année à la pluviométrie moyenne pour une période de N années au niveau d'une station donnée.

Partant des modules pluviométriques et en calculant le coefficient pluviométrique (H), on peut déterminer sur la période (1942/1960 – 1968/2007) les années déficitaires qui correspondent à des valeurs du coefficient H inférieures à l'unité et les années excédentaires dont le coefficient H est supérieure à l'unité. Le coefficient pluviométrique (H) est exprimé par la formule suivante :

$$H = \frac{P_i}{\bar{P}}$$

Avec **H** : Coefficient pluviométrique ; **P_i** : Hauteur pluviométrique d'une année donnée ; **\bar{P}** : Pluviométrie moyenne pour une période de N années

L'analyse de la figure 34, qui illustre la variation spatio-temporelle du coefficient pluviométrique des quatre stations situées à l'intérieur du bassin versant de la Haute Mekerra (Ras el Ma, El Haçaïba, Sidi Ali Benyoub et Taouzizine), nous a permis de distinguer :

- une période humide caractérisée par des années excédentaires. Elle s'étale de 1942/1960 – 1968/1976 ;
- une période sèche dont le coefficient de pluviométrie est inférieure à l'unité. Cette période caractérisant les années déficitaires est observée dès la fin des années soixante-dix et perdure à ce jour.

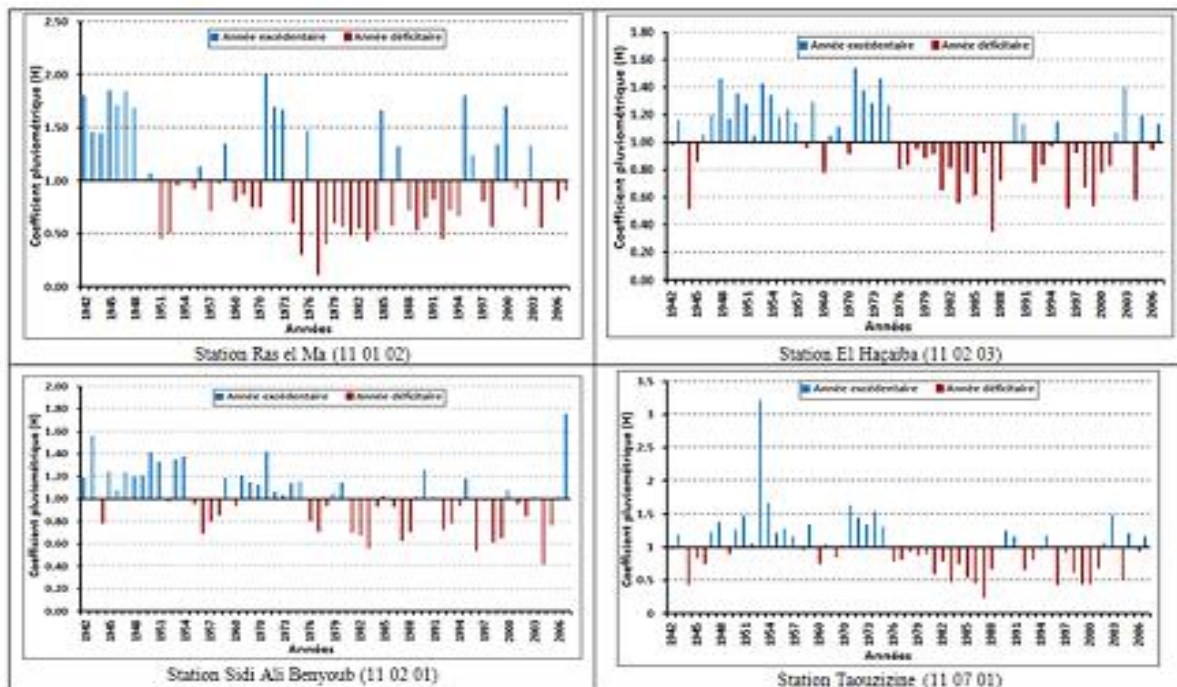


Fig. 34: Variation spatio-temporelle du coefficient pluviométrique des stations (Bassin de la Haute Mekerra).

2. Les précipitations saisonnières

La variation saisonnière des précipitations est calculée à partir des hauteurs moyennes mensuelles de la lame d'eau précipitée sur le bassin versant (fig. 35).

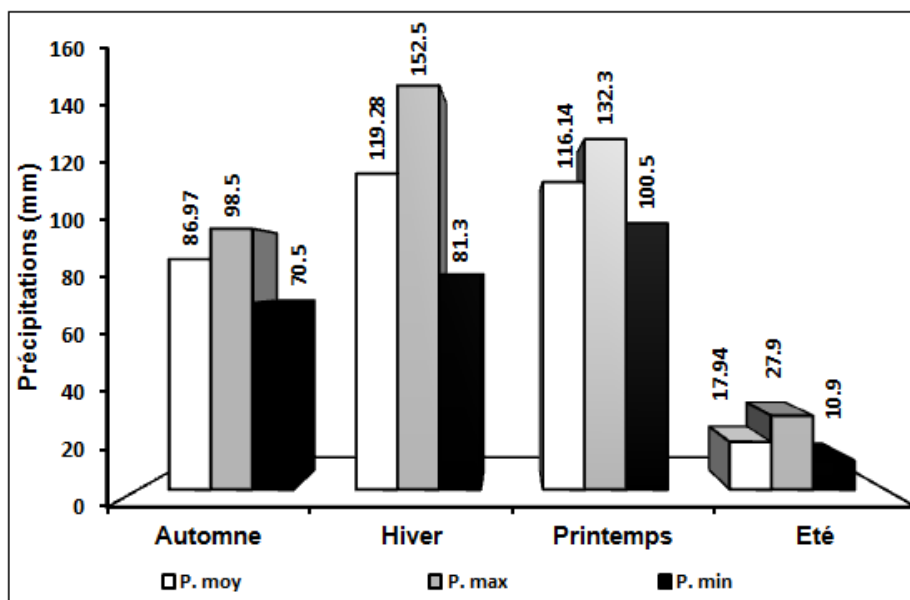


Fig. 35: Précipitations moyennes saisonnières du bassin versant de la Haute Mekerra.

Malgré la grande variabilité des précipitations observées au niveau des différentes stations pluviométriques, on peut constater que les pluies d'hiver avec 119,28 mm et de printemps avec 116,14 mm sont toujours les plus importantes, représentant respectivement 37,19% et 36,22% des précipitations moyennes annuelles. Alors que, l'été reste la saison la moins pluvieuse avec 17,94 mm, soit un taux de 5,6%. L'automne est relativement pluvieux avec 86,97 mm soit 27,12% des précipitations moyennes annuelles. Enfin, la hauteur pluviométrique maximale saisonnière a été observée en hiver avec 152,5 mm, alors que la pluviométrie minimale saisonnière a été enregistrée en été avec 10,9 mm.

3. Les précipitations mensuelles

A l'échelle du bassin versant de la Haute Mekerra, l'analyse de la variation mensuelle de la pluviométrie permet de distinguer une période humide de 9 mois (de septembre jusqu'à mai). Durant cette période, les pluies représentent plus de 93% de la pluie annuelle et une période sèche qui correspond aux mois de juin, juillet et août. D'autre part, le mois d'Avril avec une moyenne de 40,1 mm est considéré comme étant le mois le plus arrosé de l'année, suivi des mois de Mars (39,4 mm), de Décembre (37,5 mm), de Janvier (36,2 mm) et de Novembre (34,5 mm). Ces cinq mois totalisent environ 60 % des précipitations annuelles (fig. 36). Par contre, Juillet est le mois le plus sec de l'année (4,7 mm).

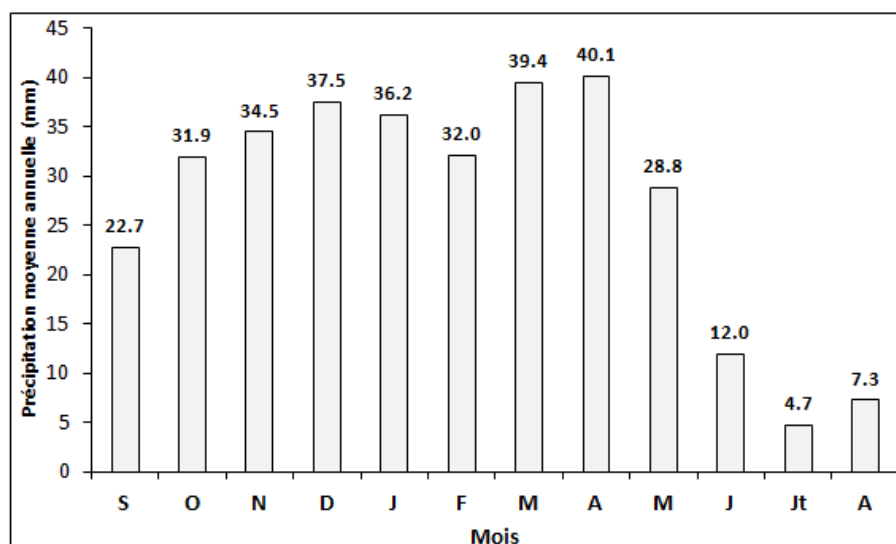


Fig. 36: Précipitations moyennes mensuelles du bassin versant de la Haute Mekerra.

Pour une meilleure appréciation du caractère de l'irrégularité mensuelle des précipitations de la période considérée (1942/1960 – 1968/2007), nous avons calculé le coefficient de variation (CV) qui permet de faire ressortir cette variabilité inter-mensuelle des précipitations (tabl. 13). Ainsi, les plus fortes valeurs de coefficient de variation sont observées durant les mois d'été où elles sont comprises entre 1,97 et 2,08. Ces valeurs aussi élevées s'expliquent par une diminution de la pluviométrie des mois secs d'été.

		S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Ras el Ma	Moyenne	24.7	28.1	30.4	28.7	27.5	25.1	35.2	39.4	25.9	13.3	5.8	8.8
	σ	23.5	37.6	15.9	27.0	16.8	13.4	21.2	27.5	23.4	22.2	12.1	14.1
	CV	0.95	1.34	0.52	0.94	0.61	0.53	0.60	0.70	0.90	1.67	2.08	1.60
El Haçaïba	Moyenne	20.1	29.8	35.7	34.1	32.6	29.7	37.3	42.1	29.3	11.5	3.7	7.4
	σ	21.3	31.9	24.1	28.7	26.3	22.2	31.0	40.4	31.0	13.9	7.6	11.6
	CV	1.06	1.07	0.67	0.84	0.81	0.75	0.83	0.96	1.06	1.21	2.05	1.57
Sidi Ali Benyoub	Moyenne	23.3	37.9	37.3	49.8	48.5	41.3	45.8	38.8	31.3	11.1	4.5	5.6
	σ	25.7	42.7	27.1	36.1	35.3	31.7	39.0	36.4	29.3	14.0	8.9	7.5
	CV	1.10	1.13	0.73	0.72	0.73	0.77	0.85	0.94	0.94	1.26	1.97	1.33

Tabl. 13: Variations mensuelles des précipitations dans le bassin versant de la Haute Mekerra (σ : Ecart type ; CV : Coefficient de variation).

D'autre part, on constate à partir de la figure 37, une prédominance des hauteurs pluviométriques à la station de Ras el Ma par rapport à celles d'El Haçaïba et Sidi Ali Benyoub et ce entre les mois de Juin à Septembre, ceci peut être expliqué par le caractère orageux des précipitations qui domine la région durant cette période.

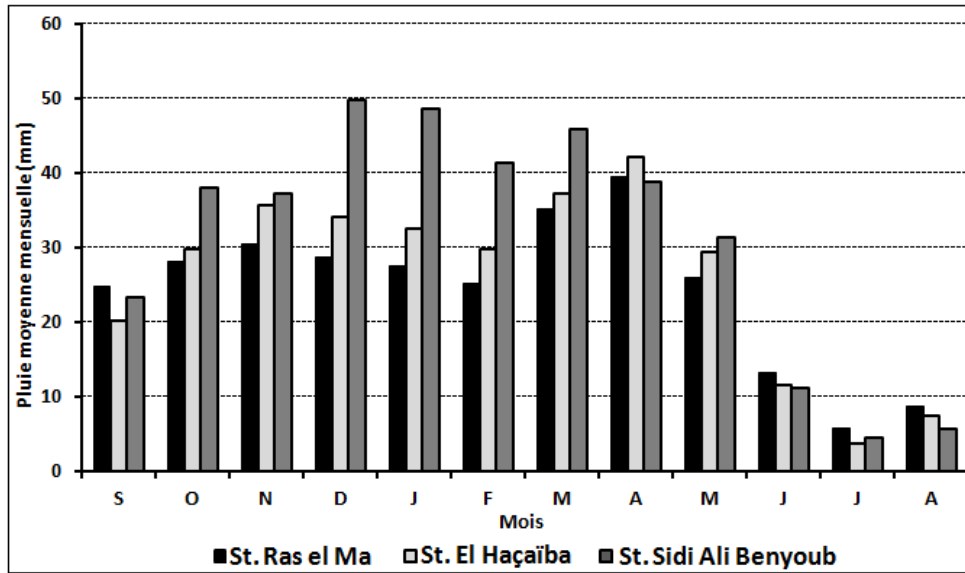


Fig. 37 : Variation spatiale des précipitations mensuelle dans le bassin versant de la Haute Mekerra

F. Estimation de la lame d'eau tombée dans le bassin de la Haute Mekerra

1. Méthode de la "Moyenne arithmétique"

Elle consiste à calculer la moyenne arithmétique de la pluviométrie observée au niveau de chaque station. C'est une méthode rapide qui donne une grande importance aux valeurs extrêmes. Elle est surtout utilisée pour de petits bassins où l'influence de l'altitude, de la latitude et de l'exposition sur les précipitations est partout identique.

Dans le bassin de la Haute Mekerra, la moyenne arithmétique des précipitations pour la période 1942 / 1960 – 1968 / 2007 est de l'ordre de 333,9 mm. La méthode de la moyenne arithmétique ne reflète pas souvent la hauteur réelle des pluies tombées sur la totalité du bassin versant; puisque la répartition des stations pluviométriques n'est pas uniforme en plus d'un relief hétérogène. L'adéquation de ce modèle peut être contrôlée par l'estimation du pourcentage d'erreur "Er", donné par la formule suivante :

$$Er = \frac{C_v}{\sqrt{N}} \quad \text{où} \quad C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} * 100$$

Avec : C_v : Coefficient de variation, σ : Ecart type sur les valeurs des précipitations, \bar{x} : Moyenne des précipitations, N : : Nombre de stations.

Pour la période retenue 1942 / 1960 – 1968 / 2007, l'erreur est de l'ordre de 2,9%.

2. Méthode des “Isohyètes”

L'estimation de la lame d'eau par cette méthode est la plus fiable, car elle tient compte non seulement de la variation de la pluie avec l'altitude, mais aussi de la variation de la pluie liée à l'exposition aux vents. En partant de la carte des isohyètes de la figure 38 tracée pour la période (1942/1960 – 1968/2007), on mesure les surfaces comprises entre deux courbes isohyètes successives. On suppose que la hauteur de pluie tombée sur cette surface est égale à la moyenne des valeurs des deux isohyètes qui la délimitent (tabl. 14). La lame d'eau tombée sur le bassin versant de la Haute Mekerra est calculée par la formule suivante:

$$P_{moy} = \frac{\sum P_i a_i}{A}$$

Avec a_i : aire comprise entre deux isohyètes consécutives en km².

P_i : Pluviométrie moyenne entre deux isohyètes consécutives en (mm).

A : surface totale du bassin en km².

Notons que la hauteur moyenne de la lame d'eau précipitée dans le bassin de la Haute Mekerra, estimée par la méthode des Isohyètes est de $P_{moy} = 321$ mm.

Isohyètes des Hauteurs (mm)	Hauteur de la pluie moyenne P_i (mm)	Surfaces partielles a_i (km ²)	$P_i * a_i$ (mm km ²)
<290	290,0	317,34	92028.6
290-310	300	96,44	28932
310-330	320	1107,56	354419.2
330-350	340	164,78	56025.2
350-370	360	125,10	45036
>370	370	70,78	26188.6

Tabl. 14 : Estimation des précipitations moyennes par la méthode des isohyètes.

3. Méthode de “ Thiessen”

Cette méthode est utilisée pour calculer les pluies moyennes. Elle consiste à pondérer les données de chaque station en tenant compte de la surface élémentaire du bassin versant dont la station est censée être représentative. Sur la carte, on relie par des lignes les stations les plus proches. Ensuite, on trace les médiatrices de chaque ligne qui forment ainsi un polygone autour de chaque station. La surface du polygone est prise comme facteur de pondération des précipitations à la station (fig. 39, tabl. 15). La somme des produits de la surface de chaque station et les précipitations qui y sont recueillies est divisée par la surface totale du bassin versant pour obtenir la moyenne selon la formule suivante :

$$P = \frac{\sum P_i \cdot S_i}{S}$$

P : pluie moyenne sur le bassin versant, P_i : pluie tombée à la station i couvrant la portion du bassin versant de superficie S_i , S : surface totale du bassin versant, S_i : surface d'influence de la station i .

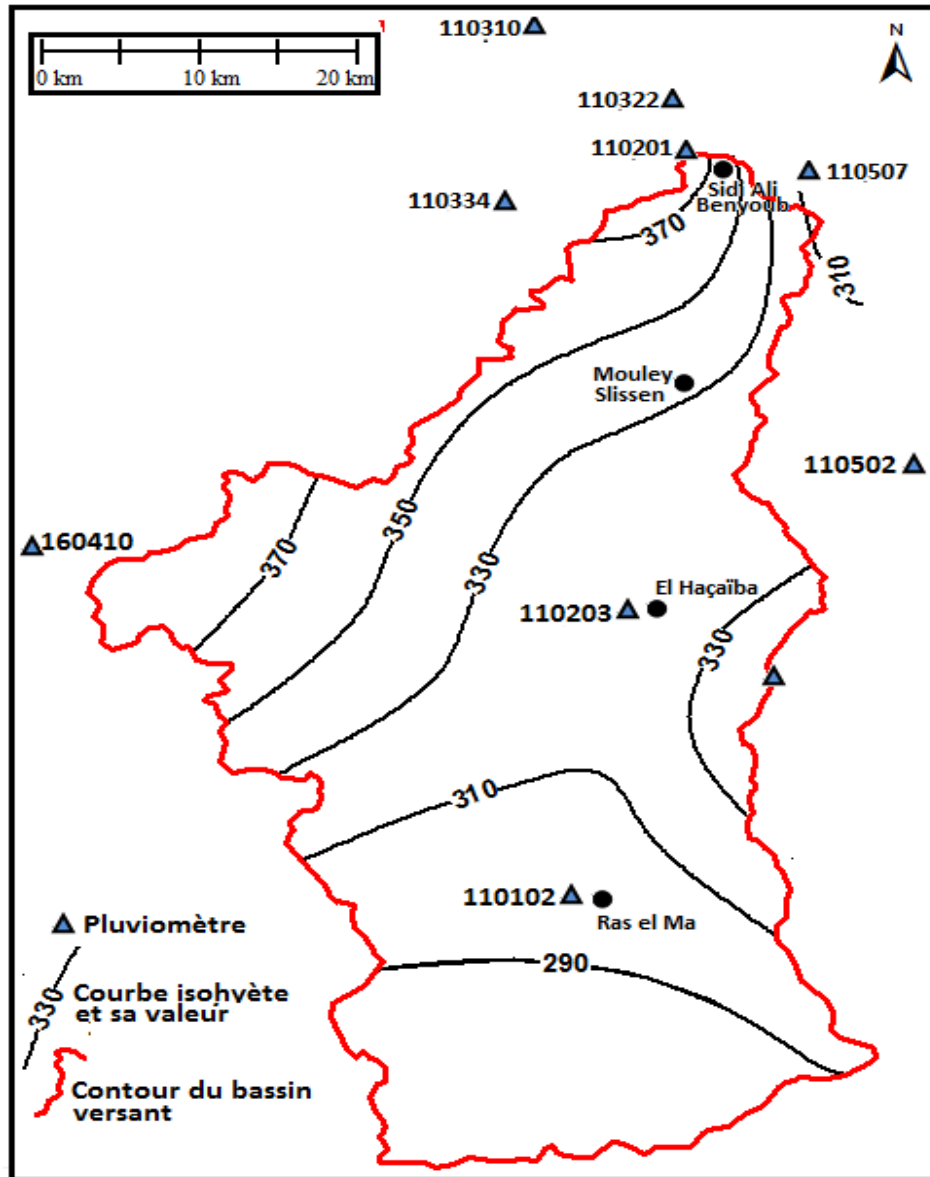


Fig. 38: Carte des Isohyètes du bassin de la Haute Mekerra.

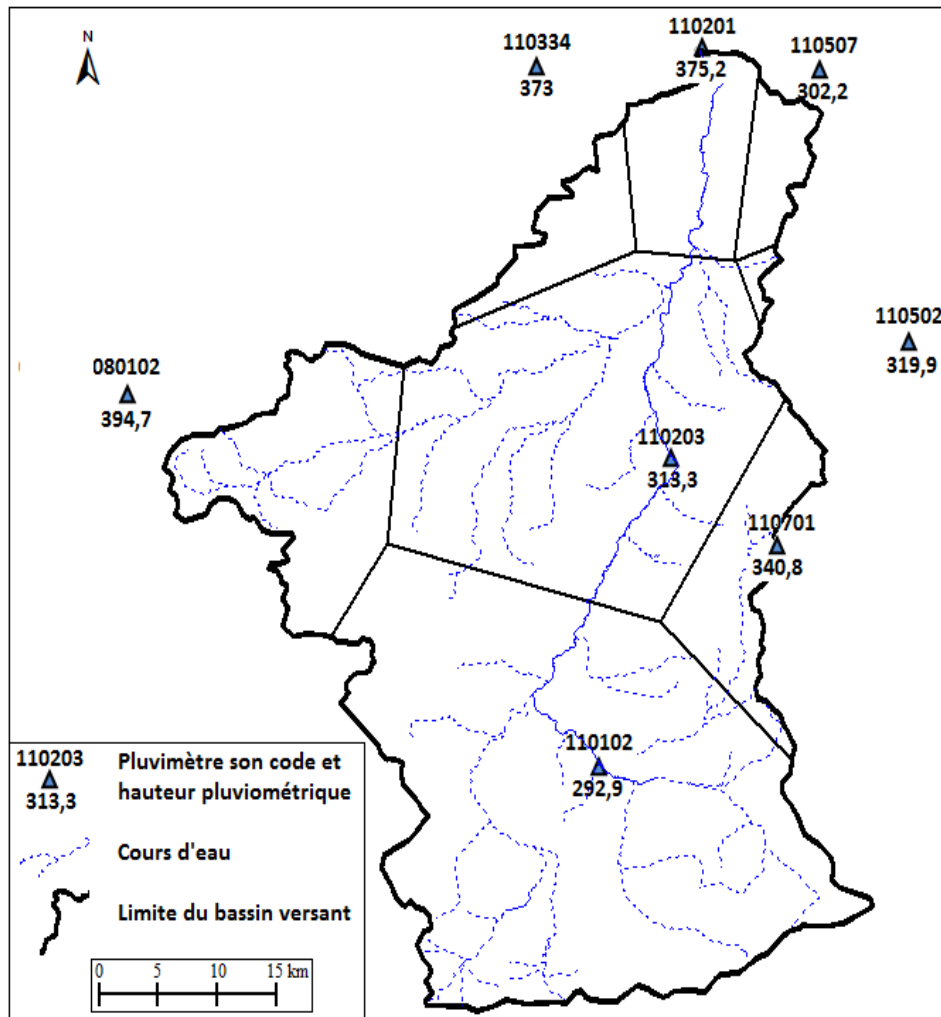


Fig. 39: Polygone de Thiessen des précipitations dans le bassin de la Haute Mekerra.

Nom	Code	Surface partielle (S _i) km ²	% (S _i)	Pi mm
Ras el Ma	110102	813.4	43.22	292.9
Sidi Ali Benyoub	110201	108.5	5.77	375.2
El Haçaïba	110203	534.1	28.38	313.3
Chetouane	110334	65.3	3.47	373.0
Telagh	110502	7.5	0.40	319.9
Chabrier	110507	45.7	2.43	302.2
Taouzizine	110701	109.7	5.83	340.8
Merchiche	80102	197.8	10.51	394.7

Tabl. 15 : Estimation des précipitations par la méthode de Thiessen.

A noter que la hauteur moyenne de la lame d'eau précipitée dans le bassin de la Haute Mekerra, estimée par la méthode du polygone de Thiessen est de $P_{moy} = 320 \text{ mm}$.

4. Méthode de la moyenne de la variation altimétrique

Cette méthode consiste à estimer la hauteur pluviométrique précipitée par tranche d'altitude successive sur un bassin versant. La lame d'eau moyenne tombée dans le bassin versant est donnée par la relation suivante :

$$P_{moy} = \frac{\sum P_i s_i}{S}$$

s_i : aire comprise entre deux courbes de niveau consécutives en km^2 .

P_i : Pluviométrie à l'altitude moyenne " A_i " correspondant à la tranche considérée (mm). Elle est déterminée graphiquement à partir du profil pluviométrique qui donne le gradient altimétrique des précipitations (fig. 40).

S : surface totale du bassin en km^2 .

Reste à savoir que le gradient altimétrique des précipitations est calculé à partir de l'équation de la droite (fig. 40) qui correspond dans notre cas à :

$$P_i = -0.0778 A_i + 409.28$$

Où A_i = altitude moyenne comprise entre deux courbes de niveau successives.

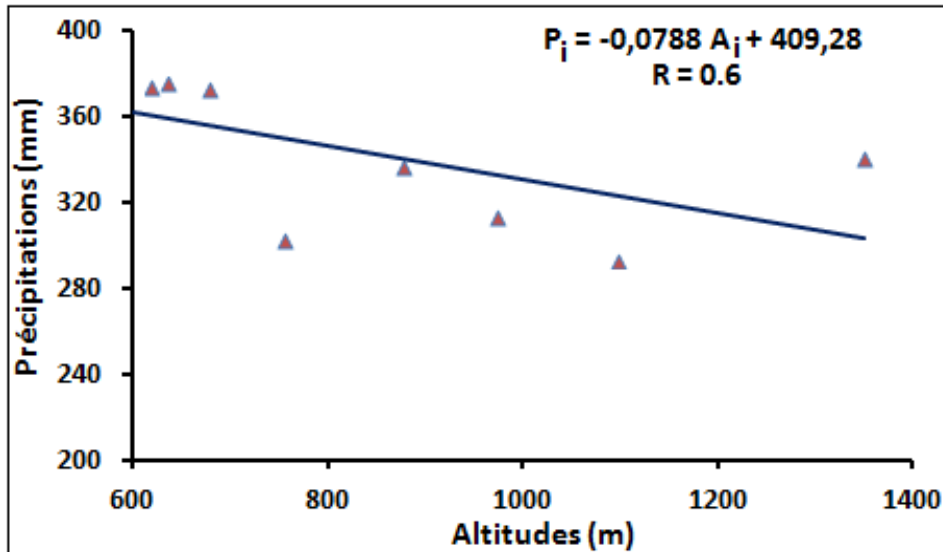


Fig. 40: Profil pluviométrique dans le bassin de la Haute Mekerra.

Le tableau 16 illustre fort bien l'évaluation de la lame d'eau précipitée par la méthode altimétrique.

Tranche d'altitude (m)	Altitude moyenne (m)	Surface partielle " s_i " (km ²)	Pluviométrie P_i	$P_i * s_i$
1714 à 1700	1707	0.034	274.8	9.34
1500 à 1700	1600	2.15	283.2	608.88
1300 à 1500	1400	51.96	299.0	15533.96
1100 à 1300	1200	1115.74	314.7	351145.69
900 à 1100	1000	483.56	330.5	159806.91
700 à 900	800	221.31	346.2	76626.37
652 à 700	676	7.246	356.0	2579.66
Somme		1882		606310.82

Tabl. 16: Evaluation des précipitations par la méthode de la variation altimétrique.

A noter que la hauteur pluviométrique moyenne obtenue par la méthode de la variation altimétrique est de : 322 mm.

En somme, nous pouvons constater que la moyenne des précipitations obtenue par la méthode arithmétique est relativement surestimée. Alors que, les trois autres méthodes donnent des résultats très rapprochés (tabl. 17). La moyenne de la lame d'eau précipitée dans le bassin versant de la Haute Mekerra, estimée par les différentes méthodes est de 320,7 mm.

	Méthodes			
	Arithmétique	Isohyètes	Thiessen	Altimétrique
$P_{\text{moy.}}$ (mm)	333,9	320,2	320,0	322,2

Tabl. 17: Estimation de la lame d'eau moyenne précipitée par les quatre méthodes.

G. Station de référence

Dans la suite de notre travail, nous allons prendre la station pluviométrique d'El Haçaïba (110203) comme étant la station de référence. La validité des valeurs de cette station est admise pour représenter le bassin versant de la Haute Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub, en raison des critères suivants :

- elle dispose d'une série qui présente moins de lacunes et plus de ressemblances ;
- sa proximité du centre de gravité du bassin versant ;
- les précipitations moyennes annuelles (313,3 mm) à la station El Haçaïba est relativement plus proche de la moyenne des précipitations obtenue par les différentes méthodes, et qui a été estimée à 320,7 mm ;
- elle dispose d'une série de pluie maximale journalière annuelle ($P_{j\text{max}}$) sur la période considérée (1942/1962 – 1968/2007) ;

-elle offre une série d'observations de 53 ans sur la période 1942/1962 – 1968/2007. Mais, le recours à une reconstitution par le méthode de régression linéaire permet d'obtenir une série plus longue de 59 ans (fig. 41 et 42) dont les paramètres statistiques tels que la moyenne (P_{moy}), l'écart type (σ) et le coefficient de variation (CV) sont relativement conservés, comme il est possible de le constater ci-après.

Série observée	$P_{moy} = 312,8 \text{ mm}$	$\sigma = 100,9 \text{ mm}$	$C_v = 0,32$
Série reconstituée	$P_{moy} = 313,3 \text{ mm}$	$\sigma = 87,0 \text{ mm}$	$C_v = 0,28$

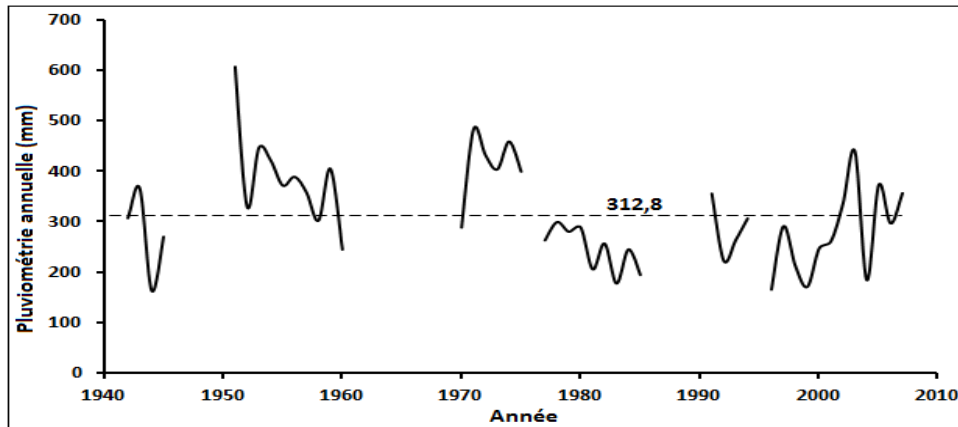


Fig. 41: Pluies moyennes annuelles observées à la station El Haçaïba.

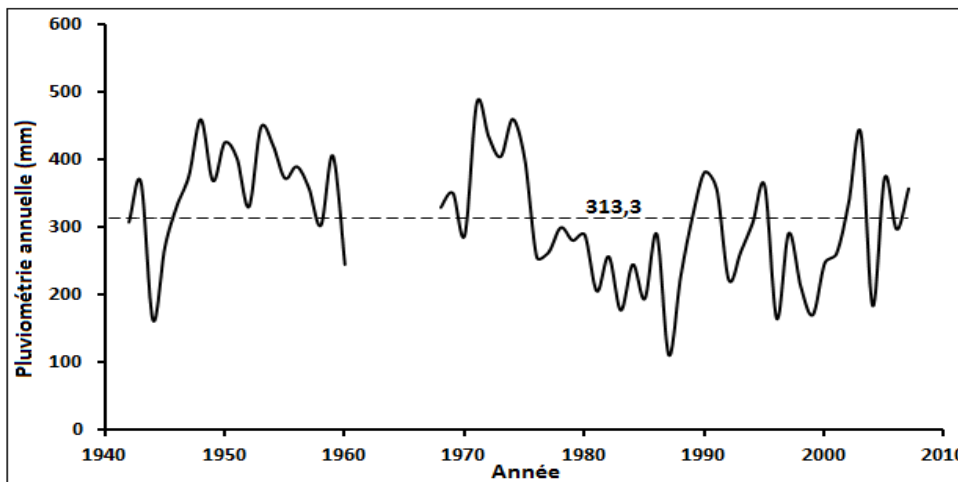


Fig. 42: Pluies moyennes annuelles à la station El Haçaïba après reconstitution de la série.

A souligner que la répartition mensuelle de la pluie moyenne annuelle à la station El Haçaïba est donnée au tableau 18 et sa représentation graphique à la figure 43.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
P (mm)	20.1	29.8	35.7	34.1	32.6	29.7	37.3	42.1	29.3	11.5	3.7	7.4	313.3
%	6.4	9.5	11.4	10.9	10.4	9.4	11.9	13.4	9.4	3.7	1.2	2.4	100

Tabl. 18: Répartition mensuelle de la pluie moyenne annuelle observée à la station El Haçaïba.

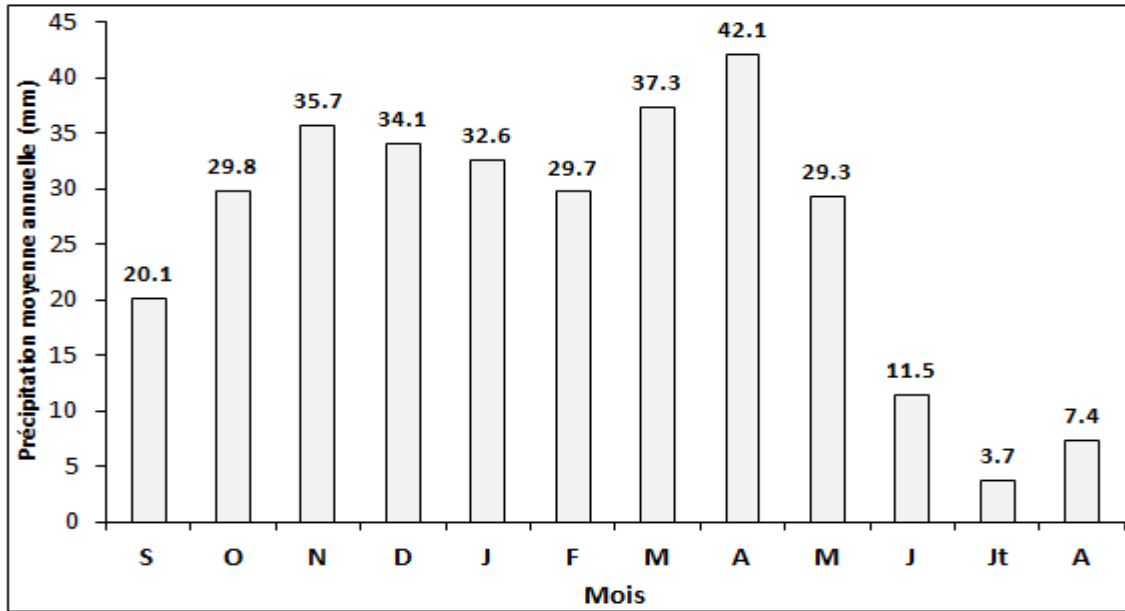


Fig. 43: Répartition des précipitations moyennes mensuelles observées à la station El Haçaïba.

D'après cette répartition, il est possible de distinguer deux périodes :

- une période humide de 9 mois (de septembre jusqu'à mai), pendant laquelle la pluie représente 92,7 % de la pluie moyenne annuelle ;
- une période sèche qui correspond aux mois de juin, juillet et août.

Le calcul de l'indice de saisonnalité I_s par la relation de Walsh et Lawler a donné une valeur de 0,21.

$$I_s = \frac{6}{11 P_A} \sum_{l=1}^{12} \left| P_m - \frac{P_A}{12} \right|$$

P_A : Moyenne des pluies annuelles et P_m : Moyenne des pluies mensuelles

Généralement, I_s est compris entre 1 et 0 : 0 correspond à une précipitation uniformément répartie sur les 12 mois de l'année et 1 lorsque toute la lame d'eau annuelle précipitée est mesurée en un seul mois.

L'indice de saisonnalité calculé pour la station d'El Haçaïba dont le taux est de 21%, nous permet d'enduire que les précipitations sont presque uniformément réparties sur toute l'année. Cette répartition est admise comme valable pour le bassin versant de la Haute Mekerra (tabl. 19).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
Pluie (mm)	20.1	29.8	35.7	34.1	32.6	29.7	37.3	42.1	29.3	11.5	3.7	7.4	313.3

Tabl. 19: Répartition mensuelle de la pluie moyenne annuelle du bassin versant à la station de Sidi Ali Benyoub

Il est important de souligner que la série d'observations doit contenir des périodes humides et sèches complètes, de telle manière à ce que les paramètres calculés ne soient pas influencés lorsque des observations sont ajoutées à la série pluviométrique. Pour vérifier cette condition, deux méthodes sont appliquées. Il s'agit de l'analyse des erreurs sur la moyenne et le coefficient de variation et la méthode des écarts cumulés à la moyenne.

1. Analyse des erreurs sur la moyenne et le coefficient de variation

Pour que la série soit représentative, il faut que les erreurs sur les paramètres statistiques (la moyenne $P_{\text{moy}} = 313,3$ mm et le coefficient de variation $C_v = 0,28$) ne dépassent pas un seuil toléré de 10 à 15 % pour P_{moy} et 5 à 10 % pour C_v .

-Erreur sur la pluie moyenne :
$$E_{\bar{p}} = \left(\frac{c_v}{\sqrt{N}}\right) \cdot 100 \rightarrow E_{\bar{p}} = 5\% < 15\%$$

-Erreur sur le coefficient de variation :
$$E_{c_v} = c_v \left(\frac{1+c_v^2}{2N}\right)^{1/2} \cdot 100$$

$$E_{c_v} = 2.68\% < 10\%$$

2. Ecart cumulés à la moyenne pour la station El Haçaïba

La méthode des écarts cumulés à la moyenne est appliquée dans le but de juger la fiabilité de la série pluviométrique d'El Haçaïba d'une part et de montrer la représentativité de sa période d'observation (1942 à 1960 – 1968 à 2007) d'autre part (fig. 44).

Où $K_i = \frac{P_i}{\bar{P}}$ avec P_i : Pluie de l'année i et \bar{P} : Pluie moyenne

*La période (1942 à 1960 – 1968 à 2007) de la série peut être représentative si la condition $K_p = 1$ qui peut être vérifiée par les équations suivantes :

Equation 1: $K_p = [(L_F - L_D) / n] + 1$; Avec : L_F : Ordonnée finale ($L_F = 0.026$)
 L_D : Ordonnée initiale ($L_D = -0.102$) et n : Taille de la série ($n = 59$) : **$K_p = 1.002$**

Equation 2: $K_p = \frac{\sum K_i}{n}$ Où $\sum K_i = 59,005$ **$K_p = 1$**

*La période (1942 à 1960 – 1968 à 2007) n'est donc pas déficitaire.

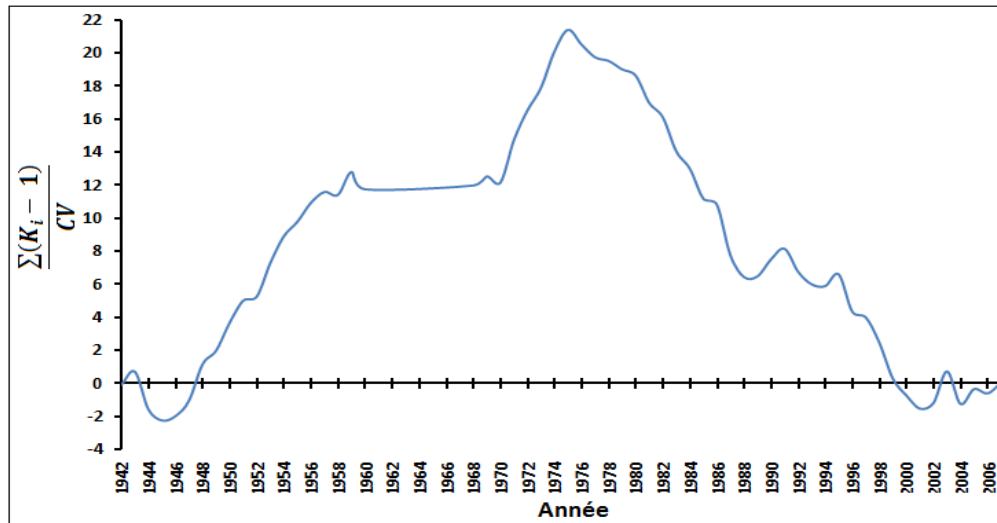


Fig. 44: Méthode des écarts cumulés à la moyenne appliquée à la station d'El Haçaïba

3. Pluies moyennes annuelles fréquentielles

La série pluviométrique de la station El Haçaïba représentant le bassin versant de la Haute Mekerra est soumise aux évaluations probabilistes usuelles. Ainsi, l'analyse statistique a montré que la loi Normale s'adapte bien à la distribution des précipitations annuelles. Les paramètres statistiques et les valeurs annuelles des précipitations pour les périodes de retour 2, 10, 50, et 100 ans sont donnés dans les tableaux 20 et 21 et le graphique correspondant est présenté sur la figure 45.

Moyenne (mm)	Ecart type	Coefficient de variation	Droite d'Henry
313.33	87.02	0.28	$P = 87.02U + 313.33$

Tabl. 20 : Paramètres statistiques de la série pluviométrique d'El Haçaïba.

Saison	Humide			Médiane	Sèche		
Période de retour (an)	10	50	100	2	10	50	100
Fréquence (%)	90	98	99	50	10	2	1
Pluie fréquentielle (mm)	424.7	491.7	515.2	313.3	235	134.9	111.4

Tabl. 21: Pluies annuelles fréquentielles à la station El Haçaïba.

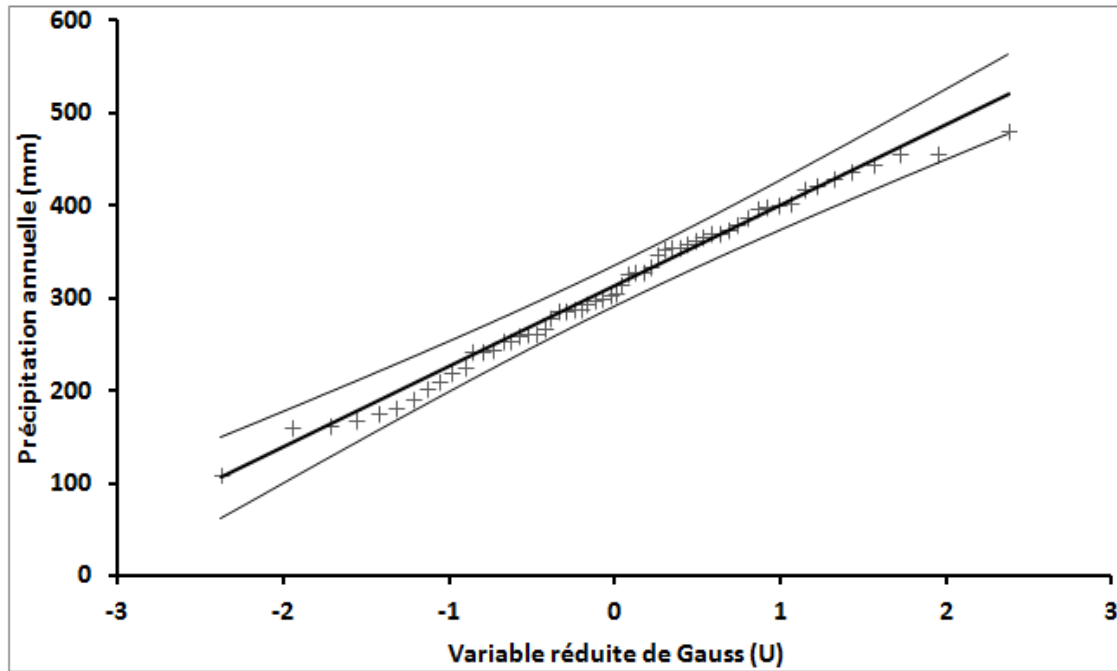


Fig. 45 : Ajustement d'une loi Normal aux pluies annuelles d'El Haçaïba.

4. Pluie journalière maximale et pluie de courte durée

Les lois statistiques testées sur l'échantillon de pluie journalière maximale de la station El Haçaïba sont les lois de Galton (1879) et Gumbel (1954). L'ajustement par la loi de Gumbel représente mieux la répartition des valeurs observées (fig. 46).

A noter que les caractéristiques statistiques de la série et la droite d'ajustement permettant l'estimation des quantiles des différentes fréquences sont :
 Taille de la série (N) = 45 ; Pluie journalière maximale moyenne (\bar{P}_j): 33,1 Ecart type (σ) = 11,7 mm ; Coefficient de variation (CV)= 0,35.

$$P_{j\%} = 9,5 * u + 27,63$$

$P_{j\%}$: Pluie journalière de fréquence donnée.

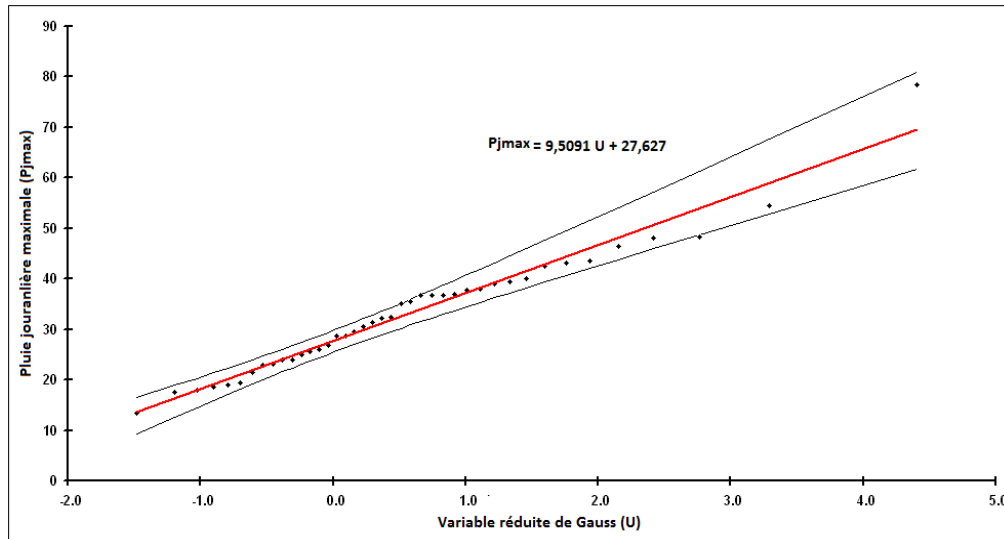


Fig. 46 : Ajustement de la loi de Gumbel aux pluies journalières observées à la station d'El Haçaïba.

Par ailleurs, les précipitations maximales de durée T_c sont calculées par la relation suivant :

$$P_{\%}(T_c) = P_{jmax \%} \left[\frac{T_c}{24} \right]^b$$

$P_{\%}[T_c]$: Pluie fréquentielle de durée de temps de concentration,

$P_{jmax \%}$: Pluie maximale journalière de fréquence donnée,

T_c : Temps de concentration ($T_c = 16,5$ heures pour BV la Haute Mekerra)

b : Exposant climatique (pour la station d'El Haçaïba : $b = 0,32$ selon Body (1985))

Les maximales journalières fréquentielles et les pluies de temps de concentration, ainsi que les intensités maximales correspondantes au bassin versant de la Haute Mekerra sont données au (tabl. 22).

Fréquence au non dépassement (%)	90	99	99,9	99,99
Temps de retour (an)	10	100	1000	10000
Pluie maximale journalière (mm)	49,0	71,3	93,2	115,0
Pluie fréquentielle durée temps de concentration (mm)	43,5	63,3	82,7	102,0
Intensité maximale durée temps de concentration (mm/heure)	2,6	3,8	5,0	6,2

Tabl. 22: Pluies fréquentielle et intensité maximale de durée de retour.

III. ETUDE DES TEMPERATURES

La température de l'air est un élément très important qui conditionne en interaction avec d'autres facteurs climatiques (précipitations, insolation et le vent) le phénomène d'évapotranspiration et de déficit d'écoulement annuel et saisonnier.

Dans le présent travail, nous n'avons pu disposer que des données de températures moyennes mensuelles et annuelles (sur une période 1987 – 2007, soit 21 années d'observations) de trois stations (Ras el Ma, El Haçaïba, Sidi Ali Benyoub) représentatives du bassin versant de la Haute Mekerra, avec les minimas et les maximas. Les températures marquent un contraste important entre l'hiver et l'été: les hivers sont frais (de 7,8 à 9°C) et les été chauds (de 20,4 à 23,4°C) (tabl. 23 et fig. 47). L'amplitude thermique annuelle qui est définie comme étant la différence entre la température du mois le plus chaud et du mois le plus froid, évolue du Nord au Sud.

	T°C	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J ^T	A ^T	Année
Ras el Ma	Min	15	10	5	2	2	2	4	6	9	13	17	17	8,5
	Max	29	23	16	12	11	13	15	19	24	29	35	35	21,8
	Moy.	22	16,5	10,5	7	6,5	7,5	9,5	12,5	16,5	21	26	26	15,2
	Amplitude													19,5
El Haçaïba	Min	14	11	7	4	3	3	5	6	9	13	16	17	9,0
	Max	30	24	19	16	15	16	18	20	25	29	34	35	23,4
	Moy.	22	17,5	13	10	9	9	11,5	13	17	21	25	26	16,2
	Amplitude													17
Sidi Ali Benyoub	Min	13	9	6	2	1	3	4	6	8	12	14	15	7,8
	Max	28	21	16	13	13	15	16	20	22	27	32	32	20,4
	Moy.	20,5	15	11	7,5	7	9	10	13	15	19,5	23	23,5	14,1
	Amplitude													16,5

Tabl. 23 : Températures moyennes mensuelles et annuelles dans la Haute Mekerra.

A la station de Ras el Ma située dans la partie amont du bassin versant de la Haute Mekerra, la température moyenne interannuelle étant de 20,4°C. A l'échelle mensuelle, les mois de juillet et d'août connaissent les plus hautes températures de l'année soit 26°C. Les mois de décembre et janvier sont les mois les plus frais avec des moyennes respectives de 7 et 6,5°C.

A la station d'El Haçaïba qui occupe une position centrale dans le bassin versant, la moyenne des minimas est de 9,0°C avec une température minimale absolue de – 2°C observée au mois de janvier. La moyenne des maximas est de 23,4 °C, avec une température maximale absolue de 47,7 °C observé au mois de juillet. Ceci est dû à l'influence continentale venant du Sud (Sirroco).

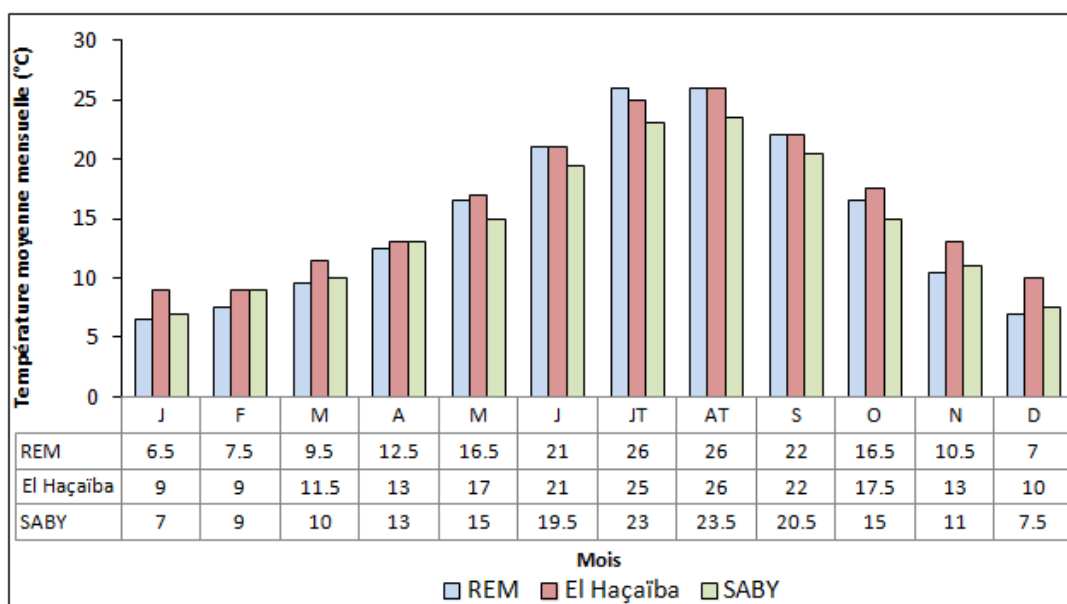


Fig. 47: Variation spatio-temporelle des températures moyennes mensuelles dans le bassin versant de la Haute Mekerra.

A Sidi Ali Benyoub, située à la limite Nord du bassin versant, la température moyenne interannuelle est de 14,1°C. Les amplitudes entre les valeurs des minimas et maximas sont assez importantes. Elles oscillent en général entre 10 et 18°C. Les d'amplitudes les plus élevées sont enregistrées aux mois de juillet et août avec des valeurs respectives de 17 et 18°C. La température moyenne à l'échelle du bassin versant est de 15,2°C (tabl. 24). En terme fluctuation saisonnière, les températures varient entre 7.5°C au mois de janvier, généralement accentuées, par la proximité des effets continentaux et 25.2°C aux mois de juillet et août, dont les entrées sahariennes envahissent pratiquement l'ensemble de la région en été (fig. 48).

De novembre à avril, la température moyenne mensuelle varie entre 7,5 °C et 12,8 °C donc toujours inférieure à la moyenne annuelle. Par contre, de mai à octobre, elle varie entre 16,2 °C et 25,2 °C, valeurs supérieures à la moyenne annuelle.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt.	A	Année
Minima	14.0	10.0	6.0	2.7	2.0	2.7	4.3	6.0	8.7	12.7	15.7	16.3	8.4
Maxima	29.0	22.7	17.0	13.7	13.0	14.7	16.3	19.7	23.7	25.0	33.7	34.0	21.9
Moy.	21.5	16.3	11.5	8.2	7.5	8.5	10.3	12.8	16.2	18.8	24.7	25.2	15.2
Amplitude													17,7

Tabl. 24: Températures moyennes mensuelles à l'échelle de la Haute Mekerra.

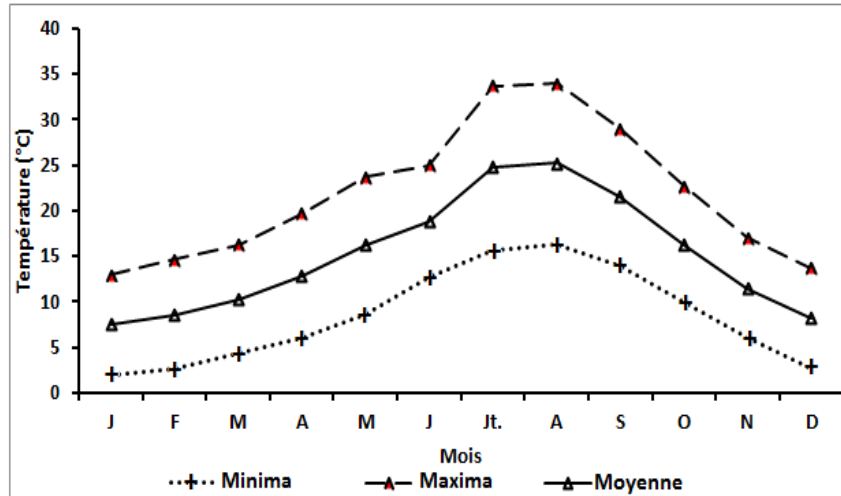


Fig. 48: Variation de la température moyenne du Bassin versant de la Haute Mekerra.

IV. RELATION TEMPERATURES-PRECIPITATIONS

A. Degré d'aridité (Indice de De Martonne)

Pour définir le climat d'un bassin versant et évaluer son degré d'aridité, on fait appel à plusieurs indices. L'indice le plus utilisé est celui de De Martonne (1942) qui se note :

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

Avec : P : hauteur annuelle des précipitations (en mm) ; T : Température moyenne annuelle (°C).

Suivant les valeurs de (I), De Martonne a établi la classification suivante :

$I < 5$: climat hyperaride $5 < I < 7,5$: climat désertique $7,5 < I < 10$: climat steppique
 $10 < I < 20$: climat semi-aride $20 < I < 30$: climat tempéré.

Avec un $I = 19,3$ d'après la classification de De Martonne, le bassin versant de la Haute Mekerra correspond à un climat type semi aride (fig. 49).

Certains auteurs ont mis en évidence un indice d'aridité mensuel qui pourrait situer l'aridité dans l'année:

$$i = \frac{12p}{t + 10}$$

Où P et t représentent respectivement les précipitations et les températures mensuelles.

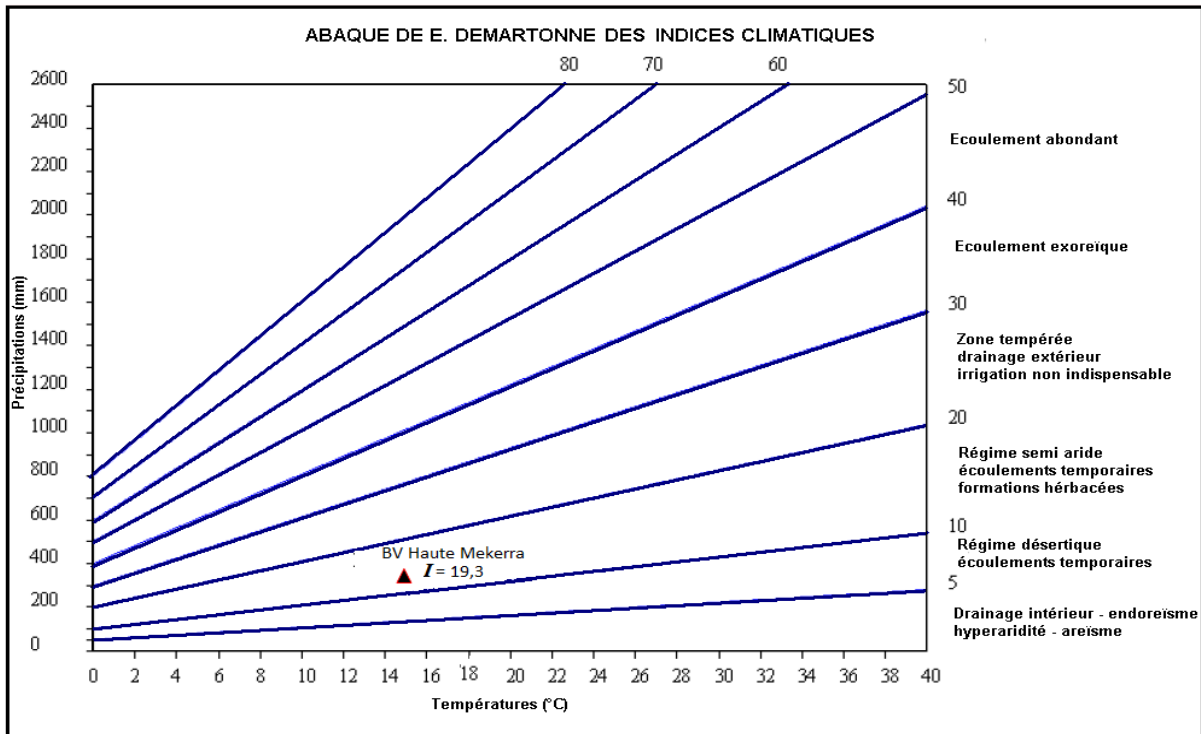


Fig. 49 : Indice climatique de De Martonne du bassin de la Haute Mekerra.

Les résultats du calcul de cet indice mensuel à l'échelle du bassin versant de la haute Mekerra sont illustrés dans le tableau 25 (fig. 50). Les valeurs de cet indice indiquent que:

- les mois de juin, juillet et août forment une saison "aride" avec une sévérité accentuée au mois de juillet dans lequel la température enregistre 24,7 °C ;
- le mois de septembre, avec un indice égal à 7,7 est considéré comme un mois steppique à tendance semi-aride puisque la pluie y est plus abondante par rapport à ce qu'on a noté en juin, juillet et août.

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt.	A
T (°C)	21.5	16.3	11.5	8.2	7.5	8.5	10.3	12.8	16.2	18.8	24.7	25.2
P (mm)	20.1	29.8	35.7	34.1	32.6	29.7	37.3	42.1	29.3	11.5	3.7	7.4
<i>i</i>	7.7	13.6	19.9	22.5	22.4	19.3	22.0	22.2	13.4	4.8	1.3	2.5

Tabl. 25: Valeur de l'indice d'aridité mensuelle.

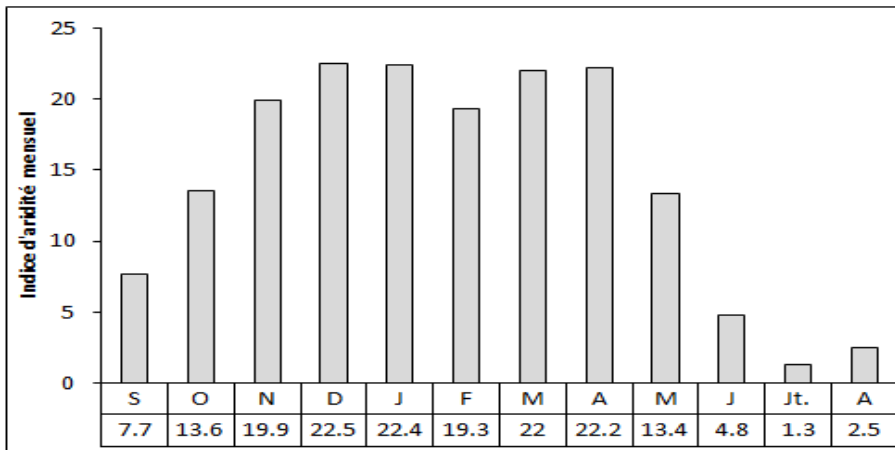


Fig. 50 : Indices d'aridité mensuels au niveau du bassin de la Haute Mekerra.

B. Diagramme pluvio-thermique de Gaussen

Le bilan hydrique annuel est un élément déterminant pour la végétation, d'où il est important de connaître la durée de la saison sèche. D'un point de vue biologique, un mois est considéré sec, si le total moyen des précipitations, exprimées en millimètres est égal ou inférieur au double de la température mensuelle moyenne exprimée en degré centigrade (Bagnouls & Gaussen, 1953).

Cette relation $P = 2T$ permet d'établir le diagramme pluvio-thermique sur lequel les températures sont portées à une échelle double de celle des précipitations. La représentation graphique de ce diagramme (fig. 51) montre que la période sèche s'étale sur six mois (mai, juin, juillet, août, septembre et octobre). La période humide s'étend de novembre à mai, avec une pluviométrie moyenne de 41,2 mm. Le mois d'avril est considéré comme le mois le plus humide de l'année.

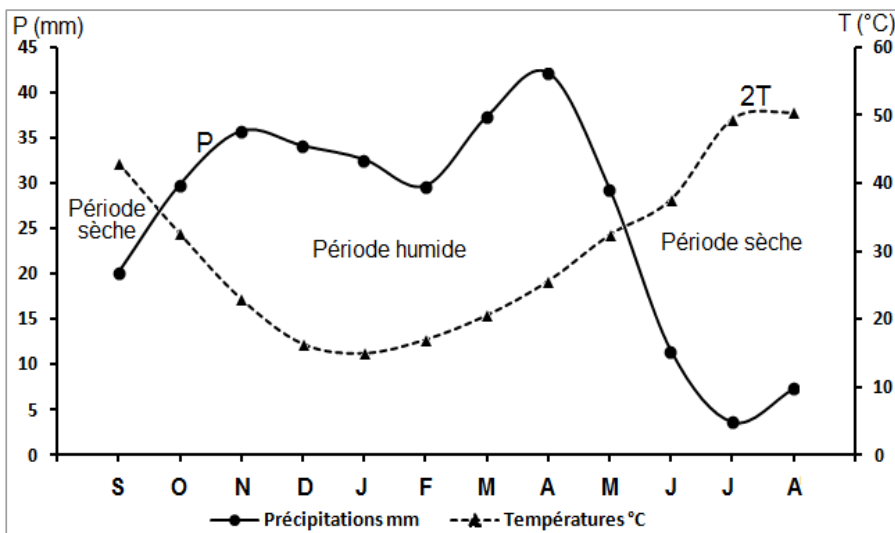


Fig. 51: Diagramme pluvio-thermique de Gaussen.

C. Etage bioclimatique

De nombreux auteurs ce sont appliqués à définir les indices d'aridité, axés plus précisément sur la délimitation du climat méditerranéen. Ainsi, sur la base limites des aires occupées par les différentes associations végétales, Emberger (1971) proposa d'utiliser la relation suivante :

$$Q_2 = \frac{P}{\left(\frac{M+m}{2}\right)(M-m)} * 1000$$

Qui peut être simplifiée en $Q_2 = \frac{2000 * P}{(M^2 - m^2)}$

Avec : P est la moyenne des précipitations annuelles (mm),
 $-M$ est la moyenne des maxima du mois le plus chaud ($^{\circ}K$),
 $-m$ est la moyenne des minima du mois le plus froid ($^{\circ}K$).

Les valeurs de Q_2 des trois (03) stations du bassin versant de la Haute Mekerra sont résumées dans le tableau 26 :

Stations	P (mm)	M ($^{\circ}K$)	m ($^{\circ}K$)	Q_2
Ras el Ma	292.9	308	275	30,45
El Haçaïba	313.3	308	276	33,53
Sidi Ali Benyoub	375.2	305	274	41,81

Tabl. 26: Quotient pluvio-thermique des stations étudiées.

Il savoir que les stations sont ensuite reportées sur le climagramme qui comporte, en ordonnée les valeurs de Q_2 et en abscisse les moyennes des minima du mois le plus froid en degré Celsius (fig. 52). D'après les résultats obtenus, le bassin versant de la Haute Mekerra se range dans l'étage climatique "Semi - aride" à hiver frais.

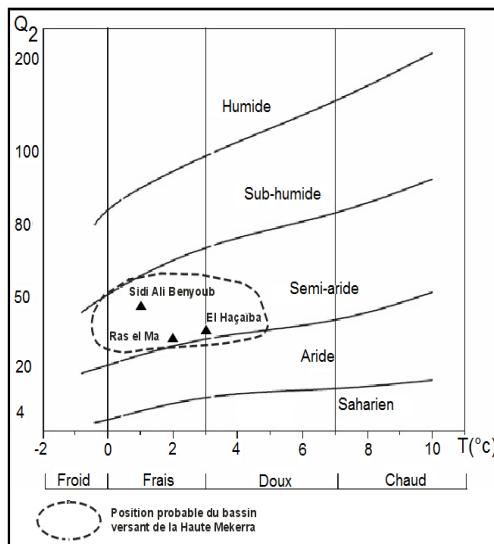


Fig. 52: Emplacement des stations du bassin versant de la Haute Mekerra sur le climagramme d'Emberger.

V. EVAPORATION – EVAPOTRANSPIRATION – DEFICIT D'ECOULEMENT

Les termes d'évaporation et d'évapotranspiration désignent tous les deux des pertes en eau par un retour directe dans l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. Ainsi, on désigne sous le nom « d'évaporation » les pertes en eau subies par les surfaces d'eau libre. Par contre, le vocabulaire « évapotranspiration » correspond à un phénomène complexe regroupant à la fois le processus d'évaporation de l'eau contenue dans le sol et le processus d'évaporation correspondant à l'utilisation de l'eau atmosphérique et de l'eau contenue dans le sol par les végétaux et au rejet de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

Dans un bassin versant, et pendant une période déterminée, l'évapotranspiration correspond à l'évaporation totale durant cette période. Si le volume d'eau constituant les réserves du bassin sont les mêmes au début et à la fin de la période d'étude, on peut dire que l'évapotranspiration (E) est égale au déficit d'écoulement (D), défini comme la différence entre les précipitations (P) et la lame d'eau écoulée (Q).

$$E = D = P - Q$$

Cette grandeur qu'on utilise couramment dans le bilan hydrologique englobe toutes les pertes en eau dans un bassin versant.

A. Evaporation

Par manque de station climatique dans la zone d'étude, on a été contraint d'utiliser les données de la station de Sidi Bel Abbès. Cette dernière se situe à une quarantaine de kilomètres de la limite Nord du bassin versant de la Haute Mekerra.

Les mesures de l'évaporation ont été effectuées sous abri à l'aide de l'évaporomètre Piche à la station de Sidi Bel Abbés. Ces mesures concernent la période 1987 – 2007 (tabl. 27). Le maximum d'évaporation a lieu au mois juillet et le minimum au mois de décembre. Le total annuel est de 1987 mm.

Par ailleurs, les douze moyennes mensuelles relevées permettent d'établir des corrélations avec les moyennes de températures. L'évaporation mesurée au Piche est bien corrélée, à la température ($r = 0,93$).

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Année
Evaporation Piche (mm)	184	144	93	84	91	86	119	142	189	271	301	283	1987

Tabl. 27 : Evaporation moyenne mensuelle à la station de Sidi Bel Abbés

B. Evapotranspiration

L'évapotranspiration est sans doute l'une des données climatologiques la plus difficile à apprécier. Ainsi, on distingue :

-l'évapotranspiration potentielle ETP qui correspond à l'évapotranspiration d'une surface qui serait suffisamment approvisionnée en eau pour évaporer la quantité maximale permise par les conditions climatiques ;

-l'évapotranspiration réelle qui correspond à l'évapotranspiration se produisant dans les conditions réelles de teneurs en eau du sol.

L'estimation de la lame d'eau évapotranspirée est possible grâce à des formules empiriques à caractère statistique que divers auteurs ont élaboré.

1. Evapotranspiration potentielle (ETP)

Elle a été estimée par la méthode de Thornthwaite (1948) qui proposa une équation basée sur la température moyenne mensuelle. Cette méthode consiste à calculer pour chaque mois une évapotranspiration potentielle, en utilisant la relation suivante :

$$ETP = 1,6 \left(10 \frac{T}{I} \right)^\alpha$$

$$\alpha = 0,49239 + 1792 * 10^{-5} * I - 771 * 10^{-7} * I^2 + 675 * 10^{-9} * I^3$$

E.T.P : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

T : Température moyenne mensuelle (°C),

I : Somme des indices mensuelle (*i*) de l'année sachant que:

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

Ainsi, le calcul de l'E.T.P au niveau des trois stations, et la moyenne à l'échelle du bassin versant de la Haute Mekerra, est donné dans le tableau 28.

Notons que l'E.T.P moyenne à l'échelle du bassin versant de la Haute Mekerra évolue progressivement de 18,6 mm obtenue au mois de janvier pour atteindre son maximum (120.7 mm) au mois d'août (fig. 53).

Ras el Ma	T°C	22	16.5	10.5	7	6.5	7.5	9.5	12.5	16.5	21	26	26
	i	9.4	6.1	3.1	1.7	1.5	1.9	2.6	4	6.1	8.8	12.2	12.2
	ETP	100	63.3	30.9	16.2	14.4	18.1	26.3	40.7	63.3	92.9	130.4	130.4
El Haçaïba	T°C	22	17.5	13	10	9	9	11.5	13	17	21	25	26
	i	9.4	6.7	4.3	2.9	2.4	2.4	3.5	4.3	6.4	8.8	11.5	12.2
	ETP	98.3	66.9	40.6	26.1	21.9	21.9	33.1	40.6	63.7	90.9	121.8	130.1
Sidi Ali Benyoub	T°C	20.5	15	11	7.5	7	9	10	13	15	19.5	23	23.5
	i	8.5	5.3	3.3	1.9	1.7	2.4	2.9	4.3	5.3	7.9	10.1	10.4
	ETP	92.2	57.7	36.2	20.4	18.4	26.8	31.4	46.5	57.7	85.5	109.5	113.1
Bassin versant	T°C	21.5	16.3	11.5	8.2	7.5	8.5	10.3	12.8	16.2	18.8	24.7	25.2
	i	9.1	6.0	3.5	2.1	1.8	2.2	3.0	4.2	5.9	7.4	11.2	11.6
	ETP	97.1	62.9	36.4	21.4	18.6	22.7	30.6	43.0	62.3	78.7	120.7	124.6

Tabl. 28: Evapotranspiration potentielle (en mm) calculée par la méthode de Thornthwaite.

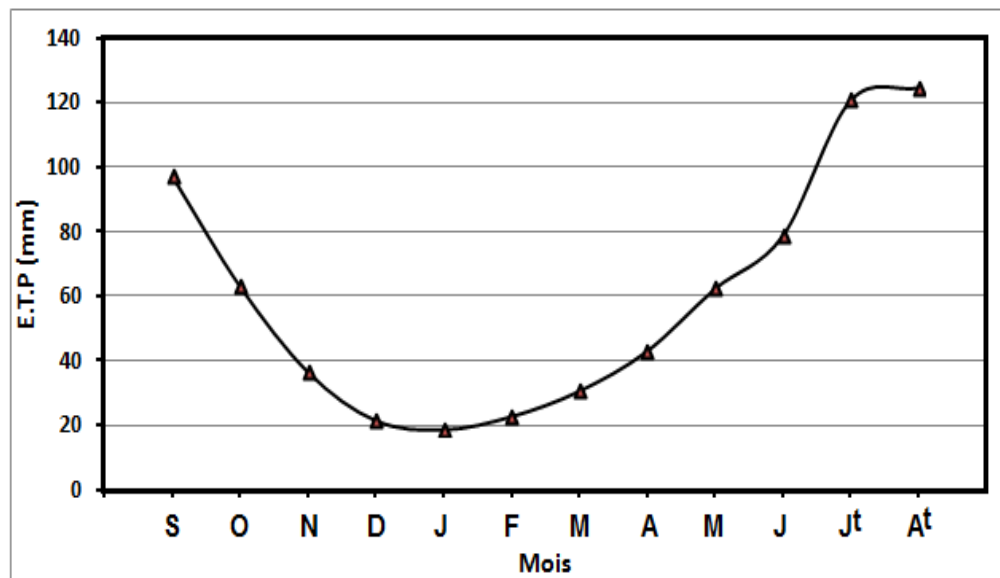


Fig. 53: Evolution mensuelle de l'E.T.P dans le bassin de la Haute Mekerra.

2. Evapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle désigne la quantité d'eau à l'état vapeur soustraite effectivement au sol par évaporation et par transpiration des végétaux. Diverses formules, basées sur la température et la hauteur des précipitations moyennes annuelles ou mensuelles ont été élaborées pour l'estimation de cette grandeur. Nous citerons :

2.1. Méthode de Turc

Turc (1961) a établi une relation tenant compte des précipitations et de la température. Son application sur 254 bassins dans le monde a donné de bons résultats. Elle est applicable à toutes les régions.

$$E.T.R = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

E.T.R : est l'évapotranspiration réelle (mm),

P : est la hauteur de précipitation annuelle (mm),

$L = 300 + 25T + 0,05T^3$

T : est la température moyenne annuelle : 15,2°C.

$$E T R = 308.1 \text{ mm}$$

2.2. Méthode de Coutagne

$$E.T.R = P - \lambda * P^2$$

$$\lambda = \frac{1}{(0,8 + 0.14 T)}$$

E.T.R : Evapotranspiration réelle (m),

P : Précipitation moyenne annuelle (m),

T : Température moyenne annuelle (°C).

Cette formule ne sera valable qu'après la vérification de la condition suivante :

$$\frac{1}{8\lambda} < P < \frac{1}{2\lambda} \Rightarrow 0.366 < P(m) < 1.464$$

$$\lambda = \frac{1}{(0,8+0,14*15,2)} = 0,342$$

Étant donné que la hauteur pluviométrique du bassin versant de la Haute Mekerra ne répond pas à la condition citée ci – dessus, la méthode de Coutagne sera donc rejetée.

2.3. Méthode de Wundt

L'abaque de Wundt (1937) modifié par Coutagne (1954) permet de déduire la valeur de l'E.T.R en prenant en considération la température moyenne annuelle ($T=15.2^{\circ}\text{C}$) et les précipitations annuelles ($P=313,3\text{ mm}$) (fig. 54).

En ce qui concerne le bassin versant de la Haute Mekerra, l'E.T.R = 306 mm, soit 95% des précipitations.

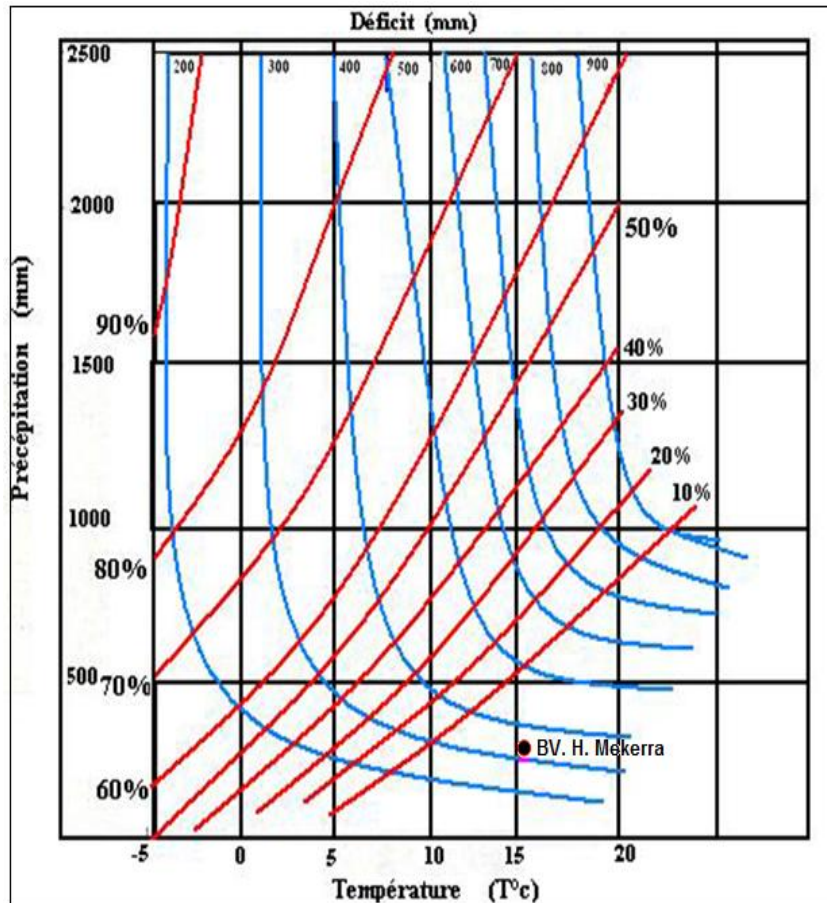


Fig. 54: Estimation de l'E.T.R à partir Abaque de Wundt modifiée par Coutagne.

2.4. Méthode de Verdeil

A fin d'estimer les valeurs de l'évapotranspiration réelle ou du déficit d'écoulement, Verdeil (1988) a établi un abaque bi-logarithmique pour les régions semi-arides en tenant compte uniquement des précipitations annuelles (fig. 55).

Dans le bassin versant de la Haute Mekerra, l' $E.T.R = 303 \text{ mm}$, soit 96% des précipitations

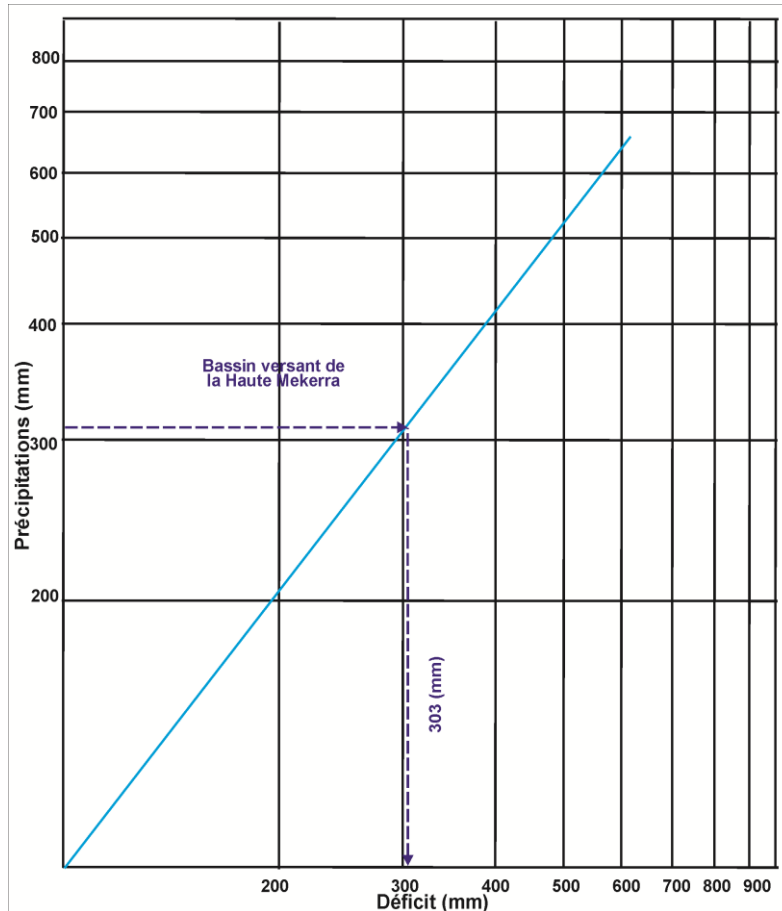


Fig. 55: Estimation du déficit d'écoulement à partir de l'abaque de Verdeil (1988).

2.5. Méthode du bilan de Thornthwaite

C'est une méthode du bilan hydrique du sol, et dans laquelle on estime la réserve en eau facilement utilisable exprimée en mm de hauteur d'eau. Le bilan de Thornthwaite fait intervenir l'évapotranspiration réelle (E.T.R) d'une part et les précipitations d'autre part.

Pour le calcul de l'E.T.R, deux cas sont considérés :

-1^{er} cas : les précipitations du mois sont supérieures à l'E.T.P. L'E.T.R sera prise égale à l'E.T.P.

-2^{ème} cas : les précipitations mensuelles sont inférieures à l'E.T.P. L'E.T.R sera prise égale à l'E.T.P aussi longtemps que les réserves en eau du sol seront en mesure de fournir les quantités d'eau complémentaires.

Lorsque les réserves deviendront insuffisantes l'E.T.R sera inférieure à l'E.T.P. Ceci implique un déficit. Cette réserve facilement utilisable (R.F.U) se calcule par la formule de Richard (1954), qui fait intervenir la nature, la profondeur et la densité apparente du sol.

$$R.F.U = \frac{1}{3} \cdot Da \cdot He \cdot P$$

Da : densité apparente du sol (prise égale à 1.3) ; *He* : humidité équivalente en %, (estimée à 25 %) ; *P* : profondeur de la couche traversée par les racines, estimée à 25 cm.

$$RFU = 27 \text{ mm}$$

Nous avons pris en compte pour le calcul du bilan de Thornthwaite une RFU de 27 mm (tabl. 29).

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
P	20.1	29.8	35.7	34.1	32.6	29.7	37.3	42.1	29.3	11.5	3.7	7.4
ETP	97.1	62.9	36.4	21.4	18.6	22.7	30.6	43	62.3	78.7	120.7	124.6
P - ETP	-77	-33.1	-0.7	12.7	14	7	6.7	-0.9	-33	-67.2	-117	-117.2
RFU	0	0	0	12.7	26.7	27	27	26.1	0	0	0	0
E.T.R	20.1	29.8	35.7	21.4	18.6	22.7	30.6	43	55.4	18	3.7	7.4
Déficit	77	33.1	0.7							67.2	117	117.2
Excédent					7.8							

Tabl. 29 : Estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode de Thornthwaite.

Dans notre bassin, l'E.T.R annuelle estimée par la méthode de Thornthwaite est de 273,8 mm. Le déficit agricole est de 445,2 mm. Il s'étend du mois de juin au mois de novembre avec un maximum au mois d'août. La réserve utile se reconstitue sur la période allant de décembre à avril. Les mois excédentaires sont ceux de février et de mars qui totalisent 13,4 ou une partie va s'écouler et l'autre partie assurera l'alimentation des nappes. L'évapotranspiration réelle sera donc déterminée à partir de la moyenne des quatre méthodes (tabl. 30).

Méthode	Turc	Wundt	Verdeil	Thornthwaite	Moyenne
ETR (mm)	308,1	306	303	273,8	297,7

Tabl. 30: Estimation de l'évapotranspiration réelle moyenne.

Notons qu'un volume d'eau annuel précipité dans le bassin versant de la Haute Mekerra, peut être estimé comme suit :

$$V = P_{moy} \cdot S_{BV}$$

V : Volume d'eau annuel [m^3], P_{moy} : Précipitations moyennes annuelles [m] : 0,3133 m
 S_{BV} : Surface total du bassin versant [m^2] : $1882 \cdot 10^6 m^2$.

$$V = 0,3207 * 1882 \cdot 10^6 = 603,6 \cdot 10^6 m^3/an$$

Le volume d'eau annuel précipité sur le bassin versant de la Haute Mekerra est donc estimé à **589,6 Hm³/an**.

VI. CONCLUSION

Les stations climatologiques utilisées pour caractériser les paramètres climatiques du bassin de la Haute Mekerra sont spatialement bien réparties sur l'ensemble du bassin versant. Ainsi, les données de précipitations recueillies sont dans la plupart des cas entachées d'erreurs et de nombre assez élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle.

Pour les précipitations moyennes annuelles, elles sont de l'ordre de 320,7 mm, mais nous avons adopté dans cette étude la moyenne interannuelle de la station d'El Haçaïba. Cette dernière présente tout d'abord une série pluviométrique assez longue et homogène, puis en raison de sa position proche du centre de gravité du bassin versant, la pluviométrie moyenne annuelle dans cette station est de 313,3 mm.

En somme, les résultats obtenus à partir de l'étude des précipitations saisonnières a montré que l'hiver est la saison la plus pluvieuse alors que l'été est la plus sèche. La précipitation moyenne mensuelle est de 26,1 mm. La température moyenne annuelle est de 15,2 °C. Les moyenne mensuelles montre que janvier (7,5 °C) est le mois le plus frais de l'année et le mois d'août (25,2°C) est le plus chaud.

L'étude du degré d'aridité par les différentes méthodes, nous a permis de ranger le bassin versant de la Haute Mekerra dans l'étage climatique semi – aride.

Enfin, le calcul de l'évapotranspiration réelle par les méthodes de Turc, Wundt, Verdeil et Thornthwaite a donné une valeur moyenne de 297,7 mm.

Quatrième chapitre :
**CARACTERISATION HYDROLOGIQUE DU BASSIN
VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA**

Quatrième chapitre :
**CARACTERISATION HYDROLOGIQUE DU BASSIN
VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA**

I. INTRODUCTION

Le comportement hydrologique du bassin versant est dû à la combinaison d'un certain nombre de facteurs, dont certains qualifiés de pérennes (morphologie, géologie, pédologie et hydrographie) et d'autres qui varient dans le temps (température, humidité du sol et couvert végétal). Par ailleurs, le caractère variable de certains facteurs temporels participe efficacement à la non-linéarité de la réponse hydrologique du bassin versant aux événements pluvieux.

Dans le but d'évaluer les caractéristiques des écoulements de surface, nous consacrons le présent chapitre à l'étude hydrologique du bassin versant de la Haute Mekerra. Le contrôle de débits liquides de l'Oued Mekerra est assuré d'une façon continue au niveau de deux stations de jaugeages : la station d'EL Haçaïba qui permet de chiffrer les apports de la partie amont du bassin versant de la Haute Mekerra qui couvre une superficie 940 km², et la station de Sidi Ali Benyoub qui permet de chiffrer les sorties en aval contrôlant la totalité de la surface du bassin versant (1882 km²) (fig. 56). Les caractéristiques des deux stations sont résumées dans le tableau 31:

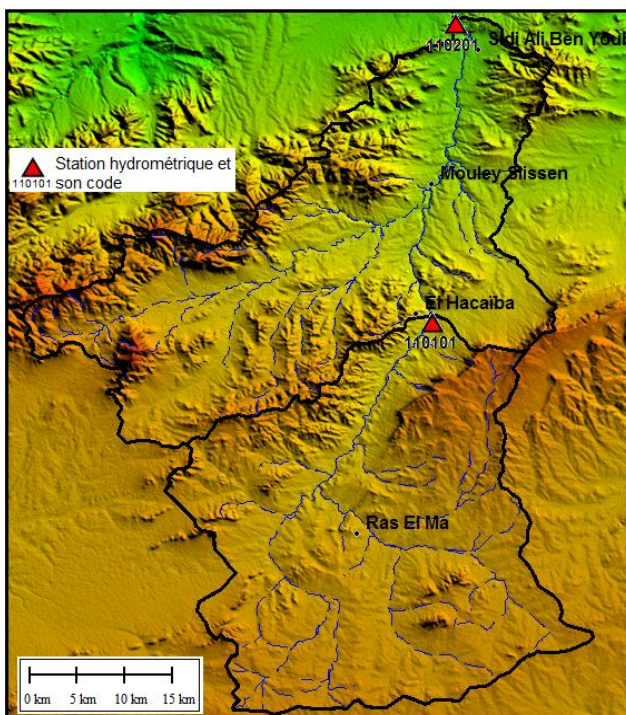


Fig. 56 : Stations hydrométriques dans le bassin versant de la Haute Mekerra.

Code & Nom de la station	Coordonnées Lambert		Z	Mise en service	Période	Lacunes
	X	Y				
110101 El Haçaïba	183,50	161,65	950	01/02/1961	1961/62 à 2006/07	1961, 1962, 1965
110201 Sidi Ali Benyoub	186,55	192,20	635	01/09/1949	1949/50 à 2006/07	1963, 1964,1965, 1966

Tabl. 31: Caractéristiques des stations hydrométriques.

II. CHOIX DE L'ANNEE HYDROLOGIQUE

L'abondance moyenne de l'écoulement a pour unité chronologique de référence "l'année moyenne" mais, nous savons que pour des variables considérées comme aléatoire tels que les débits. Cette notion d'année moyenne est sujette à caution du fait qu'elle conduit à une "régularisation artificielle" du régime hydrologique par compensation des années humides et sèches (Réménieras, 1986).

Afin de pouvoir exploiter facilement les données de débit mises à notre disposition, nous allons retenir le découpage adopté par les services hydrologiques algériens qui considère que l'année hydrologique correspond à l'année climatique. Cette année s'étale du mois de septembre au mois d'août.

III. COLLECTE DES DONNEES

Les données hydrométriques (DATABASE) ont été fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (A.N.R.H). La longueur des séries de données disponibles au niveau des deux stations varie de 42 ans pour la station d'El Haçaïba à 54 ans pour la station de Sidi Ali Benyoub, avec toutefois quelques lacunes observées au début des années soixante. Les données relatives aux deux stations comprennent :

-Pour la station d'El Haçaïba : les débits moyens annuels et les débits instantanés mesurés en périodes de crues ;

-Pour la station de Sidi Ali Benyoub : débits moyens annuels, les débits moyens maximaux mensuels et les débits instantanés.

IV. DEBITS MOYENS ANNUELS (ABONDANCE ANNUELLE)

L'écoulement moyen annuel ou l'abondance annuelle est une notion fondamentale en hydrologie. Par définition, c'est le volume d'eau écoulé en 365 jours à la sortie d'un bassin. Le module brut ou absolu est généralement exprimé en m^3/s et le module spécifique se traduit en $L/s/km^2$.

A. Variations spatiales et temporelles des débits annuels moyens

1. Module annuel

Les variations interannuelles des débits mesurés au niveau des deux stations reflètent bien leurs irrégularités spatiotemporelles. Les irrégularités spatiales sont liées à la situation amont de la station d'El Haçaïba et aval de celle de Sidi Ali Benyoub. Les irrégularités temporelles expriment la succession des périodes humides et des périodes sèches.

Dans cette optique, la moyenne interannuelle de débits mesurés à la station d'El Haçaïba sur la période de 42 ans (1961/62 – 2006/07) est de $2,90 \text{ m}^3/\text{s}$ (tabl. 32), ce qui correspond à un débit spécifique de $3,09 \text{ l/s/km}^2$, une lame d'eau de $97,34 \text{ mm}$ et un apport moyens interannuels de $91,50 \text{ Mm}^3$. Les valeurs les plus élevées du débit moyen annuel ont été observées durant les années hydrologiques 1997/1998 ($12,33 \text{ m}^3/\text{s}$) et 2000/2001 ($11,36 \text{ m}^3/\text{s}$). A noter que 70% des débits moyens annuels ont une valeur inférieure à la moyenne interannuelle, et environ 54% ont un débit inférieur à $2 \text{ m}^3/\text{s}$ (fig. 57 et tabl. 32).

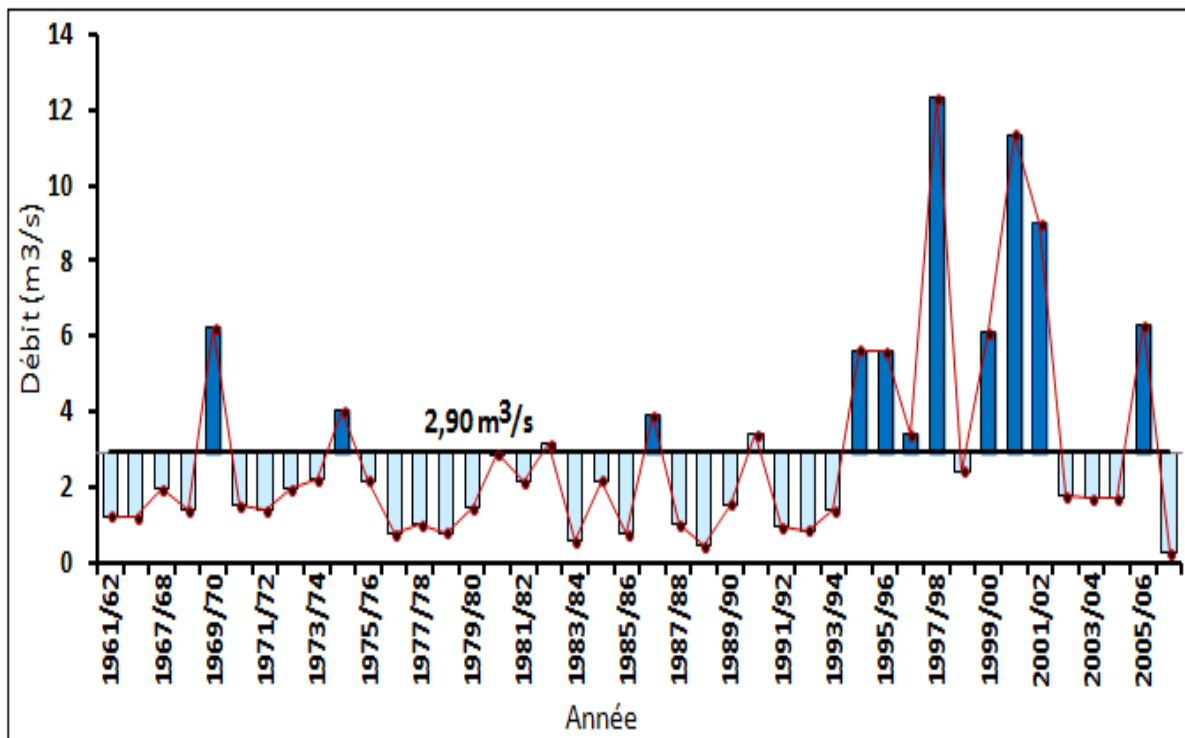


Fig. 57 : Variations temporelles de débits moyens annuels à la station d'El Haçaïba.

Année	Q (m ³ /s)	q L/s/km ²	Lame d'eau (mm)	Apport (Mm ³)	Année	Q (m ³ /s)	q L/s/km ²	Lame d'eau (mm)	Apport (Mm ³)
1961/62	1.23	1.31	41.27	38.79	1986/87	3.92	4.17	131.51	123.62
1966/67	1.21	1.29	40.59	38.16	1987/88	1.00	1.06	33.55	31.54
1967/68	1.94	2.06	65.08	61.18	1988/89	0.42	0.45	14.09	13.25
1968/69	1.38	1.47	46.30	43.52	1989/90	1.54	1.64	51.67	48.57
1969/70	6.22	6.62	208.67	196.15	1990/91	3.39	3.61	113.73	106.91
1970/71	1.53	1.63	51.33	48.25	1991/92	0.92	0.98	30.87	29.01
1971/72	1.39	1.48	46.63	43.84	1992/93	0.85	0.90	28.52	26.81
1972/73	1.95	2.07	65.42	61.50	1993/94	1.36	1.45	45.63	42.89
1973/74	2.23	2.37	74.81	70.33	1994/95	5.63	5.99	188.88	177.55
1974/75	4.00	4.26	134.20	126.14	1995/96	5.59	5.95	187.54	176.29
1975/76	2.17	2.31	72.80	68.43	1996/97	3.38	3.60	113.40	106.59
1976/77	0.78	0.83	26.17	24.60	1997/98	12.33	13.12	413.66	388.84
1977/78	1.00	1.06	33.55	31.54	1998/99	2.42	2.57	81.19	76.32
1978/79	0.79	0.84	26.50	24.91	1999/00	6.12	6.51	205.32	193.00
1979/80	1.44	1.53	48.31	45.41	2000/01	11.36	12.09	381.12	358.25
1980/81	2.87	3.05	96.29	90.51	2001/02	9.02	9.60	302.61	284.45
1981/82	2.15	2.29	72.13	67.80	2002/03	1.79	1.90	60.05	56.45
1982/83	3.16	3.36	106.01	99.65	2003/04	1.68	1.79	56.36	52.98
1983/84	0.56	0.60	18.79	17.66	2004/05	1.69	1.80	56.70	53.30
1984/85	2.17	2.31	72.80	68.43	2005/06	6.28	6.68	210.69	198.05
1985/86	0.74	0.79	24.83	23.34	2006/07	0.26	0.28	8.72	8.20
Moyenne						2.90	3.09	97.34	91.50
Ecart type						2.80	2.98	94.10	88.46
CV						0.97	0.97	0.97	0.97

Tabl. 32 : Débits moyens et apports moyens annuels à la station d'El Haçaïba.

A la station de Sidi Ali Benyoub, le débit moyen interannuel est de l'ordre de 5,98 m³/s, correspondant ainsi à un débit spécifique de 3,18 l/s/km², une lame d'eau de 100,21 mm et un apport moyens interannuels 188,60 Mm³ (tabl. 33). Les années ayant enregistrées une valeur supérieure au débit moyen annuel ne représentent que 33% de la période considérée (fig. 58). Les valeurs du débit annuel les plus élevées apparaissent en 2001 et 2006 avec respectivement 24,82 m³/s et 23,57 m³/s, soit quatre fois supérieur à la moyenne annuelle. D'autre part, seize années sur cinquante quatre ont connu un débit inférieur à 3 m³/s, dont deux inférieurs à l'unité.

Année	Q (m ³ /s)	q L/s/km ²	Lame d'eau (mm)	Apport (Mm ³)	Année	Q (m ³ /s)	q L/s/km ²	Lame d'eau (mm)	Apport (Mm ³)
1949/50	7.45	3.96	124.84	234.94	1980/81	5.33	2.83	89.31	168.09
1950/51	5.89	3.13	98.70	185.75	1981/82	8.01	4.26	134.22	252.60
1951/52	5.59	2.97	93.67	176.29	1982/83	1.00	0.53	16.76	31.54
1952/53	1.59	0.84	26.64	50.14	1983/84	3.88	2.06	65.02	122.36
1953/54	5.69	3.02	95.35	179.44	1984/85	13.58	7.22	227.56	428.26
1954/55	2.08	1.11	34.85	65.59	1985/86	10.64	5.65	178.29	335.54
1955/56	2.64	1.40	44.24	83.26	1986/87	6.00	3.19	100.54	189.22
1956/57	3.37	1.79	56.47	106.28	1987/88	3.02	1.60	50.61	95.24
1957/58	5.65	3.00	94.68	178.18	1988/89	9.77	5.19	163.71	308.11
1958/59	2.78	1.48	46.58	87.67	1989/90	12.28	6.52	205.77	387.26
1959/60	4.11	2.18	68.87	129.61	1990/91	2.76	1.47	46.25	87.04
1960/61	0.75	0.40	12.57	23.65	1991/92	1.4	0.74	23.46	44.15
1961/62	9.21	4.89	154.33	290.45	1992/93	1.34	0.71	22.45	42.26
1966/67	10	5.31	167.57	315.36	1993/94	4.29	2.28	71.89	135.29
1967/68	2.5	1.33	41.89	78.84	1994/95	7.01	3.72	117.46	221.07
1968/69	3.48	1.85	58.31	109.75	1995/96	4.68	2.49	78.42	147.59
1969/70	9.01	4.79	150.98	284.14	1996/97	15.01	7.98	251.52	473.36
1970/71	4.36	2.32	73.06	137.50	1997/98	2.84	1.51	47.59	89.56
1971/72	6.3	3.35	105.57	198.68	1998/99	4.69	2.49	78.59	147.90
1972/73	3.85	2.05	64.51	121.41	1999/00	14.17	7.53	237.44	446.87
1973/74	2.35	1.25	39.38	74.11	2000/01	24.82	13.19	415.90	782.72
1974/75	3.75	1.99	62.84	118.26	2001/02	2	1.06	33.51	63.07
1975/76	3.24	1.72	54.29	102.18	2002/03	3.97	2.11	66.52	125.20
1976/77	2.9	1.54	48.59	91.45	2003/04	0.88	0.47	14.75	27.75
1977/78	8.68	4.61	145.45	273.73	2004/05	6.95	3.69	116.46	219.18
1978/79	4.9	2.60	82.11	154.53	2005/06	23.57	12.52	394.95	743.30
1979/80	2.48	1.32	41.56	78.21	2006/07	4.46	2.37	74.73	140.65
Moyenne						5.98	3.18	100.21	188.60
Ecart type						4.99	2.65	83.67	157.47
CV						0.83	0.83	0.83	0.83

Tabl. 33 : Débits moyens et apports moyens annuels à la station de Sidi Ali Benyoub.

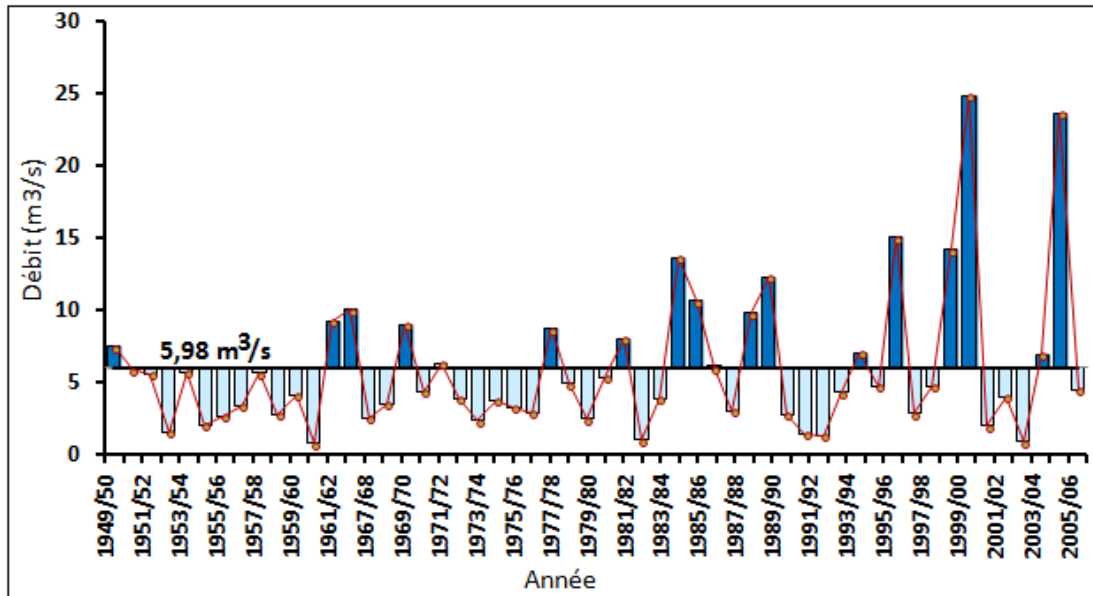


Fig. 58 : Variations temporelles de débits moyens annuels à la station de Sidi Ali Benyoub.

2. Méthode des écarts à la moyenne

L'irrégularité interannuelle de débit peut être caractérisée à partir des débits moyens annuels des deux stations hydrométriques du bassin versants. La méthode adoptée est celle des écarts à la moyenne (E_c) des débits moyens annuels (Q_i) au débit moyen interannuel (\bar{Q}) :

$$E_c = \frac{(Q_i - \bar{Q})}{\bar{Q}} \times 100$$

Q_i : Débit moyen annuel de l'année (i) ; \bar{Q} : Débit moyen interannuel de l'année.

Cette méthode a été utilisée par Riehl et *al.*, (1979) sur le Nil, par Probst & Tardy (1985) sur les grands fleuves mondiaux et par Etchanchu (1988) sur la Garonne. Elle permet de distinguer les périodes humides (courbe croissante) des périodes sèches (courbe décroissante). L'année est considérée comme excédentaire (humide) si $E_c > 0$, ou déficitaire (sèche) si son $E_c < 0$ (tabl. 34).

La représentation graphique de la méthode des écarts (fig. 59) révèle la forte fluctuation de débits d'une année à l'autre, où l'on peut distinguer une succession de périodes excédentaires et d'autres déficitaires. Cette alternance observée au niveau du bassin versant de la Haute Mekerra est marquée par des irrégularités chronologiques et quantitatives très accentuées.

Au niveau de la station d'El Haçaïba, 29 années sont considérées comme déficitaires, ce qui représente environ 70% de la période d'observations (1961/1962 – 2006/2007). Alors que, pour la station de Sidi Ali Benyoub dont la série hydrométrique est plus longue, les années déficitaires représentent 67% de la période considérée (54 ans), ce qui correspond à 36 années. La plus longue période de déficit d'écoulement enregistrée au niveau des deux stations a duré environ un quart de siècle. C'est une période qui s'étale depuis le début des années soixante dix jusqu'à la moitié des années quatre-vingt dix.

Stations	Sidi Ali Benyoub	El Haçaïba	Stations	Sidi Ali Benyoub	El Haçaïba
Année	$E_c = \frac{(Q_i - \bar{Q})}{\bar{Q}} \times 100$	$E_c = \frac{(Q_i - \bar{Q})}{\bar{Q}} \times 100$	Année	$E_c = \frac{(Q_i - \bar{Q})}{\bar{Q}} \times 100$	$E_c = \frac{(Q_i - \bar{Q})}{\bar{Q}} \times 100$
1949/50	24.58	-	1980/81	-10.87	9.31
1950/51	-1.51	-	1981/82	33.95	-15.52
1951/52	-6.52	-	1982/83	-83.28	19.31
1952/53	-73.41	-	1983/84	-35.12	-70.34
1953/54	-4.85	-	1984/85	127.09	-14.83
1954/55	-65.22	-	1985/86	77.93	-64.14
1955/56	-55.85	-	1986/87	0.33	45.52
1956/57	-43.65	-	1987/88	-49.50	-55.17
1957/58	-5.52	-	1988/89	63.38	-75.17
1958/59	-53.51	-	1989/90	105.35	-36.55
1959/60	-31.27	-	1990/91	-53.85	27.24
1960/61	-87.46	-	1991/92	-76.59	-57.93
1961/62	54.01	-47.24	1992/93	-77.59	-60.34
1966/67	67.22	-47.93	1993/94	-28.26	-42.76
1967/68	-58.19	-22.76	1994/95	17.22	104.48
1968/69	-41.81	-42.07	1995/96	-21.74	103.10
1969/70	50.67	124.83	1996/97	151.00	26.90
1970/71	-27.09	-36.90	1997/98	-52.51	335.52
1971/72	5.35	-41.72	1998/99	-21.57	-6.21
1972/73	-35.62	-22.41	1999/00	136.96	121.38
1973/74	-60.70	-12.76	2000/01	315.05	302.07
1974/75	-37.29	48.28	2001/02	-66.56	221.38
1975/76	-45.82	-14.83	2002/03	-33.61	-27.93
1976/77	-51.51	-62.76	2003/04	-85.28	-31.72
1977/78	45.15	-55.17	2004/05	16.22	-31.38
1978/79	-18.06	-62.41	2005/06	294.15	126.90
1979/80	-58.53	-40.00	2006/07	-25.42	-80.69

Tabl. 34 : Irrégularité interannuelle des débits moyens annuels à la station d'El Haçaïba et de Sidi Ali Benyoub.

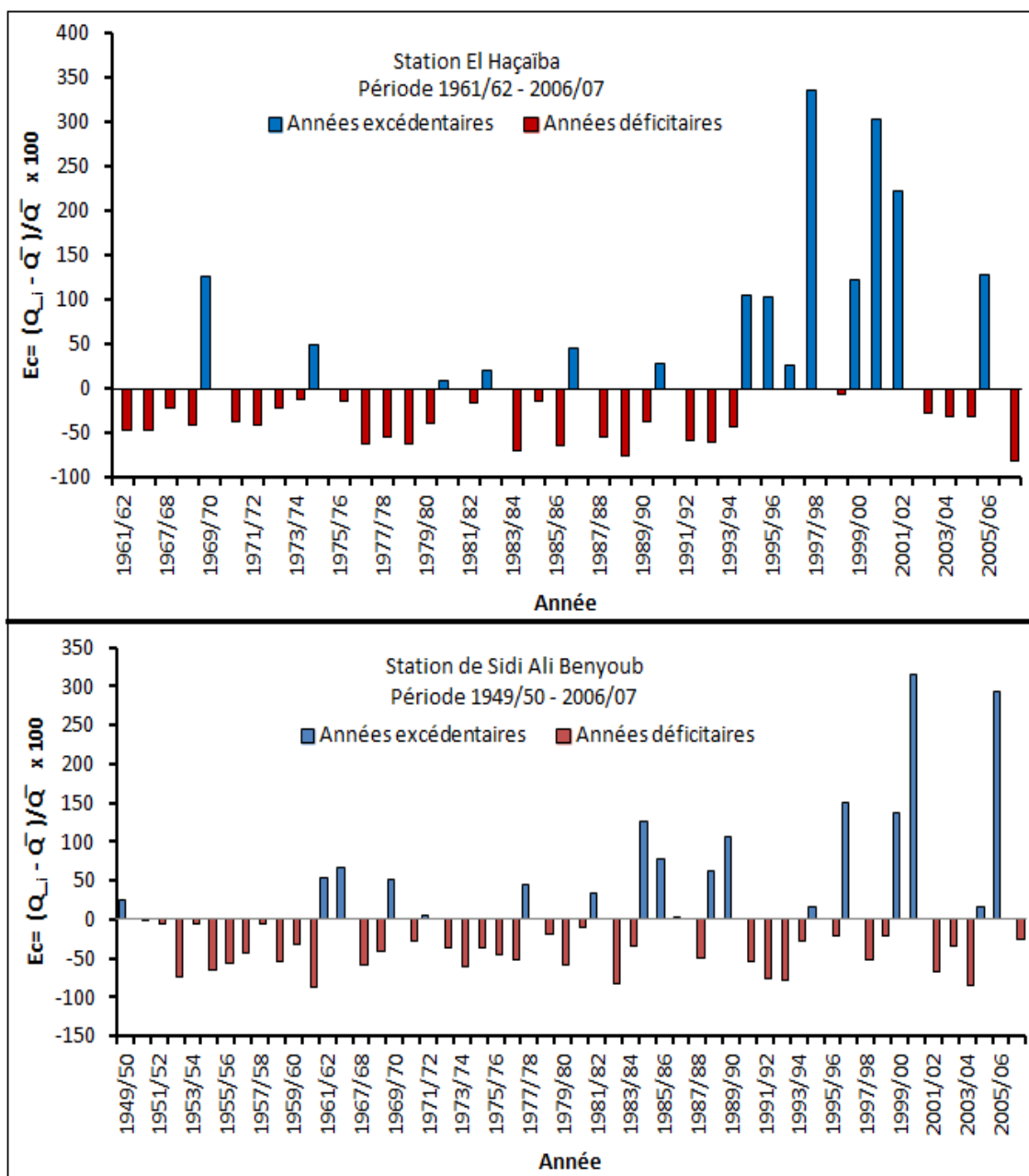


Fig. 59 : Variations annuelles des écarts à la moyenne des débits de l'Oued Mekerra.

B. Irrégularité interannuelle des débits moyens annuels

L'irrégularité interannuelle des écoulements peut être mesurée en utilisant différentes méthodes, dont la méthode du test du simple cumule et d'autres critères qui peuvent être complétés par des tests statistiques tels que, le coefficient de variation et le coefficient d'immodération (R) donné par le rapport des modules extrêmes ($R = Q_M/Q_m$).

1. Test de simple et double cumul

Cette méthode permet de suivre les ruptures de pente qui caractérisent le profil de la lame d'eau écoulée. Elle indique ainsi, le contraste d'homogénéité de la lame d'eau au cours de la période d'observation.

Le graphique (fig. 60) montre que les courbes du simple cumule de lame d'eau écoulées au niveau des deux stations présentent plusieurs points ruptures de pente traduisant ainsi, une alternance de phases excédentaires (humides) et d'autres déficitaires (sèches). L'allure générale des deux courbes montre une certaine concordance presque parfaite sur la longue période de sécheresse qui a affecté la région depuis le début des années soixante dix. D'autres cassures ont été repérées, dont les principales ont été observées en 1975/76, 1993/1994 et 2001/02.

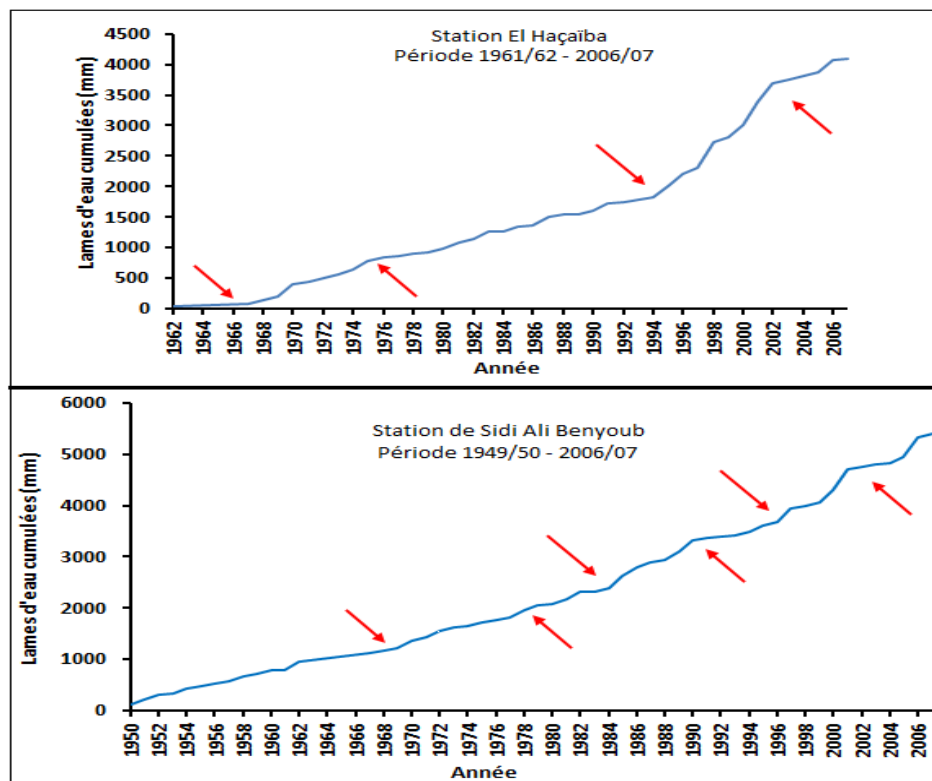


Fig. 60 : Simple cumul des lames d'eau écoulées dans le bassin de la Haute Mekerra.

En vu de vérifier la relation des débits entre les stations El Haçaïba et Sidi Ali Benyoub et de contrôler leur degré de fiabilité; il a été nécessaire d'utiliser la méthode de double cumul (fig. 61). Le résultat du test du double cumul, des lames d'eau écoulées entre les deux stations montre d'une manière générale une linéarité non parfaite des nuages des points, ce qui confirme le déphasage observé par comparaison des profils du simple cumul des lames d'eau écoulées (fig. 60).

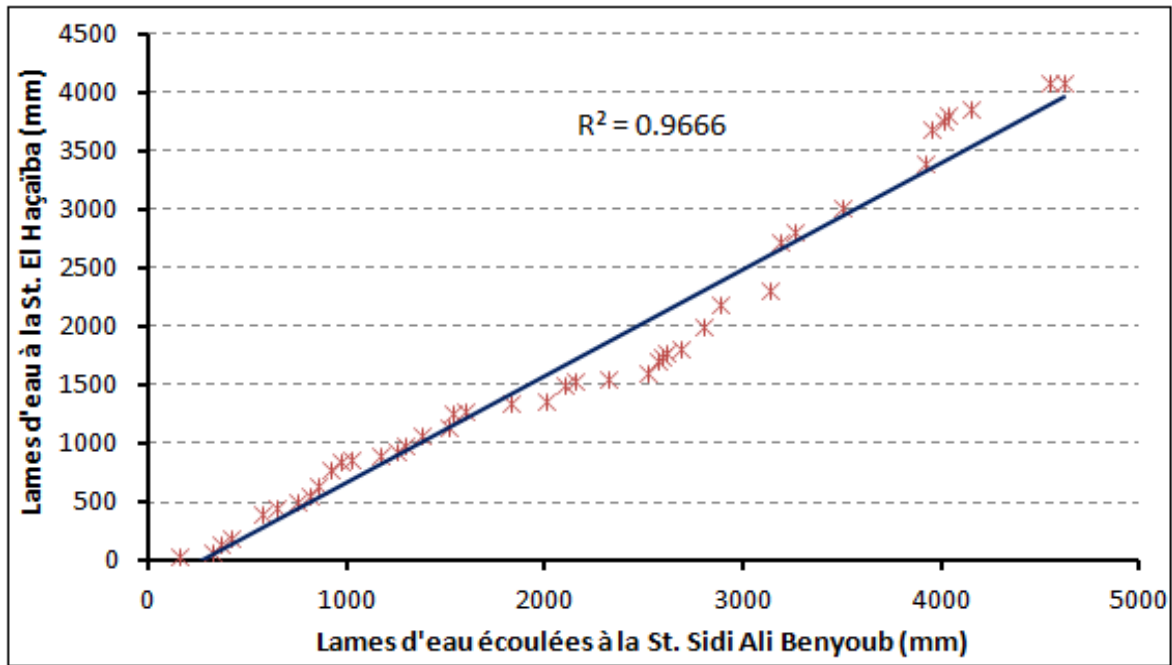


Fig. 61 : Test de double cumul, des lames d'eau écoulées entre les stations El Haçaïba et Sidi Ali Benyoub (Période : 1961/62 – 2006/07).

2. Coefficients et indices de la variabilité des débits

2.1. Coefficient d'hydraulicité

Ce coefficient est défini comme étant le module d'une année considérée au débit moyen de la série d'observation. L'étude de ce coefficient exprime une forte variabilité interannuelle des débits (tabl. 35 et fig. 62). Des années aux faibles coefficients d'hydraulicité s'opposent à d'autres ayant des coefficients très forts.

Nous soulignons que le rapport des coefficients d'hydraulicité permet de calculer l'intervalle de variation des modules annuels qui n'est autre que la différence entre le module des débits le plus élevés au module le plus faible.

$$C.H_{Sidi\ Ali\ Benyoub} = \int_{1949/50}^{2006/07} Q_{max} - Q_{min} = 24,07 \text{ m}^3/s$$

Station de Sidi Ali Benyoub				Station El Haçaïba			
Année	C. H	Année	C. H	Année	C. H	Année	C. H
1949/50	1.25	1980/81	0.89	1961/62	0.42	1992/93	0.29
1950/51	0.98	1981/82	1.34	1966/67	0.42	1993/94	0.47
1951/52	0.93	1982/83	0.17	1967/68	0.67	1994/95	1.94
1952/53	0.27	1983/84	0.65	1968/69	0.48	1995/96	1.93
1953/54	0.95	1984/85	2.27	1969/70	2.14	1996/97	1.17
1954/55	0.35	1985/86	1.78	1970/71	0.53	1997/98	4.25
1955/56	0.44	1986/87	1	1971/72	0.48	1998/99	0.83
1956/57	0.56	1987/88	0.51	1972/73	0.67	1999/00	2.11
1957/58	0.94	1988/89	1.63	1973/74	0.77	2000/01	3.92
1958/59	0.46	1989/90	2.05	1974/75	1.38	2001/02	3.11
1959/60	0.69	1990/91	0.46	1975/76	0.75	2002/03	0.62
1960/61	0.13	1991/92	0.23	1976/77	0.27	2003/04	0.58
1961/62	1.54	1992/93	0.22	1977/78	0.34	2004/05	0.58
1966/67	1.67	1993/94	0.72	1978/79	0.27	2005/06	2.17
1967/68	0.42	1994/95	1.17	1979/80	0.5	2006/07	0.09
1968/69	0.58	1995/96	0.78	1980/81	0.99		
1969/70	1.51	1996/97	2.51	1981/82	0.74		
1970/71	0.73	1997/98	0.47	1982/83	1.09		
1971/72	1.05	1998/99	0.78	1983/84	0.19		
1972/73	0.64	1999/00	2.37	1984/85	0.75		
1973/74	0.39	2000/01	4.15	1985/86	0.26		
1974/75	0.63	2001/02	0.33	1986/87	1.35		
1975/76	0.54	2002/03	0.66	1987/88	0.34		
1976/77	0.48	2003/04	0.15	1988/89	0.14		
1977/78	1.45	2004/05	1.16	1989/90	0.53		
1978/79	0.82	2005/06	3.94	1990/91	1.17		
1979/80	0.41	2006/07	0.75	1991/92	0.32		

Tabl. 35 : Coefficients d'hydraulicité aux stations El Haçaïba et Sidi Ali Benyoub.

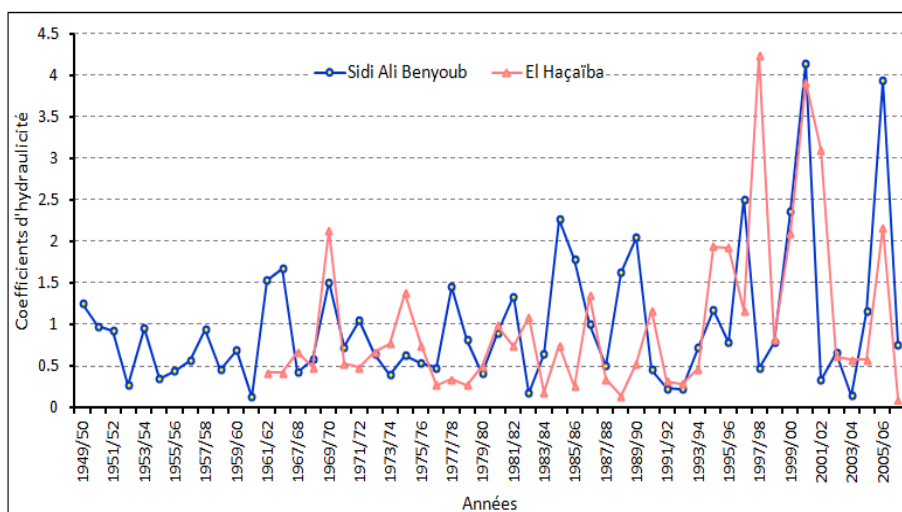


Fig. 62 : Variations temporelles du coefficient d'hydraulicité aux stations El Haçaïba et de Sidi Ali Benyoub.

2.2. Coefficient d'immodération

Le coefficient d'immodération correspond au rapport des modules débits extrêmes ($R = Q_M/Q_m$). Il est de 47,4 pour la station d'El Haçaïba et de 33,1 pour celle de Sidi Ali Benyoub. Ces valeurs élevées du coefficient dénote la forte irrégularité des débits annuels.

2.3. Coefficient de variation

L'irrégularité des débits annuels peut être également vérifiée par l'estimation du coefficient de variation (CV) qui est donné par le rapport de l'écart type sur la moyenne interannuel de la série d'observations (tabl. 36). Les valeurs élevées du coefficient de variation confirment bien l'irrégularité des débits moyens annuels pour les deux stations.

Station	Moyennes (m^3/s)	Max (m^3/s) année	Min (m^3/s) année	Coefficient immodération	Coefficient variation
El Haçaïba	2,90	12,33 1997/1098	0,26 2006/2007	47,4	0,96
Sidi Ali Benyoub	5,98	24,82 2000/2001	0,75 1960/1961	33,1	0,83

Tabl. 36 : Valeurs caractéristiques des débits moyens annuels dans la Haute Mekerra.

C. Etude statistique des modules hydrométriques

L'étude statistique des modules hydrométriques est d'un grand apport lorsqu'il s'agit de projet d'aménagements hydrauliques. Elle permet également d'améliorer la connaissance du phénomène d'irrégularité des écoulements interannuels.

De nombreuses études ont montré que dans le cas de régimes irréguliers comme ceux observés en région méditerranéenne et sous climats arides et semi-arides, la série de débits moyens annuels obéit à une loi dissymétrique gaussienne, telle que la loi de Galton (Dubreuil, 1974).

Concernant notre région d'étude, les fortes valeurs de coefficient de variation de débits moyens annuels ($CV_{El\ Haçaiba} = 0,96$; $CV_{Ras\ el\ Ma} = 0,83$) militent en faveur de la dispersion et de la dissymétrie des deux séries, ce qui implique leur ajustement à une distribution de type Log normal (loi de Galton). L'adéquation à la loi log normal a été testée par khi 2. Le principe de ce test repose sur comparaison de la fréquence cumulée observée $F(x)$ à un modèle théorique $F_0(x)$. La première étape de ce test était de répartir les séries de données de débits moyens annuels en en classes.

A cet effet, les règles appliquées de Sturges (1926) et celle d'Iman & Conover (1982), nous ont permis de fixer le nombre de classe à 6. L'étape suivante était de calculer l'effectif théorique n_{0j} (rapport du nombre d'effectifs de la série sur le nombre de classes). Les limites de classes, ont été obtenues à partir de l'équation de Henry ($Q = \bar{Q} + \sigma * \mu$) (tab. 37). Le test d'adéquation khi 2 appliqué sur les séries de débits moyens annuels, nous a permis également de constater que khi 2 tabulé à l'intervalle de confiance 0.05 était supérieure à khi 2 calculé. La distribution de la série de débits moyens annuels s'ajuste donc mieux à une loi Log normal (fig. 63).

	Limites de classes	Variable centrée réduite Z_j	Pr	Effectif observé n_j	Effectif théorique n_{0j}	$\frac{(n_j - n_{0j})^2}{n_{0j}}$	
St. El Haçaiba	Log Q < -0,226414	-1.06	0.146	6	7	0.14	
	-0,226414 < Log Q < 0.31264	-0.44	0.333	7	7	0.00	
	0.31264 < Log Q < 0.695	0	0.500	10	7	1.29	
	0.695 < Log Q < 1.07736	0.44	0.667	6	7	0.14	
	1.07736 < Log Q < 1.52924	0.96	0.833	5	7	0.57	
	Log Q > 1.52924	$+\infty$	1	8	7	0.14	
	Equation d'Henry : $Q = 0,69 + 0,87\mu$				χ^2 Calculé		2.29
	Degré de liberté : $\nu = 6 - 1 - 2 = 3$				$\chi^2_{0,05}$ Tabulé		7,81
St. Sidi Ali Benyoub	Log Q < 0,8455	-0.97	0,167	9	9	0	
	0,8455 < Log Q < 1,1689	-0.43	0,333	8	9	0,11	
	1,1689 < Log Q < 1,50	0	0,5	11	9	0,44	
	1,50 < Log Q < 1,8311	0.43	0,667	9	9	0	
	1,8311 < Log Q < 2,2469	0.97	0,833	11	9	0,44	
	Log Q > 2,2469	$+\infty$	1	6	9	1	
	Equation d'Henry : $Q = 1,5 + 0,77\mu$				χ^2 Calculé		1,99
	Degré de liberté : $\nu = 6 - 1 - 2 = 3$				$\chi^2_{0,05}$ Tabulé		7,81

Tabl. 37 : Adéquation de la loi Log-normale par le test de khi 2.

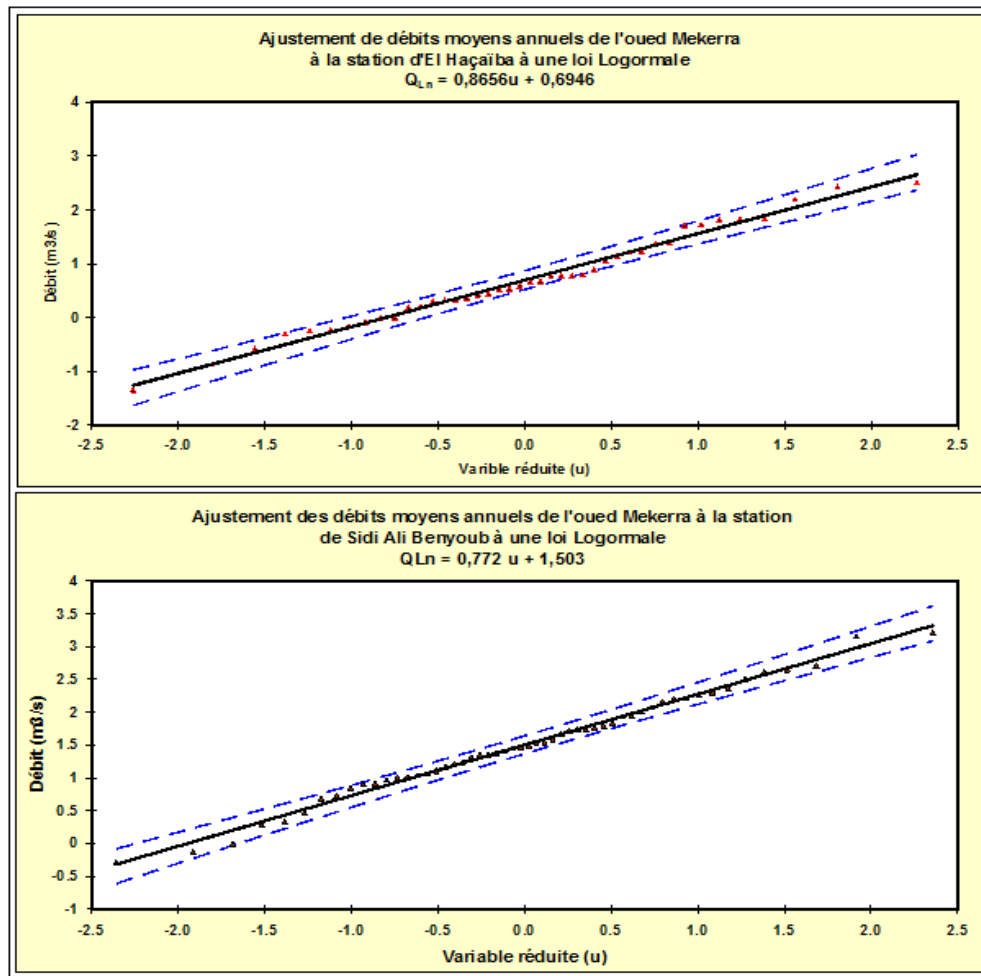


Fig. 63 : Ajustement à une loi log-normale des débits moyens annuels des stations d'El Haçaïba et Sidi Ali Benyoub.

D. Estimation du bilan hydrologique

Le principe du bilan d'eau est fondé sur une équation de continuité qui consiste à comparer la quantité d'eau totale arrivant dans un bassin versant avec la quantité d'eau totale sortante. Sa forme générale s'exprime comme suit :

$$P = Q + E_{tr} \pm W$$

P : Précipitation moyenne annuelle [mm/an],

Q : Débit d'écoulement (superficiel et souterrain) [mm/an],

E_{tr} : Evapotranspiration moyenne réelle [mm/an],

W : Variation des réserves [mm] c'est l'eau présente dans la tranche superficielle du sol, qui assurera l'alimentation en eau de la végétation (la réserve hydrique ou réserve facilement utilisable *RFU*) et la réserve hydrologique (*RH*) qui, à terme, assurera les écoulements. En raison de l'absence de mesure permettant de le quantifier, ce terme ne sera pris en compte dans l'estimation du bilan hydrologique.

Les principaux termes de ce bilan seront donc : (i) la pluviométrie (*P*) et l'évapotranspiration réelle (*ET_R*) qui reflètent les phénomènes climatologiques, (ii) le débit (*Q*) mesuré à l'exutoire et qui révèle le fonctionnement hydrologique du bassin versant.

1. Ecoulement total

$$P = Q + E_{tr} \quad \Rightarrow \quad Q = P - E_{tr}$$

P = 313,3 mm/an ; *E_T* = 273,8 mm/an (estimée par la méthode de Thornthwaite) ;

***Q* = 39,5 mm/an**, soit 12,6 % des précipitations

Le volume d'eau écoulé (*V_E*) peut être donc déduit à partir du volume annuel précipité (*V_P* = 589,6.10⁶ m³/an).

$$V_{(Ecoulé)} = Q_{(\%)} * V_{(Précipité)}$$

***Q* = 39.5 mm/an Soit 12.6% des précipitations**

2. Ruissellement

Le ruissellement est estimé à partir formule de Tixeront – Berkaloff (1956). Cette formule tient compte des précipitations (313,3 mm/an) et de l'évapotranspiration potentielle moyenne annuelle (719,8 mm/an) qui seront exprimées en mètres :

$$R = \frac{P^3}{3 E_{tp}^2} \quad \Rightarrow \quad R = 19.82 \text{ mm/an} ; \text{ soit } 6.32\% \text{ des précipitations}$$

Le volume d'eau ruisselé (*V_R*) est donc :

$$V_{(ruissellé)} = R_{(\%)} * V_{(précipité)} \quad \Rightarrow \quad V_R = 37,26 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

3. Infiltration

L'infiltration représente la quantité d'eau qui pénètre dans le sol et le sous-sol pour alimenter les aquifères. Le paramètre est difficile à évaluer car, il échappe aux mesures directes. Mais, grâce à l'équation du bilan hydrique, on peut en déduire les infiltrations :

$$P = ET_R + R + I \quad I = P - (ET_R + R)$$

Avec I : infiltration en (mm).
 P : précipitations annuelles en (mm) : 313,3 mm.
 R : ruissellement de surface en (mm) : 19,82 mm.
 ET_R : évapotranspiration réelle en (mm) 273,8 mm.
 $I = 19,68$ mm/an ; soit 6,28 % des précipitations

Le volume infiltré (V_I) est donc :

$$V_{(\text{infiltré})} = I_{(\%) } * V_{(\text{précipité})} \Rightarrow V_I = 19,82 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$$

Le tableau 38 résume les différentes composantes du bilan hydrologique du bassin de la Haute Mekerra.

	Précipitations	Ecoulement	Ruissellement	Infiltrations
Hauteur (mm)	313,3	39,5	19,82	19,68
Volume (10^6 m^3)	589,6	74,3	37,26	37,03

Tabl. 38 : Bilan hydrologique du bassin versant de la Haute Mekerra.

En somme, l'analyse des résultats de l'estimation du bilan hydrologique montre que le volume d'eau écoulé est réparti équitablement entre le ruissellement et les infiltrations. Ces derniers sont favorisés par la nature lithologique des terrains traversés et qui sont représentés par des formations géologiques assez perméables.

V. DEBITS MOYENS MENSUELS (REGIME HYDROLOGIQUE)

A. Module mensuel

Pour l'étude des débits moyens mensuels, nous avons utilisé les données de la station hydrométrique de Sidi Ali Benyoub. La période de mesure s'étale sur la période 1949/1950 à 2006/2007 (tabl. 39).

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J ^T	A ^T
Q mensuel moyen	1.07	1.38	0.57	0.46	0.47	0.48	0.72	0.69	0.78	0.59	0.45	0.59
Max	69.9	90.9	14.8	4.1	2.12	4.27	14.9	15.7	26.9	17.5	20.1	34.3
Min	0.28	0.29	0.32	0.34	0.36	0.38	0.39	0.4	0.38	0.35	0.31	0.29
Ecart Type	1.16	1.7	0.43	0.36	0.25	0.27	0.94	0.62	0.81	0.49	0.33	0.98
CV	1.08	1.22	0.75	0.79	0.54	0.56	1.3	0.89	1.04	0.83	0.73	1.66

Tabl. 39 : Répartition des débits mensuels à la station de Sidi Ali Benyoub.

L'examen de la figure 64 montre que les valeurs maximales de débits mensuels à la station de Sidi Ali Benyoub apparaissent au mois de septembre et octobre. Tandis que, la valeur minimale est observée en juillet.

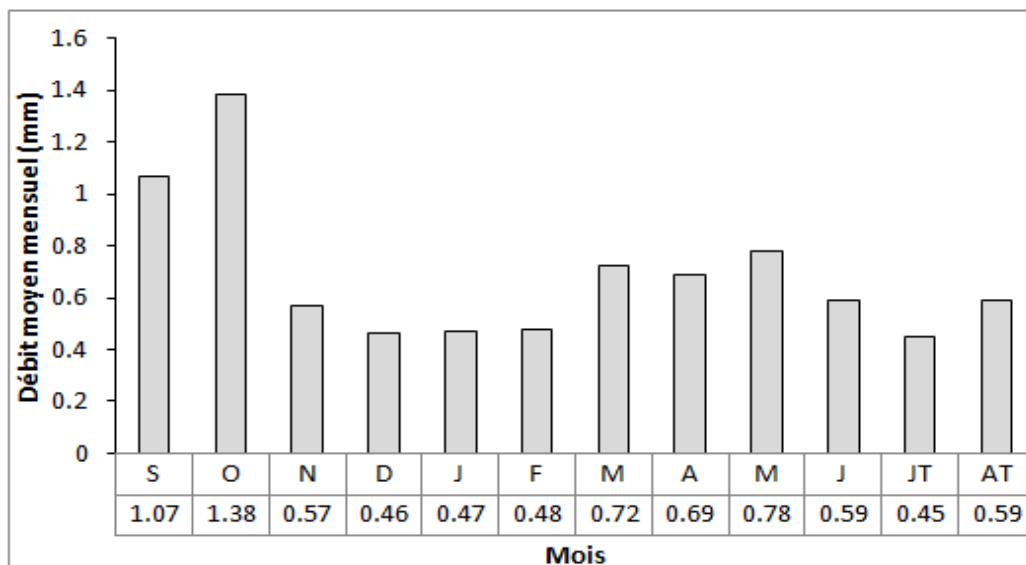


Fig. 64 : Variations des débits moyens mensuels à la station de Sidi Ali Benyoub.

B. Coefficient mensuel de débit

Pour mettre en évidence la variation des débits de chaque mois de l'année; et indépendamment de leurs valeurs absolues, on calcul le coefficient mensuel de débit (CMD) appelé également débit relatif. Ce débit est défini comme étant la mesure des débits de chacun des mois de l'année en prenant comme unité le module annuel du cours d'eau (Réménieras, 1986).

Les CMD inférieurs à l'unité correspondent aux mois de basses eaux et ceux supérieures à l'unité représentent les mois de hautes eaux (tabl. 40).

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J ^T	A ^T
Moyenne	1.07	1.38	0.57	0.46	0.47	0.48	0.72	0.69	0.78	0.59	0.45	0.59
CMD	1.6	2.0	0.8	0.7	0.7	0.7	1.0	1.0	1.1	0.9	0.7	0.9

Tabl. 40 : Coefficients mensuels de débit à la station de Sidi Ali Benyoub.

La variation du coefficient mensuel de débit (fig. 65) fait apparaître deux sous périodes de hautes eaux :

- une première (principale) liée aux averses automnales observées en septembre et octobre. Elle donne lieu à des crues à amplitudes variables ;
- une deuxième (secondaire) faible. Elle correspond aux pluies du printemps qui s'étalent du mois de mars au mois de mai.

Ces deux périodes sont séparées par des saisons d'étiages. Le premier étiage relativement long, est observé en hiver (de novembre à février). L'autre enregistré en été dure du mois de juin jusqu'au mois d'août.

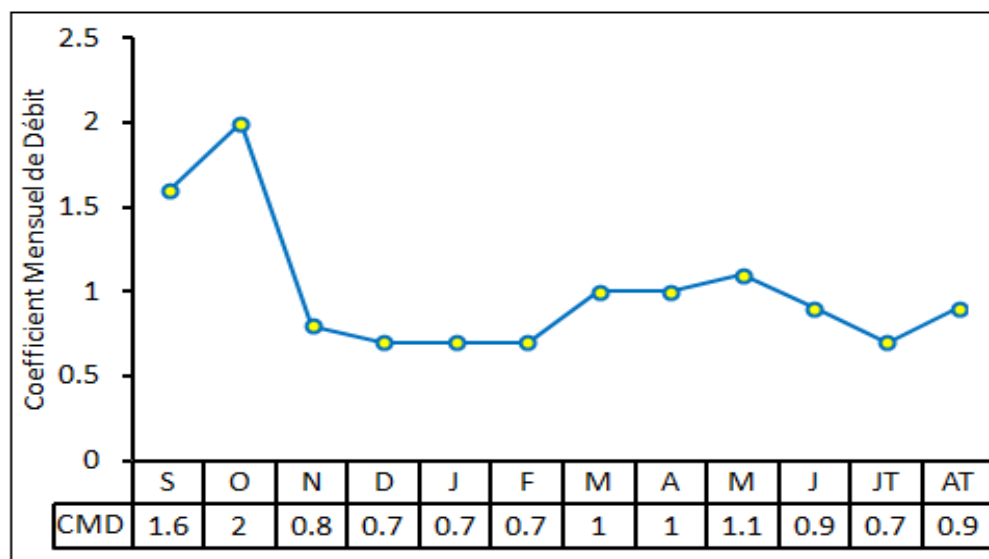


Fig. 65: Variations Mensuels de débits de la Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.

C. Variations saisonnières des apports liquides

Partant des valeurs de débits moyens mensuels (tabl. 41), on pu déterminer les variations saisonnières des apports liquides. La répartition saisonnière de ces apports liquides (fig. 66) montre que les apports les plus importants sont principalement ceux de la saison automnale qui totalisent un apport de 7,95 Mm³ soit 36% des écoulements annuels. Un autre apport, relativement moins important est observé au printemps où il a été enregistré 5,74 Mm³ (27%).

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J ^T	A ^T
Q mensuel moyen (m ³ /s)	1.07	1.38	0.57	0.46	0.47	0.48	0.72	0.69	0.78	0.59	0.45	0.59
Apports (Mm ³)	2.77	3.7	1.48	1.23	1.26	1.16	1.93	1.79	2.09	1.53	1.21	1.58

Tabl. 41: Répartition des apports (Mm³) mensuels de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.

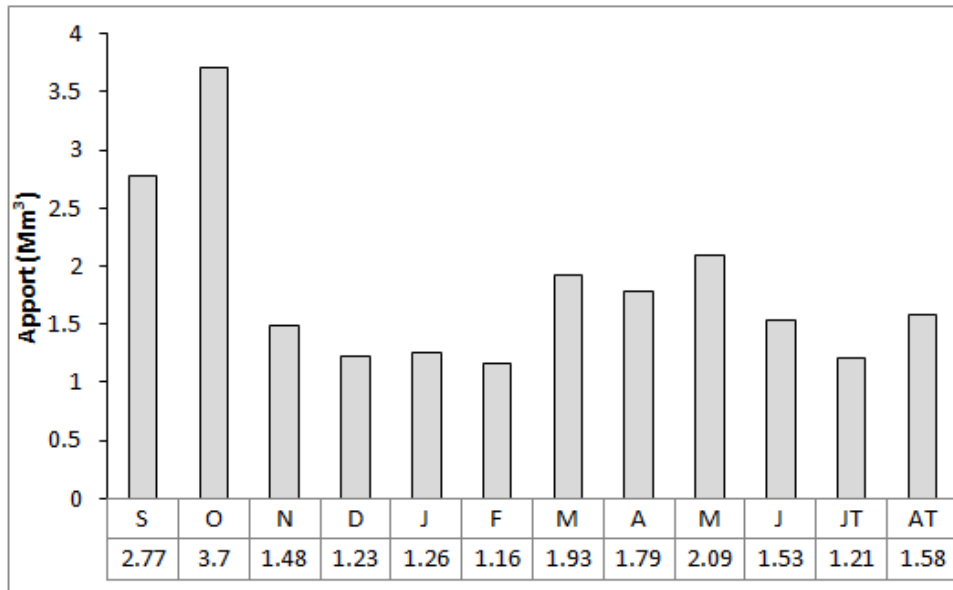


Fig. 66 : Variation mensuelles des apports liquides de l'oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.

VI. RELATION ENTRE LES PRECIPITATIONS ET DEBITS MENSUELS

La comparaison de la hauteur d'eau précipitée à la lame d'eau écoulee permet de suivre l'évolution des débits mensuels avec les hauteurs pluviométriques correspondantes (tabl. 42).

	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J ^T	A ^T
Lames d'eau écoulee (mm)	1.48	1.95	0.78	0.62	0.67	0.63	1.02	0.96	1.10	0.80	0.64	0.83
Précipitations (mm)	23.3	37.9	37.3	49.8	48.5	41.3	45.8	38.8	31.3	11.1	4.5	5.6

Tabl. 42: Débit et précipitation mensuels moyens à la station de Sidi Ali Benyoub.

En analysant la figure 67, on constate que l'allure des deux courbes est presque identique, ce qui indique, d'une manière générale un synchronisme entre les hauteurs d'eau précipitées et écoulées. Les maxima des lames d'eau écoulées sont observés particulièrement aux premiers mois d'automne, alors que le sol est complètement sec. Durant la période allant de novembre à janvier, les eaux précipitées dans le bassin versant s'infiltrent et assurent le remplissage des réserves souterraines. Dès lors, on assiste à une diminution de la lame d'eau écoulee. A partir du mois de février lorsque les nappes aquifères sont pleines et le sol est saturé, les valeurs des lames écoulées vont évoluer dans le sens des hauteurs d'eau précipitées.

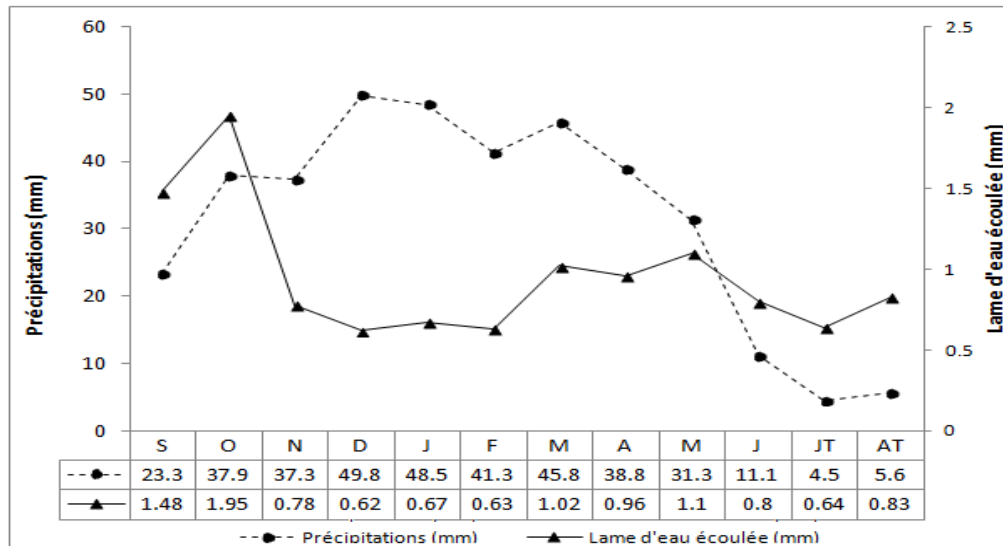


Fig. 67: Lames d'eau précipitées et écoulées en amont de la station de Sidi Ali Benyoub

VII. DEBITS JOURNALIERS

A l'échelle journalière, l'étude du régime fluvial mérite une analyse car, les oueds subissent des variations journalières importantes. La chronique des débits journaliers relative à la station de Sidi Ali Benyoub s'étale de 1950/1961 – 1967/2004.

A. Variations journalières de débits

-l'année humide (1951/1952): la courbe des débits journaliers (fig. 68) fait ressortir deux périodes :

*la première liée aux averses automnales qui s'étale de la deuxième moitié du mois de septembre jusqu'à la fin du mois de novembre. Au cours de cette période, les crues successives ont un caractère brutal. Une phase de basses eaux s'installe par la suite jusqu'au mois de mars ;

*la seconde période est caractérisée par la montée des eaux de la Mekerra entre avril et mai. Cette période sera suivie d'une phase d'étiage qui dure jusqu'à la fin de l'été.

-l'année moyenne (1975/1976) : les débits moyens journaliers (fig. 69) varient selon une fréquence propre à chaque mois. Les premières crues moins importantes que les précédentes se poursuivent jusqu'à la fin de l'automne. Un étiage s'installera par la suite durant l'hiver jusqu'au mois de mars, suivi par une succession de crues durant les deux derniers mois du printemps, où on assiste à une remontée rapide du niveau de l'eau dans la Mekerra. A ce moment, le sol est suffisamment gorgé d'eau et les débits grossissent sous l'effet des maximas de crues.

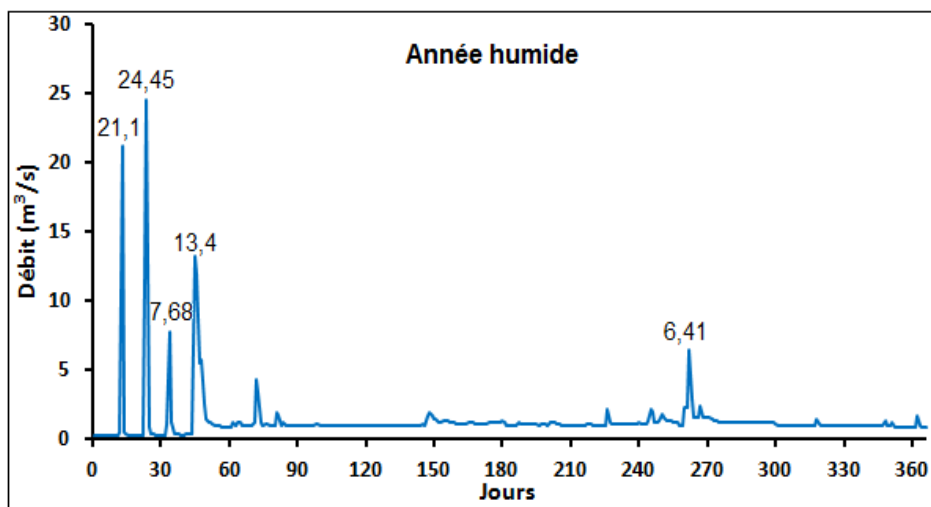


Fig. 68 : Variation des débits moyens journaliers de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub – Année humide (1951/1952).

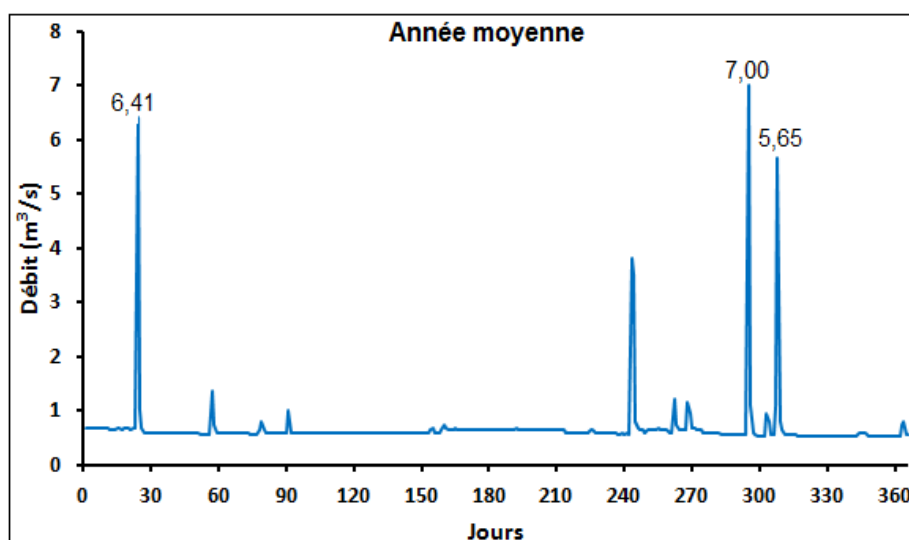


Fig. 69 : Variation des débits moyens journaliers de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub – Année moyenne (1975/1976).

-l'année sèche (1998/1999) : le débit journalier minimal atteint 0,04 m³/s, avec toutefois quelques faibles montées du niveau d'eau de la Mekerra observables particulièrement en septembre en raison de l'état du sol qui devient sec après la longue période estivale (fig. 70). Cette faiblesse du débit est liée principalement au déficit pluviométrique sur une longue période de l'année et en partie aux prélèvements d'eau en amont de la station hydrométrique de Sidi Ali Benyoub.

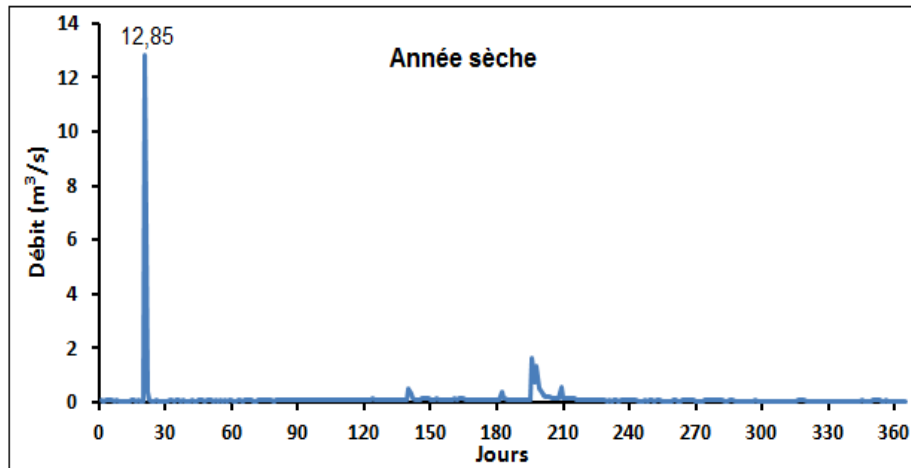


Fig. 70 : Variation des débits moyens journaliers de l’oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub – Année sèche (1998/1999).

B. Courbes des débits classés

Pour mieux suivre les variations de débits journalières, des courbes de débits classés de la station de Sidi Ali Benyoub ont été établies. Elles donnent en ordonnée la valeur du débit journalier qui a été atteinte ou dépassée pendant le nombre “*n*” jours correspondant à l’axe des abscisses pour les périodes humide, sèche et moyenne.

Les débits caractéristiques des courbes classées sont résumés dans le tableau 43.

Année		Q_{\max}	DCM	DC1	DC3	DC6	DC9	DCE	Q_{\min}
Humide 1951/52	m^3/s	24.45	4.29	1.6	1.17	1.02	1.00	0.29	0.28
	L/s/km ²	12.99	2.28	0.85	0.62	0.54	0.53	0.15	0.15
Sèche 1998/99	m^3/s	12.85	0.41	0.13	0.09	0.07	0.06	0.04	0.03
	L/s/km ²	6.83	0.22	0.07	0.05	0.04	0.03	0.02	0.02
Moyenne 1975/76	m^3/s	7.00	1.15	0.67	0.63	0.6	0.59	0.54	0.53
	L/s/km ²	3.72	0.61	0.36	0.33	0.32	0.31	0.29	0.28

Tabl. 43 : Débits caractéristique de l’Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.

DCM (débit caractéristique maximal) : il correspond au débit dépassé 10 jours par an,

DC6 (débit caractéristique de 06 mois) : c’est le débit qui est dépassé 06 mois par an,

DC1, DC3, DC9 (débit caractéristique de 01, 03 ou 09 mois) : débits dépassés respectivement 01, 03 ou 09 mois par an,

DCE (débit caractéristique d’étéage) : débit dépassé 355 jours par an. Il est pratiquement presque égale que le débit absolu au débit d’étéage le plus faible survenu au cours de la période d’observation.

L'allure générale des courbes des débits classés journaliers relatives aux années humide, sèche et moyenne (fig. 71) présente une concavité accentuée, ce qui traduit l'immodération du régime.

Le DCM passe de 4,29 m³/s pour l'année humide à 0,41 m³/s pour l'année sèche. Le DC6 passe de 1,02 m³/s à 0,07 m³/s. Les débits caractéristiques d'étiage sont très faibles. Ceci peut être lié apparemment aux conditions climatiques caractérisées par de longues périodes de sécheresse, s'ajoutant à cela les prélèvements importants opérés le long de l'oued à des fins agricole.

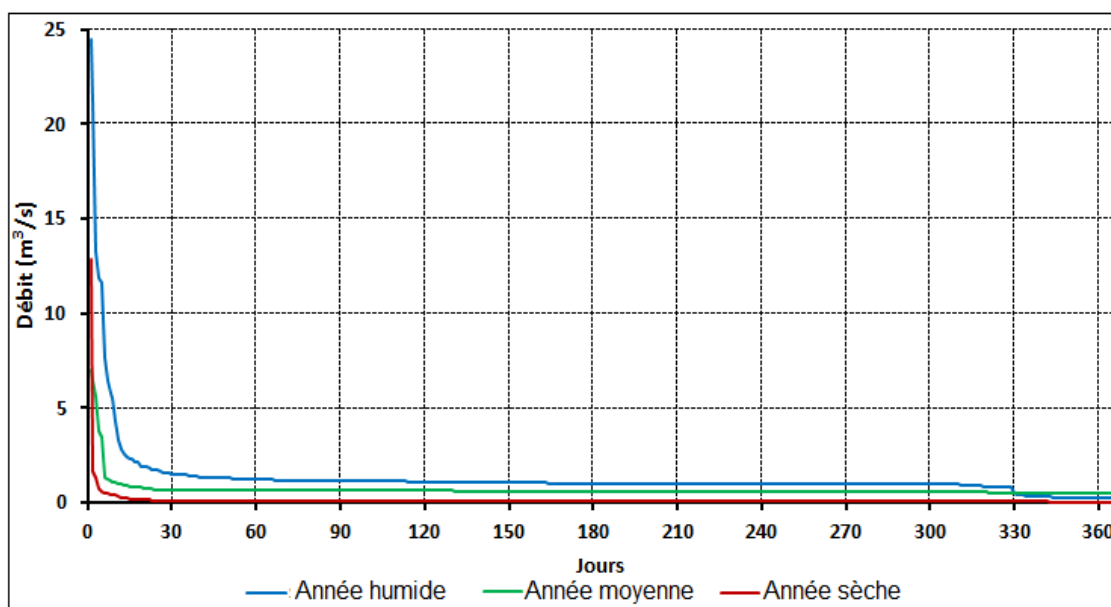


Fig. 71 : Courbes des débits classés de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.

VIII. CLASSIFICATION DES REGIMES DES COURS D'EAU

Depuis longtemps, les géographes ont tenté de donner une classification du régime des débits des cours d'eau d'après l'allure de la variation saisonnière systématique qu'ils présentent (position respective des hautes eaux et des basses eaux). La courbe des coefficients de débit mensuel de l'année moyenne permet donc de mettre en évidence le caractère systématique des variations saisonnières.

A cet effet, la classification des régimes que nous donnons ci – après, d'après Pardé (1959) est basée sur deux types de critères plus ou moins corrélés :

-la simplicité ou la complexité de la courbe chronologique annuelle des débits journaliers où on distingue :

*les régimes simples caractérisés par un seul maximum et un seul minimum. Ils traduisent la prédominance d'un seul mode d'alimentation (pluvial ou nivale par exemple) ;

*les régimes mixtes présentant généralement deux maximas et deux minimas sous l'influence de plusieurs modes d'alimentation ;

*les régimes complexes que l'on rencontre fréquemment sur les grands oueds et dont les affluents reflètent de l'amont vers l'aval des influences très diverses.

-la nature et l'origine des hautes eaux (pluviale, nivale, glaciaire ou mixte).

D'après la classification de Pardé (1964), on peut donc classer le bassin versant de la Haute Mekerra dans les régimes simples de type pluvial, car les hautes eaux se placent en saison froide et les basses eaux en saison chaude.

IX. ETUDE DES DEBITS EXTREMES

Les débits extrêmes ont une importance primordiale en hydrologie et leur impact socio-économique est déterminant. Ils représentent des variables clefs non seulement pour la prévision des risques et le dimensionnement des ouvrages (digues, ponts, évacuation des eaux etc..) que pour la gestion des ressources en eau et l'occupation des sols. Ces événements extrêmes que sont les phénomènes de crues et d'étiage ne peuvent être analysés que s'ils sont examinés dans leur succession chronologique. Une crue ou un étiage c'est effet une chronique de débits instantanés ou journalier d'une durée de plusieurs heures à plusieurs jours.

L'étude des crues permet donc de mettre en évidence la réaction du bassin versant pendant un pas de temps réduit à une averse ou une séquence pluvieuse donnée. Cette réaction ou réponse du bassin, dépend essentiellement de l'abondance et de l'intensité de la pluie. L'évolution de cette pluie est largement influencée par le couvert végétal, la lithologie, par des paramètres morphométriques du bassin (indice de compacité, densité de drainage, etc...), par la pente des thalwegs et la forme du lit.

L'étude des étiages, phénomènes moins brutaux dans leur apparition, permet de mettre en valeur la forte décroissance des débits en phase de tarissement et surtout de préciser les restitutions des nappes aquifères à l'écoulement fluvial. Ils seront envisagés du point de vue de leur genèse et de leur évolution dans le temps.

A. Les crues

Selon Frécaut (1971), il convient de distinguer crues et hautes eaux. Les hautes eaux moyennes représentent une situation saisonnière durable. Les crues au contraire, constituent avec les étiages une situation extrême dans le comportement des cours d'eau. Il s'agit de gonflements fluviaux exceptionnels et irréguliers, tant en saison froide (période de hautes eaux), qu'en saison chaude (période de basses eaux). Pour certains auteurs, les crues sont des débits égaux ou supérieurs à un certain multiple du module annuel (3 à 5 fois le module).

D'après Réménieras (1986), une crue annuelle est le débit le plus fort observé dans l'année. En d'autres termes, la crue est un niveau inhabituel observé dans un cours d'eau et qui peut causer des dommages importants dans les régions avoisinantes. Les crues varient spatialement et temporairement dans leur intensité et sont souvent caractérisées par leur débit de pointe et leur hydrogramme. Ces derniers sont liés à plusieurs facteurs. En premier lieu, la quantité, l'intensité et l'extension spatiale de l'averse génératrice. En deuxième lieu, les propriétés physiographiques tels que la taille, la forme, les pentes et l'orientation du bassin. De plus, l'intervention humaine et les changements naturels des caractéristiques du bassin (déforestation, défrichement des terres) augmentent la complexité du problème. Pour toutes ces raisons, le calcul des crues maximales a suscité de nombreuses recherches. Les techniques utilisées pour la détermination des crues dépendent principalement de la disponibilité des données. En réalité, chaque problème est unique, en raison des variations des conditions et des données. Ceci signifie que la disponibilité des données plutôt que la nature des problèmes conditionne la procédure.

1. Analyse des données disponibles

Pour l'étude des crues dans le bassin de la Haute Mekerra, nous avons utilisé les séries de débits maxima annuels enregistrés à la station d'El Haçaïba (fig. 72 et tabl. 44) et celle de Sidi Ali Benyoub (fig. 73 et tabl. 45).

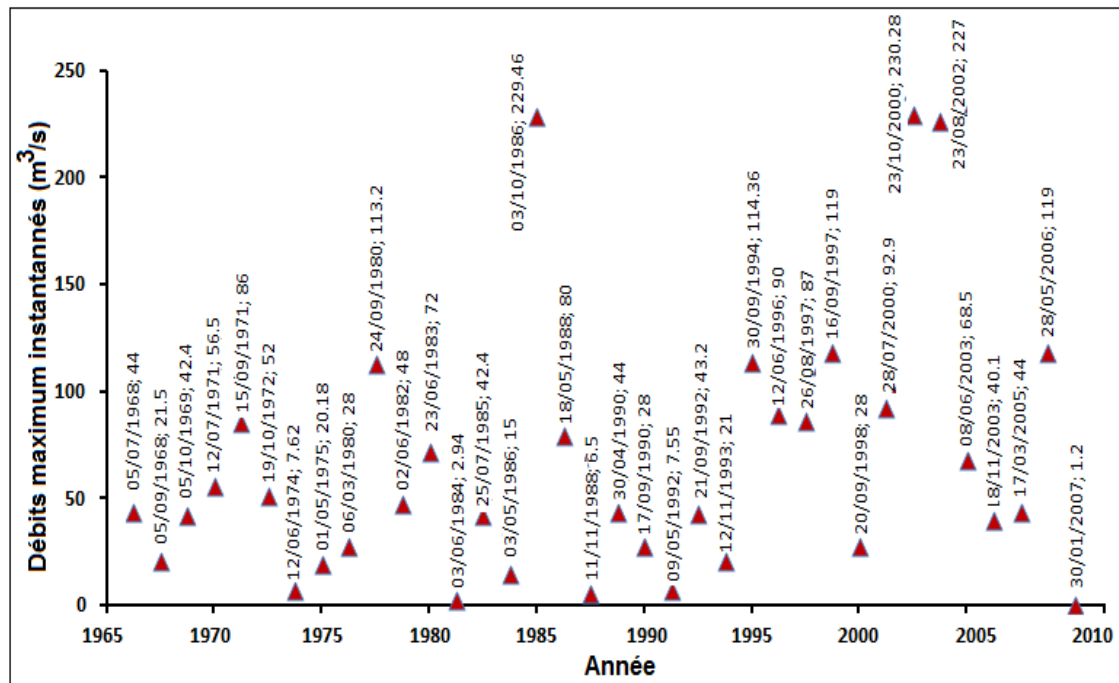


Fig. 72 : Débits maxima instantanés de l'Oued Mekerra à la station d'El Haçaïba.

Année hydrologique	Q _{max} (m ³ /s)	Date d'apparition	Année hydrologique	Q _{max} (m ³ /s)	Date d'apparition
1963 – 1964	52	25/07/1964	1987 – 1988	80	18/05/1988
1965 – 1966	27.6	27/05/1966	1989 – 1990	44	30/04/1990
1966 – 1967	88	09/10/1966	1990 – 1991	28	17/09/1990
1967 – 1968	44	05/07/1968	1991 – 1992	7.55	09/05/1992
1968 – 1969	21.5	05/09/1968	1992 – 1993	43.2	21/09/1992
1969 – 1970	42.4	05/10/1969	1993 – 1994	21	12/11/1993
1970 – 1971	56.5	12/07/1971	1994 – 1995	114.36	30/09/1994
1971 – 1972	86	15/09/1971	1995 – 1996	90	12/06/1996
1972 – 1973	52	19/10/1972	1996 – 1997	87	26/08/1997
1973 – 1974	7.62	12/06/1974	1997 – 1998	119	16/09/1997
1974 – 1975	20.18	01/05/1975	1998 – 1999	28	20/09/1998
1979 – 1980	28	06/03/1980	1999 – 2000	92.9	28/07/2000
1980 – 1981	113.2	24/09/1980	2000 – 2001	230.28	23/10/2000
1981 – 1982	48	02/06/1982	2001 – 2002	227	23/08/2002
1982 – 1983	72	23/06/1983	2002 – 2003	68.5	08/06/2003
1983 – 1984	2.94	03/06/1984	2003 – 2004	40.1	18/11/2003
1984 – 1985	42.4	25/07/1985	2004 – 2005	44	17/03/2005
1985 – 1986	15	03/05/1986	2005 – 2006	119	28/05/2006
1986 – 1987	229.46	03/10/1986	2006 – 2007	1.2	30/01/2007

Tabl. 44 : Débits maxima instantanées de l'Oued Mekerra à la station El Haçaïba.

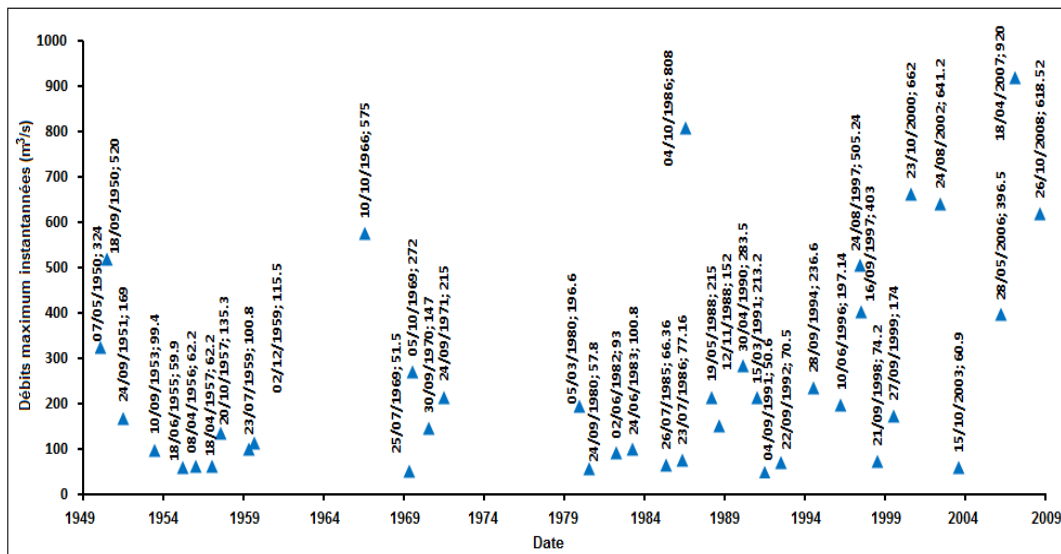


Fig. 73 : Les débits maxima instantanés (sup. 50 m3/s) de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub (1949/50 - 2008/09).

Année hydrologique	Q _{max} (m ³ /s)	Date d'apparition	Année hydrologique	Q _{max} (m ³ /s)	Date d'apparition
1949 – 1950	324,00	07/05/1950	1983 – 1984	4,41	03/06/1984
1950 – 1951	520,00	18/09/1950	1984 – 1985	66,36	26/07/1985
1951 – 1952	169,00	24/09/1951	1985 – 1986	77,16	23/07/1986
1952 – 1953	5,18	26/10/1952	1986 – 1987	808,00	04/10/1986
1953 – 1954	99,40	10/09/1953	1987 – 1988	215,00	19/05/1988
1954 – 1955	59,90	18/06/1955	1988 – 1989	152,00	12/11/1988
1955 – 1956	62,20	08/04/1956	1989 – 1990	283,50	30/04/1990
1956 – 1957	62,20	18/04/1957	1990 – 1991	213,20	15/03/1991
1957 – 1958	135,30	20/10/1957	1991 – 1992	50,60	04/09/1991
1958 – 1959	100,80	23/07/1959	1992 – 1993	70,50	22/09/1992
1959 – 1960	115,50	02/12/1959	1993 – 1994	34,40	12/11/1993
1960 – 1961	1,60	22/06/1961	1994 – 1995	236,60	28/09/1994
1966 – 1967	575,00	10/10/1966	1995 – 1996	197,14	10/06/1996
1967 – 1968	47,60	11/05/1968	1996 – 1997	505,24	24/08/1997
1968 – 1969	51,50	25/07/1969	1997 – 1998	403,00	16/09/1997
1969 – 1970	272,00	05/10/1969	1998 – 1999	74,20	21/09/1998
1970 – 1971	147,00	30/09/1970	1999 – 2000	174,00	27/09/1999
1971 – 1972	215,00	24/09/1971	2000 – 2001	662,00	23/10/2000
1972 – 1973	49,60	19/10/1972	2001 – 2002	641,20	24/08/2002
1973 – 1974	17,14	13/06/1974	2002 – 2003	30,50	09/06/2003
1974 – 1975	46,44	24/04/1975	2003 – 2004	60,90	15/10/2003
1975 – 1976	27,44	24/09/1975	2004 – 2005	14,5	04/09/2004
1978 – 1979	1,21	23/01/1979	2005 – 2006	396,5	28/05/2006
1979 – 1980	196,60	05/03/1980	2006 – 2007	920	18/04/2007
1980 – 1981	57,80	24/09/1980	2007 – 2008	33	25/11/2007
1981 – 1982	93,00	02/06/1982	2008 – 2009	618,52	26/10/2008
1982 – 1983	100,80	24/06/1983			

Tabl. 45 : Débits maxima instantanées à la station Sidi Ali Benyoub.

Il y a lieu de noter que les deux séries comportent des lacunes, notamment durant la période 1961 à 1966. Cependant, la série observée peut être considérée comme représentative car, l'amplitude des débits maxima observés s'étend de 1,2 m³/s à 230,28 m³/s pour la station d'El Haçaïba et de 1,21 m³/s à 920,0 m³/s pour celle de Sidi Ali Benyoub.

La répartition de l'intensité des débits de crues de la Mekerra montre une prépondérance des classes inférieures à 150 m³/s. Les débits inférieurs à 50 m³/s représentent 53,85% de la série d'observations à la station d'El Haçaïba et 24,53% à la station de Sidi Ali Benyoub où les tranches de débits dominant sont celles des classes supérieures à 100 m³/s. Ces représentent environ 51% de la série d'observation (tabl. 46).

Classes de débits (m ³ /s)	Station d'El Haçaïba		Station de Sidi Ali Benyoub	
	Nbre. d'années	Fréquence (%)	Nbre. d'années	Fréquence (%)
$Q_{MAX} > 700$	-	-	2	3.77
$700 > Q_{MAX} > 600$	-	-	3	5.66
$600 > Q_{MAX} > 500$	-	-	3	5.66
$500 > Q_{MAX} > 400$	-	-	1	1.89
$400 > Q_{MAX} > 300$	-	-	2	3.77
$300 > Q_{MAX} > 200$	3	7.69	6	11.32
$200 > Q_{MAX} > 150$	0	-	5	9.43
$150 > Q_{MAX} > 100$	4	10.26	5	9.43
$100 > Q_{MAX} > 50$	11	28.21	13	24.53
$Q_{MAX} < 50$	21	53.85	13	24.53

Tabl. 46 : Fréquence de des débits de maximum annuel observés aux stations de Sidi Ali Benyoub (1949/50 - 2008/09) et d'El Haçaïba (1968/2007).

2. Typologie des crues de l'Oued Mekerra

L'analyse de la répartition temporelle des crues montre que ces dernières peuvent se former à n'importe quelle période de l'année, et essentiellement de la fin de la saison humide jusqu'à son début (du mois de mars au mois de novembre). Il est également à constater que 45% des crues de la Haute Mekerra se concentrent durant les deux premiers mois la saison automnale (septembre et octobre), et ce suite à des précipitations abondantes, de longue et de courte durée, généralisées sur le bassin versant initialement saturé. Les pointes de crues peuvent se former très rapidement. A l'exemple de la crue du mois d'octobre 1986 avec un débit de pointe de 586 m³/s qui s'est formée en 4 heures (fig. 74).

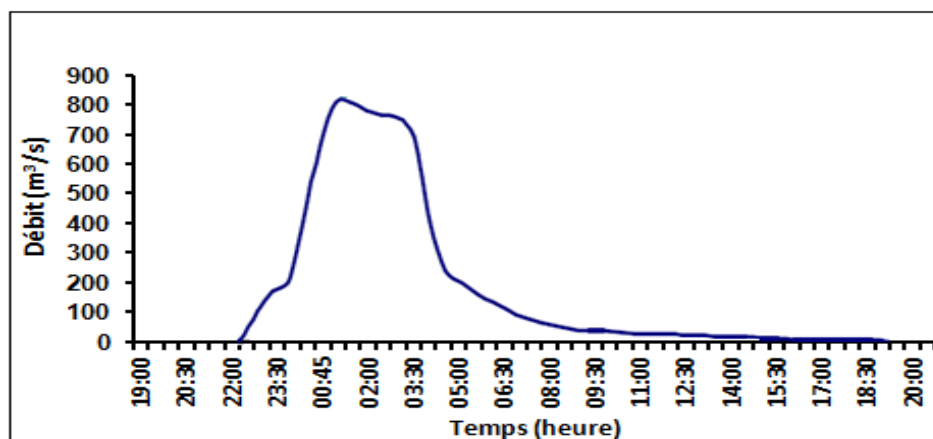


Fig. 74 : Crue d'octobre 1986 observée à la station de Sidi Ali Benyoub.

Notons que l'une des caractéristiques de l'hydrogramme de crue de la Mekerra réside dans l'apparition de crues à multiples pointes.

Elles se produisent de façon consécutive et provoquent un écoulement continu, pouvant s'étendre sur plusieurs jours. Comme ce fut le cas lors de la crue de septembre 1997 caractérisée par un débit de 403,0 m³/s et précédée par deux autres crues de moindre importance. Il s'agit des crues du 13 et 15 septembre 1997 qui ont eu comme débits respectifs 127,1 m³/s et 125,5 m³/s. Ces trois crues ont duré 4 jours, du 13 au 16 septembre (fig. 75).

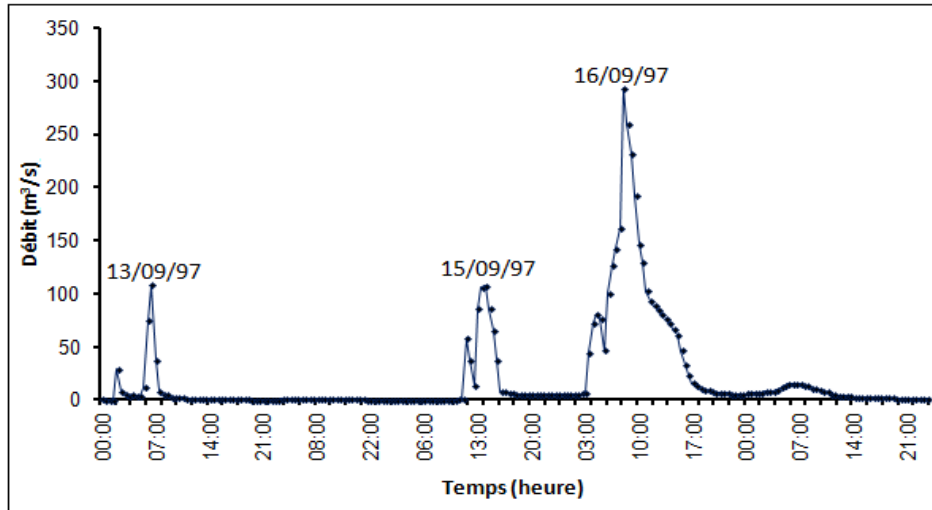


Fig. 75: Crues consécutives d'une durée de quatre (04) jours enregistrées à la station de Sidi Ali Benyoub du 13 au 16 septembre 1997.

Dans la série des débits instantanés, il a été également mis en évidence des crues brusques et consécutives, séparées par une légère décrue, à l'exemple des crues du 6 et 7 mai 1950 (fig. 76).

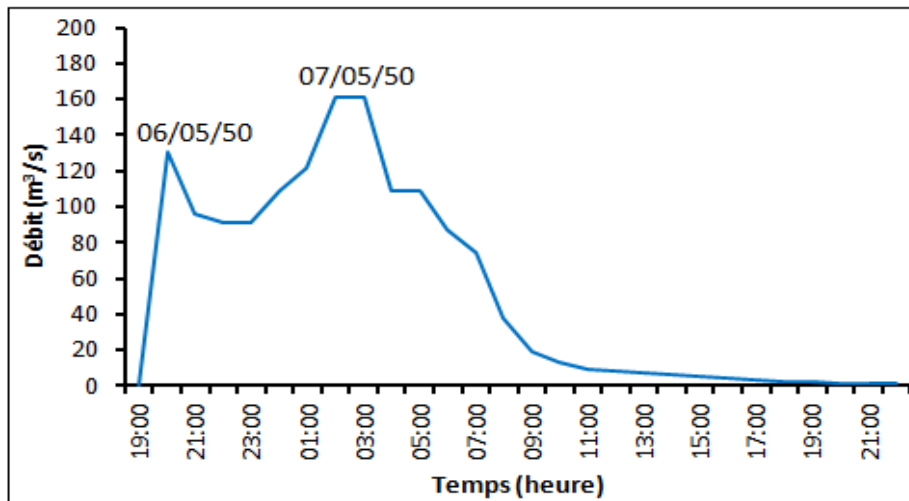


Fig. 76 : Crues consécutives du 06 au 07 mai 1950 enregistrées à Sidi Ali Benyoub.

A noter que le temps écoulé entre les deux pointes de crues ($130,3 \text{ m}^3/\text{s}$ et $161,5 \text{ m}^3/\text{s}$) est de l'ordre de 7 heures. Cet intervalle de temps serait vraisemblablement lié à la réponse hydrologique du bassin versant de l'Oued Mekerra et de son affluent gauche l'Oued Touifza. Il peut être lié également à un événement pluvieux évoluant d'Ouest en Est donnant ainsi, un premier pic correspondant à la crue de l'Oued Touifza suivie par une seconde crue, provenant cette fois-ci de la partie sud du bassin versant de la Mekerra dont le temps de concentration serait relativement plus long.

3. Variation temporelle des débits de crues

En étudiant l'évolution temporelle des débits de pointes de crues enregistrées au niveau des deux stations hydrométriques, on peut constater que sur cinq (05) plus grandes valeurs de débits instantanés (supérieures à $600 \text{ m}^3/\text{s}$) que comporte la série d'observations à la station à Sidi Ali Benyoub, quatre (04) ont été enregistrées durant les années 2000 (fig. 77). De même, pour la station d'El Haçaïba, où on a pu relever sur les sept (07) débits les plus importants (supérieures à $100 \text{ m}^3/\text{s}$), cinq (05) proviennent également de la dernière décennie (fig. 78).

Ce constat, nous permet d'émettre une hypothèse selon laquelle la distribution de probabilité a changé au cours des dernières années (*les débits extrêmes sont devenus plus fréquents et plus forts*). Le changement de comportement des crues de l'Oued Mekerra peut être attribué en partie à des facteurs naturels d'ordre climatiques et d'autres anthropiques (déforestation, défrichement des sols) qui ne font qu'augmenter la vitesse d'écoulements des eaux dans le bassin versant.

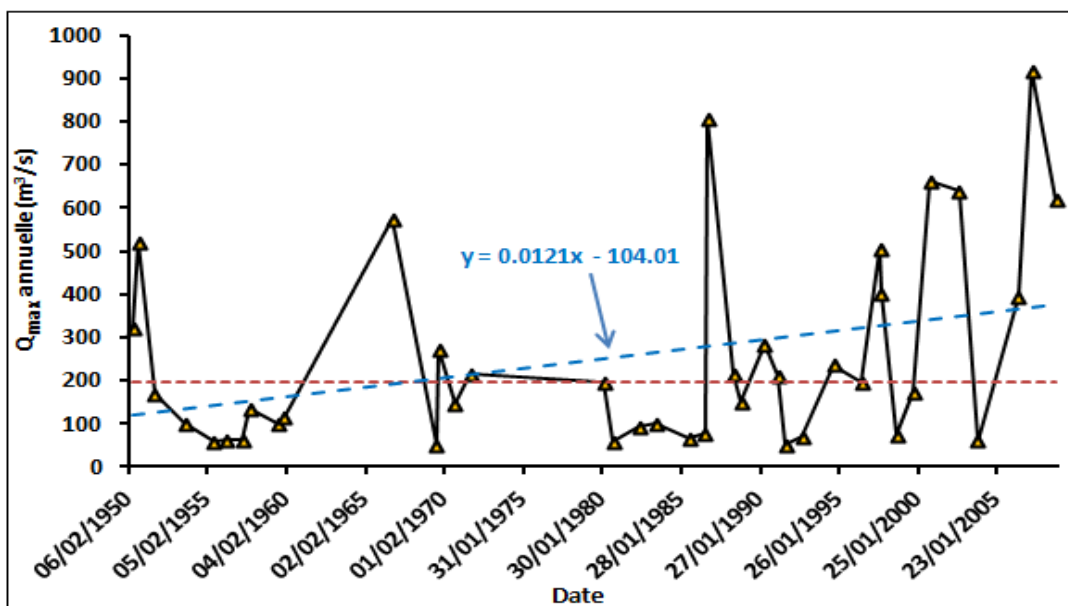


Fig. 77 : Evolution temporelle des débits de pointe de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.

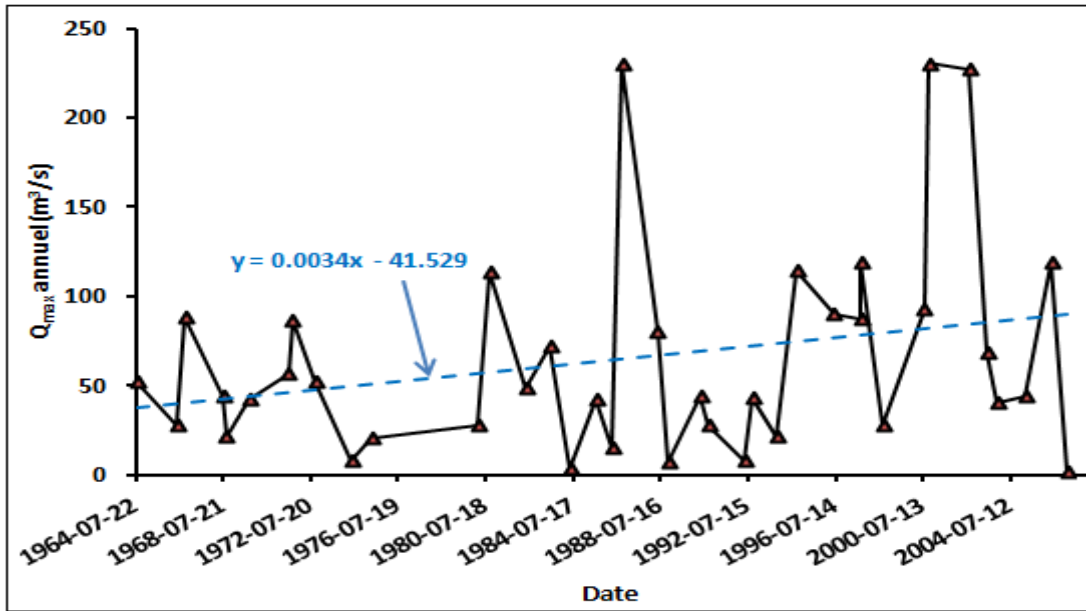


Fig. 78 : Evolution temporelle des débits de pointe de l'Oued Mekerra à la station d'El Haçaïba.

4. Puissance des crues

Plusieurs critères peuvent caractériser la puissance d'une crue (sa cote maximale, son débit journalier maximal et son volume). Ces critères sont influencés par la surface du bassin versant et par les caractéristiques du lit de l'oued. Les travaux de Pardé (1963) ont montré que les débits record sont liés aux surfaces réceptrices. Cela est exprimé par la fonction de puissances à l'unité, telle que :

$$Q = A * S^\alpha$$

Q : débit maximal instantané (m³/s) ; S : surface réceptrice du bassin (km²) ;
 A : coefficient de crue ou indice de Myer et Coutagne.

A noter que cet indice est utilisé pour comparer la puissance des crues. Il convient aux bassins fluviaux dont les superficies sont comprises entre 100 et 20 000 km². Ces superficies sont considérées comme petites ou modérées (Pardé, 1964 ; Frecaut, 1965).

Selon Myer et Coutagne, cet indice vaut :

$$A = \frac{Q}{\sqrt{S}}$$

Les valeurs de l'indice «A» calculées pour les crues maximales permettent de constater de fortes variations de la puissance des crues observées à la station d'El Haçaïba (tabl. 47) et celle de Sidi Ali Benyoub (tabl. 48).

Par ailleurs, les valeurs «A» à la station Sidi Ali Benyoub sont beaucoup plus importantes que celles de la station d'El Haçaïba. Ceci confirme une variation spatiotemporelle de la pluviométrie et des crues brutale de cette région soumise à un climat semi – aride. Les valeurs de cet indice oscillent entre 0,04 et 7,51 pour la station d'El Haçaïba et de 0,03 et 21,21 pour la station de Sidi Ali Benyoub (fig. 79).

Date de crues	Qi (m ³ /s)	Indice A	Date de crues	Qi (m ³ /s)	Indice A
05/07/1968	44	1.44	30/04/1990	44	1.44
05/09/1968	21.5	0.70	17/09/1990	28	0.91
05/10/1969	42.4	1.38	09/05/1992	7.55	0.25
12/07/1971	56.5	1.84	21/09/1992	43.2	1.41
15/09/1971	86	2.81	12/11/1993	21	0.68
19/10/1972	52	1.70	30/09/1994	114.36	3.73
12/06/1974	7.62	0.25	12/06/1996	90	2.94
01/05/1975	20.18	0.66	26/08/1997	87	2.84
06/03/1980	28	0.91	16/09/1997	119	3.88
24/09/1980	113.2	3.69	20/09/1998	28	0.91
02/06/1982	48	1.57	28/07/2000	92.9	3.03
23/06/1983	72	2.35	23/10/2000	230.28	7.51
03/06/1984	2.94	0.10	23/08/2002	227	7.40
25/07/1985	42.4	1.38	08/06/2003	68.5	2.23
03/05/1986	15	0.49	18/11/2003	40.1	1.31
03/10/1986	229.46	7.48	17/03/2005	44	1.44
18/05/1988	80	2.61	28/05/2006	119	3.88
11/11/1988	6.5	0.21	30/01/2007	1.2	0.04

Tabl. 47 : Coefficient de crue à la Station d'El Haçaïba période 1968 / 2007.

Date de crues	Qi (m ³ /s)	Indice A	Date de crues	Qi (m ³ /s)	Indice A
07/05/1950	324	7.47	03/06/1984	4.41	0.10
18/09/1950	520	11.99	26/07/1985	66.36	1.53
24/09/1951	169	3.90	23/07/1986	77.16	1.78
26/10/1952	5.18	0.12	04/10/1986	808	18.63
10/09/1953	99.4	2.29	19/05/1988	215	4.96
18/06/1955	59.9	1.38	12/11/1988	152	3.50
08/04/1956	62.2	1.43	30/04/1990	283.5	6.54
18/04/1957	62.2	1.43	15/03/1991	213.2	4.92
20/10/1957	135.3	3.12	04/09/1991	50.6	1.17
23/07/1959	100.8	2.32	22/09/1992	70.5	1.63
02/12/1959	115.5	2.66	12/11/1993	34.4	0.79
22/06/1961	1.6	0.04	28/09/1994	236.6	5.46
10/10/1966	575	13.26	10/06/1996	197.14	4.55
11/05/1968	47.6	1.10	24/08/1997	505.24	11.65
25/07/1969	51.5	1.19	16/09/1997	403	9.29
05/10/1969	272	6.27	21/09/1998	74.2	1.71
30/09/1970	147	3.39	27/09/1999	174	4.01
24/09/1971	215	4.96	23/10/2000	662	15.26
19/10/1972	49.6	1.14	24/08/2002	641.2	14.78
13/06/1974	17.14	0.40	09/06/2003	30.5	0.70
24/04/1975	46.44	1.07	15/10/2003	60.9	1.40
24/09/1975	27.44	0.63	04/09/2004	14.5	0.33
23/01/1979	1.21	0.03	28/05/2006	396.5	9.14
05/03/1980	196.6	4.53	18/04/2007	920	21.21
24/09/1980	57.8	1.33	25/11/2007	33	0.76
02/06/1982	93	2.14	26/10/2008	618.52	14.26
24/06/1983	100.8	2.32			

Tabl. 48 : Coefficient de crue de la Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub (période 1949/50 - 2008/09).

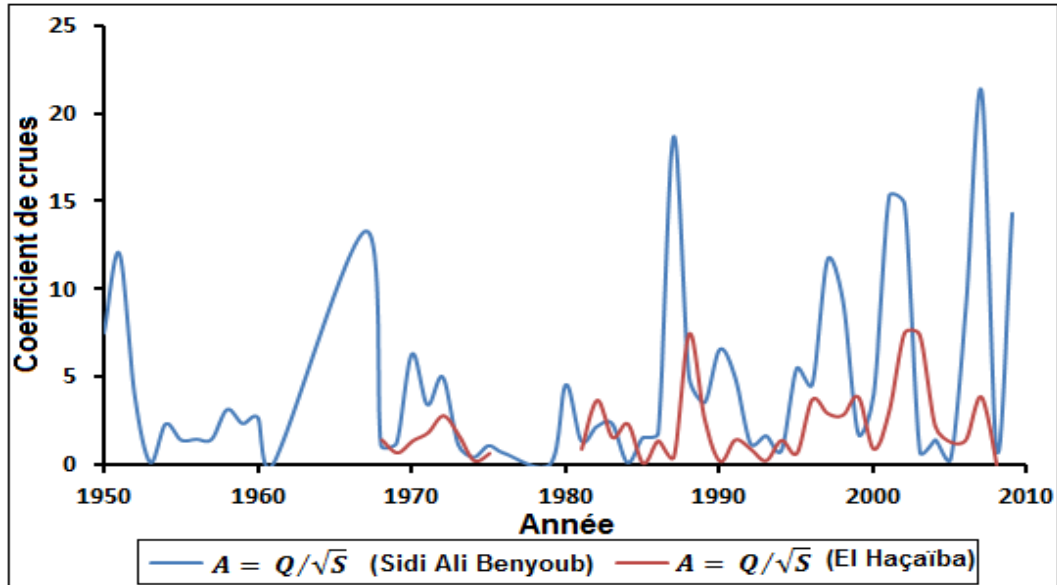


Fig. 79 : Evolution des coefficients de crues aux stations d'El Haçaïba et de Sidi Ali Benyoub.

5. Analyse fréquentielle des crues

En hydrologie, l'analyse fréquentielle est une approche statistique de prédiction basée sur des calculs probabilistes utilisant l'historique des événements pour prédire des fréquences d'apparitions futures (Bobée & Ashkar, 1991). Cette analyse devra permettre d'estimer les quantiles correspondant aux différentes périodes de retour. Les quantiles reportés aux grandes périodes de retour et qui sont nécessaires entre autres pour la conception des barrages ne peuvent être donnés qu'à titre indicatif.

En effet, il est pratiquement impossible avec quelques dizaines d'années d'observations de prétendre cerner le comportement hydrologique des cours d'eau pour des périodes de retour élevées. Les extrapolations théoriques faites à partir des distributions de probabilité restent approximatives et l'important écart entre les bornes inférieures et supérieures des intervalles de confiance confirme ce fait (Kouider, 2003). Selon Klemes (1986), « *il apparaît illusoire de croire qu'un modèle de distribution ajusté en fonction des fréquences relatives de quelques crues plutôt faibles qui ont eu lieu au cours d'une période de 20 à 50 ans puisse être utilisé pour analyser sérieusement une crue dont la période de retour serait de 1000 ans ou de 1 000 000 d'années...* ». Il ajoute encore « *la notion de crue d'une période de retour de 100 ans, 1000 ans ou de 1000 000 d'années n'a vraiment qu'une importance qualitative* ». Cette prédiction repose sur la définition et la mise en œuvre d'un modèle fréquentiel qui est une équation décrivant le comportement statistique d'un processus. Ces modèles décrivent la probabilité d'apparition d'un événement de valeur donnée. La validité des résultats d'une analyse fréquentielle dépend du choix du modèle fréquentiel et plus particulièrement de son type.

Diverses lois peuvent contribuer à faciliter ce choix. Mais malheureusement, il n'existe pas de méthode universelle et fiable qui permet de déterminer une loi particulière et probable pour lesquelles les crues les suivent. Les études hydrologiques menées sur les bassins versants du Sud-Ouest méditerranéens montrent que les séries de pluies annuelles sont distribuées généralement selon une loi normale de Gauss (Ghachi, 1986 ; Megnounif et *al.*, 1999 ; Naoura, 2012). Par contre, les modules suivent des lois dissymétrique, comme la loi log-normale de Type Galton, (Ghachi, 1986 ; Taïbi, 2000 ; Khalil 2002 ; Naoura, 2012).

La complexité des phénomènes hydrologique fait que, même si le processus étudié peut être considéré comme totalement déterministe, il se présente toujours comme phénomène aléatoire (Meylan & Musy, 1996). Yavjevitch (1972) affirme que presque tous les phénomènes hydrologiques ne peuvent être considérés comme purement déterministes. Ainsi, vue cette complexité des phénomènes rencontrés en hydrologie, l'orientation vers les analyses fréquentielles semble très adéquate pour les appréhender.

En effet, la distribution des débits maximums de crues reste mal déterminée, excepté quelques études sectorielles où les auteurs ont utilisé soit la loi de Gumbel (Hayane, 1983) soit celle de Fréchet (Ghachi, 1986). Le choix d'un type de modèle probabiliste est souvent basé sur des habitudes locales, qui, à la longue, deviennent de véritables coutumes. Un tel choix résulte fréquemment de l'expérience d'un ou de plusieurs auteurs, constituant peu à peu des écoles. L'attitude du praticien, suivant telle ou telle école est légitime dès lors qu'elle le fait bénéficier d'une grande somme d'expérience. Cette démarche peut donc conduire à perpétuer un choix, parfois mal fondé, dans des situations, où il peut se révéler inadéquat. Dans certains pays ou dans certaines administrations, il existe en effet des règles ou normes qui fixent la méthodologie d'une analyse fréquentielle pour l'étude des débits maximums annuels. En Algérie, la loi de Gumbel a été pour longtemps utilisée pour estimer les quantiles des débits maximum (Achite et *al.*, 2004 ; Belloula, 2008; Belagoune, 2012). Cependant, Bernier (1959) a démontré que la loi Fréchet est mieux adaptée que la loi de Gumbel pour ajuster les extrêmes. D'autres lois ont été utilisées pour différentes régions du monde. Nous citons, la loi des valeurs extrêmes généralisée (GEV) en Grande Bretagne, la loi Log normale en Chine, la loi Log- Pearson type III (LPIII) aux États-Unis (Bobée et *al.*, 1999), la loi Gamma dans le Centre et l'Est de l'Algérie (Hebal et *al.*, 2011a et b), la loi Log normale dans le bassin du Chéelif en Algérie (Achite et *al.*, 2004) et enfin la loi Gamma au Maroc (Riad et *al.*, 2006) et en Espagne (López et *al.*, 2012).

D'autre part, des recherches ont montré que la distribution statistique d'un échantillon de maximums annuels n'est jamais normale. Il semblerait assez logique qu'elle suive une loi de Gumbel (Roche, 1963). D'autres lois ont été utilisées notamment en régime tropical, en particulier celles de Goodrich, de Gibrat-Gauss ou de la loi de Pearson III (Roche, 1963). En régime fluvial Nord méditerranéen, les débits maximums annuels suivent plutôt une loi de Galton, Gumbel ou Pearson III (Dubreuil, 1974).

La loi normale s'applique généralement bien à l'étude des modules annuels des variables hydrométéorologiques en climat tempérée.

La loi log-normale est préconisée par certains hydrologues dont Chow et *al.*(1988) qui la justifient en argumentant que l'apparition d'un événement hydrologique résulte de l'action d'un grand nombre de facteurs qui se multiplient.

Pour Gumbel (1954), la loi double exponentielle ou loi de Gumbel est la forme limite de la distribution de la valeur maximale d'un échantillon de n valeurs.

Suite aux considérations évoquées ci-dessus et sachant que le régime des cours d'eau Sud méditerranéens est très irrégulier à écoulements généralement torrentiels, nous allons procéder dans ce qui suit à l'étude de la distribution statistique des débits maximums annuels observés au niveau des deux stations hydrologiques permanentes de l'Oued Mekerra, et ce dans le but de dévoiler les lois préférentielles auxquelles s'ajustent ces débits maximums annuels. Cependant, cette méthode est conditionnée par la vérification de certaines conditions, à savoir : la stationnarité, l'indépendance et l'homogénéité des événements. La variable aléatoire, dans cette analyse statistique ou analyse fréquentielle est donc le débit maximal annuel instantané de crue.

5.1. Tests d'hypothèses sur les séries de données

Dans l'analyse fréquentielle des débits maximums annuels, on suppose que les données sont stationnaires (caractéristiques statistiques ne varient pas dans le temps), indépendantes (absence d'auto-corrélation entre les observations) et homogènes (proviennent de la même distribution). Il est donc important de réaliser des tests statistiques pour contrôler la fiabilité de ces données, du fait que les mesures de débits disponibles peuvent être affectées par certaines erreurs d'origines divers.

Dans les tests statistiques, on fait des affirmations par rapport à un paramètre de la population. L'affirmation est appelée hypothèse nulle (H_0), tandis que l'hypothèse complémentaire est connue comme l'hypothèse alternative (H_1). L'objectif d'un test statistique est de décider, à partir d'un échantillon de la population, laquelle des deux hypothèses complémentaires est vraie. Ainsi, si on rejette l'hypothèse nulle, on accepte l'hypothèse alternative.

Les résultats de ces tests d'hypothèses sont généralement présentés sous forme de couple (statistique des tests, p -value). La p -value étant la probabilité au dépassement de la valeur calculée de la statistique du test que l'on compare ensuite avec le niveau de signification.

5.2. Hypothèse de stationnarité (test de Kendall)

Les phénomènes étudiés sont dits "stationnaires" si les caractéristiques statistiques (moyenne, variance ou moments d'ordre supérieur) des séries de données qui les décrivent ne varient pas dans le temps. Comme type de non stationnarité, nous évoquons:

-les tendances: elles peuvent être dues à des modifications graduelles de l'exploitation du sol (déforestation par exemple). Cette modification peut aussi résulter de l'urbanisation d'une partie du bassin versant;

-les sauts: ils sont dus habituellement à une modification soudaine dans le bassin versant ou dans le réseau hydrographique, comme c'est le cas lors de la construction de retenues ou d'une prise;

-les cycles : ils peuvent être reliés aux fluctuations climatiques à long terme.

Dans notre présente analyse, nous avons utilisé le test de Kendall (1975) pour procéder à la vérification de l'hypothèse de stationnarité. Ce test permet de comparer les hypothèses suivantes :

H_0 les caractéristiques statistiques des variables aléatoires sont constantes dans le temps

H_1 : les caractéristiques statistiques des variables aléatoires ne sont pas constantes dans le temps

La décision sur l'hypothèse H_0 de stationnarité est basé soit sur :

-la probabilité critique p comparée au risque α de première espèce :

Si $p \leq \alpha$, on rejette H_0 ; Si $p > \alpha$, on garde H_0

-la valeur statistique $|K|$ du test au niveau de signification α est comparée à la valeur critique ($u_{1/2}$) et qui doit remplir les conditions suivantes (tabl. 49):

Si $|k| < u_{1/2}$ on accepte H_0 ; Si $|k| > u_{1/2}$ on rejette H_0 .

		Station d'El Haçaïba	Station de Sidi Ali Benyoub
Taille de la série	Série 1	19	26
	Série 2	20	27
Valeur de la statistique $ k $		1.17	1.38
p-value		0.241	0.167
Valeur critique $U_{2,5\%}$		1,96	
Risque de 1 ^{ère} espèce α		5%	

Tabl. 49 : Résultat du test de Kendall appliqué aux séries de débits maximums annuels.

Pour les deux stations, $|K|$ calculé est compris entre les valeurs critique $[-1.96, 1.96]$ et $p > \alpha$, nous pouvons accepter H_0 au niveau de signification de 5%.

5.3. Hypothèse d'indépendance (test de Wald-Wolfowitz)

Les séries de données de débits sont dites indépendantes si l'occurrence d'une observation n'est pas affectée par les observations précédentes (absence d'auto-corrélation). Le test proposé par Wald & Wolfowitz (1943) prend un échantillon de taille n (X_1, X_2, \dots, X_n), où la statistique R est calculée de la façon suivante:

$$R = \sum_{i=1}^{n-1} x_i x_{i+1} + x_1 x_n$$

Quand les éléments de l'échantillon sont indépendants, R suit une distribution normale de moyenne \bar{R} et de variance $Var\{R\}$.

$$\bar{R} = \frac{(s_1^2 - s_2)}{n - 1}$$

$$Var\{R\} = \frac{s_2^2 - s_4}{n - 1} - \bar{R}^2 + \frac{s_1^4 - 4s_1^2 s_3 + s_2^2 - 2s_4}{(n - 1)(n - 2)}$$

Où $s_r = nm_r'$ et m_r' est le moment non centré d'ordre r de l'échantillon.

La statistique standardisée $U = \frac{R - \bar{R}}{\sqrt{Var\{R\}}}$ est distribuée asymptotiquement selon la loi normale centrée réduite de moyenne nulle et avec variance unitaire. Elle est utilisée pour tester l'hypothèse d'indépendance au niveau de signification α , en comparant la statistique μ à la valeur critique $\mu_{\alpha/2}$ laquelle correspond à une probabilité au dépassement de $\alpha/2$. Ainsi, on accepte H_0 si $|\mu| \leq \mu_{\alpha/2}$.

Pour les deux stations, $\mu_{calculé}$ est compris entre les valeurs critique ($-1.96 \leq \mu \leq 1.96$) et $p > \alpha$, nous pouvons accepter H_0 au niveau de signification de 5% (tabl. 50).

		Station d'El Haçaïba	Station de Sidi Ali Benyoub
Taille de la série	Série 1	19	26
	Série 2	20	27
Valeur de la statistique U		1.20	1.77
p-value p		0.229	0.0766
Valeur critique $U_{2,5\%}$		1,96	
Risque de 1 ^{ère} espèce α		5%	

Tabl. 50 : Test de Wald-Wolfowitz appliqué aux séries de débits maximums annuels.

5.4. Hypothèse d'homogénéité (test de Wilcoxon)

Ce test proposé par Wilcoxon (1945) est l'équivalent au test de Mann & Whitney (1947). C'est pourquoi, il est connu sous le nom de test de Wilcoxon-Mann-Whitney (Siegel & Castellan, 1988). Dans ce test, on connaît la cause d'hétérogénéité (laquelle correspond à la date de déplacement des stations hydrométriques).

Alors, il est possible de décomposer l'échantillon observé de taille N en deux sous-échantillons: (X_1, X_2, \dots, X_n) avant la date de modification et $(X_{n+1}, X_{n+2}, \dots, X_N)$ après cette date. On admet l'hypothèse que les deux échantillons proviennent de deux populations dont les espérances sont égales. Donc, le test permet de vérifier les hypothèses : $H_0 : \mu_1 = \mu_2$ contre $H_1 : \mu_1 \neq \mu_2$

La statistique W du test est donnée par :

$$W = \frac{V - \frac{n(N+1)}{2} + \frac{1}{2}}{\sqrt{Var\{V\}}}$$

Où $V = \sum_{i=1}^N R_i s(R_i)$, R_i est le rang correspondant à l'observation i de l'échantillon combiné de taille N classé en ordre croissant, et $s(R_i)$ peut prendre la valeur 0 ou 1 selon que R_i corresponde à une donnée du sous-échantillon avant ou après la date de modification. La statistique W définie de cette façon est distribuée asymptotiquement selon une loi normale centrée réduite.

La variance de la statistique s'exprime comme suit:

$$Var\{W\} = \frac{n(N-1)(N+1)}{12} - \frac{n(N-n) \sum_{k=1}^h (d_k^3 - d_k)}{12n(n-1)}$$

Où h est le nombre de groupes distincts contenant des observations égales et d_k est le nombre d'observations égales dans chacun de ces groupes.

L'hypothèse nulle, H_0 , est acceptée au niveau de signification α si $|W| \leq Z_{\alpha/2}$, où $Z_{\alpha/2}$ est le quantile de probabilité au dépassement de niveau $\alpha/2$ de la loi normale centrée réduite.

Les résultats du test de Wilcoxon sur l'hypothèse d'homogénéité, nous permettent d'accepter H_0 au niveau de signification de 5 % pour les séries de débits maximums relatifs aux 2 stations hydrométriques (tabl. 51).

		Station d'El Haçaïba	Station de Sidi Ali Benyoub
Taille de la série	Série 1	19	26
	Série 2	20	27
Valeur de la statistique W		0.970	1.88
p-value		0.332	0.0605
Valeur critique $U_{2,5\%}$		1,96	
Risque de 1 ^{ère} espèce α		5%	

Tabl. 51: Test de Wilcoxon appliqué aux séries de débits maximums annuels de l'Oued Mekerra.

5.5. Données et méthodes

Les séries étudiées représentent des débits maximums annuels de l'Oued Mekerra mesurés au niveau des deux stations hydrométriques (El Haçaïba ; Sidi Ali Benyoub). Elles ne sont pas de même étendue et ne se rapportent pas par conséquent aux mêmes périodes. Nous avons soumis ces données à une analyse fréquentielle par le logiciel «Hydrology Frequency Analysis» (HYFRAN) qui est conçu spécialement pour le traitement des données hydrologiques extrêmes.

Notons que HYFRAN est un logiciel d'ajustement de lois statistiques comprenant un ensemble d'outils mathématiques permettant en particulier, l'analyse statistique d'événements extrêmes et de manière plus générale l'analyse statistique de séries de données. Ce logiciel a été développé par un groupe de chercheurs à l'Institut National de la Recherche Scientifique - Eau Terre et Environnement (INRS-ETE) de l'Université du Québec avec le parrainage d'Hydro-Québec. Sa consiste à soumettre l'échantillon à un ajustement selon un ensemble de lois statistiques et à partir d'une analyse comparative des résultats, la meilleure adéquation sera choisie.

5.6. Statistiques de base

5.6.1. Caractérisation des échantillons

Cette opération permet de se familiariser avec les données à étudier. Les indicateurs qui décrivent des séries statistiques peuvent être classés en trois catégories :

- la première catégorie : elle est celle où nous trouvons des éléments qui nous éclairent sur la position des données. Parmi ces indicateurs, nous citons la moyenne et la médiane;
- la deuxième catégorie : elle regroupe des indicateurs qui renseignent sur la dispersion des données et leur niveau de regroupement autour de la moyenne. Dans ce groupe, nous évoquons la variance, l'écart type ainsi que les valeurs extrêmes minimales et maximales ;
- une dernière catégorie : elle caractérise la forme des séries de données et regroupant un ensemble de coefficients tels que les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement.

Les résultats des statistiques de base pour les séries des débits maximums annuels mesurés au niveau de la station d'El Haçaïba et celle de Sidi Ali Benyoub, nous permettent de faire ressortir ce qui suit :

-l'écart entre les débits maximums de la station d'El Haçaïba et de Sidi Ali Benyoub est plus important, en raison de la position de chacune des deux stations (amont – aval) et de l'étendu du bassin contrôlé par celles-ci (tabl. 52).

-les indicateurs de localisation (Moyenne et Médiane) et les indicateurs de dispersion (Ecart type σ et coefficient de variation CV) diffèrent ;

-l'écart type (σ) peut être un nombre positif ou nul. Il est nul si la variable aléatoire est une constante et il est d'autant plus grand que les valeurs de cette variable sont "imprévisibles".

Nous pouvons donc conclure que les crues de la station de Sidi Ali Benyoub sont d'autant plus imprévisibles ($\sigma= 223$) que ceux de d'El Haçaïba ($\sigma=58,5$). La valeur du coefficient de variation (CV), nous a permis de mettre en évidence les fortes variations de débits au niveau de la station de Sidi Ali Benyoub (CV=1,13) par rapport à ceux de la station d'El Haçaïba (CV=0.899).

Par ailleurs, les paramètres de forme représentés par le coefficient d'asymétrie (Cs) et le coefficient d'aplatissement (Ck), nous ont permis de mettre en évidence la répartition de l'échantillon ou de la distribution autour de la moyenne et la forme de la courbe de fréquence.

Et pour terminer, les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement pour les deux stations sont positifs. C'est-à-dire, on est devant une asymétrie gauche de la distribution et une répartition sur-normale (moins aplatie qu'une densité normale).

	Station d'El Haçaïba	Station de Sidi Ali Benyoub
Taille de la série	39	53
Minimum	1.2	1.21
Maximum	230	920
Moyenne	65.1	198
Ecart-Type	58.5	223
Médiane	44	101
Coefficient de Variation (CV)	0.899	1.13
Coefficient d'asymétrie (Cs)	1.66	1.61
Coefficient d'aplatissement (Ck)	4.98	4.46

Tabl. 52 : Statistique de base pour les stations d'El Haçaïba et de Sidi Ali Benyoub.

5.6.2. Histogrammes des fréquences

Les histogrammes des fréquences montrent que ces dernières sont plus élevées à gauche pour les deux stations (figs. 80 et 81). Cette allure confirme l'asymétrie gauche de la distribution, déjà mise en évidence par le coefficient d'asymétrie. Pour les faibles débits, la classe $[0 - 125 \text{ m}^3/\text{s}]$ pour Sidi Ali Benyoub et les classes $[0 - 74 \text{ m}^3/\text{s}]$ pour El Haçaïba sont les plus fréquentes.

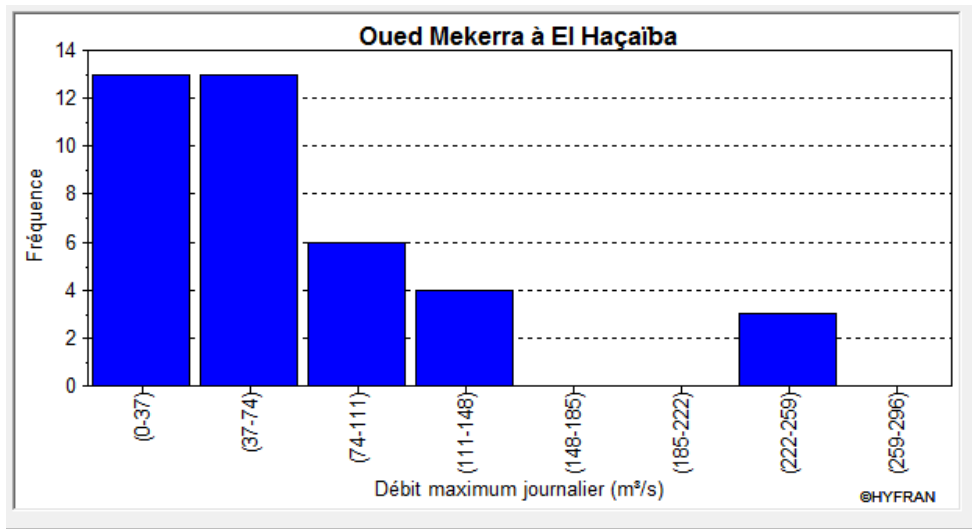


Fig. 80 : Histogramme des fréquences des débits maximum annuel à la station d'El Haçaïba.

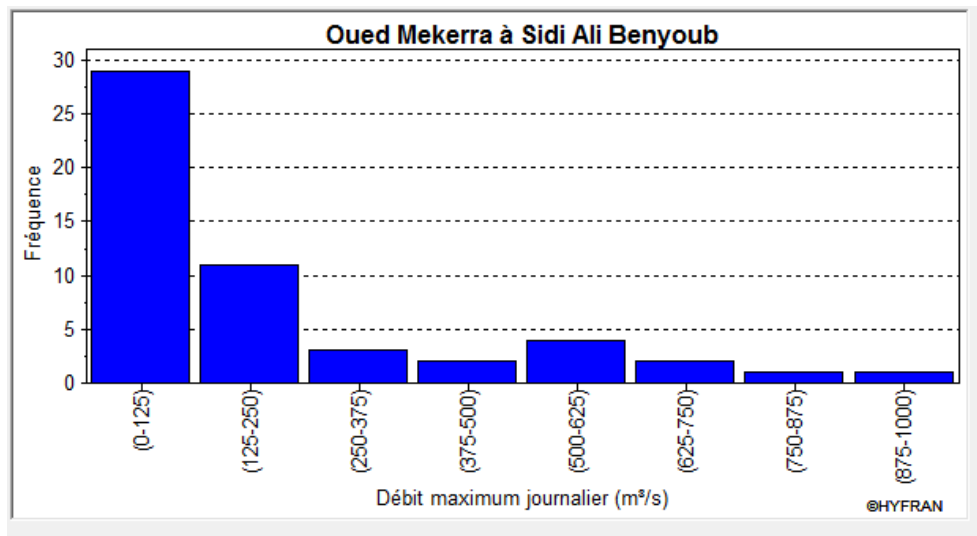


Fig. 81 : Histogramme des fréquences des débits maximum annuel à la station de Sidi Ali Benyoub.

5.6.3. Courbes chronologiques des sommes cumulatives (CUSUM)

On utilise, cette méthode pour détecter les changements survenant dans le niveau moyen de la série et pour déterminer la date d'apparition de ces changements. Les courbes chronologiques des sommes cumulatives sont obtenues à partir du logiciel HYFRAN. La moyenne de la série sera prise comme valeur de référence pour définir la pente de la courbe. Si des valeurs successives de la série sont égales à la moyenne, la courbe des sommes cumulées sera horizontale et si elles sont supérieures, la pente sera positive (et inversement)(Ibanez et *al.*, 1993).

Pour ce qui est des résultats du «CUSUM» obtenus dans les deux stations, nous avons observés des tendances différentes:

-pour la station d'El Haçaïba, la pente est négative sur la période 1964 à 2000. Elle devient positive à partir de l'année 2001 (fig. 82).

-pour la station de Sidi Ali Benyoub, la pente est positive jusqu'en 1954. A partir de cette date, la tendance de la courbe devient négative jusqu'à la fin la période d'observation (fig. 83).

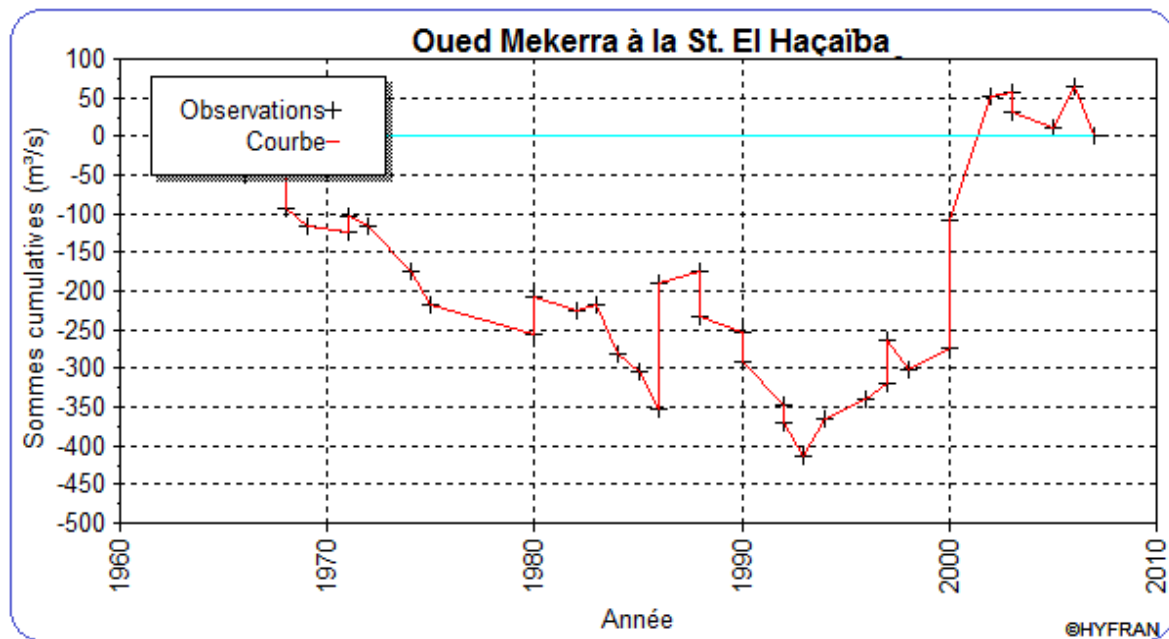


Fig. 82 : Courbes chronologiques des sommes cumulatives de la station d'El Haçaïba.

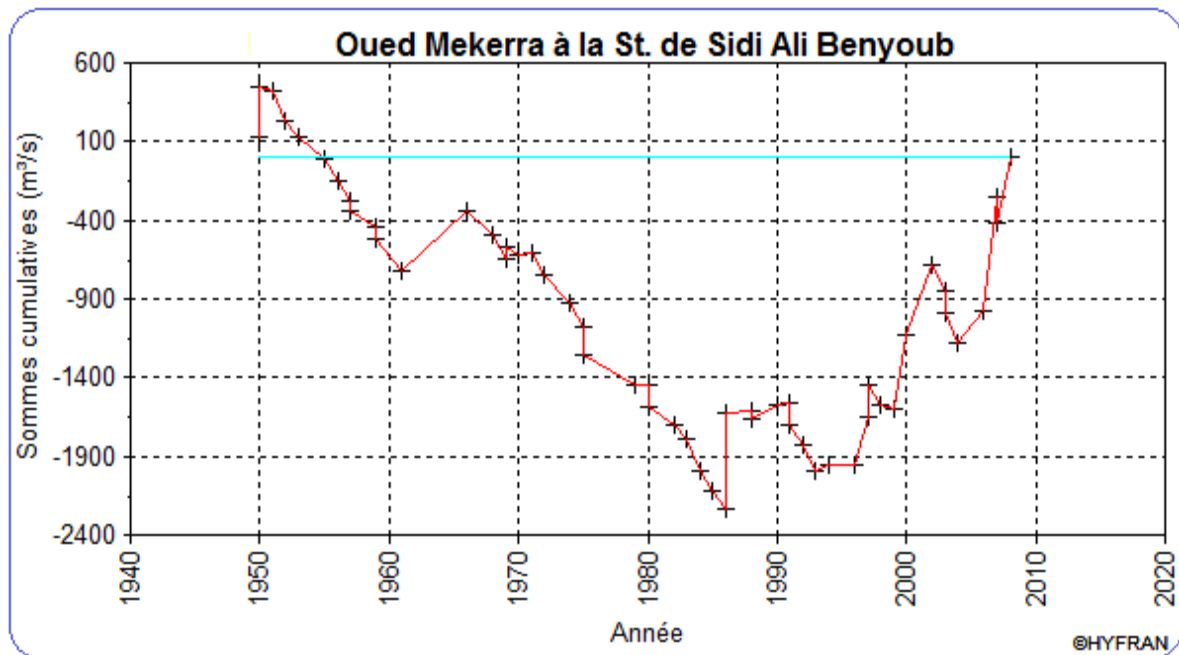


Fig. 83: Courbes chronologiques des sommes cumulatives de la station Sidi Ali Benyoub.

5.7. Résultats et interprétation des ajustements aux lois statistiques

Pour l'étude des événements extrêmes, les séries de débits maximums annuels ont été utilisées pour l'analyse fréquentielle, par ajustement à des lois statistiques caractéristiques. En réalité, Il n'existe pas de règles théoriques pour justifier le choix d'une telle ou telle loi. La meilleure démarche est de tester plusieurs lois et de retenir celle présentant les meilleurs ajustements graphiques et statistiques.

En effet, pour chaque année de la période d'étude, on retient les débits maximums annuels observés de chaque station hydrométrique. L'analyse statistique détermine la loi qui ajuste le mieux cette série de débits de maximums annuels. Lorsque plusieurs lois peuvent être retenues, on peut choisir en fonction des considérations suivantes :

- une loi à 3 paramètres (ou plus) décrira correctement l'échantillon des observations (bon ajustement), mais en extrapolation les incertitudes seront grandes ;
- une loi à 2 paramètres décrira parfois moins bien les fréquences observées. Par contre, en extrapolation, les incertitudes seront moins grandes que pour une loi à $k > 2$ paramètres.

Ainsi, le choix peut être guidé par l'usage que l'on veut faire des lois théoriques (descriptif ou extrapolation).

5.7.1. Comparaison des ajustements aux lois statistiques

En hydrologie, le choix du meilleur ajustement n'est pas quelque chose de simple. La complexité de cette sélection réside dans le fait qu'on souhaite prédire des quantiles pour des périodes de retour élevées pour lesquelles nous ne disposons pas souvent de suffisamment de données. La qualité de l'estimation se mesurera en termes de biais et de variance (Kouider, 2003).

D'autre part, il existe différentes procédures permettant de comparer des ajustements de lois de probabilité et de sélectionner celle qui s'ajuste le mieux aux données. Le critère d'information bayésien (BIC) proposé par Schwarz (1978) et le critère d'information d'Akaike (1974) (AIC) représentent les méthodes les plus connues. Ces deux critères sont utilisés pour s'assurer qu'une distribution de probabilité spécifiée présente bien les données. La valeur du critère d'Akaike (1974) et du bayésien (Schwarz, 1978) pour une loi de probabilité donnée ajustée à un échantillon de taille n est basée sur un calcul du logarithme de la fonction de vraisemblance maximisée.

Si la valeur de $\hat{\theta}$ qui maximise la fonction de vraisemblance L . C'est-à-dire elle vérifie l'équation suivante :

$$\left. \frac{\partial \ln L}{\partial \theta} \right|_{\theta=\hat{\theta}} = 0 \quad \text{Et} \quad \left. \frac{\partial^2 \ln L}{\partial \theta^2} \right|_{\theta=\hat{\theta}} \leq 0$$

Le calcul de ces deux critères se résume comme suit :

$$\text{AIC}(f, x_1, x_2, \dots, x_n) = -2 \ln L(\hat{\theta}, x_1, x_2, \dots, x_n) + 2K$$

$$\text{BIC}(f, x_1, x_2, \dots, x_n) = -2 \ln L(\hat{\theta}, x_1, x_2, \dots, x_n) + 2K \ln n$$

K est le nombre de paramètres de la loi de probabilité.

Ces deux critères permettent de construire un classement de modèles statistiques tenant compte du principe de parcimonie. Le meilleur ajustement pour chacun des deux critères, correspond à la plus faible valeur de son coefficient.

Quand le nombre de paramètres K est grand par rapport au nombre d'observations n . C'est-à-dire, si $n/K < 40$, il est recommandé d'utiliser l'AIC corrigé (Hurvich et al., 1995) :

$$\text{AIC}_c = \text{AIC} + \frac{2K(K+1)}{n-K-1}$$

Sur l'ensemble des données ajustées, ces deux critères donnent des résultats assez comparables.

Les lois statistiques réellement représentatives de la série des débits maximums annuels de l'Oued Mekerra, retenues à intervalle de confiance 95%, on fait l'objet d'une comparaison sur la base du test khi deux et des critères d'Akaike (AIC) et Bayésien (BIC) (tabl. 53 et fig. 84).

stations	Lois Testées	X _T	Probabilité à priori	Probabilité à posteriori	Critère d'information Bayésien (BIC)	Critère d'information Akaike (AIC)
El Haçaïba	Gamma (Maximum de vraisemblance)	270.37	16.7	30.17	410.07	406.75
	Weibull (Méthode des moments)	266.92	16.7	30.10	410.08	406.75
	Pareto (Méthode des moments)	258.46	16.7	24.43	410.50	407.17
	Exponentielle (Maximum de vraisemblance)	301.71	16.7	13.57	411.67	408.34
Sidi Ali Benyoub	Weibull (Méthode des moments)	1041.2	25.0	44.51	672.67	668.73
	Gamma (Maximum de vraisemblance)	1019.3	25.0	42.05	672.79	668.84
	Exponentielle (Maximum de vraisemblance)	921.3	25.0	8.93	675.88	671.94
	Log-Pearson type III (Méthode des moments (BOB), base = 10)	940.3	25.0	4.51	677.25	671.34

Tabl. 53 : Tableau comparatif des résultats des lois les mieux adaptées pour l'ajustement des séries de débits maximums annuels de l'Oued Mekerra.

En conclusion, les résultats des ajustements aux lois statistiques sont en concordance avec d'autres travaux menés dans les bassins Sud-Ouest méditerranéens. Ces derniers ont montré que les valeurs extrêmes s'ajustent à la loi de Gumbel (1954) et Jenkinson (1955) (GEV). Les débits maximums annuels dans ces bassins s'ajustent mieux à des lois dissymétriques basées sur les méthodes des moments et de maximum de vraisemblance en l'occurrence, les lois de Weibull, Gamma et Log Pearson III.

a. Ajustement à la loi Weibull (Méthode des moments)

Il s'agit d'une loi à deux paramètres, dont la fonction de densité de probabilité est exprimée par :

$$f(x) = \frac{c}{\alpha} \left(\frac{x}{\alpha}\right)^{c-1} \exp\left[-\left(\frac{x}{\alpha}\right)^c\right] \quad \text{Avec } x > 0, \alpha > 0, c > 0$$

Où α est le paramètre d'échelle ; c le paramètre de forme.

Et la fonction de répartition :

$$F(x) = 1 - \exp\left[-\left(\frac{x}{\alpha}\right)^c\right]$$

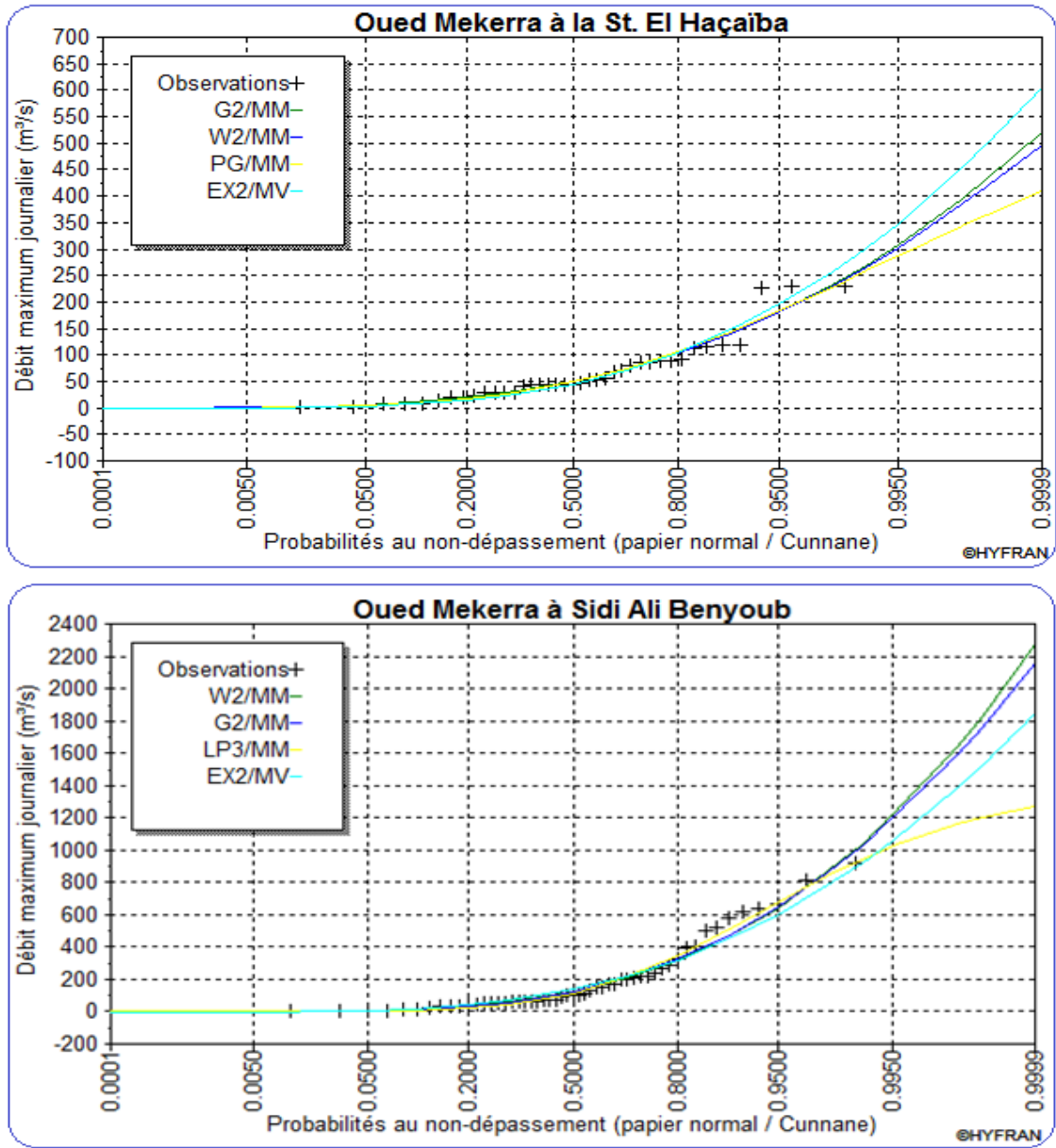


Fig. 84: Résultats de comparaison des ajustements par différentes lois des débits maximums annuels de l'Oued Mekerra.

W2 : Loi de Weibull ; G2 : Loi de Gamma ; PG : Loi Pareto ; LP3 : Loi de Log-Pearson III. ; EX2 : Loi Exponentielle ; MV : méthode de maximum de vraisemblance ; MM : méthode des moments

L'estimation de ces paramètres par la méthode des moments concernant les séries et les résultats de test d'adéquation sont représentés dans le tableau 54 et la figure 85.

Paramètres de l'ajustement à la loi de Weibull		
	Station d'El Haçaïba	Station de Sidi Ali Benyoub
Nombre d'observations	39	53
Paramètres	α	67.7899
	c	1.11431
Résultat du test d'adéquation à la loi de Weibull		
Hypothèses		
H0 : L'échantillon provient d'une loi Weibull		
H1: L'échantillon ne provient pas d'une loi Weibull		
Résultat de la statistique :	4.69	8.64
p-value :	0.4546	0.1948
Degrés de liberté :	5	6
Nombre de classes :	8	9
Conclusion : Nous pouvons accepter H ₀ au niveau de signification de 5 %		

Tabl. 54 : Résultat du test d'adéquation de l'ajustement à la loi de Weibull (Méthode des moments).

b. Ajustement à la loi Gamma (Maximum de vraisemblance)

Il s'agit d'une loi à deux ou trois paramètres. Cette distribution convient pour modéliser des variables qui sont bornées inférieurement et n'ont pas de limite supérieure. En hydrologie seule la forme à dissymétrie positive est utilisée. La fonction de densité de probabilité est exprimée par la formule suivante :

$$f(x) = \frac{\alpha^\lambda}{\Gamma(\lambda)} x^{\lambda-1} e^{-\alpha x}$$

α : Paramètre de forme ($\alpha > 0$) ; λ : Paramètre d'intensité ; $\Gamma(\lambda)$: La fonction Gamma
 Pour la fonction de répartition, il n'existe pas d'expression analytique explicite. Il faut intégrer numériquement f(x).

Les résultats de l'ajustement par la loi de gamma par la méthode "Maximum de vraisemblance" sont donnés dans le tableau 55 et la figure 86.

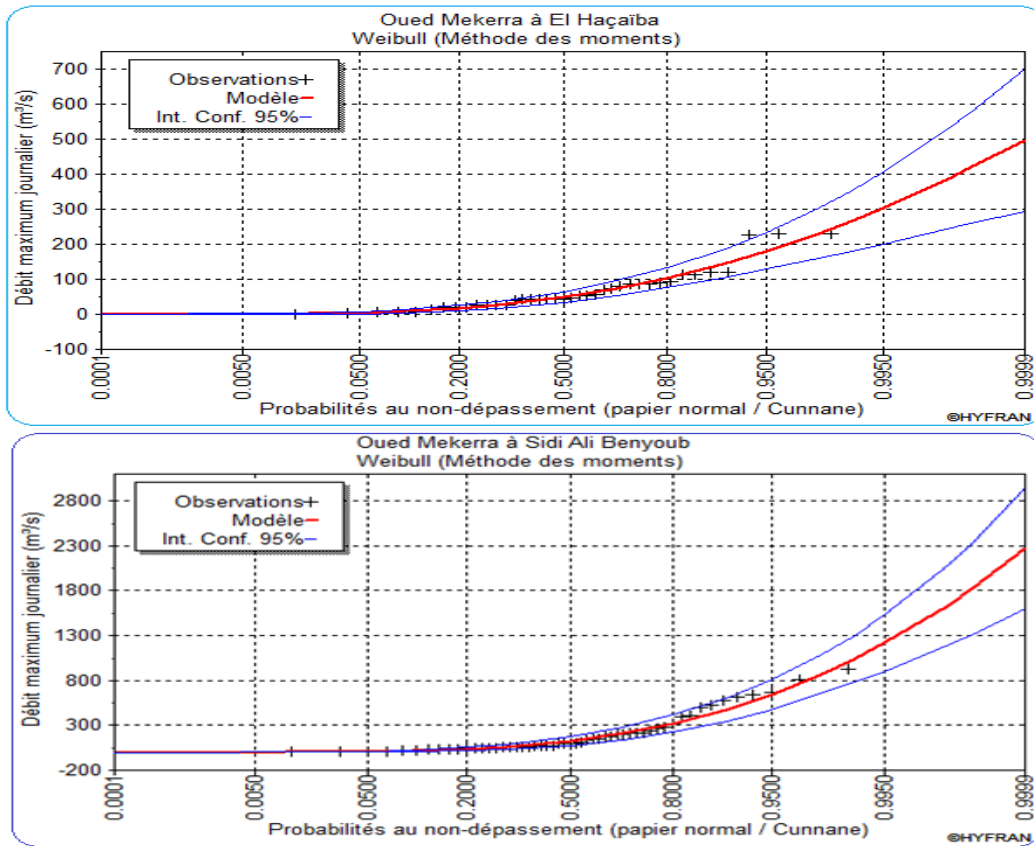


Fig. 85 : Ajustement graphique de la série des débits maximums annuels à la loi de Weibull. (stations d'El Haçaïba et de Sidi Ali Benvoub).

Paramètres de l'ajustement à la loi Gamma			
	Station d' El Haçaïba	Station de Sidi Ali Benyoub	
Nombre d'observations	39	53	
Paramètres	α	0.0189394	0.00406295
	λ	1.23368	0.804589
Résultat du test d'adéquation à la loi Gamma			
Hypothèses			
H0 : L'échantillon provient d'une loi Gamma			
H1: L'échantillon ne provient pas d'une loi Gamma			
Résultat de la statistique :	4.69	9.32	
p-value :	0.4546	0.1563	
Degrés de liberté :	5	6	
Nombre de classes :	8	9	
Conclusion : Nous pouvons accepter H ₀ au niveau de signification de 5 %			

Tabl. 55 : Résultat du test d'adéquation de l'ajustement à la loi Gamma (Maximum de vraisemblance).

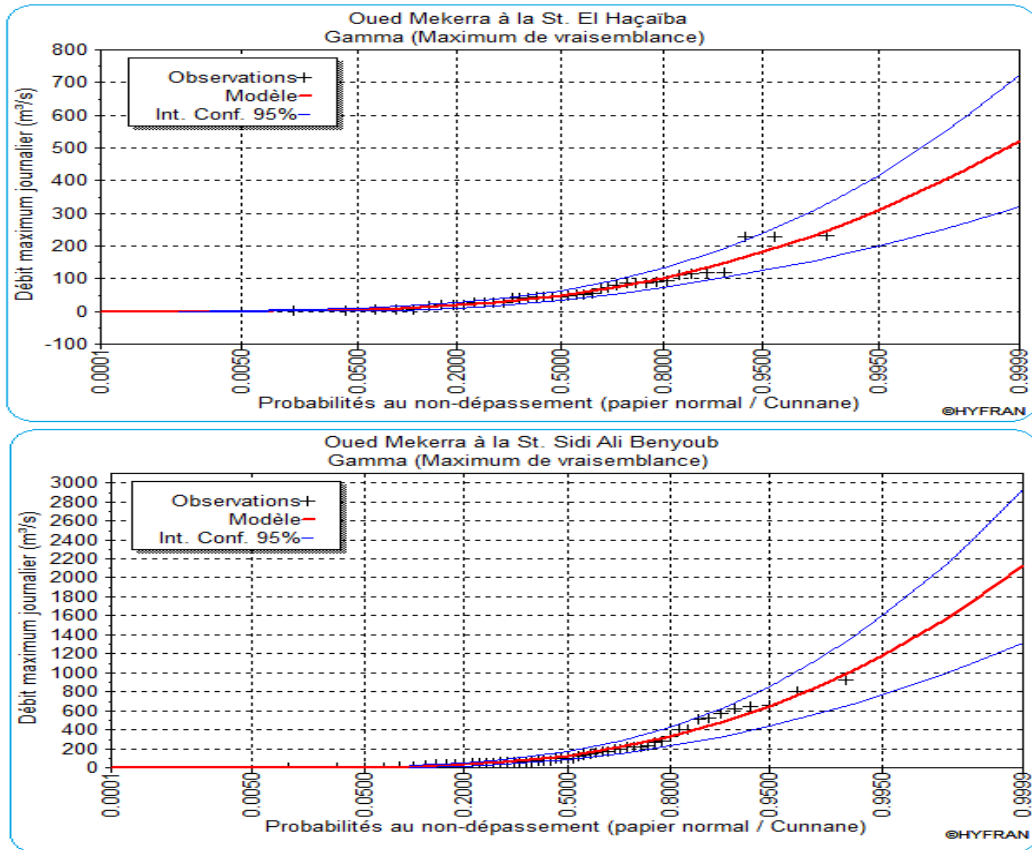


Fig. 86: Ajustement des débits maximums annuels à la loi Gamma.

c. Ajustement à la loi Exponentielle (Maximum de vraisemblance)

C'est d'une loi à deux paramètres, dont la fonction de densité de probabilité est :

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} e^{-\frac{x-m}{\alpha}}$$

m : Paramètre de position ($x > m$), α : Paramètre de dispersion.

Et la fonction de répartition est : $F(x) = 1 - e^{-\frac{x-m}{\alpha}}$

L'estimation des paramètres de l'ajustement des débits maximums journaliers à la loi Exponentielle par la méthode "Méthode Maximum de vraisemblance" et les résultats de test d'adéquation sont représentés dans le tableau 56 et la figure 87.

Paramètres de l'ajustement à la loi Exponentielle		
	Station d'El Haçaïba	Station de Sidi Ali Benyoub
Nombre d'observations	39	53
Paramètres	α	65.6208
	m	-0.482584
Résultat du test d'adéquation à la loi Exponentielle		
Hypothèses		
H0 : L'échantillon provient d'une loi Exponentielle		
H1: L'échantillon ne provient pas d'une loi Exponentielle		
Résultat de la statistique :	4.69	9.32
p-value :	0.4546	0.1563
Degrés de liberté :	5	6
Nombre de classes :	8	9
Conclusion : Nous pouvons accepter H ₀ au niveau de signification de 5 %		

Tabl. 56: Résultat du test d'adéquation de l'ajustement à la loi Exponentielle (Maximum de vraisemblance).

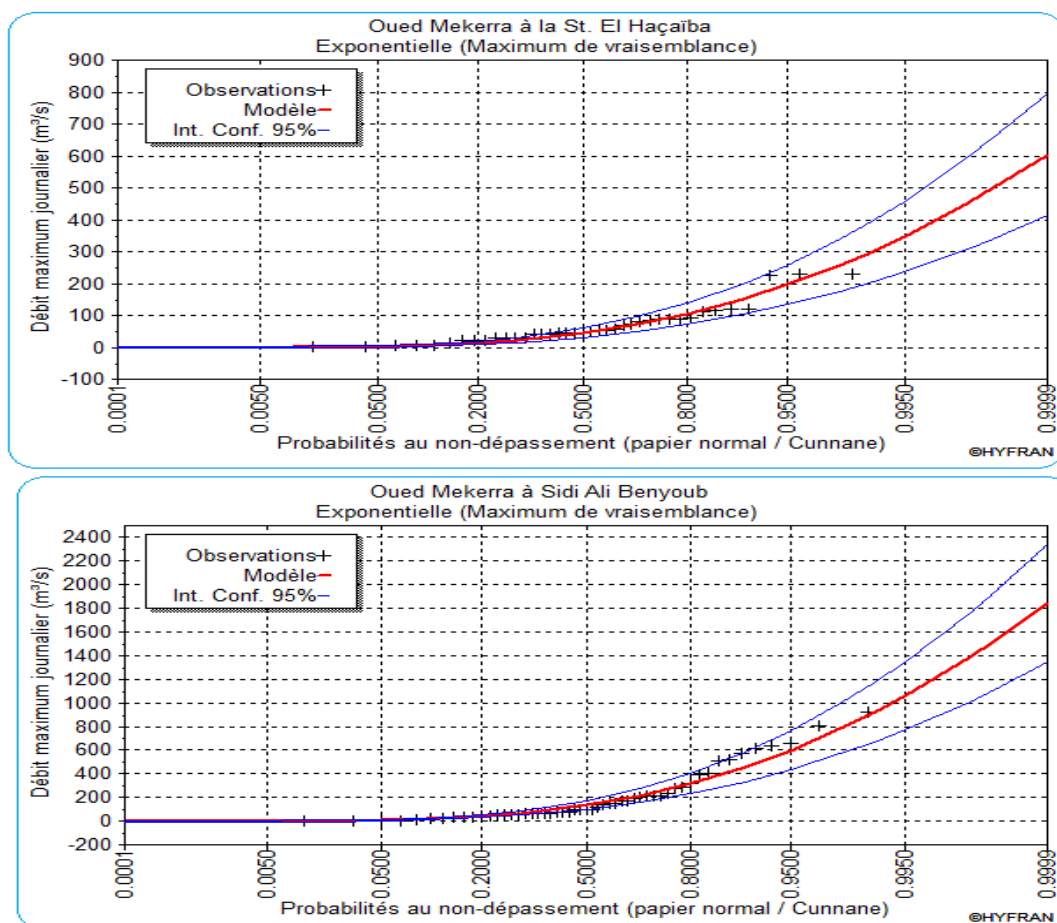


Fig. 87: Ajustement de la série des débits maximums annuels à la loi Exponentielle.

d. Ajustement à la loi Pareto généralisée (Méthode des moments)

La fonction de densité de probabilité de la loi de Pareto généralisée est exprimée par :

$$f(x) = \frac{1}{\alpha} \left[1 - k \frac{x}{\alpha} \right]^{\frac{1}{k} - 1}$$

α Paramètre de dispersion ou d'échelle ; k Paramètre de forme.

Et la fonction de répartition est :

$$F(x) = 1 - \left[1 - k \frac{x}{\alpha} \right]^{\frac{1}{k}}$$

Les paramètres d'ajustement des débits maximums journaliers à la loi Pareto généralisée "Méthode des moments" et les résultats de test d'adéquation sont représentés dans le tableau 57 et la figure 88.

Paramètres de l'ajustement à la loi Pareto généralisée	
Station El Haçaïba	
Nombre d'observations	
39	
Paramètres	α
	k
176.998	
-0.10621	
Résultat du test d'adéquation à la loi Pareto généralisée	
Hypothèses	
H0 : L'échantillon provient d'une loi Pareto généralisée	
H1 : L'échantillon ne provient pas d'une loi Pareto généralisée	
Résultat de la statistique : χ^2	7.56
p-value :	0.1820
Degrés de liberté :	5
Nombre de classes :	8
Conclusion : Nous pouvons accepter H_0 au niveau de signification de 5 %	

Tabl. 57: Résultat du test d'adéquation de l'ajustement à la loi Pareto généralisée (Méthode des moments).

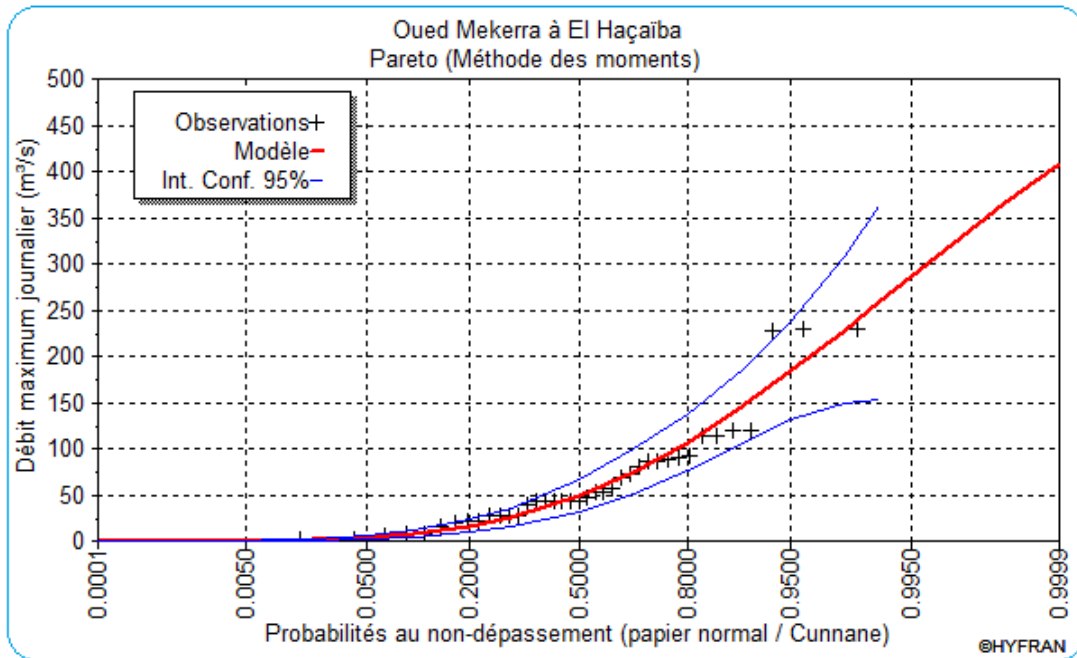


Fig. 88: Ajustement des débits maximums annuels à la loi Pareto généralisée.

e. Ajustement à la loi de Log-Pearson III (Méthode des moments (BOB), base 10)

C'est une loi à trois paramètres. Sa fonction de densité de probabilité est :

$$f(x) = \frac{\alpha^\lambda}{x\Gamma(\lambda)} (\ln x - m)^{\lambda-1} e^{-\alpha(\ln x - m)}$$

Avec $m \leq x < \infty$

m : Paramètre d'origine ; λ : Paramètre de forme ($\lambda > 0$) ; α : Paramètre d'échelle ($\alpha \neq 0$). Pour la fonction de répartition, il n'existe pas d'expression analytique explicite il faut intégrer numériquement $f(x)$.

L'estimation des paramètres de l'ajustement des débits maximums journaliers à la loi Log-Pearson III méthode "Méthode des moments (BOB), Base 10" et les résultats de test d'adéquation sont représentés dans le tableau 58 et la figure 89.

Paramètres de l'ajustement à la loi Log-Pearson III		Station El Haçaïba
Nombre d'observations		53
Paramètres	α	-2.0743
	λ	2.49695
	m	3.10648
Résultat du test d'adéquation à la loi Log-Pearson III		
Hypothèses		
H0 : L'échantillon provient d'une loi Log-Pearson III		
H1 : L'échantillon ne provient pas d'une loi Log-Pearson III		
Résultat de la statistique : χ^2		8.98
p-value :		0.1098
Degrés de liberté :		5
Nombre de classes :		9
Conclusion : Nous pouvons accepter H ₀ au niveau de signification de 5 %		

Tabl. 58: Résultat du test d'adéquation de l'ajustement à la loi Log-Pearson III.

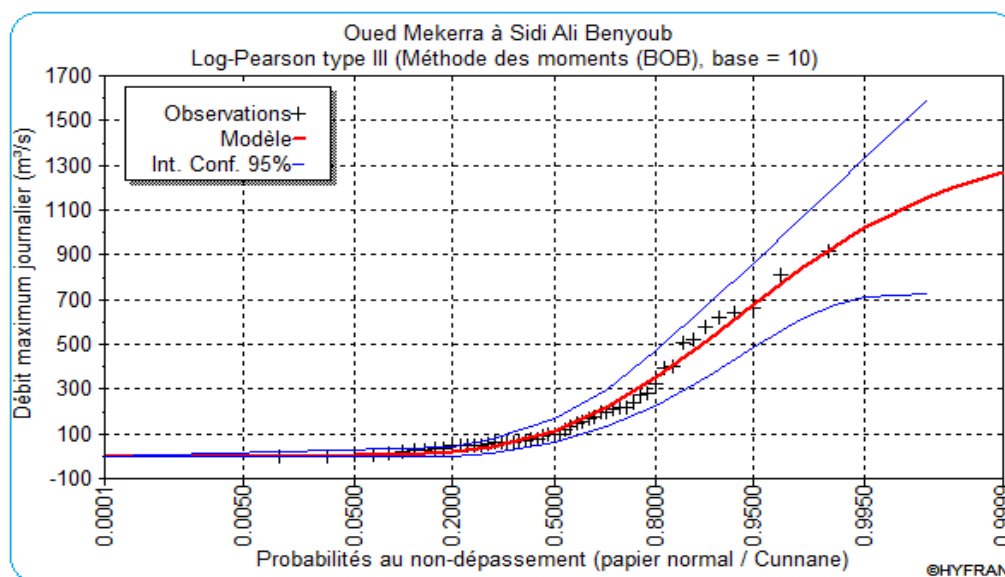


Fig. 89: Ajustement des débits maximums annuels à la loi Log-Pearson III.

5.8. Estimation des quantiles

Pour atteindre l'objectif de l'analyse hydrologique de fréquences, on établit la relation entre les événements hydrologiques extrêmes (crues, étiages, etc...) et leurs probabilités au dépassement ou au non-dépassement.

Étant donné que les événements extrêmes n'ont pas un patron fixe dans le temps. Ce temps moyen d'occurrence entre les événements extrêmes est défini comme étant la période de retour (Cunnane, 1989). Cette définition de la période de retour ne donne aucune relation entre la probabilité d'occurrence d'un événement extrême et sa période de retour. Cependant, on peut justifier la relation entre la probabilité d'occurrence des événements extrêmes et leur période de retour (Hamed &, Rao 1999).

Mathématiquement, une période de retour T (ans) affectée à une crue de débit maximum Q_t , signifie qu'on est devant une probabilité P égale à $(1-1/T)$ que le débit ne dépasse pas la valeur de Q_t . Ainsi, les méthodes probabilistes assimilent les séries de données (Débits, pluies....) à des échantillons de variables aléatoires continues et infinies. Par la suite, la fréquence de non dépassement du variable est :

$$F(X_i) = P(i \leq X_i)$$

La fréquence d'apparition est : $1 - F(X_i) = 1 - P(i \leq X_i) \Rightarrow T = \frac{1}{1-F(X_i)}$

5.8.1. Station d'El Haçaïba

La loi Gamma (Maximum de vraisemblance) semble bien s'ajuster aux débits maximums journaliers annuels du bassin versant de l'Oued Mekerra à la station d'El Haçaïba [débits sont relativement très réguliers (Coefficient de variation proche de 1)]. Ainsi, les rapports des débits fréquentielles estimés indiquent un fort rapprochement entre les quantiles estimés par la loi Gamma et celle de Weibull. Par contre, ils s'écartent rapidement pour les autres lois (fig. 90).

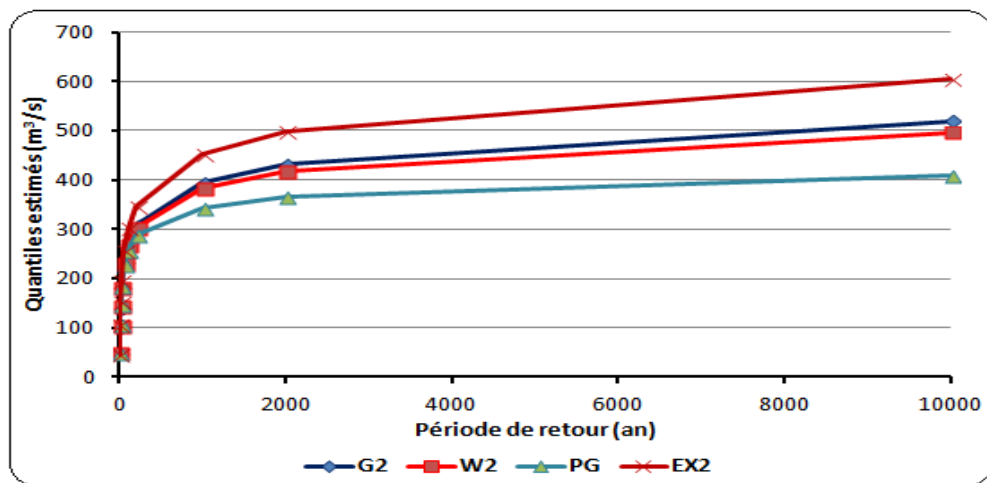


Fig. 90: Débits maximums annuels estimés à la station d'El Haçaïba suivant les différentes lois appliquées correspondants à différentes périodes de retours.

Les quantiles de débit de crue estimés pour différentes périodes de retour correspondants aux courbes d'ajustement des distributions retenues, relatifs aux données de la station hydrométrique d'El Haçaïba sont consignés respectivement dans le tableau 59.

Période de retour T (an)	Probabilité de non dépassement (q)	Quantile X_T (m ³ /S) pour différentes périodes de retour selon les lois d'ajustement						
		Gamma (1)	Weibull (2)	Rapport (1)/(2)	Pareto (3)	Rapport (1)/(3)	Exponentielle (4)	Rapport (1)/(4)
2	0.5	48,7	48,8	0,998	48,5	1,004	45	1,082
5	0.8	103	104	0,990	107	0,963	105	0,981
10	0.9	142	143	0,993	147	0,966	151	0,940
20	0.95	181	181	1,000	184	0,984	196	0,923
50	0.98	232	231	1,004	228	1,018	256	0,906
100	0.99	270	267	1,011	258	1,047	302	0,894
200	0.995	308	303	1,017	287	1,073	347	0,888
1000	0.999	395	384	1,029	343	1,152	453	0,872
2000	0.9995	433	418	1,036	365	1,186	498	0,869
10000	0.9999	520	497	1,046	408	1,275	604	0,861

Tabl. 59: Estimation des quantiles de crues par les trois lois (Gamma, Weibull, Pareto et Exponentielle) – Station: El Haçaïba.

5.8.2. Station de Sidi Ali Benyoub

Les débits maximums annuels de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub s'ajustent mieux à la loi Weibull (Méthode des Moments) à un intervalle de confiance de 95%. Dès lors, on constate à partir du rapport des débits fréquents obtenus par la loi de Weibull avec loi Gamma d'une part et la loi Exponentielle avec la loi Log-Pearson III d'autre part que les quantiles des quatre lois sont très rapprochés pour les faibles périodes de retour ($T \leq 10$) (fig. 91). Toutefois, un léger écart entre les débits fréquents déterminés par la loi Weibull et ceux de la loi Log-Pearson III est observé lorsque que la période de retour augmente ($T \leq 50$). Cet écart est observable à partir de la crue d'occurrence centennale, où la loi Log-Pearson III commence à donner des valeurs de débits sous estimés par rapport à la loi de Weibull.

Notons que les quantiles de débit de crue estimés pour différentes périodes de retour correspondants aux courbes d'ajustement des distributions retenues, relatifs aux données de la station hydrométrique de Sidi Ali Benyoub sont consignés respectivement dans le tableau 60.

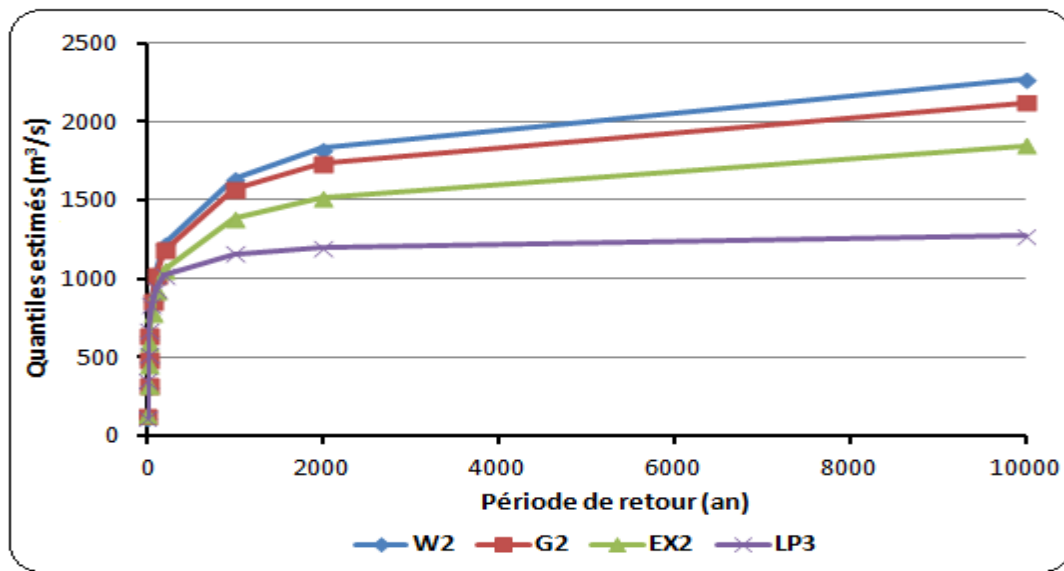


Fig. 91: Débits maximums annuels estimés à la station de Sidi Ali Benyoub suivant les différentes lois appliquées correspondants à différentes période de retours.

Période de retour T (an)	Probabilité de non dépassement (q)	Quantile X_T (m^3/S) pour différentes périodes de retour selon les lois d'ajustement						
		Gamma (1)	Weibull (2)	Rapport (1)/(2)	Pareto (3)	Rapport (1)/(3)	Exponentielle (4)	Rapport (1)/(4)
2	0.5	124	125	0,99	136	0,91	115	1,08
5	0.8	319	324	0,98	320	1,00	349	0,91
10	0.9	478	481	0,99	459	1,04	522	0,92
20	0.95	642	641	1,00	598	1,07	675	0,95
50	0.98	867	856	1,01	782	1,11	840	1,03
100	0.99	1040	1020	1,02	921	1,13	940	1,11
200	0.995	1220	1180	1,03	1060	1,15	1020	1,20
1000	0.999	1640	1570	1,04	1380	1,19	1160	1,41
2000	0.9995	1830	1730	1,06	1520	1,20	1200	1,53
10000	0.9999	2270	2120	1,07	1850	1,23	1270	1,70

Tabl. 60 : Estimation des Quantiles de crues par les trois lois (Weibull, Gamma, Exponentielle et Log-Pearson III) – Station: Sidi Ali Benyoub.

B. Les étiages

La notion d'étiage repose sur différentes définitions selon l'angle par lequel ce phénomène peut être abordé. Selon le Glossaire International d'Hydrologie (1992), l'étiage est défini comme étant le « *plus bas niveau atteint par un cours d'eau ou un lac* » sans précision temporelle. Par contre, le Dictionnaire Français d'Hydrologie de Surface (Roche, 1986) inscrit cet événement dans un contexte temporel « *niveau annuel le plus bas atteint par un cours d'eau en un point donné* ».

D'autre part, si les crues constituent des épisodes clairement définis, les étiages sont des phénomènes plus complexes à décrire et leur genèse particulièrement longue les rend difficiles à appréhender car, l'identification des débits d'étiage ne fait pas l'objet de règles établies. Ceci s'explique par le caractère original que peuvent prendre ces événements d'une année à l'autre. Ainsi, les débits d'étiage peuvent être définis à partir de débits journaliers, de débits mensuels ou encore de moyennes mobiles calculées sur plusieurs jours. Il est également possible de caractériser les étiages à partir d'un débit seuil, en comptabilisant le nombre de jours sous ce seuil ou le volume déficitaire (Lang Delus, 2011).

Nous tenons à souligner que l'intervention humaine (multiples prélèvements, dérivations et rejets) est généralement responsable des perturbations du débit d'étiage. Ces perturbations très conséquentes en été, rendent les mesures inhérentes.

1. Définition des paramètres caractéristiques de l'étiage

Pour caractériser l'étiage, différents indicateurs peuvent être utilisés, dont notamment celui qui est défini par un couple (débit, durée). Dans la littérature, plusieurs indicateurs sont rencontrés en fonction du ou des paramètres pris en considération :

- Débit journalier minimum annuel ;
- Minimum annuel de la moyenne mobile sur n jours des débits journaliers ;
- VCNd : débit moyen caractéristique sur une durée continue d , minimum dans la saison ;
- QMNA : débit (Q) mensuel (M) minimal (N) de chaque année (A) ;
- QMNA X ans: il s'agit de la valeur du QMNA de période de retour de X ans ;
- Débit caractéristique d'étiage (DCE) qui peut être défini comme étant le débit atteint ou dépassé 355 jours par an.

A noter qu'un des premiers pas est de définir le type de débit qui sera utilisé et la durée caractéristique de l'étiage. Selon Hamza (1999), le $Q_{7,10}$ est utilisé couramment en Amérique du Nord. Il est défini comme étant le minimum annuel lissé sur sept jours consécutifs des débits journaliers, qui devraient être dépassés en moyenne à chaque dix ans (Riggs, 1980). Cette valeur a également été reprise au Canada. Par contre, en France et suite aux études réalisées par l'**IRSTEA** (ex. CEMAGREF) (Galéa et al., 1999), le débit d'étiage est le VCNd qui correspond au débit moyen caractéristique sur une durée d connue, minimal dans la saison. Dans leur étude, l'**IRSTEA** utilise le débit journalier minimum annuel de période de retour de deux ans.

D'après les définitions proposées par différents auteurs (Parde, 1964,1968 ; Rochefort, 1969; Frecaut, 1972), on peut regrouper le phénomène d'étiage autour des deux approches suivantes:

-l'approche physique : c'est une période d'étiage caractérisée par une période de ruissellement superficiel nul, où les eaux souterraines sont la seule source de débit (Boivert, 1969) ;

-l'approche statistique : c'est la plus usuelle. Le débit caractéristique d'étiage (DCE) est calculé sur une longue série (plusieurs années) de débits journaliers classés. Débit au dessous duquel l'écoulement descend dix jours par an (Parde, 1964, 1968).

2. Etude des fréquences annuelles de basses eaux et étiages du bassin versant de la Haute Mekerra

Pour la détermination du débit d'étiage de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub, nous avons retenu la méthode de la moyenne des courbes annuelles. Cette méthode consiste en l'établissement pour chacune des "n" années d'observation, une courbe de débits classés. La courbe sur l'ensemble de la période est ensuite obtenue en calculant pour chaque fréquence (jour de dépassement), la moyenne des débits des "n" courbes annuelles (Musy, 1998). Le débit caractéristique d'étiage (DCE) a été retenu comme base de détermination du seuil d'étiage de l'Oued Mekerra. La valeur de DCE obtenue à partir de la courbe moyenne des débits classés est de $0,209 \text{ m}^3/\text{s}$ (fig. 92).

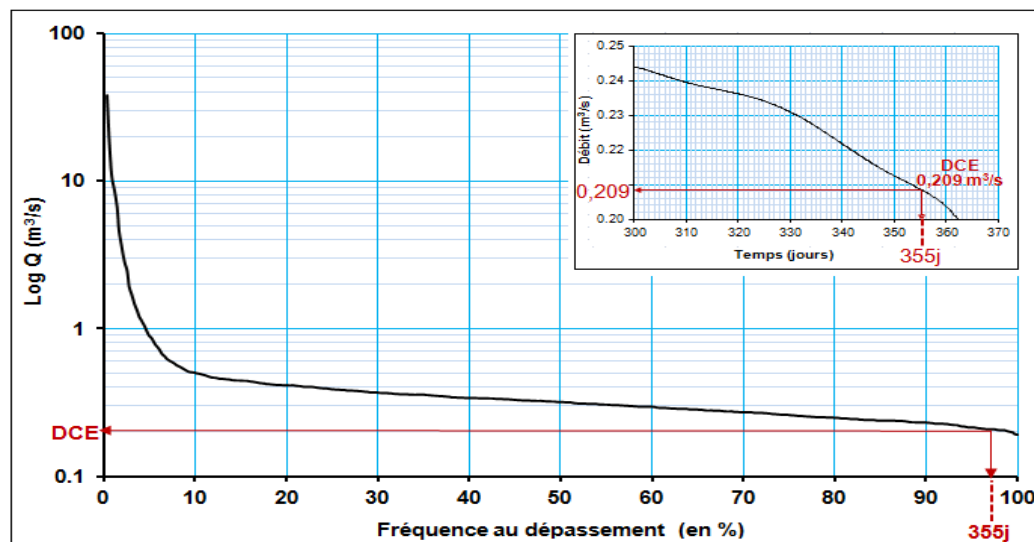


Fig. 92 : Courbe de débits classés (station de Sidi Ali Benyoub).

L'adoption de DCE comme base de détermination du seuil d'étiage sur la période a permis de dévoiler les fréquences des basses eaux et étiages de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub. Le débit de $1 \text{ m}^3/\text{s}$ est considéré comme seuil de l'écoulement non influencé.

En somme, l'application de cette méthode sur la série d'observations de la station étudiée a révélé que toutes les années hydrologiques ont présenté les trois phases d'écoulements (fig. 93).

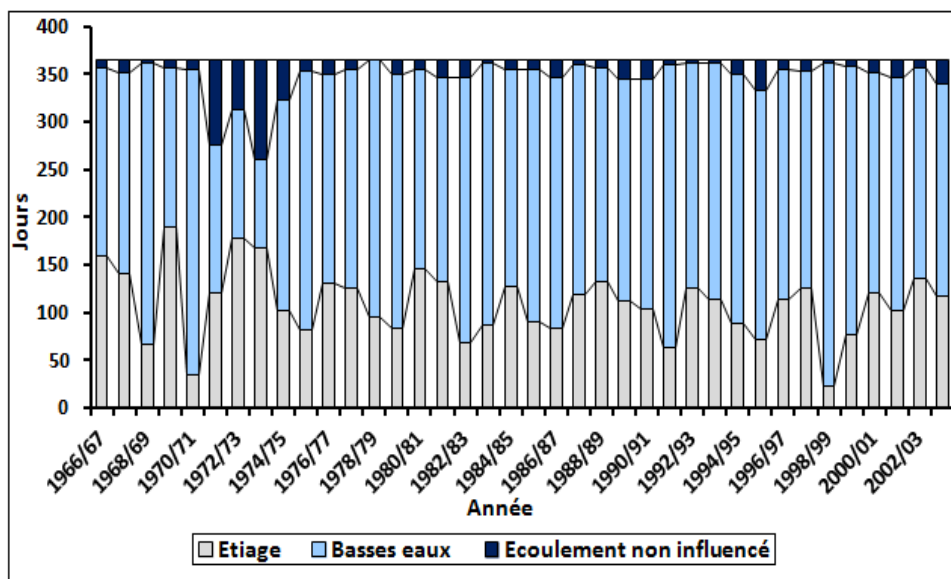


Fig. 93: Fréquences annuelles des trois phases d'écoulement dans à la station de Sidi Ali Benyoub.

Le calcul du pourcentage des fréquences annuelles des trois phases d'écoulement montre que les étiajes sont assez prononcés (fig. 94).

Pour la période d'étiajes à la station de Sidi Ali Benyoub, elle oscille entre 23 et 190 jours, avec une moyenne d'environ 109 jours, représentant ainsi 35% de l'année hydrologique.

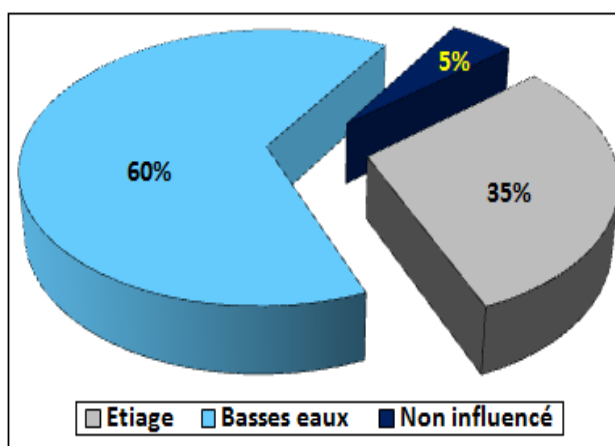


Fig. 94: Pourcentage des fréquences annuelles des trois phases à la station de Sidi Ali Benyoub.

3. Analyse fréquentielle des étiages

L'adoption de DCE comme base d'estimation des débits d'étiage, telle qu'elle a été évoquée précédemment et qui a servi de base pour la détermination des fréquences annuelles sera également utilisée pour l'analyse fréquentielle.

En effet, après avoir choisi un échantillon de débits minimums annuels, on doit respecter certaines hypothèses de bases (débit naturel, homogénéité, stationnarité, etc...) avant de procéder au choix de la distribution statistique qui s'ajuste le plus adéquatement à l'échantillon de débits minimums annuels. Pour ce faire, nous exposons les résultats des plus importants tests:

3.1. Test des hypothèses

-Hypothèse de stationnarité (test de Kendall) : le résultat du test Kendall sur la stationnarité des données de la station de Sidi Ali Benyoub est représenté dans le tableau 61.

Station		Sidi Ali Benyoub
Taille de la série	Série 1	34
	Série 2	36
Valeur de la statistique $ k $		1,37
p-value		0,171
Valeur critique $U_{2,5\%}$		1,96
Risque de 1 ^{ère} espèce α		5%

Tabl. 61: Résultat du test de Kendall appliqué aux séries de débits minimums de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.

Etant donné que $|K|$ calculé est compris entre les valeurs critique $[-1.96, 1.96]$ et $p > \alpha$, nous pouvons accepter H_0 au niveau de signification de 5%.

-Hypothèse d'indépendance (test de Wald-Wolfowitz) : l'application de ce test sur la série de débits minimums, nous a permis d'avoir un $|U|$ calculé = 1,90. Cette valeur est donc comprise dans l'intervalle des valeurs critique $(-1.96 \leq |U| \leq 1.96)$ et $p > \alpha$ (tabl. 62).

A cet effet, nous pouvons accepter H_0 au niveau de signification de 5%.

-Hypothèse d'homogénéité (test de Wilcoxon) : le test de Wilcoxon pour la vérification de l'hypothèse d'homogénéité des débits minimums de la Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub a conduit aux résultats suivants (tabl. 63):

La valeur statistique ($|W| = 2,17$) incluse dans l'intervalle critique $(-1.96 \leq |W| \leq 1.96)$, La p-value ($p = 0,0297 < \alpha$),

Station		Sidi Ali Benyoub
Taille de la série	Série 1	34
	Série 2	36
Valeur de la statistique U		1,90
p-value p		0.053
Valeur critique $U_{2,5\%}$		1,96
Risque de 1 ^{ère} espèce α		5%

Tabl. 62: Test de Wald-Wolfowitz appliqué aux séries de débits minimums de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.

Station		Sidi Ali Benyoub
Taille de la série	Série 1	34
	Série 2	36
Valeur de la statistique W		2,17
p-value		0,0297
Valeur critique $U_{2,5\%}$		1,96
Risque de 1 ^{ère} espèce α		5%

Tabl. 63: Test de Wilcoxon appliqué aux séries de débits minimums de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.

Conclusion, nous devons Rejeter H_0 au niveau de signification de 5 %,.. Mais, on l'accepte au niveau de signification de 1 % .

3.2. Données et Méthode

Pour formuler la série utilisée pour le traitement statistique des étiages, un seuil peut être fixé comme étant un indice d'étiage (Vogel et *al.*, 1994). Dans notre présent travail, le seuil retenu correspond " $DCE = 0.209 \text{ m}^3/\text{s}$ " où tout débit inférieur ou égale à ce seuil sera considéré comme débit d'étiage.

Par raileur, en raison du régime d'écoulement du bassin versant, des débits successifs enregistrés peuvent être inférieurs à ce seuil, ce qui va conduire à l'obtention d'individus non indépendants statistiquement

A cet effet, il a été nécessaire de procéder à l'élimination des débits égaux, et ce dans le but de constituer une série statistique représentative des étiages du bassin versant de la Haute Mekerra. Ces données seront soumises à une analyse fréquentielle par le logiciel «Hydrology Frequency Analysis» (HYFRAN) conçu spécialement pour le traitement des données hydrologiques extrêmes.

Pour la caractérisation de la série statistique des débits d'étiage, Py (1996) propose que les caractéristiques des données soient classées selon l'information apportée sur la valeur centrale ou de position (moyenne, quantiles), la dispersion (variance, écart-type, valeurs extrêmes), la forme et la concentration (asymétrie et aplatissement).

De façon générale, les caractéristiques de tendances centrales, nous renseignent sur l'ordre de grandeur des séries de débits. Les caractéristiques de dispersion, nous donnent l'indication de la façon dont sont groupées les données; une caractéristique de dispersion intéressante est représentée par le coefficient de variation qui nous permet de comparer plusieurs séries lorsque les moyennes sont très différentes. Les caractéristiques de forme permettent de préciser l'allure de la courbe des fréquences. Généralement, on utilise deux mesures de la forme :

-l'asymétrie qui a pour objectif de nous renseigner sur la façon régulière ou non dont les observations se répartissent par rapport à une valeur centrale. Une valeur positive indique que les observations sont plus concentrées à gauche de la valeur centrale (étalement vers la droite), alors qu'une valeur négative indique que les observations sont plus concentrées à droite de la valeur centrale (étalement vers la gauche) ;

-l'aplatissement a pour objectif de faire apparaître si une faible variation de la variable entraîne ou non une forte variation des fréquences relatives. Une valeur positive de ce coefficient indique une distribution dense, alors qu'une valeur négative indique une distribution étalée. Les caractéristiques empiriques de la série sont représentées dans le tableau 64.

Les résultats de la statistique permettent de conclure que les observations de la série de débits minimums de la Mekerra sont concentrés à droite (Coefficient d'asymétrie négative ($C_s = -0.114$)). La valeur positive du coefficient d'aplatissement ($C_k = 1.64$) indique une distribution dense.

Station	Sidi Ali Benyoub
Taille de la série	70
Minimum	0.008
Maximum	0.208
Moyenne	0.110
Ecart-Type	0.0543
Médiane	0.117
Coefficient de Variation (CV)	0.494
Coefficient d'asymétrie (C_s)	-0.114
Coefficient d'aplatissement (C_k)	1.64

Tabl. 64 : Statistique de base de la série d'étiage à la station de Sidi Ali Benyoub.

3.2.1. Histogrammes de fréquences

Les fréquences des débits minimums annuels de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub sont plus élevées dans la partie droite de l'histogramme (fig. 95). Ceci est en conformité par rapport à la valeur négative du Coefficient d'asymétrie négative ($C_s = -0.114$). Les fréquences d'étiage sont plus élevées aux mois de juillet et d'août et légèrement aux mois de juin et septembre. Pour les autres mois, les étiages sont peu fréquents.

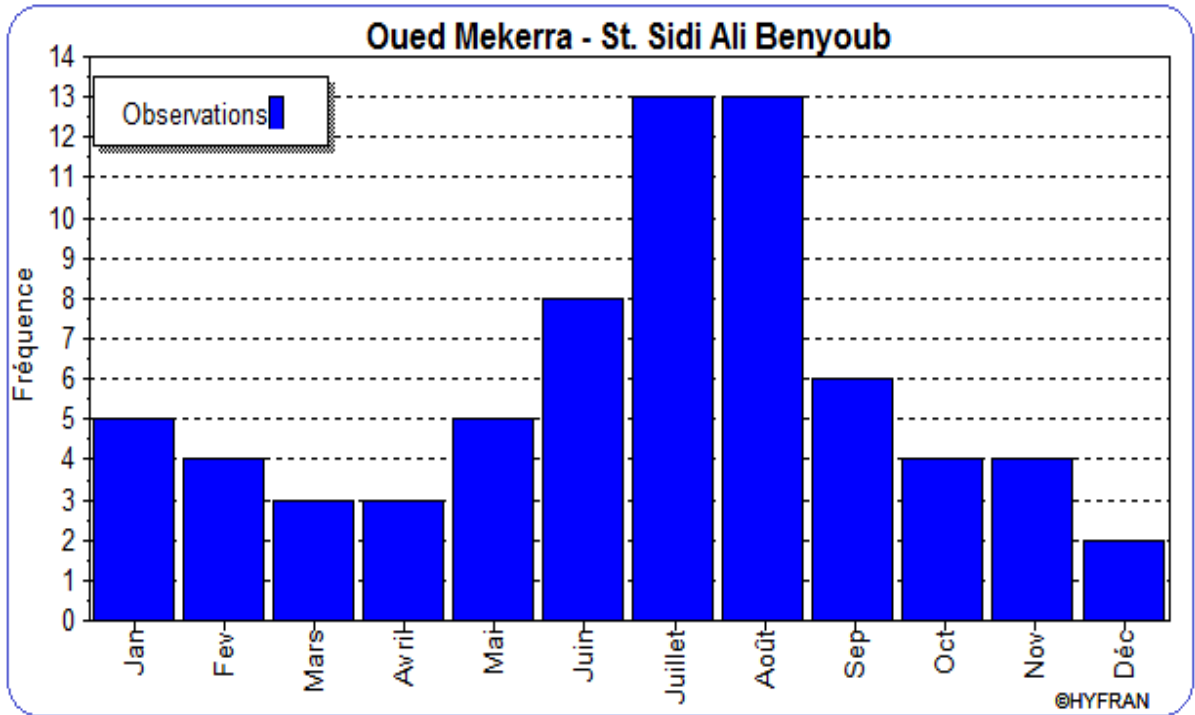


Fig. 95: Histogramme des fréquences Mensuelles des débits d'étiage à la station de Sidi Ali Benyoub.

3.2.2. Courbes chronologiques des sommes cumulatives (CUSUM)

Le résultat du CUSUM obtenu pour la station de Sidi Ali Benyoub montre une tendance positive sur une longue période pour devenir négative vers la fin de la série de mesure (à partir de l'année 2000) (fig. 96). Cette variation de tendance confirme les fluctuations des débits d'étiages.

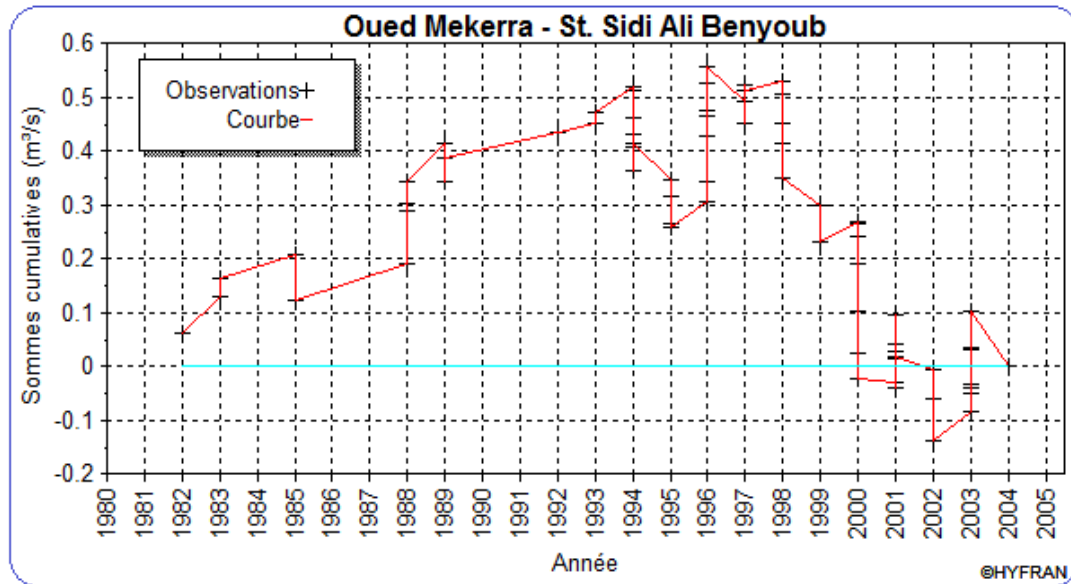


Fig. 96 : Chronologie des sommes cumulatives de la station de Sidi Ali Benyoub.

4. Résultats et interprétation des ajustements aux lois statistiques

D'après les travaux antérieurs relatifs aux choix des lois statistiques qui étaient utilisées par un certain nombre d'auteurs pour l'ajustement des séries de débits d'étiages, on retient les conclusions suivantes :

-Gumbel (1954) a été le premier à appliquer la théorie des valeurs extrêmes aux événements de sécheresse et en particulier la loi de Weibull au débit minimum annuel de huit rivières américaines. Cette approche ne tient pas compte des durées ni des volumes des déficits. L'estimation doit être telle que $\hat{\mu}$ soit inférieur au plus faible débit minimum observé.

-Matalas (1963) a effectué une étude de comparaison de quatre distributions théoriques asymétriques à trois paramètres, ayant une limite inférieure : la loi de Weibull, la loi log normale à trois paramètres (LN3), la loi de Pearson type 3 (LP3), et la loi de Pearson type 5. Il en a conclu que la loi de Weibull et la LP3 s'appliquent mieux aux débits minima annuels de 34 cours (Etats Unies).

-Joseph (1970) a comparé cinq distributions : la loi Gamma, la loi log normale à deux paramètres (LN2), la loi normale, et la loi de Weibull appliquées au minimum annuel de la moyenne mobile sur 14 jours des débits journaliers et ce, pour 37 stations de mesure (bassin de la rivière Missouri et États-Unis).

-Hoang (1978) a montré que la loi log Pearson type 3 (LP3) s'applique le mieux aux minima annuels des débits journaliers pour l'ensemble de toutes les stations de mesure de la province de Québec.

-Nathan & McMahon (1990) ont étudié les méthodes d'estimation des paramètres de la loi Weibull pour le débit minimum annuel ainsi que pour les débits de m jours consécutifs Q_m , $m= 1, 7, 15, 30, 60, 120, 183, 284$. Les trois méthodes sont utilisées, moments, maximum de vraisemblance et moments de probabilités pondérés. Les auteurs ont trouvé que la méthode des moments de probabilités pondérés donnait des estimateurs peu satisfaisants pour les sécheresses de courtes durées. Quand à la méthode du maximum de vraisemblance produit des estimateurs de volumes de sécheresse qui sont souvent plus grand que ceux obtenus avec les deux autres méthodes. Finalement, ils recommandent l'utilisation de plus d'une méthode surtout pour les petits échantillons.

Zian en 2011 appliqué la loi de Weibull, la loi Pareto généralisée, la loi de Log-normale et la loi de Gumbel pour ajuster les débits d'étiage d'Oued R'dom (Maroc). D'après ses résultats, il a retenu la loi de Pareto comme loi la plus adéquate.

Dans notre cas, la série statistique représentative débits minimums annuels du bassin versant de la Haute Mekerra a été utilisée pour l'analyse fréquentielle, par ajustement à des lois statistiques caractéristiques applicables aux études des événements extrêmes. Devant la problématique du choix des lois statistiques pour l'ajustement, nous sommes renforcés à tester plusieurs lois et les comparer pour retenir les lois les plus adéquates. La figure 97 montre la comparaison des lois utilisées pour l'ajustement des débits minimums annuels de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub. D'après ces résultats, il s'est avéré que les données de cette station s'ajustent mieux à la loi de Pareto généralisée (méthode des moments), ainsi que la loi de Log-Pearson III.

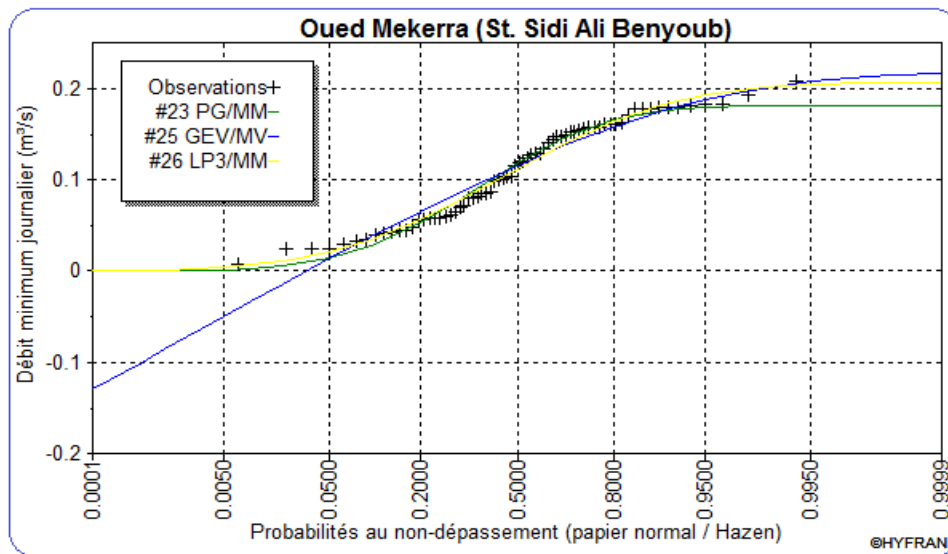


Fig. 97: Résultats de comparaison des ajustements aux différentes lois des débits minimums annuels de la station de Sidi Ali Benyoub.

PG: Loi Pareto généralisée; GEV: Loi générale des valeurs extrêmes ; LP3: Loi de Log-Pearson III. MV : méthode de maximum de vraisemblance ; MM : méthode des moments.

4.1. Ajustement à la loi Pareto généralisée (Méthode des moments)

Les paramètres d'ajustement des débits d'étiages à la loi Pareto généralisée "Méthode des moments" et les résultats de test d'adéquation sont représentés dans le tableau 65 et figure 98.

Paramètres de l'ajustement à la loi Pareto		
Station	Sidi Ali Benyoub	
Nombre d'observations	70	
Paramètres	α	0.279984
	k	1.5473
Résultat du test d'adéquation à la loi Pareto		
Hypothèses		
H0 : L'échantillon provient d'une loi Pareto		
H1 : L'échantillon ne provient pas d'une loi Pareto		
Résultat de la statistique : χ^2	12.29	
p-value :	0.0915	
Degrés de liberté :	7	
Nombre de classes :	10	
Conclusion : Nous pouvons accepter H_0 au niveau de signification de 5 %		

Tabl. 65 : Test d'adéquation de l'ajustement des débits minimums annuels à la loi Pareto généralisée (Méthode des moments).

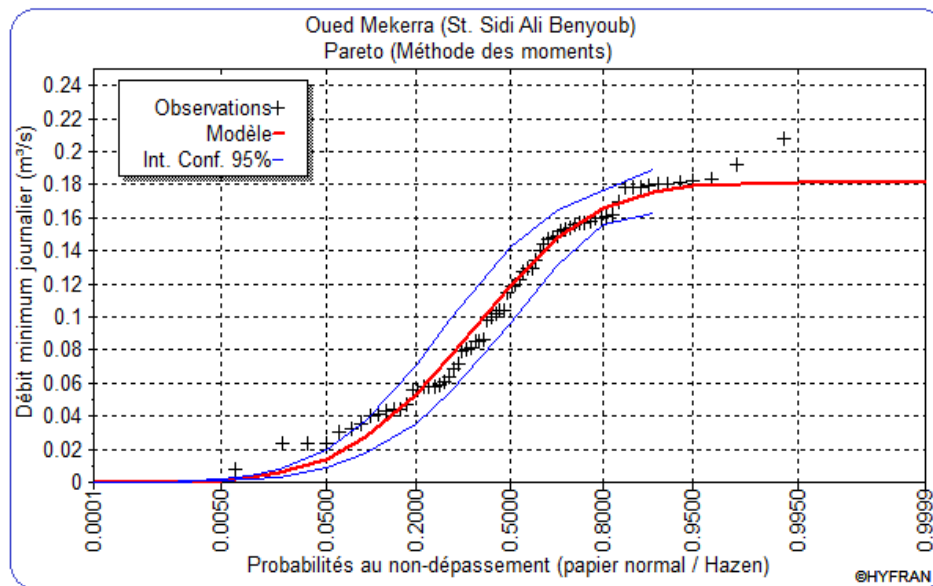


Fig. 98: Ajustement graphique de la série des débits minimums annuels à la loi Pareto généralisée.

4.2. Ajustement à la loi de Log-Pearson III

L'estimation des paramètres (α , λ , m) de la loi Log-Pearson III "Méthode des moments (BOB), Base 10" et l'ajustement des débits minimums journaliers ainsi que et les résultats de test d'adéquation sont représentés dans le tableau 66 et le figure 97.

Paramètres de l'ajustement à la loi Log-Pearson III		
Station	Sidi Ali Benyoub	
Nombre d'observations	70	
Paramètres	α	-3.38635
	λ	1.20564
	m	-0.687316
Résultat du test d'adéquation à la loi Log-Pearson III		
Hypothèses		
H0 : L'échantillon provient d'une loi Log-Pearson III		
H1 : L'échantillon ne provient pas d'une loi Log-Pearson III		
Résultat de la statistique : χ^2	12.57	
p-value :	0.0504	
Degrés de liberté :	6	
Nombre de classes :	10	
Conclusion : Nous pouvons accepter H ₀ au niveau de signification de 5 %		

Tabl. 66: Résultat du test d'adéquation de l'ajustement des débits minimums annuels à la loi Log-Pearson III (Méthode des moments (BOB), base10).

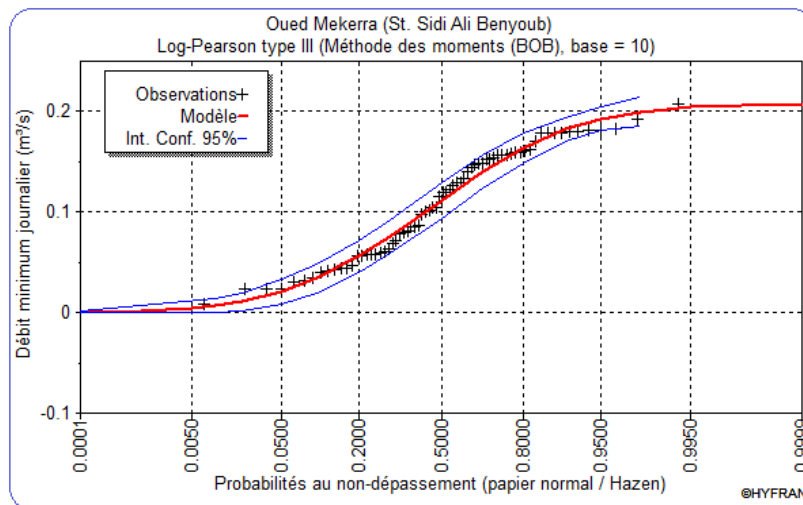


Fig. 97: Ajustement des débits minimums annuels à la loi Log-Pearson III.

5. Estimation des quantiles

Le tableau 67 illustre les résultats des débits d'étiage estimés à la station de Sidi Ali Benyoub pour les différentes périodes de retour.

Période de retour T (ans)	Probabilité de non Dépassement de q	Loi d'ajustement	
		Pareto	Log Pearson III
2.0	0.5000	0.119	0.112
5.0	0.2000	0.0528	0.0561
10.0	0.1000	0.0272	0.0339
20.0	0.0500	0.0138	0.0206
50.0	0.0200	0.00557	0.0107
100.0	0.0100	0.00279	0.00658
200.0	0.0050	0.00140	0.00404
1000.0	0.0010	0.000280	0.00131
2000.0	0.0005	0.000140	0.000810

Tabl. 67: Résultats des débits d'étiage estimés pour les différentes périodes de retour.

Les débits d'étiages déterminés sur une base de DCE permettent d'établir une première évaluation des débits minimaux en fonction de leurs périodes de retour (fig. 98). Les étiages les plus sévères ont une grande période de retour, par contre les moins sévères ont une période de retour qui ne dépasse pas deux ans. Ainsi, les débits minimums annuels sont de $0.119 \text{ m}^3/\text{s}$ pour une période de retour de 2 ans selon la loi Pareto généralisée et de $0,112 \text{ m}^3/\text{s}$ d'après celle de Log Pearson III.

Par ailleurs, on remarque que pour des périodes de retour plus importantes, les débits d'étiages diminuent jusqu'à atteindre une valeur de l'ordre de $10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$ à partir de la période de retour de 1000 ans. La distribution de ces débits peut varier et elle n'est pas régie par une loi prédéterminée. Les caractéristiques physico-géologiques du bassin versant, les tendances locale ou régionale et le climat contrasté de l'amont vers l'aval l'irrégularité des précipitations peuvent influencer le régime des écoulements.

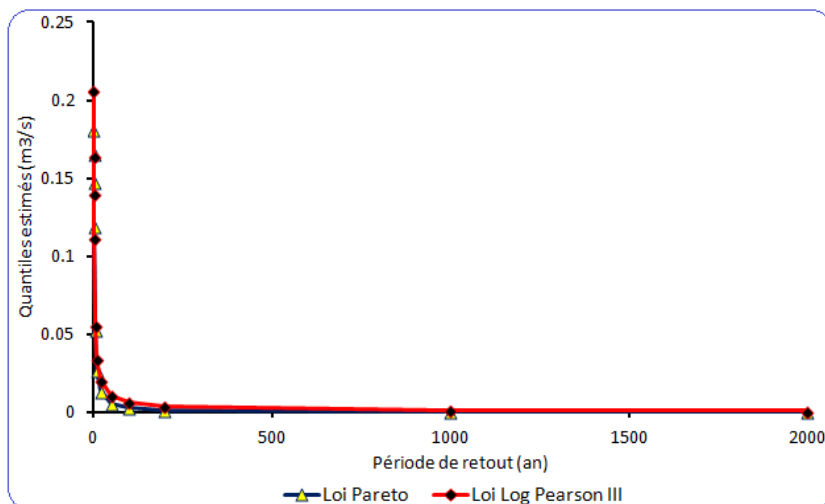


Fig. 98: Evolution des quantiles d'étiages estimés par les lois de Pareto et Log Pearson III pour les différentes périodes de retour à la station de Sidi Ali Benyoub.

X. CONCLUSION

Au terme de ce chapitre, il est important de relever les points particuliers de l'hydrologie du bassin versant de la Haute Mekerra, dont les aspects particuliers (hautes eaux et basses eaux) laissent à penser à un caractère hydrologique type méditerranéen caractérisé par une irrégularité pluviométrique. Cette irrégularité pluviométrique s'exprime du point de vue hydrologique par des débits relativement importants (notamment durant la période automnale) qui peuvent être à l'origine de fortes crues d'une part et par une saison sèche fortement prononcée, donc des étiages d'autre part.

L'interprétation statistique et graphique des données, nous a permis de saisir les variations spatiales de l'écoulement superficiel en liaison avec les données climatiques et physiographiques du bassin versant, de même sa forte variabilité temporelle, annuelle et surtout saisonnières et journalières. Des irrégularités spatiotemporelles sont mises en évidence par l'évolution des débits moyens annuels, en tenant compte des variations interannuelles des débits dans les deux stations hydrométriques (El Haçaïba et Sidi Ali Benyoub).

Le module annuel dans la station d'El Haçaïba est moins important que celui de Sidi Ali Benyoub. Ceci reflète la situation amont-aval des deux stations et la succession de périodes humides et de périodes sèches qui est confirmée par le test de simple cumul.

La méthode des écarts (Ec) des débits moyens annuels au débit moyen interannuel a révélé une alternance de périodes excédentaires et d'autres déficitaires qui ne sont pas conforme pour les deux stations, où les périodes déficitaires sont plus l'importantes par rapport à celles excédentaires. Les autres irrégularités interannuelles de l'écoulement sont vérifiées par le coefficient d'hydraulicité(C.H), et complétée par le coefficient de variation(C.V), ainsi que le coefficient d'immodération (R). Ces coefficients permettent de conclure respectivement, les fluctuations hydro-climatiques, la variabilité à l'échelle spatiale et la variabilité des débits extrêmes.

L'analyse des variations saisonnières des débits a permis de dégager spécialement à partir des coefficients mensuels des débits, les nuances de régimes hydrologiques à alimentation essentiellement pluviale liés aux régimes climatiques mais plus ou moins modifiés par le rôle de la lithologie. Ils ont fait apparaître la forte opposition entre l'abondance hivernale et l'indigence estivale des cours d'eau.

Ainsi, le régime hydrologique de la Mekerra, qui se caractérise par un CMD assez élevés aux mois de septembre et octobre et un autre CMD de moindre importance durant la période pluviale à partir du mois de mars au mois de juin et peut être classé parmi les fleuves à régime pluvial.

L'étude de la relation entre les précipitations et les lames d'eau montre qu'il existe un synchronisme avec un faible retard entre les crues et les averses. Par conséquent, les débits maximaux accompagnent les fortes averses pendant le même mois et apparaissent au mois de septembre et octobre. Les débits minimums s'observent en août.

Les crues dans leur genèse, leur évolution et leur durée sont liées surtout à l'importance des averses de pluies. Il a été relevé des valeurs de débits instantanées, que les crues les plus importantes ($Q_{\max} > 600 \text{ m}^3/\text{S}$) ont été enregistrées à partir de la moitié des années 1990. Ceci, nous permet d'émettre une hypothèse selon laquelle la distribution de probabilité a changé au cours des dernières années (« les débits extrêmes sont devenus plus fréquentes et plus forts »). L'occurrence des débits de crues ainsi que leurs amplitudes suivent la loi Gamma pour la station d'El Haçaïba et Weibull pour celle de Sidi Ali Benyoub. Les résultats de cette analyse fréquentielle, nous a permis de poser le problème quant à l'utilisation de lois d'ajustement pour l'étude des débits des crues de bassins situés dans une région à régime semi aride contrasté. En effet, nous constatons qu'en dépit de la proximité des deux stations hydrométriques (El Haçaïba, Sidi Ali Benyoub) et du même environnement climatique, la distribution des débits de crues n'est pas régie par une loi de probabilité prédéterminée.

Quand aux étiages, ils caractérisent bien l'écoulement de l'Oued Mekerra qui est fréquemment sec. La sécheresse hydrologique a dominé presque les 3/4 de la période d'observations (39 années) avec un seuil non dépassé de $0.209 \text{ m}^3/\text{s}$. La sécheresse estivale a, à elle seule, un rôle décisif sur l'aggravation et l'atténuation des étiages de la Mekerra sur laquelle s'ajoutent les conditions particulières qui résident dans la faible répartition des réservoirs souterrains ainsi que les conditions géologiques et physiographiques qui favorisent l'écoulement superficiel rapide. L'occurrence des débits d'étiage ainsi que leurs amplitudes à la station de Sidi Ali Benyoub suivent la loi Pareto généralisée.

Cinquième chapitre :
**CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE DES EAUX
SOUTERRAINES DU BASSIN VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA**

Cinquième chapitre :
**CARACTERISATION HYDROGEOCHIMIQUE DES EAUX
SOUTERRAINES DU BASSIN VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA**

I. INTRODUCTION

Dans les régions soumises au climat semi-aride voire aride, le facteur limitant l'exploitation de la ressource en eau souterraine demeure principalement la qualité chimique des eaux que la quantité disponible. C'est pour cette raison que dans toute étude hydrogéologique, la chimie des eaux souterraines a toujours eu un intérêt capital. Ceci en raison de la nécessité constante de mettre à la disposition des usagers une eau répondant aux normes requises de qualité. Le chimisme des eaux souterraines est régi particulièrement par la nature des roches avec lesquelles elles se mettent en contact. Si la qualité de l'eau peut être influencée par un type de roche particulier, la géologie peut devenir un indicateur de salubrité. Ainsi, le bassin de la Haute Mekerra peut être particulièrement intéressant pour tester cette hypothèse.

Le présent chapitre sera donc consacré à l'étude de l'origine de la minéralisation en s'appuyant sur des arguments géochimiques devenus actuellement un outil très puissant. Ces arguments permettent de contribuer à la compréhension de la circulation des eaux souterraines en se basant sur le mécanisme d'acquisition des ions et leur évolutions dans les aquifères (Schöeller , 1962).

Pour atteindre les objectifs assignés dans ce chapitre, nous avons exploité les résultats d'analyses des échantillons prélevés au niveau des points d'eau (forages et sources). Lors des campagnes de mesures, nous avons cherché dans un premier lieu à caractériser les propriétés physico-chimiques et les ions majeurs de l'eau souterraine, qui contribuent dans la définition des familles d'eau au sein de chaque aquifère et à montrer leur Variabilité spatio-temporelle. Puis à préciser l'origine de la minéralisation des eaux souterraines.

Ces informations contribuent à préciser les mécanismes d'acquisition de la minéralisation (identifier les traceurs chimiques permettant de réaliser le suivi, à faible coût, de son évolution géochimique) d'une part et à évaluer la qualité globale des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra d'autre part.

II. ECHANTILLONNAGE ET ACQUISITION DES DONNEES

Nous présentons ici l'organisation des campagnes d'échantillonnage, les méthodes analytiques et les méthodologies adoptées pour traiter les données hydrogéochimiques.

La première campagne a eu lieu en période des hautes eaux (mars – avril 2012). Elle a concerné l'échantillonnage de Vingt deux (22) points d'eau (18 forages, 3 sources et 01 point d'eau de surface sur l'Oued Mekerra).

La seconde campagne de prélèvements qui a été effectuée en période de basses eaux (juillet – août 2013) a concerné 09 points d'eau (07 forages et 02 sources).

L'opération d'échantillonnage a été effectuée au niveau des différents points d'eau (forages et puits) en cours de pompage. Pour cette opération, nous avons utilisé des flacons en polyéthylène, rincés préalablement, à plusieurs reprises avec l'eau pompée. Les échantillons hermétiquement fermés et conservés à l'abri de la lumière dans une glacière ont été acheminés vers le laboratoire d'analyse d'hydrochimie de l'Algérienne Des Eaux (A.D.E) (unité de Sidi Bel Abbès) pour analyse des éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^-). En ce qui concerne les échantillons destinés à l'analyse des éléments en trace (Al^{3+} , Cu^{2+} , Fe^{2+} , Mn , Ni , Cd^{2+} , Pb^{2+}), les flacons ont été préalablement décontaminés et acidifiés à 1 ‰ avec HNO_3 ultra-pur. L'eau a été filtrée avec des membranes Millipore à $0,22\mu\text{m}$.

Notons qu'au cours des deux campagnes d'échantillonnage, il a été procédé à des mesures in situ (Température, pH, conductivité électrique, TDS et oxygène dissous).

B. Matériels et méthodes d'analyse

1. Mesures in situ

La température et les paramètres physico-chimiques (pH, conductivité électrique, TDS et oxygène dissous) ont été mesurés in situ, immédiatement après le prélèvement de l'échantillon. La mesure des paramètres physico-chimiques a été réalisée à l'aide d'un Multi-paramètres de terrain de marque HACH (Type : Sens Ion 156).

2. Analyses aux laboratoires

On a procédé à une analyse complète de tous les éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^-) et les composés azotés (NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+) et phosphoré (PO_4^{3-}). Le dosage des métaux lourds en traces (Al^{3+} , Cu^{2+} , Fe^{2+} , Mn , Ni , Cd^{2+} , Pb^{2+}) n'a concerné que les neuf échantillons prélevés lors de la seconde campagne. Les méthodes analytiques utilisées sont :

-la méthode colorimétrique pour les éléments (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , PO_4^{3-}) ;

-la méthode de spectrométrie à flamme pour les éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) à l'aide de Spectrophotomètre UVI HACH LANGE TYPE DR 5000 ;

-la méthode de spectrophotométrie d'absorption atomique pour les métaux lourds en trac (Al^{3+} , Cu^{2+} , Fe^{2+} , Mn , Ni , Cd^{2+} , Pb^{2+}) a été réalisée en utilisant le Spectrophotomètre d'absorption atomique (Marque : Thermo Scientific Série M6).

C. Contexte hydrochimique général

1. Précision des analyses

Pour une meilleure précision des mesures, le Laboratoire d'autocontrôle des eaux de l'Algérienne Des Eaux (unité de Sidi Bel Abbès) a procédé à des tests de fiabilité des appareils ayant servi à la détermination des paramètres physico – chimiques des échantillons prélevés à partir des différents points de captages des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra (spectrophotomètre à flamme et le chromatographe spectrophotomètre d'absorption atomique). L'écart type qui renseigne sur la fidélité de la méthode est calculé selon la formule:

$$\sigma = \frac{\sum(x_i - \bar{x})^2}{n-1}$$

n = nombre de mesures et \bar{x} = moyenne.

Dans le cas où l'écart type n'est pas connu, on l'estime alors à partir du nombre d'essais (n) avec les différentes valeurs de (t) extraites à partir de la table de Fischer (Tardat & Henry, 1984) (tabl. 68). Ces valeurs dépendent du nombre de mesures et de l'intervalle de confiance. En outre, elles permettent de compenser la tendance des petits nombres d'essais à sous estimer la variabilité des mesures.

L'intervalle de confiance ($I.C$) de la moyenne des (n) essais est donné par la formule suivante:

$$I.C = \bar{x} \pm \frac{\sigma \cdot t}{\sqrt{n}}$$

n	t	n	t
2	12.71	8	2.36
3	4.3	10	2.26
4	3.18	∞	1.96
5	2.78		

Tabl. 68: Valeurs de d'après R.A.Fischer (d'après Tardat & Henry, 1984).

A chaque résultat, on attribue un intervalle de confiance dépendant du nombre d'essais et de la limite de confiance choisie (75, 95 ou 99%).

A noter que le coefficient de variation (CV) mesure la précision ou la reproductibilité des résultats. Il s'exprime comme suit :

$$C_v = \frac{\sigma \cdot 100}{\bar{x}}$$

Le tableau 69 illustre la précision de mesure des paramètres physico – chimiques des échantillons d'eau analysés.

N°	Paramètres	unités	Précision	N°	Paramètres	unités	Précision
01	pH	-	± 0.3	09	Sulfates	mg/l	± 9
02	Turbidité	NTU	± 4.7	10	Fer	mg/l	± 0.05
03	Conductivité	µS/cm	24.7	11	Manganèse	µg/l	± 4
04	Calcium	mg/l	± 7.85	12	Chrome	µg/l	± 2.7
05	Sodium	mg/l	± 1.1	13	Nickel	µg/l	± 1
06	Potassium	mg/l	± 1.4	14	Cuivre	µg/l	± 1.6
07	Nitrites	mg/l	± 0.04	15	Plomb	µg/l	±2.1
08	Nitrates	mg/l	± 1.7				

Tabl. 69: Précision des appareils de mesures (A.D.E de Sidi Bel Abbès, 2012).

2. Représentativité de l'échantillonnage

La vérification de la qualité des analyses hydrochimiques est une étape nécessaire pour la détermination de la représentativité de chaque échantillon d'eau. Ainsi, pour la vérification de la qualité des résultats d'analyses chimiques des eaux, on a utilisé la méthode de la balance ionique qui se base sur le principe d'électro-neutralité d'une analyse complète (la somme des charges des anions doit être égale à la somme des charges des cations). Cette méthode prend uniquement les éléments majeurs en considération et s'applique pour un pH voisin de 7 (Rodier, 1978).

L'interprétation des bases de données hydrochimiques sur une zone d'étude est une étape importante qui consiste en la sélection des données dont l'erreur sur la balance ionique reste sous un seuil raisonnable. Cette balance ionique (BI) est calculée à partir des teneurs en éléments majeurs dans une eau. Elle traduit la somme des cations (c) sur la somme des anions (a) en méq/l. L'erreur sur la balance est exprimée en pourcent (%), selon formule suivante :

$$BI^{\pm}(\%) = \left(\frac{\sum r \text{ Cations} - \sum r \text{ Anions}}{\sum r \text{ Cations} + \sum r \text{ Anions}} \right) * 100$$

Les incertitudes sur les résultats (selon les techniques d'analyse) peuvent expliquer les erreurs parfois élevées sur les balances ioniques, à cause de la présence éventuelle d'anions organiques non pris en compte dans les calculs (Favreau, 2000). Il s'avère souvent, que le seuil de 10% élimine un nombre significatif d'analyses, souvent effectuées à des époques et par des laboratoires différents (Kloppmann et *al.*, 2011).

Pour les raisons évoquées ci – dessus, nous allons retenir dans le cadre de ce travail, un seuil d'incertitude de 10%. Cette condition a été vérifiée pour la quasi-totalité pour les échantillons, à l'exception de celui prélevé à partir des eaux l'Oued Mekerra (O. Mek) dont la balance ionique est de – 17,3%. Cet incertitude peut être due soit à une mauvaise manipulation, soit à l'évolution du système calco-carbonique de l'échantillon.

3. Paramètres physico-chimiques

Les paramètres physico-chimiques mesurés sur le terrain concernent la température, le pH, la conductivité électrique et le sel total dissout (TDS). Les résultats statistiques sont regroupés dans le tableau 70.

	Paramètres statistiques globaux (n=21)					Nappe de Ras El Ma (n=11)	Nappe de Mouley Slissen (n=10)
	Min.	Max.	Moy.	σ	C.V	Moy.	Moy.
T°	11	25	16.71	3.47	0.21	14.9	19
pH	6.88	7.66	7.19	0.22	0.03	7.29	7.07
CE	685	2240	1192	427.4	0.36	1011.8	1390.2
TDS	333	1860	658.3	350.01	0.53	616.5	696

Tabl. 70 : Statistiques élémentaires des résultats d'analyses physico – chimiques des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra.

3.1. Température

La température de l'eau est mesurée in situ. C'est une mesure essentielle qui permet de corriger les paramètres d'analyse dont les valeurs sont liées à la température (conductivité et le pH). Elle catalyse les réactions chimiques dans l'eau. De plus, en mettant en évidence des contrastes de température de l'eau sur un milieu, il est possible d'obtenir des indications sur l'origine et l'écoulement de l'eau. La température a été mesurée sur le terrain à l'aide d'un thermomètre gradué au 1/10. Elle est exprimée en °C.

Par ailleurs, la température moyenne des eaux souterraines est de 16,7°C. La température la plus basse est de 11°C. Elle a été mesurée sur le puits Sidi Naïmi (P. SN). La température la plus élevée mesurée sur les eaux de la source Skhouna a atteint 25°C. D'une manière générale, la température des eaux de la nappe de Mouley Slissen (19°C) est relativement plus élevée que celle des eaux de la nappe de Ras El Ma (14,9°C) ; soit un écart moyen de l'ordre de 4°C.

3.2. Potentiel d'Hydrogène (pH)

Le potentiel d'hydrogène est un paramètre physique nécessaire pour l'interprétation des résultats analytiques d'ensemble (Criaud & Fouillac, 1986). C'est un indicateur important de l'agressivité de l'eau vis-à-vis des différents composants du milieu récepteur. Les eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra affichent un pH de 7,29. Le maximum est observé au forage F. AT1 (7.66) et le minimum est enregistré au forage F.Ig2 (6.88). Les eaux de la nappe de Mouley Slissen semblent avoir un pH plus proche de la neutralité (7,07) que celle de Ras El Ma (7,29). L'histogramme de répartition des fréquences du paramètre pH (fig. 100) illustre qu'environ 71,5% des points d'eau ont un pH compris entre 7,0 et 7,4. L'étude de l'évolution spatiale de pH, nous indique une tendance en diminution de ce paramètre du Sud vers le Nord (fig. 101).

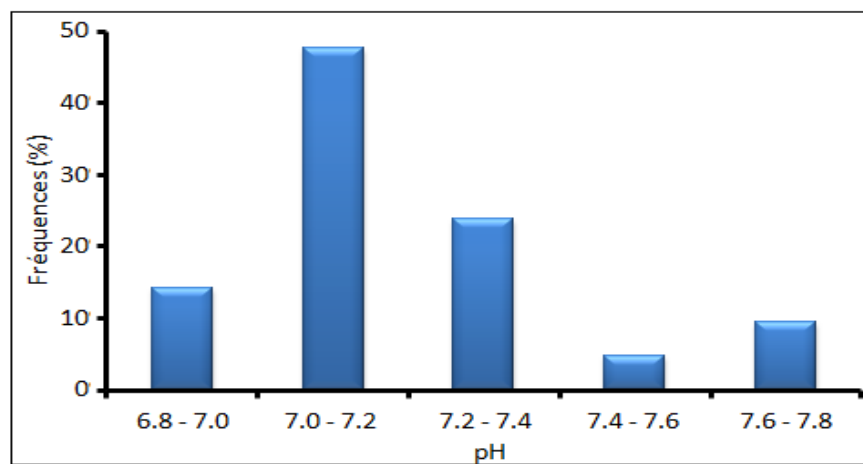


Fig. 100: Distribution des fréquences du pH.

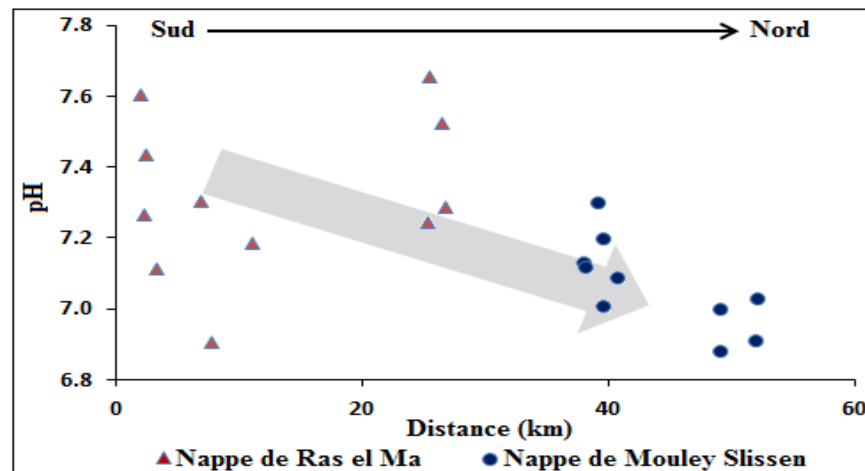


Fig. 101: Variation spatiale du pH des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra.

3.3. Conductivité électrique

La conductivité électrique traduit la capacité d'une solution aqueuse à conduire le courant électrique. elle détermine la teneur globale des minéraux présent dans une solution. Pour les eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra, la conductivité électrique mesurée à 25°C, varie de 685 (forage Dar el Beida) à 2240 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (forage Tamatiouna) avec une moyenne de 1162 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Cette variation importante de la conductivité électrique d'un point à un autre montre l'hétérogénéité dans la distribution de la charge minérale des eaux souterraines (tabl. 70).

La conductivité électrique des eaux de la nappe de Ras el Ma, varie de 685 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au forage Dar el Beida (F. DB) à 1432 $\mu\text{S}/\text{cm}$ au forage Titen Yahia (F. TY), avec une moyenne de 1011,82 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les valeurs de conductivité relativement faibles ont été observés dans la partie sud de la nappe. Ceci laisse à penser à la prédominance du phénomène de dissolution.

En ce qui concerne les eaux de la nappe de Mouley Slissen, leurs conductivités électriques varient de 739 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à la source Mekhareg (S. AM) à 2240 $\mu\text{S}/\text{cm}$ forage Tamatiouna 2 (F.T2), avec une moyenne de 1390,2 $\mu\text{S}/\text{cm}$. La tendance de la diminution du pH suivant la direction Sud – Nord (fig. 101) et l'augmentation de la conductivité (minéralisation) suivant le même sens (fig. 102), nous laisse à penser à une éventuelle dissolution des carbonates (calcaires) de la nappe de Mouley Slissen. Cette dissolution des carbonates aurait pour conséquence l'augmentation de la charge minérale dans ces eaux.

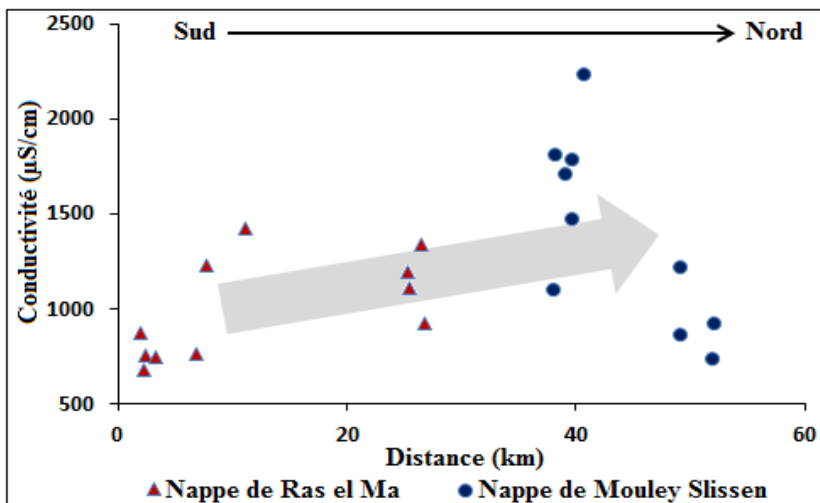


Fig. 102: Variation spatiale de la conductivité électrique.

L'analyse des résultats des mesures de la conductivité des deux périodes : hautes eaux (mars/avril 2012) et basses eau (juillet/août 2013) montrent fort bien une évolution temporelle de la minéralisation entre ces deux périodes. Les valeurs élevées de la conductivité électrique durant la période des basses eaux (Moy.=1476,56 $\mu\text{S}/\text{cm}$) contre celles de la période des hautes eaux (Moy.=1149,11 $\mu\text{S}/\text{cm}$) indiquent un processus de dilution des eaux (fig. 103).

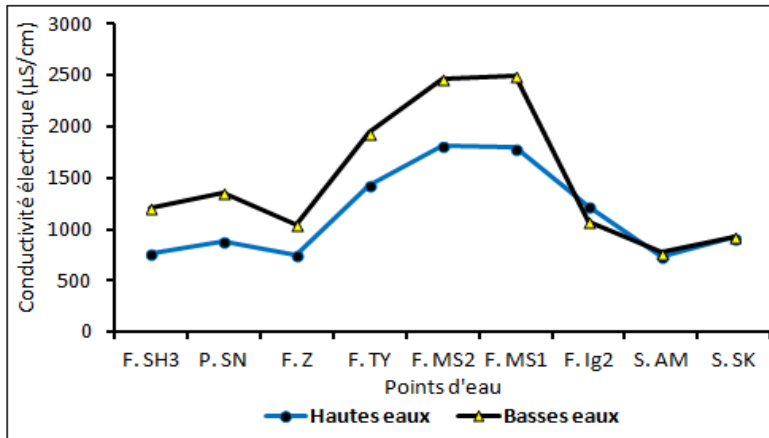


Fig. 103: Variation Temporelle de la conductivité électrique.

3.4. Charge totale dissoute TDS

Ce paramètre représente la minéralisation totale dissoute dans l'eau qui n'est autre que la somme des concentrations des éléments dissous. Les eaux étudiées ont des valeurs de TDS oscillant entre 333 mg/l et 1035 mg/l. La valeur la plus élevée est enregistré dans les eaux du forage Sidi Ali Benyoub 1 (F.SABY1) et la plus basse au forage Z'nina (F.Z). Selon les lignes directrices de l'OMS concernant la qualité de l'eau potable, la valeur optimum pour le TDS est en dessous de 1000 mg/l. Les résultats d'analyse ont montré que la majorité des échantillons sont dans la limite de potabilité à l'exception des forages Tamatiouna 2 (F.T2) et Ouinet (F. Ouinet) qui ont des valeurs de TDS respectives 1860 et 1035 mg/l. La figure 104 illustre l'évolution de la conductivité électrique et la charge totale dissoute. Elle montre une corrélation positive ($r = 0,88$) entre ces deux paramètres représentant la salinité totale de l'eau.

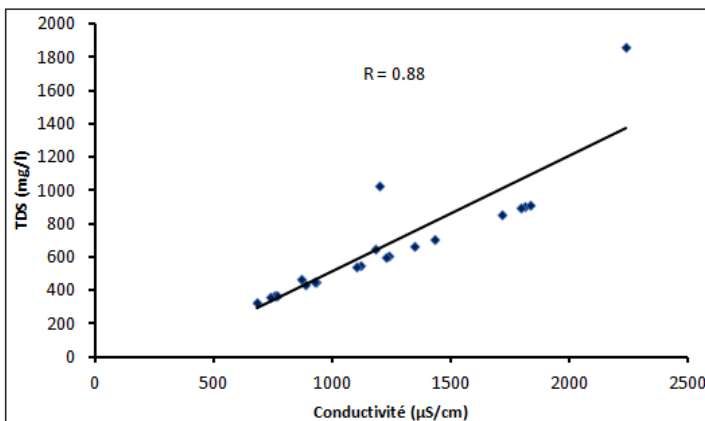


Fig. 104: Relation entre le TDS (mg/l) et la conductivité (µS/cm).

4. Caractéristiques chimiques des eaux souterraines de la Haute Mekerra

Le tableau 71 illustre les résultats statistiques des paramètres chimiques des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra, prélevées la compagnie d'échantillonnage de la période des hautes eaux (mars / avril 2012). Les résultats sont exprimés en milliéquivalents par litre (még/l).

	Paramètres statistiques globaux (n=21)					Nappe de Ras El Ma (n=11)	Nappe de Mouley Slissen (n=10)
	Min.	Max.	Moy.	σ	CV	Moy.	Moy.
Ca ²⁺	1.6	13.42	4.68	2.78	0.59	3.11	6.41
Mg ²⁺	3.13	8.32	5.78	1.66	0.29	5.65	5.94
Na ⁺	1.05	5.02	2.76	1.36	0.49	2.31	3.25
K ⁺	0.03	0.9	0.12	0.18	1.46	0.17	0.07
Cl ⁻	2.68	9.99	5.41	2.21	0.41	4.54	6.38
SO ₄ ⁻²	0.97	7.7	3.51	2.19	0.62	2.69	4.42
HCO ₃ ⁻	2.7	6.92	4.7	1.08	0.23	3.94	5.54
NO ₃ ⁻	0.11	1.35	0.55	0.33	0.6	0.49	0.62
MT	15.75	48.97	27.53	9.07	0.33	22.89	32.63

Tabl. 71 : Statistiques élémentaires de résultats d'analyses chimiques des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra.

4.1. Teneur en cations

Les teneurs moyennes des cations des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra présentent l'ordre d'abondance suivant : Mg²⁺ > Ca²⁺ > Na⁺ + K⁺ (fig. 105). Parfois, le calcium devient prépondérant (Ca²⁺ > Mg²⁺ > Na⁺ + K⁺) pour les ouvrages captant les eaux de la nappe de Mouley Slissen. Cela est dû notamment à l'importance de terrains carbonatés. Le cation le moins important reste le potassium en raison de son adsorption sélective par les argiles (Schöeller, 1962).

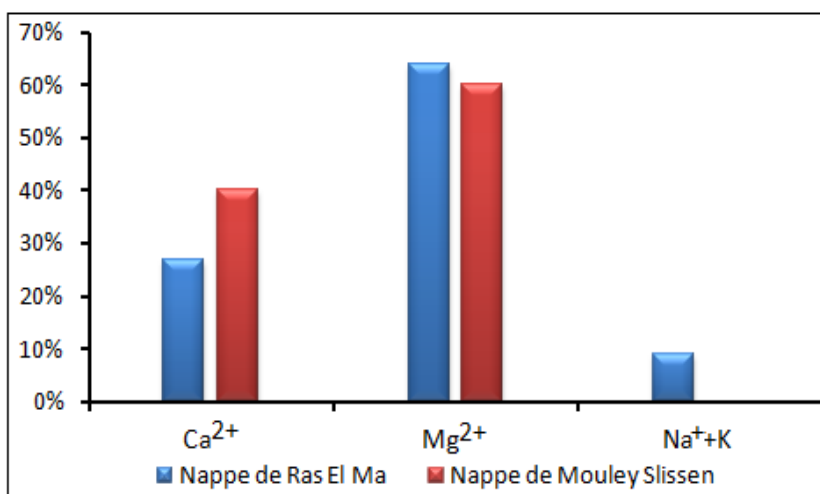


Fig. 105: Pourcentage de représentation des cations.

4.1.1. Le magnésium (Mg²⁺)

D'un point de vue chimique, le magnésium s'apparente au calcium. Dans les aquifères carbonatés, la concentration en magnésium est contrôlée par les équilibres avec les minéraux carbonatés. Cet ion reste un élément prédominant des eaux drainant des aquifères des carbonates magnésiens comme la dolomite (CaMgCO₃), la magnésite (MgCO₃). Son comportement sera contrôlé tout comme le calcium, les ions (Mg²⁺) proviennent de la dissolution des formations carbonatées riches en magnésium (dolomite). La répartition spatiale de Mg²⁺ dans les eaux souterraines de la région d'étude montre que la concentration la plus faible a été observée dans les eaux de la nappe Mouley Slissen 3,15 méq/l (S. AM). La valeur la plus élevée a été observée au forage F. SH3 (8,32 méq/l)(fig. 106).

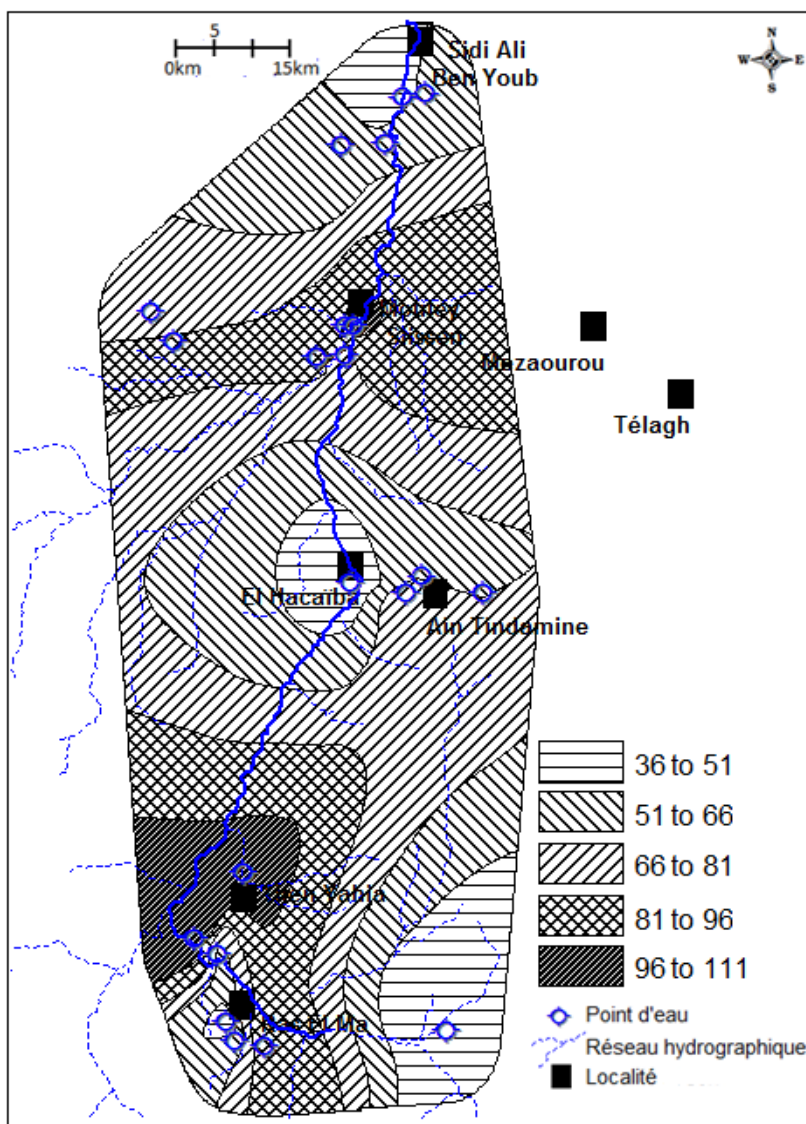


Fig. 106: Répartition spatiale du magnésium (mg/l).

4.1.2. Le calcium (Ca^{2+})

Le calcium est l'élément de prédilection des roches carbonatées. La concentration en cet élément dans les eaux souterraines est contrôlée principalement par la solubilité de certains minéraux comme les minéraux carbonatés (calcite et dolomite), le gypse ou encore les silicates (Blum & *al.*, 2002). En ce qui concerne, les eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra, les teneurs en calcium sont très variables. Elles passent de 1,6 à 13,42 méq/l, avec une moyenne globale de 4.68 méq/l. Les teneurs en Ca^{2+} les plus faibles ont été observées dans les eaux de la nappe de Ras el Ma, où elles varient de 1,6 méq/l au forage F. SH3 à 6,44 méq/l au forage F. Ouinet, avec une moyenne de 3,11 méq/l. Les valeurs les plus élevées sont rencontrées dans de la nappe de Mouley Slissen, où les teneurs varient de 3,14 méq/l au forage F. SZ à 13,42 méq/l au forage F. T2 (fig. 107).

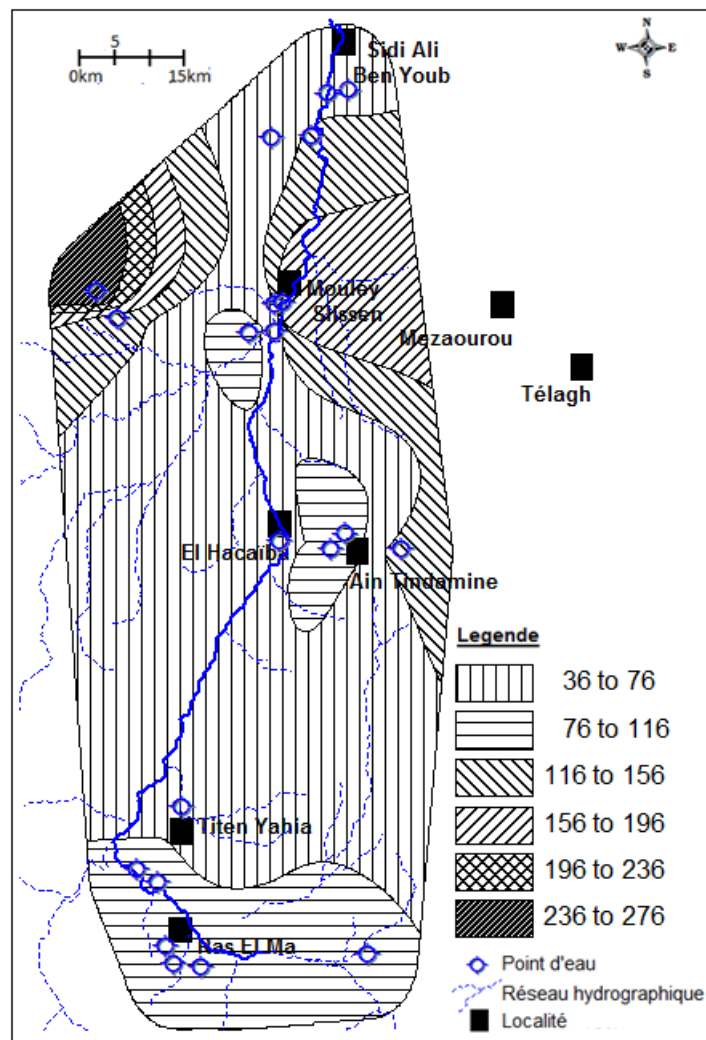


Fig. 107 : Répartition spatiale du calcium (mg/l).

4.1.3. Le sodium (Na^+) et potassium (K^+)

Les teneurs en sodium présentent une distribution variant entre 1,05 méq/l (source Ain Mekhareg) et 5,02 méq/l sur l'ensemble de l'aquifère, avec une moyenne de 2,76 méq/l. Les concentrations les plus élevées sont observées dans les eaux de la nappe de Mouley Slissen. Par contre, les teneurs relativement faibles sont observées dans la nappe de Ras el Ma, située dans la partie amont du bassin versant de la Haute Mekerra et qui correspond à la zone d'alimentation de cette nappe. Au cours de leur cheminement, les eaux souterraines peuvent subir une minéralisation au contact des argiles constituant le mur des deux aquifères. Ils peuvent donner du sodium par le phénomène d'échange de base et ce en fixant un ion Ca^{2+} après libération de deux ions Na^+ . Les teneurs en potassium présentent des valeurs relativement faibles. Elles oscillent autour d'une valeur moyenne de 0,12 méq/l. Le maximum et le minimum sont respectivement de 0,03 méq/l (F. Ig2, S. AM) et 0,9 méq/l (S. AT).

4.2. Teneur en anions

L'abondance des anions dans les eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra va dépendre dans un premier lieu de la nature lithologique du réservoir hydrogéologique. Dans les eaux de la nappe de Ras El Ma, l'abondance des anions se présente dans l'ordre suivant : $\text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$. Par contre, dans les eaux de la nappe de Mouley Slissen les bicarbonates deviennent prépondérantes : $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{NO}_3^-$ (fig. 108).

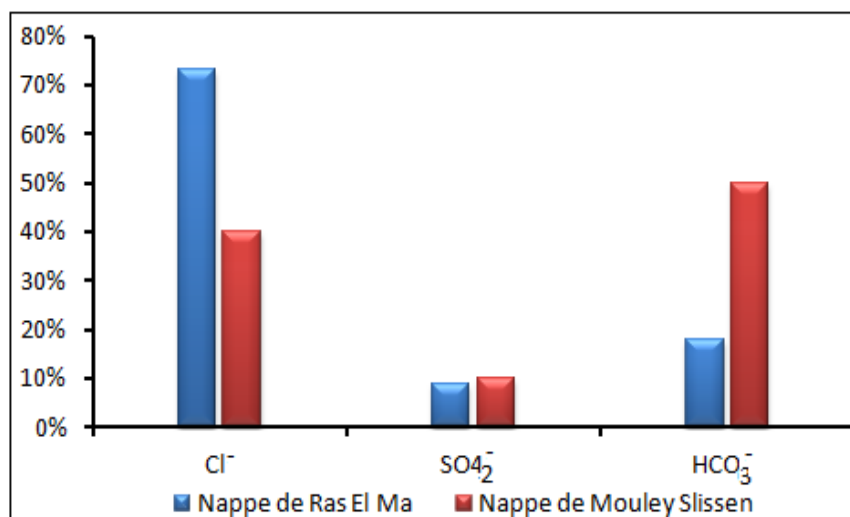


Fig. 108: Pourcentage de représentation des anions.

4.2.1. Les chlorures (Cl^-)

L'ion chlorure possède des caractéristiques différentes de celles des autres éléments. Il n'est pas adsorbé par les formations géologiques et il ne se combine pas facilement avec les éléments chimiques. C'est un ion très mobile.

Dans les aquifères libres, la concentration en chlorure est directement liée à la teneur en chlorure des précipitations. Les concentrations mesurées dans ces systèmes dépendent plus de la distance de la mer que de la lithologie. Dans les nappes captives, des fortes teneurs en chlorures sont à prévoir en présence de formations évaporitiques riches en chlore (Blum & *al.*, 2002).

La répartition spatiale de cet élément chimique dans les eaux de souterraines de la région d'étude, présente des teneurs variables. Dans la nappe de Ras el Ma, les teneurs en chlorures varient de 2,68 méq/l (F. FZ) à 6,21 méq/l (F. SH2) pour une moyenne de 4,54 méq/l. Les teneurs en cet élément semblent relativement plus élevées dans les eaux de la nappe de Mouley Slissen. Elles oscillent entre 2,82 méq/l (S. SK) et 9,99 méq/l (F. T2), avec une teneur moyenne de l'ordre de 6,4 méq/l (fig. 109).

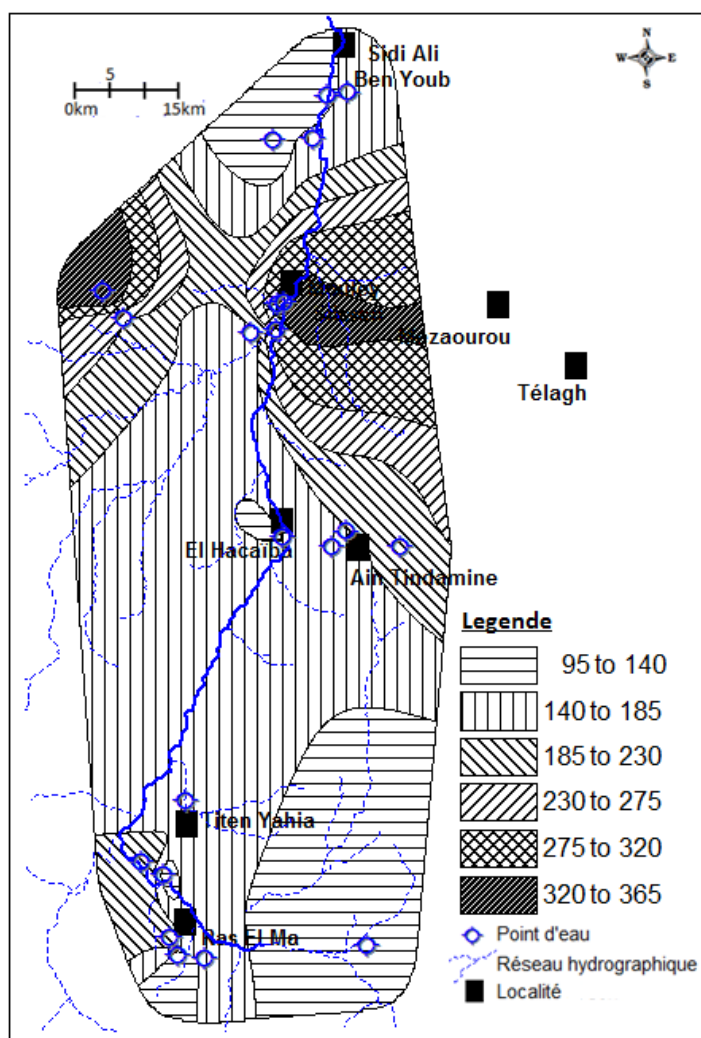


Fig. 109: Répartition spatiale des chlorures (mg/l).

4.2.2. Les bicarbonates (HCO_3^-)

Les bicarbonates ont pour origine la dissolution des minéraux carbonatés et l'action combinée du CO_2 des eaux météoriques et du sol. C'est dans les aquifères carbonatés (calcaires) riches en gaz carbonique que l'ion HCO_3^- prédominera. Les teneurs en bicarbonates dans les eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra varient entre 6,9 méq/l (forage Tamatiouna2) et 2,7 méq/l (Forage Faraat Zit), avec une moyenne de 4,7 méq/l. Les teneurs les plus élevées ont été enregistrées dans les eaux de la nappe de Mouley Slissen où la concentration moyenne en HCO_3^- est de 338,1 mg/l. Contre, 5,5 méq/l pour les eaux de la nappe de Ras el Ma (fig. 110).

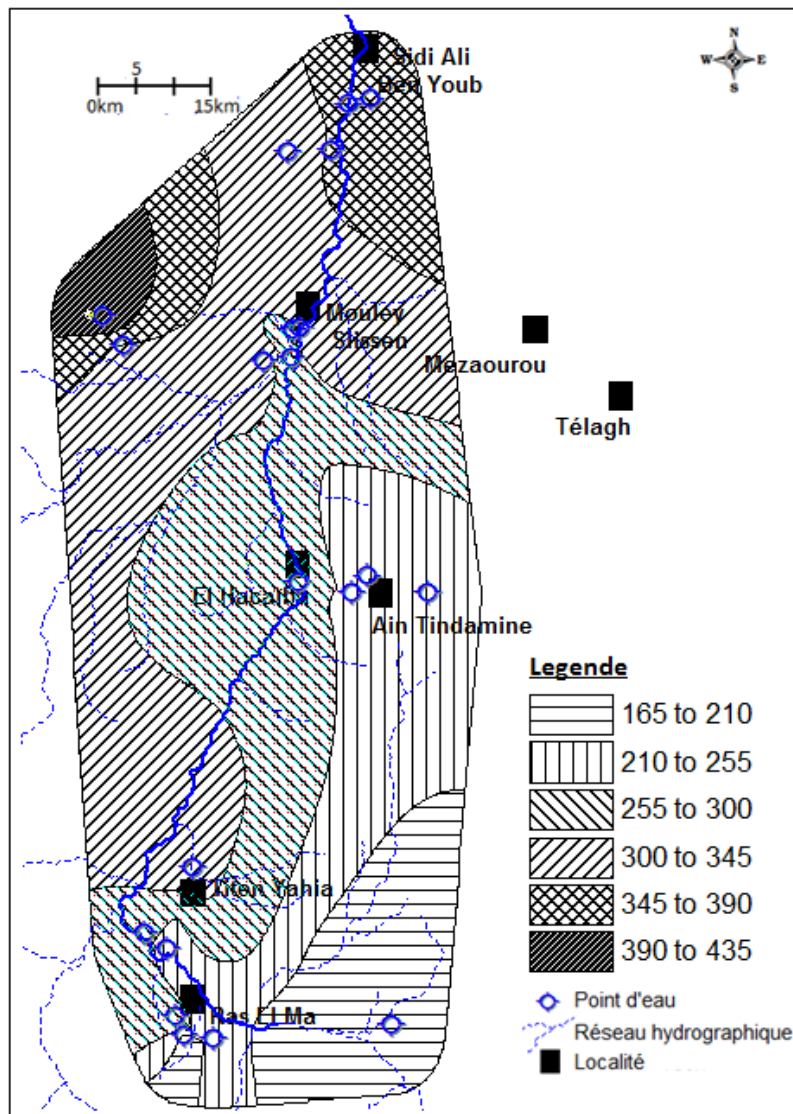


Fig. 110: Répartition spatiale des bicarbonates (mg/l).

4.2.3. Les sulfates (SO_4^{2-})

L'ion SO_4^{2-} peut se trouver dans l'eau à des teneurs variables. Sa présence est liée :

- soit à l'oxydation de minéraux riches en soufre, principalement les sulfures primaires ou secondaires (comme la pyrite). Ces minéraux sont présents dans tous les types de lithologie (calcaire, sable ...);
- soit au lessivage de formations évaporitiques tel que le gypse.

Les plus fortes valeurs ont été enregistrées pendant la période des basses eaux, avec une moyenne de 3,8 méq/l, contre 3,2 méq/l pendant la période des hautes eaux. Les teneurs les plus faibles ont été observées dans les eaux de la nappe de Ras el Ma. Elles varient entre 1,2 méq/l (F.Z) et 6,5 méq/l (F. TY). Par contre, les valeurs les plus élevées ont été enregistrées dans les eaux de la nappe de Mouley Slissen. Elles oscillent entre 0,97 méq/l (S. AM) et 7,7 méq/l (F. T1)(fig. 111).

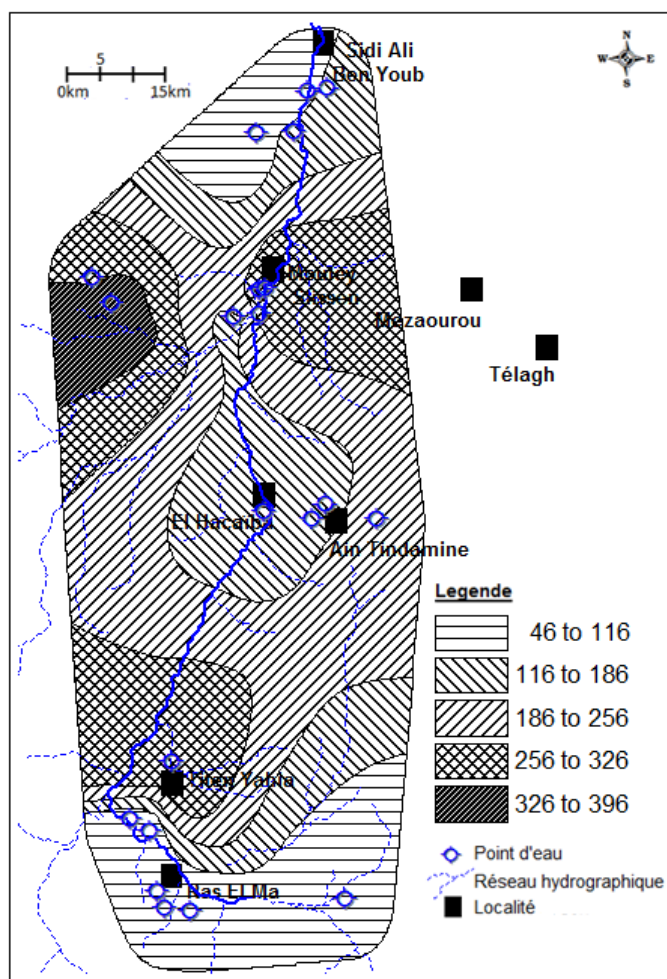


Fig. 111: Répartition spatiale des sulfates (mg/l).

4.2.4. Les nitrates (NO_3^-)

L'ion nitrate est la forme la plus oxydée de l'azote. Les sources naturelles des nitrates sont principalement les pluies et les interactions avec le sol et la végétation. Les teneurs en nitrates dans les eaux naturelles dépendent des nombreux processus biogéochimiques qui constituent le cycle de l'azote. A l'état naturel, les concentrations en nitrates dans les eaux souterraines sont faibles. On admet généralement qu'une teneur supérieure à 10 mg/l traduit un apport anthropique (Blum *et al.*, 2002).

Les eaux du secteur d'étude présentent de fortes variations en nitrates. Les variations vont de 7 mg/l (Source Skhouna) à 84 mg/l (Forage Tamatiouna 1) avec une moyenne de 34,3 mg/l (fig. 112). Dans les zones à vocations agropastorales, la présence de nitrates en teneurs assez élevées doit son explication à une origine liée aux réactions d'oxydoréduction de matières organiques associées aux activités humaines ou à la production animale ou végétale.

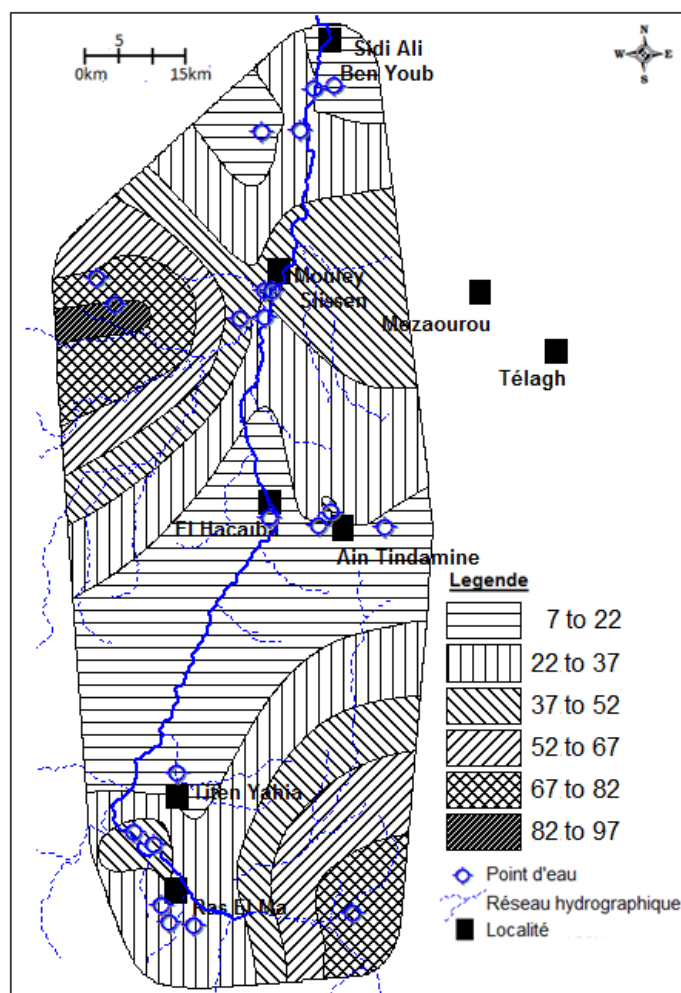


Fig. 112: Répartition spatiale des nitrates (mg/l).

4.3. Faciès chimiques des eaux souterraines de la Haute Mekerra

Le faciès chimique des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra a été déterminé classiquement à l'aide du diagramme de Piper, en ayant eu recours au logiciel Diagramme du Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon (Simler, 2007). Les données des ions majeurs reportées sur ce diagramme montre d'une manière générale, que les eaux souterraines du bassin versant de la haute Mekerra sont principalement de type chloruré à bicarbonaté, magnésien à calcique (fig. 113).

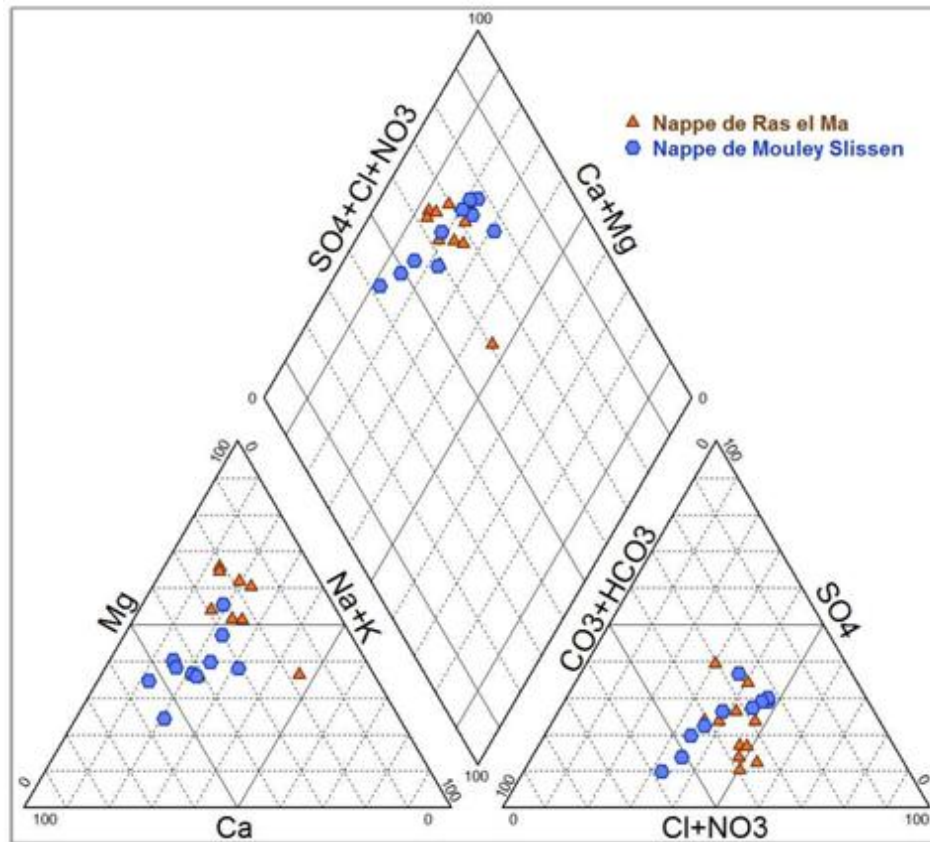


Fig. 113: Représentation des eaux souterraine de la Haute Mekerra sur le Diagramme de Piper.

4.4. Parenté chimique

Les eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra se caractérisent par une grande diversité des compositions chimiques. A partir des valeurs des concentrations des ions majeurs, on a pu classer ces eaux en fonction de leurs parentés chimiques. Cette parenté a été mise en évidence par la projection des ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$, Cl^- , HCO_3^- et SO_4^{2-} sur le diagramme logarithmique mis au point par Schöeller-Berkaloff (1938), et édités par le Service Hydraulique de la Direction des Travaux Publics de la Tunisie.

La représentation graphique des éléments majeurs sur le diagramme de Schöeller-Berkalof a permis de définir principalement trois (03) faciès chimiques caractérisant les eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra et qui sont par ordre d'importance de représentativité : faciès chloruré ; faciès bicarbonaté ; faciès sulfaté. Ces trois principaux faciès se présentent sous différentes séquences.

4.4.1. Faciès chloruré

Les eaux chlorurées couvrent dans ce cas 57 % des points d'eau analysés (10 forages, 1 puits, 1 source) (tabl. 72). Dans leur majorité, ces point d'eau captent la nappe de Ras el Ma. Le faciès chloruré se présente sous trois variantes :

Faciès	Cations	Anions	Points d'eau
Chloruré Magnésien	Mg > Ca > Na+K	Cl > HCO3 > SO4	P. SN, F. SH3
	Mg > Na+K > Ca	Cl > HCO3 > SO4	F. SH2, F. AT1, S. AT
	Mg > Na+K > Ca	Cl > SO4 > HCO3	F. MS2
	Mg > Ca > Na+K	Cl > SO4 > HCO3	F. MS1
Chloruré Calcique	Ca > Mg > Na+K	Cl > HCO3 > SO4	F. FZ, F. T2
	Ca > Mg > Na+K	Cl > SO4 > HCO3	F. Ouinet, F. MS4
Chloruré sodique	Na + K > Mg > Ca	Cl > HCO3 > SO4	F. Z

Tabl. 72: Faciès chloruré.

-Faciès chlorurée magnésienne est le faciès dominant. Il représente 35% des échantillons analysés. Il est rencontré principalement les eaux de la nappe de Ras el Ma (fig. 114).

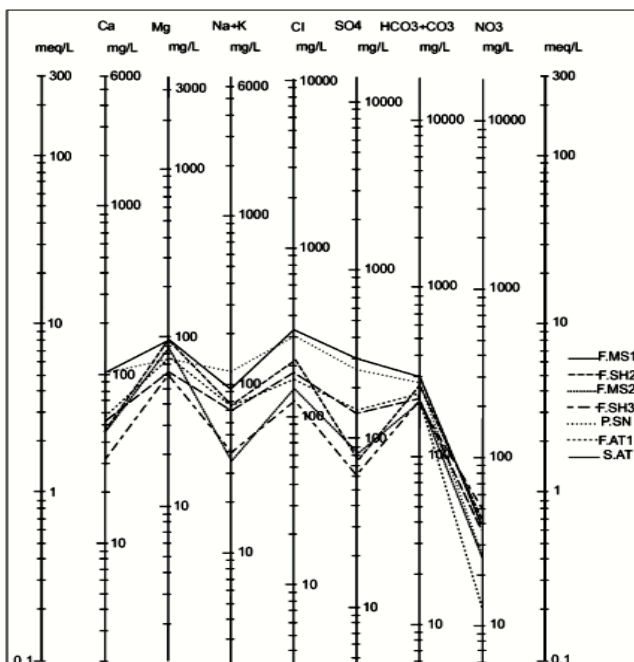


Fig. 114: Diagramme de Schöeller-Berkalof : Faciès chlorurés magnésien.

-Faciès chloruré calcique est représenté par 14% des échantillons (fig. 115).

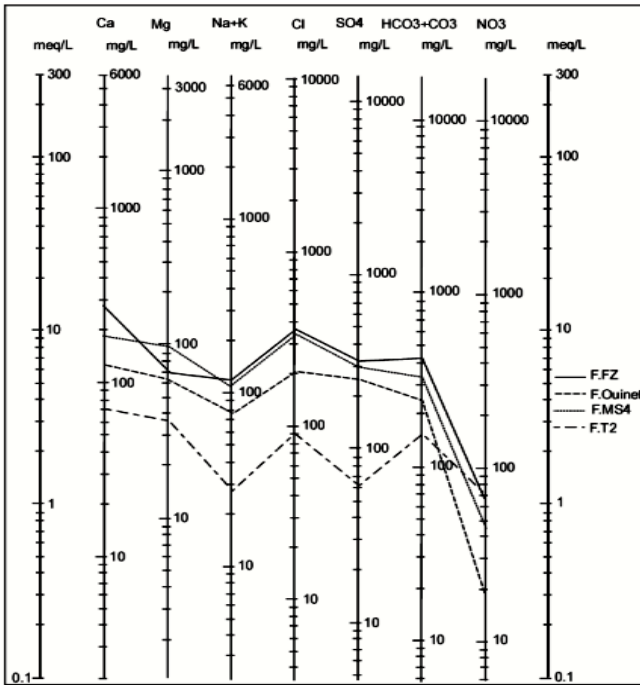


Fig. 115: Diagramme de Schöeller-Berkalof : Faciès chlorurées calcique.

-Faciès chloruré sodique est rencontré dans le forage Z'nina (F. Z) où la teneur en sodium dans cet échantillon dépasse presque de trois fois la teneur en calcium et de deux fois celle du magnésium (fig. 116).

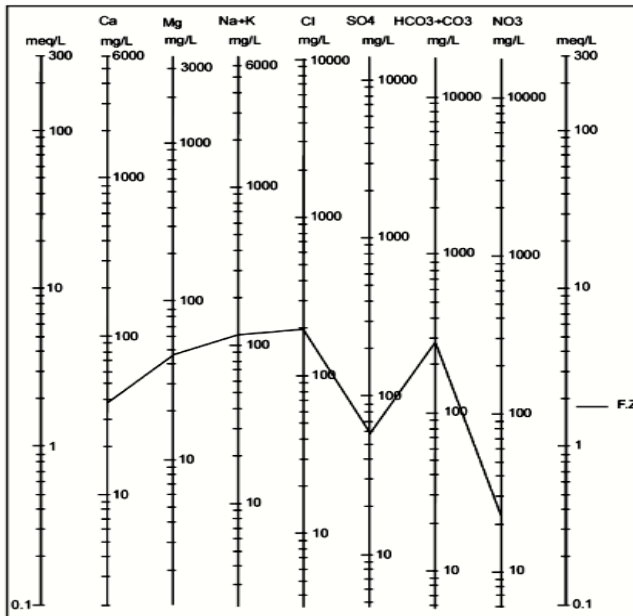


Fig. 116: Diagramme de Schöeller-Berkalof : Faciès chlorurées sodique.

4.4.2. Faciès bicarbonaté

Le faciès bicarbonaté est rencontré dans 33 % des points d'eau analysés, dont 03 forages et 02 sources (tabl. 73). Ce faciès caractérise principalement les eaux de la nappe de Mouley Slissen qui est confinée dans une formation carbonatée d'âge "Hauterivien".

Bicarbonaté calcique	Ca > Mg > Na+K	HCO ₃ > Cl > SO ₄	F. AT2, F. Ig2, F.SABY1, S. AM, S. SK
Bicarbonaté Magnésien	Mg > Ca > Na+K	HCO ₃ > Cl > SO ₄	F. DB, F. SZ

Tabl. 73 : Faciès bicarbonaté.

Il se présente également sous deux variantes :

B.1 Faciès bicarbonaté calcique : Il est considéré comme le second faciès le plus répandu dans le bassin versant de la Haute Mekerra. On le rencontre dans 05 points d'eau (F. AT2, F. Ig2, F.SABY1, S. AM, S. SK), soit 24% de l'effectif total des échantillons analysés. Ce faciès caractérise principalement les eaux de la nappe de Mouley Slissen (fig. 117).

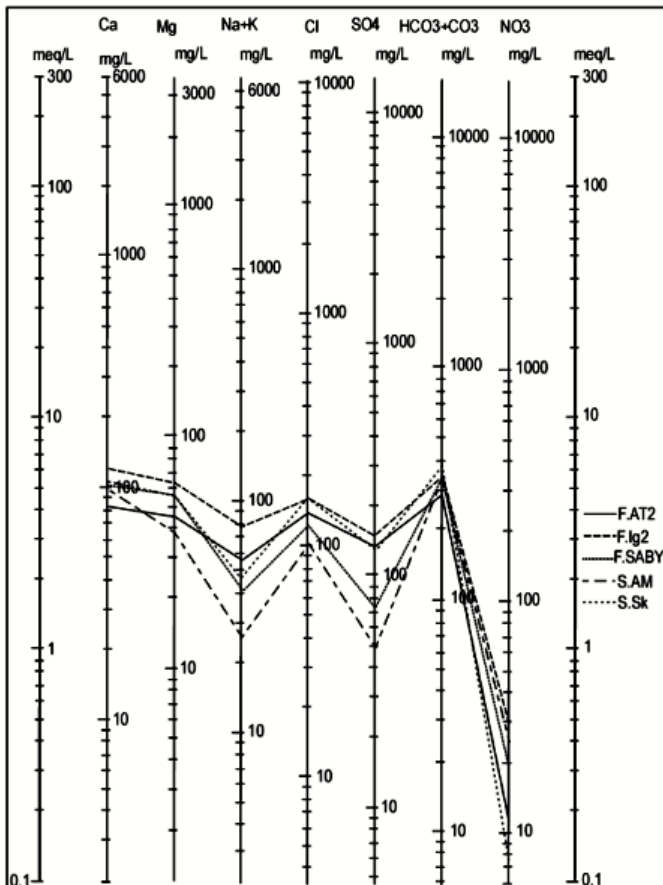


Fig. 117: Diagramme de Schöeller-Berkalof : Faciès bicarbonaté calcique.

-Faciès bicarbonaté magnésien est rencontré dans deux points d'eau : F. DB et F. SZ (fig. 118).

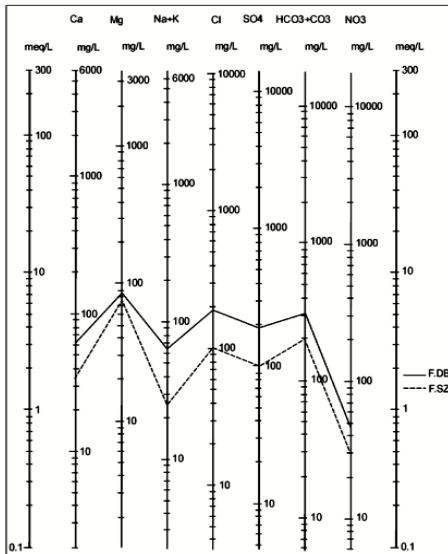


Fig. 118: Diagramme de Schöeller-Berkalof :
Faciès bicarbonaté magnésien.

4.4.3. Faciès sulfaté magnésien

Il est rencontré dans les points d'eau : F.TY et le F.T1 (tabl. 74 et fig. 119).

Sulfaté magnésien	Mg > Ca > Na+K	SO4 > HCO3 > Cl	F. TY
	Mg > Ca > Na+K	SO4 > Cl > HCO3	F. T1

Tabl. 74: Faciès sulfaté.

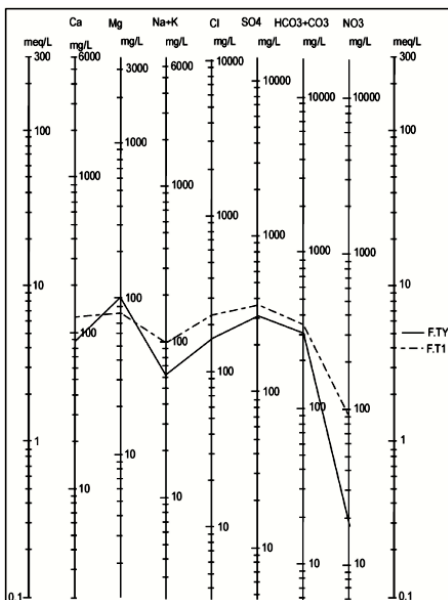


Fig. 119: Diagramme de Schöeller-Berkalof :
Faciès sulfaté magnésien.

III. ACQUISITION DE LA MINERALISATION DES EAUX SOUTERRAINES

La nature lithologique des formations aquifères jouent sans un rôle déterminant dans la définition des faciès chimiques des eaux souterraines. Pour tenter d'évaluer les mécanismes d'acquisition, il est nécessaire d'établir les corrélations entre les éléments chimiques en faisant appel aux différentes méthodes statistiques, à l'exemple de l'Analyse en Composantes Principales (A.C.P) et les relations binaires.

A. Corrélations entre les éléments majeurs

Les relations entre les éléments chimiques sont établies à l'aide d'une analyse statistique à plusieurs variables (matrices de corrélations et graphiques de l'analyse en composantes principales) pour identifier les groupes de paramètres chimiques qui peuvent avoir un type de variation semblable (Mudry, 1991).

1. Principe de l'Analyse en Composantes Principales (A.C.P)

Le grand nombre de données collectées de l'analyse chimique des eaux ne permet pas de faire directement l'interprétation des résultats. C'est pourquoi les analyses multidimensionnelles seront utilisées. Elles permettent de tenir compte de l'ensemble des variables physico-chimiques qui caractérisent les eaux. Les méthodes de la statistique descriptive sont de grande utilité en hydrochimie et particulièrement en combinaison avec l'information apportée par d'autres méthodes comme le diagramme de Piper (Razack & Dazi, 1989). L'utilisation de l'A.C.P pour l'étude globale des eaux souterraines permet une différenciation sur leurs particularités chimiques, une détermination de leurs variations d'ensemble (facteurs) suivant les axes principaux et surtout une caractérisation des différents pôles d'acquisition de la minéralisation.

En d'autres termes, l'analyse en composantes principales est une méthode statistique exclusivement descriptive. Elle donne, sous forme graphiques, le maximum de l'information contenue dans un tableau. Il s'agit donc d'un outil classique d'identification, de représentation et de classement des données. Les variables, qui sont les analyses chimiques (éléments majeurs) sont représentées géométriquement par un nuage de points centré sur le centre de gravité. Le tableau des données traitées est constitué en lignes, par des individus ou "unités statistiques" sur lesquels sont mesurés des "variables quantitatives" disposées en colonnes. Si le tableau de données comporte " n " variables quantitatives, les individus peuvent être représentés dans un espace à " n " dimensions dans lequel la visualisation du nuage de points est impossible (Philippeau, 1986). Alors, le nuage est projeté avec un minimum d'erreur, dans un espace à une dimension (plan). Ces plans sont caractérisés par deux axes factoriels orthogonaux qui expliquent le maximum de la variance. Les plans sont définis de façon à présenter le maximum de variance. C'est le plan engendré par les axes F1 et F2 qui donne le maximum de l'information (plan principal). Ces deux axes pris deux à deux, définissent des plans factoriels orthogonaux entre eux et discriminent au mieux le nuage des individus par ordre croissant.

L'intérêt de cette technique réside donc, sur le fait qu'elle permet de réduire à quelques plans factoriels la majeure partie de la variance exprimée par les descripteurs. Le premier axe F1 est celui qui exprime le plus fort pourcentage de la variance totale. Le second axe F2, indépendant du premier est celui qui exprime la plus grande partie de la variance résiduelle et ainsi de suite (Mudry & Blavoux, 1986).

2. Application de l'Analyse en Composantes Principales (A.C.P)

Les données physico-chimiques mesurées sur le terrain (c25°C, TDS) et les résultats des analyses des éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , NH_4^+ , PO_4^{3-}) ont été traités à l'aide du logiciel XLSTAT. Le programme de calcul a fourni:

- des statistiques élémentaires (moyenne et écart type) pour chaque variable ;
- une matrice de corrélation des variables prises deux à deux ;
- les valeurs propres (variance sur les axes principaux) et la contribution des axes choisis à la variance totale (en pourcentage) ;
- un tableau des coefficients de corrélation entre les variables et les axes factoriels ainsi que leurs carrés.

N.B/ dans l'espace des individus, un tableau des coordonnées des individus sur les axes factoriels et les cosinus des angles individu – axe factoriel.

Dans le but de tirer des conclusions concernant l'association des éléments chimiques et de caractériser la répartition des individus dans chaque réservoir, nous avons jugé utile de réaliser pour chacune des deux principales nappes aquifères du bassin versant de la Haute Mekerra, une analyse en composantes principales (A.C.P).

L'A.C.P a donc été réalisée sur deux tableaux de données. L'un pour les eaux de la nappe de Ras el Ma comprenant 11 individus et 12 variables et l'autre pour les eaux de la nappe de Mouley Slissen avec 10 individus et également 12 variables.

2.1. Statistique élémentaire

Pour l'interprétation de cette A.C.P., les statistiques élémentaires ont été déterminées. Dans le tableau 75, on a représenté pour chacune des variables la moyenne et l'écart type. On peut constater à partir de cette statistique élémentaire que la moyenne de la plus part des variables utilisées est plus élevée dans le cas des eaux de la nappe de Mouley Slissen que celle des eaux la nappe de Ras El Ma.

2.2. Matrice de corrélation

On peut constater à partir des deux matrices que les coefficients de corrélation sont relativement plus forts entre les variables des eaux de la nappe de Mouley Slissen que dans les eaux de la nappe de Ras El Ma.

	Nappe de Ras el Ma		Nappe de Mouley Slissen	
	Moyenne	Ecart-type	Moyenne	Ecart-type
c25°C	1014.09	254.43	1425.60	487.69
TDS	537.73	200.19	680.00	204.90
Ca ²⁺	62.36	27.89	128.42	55.57
Mg ²⁺	68.60	20.68	72.12	18.29
Na ⁺	53.12	25.62	74.84	31.53
K ⁺	6.65	9.12	2.92	1.42
Cl ⁻	160.82	39.56	226.00	91.08
SO ₄ ⁻²	129.00	79.05	212.28	107.32
HCO ₃ ⁻	240.18	41.47	338.10	40.89
NO ₃ ⁻	30.45	16.97	38.60	22.20
NH ₄ ⁺	0.36	0.26	0.24	0.14
PO ₄ ⁻³	0.08	0.07	1.30	3.57

Tabl. 75: Résultats de la statistique élémentaire.

-Nappe de Ras El Ma (tabl. 76) : l'analyse de la matrice de corrélations montre qu'il s'est établi une bonne corrélation ($R > 70\%$) entre :

- la conductivité électrique, les sulfates et les bicarbonates ;
- le calcium et les sulfates ;
- le sodium, les chlorures et les bicarbonates ;
- les nitrates et l'ammonium.
- la corrélation est relativement plus faible ($R \geq 60\%$) entre :
- la conductivité électrique et le calcium ;
- les chlorures et les bicarbonates.

Par ailleurs, on observe une anti corrélation assez forte et significative entre les bicarbonates et les nitrates.

-Nappe de Mouley Slissen (tabl. 77): l'analyse de la matrice de corrélations montre qu'il s'est établi une bonne corrélation ($R > 70\%$) entre :

- la conductivité électrique, le magnésium, le sodium, le potassium, les chlorures et les sulfates ;
- le magnésium et le sodium, le potassium, les chlorures, les sulfates ;
- le calcium et les phosphates ;
- le sodium et le potassium, les chlorures, les sulfates ;

- le sodium, les chlorures et les bicarbonates ;
- le potassium et les chlorures, les sulfates et les nitrates ;
- les nitrates et les sulfates.
- la corrélation est relativement plus faible ($R \geq 60\%$) entre :
- la conductivité électrique, le calcium et les nitrates;
- le calcium et les bicarbonates ;
- le potassium et l'ammonium ;
- les bicarbonates et les phosphates.

	c25C	TDS	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	PO ₄ ⁻³
c25C	1											
TDS	0.803	1										
Ca ²⁺	0.657	0.888	1									
Mg ²⁺	0.459	0.270	-0.019	1								
Na ⁺	0.283	0.318	0.124	0.053	1							
K ⁺	-0.019	-0.049	-0.043	-0.031	-0.207	1						
Cl ⁻	0.474	0.552	0.236	0.429	0.731	0.249	1					
SO ₄ ²⁻	0.723	0.768	0.768	0.384	0.130	0.099	0.304	1				
HCO ₃ ⁻	0.718	0.479	0.262	0.322	0.701	-0.123	0.609	0.463	1			
NO ₃ ⁻	-0.522	-0.467	-0.288	-0.251	-0.454	0.142	-0.375	-0.512	-0.675	1		
NH ₄ ⁺	-0.438	-0.518	-0.305	-0.044	-0.314	-0.320	-0.520	-0.361	-0.485	0.778	1	
PO ₄ ⁻³	0.266	0.061	0.037	0.011	0.158	-0.345	0.041	-0.188	0.362	-0.392	-0.25	1

Tabl. 76: Matrice de corrélation pour les eaux de la nappe de Ras El Ma.

	c25C	TDS	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	NH ₄ ⁺	PO ₄ ⁻³
c25C	1											
TDS	0.915	1										
Ca ²⁺	0.690	0.415	1									
Mg ²⁺	0.708	0.848	0.178	1								
Na ⁺	0.960	0.941	0.595	0.703	1							
K ⁺	0.798	0.820	0.359	0.704	0.807	1						
Cl ⁻	0.959	0.909	0.630	0.758	0.916	0.730	1					
SO ₄ ²⁻	0.921	0.922	0.508	0.819	0.883	0.885	0.864	1				
HCO ₃ ⁻	0.017	-0.316	0.668	-0.407	-0.108	-0.201	-0.070	-0.069	1			
NO ₃ ⁻	0.666	0.563	0.509	0.517	0.562	0.731	0.492	0.786	0.205	1		
NH ₄ ⁺	0.593	0.513	0.137	0.370	0.624	0.647	0.467	0.578	-0.158	0.448	1	
PO ₄ ⁻³	0.550	0.170	0.841	-0.035	0.394	0.251	0.460	0.332	0.686	0.461	0.357	1

Tabl. 77: Matrice de corrélation pour les eaux de la nappe de Mouley Slissen.

2.3. Calcul des axes

L'analyse en composantes principales réalisée sur les échantillons des deux nappes a été arrêtée aux deux (02) premiers axes ou facteurs (tabl. 78), exprimant 59,30 % et 83,01% de la variance totale respectivement pour la nappe de Ras El Ma et celle de Mouley Slissen.

	Nappe de Ras el Ma		Nappe de Mouley Slissen	
	F1	F2	F1	F2
Valeur propre	5.25	1.87	7.46	2.50
% Variance	43.75	15.55	62.16	20.85
% cumulé	43.75	59.30	62.16	83.01

Tabl. 78: Valeur propre à chaque axe et sa contribution.

Les corrélations entre les variables et les facteurs (tabl. 79) indiquent que la conductivité, le TDS, les bicarbonates, les chlorures, et les sulfates et à un degré moindre le calcium et le sodium sont corrélés positivement au facteur 1, alors que les nitrates et l'ammonium sont corrélés négativement à ce facteur.

	Nappe de Ras el Ma		Nappe de Mouley Slissen	
	F1	F2	F1	F2
c25°C	0.869	-0.165	0.983	0.081
TDS	0.860	-0.359	0.928	-0.293
Ca ²⁺	0.657	-0.534	0.619	0.728
Mg ²⁺	0.406	-0.042	0.772	-0.458
Na ⁺	0.567	0.536	0.951	-0.058
K ⁺	-0.009	-0.397	0.880	-0.198
Cl ⁻	0.707	0.177	0.928	-0.007
SO ₄ ²⁻	0.754	-0.541	0.966	-0.097
HCO ₃ ⁻	0.812	0.389	-0.032	0.955
NO ₃ ⁻	-0.761	-0.316	0.740	0.190
NH ₄ ⁺	-0.684	-0.123	0.633	-0.114
PO ₄ ⁻³	0.249	0.623	0.477	0.811

Tabl. 79: Corrélations entre les variables et les facteurs.

2.4. Analyse des graphiques

Pour observer la distribution des variables et des individus, on utilise les composantes principales les plus intéressantes.

Dans ce cas, deux axes principaux ont été considérés aussi bien pour les variables de la nappe de Ras El Ma que de Mouley Slissen. Le plan principal, ou plan F1- F2 explique 59,30% de l'information pour la nappe de Ras El Ma et 83,01% pour la nappe de Mouley Slissen.

2.4.1. Nappe de Ras El Ma

a. Espace des variables

La projection des variables sur le plan factoriel F1 – F2 montre que le facteur F1 est le plus important (fig. 120). Il contrôle à lui seul 43,75% de l'inertie du nuage des points représentatifs des échantillons. Il est déterminé positivement par le calcium, le sodium, les chlorures, les sulfates les bicarbonates, la conductivité, et le TDS. Il est déterminé négativement par les éléments indicateurs de la pollution d'origine anthropique à savoir, les nitrates et l'ammonium. On peut donc considérer l'axe F1 comme étant l'axe de la minéralisation. Autour de cet axe, les espèces fortement minéralisées Ca^{2+} , Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^- s'opposent aux espèces les moins minéralisées. Le facteur F2 vertical exprime 15.55 % de la variance. Il est caractérisé majoritairement par les concentrations en PO_4^{-3} et Na^+ sans qu'une forte corrélation n'existe entre ces deux éléments. De même, la projection des variables sur le plan F1 x F2 montre que l'axe 1 regroupe la presque totalité des éléments dans le pôle positif à l'exception des nitrates et de l'ammonium qui sont représentés en son pôle négatif.

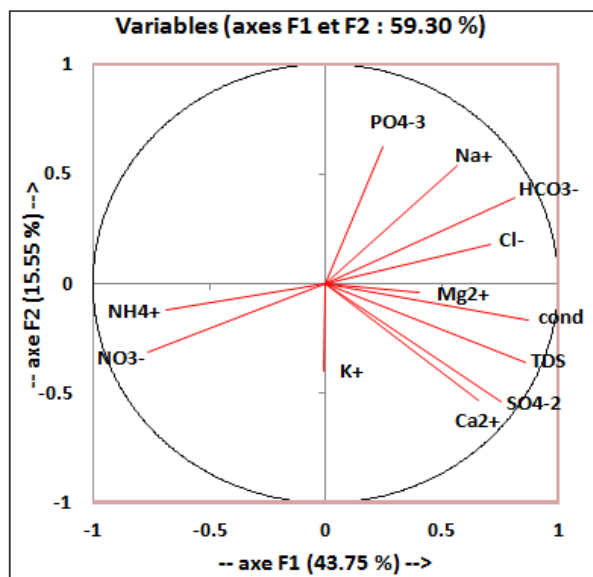


Fig. 120: Espace des variables de l'ACP (nappe de Ras El Ma).

b. Espace des individus

La projection des individus sur le plan F1-F2 a révélé que l'axe F1 montre que la minéralisation évolue du Sud vers le Nord (fig. 121).

Les eaux faiblement minéralisées se trouvant à l'amont de l'aquifère et les eaux fortement minéralisées se trouvaient à l'aval. Par contre, l'axe F2 montre une opposition entre les eaux riches en chlorures (groupe A) et les eaux faiblement chargées en cet élément (groupe B) et suivirent le même sens d'évolution que la minéralisation.

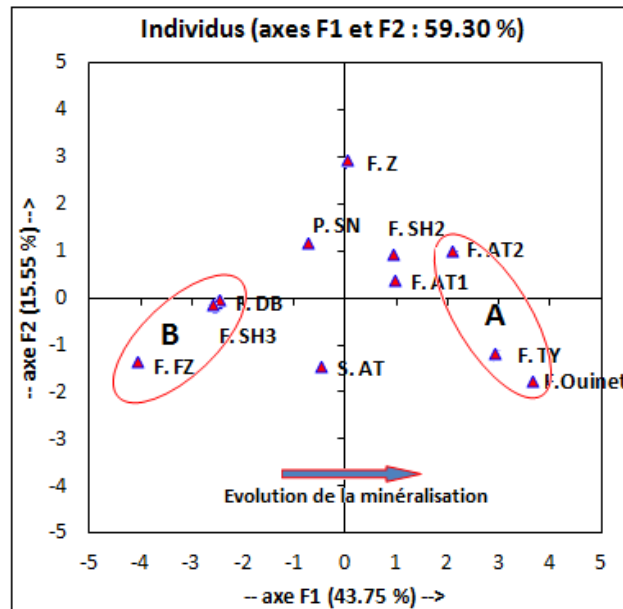


Fig. 121: Espace des individus (nappe de Ras El Ma).

2.4.2. Nappe de Mouley Slissen

a. Espace des variables

Le facteur F1 exprime à lui seul 62,16% de la variance totale. Il est représenté par les éléments définissant la minéralisation des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra. Cet axe F1 est défini par la conductivité (0,983), les sulfates (0,966), le TDS (0,928), le sodium (0,951), les chlorures (0,928), et le potassium (0,880). Dans une moindre mesure, le magnésium (0,772) et le calcium (0,619). La proximité de la conductivité, TDS, Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} témoigne d'une forte corrélation entre ces différentes variables et donc d'une même origine, probablement la dissolution de formations évaporitiques (CaSO_4 , $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ et NaCl) (fig. 122).

Le facteur F2 exprime 20,85 % de la variance. Il montre que les eaux riches en Ca^{2+} et HCO_3^- , accompagnées par le PO_4^{3-} et NO_3^- , s'opposent aux eaux riches en Mg^{2+} . Cette répartition indique une opposition entre les éléments d'origine endogène liés à la nature lithologique des terrains rencontrés dans la région (Ca^{2+} et Mg^{2+}) et les éléments liés à une probable pollution d'origine anthropique engendrée l'utilisation des engrais azotés (NH_4^+ et NO_3^-).

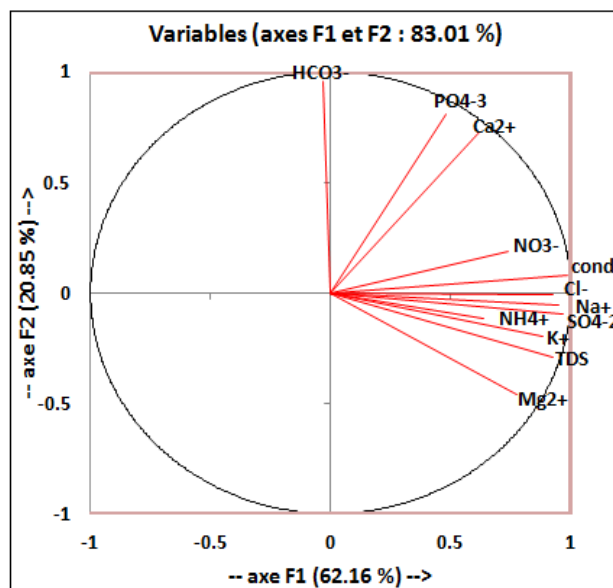


Fig. 122: Espace des variables de l'ACP (nappe de Mouley Slissen).

b. Espace des individus

La projection des individus sur le plan F1-F2 a révélé que l'axe F1 montre que la minéralisation évolue inversement au sens d'écoulement (fig. 123). Les eaux fortement minéralisées sont rencontrées dans la partie Sud du bassin alors que, les faiblement sont au Nord. L'axe F2 montre une opposition entre les eaux riches en magnésium (groupe A) et ceux riches en calcium (groupe B).

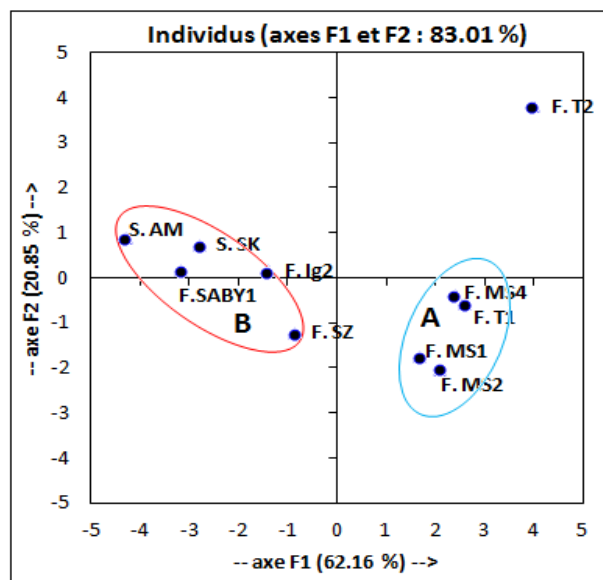


Fig. 123: Espace des individus (nappe de Mouley Slissen).

IV. ELEMENTS EN TRACE

Le terme "élément en trace" désigne un groupe d'éléments qui sont présents en petites concentrations. En sciences de la terre, un élément en trace ne fait pas partie des huit éléments courants constituant la charpente d'une roche : O, Si, Al, Fe, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺; (Adriano 1986). Par analogie, les éléments majeurs et mineurs en hydrochimie sont HCO₃⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Si, Sr, SO₄⁻, Cl⁻, NO₃⁻ et F. Pour la présente étude, nous considérons un élément comme trace dès qu'il est présent à un niveau inférieur à 0.1%. Concernant les eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra, l'ensemble des éléments en trace ne représentent en moyenne que 0.02% de la minéralisation globale (TSD) (tabl. 80).

	Al ³⁺ (mg/l)	Cu ²⁺ (mg/l)	Fe ²⁺ (mg/l)	Mn (mg/l)	Ni (mg/l)	Cd ²⁺ (mg/l)	Pb ²⁺ (mg/l)
Moy	0.032	0.031	0.038	0.028	0.016	0.030	0.033
Min	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
Max	0.06	0.05	0.06	0.05	0.03	0.07	0.05
σ	0.013	0.011	0.016	0.012	0.007	0.017	0.010
CV	0.404	0.339	0.414	0.433	0.467	0.577	0.300

Tabl. 80: Concentration des éléments en traces.

A. Aluminium

L'aluminium est relativement abondant dans les roches ignées. Il rentre dans la composition chimique des minéraux alumino-silicatés (feldspaths, feldspathoïdes, micas, amphiboles, etc...) en se substituant au fer, au magnésium. Plus abondant dans les argiles, il présente une solubilité en fonction du pH. A un pH<5, l'ion Al³⁺ est prédominant. A pH neutre et basique, l'espèce dissoute majoritaire est Al(OH)₄⁻. L'aluminium a le pouvoir de former des complexes avec des phosphates, des sulfates et d'autres minéraux.

Dans les eaux souterraines de la Haute Mekerra, les teneurs en Al³⁺ varient 0,2 à 0,4 mg/l. Le diagramme Al³⁺ vs pH montre d'une manière générale une évolution inverse entre le pH et la concentration en aluminium, et ce malgré la fourchette de pH des eaux souterraines de la région d'étude (7,26 < pH < 7,78)(fig. 124). Cette évolution est plus sensible dans les eaux de la nappe de Mouley Slissen que dans les eaux de la nappe Ras El Ma.

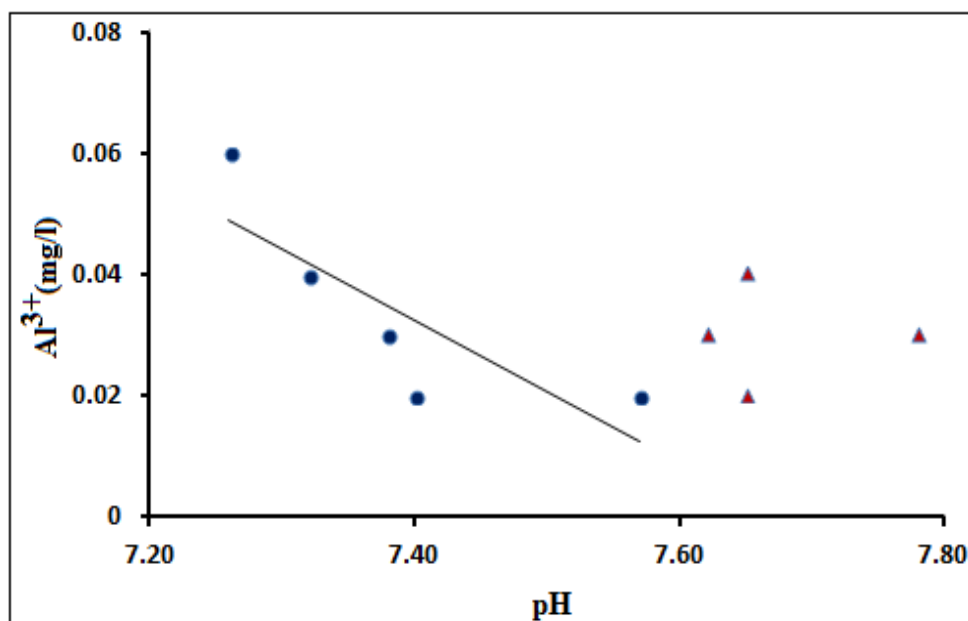
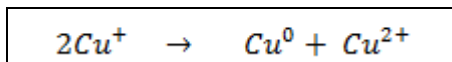


Fig. 124: Diagramme Al³⁺ vs pH.

B. Cuivre

En solution, le cuivre peut se présenter sous deux formes : Cu⁺ et Cu²⁺. La deuxième forme est dominante pour des raisons de conditions d'oxydoréduction et surtout que l'ion monovalent tend à se dissocier selon la réaction suivante :



Les concentrations du cuivre dans les eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra varient de 0,02 à 0,05 mg/l.

C. Fer

Bien que le fer soit le deuxième élément métallique le plus abondant dans l'écorce terrestre, on ne le retrouve dans les eaux naturelles qu'à de faibles concentrations, et ce en raison de la dépendance de sa solubilité vis-à-vis des conditions d'oxydoréduction. La concentration du fer dépend de nombreux paramètres dont, le pH, et le Eh du milieu ainsi que par la matière organique.

Dans les eaux souterraines de la Haute Mekerra, la concentration du fer varie de 0,01 à 0,06 mg/l. L'évaluation des teneurs en fer dissout dans ces eaux à partir du diagramme E – pH indique une prédominance du fer ferreux (Fe²⁺) par rapport au fer ferrique (Fe³⁺) (fig. 125). La concentration de dernier étant limitée dans les eaux souterraines de la région d'étude par la précipitation de l'hydroxyde ferrique Fe(OH)₃.

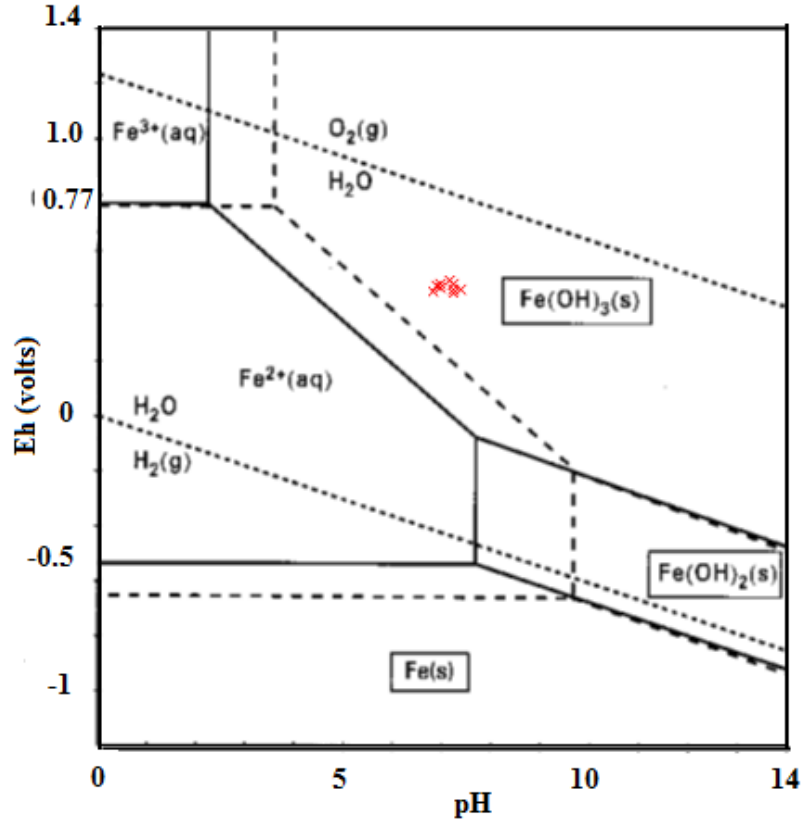
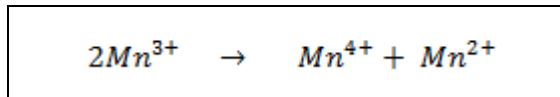


Fig. 125: Diagramme de stabilité du fer en fonction du pH – E.

D. Manganèse (Mn)

Le manganèse est un élément qu'on peut rencontrer dans les dolomies et les calcaires, substitué au calcium. Il se présente sous trois états d'oxydation : +II, +III, et +IV. La forme trivalente est cependant instable (excepté à pH très acide), et tend à se dissocier selon la réaction suivante :



Tout comme le fer, la teneur en manganèse est essentiellement contrôlée par des conditions de pH et Eh. Dans les milieux réducteur et acide, il est possible de rencontrer plus de 1mg/l de manganèse.

Dans les eaux souterraines de la région d'étude, les teneurs en Mn varient de 0,01 à 0,05 mg/l. Le diagramme Mn vs Fe montre de fortes corrélations entre le magnésium et le fer (fig. 126). Aussi bien pour les eaux de la nappe de Ras El Ma ($R = 0,85$) que pour celles de la nappe de Mouley Slissen ($R = 0,73$).

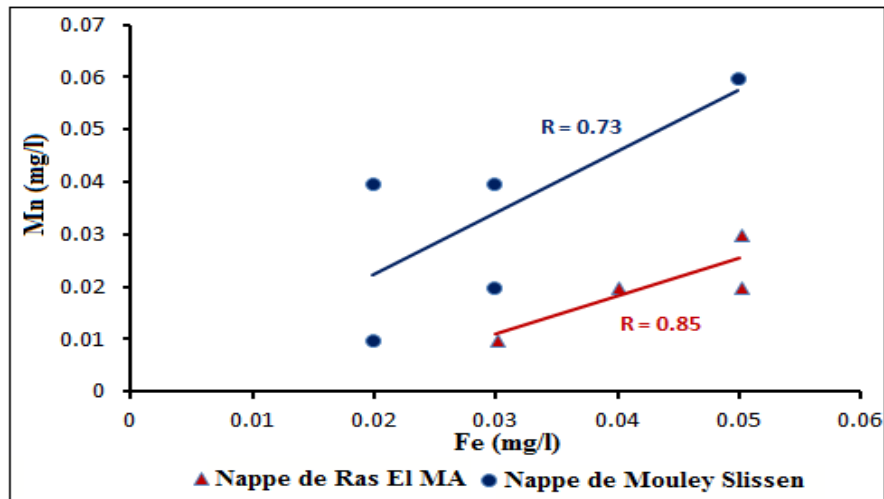


Fig. 126: Diagramme Mn vs Fe.

E. Nickel (Ni)

D'une manière générale, les concentrations en nickel dans les eaux souterraines sont inférieures à quelques $\mu\text{g/l}$, même pour des eaux issues de milieux potentiellement riches en nickel comme les basaltes à olivine (Blum *et al.*, 2002). Les facteurs qui contrôlent la teneur en nickel sont :

- la présence de minéraux contenant du nickel ;
- le pH ;
- le potentiel redox ;
- la présence d'hydroxyde de fer et surtout de manganèse sur lesquels le nickel s'adsorbe facilement.

Dans les eaux souterraines de la Haute Mekerra, les teneurs en nickel varient de 0,01 à 0,03 mg/l.

F. Cadmium (Cd)

Le cadmium est un minéral qui peut être rencontré dans les roches sédimentaires (carbonate de cadmium). Il est souvent associé à la pyrite et à la galène.

Les teneurs de cadmium dans les eaux souterraines de la zone d'étude varient de 0,01 à 0,07 mg/l. La concentration la plus forte en cet élément a été enregistrée au niveau du forage Sidi Hamlili 3 (7 mg/l). Le diagramme Cd vs Mn montre la forte corrélation entre le cadmium et le manganèse. L'évolution de Cd se fait sur le sens inverse de celle de Mn (fig. 127). Cette évolution peut être interprétée par une éventuelle co-précipitation du cadmium avec les oxydes de manganèse, ou encore adsorption sur des surfaces minérales.

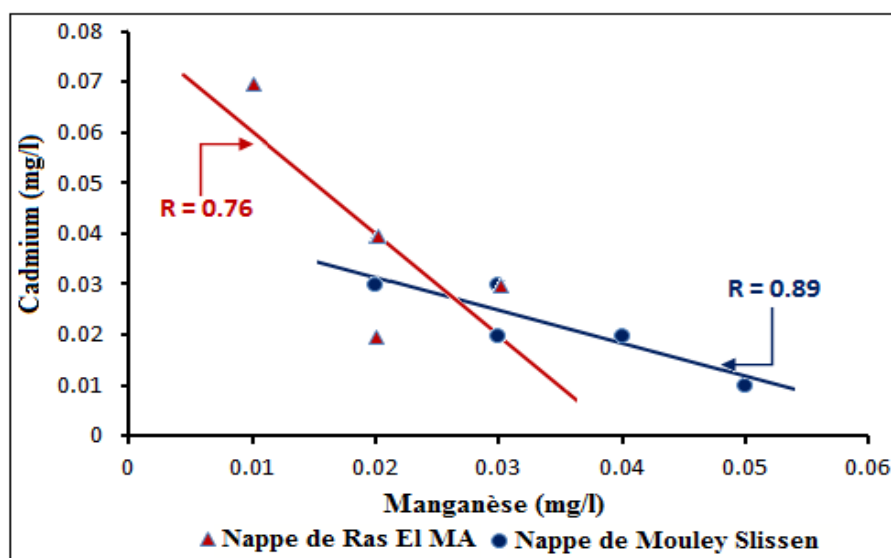


Fig. 127 : Diagramme Cd vs Mn.

G. Plomb (Pb)

La forme principale du plomb en solution est l'ion Pb^{2+} . Il peut aussi former des hydroxydes ou des complexes avec les carbonates, les phosphates et les sulfates. Le plomb a deux domaines de solubilité dans l'eau : à $pH < 5,5$ et à $pH > 7,5$.

Les facteurs contrôlant la concentration en plomb permet de mieux comprendre sa quasi-absence dans les eaux naturelles. Ces facteurs sont (Blum et *al.*, 2002) :

- la faible solubilité des complexes qu'il forme avec d'autres éléments (carbonates et phosphates) ;
- le contrôle par les carbonates et phosphates ;
- l'adsorption sur diverses surfaces. Une co-précipitation possible avec des oxydes de manganèses.

V. MODELISATION GEOCHIMIQUE

La modélisation géochimique a été effectuée par simulation à l'évaporation naturelle (température de l'échantillon) en utilisant le logiciel Phreeqi.v.2.18 (Parkhurst & Appelo, 1999). Ce logiciel permet de calculer la spéciation aqueuse et les conditions d'équilibre thermodynamique des eaux par rapport aux principales phases minérales présentes dans l'aquifère. Le mode de réaction minérale (dissolution ou de précipitation) est limité par les indices de saturation pour chaque minéral (Deutsch, 1997). Le calcul de l'indice de saturation (IS) des minéraux dissous dans l'eau a été mené en utilisant la loi de Debye & Hückel (1923), exprimée comme suit:

$$IS = \text{Log} \frac{PAI}{K}$$

Où : PAI : Produit d'activité des ions concernés ; K : le produit de solubilité du minéral considéré.

Lorsque :

-IS > 0,5 : l'échantillon est sursaturé vis-à-vis d'un minéral. Ce minéral aurait tendance à précipiter (Subyani, 2005; Cidu et *al.*, 2009.);

-IS < -0,5 : l'échantillon est sous-saturé à l'égard d'un minéral. Cela signifie que le minéral a tendance à la dissolution ;

-0,5 < IS < 0,5 : l'échantillon est à saturation (en équilibre). Cette fourchette de saturation tient en compte des éventuelles erreurs sur les mesures du pH qui se percutent sur les calculs d'IS.

Les eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra sont globalement équilibrées par rapport à la calcite et la dolomite à l'exception de quelques forages qui sont légèrement soit sous saturés en calcites et en dolomite (F. SH2), soit uniquement en dolomite (F.DB, F.FZ, et F.Z), soit sursaturés en dolomite (F.AT1, F.AT2, F.T1, F.MS4 et F.T2). Par contre, tous les échantillons sont sous saturés par rapport à l'anhydrite et au gypse (tabl. 81), favorisant ainsi le phénomène de dissolution de ces minéraux (fig. 128).

Dans le diagramme ISC vs ISD, les points représentatifs des échantillons s'alignent autour d'une droite de régression d'équation $ISD = 1,55 ISC - 0,48$, et de coefficient de corrélation ($R=0,94$) (fig. 129). Les eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra sont globalement équilibrées par rapport à la calcite et la dolomite. Selon l'indice de saturation en calcite ou en dolomite, les eaux de la région peuvent être réparties en quatre (04) classes :

-classe A : les eaux sur – saturées en dolomite sont équilibrées par rapport à la calcite. Cette classe compte cinq (05) échantillons (F.AT1, F.AT2, F.T1, F.MS4 et F.T2).

-classe B : les eaux sont équilibrées ($-0,5 < IS < 0,5$). Cette classe regroupe douze (12) échantillons (P. SN, F. SH3, F. TY, S. AT, F. SZ, F. MS2, F. MS1, F. Ig2, F.SABY1, S. AM, S. SK). Ces eaux à agressivité faible se caractérisent par une valeur de $pH > 7,30$ pour les eaux de la nappe de Ras El Ma et valeur proche de 7 pour les eaux de la nappe de Mouley Slissen. La proximité de cette classe avec la droite $ISC = ISD$ indique que ces eaux sont proches de la saturation primaire en carbonate. Les échantillons de cette classe sont répartis équitablement entre la nappe de Ras El Ma (aquifère gréseux à ciment carbonaté ou dolomitique) et de Mouley Slissen (aquifère principalement carbonaté).

-classe C : les eaux sont équilibrées par rapport à la calcite et sous – saturées à la dolomite. Cette classe compte cinq de la nappe de Ras El Ma (F. FZ, F. Z, F. SH2, F.Ouinet, S. AT) et six de la nappe de Mouley Slissen (F. SZ, F. MS2, F. MS1, F. Ig2, F.SABY1, S. AM).

Nappe	Nom	SI _{Calcite} CaCO ₃	SI _{Dolomite} CaMg(CO ₃) ₂	SI _{Anhydrite} CaSO ₄	SI _{Gypse} CaSO ₄ ·2H ₂ O	PCO ₂ ² éq (10 ⁻² atm)
Ras el Ma	P. SN	-0.05	0.32	-2.22	-1.97	0.42
	F. DB	-0.49	-0.56	-2.21	-1.96	0.89
	F. FZ	-0.39	-0.83	-2.1	-1.86	0.65
	F. Z	-0.42	-0.53	-2.44	-2.19	1.15
	F. SH3	-0.42	-0.3	-2.48	-2.24	0.89
	F. SH2	-0.65	-0.79	-2.31	-2.06	2.67
	F. TY	-0.05	0.18	-1.49	-1.24	1.64
	F.Ouinet	0.06	0.03	-1.39	-1.14	2.97
	F. AT1	0.19	0.75	-1.9	-1.66	0.91
	F. AT2	0.35	0.69	-1.77	-1.53	4.16
	S. AT	-0.31	-0.38	-1.94	-1.69	0.74
Mouley Slissen	F. SZ	-0.19	0	-1.82	-1.58	0.52
	F. MS2	-0.16	-0.3	-1.49	-1.23	1.61
	F. T1	0.25	0.54	-1.3	-1.06	1.42
	F. MS1	-0.16	-0.07	-1.47	-1.23	2.43
	F. MS4	0.31	0.57	-1.25	-1.01	1.46
	F. T2	0.44	0.56	-1.11	-0.86	2.05
	F. Ig2	-0.09	-0.2	-1.64	-1.4	4.04
	F.SABY1	0	0.02	-1.96	-1.73	0.25
	S. AM	-0.05	-0.19	-2.13	-1.9	3.44
	S. SK	0.15	0.34	-1.72	-1.5	1.33

Tabl. 81: Indices de saturation des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra.

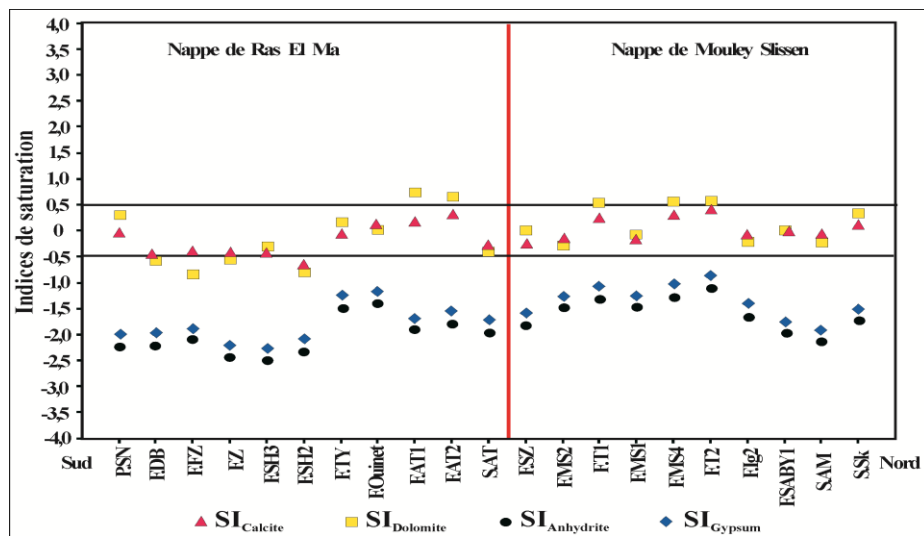


Fig. 128 : Evolution de l'indice de saturation suivant le profil Sud-Nord.

Les valeurs relativement élevées de la pression partielle en CO₂ (pCO₂) observées dans la plupart des échantillons sont caractérisées par des pH proche de la neutralité, voire inférieur à 7. Ceci les rend relativement agressives.

-classe D : Eaux sous – saturées par rapport à la calcite et la dolomite. Elle est représentée par un seul échantillon (F.SH2) issu de la nappe de Ras El Ma. Cet échantillon est caractérisé par une valeur de pCO₂ assez faible.

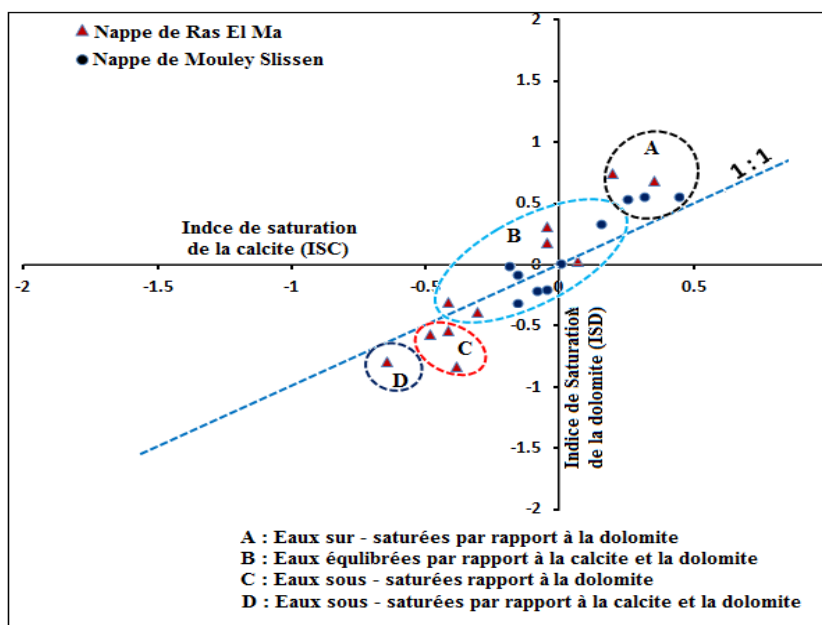


Fig. 129: Diagramme ISC vs ISD des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra.

VI. PROCESSUS ET ORIGINE DE LA MINERALISATIO

A. Relations minéralisation totale et les ions majeurs

La minéralisation des eaux souterraines est spatialement très variable à l'échelle du bassin versant de la Haute Mekerra. Le gradient de minéralisation n'apparaît en lien avec le sens d'écoulement de la nappe défini par la carte piézométrique. Cette contradiction pourrait avoir une explication dans le fait que les flux horizontaux de la région soient perturbés par des flux verticaux locaux dus à l'infiltration directe de la pluie. L'origine de la minéralisation est au moins en partie et souvent de manière prépondérante, contrôlée par la lithologie et/ou les minéraux les plus solubles ou altérables de l'aquifère. Les descriptions lithologiques des réservoirs (nappe de Ras El Ma et Mouley Slissen) montrent une matrice généralement carbonatée, composée essentiellement en calcaire et dolomie. Dans un tel contexte géologique, l'origine de la minéralisation des eaux de deux nappes est surtout liée à la lithologie.

La figure 130 met en évidence la contribution de chaque élément majeur dans la minéralisation. Les résultats de l'analyse chimique des eaux souterraine du bassin versant de la Haute Mekerra ont permis de mettre en relief la liaison importante du calcium et du sodium avec la minéralisation où les coefficients de corrélation respectifs sont : $r = 0,83$ et $r = 0,80$.

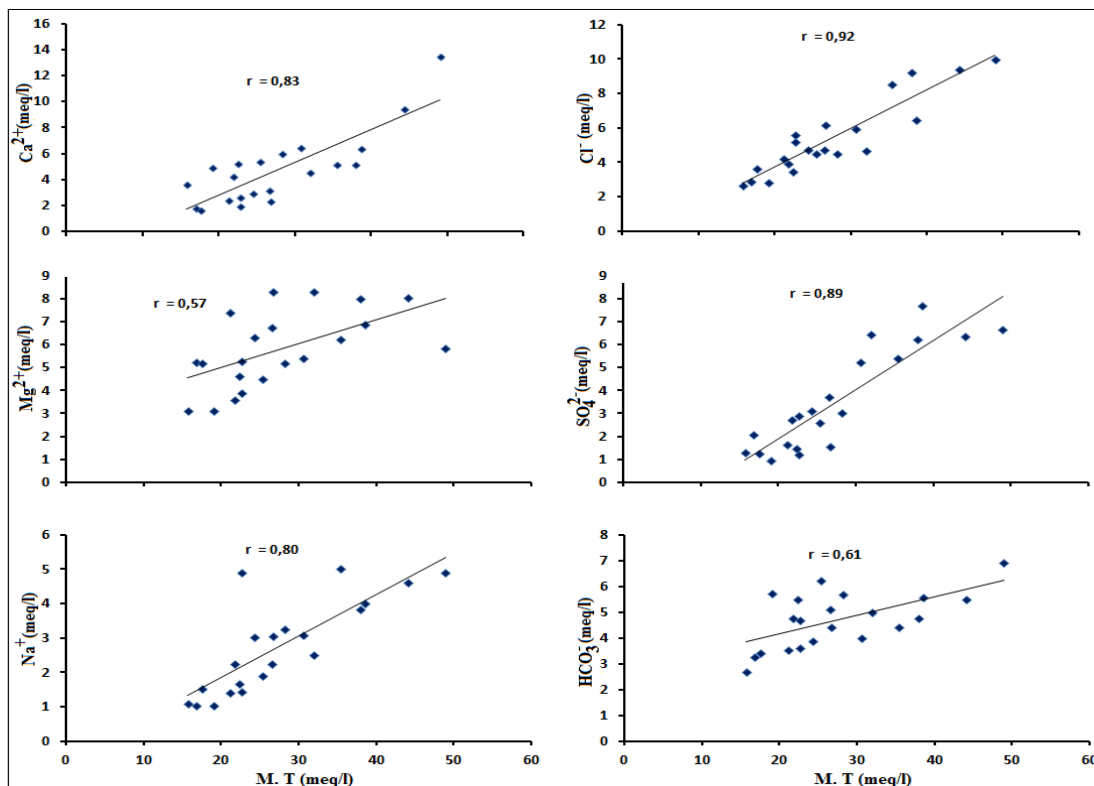


Fig. 130 : Corrélation les éléments chimiques majeurs avec la minéralisation totale.

Au même titre de ce qui a été décrit précédemment, on constate que, les chlorures ($r = 0,92$) et les sulfates ($r = 0,89$) ont également une grande influence sur la charge minérale de ces eaux souterraines. Par contre, les bicarbonates n'affiche relativement qu'une liaison assez modeste avec la minéralisation ($r = 0,61$).

B. Relations binaires entre les éléments majeurs

Pour identifier le processus et les mécanismes géochimiques des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra, nous avons eu recours à l'exploitation des résultats d'analyses chimiques des eaux prélevées au niveau des points d'eau captant des deux principales nappes de la région. Ainsi, les relations établies entre les teneurs en calcium - bicarbonates, magnésium - calcium et sodium - calcium dans les eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra ne font pas apparaître d'une manière générale de relations évidentes entre ces différents éléments. Ceci, nous laisse penser de leur origine complexe dans l'aquifère.

1. Diagramme Ca^{2+} vs Mg^{2+}

L'étude du rapport Ca/Mg des eaux souterraines suggère la dissolution de la calcite et de la dolomite présente dans les aquifères de la région d'étude. Le rapport $\text{Ca}/\text{Mg} < 1$ indique la dissolution de la dolomite, tandis qu'un rapport supérieur à l'unité (> 1) est indicatif de la contribution de plus de la calcite (Maya & Loucks, 1995). Le diagramme Ca^{2+} vs Mg^{2+} montre que les concentrations du Ca et du Mg ont augmenté dans le sens de l'écoulement (fig. 131). La majorité des échantillons de la nappe de Ras El Ma (8 / 11 échantillons) ont un rapport inférieur à 1 (< 1). Ce rapport qui varie de 0,27 à 1,17 indique que la dissolution de la dolomite est dominante. Par contre, le rapport Ca/Mg de la nappe de Mouley Slissen est supérieur à 1 (> 1). Ledit rapport varie de 0,46 à 2,27 et indique une dissolution de la calcite.

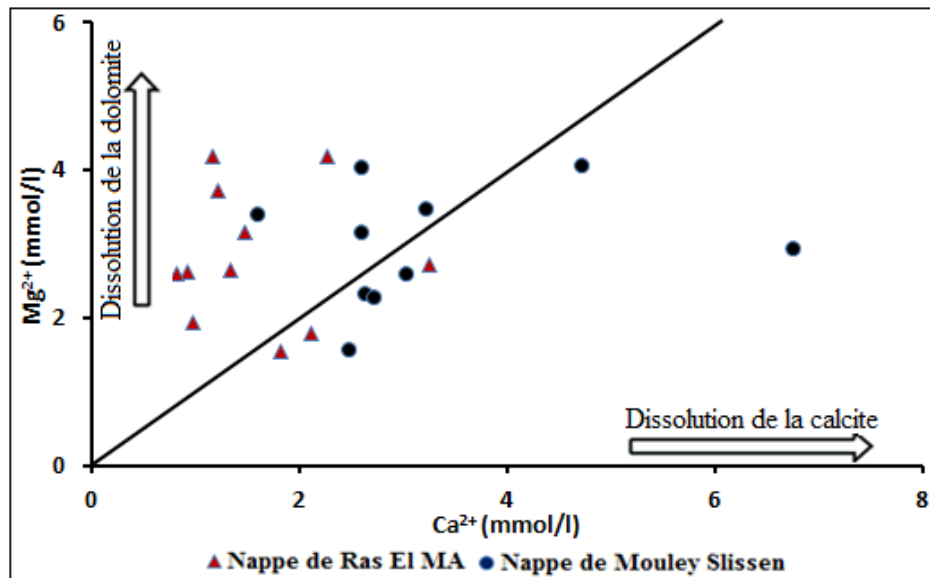


Fig. 131: Diagramme Mg^{2+} vs Ca^{2+} .

2. Diagramme de dispersion de Datta & Tyagi

A partir de la position des échantillons sur le diagramme de dispersion de $[\text{r}(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})]$ en fonction de $[\text{r}(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})]$ et par rapport à la ligne séparant l'altération des carbonates de celle des silicates (Ligne 1 : 1), Datta & Tyagi (1996) ont pu dégager les conclusions suivantes :

- la minéralisation des échantillons situés au-dessus de la ligne 1:1 résulte de l'altération climatique des carbonates avec domination des ions calcium et magnésium ;
- la minéralisation des échantillons situés en dessous de cette ligne de séparation résulterait de l'altération des silicates avec domination des ions bicarbonates et sulfates par rapport aux ions calcium et magnésium,
- les échantillons situés sur la ligne de séparation doivent leur minéralisation aux deux d'altérations combinées.

Le report des échantillons des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra sur le diagramme Datta & Tyagi (1986) fait ressortir ce qui suit (fig. 132) :

-18 échantillons se positionnent au dessus de la ligne 1:1. Ce qui indique que la minéralisation des ces eaux aurait pour origine l'altération climatique des carbonates avec domination des ions calcium et magnésium ;

-02 échantillons (F. AT2 et F. T1) se trouvent sur la droite 1 : 1. On peut supposer donc que les deux processus d'altération (carbonates et silicates) contribuent conjointement à la minéralisation des eaux captées par ces deux forages ;

-Enfin, 01 échantillon (F. Z) se trouve en dessous de la droite d'équilibre 1 : 1. Ceci laisse à penser que sa minéralisation serait due à l'altération des silicates avec domination des ions bicarbonates et sulfates par rapport aux ions calcium et magnésium.

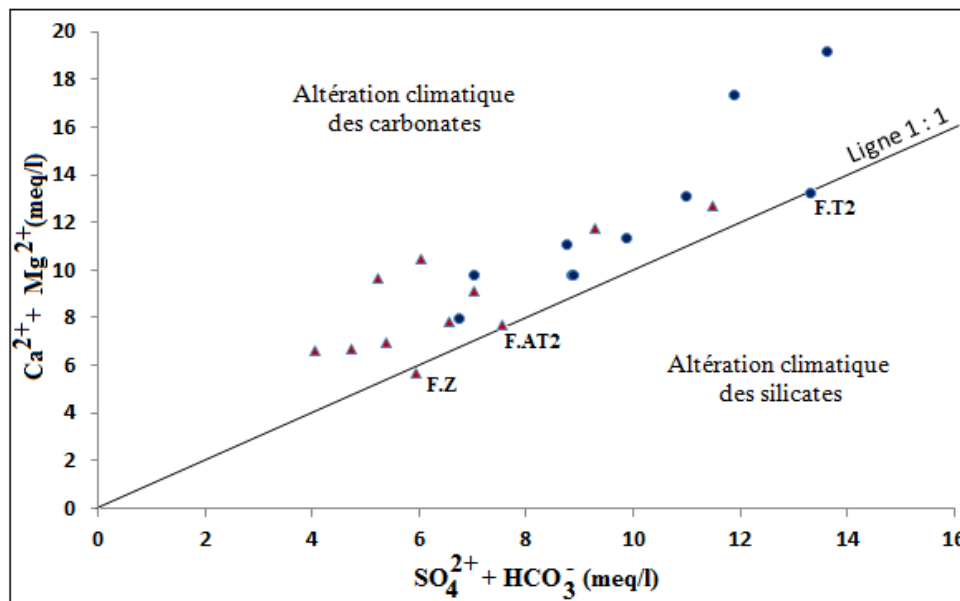


Fig. 132: diagramme de Datta & Tyagi (1996).

3. Diagramme ($Mg^{2+} + Ca^{2+}$) vs HCO_3^-

Le diagramme représentant la variation des alcalino-terreux ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$) en fonction de HCO_3^- montre que la majorité des échantillons prélevés au niveau de la nappe de Ras El Ma et celle de Mouley Slissen s'alignent suivant la droite (1 : 1) (fig. 133). L'excès de ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$) peut être attribué à la dissolution des carbonates (Calcite $CaCO_3$, dolomite $CaMg(CO_3)_2$).

Notons qu'en régions semi – arides, le climat joue un rôle important dans l'augmentation de la concentration des éléments ($Ca^{2+} + Mg^{2+}$) par le phénomène d'évaporation.

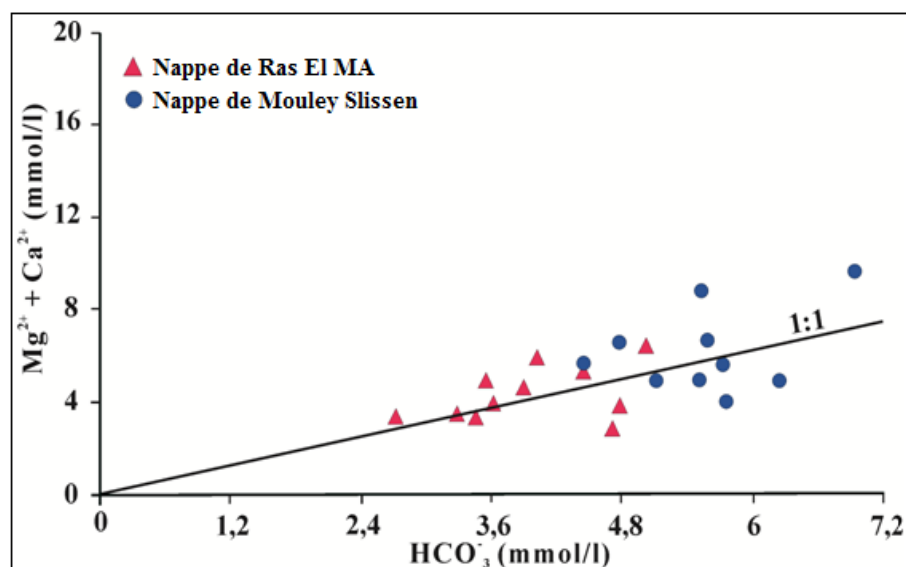


Fig. 133 : Diagramme ($\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+}$) vs HCO_3^- .

4. Diagramme Ca^{2+} vs HCO_3^-

Le diagramme Ca^{2+} en fonction de HCO_3^- confirme la tendance de la dissolution des carbonates ; avec toute fois un excès de calcium rencontré particulièrement au niveau des forages (FMS4, FT2) (fig. 134). Ceci serait probablement lié à la dissolution du gypse (la présence d'un niveau gypseux recoupé à une profondeur de 104 m par le forage F. T2 pourrait confirmée cette hypothèse).

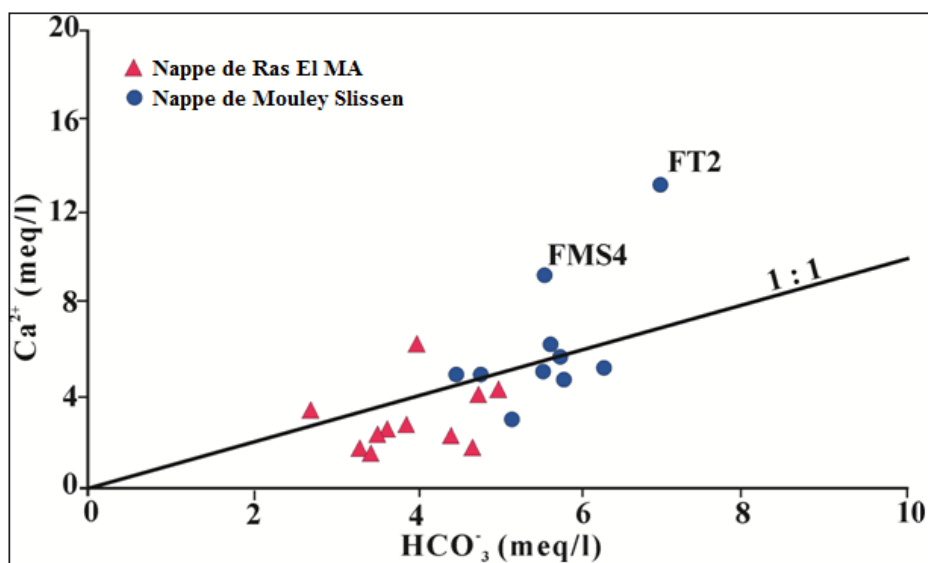


Fig. 134: Diagramme Ca^{2+} vs HCO_3^- .

5. Diagramme $\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$ vs Cl^-

Le rapport $\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$ est un paramètre qui permet de déterminer la contribution de la calcite dans les eaux souterraines (Maya & Loucks, 1995). D'une manière générale, le rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$ (méq/l) des eaux des roches sédimentaires est élevé (> 1), et ce en raison de la prédominance du Ca^{2+} dans ce type de roches et de même par la circulation des eaux dans les formations gypsifères (Schoeller, 1964). En ce qui concerne la zone d'étude, 50% des eaux de la nappe de Mouley Slissen présentent des rapports élevés (> 1), ce qui laisse à penser que le processus à l'origine de l'augmentation de ce rapport serait lié à la dissolution de la calcite et le gypse. Les faibles valeurs de ce rapport (< 1) ont été particulièrement observées dans 75% des échantillons provenant de la nappe de Ras El Ma. Ces faibles valeurs du rapport supposent un apport en ions Mg^{2+} provenant des roches magnésiennes (dolomies et de calcaires dolomitiques). Le diagramme ($\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$) vs Cl^- fait ressortir que le rapport ($\text{Ca}^{2+} / \text{Mg}^{2+}$) des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra est en général inférieur à 2 (fig. 135), on dira donc que les processus géochimiques dominants dans les eaux de la zone d'étude seraient liés à la dissolution des deux principaux minéraux carbonatés (la dolomite et la calcite).

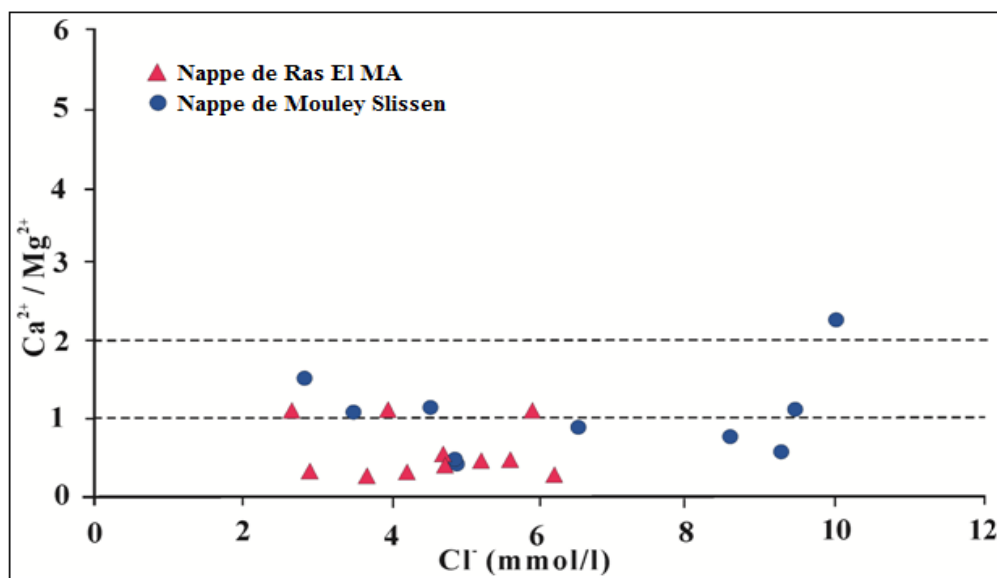


Fig. 135: Diagramme ($\text{Mg}^{2+} / \text{Ca}^{2+}$) vs Cl^- .

6. Diagramme $(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2+})$ vs $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$

L'excès de $(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2+})$ par rapport à $(\text{Mg}^{2+} + \text{Ca}^{2+})$ dans un certain nombre d'échantillons, et particulièrement ceux provenant de la nappe de Mouley Slissen indique la contribution de différentes sources de Cl^- et SO_4^{2+} (fig. 136). Ainsi, la nature lithologique des formations aquifères caractérisées par la présence d'anhydrite et de gypse (niveau gypseux recoupé par les forages FMS3, FT2) suggère l'origine de Cl^- et SO_4^{2+} .

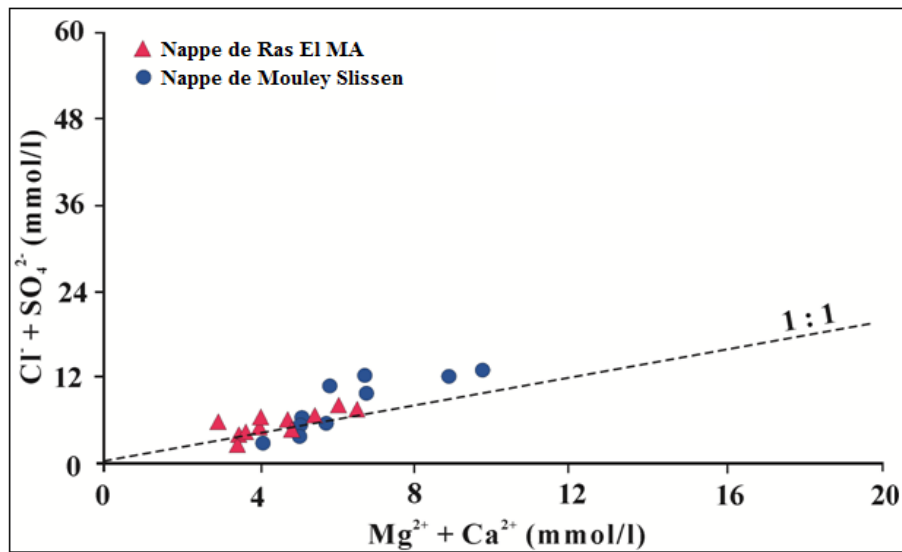


Fig. 136: Diagramme (Cl⁻ + SO₄²⁻) vs (Mg²⁺ + Ca²⁺).

7. Diagramme SO₄²⁻ vs Ca²⁺

Le diagramme SO₄²⁻ vs Ca²⁺ permet d'individualiser les points contrôlés par la dissolution de gypse ou d'anhydrite selon l'équation: CaSO₄ = Ca²⁺ + SO₄²⁻ (fig. 137). Ainsi, les points situés sur la droite 1:1 indiquent que les sulfates et une partie du calcium proviennent de la dissolution de gypse. Alors que, le calcium provient de la dissolution de carbonates. Ceci est représenté par l'éloignement des points de la droite 1 : 1 (excès de Ca).

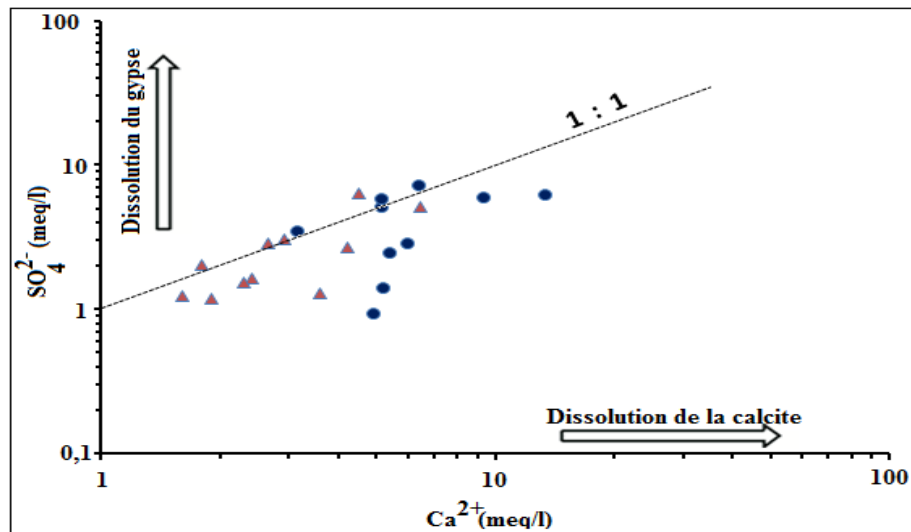


Fig. 137: Diagramme (SO₄²⁻) vs (Ca²⁺).

8. Diagramme Cl^- vs Na^+

La présence de l'ion Cl^- et de l'ion Na^+ dans les eaux souterraines peut être d'origine diverse. Elle est naturelle liée soit à la dissolution de l'halite présente dans les formations géologiques encaissantes soit aux apports de pluies météoriques enrichis particulièrement en Cl^- et Na^+ provenant de l'eau de mer. Dans ce cas précis, le rapport d'ions Cl^-/Na^+ devrait être identique à celui de l'eau de mer, donc proche de 1,16. Il arrive également que ces deux éléments aient une origine autre que naturelle. C'est-à-dire, une origine anthropique. Les apports d'origines anthropiques constituent un facteur prépondérant d'acquisition de la minéralisation de l'eau.

Le diagramme Cl^- vs Na^+ montre que la quasi-totalité des points sont situées en dessous de la droite d'équilibre $[\text{Na}^+] = [\text{Cl}^-]$ (fig. 138). Il y a donc, une perte nette en sodium (élément non conservatif) par rapport aux chlorures (éléments conservatifs). Ceci pourrait être expliqué par l'interaction eaux / roches. La perte en ion sodium est alors compensée par un gain en ion calcium par le processus d'échange cationique sur les argiles qui fixent le sodium et libèrent en échange du calcium et le magnésium.

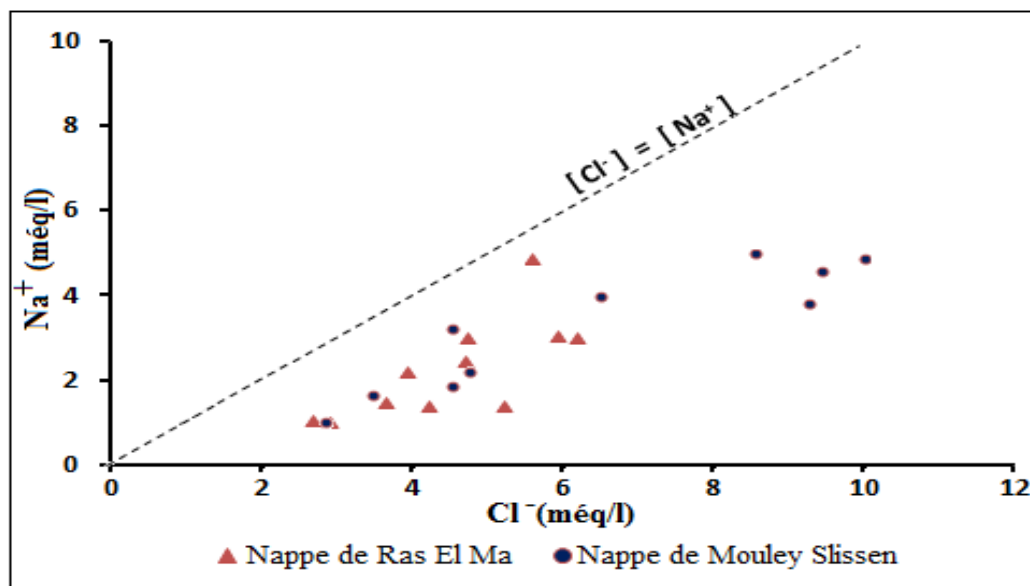


Fig. 138 : Diagramme Na^+ vs Cl^-

L'excès en calcium apparaîtrait dans le diagramme Ca^{2+} vs Cl^- (fig. 139). Les points situés au dessus de la droite indiquent un échange cationique entre le calcium et le sodium.

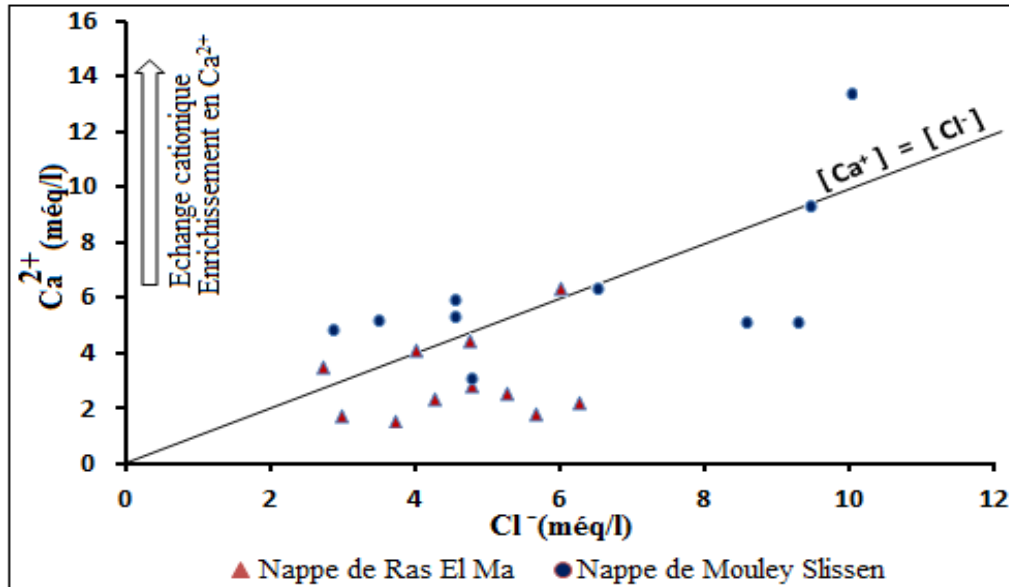


Fig. 139 : Diagramme Ca⁺ vs Cl⁻.

9. Indice d'échange de base au sein des aquifères (i.e.b.)

L'indice d'échange (i.e.b.) exprime les échanges cationiques qui peuvent avoir lieu dans un aquifère (Schöeller, 1962, Schöeller 1969). 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 :

$$\text{i. e. b.} = \frac{[\text{Cl}] - [\text{Na} + \text{K}]}{[\text{Cl}]}$$

*(Les concentrations sont még/l)

D'après Schöeller (1969) :

- i.e.b. < 0 : le calcium de l'eau est échangé contre le sodium (ou le potassium) du terrain.
- i.e.b. > 0 : il y a fixation du sodium (ou de potassium) et solubilisation du calcium.

Dans la zone d'étude, le calcul de l'Indice d'Echange de Base des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra a donné des valeurs positives pour la totalité des points d'eau analysés. Ceci, nous permet donc de soutenir l'hypothèse d'un éventuel processus de substitution du calcium de l'eau contre le sodium (ou potassium) de la matrice par une mise en solution du calcium et fixation du sodium (ou potassium) pour les eaux souterraines internes (tabl.82).

Nappe de Ras El Ma				Nappe de Mouley Slissen			
Libellé	(Na ⁺ + K ⁺) (méq/l)	Cl ⁻ (méq/l)	I.E.B	Libellé	(Na ⁺ + K ⁺) (méq/l)	Cl ⁻ (méq/l)	I.E.B
P. SN	1.49	4.23	0.49	F. SZ	2.32	4.74	0.51
F. DB	1.09	2.93	0.55	F. MS2	5.14	8.55	0.33
F. FZ	1.19	2.68	0.65	F. T1	4.15	6.49	0.55
F. Z	4.97	5.61	0.63	F. MS1	3.91	9.25	0.41
F. SH3	1.64	3.67	0.11	F. MS4	4.71	9.42	0.27
F. SH2	3.18	6.21	0.56	F. T2	5.01	9.99	0.62
F. TY	2.63	4.71	0.44	F. Ig2	3.28	4.51	0.57
F. Ouinet	3.22	5.95	0.4	F.SABY1	1.73	3.47	0.46
F. AT1	3.18	4.74	0.5	S. AM	1.08	2.82	0.5
F. AT2	2.33	3.95	0.58	S. SK	1.95	4.51	0.76
S. AT	2.36	5.22	0.36				

Tabl. 82: Indices d'échange de base des eaux souterraines de la Haute Mekerra.

10. Diagramme de Gibbs

L'interaction « eau - roches aquifères » intervient en grande partie dans la détermination de la qualité d'une eau. Elle permet également de comprendre la genèse des eaux souterraines (Cederstorm, 1946). Selon Gibbs (1970), le taux d'évaporation, la composition chimique des roches et la chimie des eaux de pluie jouent un rôle prépondérant dans le contrôle du chimisme des eaux souterraines. Le report des résultats de l'analyse chimique sur le diagramme de Gibbs (fig. 140) laisse à penser que le mécanisme contrôlant la chimie des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra serait lié à la fois à l'altération des roches aquifères et à l'évaporation qui peut être favorisée par la semi - aridité du climat de la région.

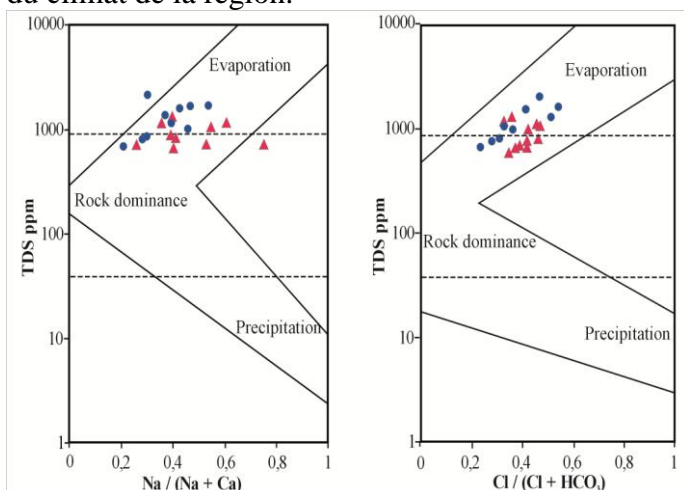


Fig. 140 : Diagramme de Gibbs sur les mécanismes contrôlant la chimie des eaux souterraines de la Haute Mekerra.

11. Diagramme d'équilibre des carbonates

Le diagramme d'équilibre des minéraux carbonatés a été réalisé par Carpenter (1978) et repris par Stumm & Morgan (1981). La projection des deux paramètres logarithmique $p\text{CO}_2$ et du rapport logarithmique des activités du calcium et du magnésium sur le diagramme montre que l'ensemble des points d'eau sont en équilibre avec la dolomite dans le domaine des minéraux stables et avec l'aragonite dans le domaine des minéraux instables (fig. 141). Cet équilibre signifie que la dolomite est le principal minéral carbonaté qui constitue le réservoir d'origine ou bien, l'ascension des eaux vers la surface qui peut lessiver un encaissant dolomitique. Cependant, ce diagramme d'équilibre ne considère que les espèces minérales pures. En conséquence, une calcite fortement magnésienne peut être assimilée à une dolomite.

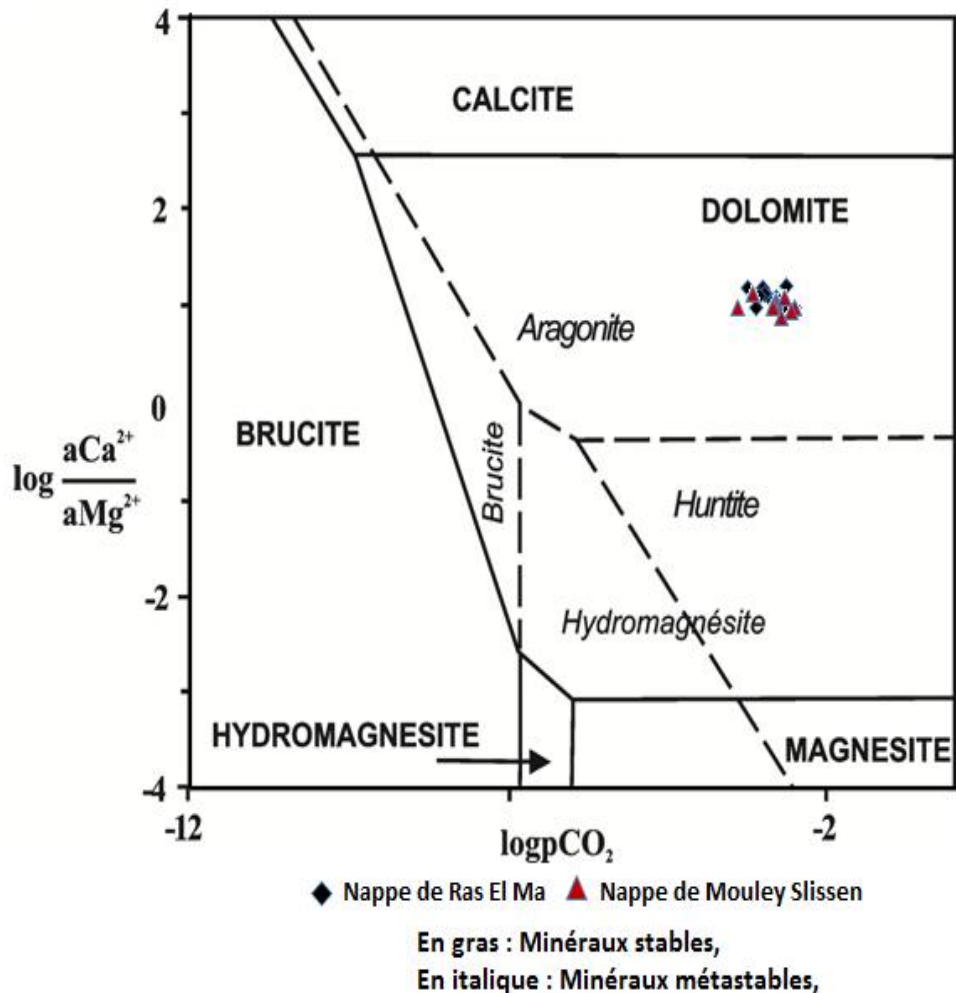


Fig. 141: Equilibre des eaux souterraines de la Haute Mekerra avec les minéraux carbonatés.

VII. QUALITE CHIMIQUE DES EAUX SOUTERRAINES

Par manque de ressources en eaux superficielles, la région de la Haute Mekerra connaît une dépendance quasi-totale des réserves en eau souterraine. Ces réserves constituent l'unique source d'approvisionnement permettant à même de répondre à la demande sans cesse croissante en eau aussi bien pour l'**A.E.P** que pour l'irrigation. Cette forte demande conjuguée aux pratiques agricoles serait à l'origine de la dégradation qualitative des eaux souterraines.

A. Qualité des eaux à usage domestique

Selon les normes de potabilité des eaux établies par l'Organisation Mondiale de Santé (**O.M.S**)(1972), en fonction des teneurs en éléments dissous (Bremond, 1973), les eaux souterraines de la Haute Mekerra sont globalement d'une assez bonne qualité (tabl. 83)

Eléments	Normes de qualité OMS	Nappe de Ras El Ma			Nappe de Mouley Slissen		
		Min.	Max.	Moy.	Min.	Max.	Moy.
T °C	-	11	19	14.91	12	25	18.7
pH mesuré	6,5 < pH < 8,5	6.91	7.66	7.29	6.88	7.3	7.06
CE (µS/cm)	2000	685	1432	1011.82	739	2240	1425.6
TDS (mg/l)	1000	333	1035	537.73	360	1860	787.1
TH (mg/l)	200	21	59	35.82	21	96	47.3
Ca ²⁺ (mg/l)	100	32	129	62.9	70	269	130.2
Mg ²⁺ (mg/l)	50	38.03	101.09	68.9	38.27	102.06	73.06
Na ⁺ (mg/l)	150	24.15	112.93	53.6	24.15	119.6	79.419
K ⁺ (mg/l)	12	1.56	35.19	6.7	1.17	5.08	2.971
Cl ⁻ (mg/l)	250	95.01	220.14	160.3	99.97	354.15	223.7
SO ₄ ²⁻ (mg/l)	250	57.64	309.79	128.9	46.59	365.03	209.08
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	250	164.73	305.05	240	267.22	422.19	340.32
NO ₃ ⁻ (mg/l)	50	11.16	71.3	30.5	6.82	83.7	38.626

Tabl. 83 : Qualité chimique des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra.

D'une manière générale, la minéralisation exprimée par la conductivité électrique des eaux analysées est moyenne à l'exception du forage Tamatiouna 2 (FT2) qui présente une minéralisation de l'ordre de 2240 µS.cm⁻¹ (dépassant la norme admise par l'OMS : 2000 µS.cm⁻¹).

Les valeurs de TDS sont globalement inférieures à 1g/L à l'exception du de Ouinet et de FT2 qui présentent des valeurs respectives de 1035 et 1860 mg/l.

Pour les cations, le calcium et le magnésium sont les ions dominants dans les eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra. Un excès de calcium dépassant la valeur guide de l'O.M.S (100 mg/l) a été rencontré dans 43% des échantillons analysés dont la majorité (8 échantillons sur 9) capte la nappe de Mouley Slissen. En ce qui concerne l'élément Mg^{2+} , il a été constaté que la plus part des échantillons ont une teneur dépassant la norme de l'O.M.S (50 mg/l), exception faite pour les forages FFZ, FZ et FAT2 qui présentent des teneurs inférieures à la valeur guide. Pour les éléments Na^+ et K^+ , tous les échantillons ont une teneur inférieure à la valeur admise par l'O.M.S (150 mg/l pour Na^+ et 12 mg/l pour K^+), à l'exception de la source d'Ain Tindamine (SAT) qui présente une teneur fortement excessive en élément K^+ (35,26 mg/l) dont l'origine est mal connue. Concernant les anions, les teneurs des chlorures et des sulfates dans les échantillons analysés présentent globalement des valeurs inférieures à la norme fixée par l'O.M.S (250mg/l). Les concentrations élevées en ces deux éléments sont rencontrées au niveau des forages captant la nappe de Mouley Slissen (F.MS1, FMS2, FMS4, FT1 et FT2). Par contre, 66% des échantillons analysés présentent des teneurs en bicarbonates dépassant la norme admise (250 mg/l) Enfin, pour les nitrates, une pollution ponctuelle des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra a été observée au niveau des points FFZ, FT1 et FT2 où les concentrations respectives sont 71 mg/L, 84 mg/L et 69 mg/L, donc largement supérieures à la norme OMS (50 mg/l).

B. Qualité des eaux pour l'irrigation

La dégradation de la qualité des eaux destinées à l'irrigation est due à plusieurs facteurs, dont la concentration en sels dissous exprimée par le résidu sec ou la conductivité électrique, la salinité potentielle et la concentration relative en sodium. Pour ce dernier facteur, il a été reconnu que la concentration en sodium dans les eaux d'irrigation a une influence sur la perméabilité et l'infiltration des sols. La présence de l'élément Na^+ a des effets néfastes sur la structure des sols par défloculation des argiles. La qualité des eaux d'irrigation peut être interprétée en déterminant un certains nombre de paramètres tels que la salinité, le coefficient d'absorption du sodium (SAR), le pourcentage de sodium ($Na^0\%$), l'alcalinité résiduelle (RSC), l'indice de perméabilité (PI), le coefficient de Kelly (KR) et le risque de magnésium (MH) dont les formules de calcul respectives sont données dans le tableau 84.

1. La salinité

La salinité d'une eau est due le plus souvent à la charge minérale dissoute (TDS). Le risque de la salinité se produit lorsqu'une accumulation de sels se produit dans la zone racinaire. Elle est exprimée par la valeur de la conductivité électrique ($\mu s.cm^{-1}$).

Pour les eaux souterraines de la Haute Mekerra, la salinité est élevée. 90% des échantillons prélevés durant la période des hautes eaux (mars) se rangent dans la classe "Elevée" et presque 10% seulement dans la classe "Moyenne". Tandis que, les échantillons prélevés durant la période des basses eaux montrent un taux de salinité plus élevée, puisque 77% des prélèvements sont dans la classe "Elevée" et 23% dans la classe "Très élevée".

N°	Libellé	Coordonnées (UTM)		Hautes eaux (Mars 2012)							Basses eaux (Juillet 2013)							
		X	Y	CE	%Na	KI	PI	SAR	RSC	MH	CE	%Na	KR	PI	SAR	RSC	MH	
1	P. SN	-0.8075	34.4762	886	12.72	0.15	30.16	0.45	-5.93	75.39	1214	13.20	0.23	40.70	0.59	-3.36	76.47	
2	F. DB	-0.8245	34.4780	685	12.92	0.15	35.37	0.40	-3.76	74.43								
3	F. FZ	-0.7036	34.4830	763	13.78	0.16	35.00	0.42	-4.02	46.58								
4	F. Z	-0.8293	34.4871	756	45.63	0.85	66.13	2.04	-1.1	67.18	1353	46.19	0.15	29.44	0.46	-6.28	75.51	
5	F. SH3	-0.8344	34.5197	770	18.25	0.23	40.70	0.59	-3.36	76.47	1047	19.43	0.85	66.13	2.04	-1.1	67.18	
6	F. SH2	-0.8476	34.5266	1237	22.13	0.29	37.76	0.94	-6.17	78.30								
7	F. TY	-0.8196	34.5581	1432	16.26	0.20	30.98	0.70	-7.81	64.95	1941	17.03	0.20	30.98	0.70	-7.81	64.95	
8	F.Ouinet	-0.6823	34.6907	1200	20.48	0.26	34.02	0.90	-7.87	45.75								
9	F. AT1	-0.7260	34.6908	1120	24.76	0.33	41.06	1.01	-5.34	68.66								
10	F. AT2	-0.7579	34.6953	1348	22.43	0.29	43.64	0.83	-3.3	46.04								
11	S. AT	-0.7191	34.7024	933	14.48	0.19	34.43	0.55	-4.96	66.08								
12	F. SZ	-0.7778	34.8020	1102	19.91	0.25	38.68	0.81	-4.52	66.47								
13	F. MS2	-0.7614	34.8034	1813	30.92	0.45	43.67	1.53	-7.12	54.78	2470	31.08	0.44	43.39	1.49	-6.97	54.91	
14	F. T1	-0.8596	34.8095	1715	27.44	0.38	40.16	1.41	-8.05	51.95								
15	F. MS1	-0.7609	34.8170	1794	22.57	0.29	34.49	1.09	-9.36	60.61	2490	22.91	0.29	35.41	1.06	-8.41	60.94	
16	F. MS4	-0.7566	34.8176	1480	20.80	0.26	31.54	1.10	-11.94	46.25								
17	F. T2	-0.8722	34.8236	2240	20.23	0.25	31.20	1.12	-12.34	30.32								
18	F. Ig2	-0.7635	34.9026	1228	22.48	0.29	39.05	0.97	-5.49	46.42	1075	22.68	0.29	39.05	0.97	-5.49	46.42	
19	F.SABY1	-0.7384	34.9033	867	14.59	0.17	34.95	0.54	-4.36	47.21								
20	S. AM	-0.7306	34.9292	739	11.51	0.13	37.91	0.37	-2.3	39.18	773	11.84	0.13	37.91	0.37	-2.3	39.18	
21	S. SK	-0.7176	34.9310	924	16.40	0.20	37.17	0.63	-3.86	45.66	926	16.44	0.19	37.28	0.61	-3.68	45.61	
				Min	685	11.51	0.13	30.16	0.37	-12.34	30.32	773	11.84	0.13	29.44	0.37	-8.41	39.18
				Max	2240	45.63	0.85	66.13	2.04	-1.1	78.3	2490	46.19	0.85	66.13	2.04	-1.1	76.47
				Moy	1192	20.51	0.27	38.00	0.88	-5.86	57.08	1476.6	22.31	0.31	40.03	0.92	-5.04	59.02
				E. T	427.4	7.67	0.15	7.56	0.42	2.92	13.84	657.4	10.67	0.22	10.73	0.54	2.55	13.37

Tabl. 84: Paramètres de qualité des eaux d'irrigation du bassin de la Haute Mekerra.

2. Pourcentage de sodium (Na⁺%)

L'estimation de cet indice est donnée par la formule de Todd (1980). Les concentrations sont exprimées en méq/l :

$$Na\% = \frac{(Na^{2+} + K^+)}{(Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+ + K^+)} \times 100$$

A noter que l'excès de sodium dans l'eau est souvent à l'origine de la modification des propriétés du sol ainsi que de la réduction de sa perméabilité (Subra Rao, 2006). Dès lors l'appréciation du pourcentage de sodium est nécessaire pour se prononcer sur l'aptitude des eaux à l'irrigation (classification de Wilcox, 1955).

Les eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra appartiennent majoritairement (16 sur 21 échantillons) à la classe "bonne", 4 échantillons (F.DB, S.AM, F.Z et F.FZ) à la classe "excellente" et seul 1 échantillon (F.T2) à la classe "médiocre" " de la classification de Wilcox (fig. 142).

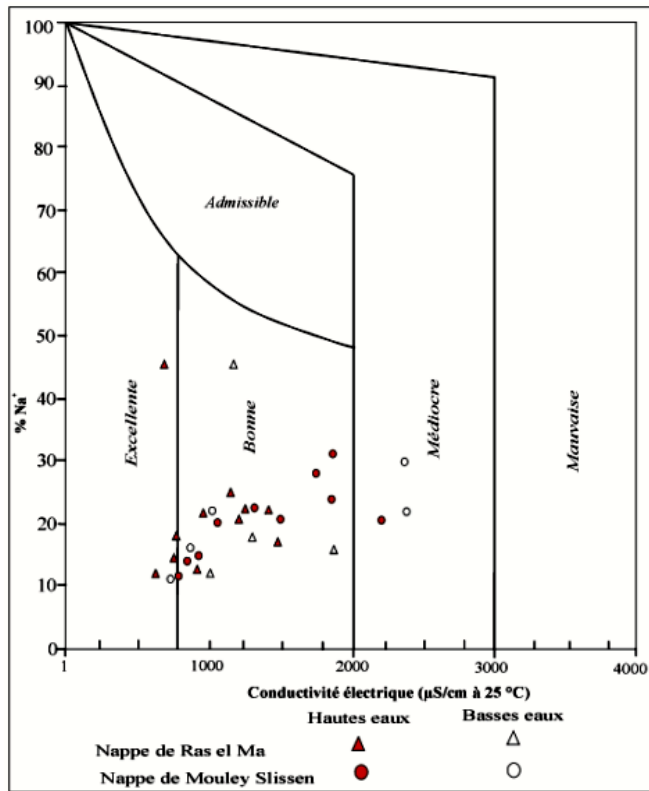


Fig. 142: Représentation sur le diagramme de Wilcox des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra

3. Indice de Kelly (KI)

Il a été calculé en utilisant l'équation de Kelly (1963) :

$$KI = \frac{Na^+}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$$

*(Les concentrations sont exprimées en méq. L⁻¹):

Kelly (1940) et Paliwal (1967) ont introduit un paramètre important pour évaluer la qualité de l'eau d'irrigation en fonction de la concentration de Na⁺ par rapport à celle de Ca²⁺ et Mg²⁺ (Paliwal, 1967). L'indice de Kelly (KI) supérieur à un (KI > 1) indique un excès de sodium dans l'eau, donc impropre pour l'irrigation, et par conséquent, l'eau avec un KI inférieur à un (KI < 1) est mieux adapté à l'irrigation (Narsimha & al., 2013). A souligner que la totalité des échantillons d'eau soumis à l'analyse ont un KI < 1. Ceci dénote la bonne qualité des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra.

4. Indice de perméabilité (PI)

Cet indice a été calculé en utilisant l'équation de Domenico (1990) :

$$PI = \frac{Na^+ + \sqrt{HCO_3^-}}{Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+} \times 100$$

L'utilisation prolongée de l'irrigation peut affecter à long terme la perméabilité du sol. Le sodium, le calcium, le magnésium et les bicarbonates influencent la perméabilité des sols en modifiant leurs propriétés physiques et chimiques.

L'indice de perméabilité (PI) permet également d'évaluer l'aptitude des eaux souterraines à l'irrigation. A partir de ce paramètre, Doneen (1964) a pu classer les eaux d'irrigation en fonction de la valeur de PI. Ainsi, il a considéré que l'eau est de bonne qualité si son $PI > 75$ et elle est passable si la valeur de PI est comprise entre 25 et 75. Pour des valeurs de PI inférieures à 25, l'eau est considérée comme impropre à l'irrigation (Al-Amry, 2008). Pour notre zone d'étude, les valeurs de PI varient de 30.16 à 66.13 (hautes eaux) et de 29.4 à 66.13 (basses eaux), donc la qualité des eaux de la Haute Mekerra et moyenne (tabl. 84, fig. 143).

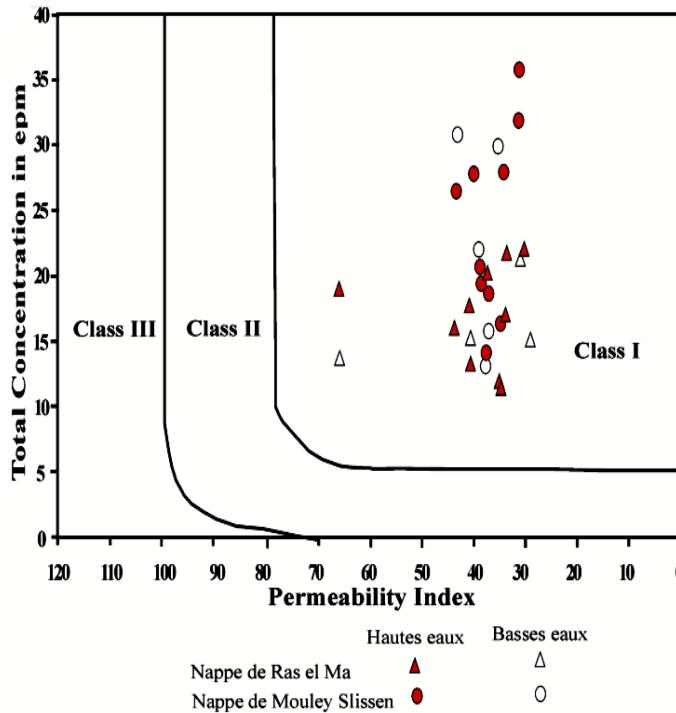


Fig. 143: Diagramme d'indice de perméabilité des eaux souterraines de la Haute Mekerra.

5. Taux d'Adsorption de Sodium (SAR)

Le SAR est un critère d'appréciation pour évaluer le pouvoir alcalinisant des eaux d'irrigation (Richards, 1954). Il renseigne sur la richesse relative de l'eau en sodium (cation dispersant) comparativement aux cations flocculant (le calcium et le magnésium). Si ce ratio est élevé dans l'eau d'irrigation, il provoque une sodification et une détérioration de la structure des sols ainsi qu'une réduction du taux d'infiltration (Todd, 1980). La relation entre les trois cations proposée par le laboratoire de Riverside (Richards, 1954) est exprimée par la relation suivante :

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{(Ca^{2+} + Mg^{2+})/2}}$$

*(Les concentrations en méq/L)

D'après les résultats concernant le SAR (tabl. 84), on constate que la proportion du sodium adsorbée est comprise entre 0,37 et 2,04, ce qui affirme un très faible apport du sodium à la solution du sol. Le report des points d'eau échantillonnés sur le diagramme de Richards (fig. 144), nous a permis de distinguer deux classes :

-la classe C3S1 caractérisant 90% des points d'eau échantillonnés. Cette classe désigne des eaux médiocres qui ne peuvent être utilisées que pour l'irrigation de cultures tolérantes aux sels, sur des sols bien drainés ou de bonne perméabilité, avec une salinité qui doit être contrôlée.

-la classe C4S1 désigne des eaux de mauvaise qualité, fortement minéralisées, qui ne peuvent convenir qu'à des espèces bien tolérantes aux sels et sur des sols bien drainés et lessivés. Les points d'eau appartenant à cette classe sont : F.T1, F.MS1, F.MS2 qui captent la nappe de Mouley Slissen.

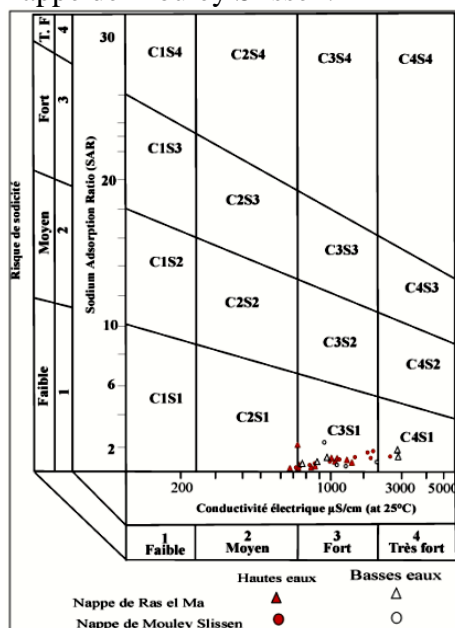


Fig. 144 : Représentation sur le diagramme de Richards (Riverside) des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra.

6. Carbonate de Sodium Résiduelle (RSC)

Par définition, le carbonate de sodium résiduel est la teneur en méq/L⁻¹ de CO₃²⁻ et de HCO₃⁻ restant lorsque tous les ions Ca²⁺ et Mg²⁺ ont été combinés à ces anions.

$$RSC = [HCO_3^- + CO_3^{2-}] - [Ca^{2+} + Mg^{2+}]$$

La concentration élevée en bicarbonate dans les eaux d'irrigation peut affecter la perméabilité du sol. Dans les eaux fortement bicarbonatées, le calcium et le magnésium tendent à précipiter sous forme de carbonates lorsque l'eau se concentre et la proportion de sodium augmente. Le sol risque donc d'adsorber plus de sodium. Selon Eaton (1950), une eau contenant moins de 1,25 méq. L⁻¹ de carbonate de sodium résiduel n'aurait aucune influence sur le sol. Par contre, elle devient dangereuse lorsque la concentration en Na₂CO₃ atteindrait plus de 2,5 méq. L⁻¹. Les valeurs de RSC varient de - 12,34 à - 1,1 pour la période des hautes eaux et de -8,41 à 1,1 pour la période eaux. En conclusion, on peut dire que les eaux souterraines de la zone d'étude ne présentent aucun risque pour le sol par rapport à ce paramètre.

7. Risque de magnésium (MH)

Proposé par Szabolcs & Darab (1964), ce paramètre est exprimé par l'équation suivante :

$$MH = \frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+}} \times 100$$

*(les concentrations sont exprimées méq. L⁻¹)

Le MH est la quantité excessive de Mg²⁺ sur Ca²⁺. Généralement le magnésium (Mg²⁺) et le calcium (Ca²⁺) sont en équilibre dans les eaux souterraines. L'excès de Mg²⁺ affecte la qualité du sol donnant de faibles rendements agricoles. Dans le cas où la concentration de Ca²⁺ est inférieure à celle de Mg²⁺, ce dernier va se comporter de la même manière que Na⁺ et dégrade ainsi la structure du sol.

Les valeurs MH < 50% indiquent une aptitude des eaux souterraines à l'irrigation. Par contre, les valeurs de MH > 50% indiquent une eau impropre (Lloyd & Heathcoat, 1985). Les résultats consignés dans le tableau 84 indiquent que plus de la moitié des échantillons analysés (environ 60%) ont un MH<50%, donc les eaux sont mauvaises pour l'irrigation.

VIII. CONCLUSION

L'étude hydrogéochimique a permis de mettre en évidence que l'évolution de la conductivité des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra se fait globalement suivant le sens d'écoulement (direction Sud – Nord). L'augmentation de la conductivité est expliquée en grande partie par la minéralisation comme le confirme la linéarité de la relation TDS vs conductivité.

Les eaux souterraines de la zone d'étude présentent des faciès variables. Cette variation est surtout liée à la nature lithologique des formations traversées. La détermination graphique des faciès à partir des diagrammes de Piper et de Schoeller-Berkaloff a permis de distinguer plusieurs types de faciès hydrochimiques, dont les plus dominants sont : le chloruré magnésien caractérisant les eaux de la nappe de Ras El, suivant la séquence $Mg^{2+} > Ca^{2+} > Na^+ + K^+$ et $Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$ et le bicarbonaté calcique rencontré dans les eaux de la nappe de Mouley Slissen, suivant la séquence $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ > K^+$ et $HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$. D'autres types de faciès intermédiaires sont à signaler, tels que : les eaux chlorurés calciques, bicarbonatées magnésiennes, sulfatées magnésiennes et chlorurées sodiques.

L'étude de la distribution spatiale des éléments majeurs dissouts dans les eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra montre que dans le Sud de la zone d'étude, considérée comme "zone de recharge", les valeurs de la conductivité électrique des eaux sont assez faibles, de même pour les teneurs en calcium, chlorures, sulfates et bicarbonates. Vers le Nord, les eaux souterraines acquièrent une minéralisation plus élevées en éléments cités plus haut. Le résultats d'analyses des échantillons d'eau prélevés sur les deux périodes (basses et hautes eaux), nous a permis de confirmer la variabilité saisonnière de la minéralisation des eaux souterraines. Ainsi, les eaux sont plus chargées en périodes de basses eaux, pour devenir moins chargées en périodes de hautes eaux, et ce en raison éventuellement de l'alternance de deux processus de dilution.

Le comportement des éléments hydrochimiques (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) caractérisant les formations géologiques principales du bassin a montré la dominance des ions carbonatés (Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^-) et des ions gypsifères (Ca^{2+} , SO_4^{2-}) par rapport aux ions salifères à ceux carbonatés (Na^+ , Cl^-) dans l'acquisition de la minéralisation. Ce bilan a également mis en évidence le phénomène d'échange de base entre les eaux de la nappe et les passages argileux. Ce phénomène a été révélé par l'augmentation des teneurs en Cl^- par rapport à Na^+ .

Pour le traitement statique des données des analyses chimiques par l'A.C.P, nous soulignons aussi bien pour la nappe de Ras El Ma que pour la nappe de Mouley, que le premier axe F1 est défini par la minéralisation du fait que la plus part des éléments se regroupent autour de cet axe. Dans l'axe F2, les éléments exprimant la pollution sont bien représentés, indiquant ainsi l'influence anthropique.

Enfin, la modélisation géochimique envisagée par simulation à l'évaporation naturelle en utilisant le logiciel Phreeqi.VI.2.18 (Parkhurst & Appelo, 1999), nous a permis de calculer la spéciation aqueuse et les conditions d'équilibre thermodynamique des eaux par rapport aux principales phases minérales présentes dans l'aquifère.

Le calcul de l'indice de saturation (IS) des minéraux dissous dans l'eau a été mené en utilisant la loi de Debye & Hückel (1923). L'étude des indices de saturation de certains minéraux a révélé que les eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra sont sous saturées vis-à-vis de l'anhydrite et du gypse et le plus souvent en équilibre vis-à-vis de la calcite. Alors qu'elles sont à 43% saturées vis-à-vis de la dolomite. L'évolution de ces eaux souterraines passe par une phase de sous saturation vis-à-vis de la dolomite dans la partie sud de la nappe de Ras El Ma favorisant ainsi, le phénomène de dissolution de ce minéral. Puis, elles deviennent équilibrées dans la partie nord de cette nappe pour devenir enfin sursaturées vis-à-vis de la dolomite dans la partie nord du bassin versant (nappe de Mouley Slissen).

Sixième chapitre :
**POLLUTION DES EAUX SOUTERRAINES DU BASSIN
VERSANT LA HAUTE MEKERRA**

Sixième chapitre :
**POLLUTION DES EAUX SOUTERRAINES DU BASSIN
VERSANT DE LA HAUTE MEKERRA**

I. INTRODUCTION

La pollution des ressources hydriques est l'une des facettes la plus compliquée de la problématique de l'eau dans les pays en voie développement, où la disponibilité de l'eau a été le plus souvent privilégiée au détriment de sa qualité. En zones semi-aride, la pollution des eaux souterraines constituent actuellement une source d'inquiétude qui nécessite une prise en charge urgente pour la sauvegarde de cette ressource.

Pour notre région d'étude, et à l'instar de l'ensemble des régions du territoire algérien a connu au cours de ces deux dernières décennies, le lancement de nombreux programmes de développement d'envergure visant essentiellement le développement socio – économique de la région. Ces programmes ambitieux ont nécessité la mobilisation de quantité conséquente en matière de ressources en eau. Ainsi, le recours aux réserves d'eaux souterraines était et demeure l'unique alternative pour faire face à la demande sans cesse croissante tant en matière d'alimentation en eau potable que pour l'irrigation.

L'utilisation de fertilisants organiques et chimiques pour le développement de l'activité agro – pastorale combinée à l'affleurement étendu des formations aquifères ont eu des conséquences plus ou moins négatives sur la qualité des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra. Ainsi, des teneurs assez élevées en nitrates ont été rencontrées au niveau d'un certains nombre de points d'eau analysés, avec parfois des concentrations dépassant le standard international.

Dans ce dernier chapitre, nous traitons la problématique de la pollution des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra, en ciblant particulièrement la pollution nutritive, et en déterminant les principaux processus de la détérioration de la qualité des eaux. Cette caractérisation sera couplée d'une évaluation et la cartographie des zones vulnérables à la pollution des nappes aquifères de la région sous l'effet des activités agro-pastorales.

II. SOURCES DE POLLUTION DES EAUX SOUTERRAINES

La pollution des eaux peut être soit d'origine naturelle ou anthropique. Mais, dans la plus part des cas, la pollution des eaux souterraines serait due à l'activité humaine. La contamination des eaux souterraines peut être liée à l'évacuation des déchets d'une manière directe (élimination des déchets solides, rejet d'eau usée dans le milieu naturel) ou de manière indirecte (certaines activités agricoles, exploitation minière).

En raison de l'absence d'activités industrielles importantes dans la région d'étude (l'industrie dans la région se limite à des carrières d'extraction pour les agrégats et le sable), les principales sources de la pollution des eaux souterraines de la Haute Mekerra seraient d'origine agricole ou domestique, pour lesquelles l'eau constitue le vecteur de transport et de dissémination idéale (tabl. 85).

Eléments Polluants	Unités	Période d'observation Mars 2012 Nombre d'analyses : 22 Ech.			Période d'observation Août 2012 Nombre d'analyse : 09 Ech.		
		Max.	Moy.	Min.	Max.	Moy.	Min.
NO ₃ ⁻	mg/l	84	35.73	7	88.86	26.73	13.4
NO ₂ ⁻	mg/l	0.3	0.05	0.01	0.03	0.02	0.01
NH ₄ ⁺	mg/l	0.98	0.32	0.01	0.32	0.17	0.1
PO ₄ ⁻³	mg/l	12	0.65	0.00	0.16	0.09	0.02
Fe ²⁺	mg/l	0.38	0.04	0	0.06	0.04	0.01

Tabl. 85 : Concentrations des éléments polluants dans les eaux souterraines.

A. Pollution d'origine domestique

Dans la région d'étude, la population estimée à 63.873 habitants (**D.P.A.T**, 2013) est répartie entre sept agglomérations dont l'une urbaine (Ras El Ma). La consommation annuelle en eau potable est de l'ordre de 1,7 Hm³/an. Dans ce volume, il n'a pas été tenu compte de la consommation des zones éparses qui s'alimentent à partir de puits privés, non contrôlés. Il résulte de cette quantité d'eau consommée un volume d'eau usée globale de l'ordre de 1,2 Hm³/an, qui sera collecté puis rejeté dans le milieu naturel sans aucun traitement préalable (tabl. 86). Les quatre localités qui longent l'Oued Mekerra (Ras el Ma, El Héçaïba, Mouley Slissen et Sidi Ali Benyoub) rejettent à elles seules plus de 80% du volume d'eaux usées produites (environ 1 Hm³/an). Les affleurements des formations aquifères à plusieurs niveaux de la Mekerra et l'irrigation illicites à partir de ces usées favorisent les échanges hydrauliques en permanence avec la nappe. Ceci a pour conséquence la migration des contaminants vers les eaux souterraines.

Pour la détermination du degré de pollution des eaux résiduaires domestiques produites par les différentes agglomérations du bassin de la Haute Mekerra, nous avons exploité les résultats des analyses physico – chimiques réalisés pour le compte de la **Direction des Ressources en Eau de Sidi Bel Abbès (D.R.E)** en 2011 (étude de faisabilité d'un système d'épuration par lagunage). Les prélèvements en plusieurs prises et à différentes périodes ont été effectués sur les principaux rejets recensés dans l'Oued Mekerra (tab. 87).

Commune	Population	consommation annuel (m ³)	Volume annuel rejeté (m ³)
Ras El Ma	22 687	474 500	379 600
Sidi Ali Benyoub	16 131	438 000	350 400
Moulay Slissen	8 044	310 270	248 216
Oued Sebaa	5 896	146 000	116 800
El Haçaïba	3 875	125 950	100 760
Ain Tindamine	3 639	62 780	50 224
Rejem Demmouche	3 601	109 500	87 600
Total	63 873	1 667 000	1 333 600

Tabl. 86 : Volume annuel d'eaux usées produit dans le bassin de la Haute Mekerra (d'après la **D.R.E** de Sidi Bel Abbès, 2013).

Rejets	Unité	CE µS/Cm	OD mg/l	DBO ₅ mg/l	DCO mg/l	MES à 105°C mg/l	Phosphore total mg/l	NH ₄ ⁺ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	NO ₂ ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l
Ras el Ma	Max.	1825	7.1	299	408	662	14.83	72.8	20.9	1.25	395
	Min.	1406	5.21	175	248	172	8.26	38	11.4	0.12	220
	Moy.	1617	5.98	237.75	341	424.75	11.51	60.2	16.7	0.65	287.5
El Haçaïba	Max.	2080	5.8	262	422	736	11	80.6	20.4	0.21	436.5
	Min.	1069	4.95	188	282	395	6.39	55.9	10.8	0.02	247
	Moy.	1423.5	5.26	222	346.25	530.26	8.77	72.82	15.97	0.11	321.92
Mouley Slissen	Max.	1996	6.8	246	342.5	831	13.79	79.4	14.9	0.7	466
	Min.	1698	5.9	160	260	543	4.98	44	6.2	0.08	211
	Moy.	1840	6.17	193.5	309.62	676.5	8.34	59.4	10.07	0.47	335.5
Sidi Ali Benyoub	Max.	2138	7.6	322.4	518	458.6	17.25	79.3	17.7	0.17	311
	Min.	1950	5.4	162	321	162	10.84	40	5.9	0.04	229
	Moy.	2052	6.3	244.1	280.25	321.9	13.37	63.48	10.73	0.1	291

Tabl. 87: Résultats d'analyse des eaux usées rejetées dans l'Oued Mekerra.

En somme, les résultats d'analyses montrent que toutes les eaux usées rejetées dans le milieu récepteur de la région d'étude présentent des valeurs DCO < 750 mg/l et un rapport DBO₅/DCO < 2.5. Ceci dénote fort bien l'origine domestique des rejets.

D'autre part, les valeurs de DBO₅ comprises entre 160 mg/l et 322.4 mg/l, et de DCO entre 248 mg/l et 518 mg/l montrent que ces eaux usées sont moyennement chargée en matières organiques biodégradables. Les proportions en azote et phosphore dans ces rejets sont suffisantes pour l'enclenchement du processus épuratoire naturel. Les concentrations en nitrates varient de 5.9 mg/l à 20.9 mg/l avec une moyenne de 13,55 mg/l.

Ainsi, sur la base des teneurs moyennes et en tenant compte du volume annuel d'eau usée rejetée, nous avons pu obtenir une estimation de la quantité de nitrates produite par chacune des agglomérations (tabl. 88). La quantité totale en nitrates rejetée dans le milieu récepteur est donc de l'ordre de 18,93 kg de NO_3^- par an. Cette quantité semble trop faible pour justifier les teneurs élevées en nitrates observées au niveau d'un certain nombre de points captages (F.FZ, F.T1, F.T2). Devant cette situation, nous supposons que d'autres sources de pollution seraient impliquées dans la contamination des eaux souterraines par les nitrates, éventuellement une origine agro-pastorale est à suspecter et ce en raison des spécificités socio-économiques de la région.

	Concentration moyenne en NO_3^- (mg/l)	Volume annuel rejeté (m^3)	Apport annuel moyen en NO_3^- (kg)
Ras El Ma	16.7	379 600	6.34
Sidi Ali Benyoub	15.97	350 400	5.60
Moulay Slissen	10.07	248 216	2.50
El Héçaïba	10.73	100 760	1.08
Autres	13.4	254 624	3.41
Total			18.93

Tabl. 88 : Apport estimé en nitrates à partir des eaux usées.

B. Pollution d'origine agricole

Les conditions climatiques contraignantes (hiver très froid et été très chaud et sec), la pluviosité généralement faible (inférieure à 350 mm/an) et les potentialités hydriques limitées sont autant d'éléments clés qui définissent les systèmes de culture mis en place dans la région de la Haute Mekerra. Dans la partie nord du bassin versant (région de Sidi Ali Benyoub), la disponibilité de l'eau pour l'irrigation a permis le développement des cultures maraîchères de plein champ (saison et arrière saison), les cultures fourragères, les céréales et l'arboriculture fruitière (en irrigué). Dans la partie sud qui englobe la zone steppique, le déficit en eau est fortement ressenti, l'assolement est généralement biennal (céréale-jachère) et les cultures maraîchères de saison sont limitées et l'arboriculture fruitière rustique est relativement importante. Dans cette zone, la céréaliculture est surtout associée à l'élevage (orge, rarement blé) qui permet de minimiser les risques des aléas climatiques et de stabiliser les revenus des agriculteurs éleveurs.

La particularité agro-écologique de la zone steppique a imposé le développement de l'activité de l'élevage extensif, particulièrement ovin et caprin. Les cultures céréalières (principalement l'orge) n'étaient cultivées que dans les zones d'épandage des crues. Actuellement, et suite au lancement du programme de développement agricole visant la modernisation de ce secteur, les pratiques agricole ont été complètement modifiées. L'accès à la ressource en eau souterraine et l'introduction du système d'irrigation "goutte à goutte" ont été à l'origine du développement de l'arboriculture et de certaines cultures maraîchères, qui demandent un apport important en fertilisants organiques et minérales.

Les méthodes modernes appliquées ont nécessité dans plusieurs endroits de cette zone des labourages profonds et violents, favorisant ainsi, le processus d'infiltration directe et de migration des polluants (NO₃, NO₂, SO₄, PO₄ et Cl) vers les eaux souterraines.

1. Production des nutriments

L'azote est l'un des principaux facteurs limitant la production agricole. Il entre dans les systèmes de production agricole par le biais de la fixation symbiotique et surtout des engrais minéraux (utilisés en quantités très importantes et croissantes). Cependant, son efficacité d'utilisation par les cultures et les animaux, c'est-à-dire la production obtenue par unité d'azote utilisée reste faible. Une large part de l'azote apporté est donc rejetée dans l'environnement et s'accumule dans l'air, dans l'eau et dans les sols. Les pertes azotées sont aujourd'hui devenues une des menaces environnementales les plus préoccupantes à l'échelle planétaire (Godinot, 2014). La source d'azote pour les cultures peut être :

-Atmosphérique: l'azote gazeux ou dioxyde d'azote N₂ constitue 78 % de l'atmosphère, mélangé à l'oxygène. C'est la source primordiale d'azote du sol, qui s'y incorpore :

*par les orages synthétisants, à partir de ce gaz, de l'acide nitrique H₂NO₃, que les pluies entraîneront dans la terre où il évoluera en nitrate (très faible quantité) ;

*par les bactéries fixatrices d'azote libres ou associées à des plantes. Ces bactéries l'utiliseront pour la synthèse de leurs protéines.

-Organique: l'azote incorporé dans les matières organiques végétales ou animales. Cette source dérive évidemment de la première. Les bactéries qui dégradent les matières organiques libèrent l'azote sous des formes assimilables par les plantes.

-Synthétique: Il s'agit des engrais azotés dérivant de la synthèse de l'ammoniac NH₃, et dans lequel N vient de l'air, et H des hydrocarbures pétroliers.

A souligner que dans le sol, l'azote peut exister sous trois formes principales représentant trois stades de décomposition des matières organiques (Huber & Schaub, 2011) (fig. 145).

L'azote organique est la réserve d'azote du sol. Il n'est pas directement utilisable par les plantes. La plus grande partie se trouve sous forme d'humus stable dosant 5% d'azote. Ce stock représente généralement entre 1 et 3% de la terre fine, beaucoup plus dans les sols humifères (Huber & Schaub, 2011).

L'azote ammoniacal est une forme transitoire, mais retenue par le système adsorbant. Résultant de l'ammonisation, les ions ammonium NH₄⁺ sont retenus par les charges négatives du complexe argilo-humique. On dit qu'ils sont « fixés » mais, ils sont assez rapidement oxydés par les bactéries nitrificatrices qui les transforment en ions nitrates NO₃⁻ (Huber & Schaub, 2011).

Enfin, l'azote nitrique (NO_2^-), très soluble est la forme principale d'absorption de l'azote par les plantes. Ces cations, non retenus par le système adsorbant peuvent être perdus par lessivage s'ils ne sont pas absorbés par les plantes ou par les bactéries « organisatrices », c'est-à-dire retransformés en azote organique (Huber & Schaub, 2011). Les formes d'azote dans le sol et leur évolution dépendent surtout de l'activité biologique.

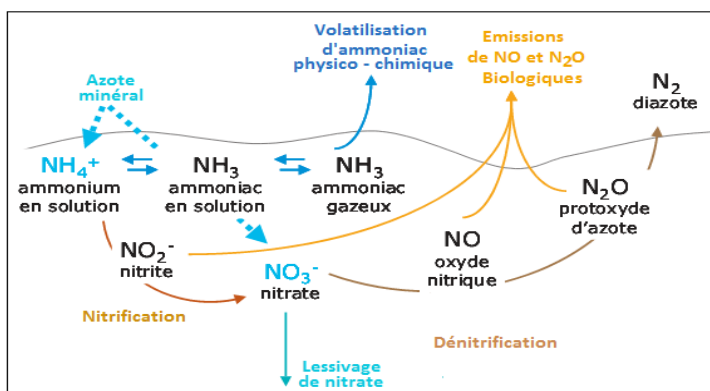


Fig. 145: Cycle de l'azote dans le sol.

Dans les eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra, les teneurs en nitrates sont en générale moyennes. 43 % des échantillons analysés ont des teneurs supérieures à 30 mg/l dont trois échantillons présentent des concentrations en NO_3^- dépassant la norme O.M.S (50 mg/l). Il s'agit du forage F. FZ (nappe de Ras El Ma) avec une teneur de 71 mg/l, et F.T1 et F.T2 (nappe de Mouley Slissen) avec des teneurs de 84 mg/l et 69 mg/l (tabl. 89). Des teneurs dépassant la norme admise en nitrites (0,2 mg/l) ont été rencontrés dans les forages F. FZ et F. T2 où la concentration était de 0,3 mg/l. Les teneurs en Ammonium sont en général en dessous du seuil limite de potabilité (0,5 mg/l) à l'exception des eaux du forage F. FZ où la teneur est de 0,98 mg/l.

Nappe de Ras el Ma				Nappe de Mouley Slissen			
Libellé	NO_3^-	NO_2^-	NH_4^+	Libellé	NO_3^-	NO_2^-	NH_4^+
P. SN	25	0.02	0.37	F. SZ	45	0.02	0.33
F. DB	28	0.02	0.45	F. MS2	26	0.03	0.45
F. FZ	71	0.3	0.98	F. T1	84	0.01	0.34
F. Z	23	0.01	0.35	F. MS1	37	0.01	0.25
F. SH3	47	0.01	0.49	F. MS3	46	0.09	0.06
F. SH2	42	0.01	0.47	F. T2	69	0.3	0.39
F. TY	18	0.03	0.48	F. Ig2	29	0.03	0.26
F. Ouinet	19	0.05	0.05	F.SABY1	19	0.01	0.09
F. AT1	13	0.03	0.24	S. AM	24	0.01	0.01
F. AT2	11	0.01	0.01	S. SK	7	0.02	0.17
S. AT	38	0.01	0.11				

Tabl. 89 : Teneurs en composés azotés dans les eaux souterraines de la Haute Mekerra.

2. Elevage

Les données recueillies auprès des services agricoles de la wilaya de Sidi Bel Abbès font état que le cheptel dans le bassin versant de la Haute Mekerra est majoritairement composé d'ovins (environ 87.440 têtes). L'élevage bovin et avicole est également présent, mais relativement de moindre importance. Cette activité est responsable de production d'azote en quantité considérables. Elle atteint plus de 980 tonnes d'azote/an (tabl. 90). A l'exception des produits d'élevage avicole, la majeure partie des déjections animales est utilisée après compostage (fumiers) comme fertilisants.

	Cheptel	Effectif	Coefficient azote (kg/an)	azote produit (kg/an)
Bovin	Vaches laitières	1 953	85	166 005
	Bovins viandes	893	45	40 185
Ovin	Brebis mère	64 480	10	644 800
	Agneau	22 960	5	114 800
Avicole	Poulets	67 790	0.24	16 270
Total				9820

Tabl. 90: Quantité d'azote produite par élevage.

3. Activité agricole

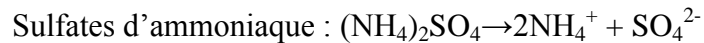
En raison de l'insuffisance de la fixation biologique de l'azote, l'agriculteur doit suppléer la fourniture du sol par des apports de fertilisants minéraux ou organiques. Le recours à des engrais azotés est actuellement une pratique courante. Les doses recommandées d'utilisation de ces engrais azotés et de fumiers vont dépendre de la pluviométrie, de la nature du sol et du type de culture.

Selon les données recueillies auprès des services de la **Direction des Services Agricoles (D.S.A)** et de la **Direction des Ressources en Eau (D.R.E)** de la wilaya de Sidi Bel Abbès, les superficies irriguées à partir des ressources en eau souterraines sont passées de 536 hectares avant le lancement du programme de développement (**P.N.D.R.A**) en 2000, pour atteindre actuellement 1316 hectares, soit une évolution de 256%. Le potentiel irrigable globale est de 22 550 hectares.

3.1. Engrais azotés

Pour améliorer la croissance des plantes, et donc le rendement et la qualité des cultures, les agriculteurs enrichissent notamment leurs sols avec des engrais azotés de synthèse. Les doses d'engrais recommandées dépendent de la pluviosité, du type de culture et de la nature de sol. L'utilisation de ces composés chimiques n'est pas sans conséquences sur l'environnement. Actuellement, la pollution de l'eau en nitrates est presque exclusivement imputée à l'activité agricole. L'épandage des cultures fournit des doses massives d'engrais azotés. Les nitrates étant très solubles dans l'eau, s'ils ne sont pas consommés par les plantes, s'infiltrant facilement dans le sol et atteignent progressivement les eaux souterraines.

Dans la région d'étude, les doses en engrais azotés appliquées varient de 100 à 300 kg/ha, et ce selon la culture utilisée et la nature du sol. Les engrais les plus utilisés sont l'ammonitrate (à 33,5% d'azote), les sulfates d'ammoniaques (à 21% d'azote). Lors de l'irrigation, ces engrais se décomposent pour fournir aux plantes les nutriments nécessaires pour le développement des cultures, suivant les réactions suivantes :



3.2. Fumier

Les fumiers sont utilisés comme amendements pour améliorer la structure. Ils augmentent l'activité biologique et contribuent à maintenir l'humus du sol. En maraîchage, ces matériaux sont souvent utilisés comme fertilisant. Seulement, on ne dispose d'aucune base de données se référant à l'utilisation de ces engrais organiques dans la région d'étude. Sur la base des informations récoltées auprès des agriculteurs, la quantité de fumiers utilisés serait de l'ordre de 300 kg/ha.

4. Evolution spatio-temporelle des nitrates

Les résultats obtenus au cours des deux campagnes d'échantillonnages montrent des variations spatiotemporelles (fig. 146).

La période des hautes eaux (21 points d'eau analysés) est marquée par des teneurs élevées (> 50 mg/l) par endroits, témoignant ainsi des impacts d'une pollution agricole (F.FZ, F.T1, F.T2). La concentration en nitrates la plus élevée est observée au niveau du forage de Tamatiouna1 (F.T1 : 84 mg/l). L'évolution temporelle teneurs en nitrates dans les eaux souterraines de la région d'étude serait liée à l'activité agricole et pastorale (apport en nutriment notamment les engrais azotés) qui est plus importante en période des hautes eaux.

En période des basses eaux (9 points d'eau analysés), les teneurs en NO_3^- sont relativement plus modestes (généralement inférieures à 30 mg/l), à l'exception des eaux du forage Ighti 2 (88,86 mg de NO_3^-/l) qui se situe dans une zone où se développe surtout les cultures maraîchères nécessitant l'utilisation de doses importante de produits fertilisants.

La diminution en nitrates durant la période de basses eaux pourrait être liée en partie à la diminution de l'activité pastorale dans la région (mouvement de transhumance vers les régions Tellienne) et éventuellement à l'accélération de processus de dénitrification, qui aboutissent à une transformation des nitrates en nitrites puis en azote gazeux.

La variabilité spatiale de la teneur en nitrates est liée principalement à la profondeur du toit de la nappe et à la perméabilité des formations aquifères (fig. 147). Ainsi, les zones à perméabilité élevée (de l'ordre de 10^{-4} m/s) sont relativement les plus exposées à la pollution et ce, en raison de la rapidité de l'infiltration de nitrates dans ces zones.

La carte de l'évolution spatiale des nitrates pour la période des hautes eaux (fig. 147), nous montre deux pôles à teneurs relativement élevées (supérieure à 30 de NO_3^- mg/l). Le premier localisé dans la limite Sud-Est du bassin versant, il serait probablement lié à l'activité pastorale, puisque cette zone se caractérise une forte concentration de cheptel ovin et caprin et le second se situe dans la moitié nord du bassin versant où se pratique les cultures maraîchères ainsi que l'élevage ovin et bovin.

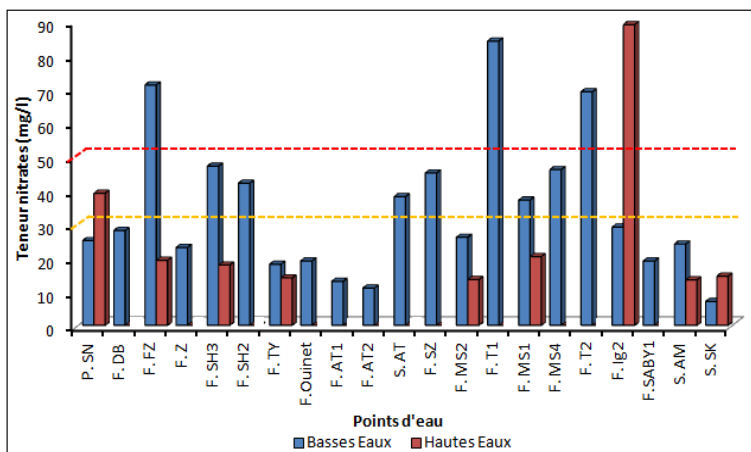


Fig. 146 : Evolution spatio-temporelle des nitrates dans le bassin de la Haute Mekerra.

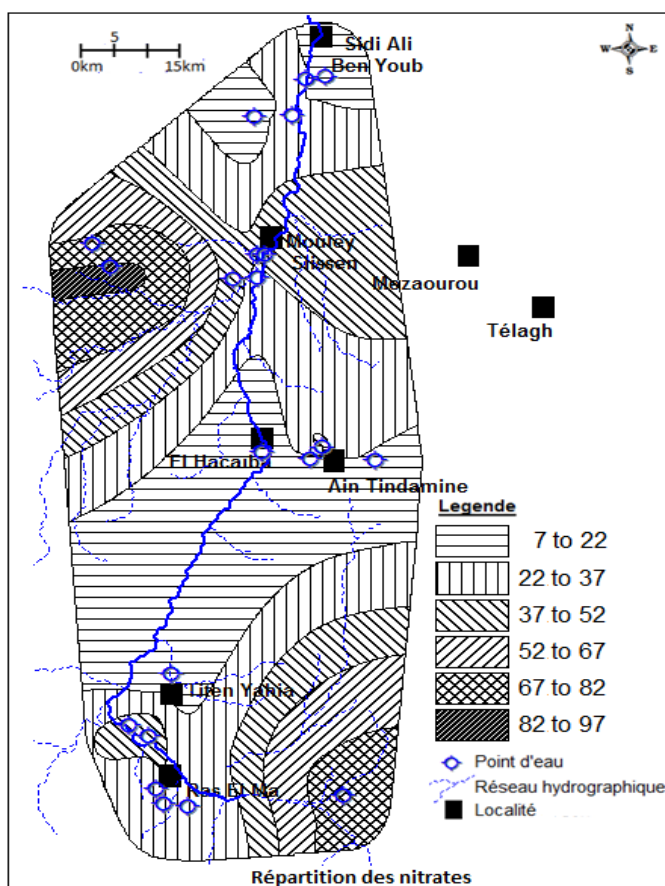


Fig. 147: Répartition spatiale des nitrates (mg/l) (Période des hautes eaux).

5. Relation nitrates – oxygène dissout / profondeur

Tout comme avec l’oxygène (fig. 148), l’évolution des nitrates se fait d’une manière inverse avec la profondeur (fig. 149). La diminution de l’oxygène dissout en profondeur réduit considérablement le processus de nitrification (passage de nitrites en nitrates) et l’azote prend sa forme réduite.

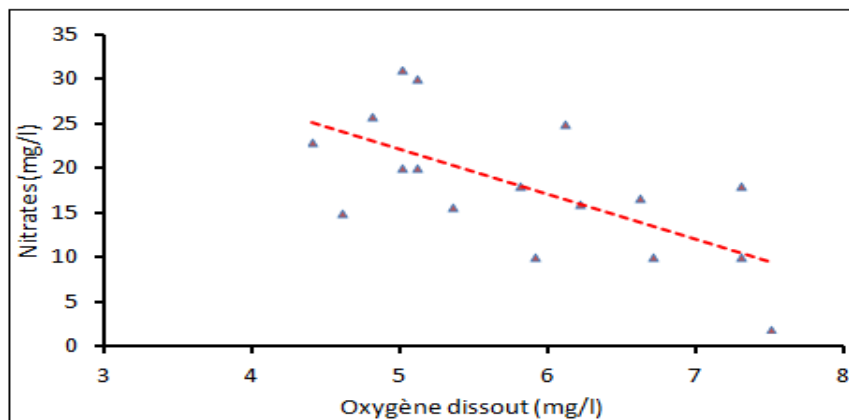


Fig. 148 : Evolution des nitrates en fonction de l’oxygène dissout.

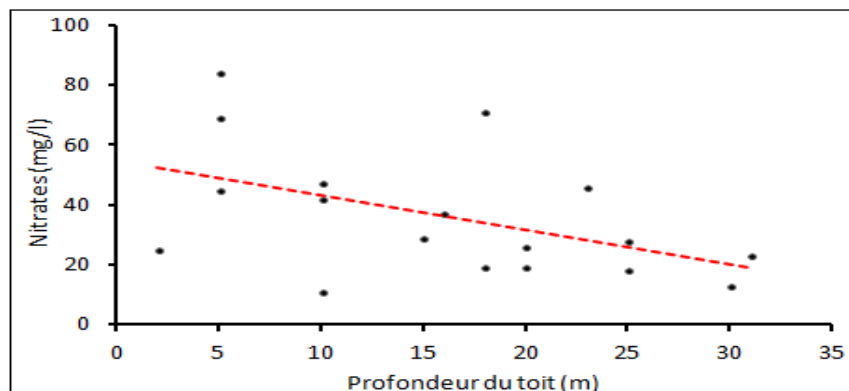


Fig. 149: Evolution des nitrates en fonction de la profondeur du toit des nappes.

III. EVALUATION ET CARTOGRAPHIE DE LA VULNERABILITE DES EAUX SOUTERRAINES A LA POLLUTION

Dans les régions à forte activité anthropique, la détermination de la vulnérabilité demeure une nécessité absolue pour la préservation de la qualité des eaux.

A cet effet, la cartographie de la vulnérabilité des aquifère à la pollution est devenue un outil incontournable permettant de contribuer à la protection des ressources en eau souterraines contre une éventuelle pollution.

Cette protection passe inévitablement par une concertation entre les décideurs politiques et les acteurs de l'eau dans la perspective d'arrêter et sur la base des résultats de cette cartographie, un plan d'action conditionnant l'occupation des sols et de cibler les zones où des mesures rigoureuses de protection devraient être adoptées contre tous risques de pollutions potentielles, notamment la pollution agricole (utilisation des pesticides et les engrais chimiques).

Dans cette partie de l'étude, l'objectif visé consiste en la cartographie de la vulnérabilité de la nappe de Ras El Ma par l'application de la méthode dite « DRASTIC ».

A. Notions de vulnérabilité

La notion de *vulnérabilité* des nappes souterraines à la pollution intègre les différents facteurs physiques et stables déterminant la mesure dans laquelle ces nappes se trouvent. Ces facteurs d'ordre hydrogéologique pour l'essentiel, sont en général appréciables a priori en se basant sur les connaissances géologiques et hydrogéologiques générales. Aussi, la vulnérabilité à la pollution fait l'objet d'une cartographie de classification qui constitue en même temps la méthode d'expression et de diffusion des informations la plus commode vis-à-vis de diverses catégories d'utilisateurs. L'estimation de cette vulnérabilité tient compte d'un certain nombre de facteurs qui sont :

- les conditions de pénétration des polluants dans la nappe. C'est-à-dire le transit selon un trajet vertical de corps polluants, entraînés par les eaux d'infiltration depuis la surface du sol jusqu'à une nappe souterraine, à travers la zone non saturée ;
- la propagation des polluants dans la nappe qui est matérialisée par l'écoulement de l'eau polluée. Elle dépend des conditions hydrodynamiques de la nappe ;
- le séjour du polluant dans la nappe. C'est-à-dire sa persistance plus ou moins prolongée, après l'élimination de la source de contamination. La durée de ce séjour est régie par le renouvellement naturel de l'eau dans la nappe aquifère.

Pour l'estimation de la vulnérabilité des eaux souterraines à la pollution, de nombreuses méthodes ont été ainsi développées en fonction des objectifs recherchés. Dans le présent travail, nous allons nous limiter à la méthode DRASTIC et ce pour deux considérations, à savoir :

- elle a été identifiée comme étant l'une des méthodes de vulnérabilité intrinsèque la plus utilisée ;
- elle s'adapte mieux à notre cas par rapport à la base de données dont on dispose.

B. Présentation de la méthode DRASTIC

Il n'existe aucune méthode absolue d'évaluation de la vulnérabilité des nappes d'eau souterraine. Mais, plusieurs méthodes d'estimation de la sensibilité des aquifères à la pollution ont été mises au point, à l'exemple de la méthode DRASTIC. Cette méthode utilise un système de cotation numérique.

Elle a été développée en 1987 aux États-Unis par la National Water Weil Association (Aller et *al.*, 1987) pour le compte de l'Agence Américaine pour la Protection de l'Environnement (US. E.P.A).

De par son approche très pratique, la méthode DRASTIC a souvent été utilisée pour l'estimation de la vulnérabilité de ressources en eau souterraine. L'utilisation de la méthode dans les différents contextes hydrogéologiques fournit ainsi une bibliographie extrêmement abondante (Wen et *al.*, 2008 ; Al-Zabet, 2002). Cette méthode a également été modifiée, améliorée et calibrée à de nombreuses reprises (Bojorquez-Tapia et *al.*, 2009 ; Guo et *al.*, 2007 ; Panagopoulos et *al.*, 2006 ; Jovanovic et *al.*, 2006 ; Ducommun, 2010). C'est une méthode standardisée d'évaluation et de cartographie de la vulnérabilité des eaux souterraines indépendamment du type de polluant. Elle prend en compte la majeure partie des facteurs hydrogéologiques affectant et contrôlant l'infiltration de l'eau de pluie ou de surface et l'écoulement des eaux souterraines (e.g. les propriétés physiques qui ont un rôle dans la migration et l'atténuation d'un contaminant au sein du complexe sol/zone aérée/aquifère). L'acronyme DRASTIC correspond aux initiales de sept facteurs déterminant la valeur de l'indice de vulnérabilité : **[D]** : Depth to groundwater (profondeur de la zone non saturée) ; **[R]** : Recharge de l'aquifère ; **[A]** : Aquifer media (nature de la zone saturée) ; **[S]** : Soil media (nature du sol) ; **[T]** : Topography (topographie, pente en %) ; **[I]** : Impact of the vadose zone (nature de la zone non saturée) ; **[C]** : Conductivity (perméabilité de l'aquifère).

A noter que chaque critère est cartographié avec un indice appelé (*n*), allant de 1 à 10. Un facteur de pondération (*p*) est ensuite appliqué aux différents critères afin de relativiser leur importance respective en termes de vulnérabilité. L'indice de vulnérabilité final (*ID*) est la somme pondérée des sept paramètres selon la formule suivante :

$$ID = D_n D_p + P_n P_p + A_n A_p + S_n S_p + T_n T_p + I_n I_p + C_n C_p$$

n : Note (cote) attribuée à chaque paramètre (varie de 1 à 10). *p* : Poids du paramètre (varie de 1 à 5).

A chacun de ces paramètres correspond un poids compris entre 1 et 5 traduisant l'importance du paramètre dans les processus de transport et d'atténuation des contaminants. Un paramètre prépondérant est affecté d'un poids égal à 5 alors qu'un paramètre ayant moins d'impact sur le devenir d'un contaminant se voit assigner un poids de 1. Les valeurs des poids des paramètres de la méthode DRASTIC utilisées sont celles définies par Aller et *al.* (1987) (tabl. 91).

Paramètre	Poids
D : Profondeur du plan d'eau	5
R ; Recharge efficace	4
A : matériau de l'aquifère	3
S : Type de sol	2
T : Pente du terrain	1
I : Impact de la zone non saturée	5
C : Conductivité hydraulique	3

Tabl. 91: Poids des paramètres DRASTIC (d'après Aller et *al.*, 1987).

Par ailleurs, le tableau 92 illustre les notations accordées aux paramètres DRASTIC.

D : Distance à la nappe (m)		R : Recharge (mm)	
Valeurs (m)	Note	Valeurs (mm)	Note
0 – 1.5	10	25.5	9
1.5 – 4.5	9	17.5 – 25.5	8
4.5 – 9	7	10 – 17.5	6
9 - 15	5	5 - 10	3
15 - 22	3	0 - 5	1
22.5- 30	2	S : Nature du sol	
>30	1	Mince ou absent	10
A : Nature de la zone saturée		Sables	9
Calcaire karstique	10	Limons sableux	6
Basalte	9	Limons	4
Sable et gravier	8	Limons silteux	3
Calcaire massif	6	Argiles	1
Grès massif	6	I : lithologie de la couche vadose	
Shales en séquence	6	Calcaire Karstique	10
Métamorphique altéré, grès	4	Basalte	9
Métamorphique	3	Sable et gravier	8
Massive shale	2	Sable et gravier avec silt et argile	6
T : Topographie (pente en %)		Calcaire lité, grès, shale	6
0 à 2	10	Grès	6
2 à 6	9	Calcaire	6
6 à 12	5	Shale	3
12 à 18	3	Silt et argile	1
> 18	1		
C : Conductivité hydraulique (m/s)			
>9,4 10 ⁻⁴	10		
4,7.10 ⁻⁴ à 9,4 10 ⁻⁴	8		
32,9.10 ⁻⁵ à 4,7.10 ⁻⁴	6		
14,7.10 ⁻⁵ à 32,9.10 ⁻⁵	4		
4,7.10 ⁻⁵ à 14,7.10 ⁻⁵	2		
4,7.10 ⁻⁷ à 4,7. 10 ⁻⁵	1		

Tabl. 92: Notations accordées aux paramètres DRASTIC.

Cette méthode peut être utilisée aussi bien pour les nappes confinées que pour les nappes à surface libre, mais en traitant chacune d'elles séparément. La gamme des valeurs de vulnérabilité s'échelonne de 23 à 226, regroupées en 8 classes (tabl. 93).

La classification établie par Engel et *al.* (1996) a pour objectif de fixer les limites d'intervalles des indices calculés et de faire correspondre des classes de vulnérabilité à ces indices (tabl. 94).

Intervalles	Indice DRASTIC
23 – 79	8
80 – 99	7
100 – 119	6
120 – 139	5
140 – 159	4
160 – 179	3
180 – 199	2
200 – 226	1

Tabl. 93 :Classification des indices DRASTIC
(d'après Aller et *al.*, 1987).

Degré de vulnérabilité	Indice de vulnérabilité
Faible	< à 101
Moyen	101 à 140
Elevé	140 à 200
Très élevé	>à 200

Tabl. 94: Critères d'évaluation de la vulnérabilité dans la méthode DRASTIC
(d'après Engel et *al.*, 1996).

Les cartes ainsi obtenues permettent de visualiser le degré relatif de vulnérabilité d'un secteur de la zone étudié. Ce risque augmente avec la valeur de l'indice. Il peut prendre une valeur maximale de 226 indiquant un niveau de vulnérabilité élevé et une valeur minimale de 23 traduisant un degré de vulnérabilité faible. L'appréciation de cet indice de vulnérabilité ne peut se faire que sur la base d'une analyse comparative entre les différentes unités hydrogéologiques, en exprimant le degré de la vulnérabilité en pourcentage en utilisant l'équation suivante :

$$D_i (\%) = (D_i - 23) * 100 / 203$$

Avec : D_i . Indice de vulnérabilité de l'unité hydrogéologique calculé.

Ainsi, la valeur d'indice DRASTIC maximale (226) indiquerait un taux de vulnérabilité égale à 100 %, et la valeur minimale de cet indice représenterait un taux de vulnérabilité nul (0 %).

C. Etablissement de la carte de vulnérabilité de la nappe de Ras el Ma

Dans le cadre du présent travail, la validation de la méthode DRASTIC pour l'évaluation de la vulnérabilité à la pollution a été testée par le taux des nitrates des eaux de la nappe de Ras El Ma. L'évolution spatiale de ce composé azoté a été par la suite comparée à la distribution des classes de vulnérabilité.

Il est important de souligner que nous avons tenu compte des résultats d'analyses hydrochimiques (nitrates) réalisées sur les douze (12) points d'eau captant la Nappe de Ras El Ma, durant le mois de mars 2012 (période des hautes eaux).

1. Profondeur à la nappe

C'est l'un des paramètres les plus importants de la méthode DRASTIC. Il donne une idée de la distance que doit parcourir le polluant avant d'atteindre la nappe. Comme il permet d'atténuer la pollution lorsque le niveau d'eau dans les nappes augmente (Srinivasamoorthy & *al.*, 2010).

Dans cette étude, il a été tenu compte des relevés piézométriques sur les 12 points d'eau (forages) (compagne piézométrique effectuée en 2011 par les services de la Direction des Ressources en Eau de la wilaya de Sidi Bel Abbès). Les profondeurs du niveau piézométrique varient de 2 à 60 m. Le calcul des indices pour ce paramètre est donné dans le tableau 95.

La carte thématique du paramètre "Distance à la nappe" ou de profondeur établie après le calcul de cet indice, montre que la zone à forts indices occupe la partie sud de la nappe (25 à 35) (fig. 150). Mais, Globalement cet indice est faible sur de grands étendus de la nappe (5 à 15) où le niveau piézométrique de cette nappe se situe à des profondeurs dépassant le plus souvent les 10 m.

Nom	Libellé	Profondeur toit (m)			
			Dn	Dp	Dn*Dp
Puits Sidi Naïmi	P. SN	8	7	5	35
Dar EL Beida	F. DB	23	2	5	10
Forage Faraat Zit	F. FZ	20	3	5	15
Forage Z'nina	F. Z	7.25	7	5	35
Sidi Hamlili 3	F. SH3	6.8	7	5	35
Sidi Hamlili 2	F. SH2	21	3	5	15
Forage Titten Yahia	F. TY	18	3	5	15
Ouinet	F.Ouinet	30	2	5	10
Ain Tindamine 1	F. AT1	40	1	5	5
Heçaiba 2	Hec2	10	5	5	25
Ain Tindamine 2	F. AT2	16	4	5	20
Heçaiba 1	Hec1	30	2	5	10

Tabl. 95: Pondération du paramètre de la profondeur pour la nappe Ras El Ma.

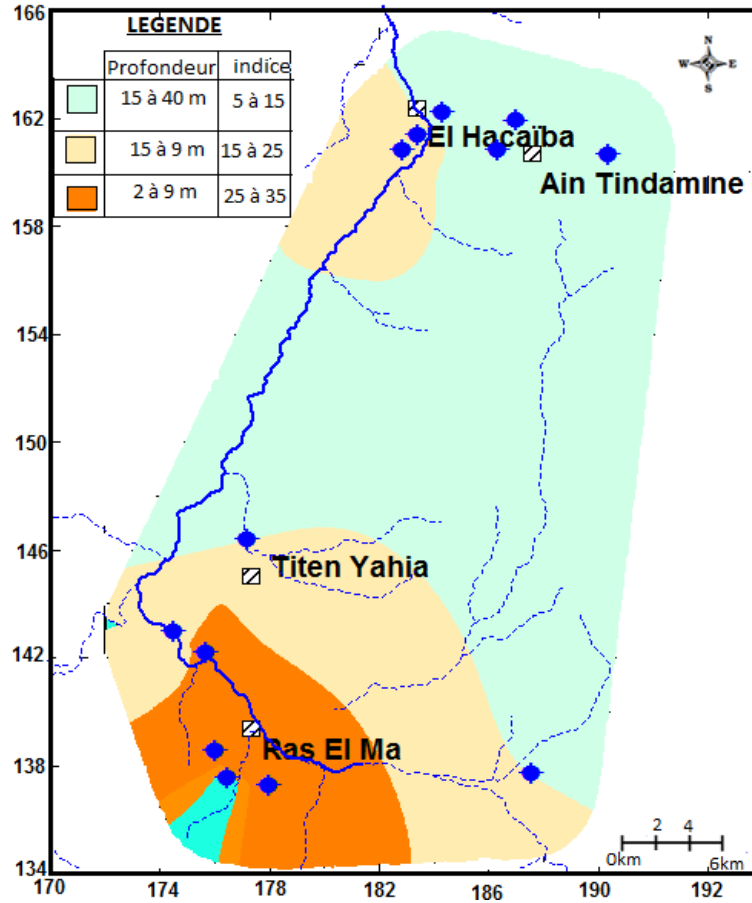


Fig. 150: Carte des indices de la profondeur de la nappe de Ras El Ma.

2. Recharge efficace

La recharge représente la frange d'eau qui s'infiltré dans la terre et atteint la nappe. Elle facilite le transport vertical des polluants vers les nappes. Plus la recharge est importante, plus le potentiel de contamination est important et plus la note qui lui est attribuée est importante. Les résultats du bilan hydrologique montrent que la valeur de ce paramètre est estimée sur l'ensemble du bassin à 19.68 mm/an (tabl. 96 et fig. 151).

Intervalle	Rn	Rp	Rn * Rp
17.5 – 25.5	8	4	32

Tabl. 96 : Pondération du paramètre de la recharge pour la nappe Ras El Ma.

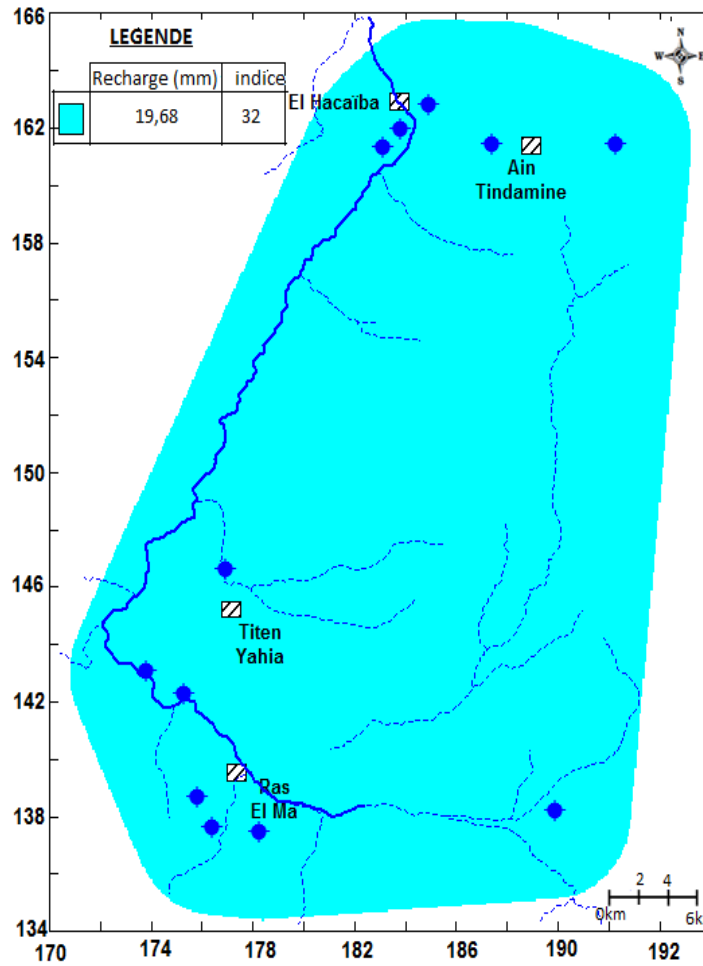


Fig. 151: Carte de l'indice de la recharge efficace de la nappe de Ras El Ma.

3. Nature de la zone saturée

Une nappe aquifère est une formation géologique contenant de l'eau libre qui peut être captée par puits ou par sources, pour différents usages (alimentation en eau, irrigation, industrie...). L'ampleur et la vitesse de propagation d'un contaminant dans la zone saturée dépendent principalement de la nature lithologique de la formation aquifère et de sa texture. La vitesse de la propagation du contaminant est surtout contrôlée par la granulométrie, la porosité qui définissent la perméabilité de l'aquifère.

L'identification de ce paramètre a été établie à partir des coupes de forages réalisés dans la région d'étude. La répartition spatiale des niveaux réservoir de la nappe de Ras El Ma montre l'existence de quatre principales classes lithologiques, à savoir : Calcaires fissurés, sables à passées calcaires, sables argileux et argiles sableuses (tabl. 97).

Classe	An	Ap	An * Ap
Calcaires fissurés	9	3	27
Sables friables à passées calcaires	8	3	24
Sables argileuses	6	3	18
Argiles sableuses	4	3	12

Tabl. 97: Paramètre de la nature de la zone saturée pour la nappe Ras El Ma.

La représentation cartographique du paramètre DRASTIC de la nature de la zone saturée montre une répartition spatiale nette entre les différentes formations aquifères. L'évolution de ce paramètre suit une direction Sud –Nord. Les zones à indices relativement faibles se situent dans la partie sud alors que, celles à indice élevés occupe la partie nord de la nappe de Ras El Ma (fig. 152).

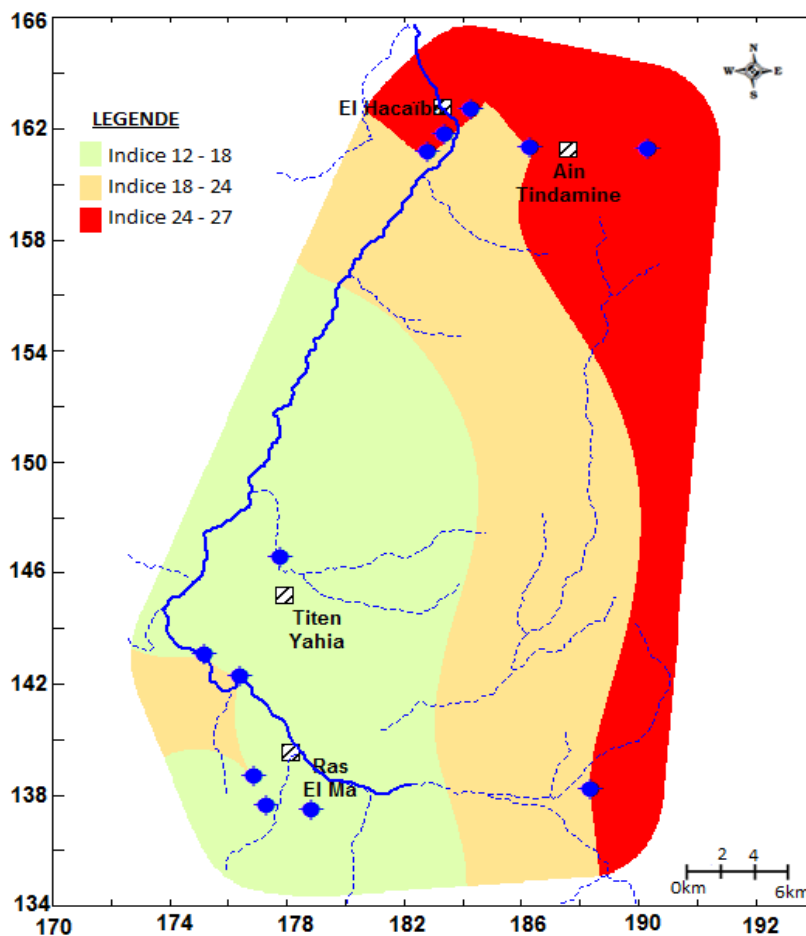


Fig. 152 : Carte d'indice de la nature de la zone saturée de la nappe de Ras El Ma.

4. Type du sol

La nature du sol a un impact considérable sur la contamination des nappes phréatiques par les polluants provenant de la surface. Elle peut réduire, retarder ou accélérer le processus de propagation de polluant vers l'aquifère. Plus le sol est riche en argile, plus l'absorption des polluants est importante, et plus la protection des eaux souterraines est grande.

Ainsi, ce paramètre a été déterminé à partir de la carte des sols du bassin versant de la Haute Mekerra fournie par la Direction des Services Agricoles de la wilaya de Sidi Bel Abbès (voir figure 13, p. 34).

Les types de sol sont pondérés de 1 à 10 selon le modèle DRASTIC (tabl. 98).

Classes	Sn	Sp	Sn. Sp
Sable	9	2	18
Limons sableux	6	2	12
Limons	4	2	8

Tabl. 98: Pondération de l'indice du sol du bassin versant de la haute Mekerra.

Dans région d'étude, la représentation de l'indice du paramètre DRASTIC type de sol montre que les valeurs de cet indice évoluent du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Les valeurs les plus élevées se concentrent particulièrement dans la partie sud-est du bassin versant (fig. 153).

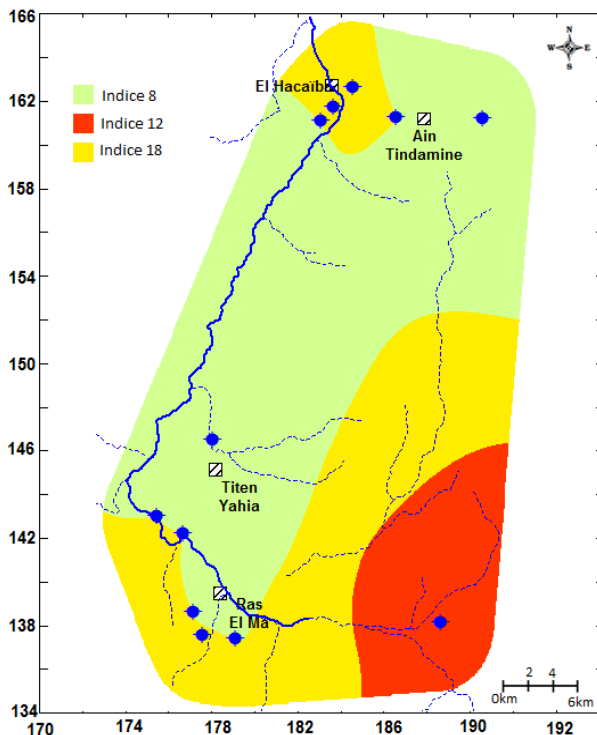


Fig. 153: Carte d'indice sols de la nappe de Ras El Ma.

5. Topographie

Le paramètre topographie est représenté dans la méthode DRASTIC par les valeurs de la pente en pourcent (%) qui traduisent l'aptitude au ruissellement et à l'infiltration des eaux superficielles vers la nappe. Il reflète donc la capacité des eaux à introduire des éléments polluants vers la nappe. L'effet pente du terrain influe sur le mode ruissellement des eaux de surface. Ainsi, les ruissellements deviennent importants lorsque la pente de terrain est forte, donc une évacuation rapide des eaux et une réduction du potentiel de contamination des nappes d'eau. Par contre, les zones à faibles pentes ont tendance à retarder l'évacuation des eaux et d'augmenter par conséquent les chances aux agents contaminants de migrer en profondeur vers les eaux souterraines.

L'obtention des valeurs de pente de la région d'étude n'a été rendue possible qu'à travers l'acquisition des données altimétriques obtenues à partir du modèle numérique de terrain SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) permet à travers le logiciel global mapper de générer des courbes de niveaux. Les courbes de niveau ainsi obtenues ont fait l'objet d'un traitement à l'aide de l'extension 3D de vertical Mapper de MapInfo. On obtient dès lors un modèle numérique de terrain sous le format TIN (Triangular Irregular Network) donnant les valeurs de pente en pourcent en tous points de la région d'étude (fig. 154).

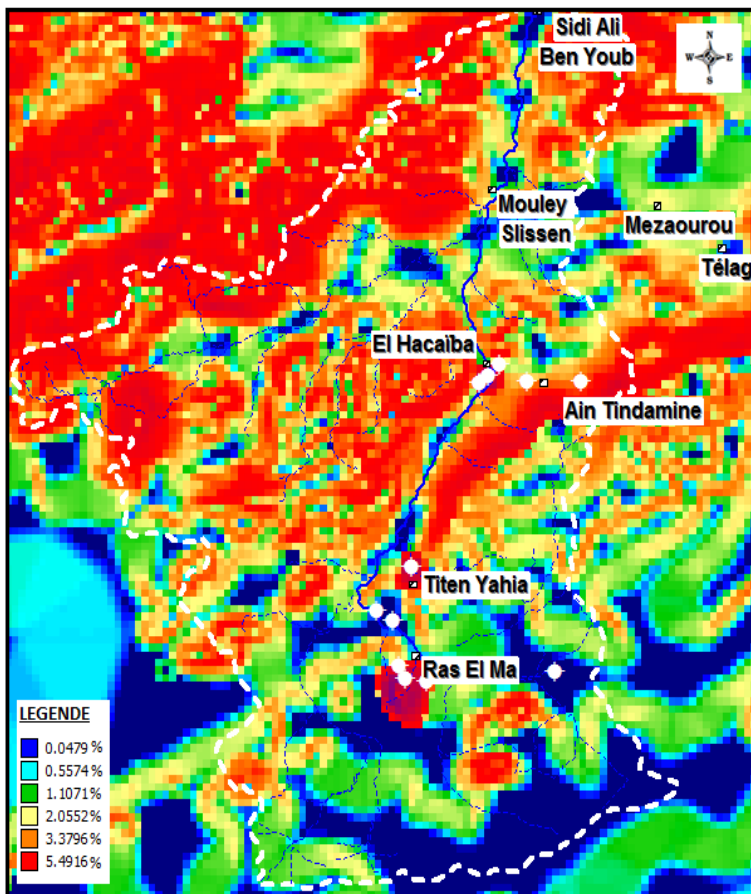


Fig. 154: Carte des pentes dans du bassin versant de la Haute Mekerra

A partir de la carte des pentes obtenue et le modèle numérique de terrain sous le format TIN, en se basant sur la notation des pentes accordées par Lallemand-Barrés (1994) (tabl. 99), la carte matricielle ainsi élaborée monte la prédominance de deux principales classes de pentes : 0 – 2% et 2 – 6% (fig. 155).

Classes	Tn	Tp	Tn.Tp
0 à 2 %	10	3	30
2 à 6 %	9	3	27

Tabl. 99: Notation et pondération du facteur de la pente.

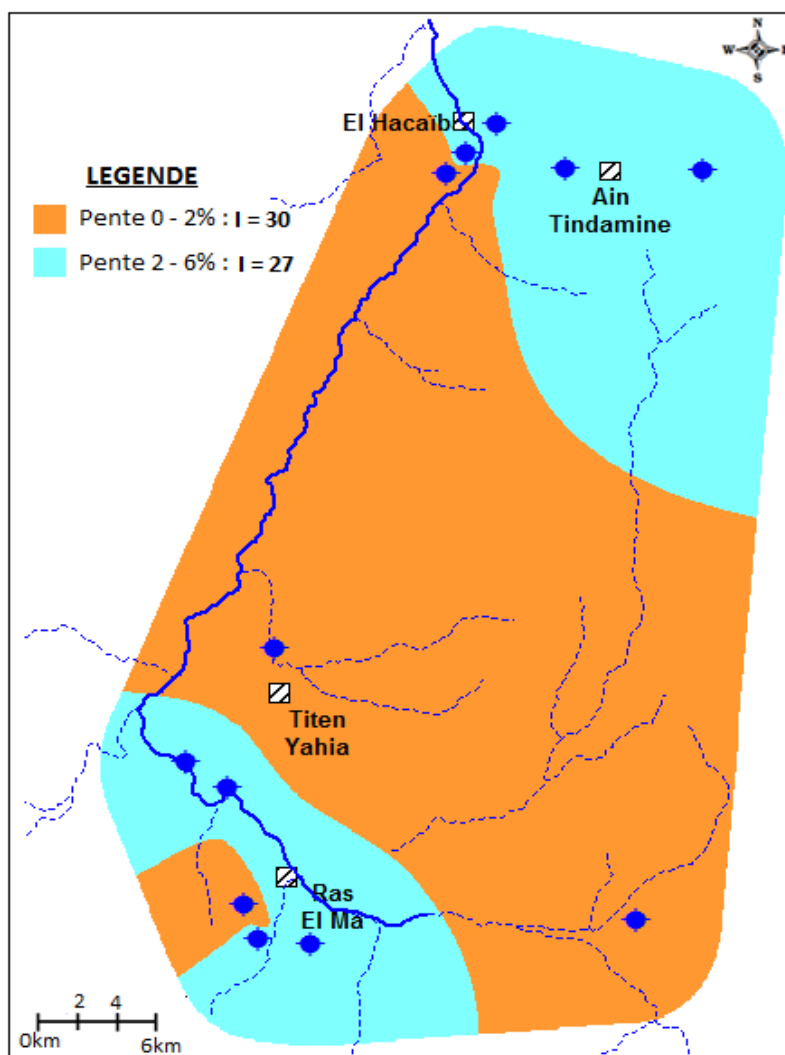


Fig. 155: Carte des l'indices topographiques de la nappe de Ras El Ma.

6. Lithologie de la couche non saturée

La couche non saturée, appelée également zone vadose, joue un rôle déterminant dans la protection des nappes contre l'intrusion de contaminants. La perméabilité de cette zone non saturée contrôle la circulation des polluants et leur arrivée à la nappe. La plupart des processus physico-chimiques qui ont lieu dans cette zone sont influencés par son épaisseur. L'infiltration et la dispersion des contaminants sont guidées par les caractéristiques lithologiques des couches qui contrôlent leurs chemins et leurs trajectoires en sub-surface. Ce paramètre est obtenu à partir de données de surface (couverture géologique) et de données de sub-surface (données de forages). Les différentes classes obtenues sont pondérées de 1 à 9 selon le modèle DRASTIC (tabl. 100).

Classes	In	Ip	In.Ip
Sable et gravier	8	5	40
Calcaire et grès	6	5	30
Argile et marne	3	5	15

Tabl. 100: Notation et pondération de la zone vadose de la nappe de Ras El Ma.

A noter que la carte matricielle élaborée selon le système de cotation DRASTIC a permis de distinguer trois classes de zones vadose, à degrés de vulnérabilité différents (fig. 156).

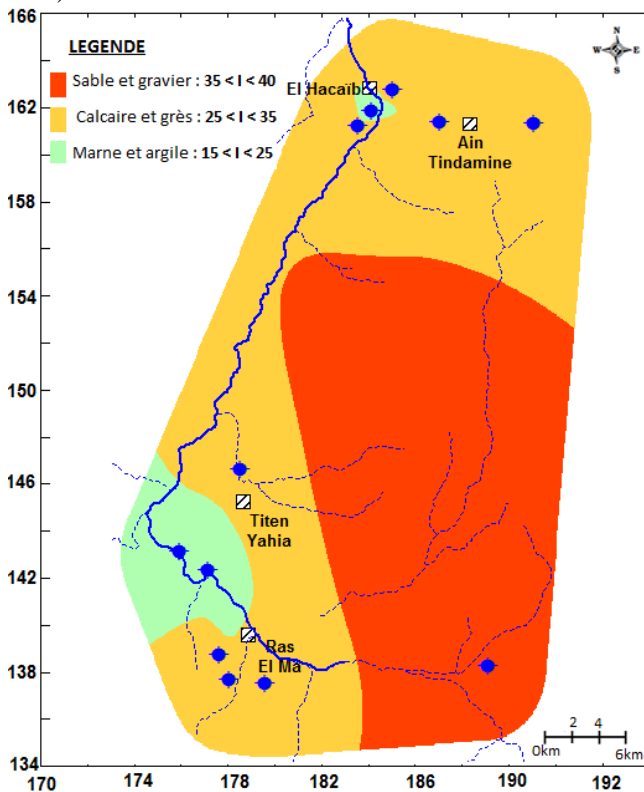


Fig. 156: Carte d'indices de la zone vadose de la nappe de Ras El Ma.

7. Conductivité hydraulique

Par définition, la conductivité hydraulique correspond à la capacité d'une formation géologique d'un aquifère à laisser passer un fluide sous l'effet d'un gradient de pression. Elle joue un rôle important dans la migration et la dispersion des contaminants depuis la surface du sol, jusqu'à la zone saturée. Les terrains à perméabilité élevée facilitent la propagation des agents polluants. Pour le calcul du degré de vulnérabilité à la pollution, les valeurs des conductivités hydrauliques ont été estimées à partir de la transmissivité calculée par la méthode de Logans (1964). Les valeurs ainsi obtenues, indiquent que globalement, la perméabilité des formations géologique serait médiocre (de l'ordre de 10^{-5} m/s). Cet ordre de grandeur serait conforme à la nature lithologique des formations aquifère de la région d'étude (grès et carbonates). Les résultats de la pondération de ce paramètre sont donnés dans le tableau 101.

Classes	Cn	Cp	Cn*Cp
$1,1.10^{-4}$ à $4,7.10^{-4}$	6	3	18
$4,8.10^{-5}$ à $9,2.10^{-5}$	2	3	6
$1,8.10^{-5}$ à $4,0. 10^{-5}$	1	3	3

Tabl. 101: Notation et pondération de la perméabilité de la nappe de Ras El Ma.

En ce qui concerne la carte des indices de perméabilité établie, elle montre la présence de trois classes de perméabilité, dont les plus élevées se localisent dans les extrémités Nord et Sud de notre région d'étude. Dans le reste de la région la classe de perméabilité varie de $1,8.10^{-5}$ à $4,0. 10^{-5}$ (fig. 157).

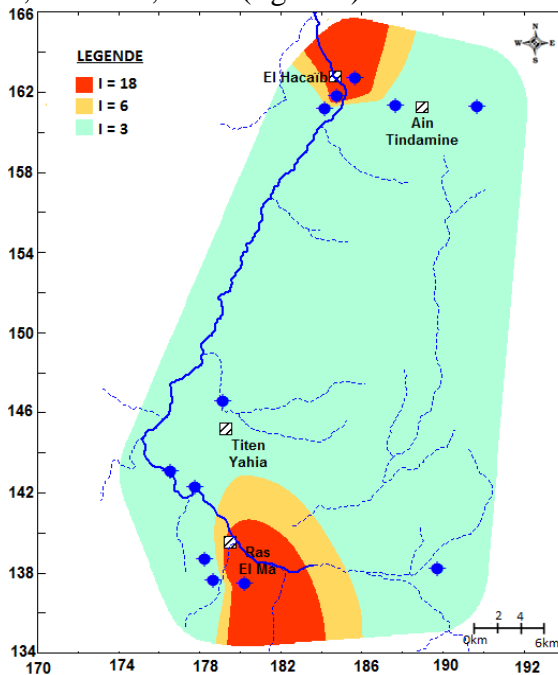


Fig. 157: Carte des l'indices de perméabilité de la nappe de Ras El Ma.

8. Indice DRASTIC et degré de vulnérabilité de la nappe de Ras El Ma

L'estimation des différents paramètres et leur combinaison ont abouti à l'évaluation des indices de vulnérabilité par la méthode "DRASTIC". Ces indices peuvent donner une idée sur le degré de risque à la contamination des nappes d'eau souterraines. Dans la méthode dite "DRASTIC", cet indice varie de 23 qui représente un risque de vulnérabilité nul (0%) à 226 où le risque devient fort (100%). Pour caractériser la vulnérabilité à la pollution de la région d'étude, on s'est basé sur les tranches indiciaires de vulnérabilité définies selon Engel et *al.*, (1996) (voir tabl. 94, p. 240). Ainsi, deux niveaux de vulnérabilité ont pu être mis en évidence (fig. 158).

Il est à souligner que la zone à vulnérabilité élevée où l'indice DRASTIC (ID) s'échelonne de 142 à 166. Les zones susceptibles à la pollution occupent 53% de la surface de la nappe de Ras El Ma. Elles sont rencontrées dans la partie Sud-Est et l'extrême Nord-Ouest de la région d'étude. La zone à vulnérabilité moyenne (modérée) avec un indice DRASTIC compris entre 122 et 137 couvre 47% de la région d'étude.

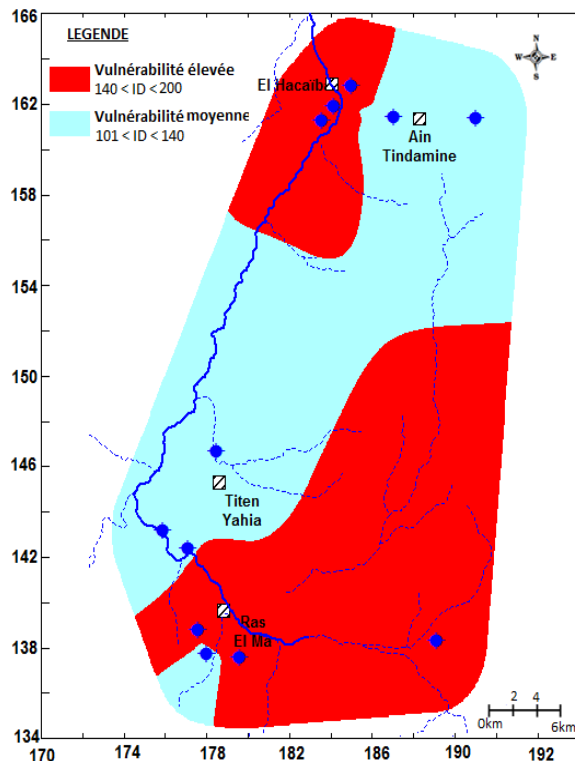


Fig. 158: Carte de vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines de la nappe de Ras El Ma selon la méthode DRASTIC.

IV. VALIDITE DES CARTES DRASTIC DE VULNERABILITE

Les cartes DRASTIC de vulnérabilités doivent faire l'objet de tests et de validation de la méthode sur la base de mesures et d'analyses effectuées sur les résultats chimiques des eaux souterraines. Aux États-Unis et au Canada, la validité de cette méthode a été testée dans des zones climatiques différentes.

De nombreux auteurs ont vérifié la validité des méthodes d'évaluation de la vulnérabilité à la pollution en se basant sur des données chimiques des eaux souterraines (Isabel et *al.*, 1990 ; Champagne & Chapuis, 1993 ; Mohamed, 2001; Jourda & *al.*, 2006 ; Hamza et *al.*, 2007 ; Kouamé, 2007 ; Gabriel et *al.*, 2009). Dans tous les cas, les zones réellement contaminées correspondent à celles où les indices de vulnérabilité sont les plus élevés.

En ce qui concerne notre étude, la validation des cartes DRASTIC a été testée par l'évolution spatiale des nitrates dans la région d'étude, et ce sur la base des résultats d'analyse chimique effectuée durant la période des hautes eaux (mars 2012). La présence des nitrates dans les eaux souterraines à des teneurs inférieures à 10 mg/l seraient d'origine naturelle (fixation de l'azote atmosphérique par certaines espèces végétales et les légumineuses). Dépassant ce seuil (>10 mg/l), les nitrates seraient d'origine anthropique. Dans les eaux de la nappe de Ras El Ma, les teneurs en nitrates varient de 11 mg/l à 71 mg/l. La concentration la plus élevée (71 mg/l) est observée dans les eaux du niveau du forage de Faraat Zit, situé dans la limite Sud-Est de la région d'étude.

D'autre part, la superposition la carte DRASTIC de vulnérabilité (fig. 158) avec la carte de d'évolution spatiale des nitrates dans les eaux de la nappe de Ras El Ma (fig. 159) montre une assez bonne coïncidence entre la zone à forte teneur en nitrates et celle où la valeur de indice DRASTIC est élevée, notamment dans la partie Sud-Est de la région d'étude. Cette règle n'a pas été confirmée dans la partie Nord-Ouest de la région d'étude où d'indice DRASTIC indiquerait une vulnérabilité élevée, contrairement aux teneurs de nitrates observées dans les eaux de cette zone. Néanmoins, il faut savoir que la notion de vulnérabilité n'est pas synonyme d'une pollution actuelle, mais plutôt d'une prédisposition de ces zones à une contamination éventuelle.

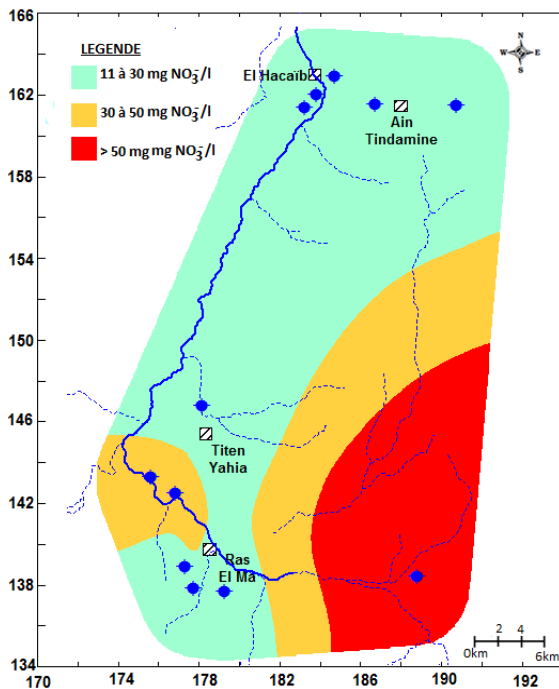


Fig. 159: Evolution spatiale des teneurs en nitrates des eaux souterraines de la nappe de Ras El Ma.

V. CONCLUSION

Au long de ce chapitre, le problème de pollution des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra a été abordé. En raison de la spécificité de la région, nous avons axé notre travail sur la pollution de type agricole, liée à l'utilisation abusive de produits nutritifs. Les teneurs en nitrate dans la région d'étude varient de 7 à 84 mg/l, où les teneurs inférieures à 30 mg/l représentent 57% des points d'eau analysés. Les teneurs comprises entre 30 et 50 mg/l représentent 29%. Les points à teneurs dépassant la norme de potabilité (> 50 mg/l) sont rencontrés dans 14% des cas.

Pour tenter d'évaluer et de cartographier les zones vulnérables relatives à la nappe de Ras El Ma, la méthode DRASTIC standard a été appliquée. La mise en œuvre de cette méthode a nécessité l'utilisation du **Système d'Information Géographique (S.I.G)** qui fournit un environnement efficace pour les analyses données spatiales. La cartographie de la vulnérabilité de la nappe de Ras El Ma réalisée par la méthode DRASTIC et le **Système d'Information Géographique**, nous ont permis de mettre en évidence une tendance de vulnérabilité à la pollution modérée (47%) à élevée (53%), indiquant ainsi une menace locale par infiltration des polluants à partir de la surface du sol.

La répartition spatiale selon les classes de vulnérabilité de la nappe de Ras El Ma montre des indices DRASTIC les plus élevés dans la zone Sud–Est ainsi que la zone Nord–Ouest. Ceci peut être expliqué par la combinaison des paramètres de l'épaisseur et la nature lithologique de la zone vadose, à la faible pente du terrain ainsi qu'à la conductivité hydraulique de la formation aquifère.

Enfin, la comparaison de la carte DRASTIC de vulnérabilité avec l'évolution spatiale des nitrates a fait ressortir la bonne coïncidence entre les deux cartes. Ceci, nous a permis de valider la carte DRASTIC de vulnérabilité à la pollution de la nappe de Ras El Ma.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

I. CONCLUSIONS GENERALES

Les principaux résultats obtenus seront ici brièvement résumés.

-les caractéristiques morphométriques du bassin versant de la Haute Mekerra indiquent qu'il s'agit d'un bassin de forme particulièrement allongé ($KC = 1,63$). La courbe hypsométrique montre que presque 60% de la surface totale du bassin versant se trouve à des altitudes comprises entre 1100 et 1300 m NGA. La valeur relativement faible de ($Dd = 1,62 \text{ km/km}^2$) dénote la présence de terrains perméables, favorisant ainsi, le processus d'infiltration par rapport à celui du ruissellement.

-la géologie de la région d'étude est caractérisée par des dépôts allant du Jurassique supérieur au Quaternaire. Il s'agit en grande partie de terrains argilo-gréseux, parfois carbonatés de perméabilité variable. Les fortes perméabilités se rencontrent dans les formations de l'Hauterivien (membre calcaréo-gréseux de « Zégla D ») et du Barrémien (grès de Berthelot) qui constituent les principaux aquifères en exploitation.

-l'analyse des séries chronologiques de précipitations montre une forte fluctuation spatio-temporelle de la pluviométrie. La moyenne annuelle des précipitations à l'échelle du bassin versant est de l'ordre de 320,7 mm. Les valeurs élevée des coefficients de variation des précipitations mensuelles (0,6 – 2), nous ont permis de distinguer une période humide qui s'étale de septembre à mai et une autre sèche de juin à août. Les températures moyennes, du mois le plus chaud et celui le plus froid sont respectivement de 25,2 °C (mois d'août) et 13,68°C (mois de janvier). La température moyenne annuelle est de 19,57°C. L'utilisation des différentes méthodes mettant en relation les données de précipitations et températures, nous indiquent que le climat dans le bassin versant de la Haute Mekerra est de type semi – aride à hiver froid et pluvieux et à été chaud et sec. Le calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite montre que l'évapotranspiration réelle est de l'ordre de 273,8 mm, soit 87,4% de la hauteur d'eau précipitée, alors que l'écoulement n'est que de 39,5 mm (12,6%). Cette lame d'eau écoulee se répartie presque équitablement entre le ruissellement avec 19,82 mm et l'infiltration 19,68 mm, où chaque frange représente 6,3% de la lame d'eau précipitée.

-le comportement hydrologique (hautes eaux, basses eaux) du bassin versant de la Haute Mekerra laisse à penser à un régime simple, de type pluvial caractérisé d'une part par des débits importants durant la période hivernale, où sont enregistrées souvent de fortes crues d'autre part par une saison sèche à l'origine des étiages fortement prononcée. Le module annuel, ainsi que les différents coefficients, mettent en évidence des fluctuations hydro-climatiques.

-l'analyse des données annuelles saisonnières et mensuelles de débits a permis de mettre en relation les fluctuations temporelles des écoulements de surface en relation avec les données climatiques, où de fortes variabilités ont été observées à l'échelle annuelle et surtout saisonnières et journalières.

-l'évaluation du bilan hydrologique interannuel a permis de mettre en évidence un coefficient d'écoulement de l'ordre de 12.3%, indiquant ainsi, l'importance des volumes acheminés d'amont en aval. Ceci renseigne sur la nature lithologique.

-l'étude des formes extrêmes de l'écoulement (les crues et les étiages) montrent un caractère torrentiel des crues dues principalement à la forte intensité des précipitations, avec une répartition fréquentielle régie par des lois dissymétriques basées sur les méthodes des moments et de maximum de vraisemblance. Par contre, les étiages très influencés par les prélèvements et les rejets ont fait apparaître des tarissements marqués du cours d'eau principal sur une longue période de l'année. Des débits nuls ont été fréquemment enregistrés. Le calcul du pourcentage des fréquences annuelles des trois phases d'écoulement montre que les étiages sont fortement prononcés à la station de Sidi Ali Benyoub (35%).

-la cartographie piézométrique montre que les écoulements souterrains relatifs aux deux nappes sont orientés vers le Nord avec un axe de drainage principal convergent vers l'Oued Mekerra. Le gradient hydraulique varie de 5‰ à 13‰ pour la nappe de Ras el Ma pour devenir plus élevé pour la nappe de Mouley Slissen qui varie de 6‰ à 2‰.

-le traitement des données relatives aux essais de pompage des forages (F.REM1 et F.REM2), nous a permis d'avoir une idée globale sur les paramètres hydrodynamiques de la nappe de Ras el Ma. Les valeurs médiocres de transmissivité (6.10^{-4} m²/s à 10^{-3} m²/s) et de perméabilité (10⁻⁵ m/s) représentent bien la nature lithologique (grès à passées argileuses) de la formation aquifère.

-l'étude hydrogéochimique a permis de mettre en évidence l'évolution de la minéralisation qui se fait globalement suivant le sens d'écoulement des eaux souterraines (direction Sud–Nord). La distribution spatiale des éléments majeurs dissouts montre que dans la partie Sud considérée comme "zone de recharge", les valeurs de la conductivité électrique des eaux sont assez faibles, de même pour les teneurs en calcium, chlorures, sulfates et bicarbonates, pour devenir plus élevés vers le Nord.

-les faciès chimiques dominants sont : le chloruré magnésien pour les eaux de la nappe de Ras El suivant la séquence $Mg^{2+} > Ca^{2+} > Na^+ + K^+$ et $Cl^- > HCO_3^- > SO_4^{2-}$ et le bicarbonaté calcique pour les eaux de la nappe de Mouley Slissen suivant la séquence $Ca^{2+} > Mg^{2+} > Na^+ > K^+$ et $HCO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-}$.

-la modélisation géochimique a révélé que les eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra sont d'une manière générale en équilibre vis-à-vis de la calcite, sous saturées vis-à-vis de l'anhydrite et du gypse et saturées vis-à-vis de la dolomite.

L'évolution spatiale de ces eaux souterraines passe par une phase de sous saturation vis-à-vis de la dolomite dans la partie Sud de la nappe de Ras El Ma favorisant ainsi, le phénomène de dissolution de ce minéral. Puis, elles deviennent équilibrées dans la partie Nord de cette nappe pour devenir enfin sursaturées vis-à-vis de la dolomite dans la partie Nord du bassin versant (nappe de Mouley Slissen). Cette partie de l'étude a fait l'objet d'une publication internationale de catégorie A.

Hallouche, B., Hadji, F., Marok, A. & Benaabidate, L., (2017) : Spatial mapping of irrigation groundwater quality of the High Mekerra watershed (Northern Algeria). Arab J Geosci 10:233. DOI 10.1007/s12517-017-3019-8.

-les résultats des analyses hydrochimiques montrent que la qualité des eaux souterraines du bassin versant de la haute Mekerra est influencée par des facteurs naturels (faible pluviométrie, nature lithologique des terrains aquifères) et anthropiques (surexploitation et contamination par l'apport excessif en fertilisants). Ces facteurs semblent avoir un effet direct sur les propriétés physico-chimiques des eaux souterraines. La présence de nitrates en concentration relativement élevée au niveau de quelques points d'eau indique une pollution ponctuelle liée surtout à l'activité agro-pastorale de la région. La classification des eaux d'après l'utilisation de plusieurs méthodes d'évaluation de la qualité pour l'usage agricole, nous permet de conclure que les eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra conviennent parfaitement à l'irrigation. Cette partie a fait également l'objet d'une publication internationale de catégorie A.

Hallouche, B., Marok, A., Benaabidate, L. Berrahal, Y & Hadji, F., (2017) : Geochemical and qualitative assessment of groundwater of the High Mekerra watershed, NW Algeria. Environ Earth Sci 76: 340. DOI 10.1007/s12665-017-6649-y.

-enfin, le volet pollution, nous a permis d'attribuer l'origine anthropique de la pollution observée au niveau d'un certain nombre de points d'eau de la région, où l'agropastoralisme demeure l'activité dominante. L'application de la méthode DRASTIC couplée au Système d'Information Géographique (S.I.G) révèle une tendance de vulnérabilité à la pollution modérée (47%) à forte (53%). Ceci indique que les nappes d'eau souterraines du bassin de la Haute Mekerra sont menacées localement, par l'infiltration des polluants à partir de la surface du sol.

II. PERSPECTIVES

A l'issue de cette étude qui constitue une première contribution à l'analyse des phénomènes géochimiques et de pollution des eaux au niveau du bassin versant la Haute Mekerra, de nombreuses perspectives nous apparaissent, en particulier :

- **Mette en place un réseau de piézomètres** pour suivre les fluctuations trimestrielles du niveau statique des différents systèmes aquifère ;

- **Exécuter des campagnes de relevé piézométrique annuel** concernant l'ensemble des points de captage (forages et puits) ;
- **Définir les potentialités quantitatives et les paramètres hydrodynamiques** des différents niveaux aquifères. Il faut procéder à des essais de pompage au niveau des points d'eau (forages et puits) représentatifs ;
- **Multiplier** les campagnes d'échantillonnages d'eau pour affiner les résultats de la qualité des eaux souterraines.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABDELGADER A. (1994)**- Essai de caractérisation des bassins versants dans la zone des Avant-Monts (Doubs). *Thèse Doctorat*, Univ. Franche-comté, Besançon, 194 p.
- ACHITE M, MEDDI M, (2004)**. - Estimation du transport solide dans le bassin versant de l'oued Haddad (nord-ouest algérien). *Sécheresse*. vol. 15 n°4: pp.367-373.
- AKAIKE H. (1974)** - A new look at the statical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*, AC-19, pp. 716 – 723.
- AL-AMRY A. B. (2008)**. - Hydrogeochemistry and groundwater quality assessment in an arid region: a case study from Al Salameh area, Shabwah, Yemen. Paper presented at third international conference on water resources and arid environments, Riyadh.
- ALBINET M. & MARGAT J. (1975)**- Cartographie de la vulnérabilité à la pollution des nappes d'eau souterraine. *IAHS*, n°.103, pp. 58-70.
- ALLER L., BENNET T., LEHR H.J., PETTY J.R. & HACKETT G. (1987)**- DRASTIC: A standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic settings, Robert S. Kerr Environmental Research Laboratory, U.S. *Environmental Protection Agency Report EPA- 600/2-87-035*. Washington,D.C., 622p.
- AL-ZABET, T. (2002)**. - Evaluation of aquifer vulnerability to contamination potential using the DRASTIC method. *Environ Geol*. n°43: pp.203–208.
- AMMARY B. (2007)**- Etude géochimique et isotopique des principaux aquifères du bassin Crétacé d'Errachidia et de la plaine de Tafilalet. *Thèse Doctorat*, Univ. Mohamed V Agdal, Maroc, 116 p.
- ATGER M. & VERDIER J. (1965)** - Etude géologique du Plateau jurassique de Cacherou (Permis Mascara-Bedeau), bordure nord des Monts de Saïda. *Géoscience*, Société Nationale de Recherche et d'Exploitation de Pétrole en Algérie.
- AUCLAIR, D & BIEHLER, J. (1967)**- Etudes géologiques des hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publ. Serv. Géol. Algérie. Ann. Ser.*, n°34. pp 3 - 45.
- AUGIER C. (1967)** - Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts Plateaux. *Publication du Service Géologique de l'Algérie*, n° 34 : pp 47-80.

- BAGNOULS F. & H. GAUSSEN (1953)**- Saison sèche et régime xéothermique. *Documents pour les cartes des productions végétales*, t. III, vol. I, art. 8, 47 p.
- BARBIER J. & CHERY L. (1977)** - Relation entre fond géochimique naturel et teneurs élevées en métaux lourds dans les eaux (antimoine, arsenic, baryum, chrome, nickel, plomb, zinc). Application (Auvergne et Limousin) et validation, *Rapport BRGM*, R39544, 47 p.
- BEAUDRY C., LEFEBVRE R., RIVARD C. & MALET X. (2011)** - Hydrogéochimie régionale des trois bassins versants de la région de la Montérégie Est, Québec, Canada, GeoHydro2011, *Congrès conjoint de la CANQUA et de l'AIH-CNC*, Québec, pp. 28-31
- BELAGOUNE F. (2012)** - Etude et modélisation des crues des cours d'eau en milieu semi-aride : cas des grands bassins versants 05, 06 et 07. *Mém. Magister*, Univ. Ouargla, 181 p,
- BELLOULA M. (2008)**- Modélisation des écoulements et perspectives de prévention contre les risques d'inondation dans quelques bassins de la Medjerda (Confins Algéro-Tunisiens). *Mém. Magister*, Univ. Batna, 168 p.
- BEN AMMAR S., JERIBI L., FAVREAU G., ZOUARI K., LEDUC C., OI M., M'BAREK J. & BEJI R. (2009)** - Evolution de la recharge de la nappe phréatique de la plaine de Kairouan (Tunisie centrale) déduite de l'analyse géochimique. *Sécheresse*; n° 20 (1), pp. 87-95.
- BEN HAMOUDA M. F., LEDUC C., TARHOUNI J. & ZOUARI K. (2009)** - Origine de la minéralisation dans l'aquifère plio-quadernaire de la côte orientale du cap Bon (Tunisie). *Sécheresse*; n° 20 (1), pp.78-86.
- BENAABIDATE L. (2000)** - Caractérisation du bassin versant de Sebou : hydrologie, qualité des eaux et géochimie des sources thermales. *Thèse Doctorat*, Univ. Fès, Maroc, 250 p.
- BENEST M. (1982)**- Importance des décrochements sénestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daïa (Algérie occidentale). *Rev. Géol. Dayn. Géogr. Phy.* vol. 23, pp. 345-362.
- BENEST M. (1985)** - Evolution de la plate forme de l'Ouest algérien et du Nord - Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôts et dynamique sédimentaire. *Thèse Doctorat*. Univ. Lyon, 367 p.
- BERKALOFF, E (1938)**. - Notice explicative concernant le diagramme logarithmique de la composition chimique des eaux (Rapport inédit, Direction des Travaux Publics Tunis).

- BREMOND R., VUICHARD R. (1973).** - Paramètres de la qualité des eaux, Ministère de la protection de la nature et de l'environnement, *SPEPE*, Paris 179p.
- BERNIER J. (1959)**- Comparaison des lois de Gumbel et de Fréchet sur l'estimation des débits maxima de crue. *La Houille Blanche*, n°1, pp. 47-56.
- BERZ G. (2000)** - Flood disasters: lessons from the past - worries for the future, Actes de colloque, Water and Maritime Engineering, *Proc. Insti. Civil Engineers*, vol. 142, n°1, pp. 3-8
- BLUM A., CHERY L., BARBIER J., BAUDRY D. & PETELET-GIRAUD E. (2002)** - Contribution à la caractérisation des états de référence géochimique des eaux souterraines. Outils et méthodologie. *Rapport BRGM/RP-51549-FR*, 5 volumes.
- BOBEE B., FORTIN B., PERRAULT V. & PERRON L.H. (1999)** - HYFRAN 1.0 (logiciel hydrologique : Chaire en hydrologie statistique CRNSG/Hydro-Québec), INRS-Eau, *Terre et Environnement*, Univ. Québec.
- BOBÉE B. & ASHKAR F. (1988)** - The generalized method of moments applied to the log-Pearson type 3 distribution. *J.H.E.*, SCE, 114 (8), pp. 899-909.
- BOBEE, B. & ASHKAR, F. (1991).** The Gamma Family and Derived Distributions Applied in Hydrology. *Water Resources Publications*, 203 p.
- BODY, K. (1985).** - Analyse fréquentielle des pluies de l'Algérie «Synthèse Régionale: détermination des paramètres principaux par station et leur répartition spatiale», Constantine : Institut National des Ressources Hydrauliques (I.N.R.H.), 2^{ème} impression, 46p.
- BOIVERT R. (1969)** - Étude des débits d'étiage en hiver et du comportement de la courbe de tarissement, 91 p.
- BOJORQUEZ-TAPIA L.A., CRUZ-BELLO G.M., LUNA-GONZALEZ L., JUAREZ L., & ORTIZ-PEREZ M.A. (2009).** - V-DRASTIC: Using visualization to engage policymakers in groundwater vulnerability assessment. *Journal of Hydrology*, vol. 373, pp. 242-255.
- BOUANANI A. (2005)** - Hydrologie, transport solide et modélisation, étude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie). *Thèse Doctorat d'Etat*, Univ. Tlemcen, 246 p.
- BOUBAKAR HASSANE A. (2010)** - Aquifères superficiels et profonds et pollution urbaine en Afrique : Cas de la communauté urbaine de Niamey (Niger). *Thèse Doctorat*, Univ. Niamey, Niger, 186 p.

- BOUCHAOU L., CHAUVE P., MUDRY J., MANIA J. & HSISSOU Y. (1997)** - Structure et fonctionnement d'un hydrosystème karstique de montagne sous climat semi-aride: cas de l'Atlas de Beni-Mellal (Maroc). *J. Afric. Earth Sci.*, vol. 26, n°2, pp. 225-236.
- BREMOND R. & VUICHARD R. (1973)** - Paramètres de la qualité des eaux. Ministère de la protection de la nature et de l'environnement. *SPEPE*, Paris.179 p.
- BRINS N. & BOUDOUKHA A. (2011)** - classification statistique et hydrochimique des eaux souterraines de la plaine d'El-Outaya. (w) de Biskra-Algérie. *Courrier du Savoir*, n°11, pp.41-46.
- CARPENTER, A. B. (1978).** - Origin and chemical evolution of brines in sedimentary basins: Thirteenth Annual Forum on the Geology of Industrial Minerals, *Eds. Johnson, K.S. and Russell, J.A.*, Oklahoma Geological Survey Circular 79, p. 60-77.
- CEDERSTORM D.J. (1946)** - Genesis of groundwater in the coastal plain of Virginia. *Env. Geol.*, n°41, pp. 218–245.
- CHAMPAGNE L. & CHAPUIS R.P. (1993)** - Évaluation de la vulnérabilité à la pollution des formations aquifères de la MRC de Montcalm selon la méthode DRASTIC. *Rev. Sc. Tec. Eau.* n° 26, pp. 169-76.
- CHAUMONT, M. & PAQUIN, C. (1971)** – Notice explicative de la carte pluviométrique de l'Algérie au 1/500.000 (moy. 1913-1963). *Pub. Soc. hist. nat. d'Afrique du nord* ; Fac. Des sces. univ. d'Alger : 24p. et 1 carte.
- CHENINI I. & BEN MAMMOU A. (2009)**- Hydrochimie et caractérisation qualitative des ressources en eaux d'un système aquifère multicouche en zone aride : application au bassin de Maknassy (Tunisie centrale). *Sécheresse*, n°20 (2), pp. 217-222.
- CHIDAMBARAM S., KARMEGAM U., SASIDHAR P., PRASANNA M. VI., MANIVANNAN R., ARUNACHALAM S., MANIKANDAN S. & ANANDHAN P. (2011)** - Significance of saturation index of certain clay minerals in shallow coastal groundwater, in and around Kalpakkam, Tamil Nadu, India. *J. Earth Syst. Sci.* 120, n°. 5, pp. 897–909.
- CHOW V., MAIDEMENT D. & MAYS L. (1988)** - Applied hydrology. New York., *Mc Graw-Hill*, 572p.
- CIDU R., BIDDAU R. & FANFANI, L. (2009)** - Impact of past mining activity on the quality of groundwater in SW Sardinia (Italy). *J. Geoch. Expl.* n°100, pp.125-132.

- COUTAGNE, A. (1954).** – Quelques considérations sur le pouvoir évaporant de l'atmosphère, le déficit d'écoulement effectif et le déficit d'écoulement maximum. *La houille blanche*. n°3 : pp.360-374.
- CRIAUD A. & FOUILLAC C. (1986)** - Study of CO²- rich thermomineral waters from the central French massif. 2. Behavior of some trace-metals, arsenic, antimony and germanium: *Geoch. Cosmoch. Acta*, vol. 50, pp. 1573–1582.
- CUNNANE C. (1989)** - " Statistical distribution for flood frequency analysis. WMO-report n°781 (*Operational Hydrology Report no 33*). 73 pp.
- DATTA P.S. & TYAGI S.K. (1996)**- Major ion chemistry of groundwater in Delhi area: Chemical weathering processes and groundwater flow regime: *J. Geol. Soc. India*, vol. 47: pp 179-188.
- DAZY, J. & RAZACK, M. (1989).** - Approche hydrogéochimique et structurale des circulations dans un réservoir du domaine alpin (massif d'Alleverd, France). *Revue des sciences de l'eau*. n°22: pp.153–181.
- DEBYE P. & HÜCKEL E (1923)**- Zur Theorie der Electrolyte. *Phys. Z.*, 24: 185-208.
- DE MARTONNE E. (1942).** - Nouvelle carte mondial de l'indice d'aridité. In: *Annales de Géographie*, t. 51, n°288,. pp. 241-250.
- DEUTSCH W.J. (1997)** - Groundwater geochemistry: fundamentals and the applications to contamination. *U.S. Geol. Survey*. New York, Lewis, 221 p.
- DJIDI K., BAKALOWICZ K. & BENALI A. (2008)** - Mixed, classical and hydrothermal karstification in a carbonate aquifer Hydrogeological consequences. The case of the Saida aquifer system, Algeria. *C. R. Geoscience*, 340, pp.462–473.
- DOMENICO P.A. & SCHWARTZ F.W. (1990).** - Physical and chemical hydrogeology. *Wiley*, New York, pp 410–420.
- DONEEN L.D. (1964)** - Notes on Water Quality in Agriculture. Published as a *Water Science and Engineering*, Paper 4001, Department of Water Sciences and Engineering, University of California, Davis.
- DUBREUIL P. (1974)**- Initiation à l'analyse hydrologique. *Ed. Masson et Cie*. 216 p.
- DUCOMMUN R. (2010)**- Estimation et cartographie de la vulnérabilité des eaux souterraines en milieu urbain. *Thèse Doctorat*. Centre d'Hydrogéologie et de Géothermie, Univ. Neuchâtel. 193 p.

- EATON F. M. (1950).** - Significance of carbonates in irrigation waters. *Soil Sci* n°39: pp.123–133.
- EL YAOUTI F., EL MANDOUR A., KHATTACH D., BENAVENTE J. & KAUFMANN O. (2009)** - Salinization processes in the unconfined aquifer of Bou-Areg (NE Morocco): A geostatistical, geochemical, and tomographic study. *Appl. Geochem.* n°24, pp.16–31.
- EMBERGER, L., (1971).**- Travaux de botanique et d'écologie. Masson et Cie, Paris, 520p.
- ENGEL B.A., NAVULUR K.C.S., COOPER B.S. & HAHN L. (1996)**- Estimating groundwater vulnerability to non-point source pollution from nitrates and pesticides on a regional scale. *Int. Assoc. Hydrol. Sci.*, vol. 235, pp.521-526.
- ETCHANCHU D. (1988)**- Géochimie des eaux du bassin de la Garonne. Transfert de matières dissoutes et particulaires vers l'océan Atlantique. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Toulouse III, 156 p.
- FANTONG W. Y., SATAKE H., AYONGHE S. N., AKA F. T. & ASAI K. (2009)** - Hydrogeochemical controls and usability of groundwater in the semi-arid Mayo Tsanaga River Basin: far north province, Cameroon. *Envir. Geol.* n°58, pp.1281–1293.
- FAVREAU G., LEDUC C. & MARLIN C. (2000)** - Représentativité de Echantillonnage géochimique et hydrodynamique en nappe libre de milieu semi-aride. *J. Afric. Eart Sci*, vol. 31, n°3, pp. 669-678.
- FEDRIGONIA L., KRIMISSAA M., ZOUARIC K., MALIKIC A. & ZUPPI G. (2001)** - Origine de la minéralisation et comportement hydrogéochimique d'une nappe phréatique soumise à des contraintes naturelles et anthropiques sévères : exemple de la nappe de Djebeniana (Tunisie). *Eart. Planet. Sci.*, 332, pp. 665–671.
- FEHDI C., BOUDOUKHA A., ROUABHIA A. & SALAMEH E. (2009)** - Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines du complexe aquifère Morsott-Laouinet (Rég.n Nord de Tébessa, Sud-Est algérien). *Afr. Sci.*, n°05 (2), pp. 217 – 231.
- FEKRAOUI A. (2007)**- Caractéristiques géochimiques des eaux géothermales de la région d'Oran. *Rev. Ener. Renouv. Oujda*, n° CER 07, pp.75 – 80.
- FENET B. (1975)**- Recherche sur l'alpinisation de la bordure septentrionale du bouclier africain à partir de l'étude d'un élément de l'orogénèse nord maghrébine : Les Monts du Djebel Tessala et les Massifs du littoral oranais, *Thèse Doctorat*, Univ. Nice, 301 p.

- FISHER, R. A. (1922).** – On the mathematical foundations of theoretical statistics. *Philos. Trans. A* 222, pp. 309-368.
- FRECAUT R. (1965).** - Une synthèse remarquable sur la puissance des crues de Maurice Pardé. In: *Annales de Géographie.*, vol.74, n°401. pp. 61-64.
- FRECAUT R. (1971)** - La Moselle et son bassin. Contribution à l'hydrologie et la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique. *Thèse Doctorat.* Univ. Lille III. 840 p.
- FRECAUT R. (1972)-** Quelques problèmes actuels de la recherche fondamentale en hydrologie fluviale. *Bull. Ass.Géorg. Franç.* n° 389-390, pp : 291-290.
- FRECAUT R. (1982)** - Eléments d'hydrologie et de dynamique fluviale. *Publ. Univ. Nancy,* Tome 1, 147 p.
- GABRIEL E.A., KOUASSI D., BOYOSSORO H.K., BROU D., MAHAMAN B.S. & BIEMI J. (2009)-** Contribution des Méthodes de Vulnérabilité Intrinsèque DRASTIC et GOD à L'Etude de la Pollution par les Nitrates dans la Région de Bonoua (Sud - Est de la Côte d'Ivoire); *Europ. J. Scient. Resear.*, n° 31(1), 157-171.
- GALEA G., MERCIER G. & ADLER M. J. (1999)-** Modèle débit-durée-fréquence d'étiage, concept et usage pour une approche régionale des régimes des basses eaux des bassins hydrographiques de la Loire (France) et du Crisu-Alb (Roumanie). *Rev. Sci. Eau*, n°12 (1), pp. 93-122.
- GALTON, F. (1879).** - "The geometric mean in vital and social statistics", *Proceedings of the Royal Society of London*, n°29, , pp.365-367.
- GHACHI A. (1986)** - Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie. *Thèse 3^{ème} cycle.* Ed. O.P.U. 508 p., 74 fig., 11cartes.
- GHEBOULI M.S. & BENCHEIKH ELHOCINE M. (2008)-** Origine de la salinité des eaux souterraines cas des hautes plaines sétifiennes (Nord-Est algérien). *Sci. Tech.*, n°28, pp. 37-46.
- GHEBOULI.S. (2010)-** utilisation des A.C.P et des rapports caractéristiques dans l'explication du chimisme des eaux souterraines cas de la plaine de Bir Haddada (Sud de Sétif). *Sci. Tech.*, n°32, pp. 51-59.
- GIBBS R.J. (1970)-** Mechanisms controlling world water chemistry. *Amer. Ass. Adv. Sci.*, vol. 170, n° 3962, pp. 1088-1090.

GODINOT, O. (2014). – Proposition de nouveaux indicateurs d'efficacité d'utilisation de l'azote à l'échelle du système de production agricole et du territoire. *Thèse Doctorat*, Univ. Européenne de Bretagne, France. 119 p.

GLOSSAIRE INTERNATIONAL D'HYDROLOGIE, (1992) :
<http://www.cig.ensmp.fr/~hubert/glu/aglo.htm>

GOUAIDIA L. (2008). Influence de la lithologie et des 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 Doctorat*, Univ. Annaba, Algérie. 131p.

GOURARI L., ALAOUI-MHAMDI M., BOUSHABA A. & FEDAN B. (2000) - Variations des paramètres physico-chimiques des eaux de l'Oued Aggai: significations géo-environnementales et conséquences sur la précipitation des travertins actuels (Causse de Sefrou, Moyen-Atlas - Maroc). *J. Afric. Earth Sci.*, vol. 30, n°. 2, pp. 283-293.

GRESILLON J. M. (2004)- Inondations, Aléa et enjeux au regard du changement climatique, Actes de colloque, Collectivités locales et changement climatique : quelles stratégies d'adaptation, *Colloque ONERC*, Paris, xxx

GRUBBS F.E. & BECK G. (1972)- Extension of Sample Sizes and Percentage Points for Significance Tests of Outlying Observations. *Technometrics*, vol. 14, No. 4: pp.847-854.

GUILLOT P. & DUBAND D. (1967)- La méthode du Gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. *Journées de SHF*, question 1, rapport 7, Paris, 560-569

GUMBEL E.J. (1954). - Statistical theory of extreme values and some practical applications. Applied Mathematics Series 33, US Department of Commerce, National Bureau of Standards, Washington, DC, USA, pp. 51.

GUO Q., WANG Y., GAO X. & MA T. (2007). - A new model (DRARCH) for assessing groundwater vulnerability to arsenic contamination at basin scale: a case study in Taiyuan basin, northern China. *Environmental Geology* vol. 52, n°5: pp.923.- 932.

HADJI F., MAROK A., BELMOUHOUB A., BENAABIDATE L, DAHMANI B. & TALEB K.M. (2010) - Water resources and its quality in arid end semi arid areas: The case of the NW of Algeria. *J. Black Sea / Medit. Envir.*, vol 16, n°1, pp.75-85.

- HALLOUCHE, B., HADJI, F., MAROK, A. & BENAABIDATE, L. (2017)** - Spatial mapping of irrigation groundwater quality of the High Mekerra watershed (Northern Algeria). *Arab J Geosci.* vol. 10, n°233: 15p. DOI 10.1007/s12517-017-3019-8.
- HALLOUCHE, B., MAROK, A., BENAABIDATE, L., BERRAHAL, Y. & HADJI, F. (2017)** - Geochemical and qualitative assessment of groundwater of the High Mekerra watershed, NW Algeria. *Environ Earth Sci.* vol. 76, n°340: 12p. DOI 10.1007/s12665-017-6649-y.
- HALLOUCHE B., MOUEDDENE K., BENYAHIA M., MAROK A. (2010)** - Apport de l'hydrogéomorphologie dans la cartographie des zones inondables : Exemple de la plaine de Sidi Bel Abbès (Algérie nord occidentale). *Sécheresse*; vol. 21, n°3, pp 219-224.
- HALLOUCHE B. (2007)** - Cartographie des zones inondables de la plaine de Sidi Bel Abbès par l'approche hydrogéomorphologique. *Mém. Magister*, Univ. Sidi Bel Abbès, 105 p.
- HAMED Y. (2011)** - The hydrogeochemical characterization of groundwater in Gafsa-Sidi Boubaker region (Southwestern Tunisia). *Arab. J. Geosci.*, pp. 1–14.
- HAMED, K., RAO A R. (1999).** – Flood frequency analysis *CRC Press.* 376 p.
- HAMIDOU KANE C. (1995)** - Contribution a l'etude hydrochimique de la nappe des sables quaternaires du littoral nord du Sénégal entre Kayar et Saint Louis. *Thèse 3^{ème} Cycle*, Univ. Dakar, Sénégal, 121 p.
- HAMZA M.H., ADDED A., FRANCÈS A. & RODRIGUEZ R. (2007)** - Validité de l'application des méthodes de vulnérabilité DRASTIC, SINTACS et SI à l'étude de la pollution par les nitrates dans la nappe phréatique de Metline-Ras Jebel-Raf Raf (Nord-Est Tunisien). *Géoscience*, vol. n°339, pp 493-505.
- HAMZA A. (1999)** - Estimation régionale des débits d'étiage de la province de Québec: développement des modèles régionaux de queues et d'invariance d'échelle. *Mém. Univ. Québec*, Institut national de la recherche scientifique, 177 p.
- HAUG E. (1911)** - Traité de géologie. Période crétacée, 2, pp. 1153-1396, 7 Pl.
- HAYANE S.M. (1983)** - Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du bassin versant de l'oued Sikkak (Région de Tlemcen). *Thèse 3^{ème} Cycle*, Univ. Oran. 236 .
- HEBAL A. & REMINI B. (2011a)** - Choix du modèle fréquentiel le plus adéquat à l'estimation des valeurs extrêmes de crues (cas du nord de l'Algérie). *Rev.Canad. de génie Civil*, n° 38 (8), pp. 881-892.

- HEBAL A. & REMINI B. (2011b)** - Choix de la loi théorique la mieux adaptée à la prédétermination des crues (Cas de l'Est Algérien). *4th Int. Work. Hydr. Extremes From prediction to prevention of hydrological risk in Mediterranean countries. Univ. Calabria*, pp. 87-98.
- HERRERA-GUZMAN E. (2008)**. Développement d'une méthodologie hydrologique / statistique pour estimer les débits d'étiage au Québec habité. *Thèse de Doctorat, Univ. Québec*, 296 p.
- HOANG V.D (1978)**- Meilleur ajustement statistique aux débits journaliers de crue et d'étiage des rivières du Québec ; Ministère des Richesses Naturelles, Direction générale des eaux, *H.P.* , 47 p.
- HUBER G. & SCHAUB C. (2011)** : Guide des fertilisants azotés utilisables en bio, Paris, 14 p.
- HUNEAU F. (2000)** - Fonctionnement hydrogéologique et archives paléoclimatiques d'un aquifère profond méditerranéen : étude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (sud-est de la France). *Thèse Doctorat, Univ. Avignon*, 191 p.
- HURVICH C. M. & RAY B. K. (1995)** - Estimation of the memory parameter for nonstationary or noninvertible fractionally integrated processes. *J. T. Ser. Analysis*. n°16: pp. 17-42.
- IBANEZ F., FROMENTIN J.M. & CASTEL J. (1993)** - Application de la méthode des sommes cumulées à l'analyse des séries chronologiques en océanographie. *C. R. A. S.*, n° 316, pp. 745-748.
- IMAN, R. L. & CONOVER. W. J. (1982)** - distribution-free a pproach to inducing rank correlation among input variables, *Communications in Statistics*. vol11, n°3: pp 311-334.
- ISABEL D.G., ELINAS P. & AUBRE F. (1990)** - Cartographie de la vulnérabilité des eaux souterraines au Québec. *Rev. Sc. Tech. Eau*, n°23, pp.255-258.
- JACOB C.E. (1950)** – Flow of ground water. In ROUSE "*Engineering hydraulics*", chap. 5, pp.321-386.
- JENKINSON, A. F. (1955)**. - The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) value of meteorological elements. *Quart. J. Roy. Met.*. n°.8, pp. 158–171.
- JOSEPH E.S (1970)** - Probability distribution of annual drought. *J. Irrig. Drain. Divis.*, ASCE, vol. 96, n°4: pp. 461-471.

- JOURDA J.P., KOUAMÉ, K.J., SALAY M.B., KOUADIO B.H., OGA Y.S. & DEH S. (2006)** - Contamination of the Abidjan Aquifer by Sewage: An Assessment of Extent and Strategies for Protection. *In: Xu, Y.X. and Usher, B., Eds., Ground. Poll Afr., The Netherlands, pp. 291-300.*
- JOVANOVIC N. Z., ADAMS S., THOMAS A., FEY M., BEEKMAN H. E., CAMPBELL R., SAAYMAN I. & CONRAD J. (2006).** Improved DRASTIC method for assessment of groundwater vulnerability to generic aqueous-phase contaminants. *Waste Management and the Environment. n° 92: pp.393- 402.*
- KELLY W. P. (1940)** - Permissible Composition and Concentration of Irrigation Waters, *Proc Amer.Soc.Civ.Engin.n°66, pp. 607 - 613.*
- KENDALL, M.G. (1975).** - Rank Correlation Methods. 4th Edition, Charles Griffin, London.
- KHALIL N. (2002).** - Démarche méthodologique pour une meilleure connaissance de l'hydrologie et de la géochimie des aquifères de moyenne montagne : cas du haut bassin d'Oum Erbia (Moyen Atlas, Maroc).Th. Doc. Etat. Univ. Cadi Ayad, Marrakech, 196p.
- KHECHANA S., DERRADJI F. & MEGA N. (2011)** - Caractéristiques hydrochimiques des eaux de la nappe phréatique de la vallée d'Oued-Souf (SE Algérien). *Europ. J. of Scient. Resear. vol. 62 n°.2, pp. 207-215.*
- KLEMES V. (1986)** - Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrol. Sci. J. n°31 : pp.13-24.*
- KLOPPMANN W., BOURHANE A. & ASFIRANE F. (2011)** - Méthodologie de diagnostic de l'origine de la salinité des masses d'eau. Emploi des outils géochimiques, isotopiques et géophysiques. *Rapport BRGM/RP-60026-FR, 37P.*
- KOUAME K. J. (2007)** - Contribution à la Gestion Intégrée des Ressources en Eaux (GIRE) du District d'Abidjan (Sud de la Côte d'Ivoire): Outils d'aide à la décision pour la prévention et la protection des eaux souterraines contre la pollution. *Thèse de Doctorat, Univ. Cocody - Abidjan. 225 p.*
- KOUIDER A. (2003)** - Analyse fréquentielle locale des crues au Québec, *Thèse Maîtrise, Univ. Québec, 256 p.*
- LALLEMEND-BARRES A. (1994).**- Normalisation des critères d'établissement des cartes de vulnérabilité aux pollutions. *Etude documentaire préliminaire. R37928. BRGM. 17 p.*

- LANG DELUS C (2011).** - Les étiages : définitions hydrologique, statistique et seuils réglementaires, *Cybergeo : European Journal of Geography* [Online], Environment, Nature, Landscape, document 571, Online since 30 November 2011.
- LANG-DELUS C., FRANÇOIS D. & GILLE E (2016).** - Quel est le débit le plus fréquent d'un cours d'eau ?. *Phys., Géo.*, vol. 10, n 1, pp. 1-19.
- LLOYD J.W. & HEATHCOAT ,J.A. (1985)** - Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater: an introduction. *Oxford University Press*, New York, 296 p.
- LOGAN J. (1964)** - Estimating transmissibility from routine production tests of water wells. *Ground Water*, vol. 2 , n° 1, pp. 35-37.
- LOPEZ J. & FRANCES F. (2012)** - Non-stationary flood frequency analysis in continental Spanish rivers, using climate and reservoir index as external covariates. *Hydrology and Earth System Sciences*. vol. 17, n°8: pp.3189-3204.
- MANN H.B., & WHITNEY D.R. (1947).** On the test of whether one of two random variables is stochastically larger than the other. *Annals of Mathematical Statistics*. n° 18 : pp. 50-60.
- MARGOUM M. (1992)** - Estimation des crues rares et extrêmes : Le modèle AGREGEE. Conception et première validations. *Thèse Doctorat*, École des mines de Paris, 252 p.
- MATALAS N.C. (1963)** - Probability distribution of low flows. U.S. Geological survey, professional, *Report n°434 A*. 27 p.
- MATINI L., MOUTOU J.M. & KONGO-MANTONO M.S. (2009)** - Evaluation hydrochimique des eaux souterraines en milieu urbain au Sud-Ouest de Brazzaville, Congo. *Afrique Science*, n°5, pp. 82 – 98.
- MAYA A.L. & LOUCKS M.D. (1995)**- Solute and isotopic geochemistry and groundwater flow in the Central Wasatch Range, Utah; *Hydr. J.*, vol. 17, n°2, pp. 31-59.
- MC-CULLY P. (2007)**- Avant le déluge - Crues et changement climatique, rapport annuel d'IRN sur les barrages, les rivières et les peuples 2007, *Inter. Riv. Network*, Berkeley, Californie 94703, USA, 24 p.
- MEDDI M. & SADEUK BEN ABBES A. (2013)** - Analyse statistique et prévision des débits de crues dans le bassin versant de l'Oued Mekerra (Ouest de l'Algérie). *Rev. Nat. Tech.*, n°10, pp. 21-31.

- MEGNOUNIF A., BOUANANI A., TERFOUS A. & BABA HAMED K., (1999)** - Distributions statistiques de la pluviométrie et mise en évidence de l'influence du relief (cas des monts de Tlemcen, Nord- Ouest algérien). *Rev. Sci. Tech.*, n°12. pp. 77 - 80.
- MENNANI A., BLAVOUX B., BAHIR M., BELLION Y., JALAL M. & DANIEL M. (2001)** - Apports des analyses chimiques et isotopiques & la connaissance du fonctionnement des aquifères plio-quaternaire et turonien de la zone synclinale d'Essaouira, Maroc occidental. *J. Afric. Eart Sci.*, vol. 32, n°4, pp. 919-835.
- MEYLAN P. & MUSY A. (1996)**- Hydrologie fréquentielle, version provisoire. Département de Génie rural, Institut d'Aménagement des terres et des Eaux, Lausanne, Suisse, 397 p.
- MOHAMED R.M. (2001)**- Evaluation et cartographie de la vulnérabilité à la pollution de l'aquifère alluvionnaire de la plaine d'El Madher, Nord-Est algérien, selon la méthode DRASTIC. *Sécheresse*, n°12 (2), pp. 95-101.
- MUDRY. J & BLAVOUX B. (1986)** - Utilisation de l'analyse en composantes principales (sur les variétés centre réduites) pour l'étude du fonctionnement hydro cinématique de trois aquifères karstiques du sud-est de la France. *Hydrogéologie*, n°1, pp. 53-59.
- MUDRY J. (1991)** - L'analyse discriminante, un puissant moyen de validation des hypothèses hydrogéologiques. *Revue des sciences de l'eau*, n°4 : pp.19-37.
- MURAT V. (2000)** - Etude comparative des méthodes d'évaluation de la vulnérabilité intrinsèque des aquifères à la pollution : Application aux aquifères de Piémont Laurentien. *Mém. Maîtrise*, Univ. Québec, INRS-Géoressources, 127 p.
- MUSY, A. (1998)**. – Hydrologie appliquée. *Edition HGA, Bucarest*. 368 p.
- MUSY A. & HIGY C. (1998)** - Hydrologie appliquée, *Ed. HGA, Bucarest*, 368 p.
- NARASIMHA A. & SUDARSHAN V. (2013)** - Hydrogeochemistry of ground waterin Basara area, Adilabad district, Andhra Pradesh, India. *J. Appli. Geoch.*, vol. 15, pp.224-237
- NATHAN R.J. & MCMAHON T.A. (1990)** - Practical aspects of low-flow frequency analysis, *W. R. Resear*, vol.26, n°9, pp. 2135-2141.
- NJITCHOUA R., DEVER L., FONTES J.CH. & NAAH E. (1997)** - Geochemistry, origin and recharge mechanisms of groundwaters from the Garoua Sandstone aquifer, northern Cameroon. *J. Hydr.*, vol. 190, n°1: pp.123–140.

- NOUARA J. (2012)**- Caractérisation hydrologique et qualitative des eaux de surface du Bassin versant du haut Inaouene. *Thèse Doctorat*, Univ. Fès, Maroc, 266 p.
- OLIVIER GODINOT (2014)** - Proposition de nouveaux indicateurs d'efficacité d'utilisation de l'azote à l'échelle du système de production agricole et du territoire. *Thèse Doctorat*. Agro-Campus- Ouest, Centre de Rennes, 135 p.
- O.M.S (2011)** - Normes internationales pour l'eau de boisson, 3^{ème} édition, Organisation Mondiale de la Santé, Genève, 74 p.
- PALIWAL K.V (1967)** - Effect of gypsum application on the quality of irrigation waters. *Madras Agric J.*, n°59, pp. 646–647.
- PANAGOPOULOS G., ANTONAKOS A. & LAMBRAKIS N. (2006)**. Optimization of the DRASTIC method for groundwater vulnerability assessment via the use of simple statistical methods and GIS. *Hydrogeology Journal* vol. 14, n°6: 894.- 911.
- PARDE M. (1959)** - Puissance des crues au Canada. *Cahiers de géographie du Québec*, vol. 3, n°6, pp. 179-192.
- PARDE, M. (1963)**. – Etude de quelques grandes crues caractéristiques en France. *Revue générale de l'hydraulique*. vol. 29, n°80 : pp. 23-42.
- PARDE M. (1964)** - Quelques données sur des crues remarquables en diverses contrées et sur le bilan de leurs écoulements. *Br. Géogr., phys.*, Genève, 20 p.
- PARDE M. (1968)** - Fleuves et rivières, 5e éd., Paris, *Ed. A. Colin*, 241 p.
- PARKHURST D.L. & APPELO, C.A.J. (1999)** - User's guide to PHREEQC (version 2)-A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. US Geol. Survey, *Water-Resour. Inv. Rep.* 99-4259, 312 p.
- PHILIPPEAU G. (1986)**- Comment interpréter les résultats d'une analyse en composante principales. *I.T.C.F.*, Paris, 63 pp.
- PRASANNA M. V., CHIDAMBARAM S., SENTHIL KUMAR G., RAMANATHAN A. L. & NAINWAL H. C. (2011)** - Hydrogeochemical assessment of groundwater in Naively Basin, Cuddalore District, South India. *Arab. J. Geosci.*, n°4: pp.319–330.
- PROBST J. L. & TARDY Y. (1985)** - Long range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century. *J. Hydr.*, n°94, pp.289-311.
- PY B. (1996)** - Statistique descriptive, Quatrième Édition, *Ed. Economica*, 353 p.

- REMENIERAS G. (1986).** - L'hydrologie de l'ingénieur, 2ème édition, Eyrolles, Paris, 456 p.
- RIAD, S., MANIA, J & BOUCHAOU L. (2006)** : Variabilité hydroclimatique dans les bassins-versants du Haut Atlas de Marrakech (Maroc). *Science et changements planétaires / Sécheresse*. Vol. 17, n°3, pp. 443-6.
- RICHARDS L.A., (1954)** - Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils, *Handbook 60*. U.S. Dept. of Agriculture, Washington, D.C. 160 p.
- RIEHL H., EI-BAKRY M. & MEITIN, J. (1979)** - Nile River discharge. *Mont. W. Rev.* n°107, pp. 1546-1553.
- RIGGS H.C. (1980)** - Characteristics of low-flows. *J. Hydr. Divis., ASCE*, n°106, pp.717-731.
- ROCHE M. (1963)** - Hydrologie de surface. *Ed. Gauthier-Villars*, 430 p.
- ROCHE M., (1986).** - Dictionnaire français d'hydrologie de surface avec équivalents en anglais, espagnol, allemand, *Masson Editeur*, 288 p.
- ROCHEFORT M. (1969)** - Les fleuves, *Ed. Presses Universitaires de France*. Paris. 127 p.
- RODIER J., (1978)** - L'analyse de l'eau : eaux naturelles, eaux résiduaires et eaux de mer. 6^{ème} édition. *Ed. Dunod technique*, Paris, 1125 p.
- ROUABHIA A. & DJABRI L. (2010)**- L'irrigation et le risque de pollution saline : exemple des eaux souterraines de l'aquifère Miocène de la plaine d'El Ma El Abiod. *Larhyss Journal*, n° 08, pp. 55-67.
- ROUABHIA A., FEHDI CH., BAALI F., DJABRI L. & ROUABHI R. (2011)**- Impact of human activities on quality and geochemistry of groundwater in the Merdja area, Tébessa, Algeria. *Envir. Geol*, n° 56, pp. 1259–1268.
- SCHOELLER H. (1964)**- La classification géochimique des eaux. *IASH*, n° 64, pp. 16–24.
- SCHOELLER, M. (1969).** – Les teneurs mensuelles et annuelles en chlore de l'eau de pluie dans le bassin d'Aquitaine. *Ass. int. Hydr. Scientifique, assemblée Helsinki*. pp. 343-350.
- SCHOELLER. H. (1962)**- Les eaux souterraines. *Ed. Masson et Cie*, Paris, 642 p.
- SCHUMM, S.A., (1956).** - Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey, *Geol.Soc.Ame.* vol. 67,pp.597-646.
- SCHWARZ G. (1978)**- Estimating the dimension of a model. *Annal. Statis.*, 6, pp. 461-464.

- SELTZER, P (1946)** – le climat de l'Algérie. *Institut de météorologie et de physique du globe de l'Algérie*. 219p, 53 fig. et 83 cartes.
- SIEGEL S. & CASTELLAN N.J. (1988)** - Nonparametric Statistics for the Behavioral Sciences (2nd Ed.). *McGraw-Hill book Company*, New York. United States of America, 399p.
- SIMLER R. (2007)**- Diagramme “*Logiciel Libre du Laboratoire d'Hydrogéologie*”. Univ. Avignon (France)
- SIVAPALAN, M., TAKEUCHI, K., FRANKS, S. W., GUPTA, V. K., MCDON-NELL, J. J., MENDIONDO, E. M., O'CONNELL, P. E., OKI, T., POMEROY, J. W., SCHERTZER, D., UHLENBROOK, S., & ZEHE, E. (2003)**: IAHS decade on predictions in ungauged basins (PUB), 2003–2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences, *Hydro. Sci. J.*, Vol. 48, n° 6, pp. 867–880.
- SOMAY M. A. & GEMICI U. (2012)**- Groundwater Quality Degradation in the Buyuk Menderes River Coastal Wetland. *W. Air. Soil. Poll.*, n°223, pp. 15–27.
- SRINIVASAMOORTHY K. VIJAYARAGHAVAN, M. VASANTHAVIGAR, R. RAJIVGANDHI, S. CHIDAMBARAM, P. ANANDHAN & R. MANIVANNAN (2010)** - Assessment of groundwater vulnerability in Mettur region, Tamilnadu, India using drastic and GIS techniques. *Arab. J. Geosci.*, n°6, pp. 441-454.
- SRINIVASAMOORTHY K., VIJAYARAGHAVAN K., VASANTHAVIGAR M., RAJIVGANDHI R., CHIDAMBARAM S., ANANDHAN P. & MANIVANNAN R. (2010)** - Assessment of groundwater vulnerability in Mettur region, Tamilnadu, India using drastic and GIS techniques. *Arab. J. Geosci.*, pp. 1215-1228.
- STRAHLER, A.N. (1957)**- Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions of the American Geophysical Union*, vol. 38, pp. 913-920.
- STRAHLER, A.N. (1964)** - Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks, in *Handbook of Applied Hydrology*, Edited by Ven te Chow, McGraw-Hill Book Comp., New York, pp. 439-476.
- STUCKY – ENHYD (2006)** - Etude d'avant-projet détaillé du barrage d'écrêtement de Tabia : Etude hydrologique. 52 p.
- STUMM. W & MORGAN. J.J (1981)** – Aquatic chemistry. 2nd Ed. *John Wiley and Sons*, New York, 796 p.

- STURGES, H. A. (1926).** - The Choice of a Class Interval. *Journal of the American Statistical association.* vol. 21, n°. 153: pp. 65-66.
- SUBRA RAO N. (2006)** - Seasonal variation of groundwater quality in a part of Guntur district. Andhra Pradesh, India. *Environ. Geol.*, n° 49, pp. 413-429.
- SUBYANI, A.M. (2005)** - Hydrochemical identification and salinity problem of ground-water in Wadi Yalamlam basin, Western Saudi Arabia. *J. Arid. Envir.*, n° 60, pp. 53-66.
- SZABOLCS I & DARAB C (1964)** - The influence of irrigation water of high sodium carbonate content of soils. *In: 8th internat. Congr. ISSS, Trans*, vol. 2, pp 803–812.
- TAÏBI R. (2000).** - Essai de régionalisation des débits des cours d'eau de l'Algérie du Nord. *Holding Public de l'eau*, Alger. 15 p. 15 fig., 3 cartes.
- TARDAT-HENRY M. (1984)** -Chimie des eaux. *Ed. Griffon d'argile Inc.*, 1^{ère} éd., Canada, 340 p.
- THÉOPHILE LASM T., KOFFI YAO T., SOLANGE OGA M., KOFFI KOUAME F., JOURDA P., KONAN KOUADIO E. & BAKA D. (2008)** - Analysis of the Physico-Chemical Characteristics of Groundwater in Proterozoic. Land Region of the Tiassale Area (Southern Cote d'Ivoire). *E.J.Pub.*, vol. 20, n°3, pp.526-543.
- THORNTHWAITE, C.W., (1948).** - An approach toward a rational classification of climate: *Geographical Review*, v. 38, p. 55–94.
- TIXERONT, J. & BERKALOFF, E. (1956)** – Méthodes d'étude et d'évaluation de l'érosion en Tunisie (10^{ème} Assemblée UGGI, Rome). *AIHS.* n° 36, pp.172-177.
- TODD, D. (1980).** - Groundwater, *2nd ed.*. Wiley, New York, 535p.
- TURC, L.(1961)** – évaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Ann. Agronomique INRA*, vol. 12 n°1, pp. 13-49.
- VERDEIL P. (1988).** – abaque pour le calcul du déficit d'écoulement en Algérie. *2^{ème} sém. Sc. de la terre*, Alger.
- VOGEL, R.M. & FENNESSEY, N.M. (1994)** - Flow-duration curves I: a new interpretation and confidence intervals. *Journal of Water Resources, Plan and Management*, ASCE vol. 120, n°4 : pp. 485-505.
- WALD, A. & WOLFOWITZ, J. (1943).** - An exact test for randomness in the nonparametric case based on serial correlation. *Annals of mathematical statistics.* n° 14: pp. 378-388.

- WALSH R. P. D. & LAWLER D. (1981)** - Rainfall seasonality: description, spatial patterns and change through time. *Weather*, n°36, pp. 201-208.
- WEN X, WU J, SI J (2008)**. - A GIS-based DRASTIC model for assessing shallow groundwater vulnerability in the Zhangye Basin, northwestern China. *Environ Geol.* vol. 57, n°6: pp.1435–1442.
- WILCOX L. V (1955)** - Classification and Use of Irrigation Water, Washington: *US Department of Agriculture*. Circular, n° 969, 19 p.
- WUNDT, W. (1937)**. - Beziehungen zwischen Mittelwerten von Niederschlag, Abfluss, Verdunstung und Luft-temperatur für die Landflächen der Erde. *Deutsche Wasserwirtschaft* 5/6, 32n°.
- YAHIAOUI A., TOUAÏBIA B., BOUVIER C. & DECHEMI N. (2011)**- Modélisation du régime de crue en Débit – durée – Fréquence du bassin de l'Oued Mekerra dans l'Ouest Algérien. *Rev. Sci. Eau*, vol. 24, n° 2, pp. 103-115.
- YAVJEVITCH V. (1972)**- Stochastic Processes in Hydrology. *W.R.Pub.*, Colorado, USA, 276 p.
- ZIAN A. (2011)** - Hydrologie, Qualité des eaux de surfaces et des sédiments et géochimie des eaux thermales du bassin versant de l'Oued R'dom. *Thèse Doctorat*, Univ. FES, Maroc, 269 p.

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

Fig. 1	Situation du bassin versant de la Haute Mekerra.	17
Fig. 2	Délimitation du bassin versant de la Haute Mekerra.	19
Fig. 3	Schémas du rectangle équivalent du bassin de la Haute Mekerra.	20
Fig. 4	Représentation triédrale du bassin versant de la Haute Mekerra.	20
Fig. 5	Carte des caractéristiques de longueur du bassin de la Haute Mekerra.	22
Fig. 6	Carte hypsométrique du bassin versant de la Haute Mekerra.	23
Fig. 7	Courbe hypsométrique du bassin versant de la Haute Mekerra.	24
Fig. 8	Courbe et diagramme de fréquences altimétriques.	26
Fig. 9	Réseau hydrographique du Bassin versant de la Haute Mekerra.	29
Fig. 10	Rapport de confluence.	31
Fig. 11	Rapport de longueur.	32
Fig. 12	Profil en long d'Oued Mekerra.	33
Fig. 13	Carte des sols du bassin versant de la Haute Mekerra.	34
Fig. 14	Carte d'occupation des sols du bassin versant de la Haute Mekerra.	36
Fig. 15	Carte géologique du bassin versant de la haute Mekerra. (d'après Auclair & Biehler, 1967).	40
Fig. 16	Colonne lithostratigraphique type de la région d'étude.	41
Fig. 17	Vue panoramique de quelques formations géologiques du Jurassique supérieur-Crétacé inférieur.	43
Fig. 18	Variation latérale du membre calcaréo-gréseux (Formation des calcaires de Rémaïlia) à partir des données de forages.	44
Fig. 19	Variation spatio-temporelle de la formation des « Grès de Berthelot » à partir des données de forages.	45
Fig. 20	Vue panoramique de quelques formations géologiques du Crétacé-Pliocène.	46
Fig. 21	Schéma structural des Monts de Tlemcen et de Daïa (d'après Benest, 1982).	48
Fig. 22	Coupes géologiques à travers la région d'étude (d'après Auclair & Biehler, 1967, modifiées).	49
Fig. 23	Log hydro-litostratigraphique synthétique du bassin versant de la Haute Mekerra.	51
Fig. 24	Variation latérale des épaisseurs dans les grès du Barrémien (Formation des Grès de Berthelot).	53
Fig. 25	Coupe hydrogéologique schématique de la nappe de Ras El Ma.	54
Fig. 26	Carte piézométrique des nappes de Ras El Ma et de Mouley Slissen (d'après Hallouche et al, 2017).	55

Fig. 27	Variation latérale des épaisseurs dans les calcaires gréseux de l'Hauterivien (Membre calcaréo-gréseux (Zégla D), formation des calcaires de Rémaïlia).	57
Fig. 28	Coupe hydrogéologique schématique de la nappe de Mouley Slissen.	58
Fig. 29	Courbe de remontée au forage REM1.	60
Fig. 30	Courbe de remontée au forage REM2.	60
Fig. 31	Localisation des stations hydro climatologiques	63
Fig. 32	Diagramme de fonctionnement des stations pluviométriques	64
Fig. 33	Précipitations moyennes annuelles dans le bassin de la Haute Mekerra	69
Fig. 34	Variation du coefficient pluviométrique dans le bassin de la Haute Mekerra	70
Fig. 35	Précipitations moyennes saisonnières du bassin versant de la Haute Mekerra	71
Fig. 36	Précipitations moyennes mensuelles du bassin versant de la Haute Mekerra	72
Fig. 37	Variation spatiale des précipitations mensuelle dans le bassin versant de la Haute Mekerra	73
Fig. 38	Carte des Isohyètes du bassin de la Haute Mekerra	75
Fig. 39	Polygone de Thiessen des précipitations dans le bassin de la Haute Mekerra	76
Fig. 40	Profil pluviométrique dans le bassin de la Haute Mekerra	77
Fig. 41	Pluies moyennes annuelles observées à la station El Haçaïba	78
Fig. 42	Pluies moyennes annuelles à la station El Haçaïba après reconstitution de la série	78
Fig. 43	Répartition des précipitations moyennes mensuelles observées à la station El Haçaïba	80
Fig. 44	Méthode des écarts cumulés à la moyenne appliquée à la station d'El Haçaïba	82
Fig. 45	Ajustement d'une loi Normal aux pluies annuelles d'El Haçaïba	83
Fig. 46	Ajustement de la loi de Gumbel aux pluies journalières observées à la station d'El Haçaïba	84
Fig. 47	Variation spatio-temporelle des températures moyennes mensuelles dans le bassin versant de la Haute Mekerra	86
Fig. 48	Variation de la température moyenne du Bassin versant de la Haute Mekerra	87
Fig. 49	Indice climatique de De Martonne du bassin de la Haute Mekerra	88
Fig. 50	Indices d'aridité mensuels au niveau du bassin de la Haute Mekerra	89
Fig. 51	Diagramme pluvio-thermique de Gaussen	89
Fig. 52	Emplacement des stations du bassin versant de la haute Mekerra sur le climagramme d'Emberger	90
Fig. 53	Evolution mensuelle de l'Etp dans le bassin de la haute Mekerra	93

Fig. 54	Estimation de l'Etr. à partir Abaque de Wundt modifiée par Coutagne.	95
Fig. 55	Estimation du déficit d'écoulement à partir de l'abaque P. Verdeil (1988)	96
Fig. 56	Stations hydrométriques dans le bassin versant de la Haute Mekerra.	99
Fig. 57	Variations temporelles de débits moyens annuels à la station d'El Haçaïba.	101
Fig. 58	Variations temporelles de débits moyens annuels à la station de Sidi Ali Benyoub.	104
Fig. 59	Variations annuelles des écarts à la moyenne des débits de l'Oued Mekerra.	106
Fig. 60	Simple cumul des lames d'eau écoulées dans le bassin de la Haute Mekerra.	107
Fig. 61	Test de double cumul, des lames d'eau écoulées entre les stations El Haçaïba et Sidi Ali Benyoub (Période 1961/62 – 2006/07).	108
Fig. 62	Variations temporelles du coefficient d'hydraulicité aux stations El Haçaïba et de Sidi Ali Benyoub.	110
Fig. 63	Ajustement à une loi log-normale des débits moyens annuels des stations d'El Haçaïba et Sidi Ali Benyoub.	112
Fig. 64	Variations des débits moyens mensuels à la station de Sidi Ali Benyoub.	115
Fig. 65	Variations Mensuels de débits de la Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.	116
Fig. 66	Variation mensuelles des apports liquides de l'oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.	117
Fig. 67	Lames d'eau précipitées et écoulées en amont de la station de Sidi Ali Benyoub	118
Fig. 68	Variation des débits moyens journaliers de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub – Année humide (1951/1952).	119
Fig. 69	Variation des débits moyens journaliers de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub – Année moyenne (1975/1976).	119
Fig. 70	Variation des débits moyens journaliers de l'oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub – Année sèche (1998/1999).	120
Fig. 71	Courbes des débits classés de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.	121
Fig. 72	Débits maxima instantanés de l'Oued Mekerra à la station d'El Haçaïba.	123
Fig. 73	Les débits maxima instantanés (sup. 50 m ³ /s) de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub (1949/50 - 2008/09).	124
Fig. 74	Crue d'octobre 1986 observée à la station de Sidi Ali Benyoub.	126
Fig. 75	Crues consécutives d'une durée de quatre (04) jours enregistrées à la station de Sidi Ali Benyoub du 13 au 16 septembre 1997.	127

Fig. 76	Crues consécutives du 06 au 07 Mai 1950 enregistrées à Sidi Ali Benyoub.	127
Fig. 77	Evolution temporelle des débits de pointe de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.	128
Fig. 78	Evolution temporelle des débits de pointe de l'Oued Mekerra à la station d'El Haçaïba.	129
Fig. 79	Evolution des coefficients de crues aux stations d'El Haçaïba et de Sidi Ali Benyoub.	132
Fig. 80	Histogramme des fréquences des débits maximum annuel à la station d'El Haçaïba.	140
Fig. 81	Histogramme des fréquences des débits maximum annuel à la station de Sidi Ali Benyoub.	140
Fig. 82	Courbes chronologiques des sommes cumulatives de la station d'El Haçaïba.	141
Fig. 83	Courbes chronologiques des sommes cumulatives de la station Sidi Ali Benyoub.	142
Fig. 84	Résultats de comparaison des ajustements par différentes lois des débits maximums annuels de l'Oued Mekerra.	145
Fig. 85	Ajustement graphique de la série des débits maximums annuels à la loi de Weibull. (Stations d'El Haçaïba et de Sidi Ali Benyoub).	147
Fig. 86	Ajustement des débits maximums annuels à la loi Gamma.	148
Fig. 87	Ajustement de la série des débits maximums annuels à la loi Exponentielle.	149
Fig. 88	Ajustement des débits maximums annuels à la loi Pareto généralisée.	151
Fig. 89	Ajustement des débits maximums annuels à la loi Log-Pearson III.	152
Fig. 90	Débits maximums annuels estimés à la station d'El Haçaïba suivant les différentes lois appliquées correspondants à différentes périodes de retours.	153
Fig. 91	Débits maximums annuels estimés à la station de Sidi Ali Benyoub suivant les différentes lois appliquées correspondants à différentes période de retours.	155
Fig. 92	Courbe de débits classés (station de Sidi Ali Benyoub).	157
Fig. 93	Fréquences annuelles des trois phases d'écoulement dans à la station de Sidi Ali Benyoub.	158
Fig. 94	Pourcentage des fréquences annuelles des trois phases à la station de Sidi Ali Benyoub.	158
Fig. 95	Histogramme des fréquences Mensuelles des débits d'étiage à la station de Sidi Ali Benyoub.	161
Fig. 96	Chronologie des sommes cumulatives de la station de Sidi Ali Benyoub.	163
Fig. 97	Résultats de comparaison des ajustements aux différentes lois des débits minimums annuels de la station de Sidi Ali Benyoub.	164

Fig. 98	Ajustement graphique de la série des débits minimums annuels à la loi Pareto généralisée.	165
Fig. 97	Ajustement des débits minimums annuels à la loi Log-Pearson III.	166
Fig. 98	Evolution des quantiles d'étéages estimés par les lois de Pareto et Log Pearson III pour les différentes périodes de retour à la station de Sidi Ali Benyoub.	167
Fig. 99	Réseau de points d'eau échantillonnés dans le bassin de la Haute Mekerra.	171
Fig. 100	Distribution des fréquences du pH.	176
Fig. 101	Variation spatiale du pH des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra.	176
Fig. 102	Variation spatiale de la conductivité électrique.	177
Fig. 103	Variation Temporelle de la conductivité électrique.	178
Fig. 104	Relation entre le TDS (mg/l) et la conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$).	178
Fig. 105	Pourcentage de représentation des cations.	179
Fig. 106	Répartition spatiale du magnésium (mg/l).	180
Fig. 107	Répartition spatiale du calcium (mg/l).	181
Fig. 108	Pourcentage de représentation des anions.	182
Fig. 109	Répartition spatiale des chlorures (mg/l).	183
Fig. 110	Répartition spatiale des bicarbonates (mg/l).	184
Fig. 111	Répartition spatiale des sulfates (mg/l).	185
Fig. 112	Répartition spatiale des nitrates (mg/l).	186
Fig. 113	Représentation des eaux souterraine de la Haute Mekerra sur le Diagramme de Piper.	187
Fig. 114	Diagramme de Schöeller-Berkalof - Faciès chlorurées magnésien.	188
Fig. 115	Diagramme de Schöeller-Berkalof - Faciès chlorurées calcique.	189
Fig. 116	Diagramme de Schöeller-Berkalof - Faciès chlorurées sodique.	189
Fig. 117	Diagramme de Schöeller-Berkalof - Faciès bicarbonaté calcique.	190
Fig. 118	Diagramme de Schöeller-Berkalof - Faciès bicarbonaté magnésien.	191
Fig. 119	Diagramme de Schöeller-Berkalof - Faciès sulfaté magnésien.	191
Fig. 120	Espace des variables de l'ACP (nappe de Ras El Ma).	197
Fig. 121	Espace des individus (nappe de Ras El Ma).	198
Fig. 122	Espace des variables de l'ACP (nappe de Mouley Slissen).	199
Fig. 123	Espace des individus (nappe de Mouley Slissen).	199
Fig. 124	Diagramme Al^{3+} vs pH.	201
Fig. 125	Diagramme de stabilité du fer en fonction du pH – E.	202
Fig. 126	Diagramme Mn vs Fe.	203
Fig. 127	Diagramme Cd vs Mn.	204
Fig. 128	Evolution de l'indice de saturation suivant le profil Sud-Nord.	206
Fig. 129	Diagramme ISC vs ISD des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra.	207

Fig. 130	Corrélation les éléments chimiques majeurs avec la minéralisation totale.	208
Fig. 131	Diagramme Mg^{2+} vs Ca^{2+} .	209
Fig. 132	diagramme de Datta & Tyag.	210
Fig. 133	Diagramme ($Mg^{2+} + Ca^{2+}$) vs HCO_3^- .	211
Fig. 134	Diagramme Ca^{2+} vs HCO_3^- .	211
Fig. 135	Diagramme (Mg^{2+} / Ca^{2+}) vs Cl^- .	212
Fig. 136	Diagramme ($Cl^- + SO_4^{2-}$) vs ($Mg^{2+} + Ca^{2+}$).	213
Fig. 137	Diagramme (SO_4^{2-}) vs (Ca^{2+}).	213
Fig. 138	Diagramme Na^+ vs Cl^- .	214
Fig. 139	Diagramme Ca^+ vs Cl^- .	215
Fig. 140	Diagramme de Gibbs sur les mécanismes contrôlant la chimie des eaux souterraines de la Haute Mekerra.	216
Fig. 141	Equilibre des eaux souterraines de la Haute Mekerra avec les minéraux carbonatés.	217
Fig. 142	Représentation sur le diagramme de Wilcox des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra	221
Fig. 143	Diagramme d'indice de perméabilité des eaux souterraines de la Haute Mekerra.	222
Fig. 144	Représentation sur le diagramme de Richards (Riverside) des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra.	223
Fig. 145	Cycle de l'azote dans le sol.	232
Fig. 146	Evolution spatio-temporelle des nitrates dans le bassin de la Haute Mekerra.	235
Fig. 147	Répartition spatiale des nitrates (mg/l) (Période des hautes eaux).	235
Fig. 148	Evolution des nitrates en fonction de l'oxygène dissout.	236
Fig. 149	Evolution des nitrates en fonction de la profondeur du toit des nappes.	236
Fig. 150	Carte des indices de la profondeur de la nappe de Ras El Ma.	242
Fig. 151	Carte de l'indice de la recharge efficace de la nappe de Ras El Ma.	243
Fig. 152	Carte d'indice de la nature de la zone saturée de la nappe de Ras El Ma.	244
Fig. 153	Carte d'indice sols de la nappe de Ras El Ma.	245
Fig. 154	Carte des pentes dans du bassin versant de la Haute Mekerra	246
Fig. 155	Carte des l'indices topographiques de la nappe de Ras El Ma.	247
Fig. 156	Carte d'indices de la zone vadose de la nappe de Ras El Ma.	248
Fig. 157	Carte des l'indices de perméabilité de la nappe de Ras El Ma.	249
Fig. 158	Carte de vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines de la nappe de Ras El Ma selon la méthode DRASTIC.	250
Fig. 159	Evolution spatiale des teneurs en nitrates des eaux souterraines de la nappe de Ras El Ma.	251

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 1	Valeurs des angles des trièdres du bassin versant de la Haute Mekerra.	21
Tabl. 2	Répartition hypsométrique du bassin versant de la Haute Mekerra.	24
Tabl. 3	Classification ORSTOM du relief à partir de l'indice de pente globale.	28
Tab. 4	Classification des reliefs d'après l'ORSTOM.	28
Tabl. 5	Rapports caractéristiques du réseau hydrographique du BV de la Haute Mekerra.	30
Tabl. 6	Occupation des sols dans le bassin de la Haute Mekerra.	36
Tabl. 7	Caractéristiques physiographiques du bassin versant de l'Oued Mekerra.	37
Tabl. 8	Caractéristiques des stations pluviométriques.	64
Tabl. 9	Résultats du test de Fisher appliqué aux séries pluviométriques	66
Tabl. 10	Résultats du test de Fisher après correction appliqué sur la série pluviométrique (station de Taouzizine).	67
Tabl. 11	Matrice de corrélations des pluies annuelles.	68
Tabl. 12	Pluies moyennes annuelles observées et reconstituées.	68
Tabl. 13	Variations mensuelles des précipitations dans le bassin versant de la Haute Mekerra	72
Tabl. 14	Estimation des précipitations moyennes par la méthode des isohyètes.	74
Tabl. 15	Estimation des précipitations par la méthode de Thiessen.	76
Tabl. 16	Evaluation des précipitations par la méthode de la variation altimétrique.	78
Tabl. 17	Estimation de la lame d'eau moyenne précipitée par les quatre méthodes.	78
Tabl. 18	Répartition mensuelle de la pluie moyenne annuelle observée à la station El Haçaïba.	80
Tabl. 19	Répartition mensuelle de la pluie moyenne annuelle du bassin versant à la station de Sidi Ali Benyoub	81
Tabl. 20	Paramètres statistiques de la série pluviométrique d'El Haçaïba.	82
Tabl. 21	Pluies annuelles fréquentielles à la station El Haçaïba.	83
Tabl. 22	Pluies fréquentielle et intensité maximale de durée de retour.	84
Tabl. 23	Températures moyennes mensuelles et annuelles dans la Haute Mekerra.	85
Tabl. 24	Températures moyennes mensuelles à l'échelle de la Haute Mekerra.	86
Tabl. 25	Valeur de l'indice d'aridité mensuelle.	88
Tabl. 26	Quotient pluvio-thermique des stations étudiées.	90

Tabl. 27	Evaporation moyenne mensuelle à la station de Sidi Bel Abbés	91
Tabl. 28	Evapotranspiration potentielle (en mm) calculée par la méthode de Thornthwaite.	93
Tabl. 29	Estimation de l'évapotranspiration réelle par la méthode de Thornthwaite.	97
Tabl. 30	Estimation de l'évapotranspiration réelle moyenne.	97
Tabl. 31	Caractéristiques des stations hydrométriques.	100
Tabl. 32	Débits moyens et apports moyens annuels à la station d'El Haçaïba.	102
Tabl. 33	Débits moyens et apports moyens annuels à la station de Sidi Ali Benyoub.	103
Tabl. 34	Irrégularité interannuelle des débits moyens annuels à la station d'El Haçaïba et de Sidi Ali Benyoub.	105
Tabl. 35	Coefficients d'hydraulicité aux stations El Haçaïba et Sidi Ali Benyoub.	109
Tabl. 36	Valeurs caractéristiques des débits moyens annuels dans le bassin de la Haute Mekerra.	110
Tabl. 37	Adéquation de la loi Log-normale par le test de khi 2.	111
Tabl. 38	Bilan hydrologique du bassin versant de la Haute Mekerra.	114
Tabl. 39	Répartition des débits mensuels à la station de Sidi Ali Benyoub.	114
Tabl. 40	Coefficients mensuels de débit à la station de Sidi Ali Benyoub.	115
Tabl. 41	Répartition des apports (Mm ³) mensuels de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.	116
Tabl. 42	Débit et précipitation mensuels moyens à la station de Sidi Ali Benyoub.	117
Tabl. 43	Débits caractéristique de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.	120
Tabl. 44	Débits maxima instantanées de l'Oued Mekerra à la station El Haçaïba.	124
Tabl. 45	Débits maxima instantanées à la station Sidi Ali Benyoub.	125
Tabl. 46	Fréquence de des débits de maximum annuel observés aux stations de Sidi Ali Benyoub (1949/50 - 2008/09) et d'El Haçaïba (1968/2007).	126
Tabl. 47	Coefficient de crue à la Station d'El Haçaïba période 1968 / 2007.	130
Tabl. 48	Coefficient de crue de la Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub (période 1949/50 - 2008/09).	131
Tabl. 49	Test de Kendall appliqué aux séries de débits maximums annuels.	135
Tabl. 50	Test de Wald-Wolfowitz appliqué aux séries de débits maximums annuels.	136
Tabl. 51	Test de Wilcoxon appliqué aux séries de débits maximums annuels de l'Oued Mekerra.	138
Tabl. 52	Statistique de base pour les stations d'El Haçaïba et de Sidi Ali Benyoub.	139

Tabl. 53	Tableau comparatif des résultats des lois les mieux adaptées pour l'ajustement des séries de débits maximums annuels de l'Oued Mekerra.	144
Tabl. 54	Résultat du test d'adéquation de l'ajustement à la loi de Weibull (Méthode des moments).	146
Tabl. 55	Résultat du test d'adéquation de l'ajustement à la loi Gamma (Maximum de vraisemblance).	147
Tabl. 56	Résultat du test d'adéquation de l'ajustement à la loi Exponentielle (Maximum de vraisemblance).	148
Tabl. 57	Résultat du test d'adéquation de l'ajustement à la loi Pareto généralisée (Méthode des moments).	150
Tabl. 58	Résultat du test d'adéquation de l'ajustement à la loi Log-Pearson III.	152
Tabl. 59	Estimation des quantiles de crues par les trois lois (Gamma, Weibull, Pareto et Exponentielle) – Station El Haçaïba.	154
Tabl. 60	Estimation des Quantiles de crues par les trois lois (Weibull, Gamma, Exponentielle et Log-Pearson III) – Station Sidi Ali Benyoub.	155
Tabl. 61	Résultat du test de Kendall appliqué aux séries de débits minimums de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.	159
Tabl. 62	Test de Wald-Wolfowitz appliqué aux séries de débits minimums de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.	160
Tabl. 63	Test de Wilcoxon appliqué aux séries de débits minimums de l'Oued Mekerra à la station de Sidi Ali Benyoub.	160
Tabl. 64	Statistique de base de la série d'étiage à la station de Sidi Ali Benyoub.	161
Tabl. 65	Test d'adéquation de l'ajustement des débits minimums annuels à la loi Pareto généralisée (Méthode des moments).	165
Tabl. 66	Résultat du test d'adéquation de l'ajustement des débits minimums annuels à la loi Log-Pearson III (Méthode des moments (BOB), base10).	166
Tabl. 67	Résultats des débits d'étiage estimés pour les différentes périodes de retour.	167
Tabl. 68	Valeurs de d'après R.A.Fischer (d'après Tardat & Henry, 1984).	173
Tabl. 69	Précision des appareils de mesures (A.D.E de Sidi Bel Abbès, 2012).	174
Tabl. 70	Statistiques élémentaires des résultats d'analyses physico – chimiques des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra.	175
Tabl. 71	Statistiques élémentaires de résultats d'analyses chimiques des eaux souterraines du bassin versant de la Haute Mekerra.	179
Tabl. 72	Faciès chloruré.	188
Tabl. 73	Faciès bicarbonaté.	190
Tabl. 74	Faciès sulfaté.	191
Tabl. 75	Résultats de la statistique élémentaire.	194
Tabl. 76	Matrice de corrélation pour les eaux de la nappe de Ras El Ma.	195
Tabl. 77	Matrice de corrélation pour les eaux de la nappe de Mouley Slissen.	195

Tabl. 78	Valeur propre à chaque axe et sa contribution.	196
Tabl. 79	Corrélations entre les variables et les facteurs.	196
Tabl. 80	Concentration des éléments en traces.	200
Tabl. 81	Indices de saturation des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra.	206
Tabl. 82	Indices d'échange de base des eaux souterraines de la Haute Mekerra.	216
Tabl. 83	Qualité chimique des eaux souterraines du bassin de la Haute Mekerra.	218
Tabl. 84	Paramètres de qualité des eaux d'irrigation du bassin de la Haute Mekerra.	220
Tabl. 85	Concentrations des éléments polluants dans les eaux souterraines.	228
Tabl. 86	Volume annuel d'eaux usées produit dans le bassin de la Haute Mekerra.	229
Tabl. 87	Résultats d'analyse des eaux usées rejetées dans l'Oued Mekerra.	229
Tabl. 88	Apport estimé en nitrates à partir des eaux usées.	230
Tabl. 89	Teneurs en composés azotés dans les eaux souterraines de la Haute Mekerra.	232
Tabl. 90	Quantité d'azote produite par élevage.	233
Tabl. 91	Poids des paramètres DRASTIC (d'après Aller et al., 1987)	238
Tabl. 92	Notations accordées aux paramètres DRASTIC.	239
Tabl. 93	Classification des indices DRASTIC (d'après Aller et al., 1987).	240
Tabl. 94	Critères d'évaluation de la vulnérabilité dans la méthode DRASTIC (d'après Engel et al. 1996).	240
Tabl. 95	Pondération du paramètre de la profondeur pour la nappe Ras El Ma.	241
Tabl. 96	Pondération du paramètre de la recharge pour la nappe Ras El Ma.	242
Tabl. 97	Paramètre de la nature de la zone saturée pour la nappe Ras El Ma.	244
Tabl. 98	Pondération de l'indice du sol du bassin versant de la haute Mekerra.	245
Tabl. 99	Notation et pondération du facteur de la pente.	247
Tabl. 100	Notation et pondération de la zone vadose de la nappe de Ras El Ma.	248
Tabl. 101	Notation et pondération de la perméabilité de la nappe de Ras El Ma.	249

Geochemical and qualitative assessment of groundwater of the High Mekerra watershed, NW Algeria

Bachir Hallouche¹ · Abbas Marok² · Lahcen Benaabidate³ · Yagoubia Berrahal⁴ · Fatiha Hadji¹

Received: 15 June 2016 / Accepted: 20 April 2017
© Springer-Verlag Berlin Heidelberg 2017

Abstract Groundwater constitutes the main source of water supply in the High Mekerra watershed of north-western Algeria. This resource is currently under heavy pressures to meet the growing needs of drinking water and irrigation. This study assesses the geochemical characteristics of groundwater of the High Mekerra watershed at 21 points distributed across the two main aquifers (Ras El Ma and Mouley Slissen) in the region. Hydrochemical facies of Ras El Ma groundwater are dominantly MgCl and CaCl type, while those of Mouley Slissen groundwater are of CaHCO₃ type. Principal component analysis shows a strong correlation between groundwater mineralization and Ca²⁺, Na⁺, Cl⁻ and SO₄²⁻ ions stemming from the dissolution of carbonates, gypsum and anhydrite.

Groundwater mineralization evolves from south to north. Geochemical modeling shows that the High Mekerra groundwater is saturated with respect to calcite and dolomite and undersaturated with respect to gypsum and anhydrite. Nitrate concentrations that exceed the WHO standard (50 mg L⁻¹) at several points are linked to the agro-pastoral activities in this region.

Keywords High Mekerra · Geochemistry · Groundwater · Mineralization · Nitrate

Introduction

Groundwater is one of the primary sources of water for human consumption and agricultural uses in Sidi Bel Abbes. Determination of its physical and chemical quality is essential for assessing its suitability for various purposes like drinking and agricultural uses (Manjusree et al. 2009). Changes in groundwater quality are due to rock–water interaction and oxidation–reduction reactions during the percolation of water through the aquifers (Krishna Kumar et al. 2009).

A number of studies on surface water and groundwater quality with respect to drinking and irrigation purposes have been carried out in the different parts of the north of Algeria (i.e., Fehdi et al. 2009; Maoui et al. 2010; Belkhiri and Mouni 2012; Rouabhia et al. 2011, 2012; Touhari et al. 2014).

The High Mekerra watershed, which is the aim of this work, has been the subject of few hydrological reports done by the Hydraulic Agency of Water Resources for water supply. These reports concern some localized studies conducted for some boreholes realizations.

The present work gives a contribution to the evaluation of groundwater quality for drinking and irrigation purposes.

✉ Abbas Marok
a_marok@yahoo.fr
Bachir Hallouche
hallouche_udl@yahoo.fr
Lahcen Benaabidate
benaabidate@yahoo.fr
Yagoubia Berrahal
br_belaggoun@yahoo.fr
Fatiha Hadji
fm_hachemi@yahoo.fr

¹ Department of Civil Engineering, University of Djillali Liabes, P.O. Box 89, Sidi Bel Abbes, Algeria
² Department of Earth and Universe Sciences, University of Tlemcen, P.O. Box 119, Tlemcen, Algeria
³ Laboratory of Georesources and Environment, Faculty of Sciences and Technology, P.O. Box 2202, Fez 30000, Morocco
⁴ Department of Chemistry, University of Djillali Liabes, P.O. Box 89, Sidi Bel Abbes, Algeria

The High Mekerra watershed lies in the southern part of Sidi Bel Abbès Province in northwestern Algeria (Fig. 1). This elongated, SW–NE-oriented basin covers an area of 1890 km². Its hydrographic network is highly developed (drainage density $Dd = 3.7 \text{ km}^2/\text{km}^2$), but often represented by temporary water courses (Hallouche 2007; Hallouche et al. 2010). The range of elevations in the basin is between 652 and 1714 m. Temperatures for the recorded period (1913–2007) range from 17 to 35 °C in the Ras el Ma uphill station and station (average: 26 °C) and

15–32 °C (Average: 23.5 °C) in Sidi Ali Benyoub area where the weather station is situated in the basin outlet. The High Mekerra watershed is characterized by an average annual rainfall value of 281 mm at Ras el Ma and 395 mm at Sidi Ali Benyoub. The rainy months are March and April at Ras el Ma and December and January at Sidi Ali Benyoub (Fig. 2a, b). The climate is semiarid and characterized by irregular rainfall (annual totals about 250–300 mm) and an annual average temperature of 15.32 °C. Springs are wet seasons with 34 and 35% of the

Fig. 1 Location of the High Mekerra basin

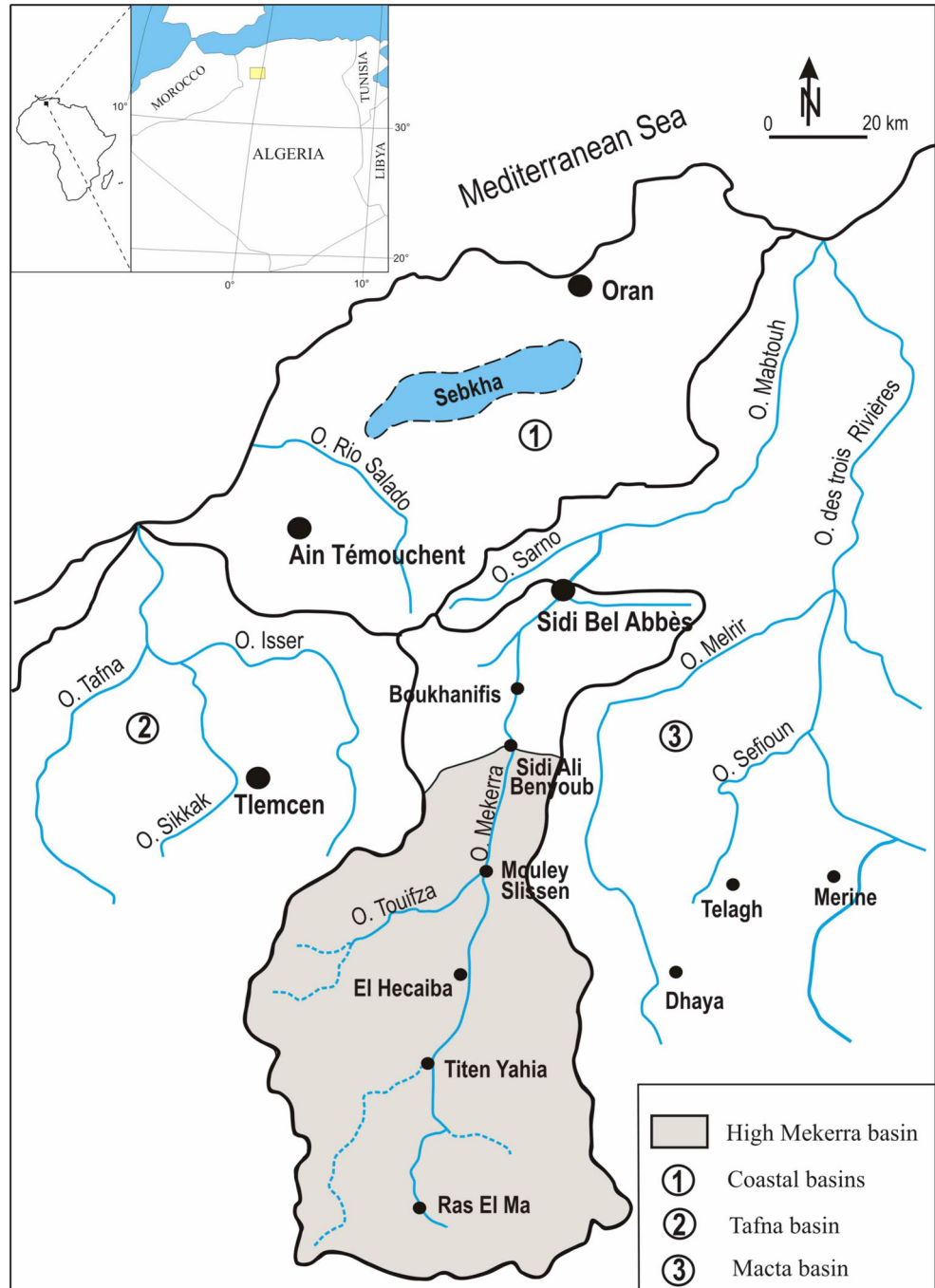
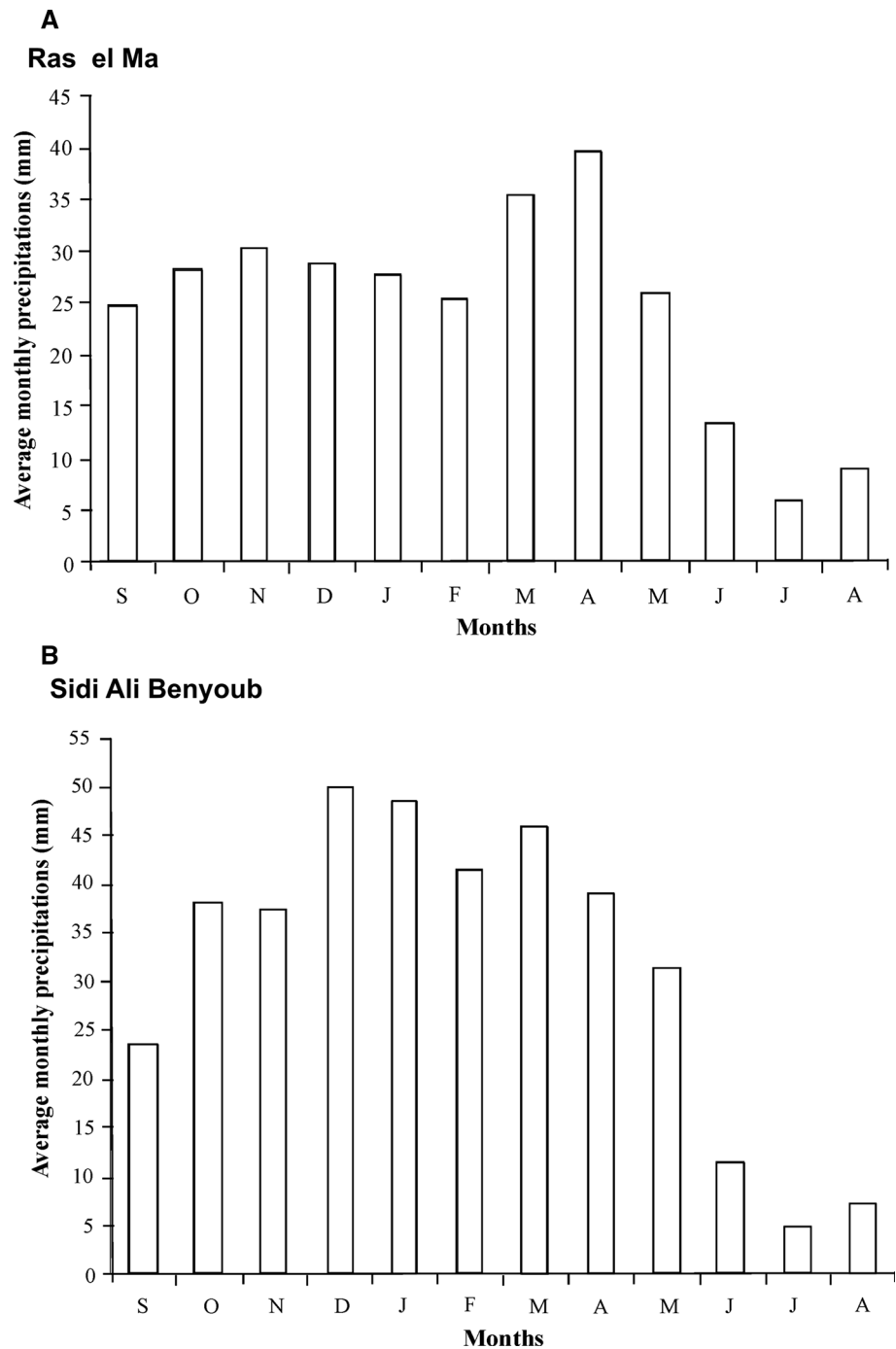


Fig. 2 Average monthly precipitation of **a** Ras el Ma and **b** Sidi Ali Benyoub (1942–2010)

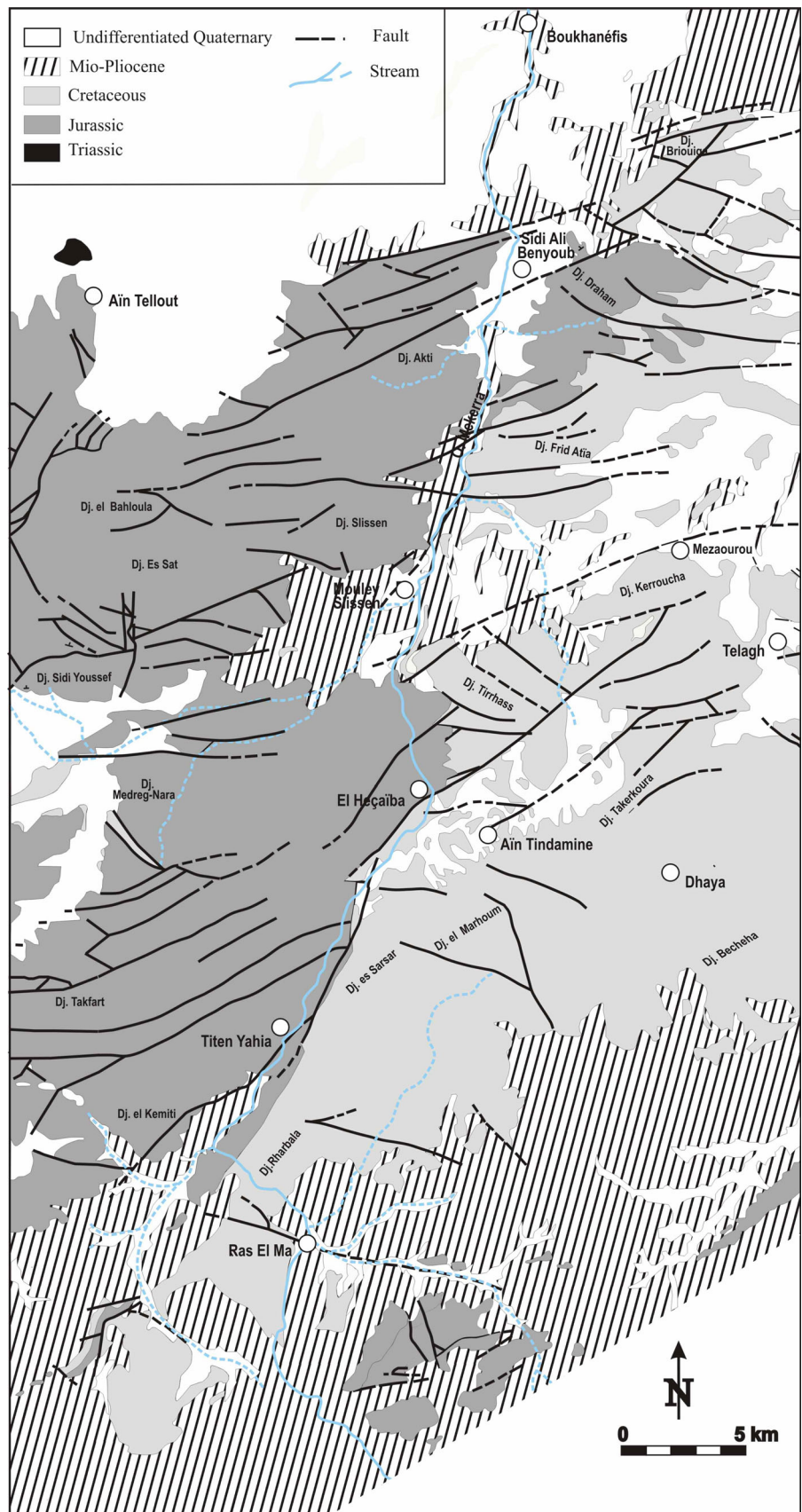


total annual rainfall for Ras el Ma and Sidi Ali Benyoub, respectively. Dry seasons are summers and represent 9% of the total annual rainfall. Runoff is of 19.82 mm/year and infiltration is of 9.28 mm/year. Urban, agricultural (pasture vs. cropland) and forested lands represent 0.8, 77 and 21.2% from the watershed surface, respectively.

In the High Mekerra watershed, groundwater volume is of 10.75 Hm³. Drinking and current irrigation water requirements are of 2.6 and 4 Hm³/year, respectively.

Geologically the study area is characterized by Cretaceous to Quaternary deposits (Fig. 3). These are largely represented by claystones, sandstones and carbonates. Structurally, the study area is on the northern edge of the Highlands geologic Province. It is characterized by brittle tectonics represented by vertical, SW–NE-oriented faults that form horsts and grabens. Low-lying areas are covered with recent alluvium or Pliocene conglomerate (Auclair and Biehler 1967).

Fig. 3 Geological map of the study area



During the last decade, several boreholes have been drilled in the High Mekerra watershed to provide the population with drinking water. The present work intends to evaluate the hydrogeochemical characteristics of the Hauterivian and Barremian aquifers, their spatial variability and their quality for human consumption and irrigation.

Hydrogeological setting

The study area is characterized by two main unconfined aquifers showing the following lithostratigraphic features (Fig. 4). The Mouley Slissen aquifer (Hauterivian), situated in the north part of the watershed, is represented by alternating oolitic limestone and sandstone (Zegla D member, Remaïlia limestone formation). This formation rests on the marly, impermeable Zegla C sub-member of Valanginian age (Auclair and Biehler 1967). Pinchouts of sandstone are associated with springs along the contact between the Zegla D and Zegla C in the Tafna watershed to the west. The Ras el Ma aquifer (Barremian) lays in the south part of the basin and occupies the Berthelot sandstone formation, which contains clayey interbeds and, usually, a carbonate horizon in its upper part. This formation outcrops extensively in this region and its thickness can reach 400–450 m. Mezaourou and Telagh springs around Tighalimet (in the Macta watershed to the east (Fig. 3) are related to the lower Berthelot sandstone and possibly to the Zegla D member. The clayey interbeds form local confining units. Deposits of Quaternary age (silt containing sometimes debris and pebbles) are common in most of the depressions (Fig. 3) and may locally have good permeability. The groundwater flow in the watershed is in the direction of the axis of the main water course (Fig. 4). Calculated hydraulic gradient varies from 5 to 13 ‰ and 2‰ to 6 ‰ for Ras el Ma and Mouley Slissen, respectively.

Materials and methods

To determine the chemical characteristics of groundwater in the High Mekerra watershed, 21 samples were collected during pumping in polyethylene bottles from Ras el Ma and Mouley Slissen aquifers (Fig. 4) during March–April 2012 and stored at 4 °C.

pH, electrical conductivity (EC), TDS and dissolved oxygen (DO) were measured on field using a calibrated multiparameter set (Hach type senIon 156). Chemical analyses of some solutes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , NH_4^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- and NO_2^-) were conducted in the regional Algerian water laboratory of Sidi Bel Abbes. Sodium and potassium were measured in the analysis

center of Sidi Bel Abbes University. The analytical methods used were complexometry for Ca^{2+} and Mg^{2+} ; colorimetry for Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , NO_2^- and NH_4^+ ; atomic absorption spectrophotometry for Fe^{2+} and Mn^{2+} ; and flame spectrophotometry for Na^+ and K^+ .

The accuracy of the analyses was estimated for major ions using the electrical balance (e.b.) (Appelo and Postma 2005). Its values range from -5.51 to 4.96 and are generally (except three values) within the limits of $\pm 5\%$ according to Freeze and Cherry (1979).

Results and discussion

Geochemical analysis

Table 1 shows the chemical characteristics of groundwater in the High Mekerra watershed. Temperature values of almost all sampling points are less than 20 °C, with Aïn Mekhareg and Aïn Skhouna at 22 and 25 °C, respectively. pH values range between 6.88 and 7.98, with an average of 7.22, indicating low alkalinity. Electrical conductivity (EC) values vary between 685 and 2240 $\mu\text{S cm}^{-1}$. Generally, EC increases along the inferred flow paths in the Ras el Ma and Mouley Slissen aquifers, which is consistent with mineral dissolution. Total dissolved solids (TDS) values vary between 333 and 1860 mg L^{-1} , with an average of 656 mg L^{-1} . Average TDS is lower in Ras el Ma groundwater (488 mg L^{-1}) where the host formation is constituted essentially of sandstones than in the Mouley Slissen carbonaceous aquifer (796 mg L^{-1}).

Hydrochemical facies of groundwater samples were determined with the Piper diagram using the Diagram Software of the Hydrogeology Laboratory of Avignon (Simler 2007)(Fig. 5). Chloride is the dominant anion in 62% of samples. The main facies is Mg–Cl, which characterizes, Ras el Ma groundwater; Ca–Cl is a subordinate facies. Bicarbonate is the dominant anion in 29% of samples. The main bicarbonate facies is Ca– HCO_3 , which is typical of Mouley Slissen groundwater; Mg– HCO_3 is a subordinate facies.

Geochemical modeling was performed using the sample temperature or the default value of 25 °C using the PHREEQC.v. 2 software (Parkhurst and Appelo 1999). This program allows the calculation of solute speciation and thermodynamic conditions relative to major mineral phases present in the aquifer. Mineral reactions (dissolution or precipitation) are limited by the saturation indices for each mineral (Deutsch 1997). The saturation index (SI) of dissolved minerals in water was calculated as follows:

$$\text{SI} = \text{Log} \frac{\text{IAP}}{K}$$

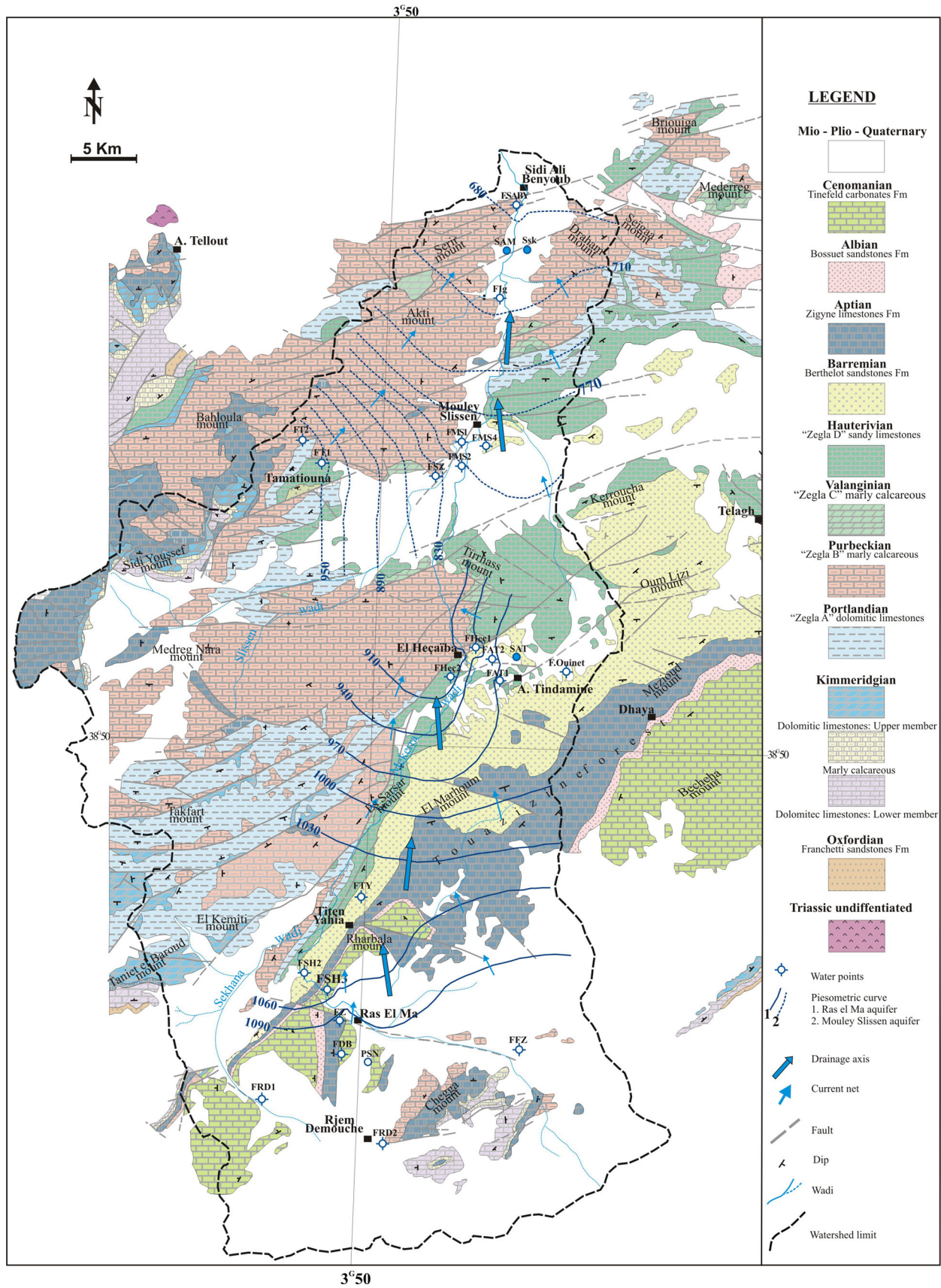


Fig. 4 Hydrogeological map and sampling point locations

Table 1 Physical and chemical parameters of groundwater in the High Mekerra watershed

Samples	Geographical coordinates (WGS84)		EC ($\mu\text{S cm}^{-1}$)	pH	T° (°C)	TH (°F)	TDS (mg L ⁻¹)	Ca ²⁺ (mg L ⁻¹)	Mg ²⁺ (mg L ⁻¹)	Na ⁺ (mg L ⁻¹)	K ⁺ (mg L ⁻¹)	Cl ⁻ (mg L ⁻¹)	SO ₄ ²⁻ (mg L ⁻¹)	HCO ₃ ⁻ (mg L ⁻¹)	NO ₃ ⁻ (mg L ⁻¹)	NH ₄ ⁺ (mg L ⁻¹)
	X	Y														
<i>Ras el Ma aquifer</i>																
P. SN	-0.80751	34.47621	886	7.61	11	39	434	47	87.48	32.2	2.35	150.66	82.13	220.86	24.8	0.39
F.DB	-0.82447	34.47796	685	7.27	13	23	333	36	63.67	24.15	1.56	103.87	98.94	200.11	27.9	0.46
F. FZ	-0.70355	34.48296	763	7.44	16	20	372	72	38.03	25.07	3.91	95.01	62.92	164.13	71.3	0.99
F. Z	-0.82933	34.4871	756	7.12	16	21	369	38	47.26	112.93	2.35	198.87	57.64	286.14	22.94	0.35
F. SH3	-0.83435	34.5197	770	7.31	17	34	375	32	63.18	35.42	3.91	130.1	60.52	209.87	47.12	0.5
F. SH2	-0.84763	34.52661	1237	6.91	13	53	611	46	100.85	70.15	5.08	220.14	75.41	270.27	42.16	0.48
F. TY	-0.81957	34.55812	1432	7.19	16	41	710	90	101.09	57.73	4.69	166.97	309.79	305.05	17.98	0.5
F.Ouinet	-0.6823	34.69069	1200	7.25	14	59	1035	129	65.97	71.07	5.08	210.93	252.16	244.04	19.22	0.06
F. ATI	-0.72599	34.69078	1120	7.66	17	30	552	58	76.91	70.84	5.47	168.03	148.41	236.72	13.02	0.24
F. AT2	-0.75786	34.69527	1348	7.53	19	39	667	86	44.47	53.59	4.3	137.9	131.12	283.7	11.16	0.02
S. AT	-0.71906	34.70235	933	7.29	12	21	457	58	68.65	36.8	35.19	180.8	138.33	219.03	37.82	0.11
Min			685	6.91	11	20	333	32	38.03	24.15	1.56	95.01	57.64	164.13	11.16	0.02
Max			1432	7.66	19	59	1035	129	101.1	112.9	35.2	220.1	309.8	305.1	71.3	1.0
Average			1011.8	7.3	14.9	34.5	537.7	62.9	68.9	53.6	6.7	160.3	128.9	240.0	30.5	0.4
SD 265.0				0.2	2.5	13.2	210.0	29.3	21.3	26.8	9.5	41.4	82.7	42.7	17.9	0.3
<i>Mouly Slissen aquifer</i>																
F. SZ	-0.77776	34.80204	1102	7.13	18	32.5	542	70	83.84	59.8	3.13	159.53	168.11	357.52	45.26	0.35
F. MS2	-0.76142	34.80342	1813	7.12	12	40	907	104	76.55	119.6	4.69	300.62	254.56	267.22	26.04	0.46
F. TI	-0.85957	34.80952	1715	7.3	17	46.5	856	131	85.66	119.14	5.08	228.3	365.03	336.78	83.7	0.35
F. MSI	-0.76091	34.81697	1794	7.01	19	49	897	109	102.06	93.38	2.74	319.05	288.18	274.55	37.2	0.26
F. MS4	-0.75655	34.81755	1480	7.2	17	87	918	188	98.05	106.03	3.91	333.94	304.99	336.17	45.88	0.06
F. T2	-0.87223	34.82358	2240	7.09	18	96	1860	269	70.96	112.93	3.91	354.15	320.84	422.19	68.82	0.4
F.lg2	-0.7635	34.9026	1228	6.88	19	29	606	120	63.06	74.75	1.17	159.88	146.01	347.15	29.14	0.26
F.SABY1	-0.73835	34.90333	867	7	20	49	472	104	56.5	38.87	1.56	123.01	71.56	334.94	19.22	0.09
S.AM	-0.73058	34.92918	739	6.91	22	21	360	98	38.27	24.15	1.17	99.97	46.59	350.2	24.18	0.02
S. SK	-0.71763	34.931	924	7.03	25	23	453	109	55.65	45.54	2.35	158.11	124.88	376.43	6.82	0.17
Min			739	6.88	12	21	360	70.0	38.27	24.15	1.17	99.97	46.59	267.22	6.82	0.02
Max			2240	7.3	25	96	1860	269.0	102.06	119.6	5.08	354.2	365.03	422.19	83.7	0.46
Average			1390.2	7.1	18.7	47.3	787.1	130.2	73.1	79.4	3.0	223.7	209.1	340.3	38.6	0.2
SD			494.6	0.1	3.4	25.5	432.8	57.4	20.1	35.7	1.4	95.5	111.8	44.9	23.3	0.2
WHO standards			2000	6.5–8.5		200	1000	100	50	150	12	250	250	250	50	/

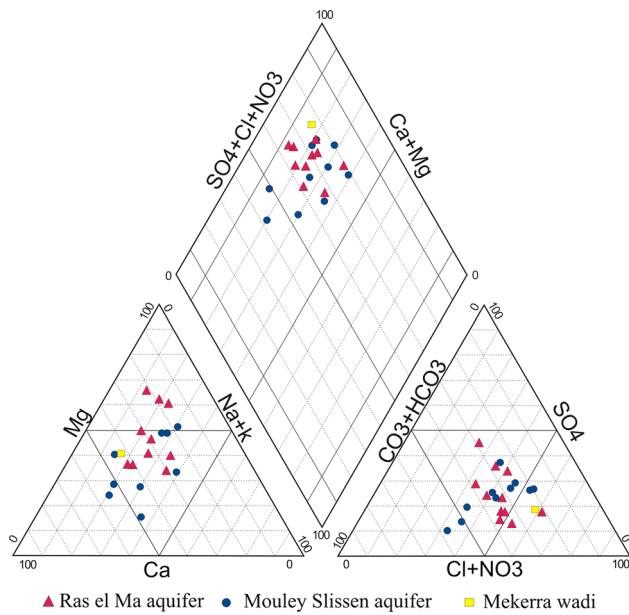
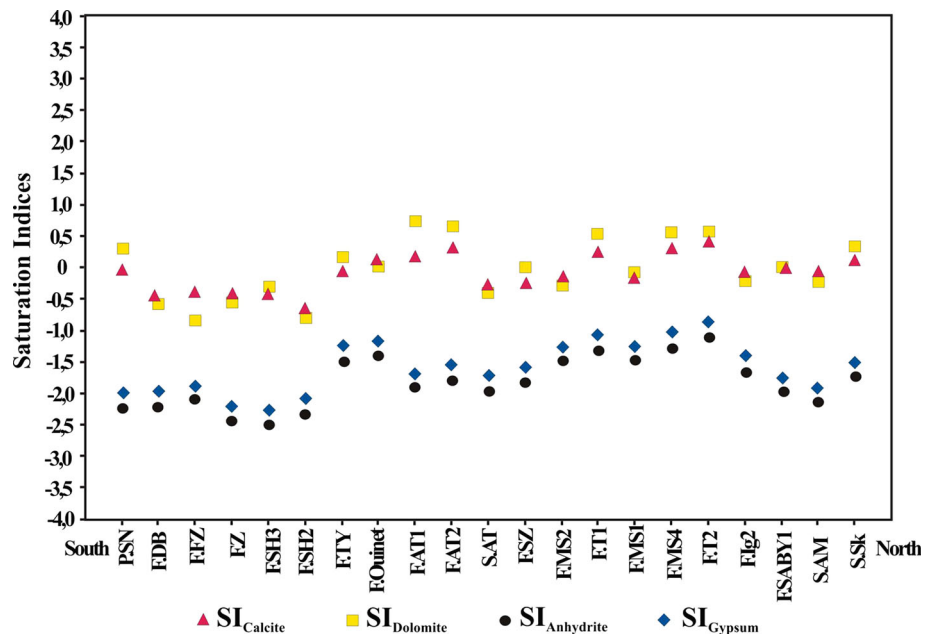


Fig. 5 Piper diagram of the study area

where IAP is the ion activity product and K is the solubility product of the mineral. A saturation index of zero indicates equilibrium between water and a mineral. When a solution is undersaturated ($SI < 0$) with respect to a mineral, it means that the mineral tends to dissolve, whereas if it is supersaturated ($SI > 0$), the mineral tends to precipitate (Subyani 2005; Cidu et al. 2009). Groundwater in the High Mekerra watershed is generally in equilibrium with respect to calcite and dolomite ($-0.5 \leq SI \leq 0.5$) and is undersaturated with anhydrite and gypsum ($SI < -1.0$) (Fig. 6).

Fig. 6 SI evolution along the south–north profile



Bivariate plots of major anions provide additional information about processes that control groundwater chemistry. The plot (Fig. 7a) of alkaline earth ions ($Mg^{2+} + Ca^{2+}$) versus HCO_3^- shows that the majority of samples scatter along a 1:1 line, indicating that these solutes are primarily contributed by carbonate (calcite and dolomite) dissolution. The Ca^{2+} versus HCO_3^- diagram (Fig. 7b) confirms the tendency for carbonate dissolution except for boreholes FMS4 and FT2, which show an excess of Ca^{2+} that is probably a result of gypsum dissolution. The Ca^{2+}/Mg^{2+} ratio is an indicator of calcite dissolution in groundwater (Mayo and Loucks 1995). Generally, the Ca^{2+}/Mg^{2+} ratio (meq L^{-1}) of groundwater in sedimentary rocks is >1 ; this is due to Ca^{2+} predominance in this type of rock, including water movement in gypsiferous formations (Schoeller 1964). Ca^{2+}/Mg^{2+} values <1 indicate Mg^{2+} contribution from dolomite and dolomitic limestone. Ca^{2+}/Mg^{2+} values in the High Mekerra groundwater are generally lower than 2.

The excess of $(Cl^- + SO_4^{2-})$ with respect to $(Mg^{2+} + Ca^{2+})$ in some water samples, particularly those of Mouley Slissen groundwater, indicates the contribution of different sources of Cl^- and SO_4^{2-} (Fig. 8a). The lithology of aquifers containing anhydrite and gypsum (as indicated by gypsiferous layers intersected by the FMS3 and FT2 boreholes) suggests the origin of Cl^- and SO_4^{2-} . Samples that fall along the 1:1 line on the SO_4^{2-} versus Ca^{2+} diagram (Fig. 8b) are likely to be influenced strongly by gypsum or anhydrite dissolution, whereas those with excess Ca^{2+} relative to SO_4^{2-} are likely to be influenced strongly by carbonate dissolution. Calculated Na^+/Cl^- values range between 0.31 and 0.88 showing an excess of

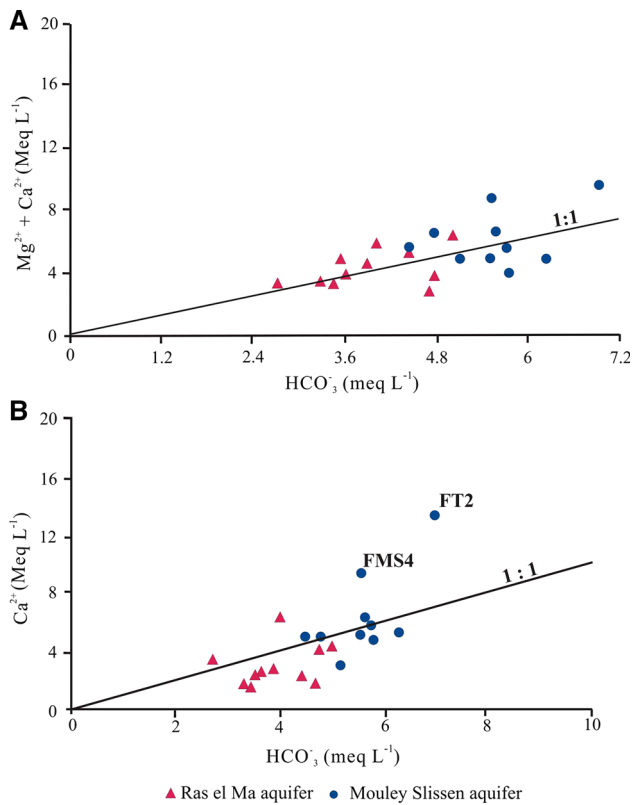


Fig. 7 a ($Mg^{2+} + Ca^{2+}$) versus HCO_3^- diagram and b Ca^{2+} versus HCO_3^- diagram for groundwater in the High Mekerra basin

chloride relative to the sodium ion. Similarly, values of the base exchange index calculated by the equation $[Cl^- - (Na^+ + K^+) / Cl^-]$ (in $meq L^{-1}$) are all greater than zero (0.11 and 0.66). This indicates that groundwater exchanges the Na^+ and K^+ against Ca^{2+} and Mg^{2+} ions of the hosting formations, and this could explain the chloride excess in the two aquifers.

Mechanisms controlling groundwater chemistry

According to Gibbs (1970), the evaporation rate, chemical composition of rocks and rainwater chemistry play important roles in controlling groundwater chemistry. Figure 9 suggests that groundwater chemistry of the High Mekerra watershed is linked to rock dissolution and evaporation, which can be enhanced by the semiaridity of the region.

To evaluate the mechanisms of mineralization of groundwater in the High Mekerra, principal component analysis (PCA) of chemical data was conducted using XLSTAT software (Addinsoft, demo version). This method allows simultaneous comparison of all the parameters and quantification of the relationships among them. PCA was performed with eleven variables (EC, TDS, Ca^{2+} , Mg^{2+} , $Na^+ + K^+$, Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- and NH_4^+) for 21

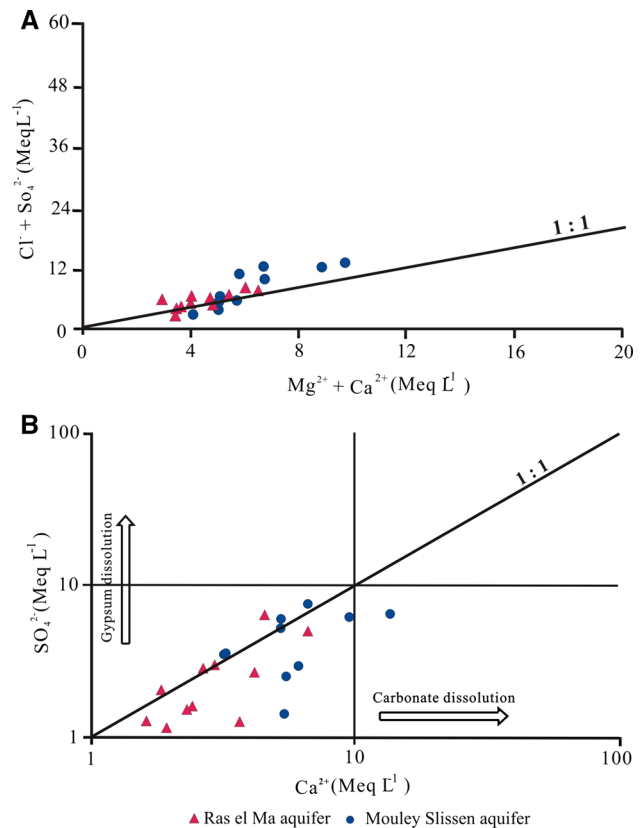


Fig. 8 a (Mg^{2+} / Ca^{2+}) versus Cl^- diagram and b SO_4^{2-} versus Ca^{2+} diagram for groundwater of the High Mekerra basin

individual samples. The coefficient correlation matrix (Table 2) shows that EC is strongly correlated with SO_4^{2-} , Cl^- , $Na^+ + K^+$ and Ca^{2+} . Calcium is correlated with HCO_3^- , whereas Cl^- is correlated with $Na^+ + K^+$ and moderately correlated with Mg^{2+} .

Principal component analysis identified two factors expressing 66.27% of the total variance (Table 2). Table 2 shows that EC, TDS, Ca^{2+} , $Na^+ + K^+$, Cl^- and SO_4^{2-} are strongly correlated with factor 1 and HCO_3^- are positively correlated with it. NH_4^+ and NO_3^- are correlated with factor 2. Factor 1 expresses 50.54% of the total variance. It is represented by the elements defining the mineralization of groundwater in the basin of the High Mekerra. F1 is the axis defined by TDS (0.85), EC (0.97), Cl^- (0.91), Ca^{2+} (0.84), SO_4^{2-} (0.9) and Na^+ (0.83). The proximity of EC, TDS, Ca^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- and SO_4^{2-} indicates a strong correlation between these variables and thus a similar origin, probably due to evaporite dissolution ($CaSO_4$, $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ and $NaCl$) (Fig. 10). Factor 2 expresses 15.58% of the variance. It shows that waters rich in NH_4^+ and NO_3^- , accompanied by Mg^{2+} , are opposed to waters rich in Ca^{2+} and HCO_3^- . This distribution indicates a contrast between endogenous elements related to the lithology of the formations encountered in the region

Fig. 9 Mechanisms controlling the groundwater chemistry. (Gibbs 1970)

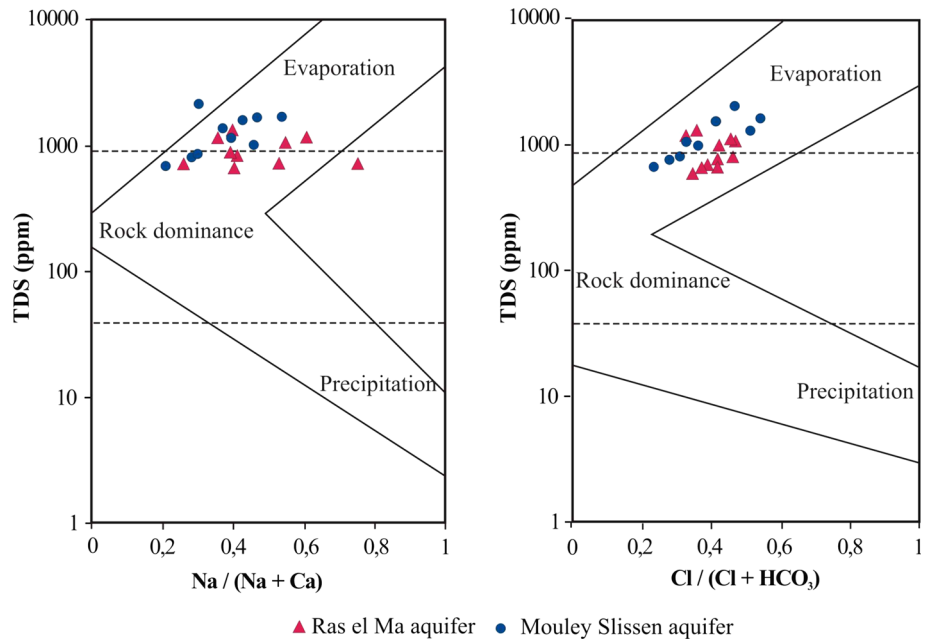


Table 2 PCA correlation matrix

	F1	F2
EC	0.97	0.06
TDS	0.85	0.001
Ca ²⁺	0.84	-0.26
Mg ²⁺	0.54	0.34
Na ⁺	0.83	0.06
K ⁺	-0.07	0.2
Cl ⁻	0.91	0.09
SO ₄ ²⁻	0.9	0.11
HCO ₃ ⁻	0.56	-0.6
NO ₃ ⁻	0.38	0.64
NH ₄ ⁺	-0.15	0.83
Variability	50.54	15.72
% Accrued	50.54	66.27

(carbonates and evaporites) and elements related to probable anthropogenic pollution generated by nitrogen (NH₄⁺ and NO₃⁻).

The projection of samples on the plane F1–F2 (Fig. 11) shows that poorly mineralized groundwater is that of the Barremian sandstone formation (Ras el Ma aquifer) located in the upstream (southern) part of the High Mekerra basin, while highly mineralized groundwater is that of the Hauterivian formation (Mouley Slissen aquifer) located downstream. The F2 axis also shows a contrast between the Mg²⁺-rich water located in the southern part of the watershed where sandstone formation contains dolomite intercalations, and the Mg²⁺-poor water concentrated in the north. The concentration of Ca²⁺ increases from south to north along the flow path.

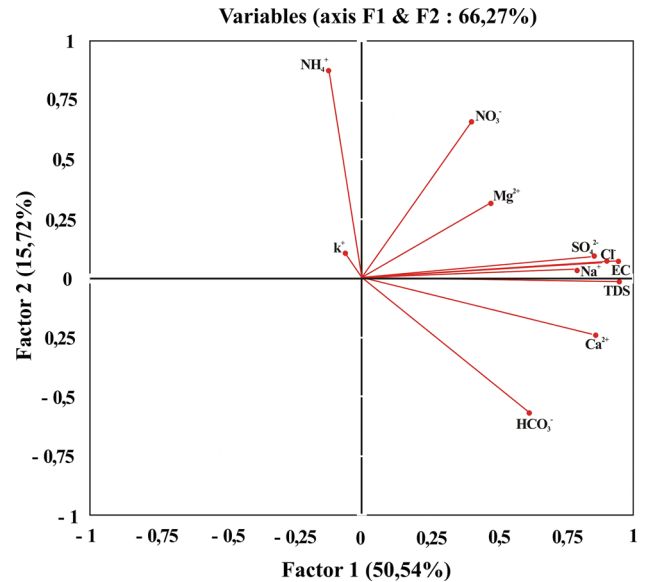


Fig. 10 Space variables in the factorial plane F1–F2

Groundwater quality

Given the lack of surface–water resources, the High Mekerra region depends almost totally on groundwater to meet the growing demand for human consumption and irrigation. This strong demand coupled with agricultural practices is the cause of the groundwater quality deterioration.

According to the WHO standards for drinking water (WHO 2008), based on solute concentrations (Bremond and Vuichard 1973), groundwater in the study area is generally of good quality (Table 1). Mineralization as

- Auclair D, Biehler J (1967) Etudes géologiques des hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. *Publ Serv Géol Algérie* 34:3–45
- Belkhir L, Mouni L (2012) Hydrochemical analysis and evaluation of groundwater quality in El Eulma area, Algeria. *Appl Water Sci* 2:127–133
- Bremond R, Vuichard R (1973) Paramètres de la qualité des eaux. Ministère de la protection de la nature et de l'environnement. SPEPE, Paris
- Cidu R, Biddau R, Fanfani L (2009) Impact of past mining activity on the quality of groundwater in SW Sardinia (Italy). *J Geochem Explor* 100:125–132
- Deutsch WJ (1997) Groundwater geochemistry: fundamentals and the applications to contamination. Lewis, New York
- Fehdi C, Rouabhia A, Baali F, Boudoukha A (2009) The hydrogeochemical characterization of Morsott-El Aouinet aquifer, North-eastern Algeria. *Environ Geol* 58:1611–1620
- Freeze RA, Cherry JA (1979) Groundwater. Prentice-Hall, Englewood Cliffs
- Gibbs RJ (1970) Mechanisms controlling world water chemistry. *Science* 170:1088–1090
- Hallouche B (2007) Cartographie des zones inondables de la plaine de Sidi Bel Abbès par l'approche hydrogéomorphologique. Mémoire de Magister, Université Djillali Liabès
- Hallouche B, Moueddene K, Benyahia M, Marok A (2010) Apport de l'hydrogéomorphologie dans la cartographie des zones inondables: exemple de la plaine de Sidi Bel Abbés (Algérie nord occidentale). *Revue sécheresse* 21:219–224
- Krishna Kumar S, Rammohan V, Dajkumar Sahayam J, Jeevanandam M (2009) Assessment of groundwater quality and hydrogeochemistry of Manimuktha River basin, Tamil Nadu, India. *Environ Monit Assess* 159:341–351
- Manjusree TM, Sabu J, Jobin T (2009) Hydrogeochemistry and groundwater quality in the coastal sandy clay aquifers of Alappuzha District, Kerala. *J Geol Soc India* 74:459–468
- Maoui A, Kherici N, Derradji F (2010) Hydrochemistry of an Albian sandstone aquifer in a semi arid region, Ain oussera, Algeria. *Environ Earth Sci* 60:689–701
- Mayo AL, Loucks MD (1995) Solute and isotopic geochemistry and groundwater flow in the Central Wasatch Range, Utah. *J Hydrol* 172:31–59
- Parkhurst DL, Appelo CAJ (1999) User's guide to PHREEQC (Version 2)—A computer program for speciation, reaction path, 1D-transport, and inverse geochemical calculations. Water Resource
- Richards LA (1954) Diagnosis and improvement of saline and alkali soils, Handbook 60. U.S. Dept. of Agriculture, Washington
- Rouabhia A, Baali F, Fehdi C, Boumezbear A, Boubaya D (2011) Hydrogeochemistry of groundwaters in a semi-arid region. El Ma El Abiod aquifer, Eastern Algeria. *Arab J Geosci* 4:973–982
- Rouabhia A, Djabri L, Hadji R, Baali F, Fehdi C, Hani A (2012) Geochemical characterization of groundwater from shallow aquifer surrounding Fetzara Lake N. E. Algeria. *Arab J Geosci* 5:1–13
- Schoeller H (1964) La classification géochimique des eaux. IASH 4:16–24
- Simler R (2007) Diagrammes. Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon, Université d'Avignon, Logiciel d'hydrochimie multilingue en distribution libre
- Subyani AM (2005) Hydrochemical identification and salinity problem of ground-water in Wadi Yalamlam basin, Western Saudi Arabia. *J Arid Environ* 60:53–66
- Touhari F, Meddi M, Mehaiguen M, Razack M (2014) Hydrogeochemical assessment of the Upper Cheliff groundwater (North West Algeria). *Environ Earth Sci*. doi:[10.1007/s12665-014-3598-6](https://doi.org/10.1007/s12665-014-3598-6)
- WHO (2008) Guidelines for drinking-water quality. 3rd edn, incorporating the 1st edition and second Addenda. WHO, Geneva

Spatial mapping of irrigation groundwater quality of the High Mekerra watershed (Northern Algeria)

Bachir Hallouche¹ · Fatiha Hadji² · Abbas Marok² · Lahcen Benaabidate³

Received: 30 June 2016 / Accepted: 9 May 2017
© Saudi Society for Geosciences 2017

Abstract The spatial assessment of water quality for irrigation is of great importance for agricultural issues. Assessing the suitability of groundwater for irrigation is carried out for the first time in the High Mekerra watershed. Groundwater samples were collected during the wet season (March 2013) and the dry season (July 2013) and analyzed for determining the physicochemical properties. The indices used in the quality assessment were the sodium adsorption ratio (SAR), residual sodium carbonate (RSC), sodium percentage (%Na⁺), permeability index (PI), magnesium hazard (MH), Kelly's ratio (KR), and irrigation water quality index (IWQI), incorporating the spatial variation using the GIS-based multi-criteria system. Result showed that most of groundwater samples have low sodium hazard and high to very high salinity hazard and could be used for irrigation on almost all types of soil with little risk of exchangeable sodium. The GIS-based multi-criteria system

highlighted the spatial variation of groundwater quality for irrigation in the study area. This spatial distribution indicated that groundwater is generally of moderate quality and that the *Ras el Ma* aquifer quality is better than for *Mouley Slissen* aquifer.

Keywords Groundwater quality · Irrigation · GIS · High Mekerra watershed · IWQI

Introduction

The rational management of water and soil resources is necessary to ensure sustainable development of agricultural sector. Unfortunately, in many parts of the world, especially in arid and semi-arid regions, the mismanagement has led to decreasing the agricultural productivity and the deterioration of soil and water quality. Farmland salinity and sodicity are commonly due to inappropriate agricultural practices and environmental conditions and that the excessive increase of dissolved salts induced by water affects plant development, generating a decrease in the agricultural production (e.g., Richards 1954; Paliwal 1967; Rogers 2001; Tedeshi and Menenti 2002; Emdad et al. 2004; Pisinaras et al. 2009).

According to the World Resources Institute (WRI), more than half of the world's irrigated lands have become saline or sodic due to inappropriate irrigation methods, poor drainage systems, and saline water use (Dehaan and Taylor 2002; Van Der Lelij and Poolman 1989). This salinity may occur naturally (i.e., caused by the mineralogical nature of the parent rock), or can result from irrigation systems poorly adapted to local environmental conditions (Badraoui et al. 1998; Ghassemi et al. 1995).

✉ Abbas Marok
a_marok@yahoo.fr

Bachir Hallouche
hallouche_udl@yahoo.fr

Fatiha Hadji
fm_hachemi@yahoo.fr

Lahcen Benaabidate
benaabidate@yahoo.fr

¹ Department of Civil Engineering, University of Djillali Liabes, P.O. Box 89, Sidi Bel Abbès, Algeria

² Department of Earth and Universe Sciences, University of Tlemcen, P.O. Box 119, Tlemcen, Algeria

³ Laboratory of Georesources and Environment, University of Sidi Mohammed Ben Abdellah, P.O. Box 2202, 30000 Fez, Morocco

Sodicity is induced by the specific effect of sodium ions adsorbed on the exchange complex of clay minerals (Hadji et al. 2013). According to Richards (1954), sodic soils have a pH of more than 8.2 with a preponderance of carbonate and sodium bicarbonate. This causes sodium saturation in the clay fraction, which leads to clay particle dispersion with a consequent soil porosity reduction. Then soils become compact and impermeable, preventing soil aeration and water infiltration, which are fundamental for normal plant growth (Ghassemi et al. 1995; Gupta and Abrol 1990).

Pollution likewise degrades groundwater and soil quality, thereby threatening human health and economic development (Subramani et al. 2005; Schiavo et al. 2006). Groundwater quality assessment is very important to determine the spatial suitability of water for a particular use. Geographic information system (GIS)-based maps (Pinder 2002; Shamsi 2005; Johnson 2009) are effective in the identification of hot spots which need immediate attention and enhance strategic planning for sustainable management (Kumar et al. 2014). GIS can be used to identify areas affected by groundwater pollution and to obtain other relevant information about the actual groundwater quality scenarios that are essential for effective and efficient implementation of water management programs.

In different Algerian areas, due to the scarcity of precipitation and surface runoff, groundwater is widely used for irrigation. This water is, in general, used without considering its quality. This work aims to assess the groundwater quality of the High Mekerra watershed (northwest Algeria) for irrigation purpose with the use of the irrigation water quality index (IWQI) developed by Meireles et al. (2010). This assessment will incorporate

spatial variation using the GIS-based multi-criteria system (Ali 2011; Romanelli 2012; Gnanachandrasamy et al. 2015; Yazdanpanah 2016).

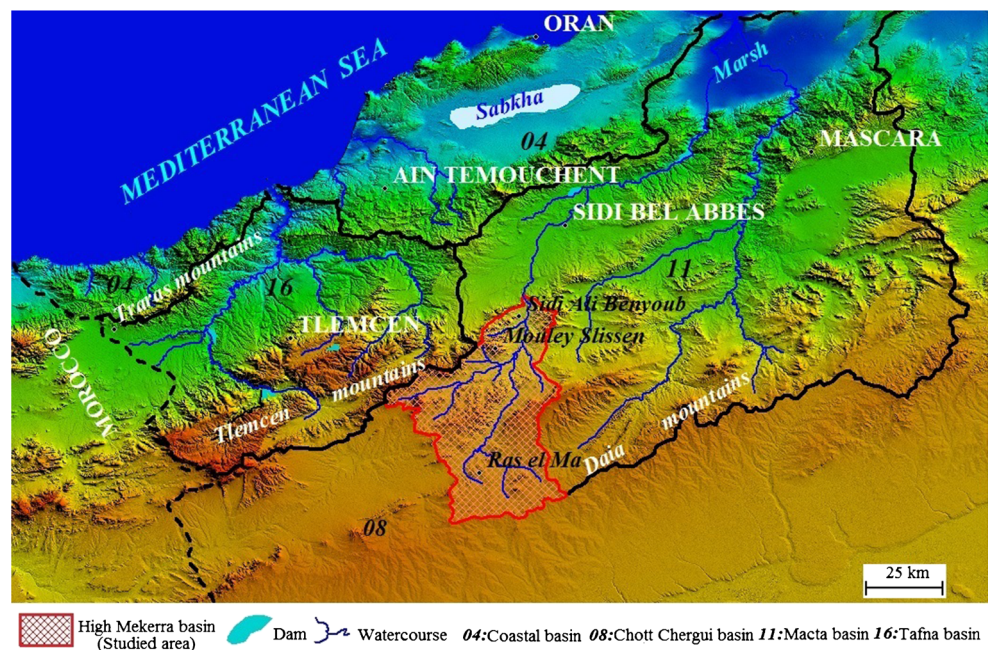
General setting

The study area is located in the upstream part of the Mekerra Valley watershed (the so-called High Mekerra watershed) (Fig. 1). This basin extends over an area of 1882 km² and is located in the northern part of the High Plains of Oran. It is characterized by a semi-arid climate with large spatial and temporal variability in rainfall. The interannual average rainfall is about 320 mm per year, with 74% falling during winter and spring, and the annual average temperature is of 15.3 °C.

The lithology of the study area is largely characterized by clayey sandstones and carbonates (Cretaceous) of variable permeability (Auclair and Biehler 1967). High permeability values were measured in the Hauterivian calcareous sandstone and in the Barremian Berthelot sandstone, which form the two main aquifers (*Ras el Ma* and *Moulay Slissen*, respectively) in the study area (Auclair and Biehler 1967) (Fig. 2). The river system has a drainage density of 1.62 km/km² with an average flow rate of about 6 m³/s and an average low flow of 0.3 m³/s.

In this area, groundwater is the main water resource for household and irrigation needs, particularly since the implementation of the agricultural development program, which has resulted in a 170% increase of irrigated lands (DSA 2014). Cultivated and irrigated lands (wheat, vegetables, and fruit trees) cover an area of 900 ha, representing about 24% of

Fig. 1 High Mekerra watershed location



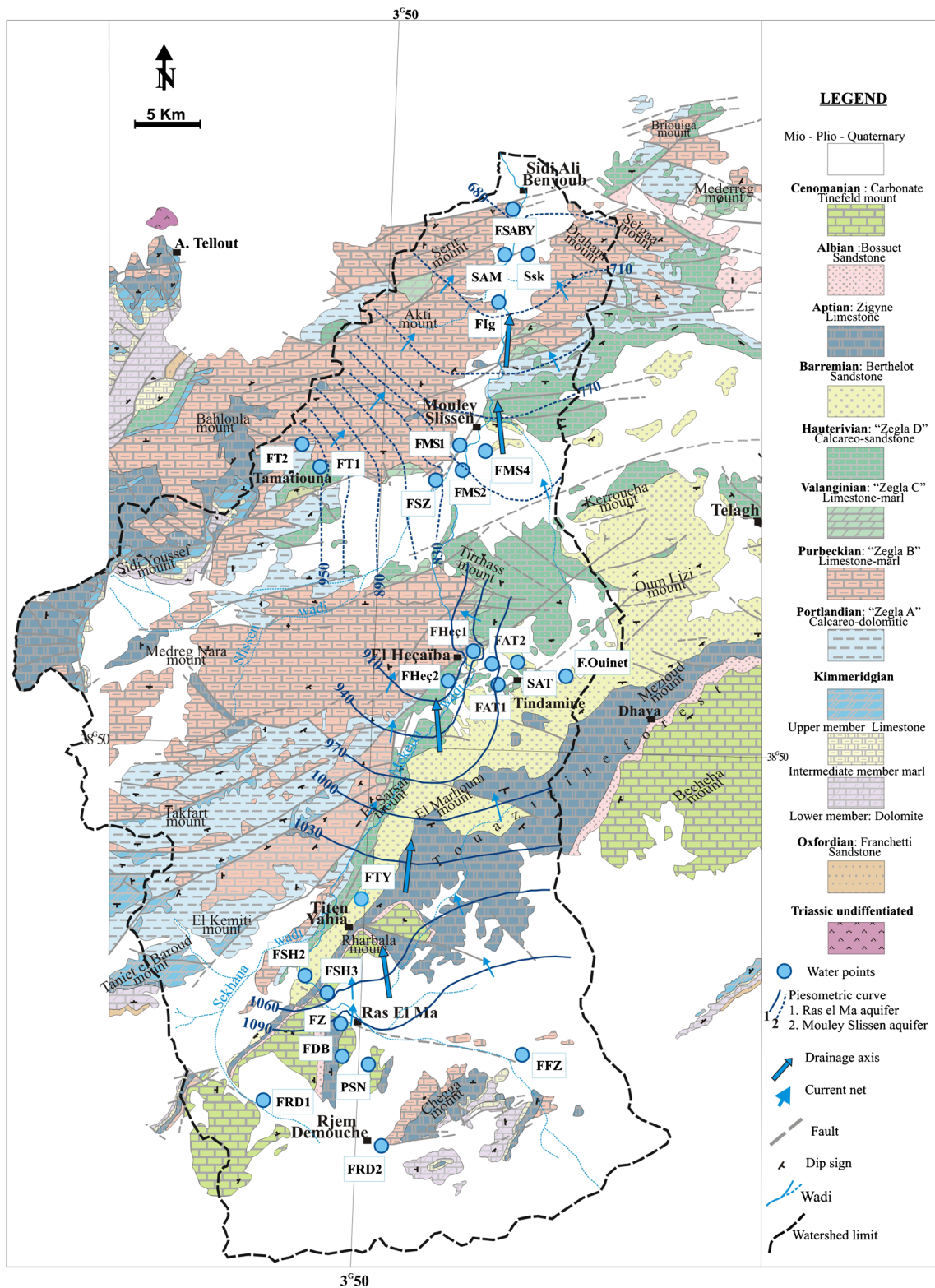


Fig. 2 Hydrogeological map and sample locations

the total agricultural land. The increase of the irrigated land has led to important water withdrawals from the watershed main aquifers (Fig. 2).

The vegetation is poorly developed in the southern part of the High Mekerra watershed, and it is a steppe type with mainly Alfa and Brush grass. The northern part is more

Table 1 Limit values of quality parameters

q_i	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	SAR (meq/L) ^{1/2}	Na ⁺ (meq/L)	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻
85–100	200 ≤ EC < 750	2 ≤ SAR < 3	2 ≤ Na < 3	1 ≤ Cl < 4	1 ≤ HCO ₃ < 1.5
60–85	750 ≤ EC < 1500	3 ≤ AR < 6	3 ≤ Na < 6	4 ≤ Cl < 7	1.5 ≤ HCO ₃ < 4.5
35–60	1500 ≤ EC < 3000	6 ≤ SAR < 12	6 ≤ Na < 9	7 ≤ Cl < 10	4.5 ≤ HCO ₃ < 8.5
0–35	EC < 200 or EC ≥ 3000	SAR < 2 or SAR ≥ 12	Na < 2 or Na ≥ 9	Cl < 1 or Cl ≥ 10	HCO ₃ < 1 or HCO ₃ ≥ 8.5

Source: Meireles et al. (2010)

wooded and covered by a forest dominating all the mountains from El Haçaïba (south) to Sidi Ali Benyoub (north). Due to the agro-ecological characteristics, the agro-pastoral activity constitutes the main means of socioeconomic development of the region (ANAT 1990).

Materials and methods

Sampling and analyses

To obtain representative data of the spatial and temporal variability of groundwater quality of the High Mekerra watershed, two sampling series were carried out. The first was conducted during March 2013 (high-water period) and concerned 21 sampling points (17 boreholes, three springs, and one well) distributed across the study area (Fig. 2). The second was conducted during July 2013 (low-water period) and concerned nine sampling points (seven boreholes and two springs). All water samples were taken in polyethylene bottles that were rinsed several times with the sampled water after a half hour of pumping. During sampling, temperature, pH, electrical conductivity (EC), and total dissolved solids (TDS) were measured in situ using a HACH SensIon 156 meter. Hydrochemical parameters were measured in the regional laboratory of Algerian water (ADE) using standard procedures. They included major elements (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, and HCO₃⁻) and nitrogen compounds (NO₃⁻, NH₄⁺).

The degradation of irrigation water quality is induced by several factors, including the concentration of dissolved salts as expressed by the dry residue or EC, salinity, and relative concentration of sodium (Rouabhia and Djabri 2010). The sodium concentration in irrigation water affects soil permeability and infiltration (Person 1978). The presence of sodium ions can generate harmful effects on soil structure by clay deflocculation (Rouabhia and Djabri 2010). The quality of irrigation water is interpreted by determining a number of parameters such as salinity, sodium adsorption ratio (SAR), sodium percentage (%Na⁺), residual sodium carbonate (RSC), permeability index (PI), Kelly's ratio (KR), and magnesium hazard (MH).

The spatial integration for mapping groundwater quality in the GIS was conducted by using the Vertical Mapper module based on the natural neighbor interpolation method (Sibson 1980, 1981). This method is based on the concepts of the Voronoi diagram (Aurenhammer 1991) and Delaunay triangulation (Lee and Schachter 1980). It has an intrinsic advantage dealing with Earth science interpolation problems (e.g., Watson 1992; Sambridge et al. 1995a; Sambridge et al. 1995b; Lattuada and Raper 1996).

The mapping approach established on the basis of the IWQI should enable decision makers to target areas favorable to the development of irrigated lands and adapt crops on the basis of restriction criteria for groundwater quality in the High Mekerra watershed.

Irrigation water quality index

In this study, the irrigation water quality index (IWQI), developed in two stages by Meireles et al. (2010), was applied. The IWQI is a dimensionless parameter ranging between 0 and 100. It is given by the following equation:

$$\text{IWQI} = \sum_{i=1}^n q_i \times w_i$$

where q_i is the parameter quality and w_i is the standardized weight assigned to each parameter. In the first stage, parameters that contribute to the variability of irrigation were identified by using the principal component analysis (PCA) and factor analysis (AF). In the second stage, the IWQI was defined and q_i and w_i values were estimated for each parameter used in the index calculation according to irrigation water criteria provided by the University of California Committee of Consultants (UCCC) and the criteria established by Ayers and Westcott (1999) (Table 1).

The quality parameter q_i is given by the following formula:

$$q_i = q_{\text{imax}} - \left[(x_{ij} - x_{\text{inf}}) \times q_{\text{iam}} \right] / q_{\text{amp}}$$

where q_{imax} is the maximum value of q_i for the class, x_{ij} is the observed value for the parameter, x_{inf} is the corresponding value of the lower limit of the class to which the parameter

Table 2 Weights for the IWQI parameters

Parameters	w_i
Electrical conductivity (EC)	0.211
Sodium (Na^+)	0.204
Chloride (Cl^-)	0.194
Bicarbonate (HCO_3^-)	0.202
SAR	0.189
Total	1.00

Source: Meireles et al. (2010)

belongs, x_{iamp} is the class amplitude, and x_{amp} is class amplitude to which the parameter belongs.

The parameter weight (w_i) used in the IWQI was obtained by the PCA/FA, by the sum of all factors multiplied by the explainability of each parameter. Then w_i values (Table 2) were normalized such that their sum equals one, according to the following equation (Meireles et al. 2010):

$$w_i = \frac{\sum_{j=1}^k F_j A_{ij}}{\sum_{j=1}^k \sum_{i=1}^n F_j A_{ij}}$$

where w_i is the parameter weight, F is the component 1 autovalue, A_{ij} is the explainability of parameter i by factor j ,

i is the number of physical-chemical and chemical parameters selected by the model, and j is the number of factors selected in the model.

The subdivisions in classes of irrigation water quality were established on the basis of the IWQI (Table 3). The classes have been defined taking into account the risk of salinity problems, soil permeability reduction, and toxicity to plants as indicated in the classifications established by Bernardo (1995), Holanda and Amorim (1997), and Meireles et al. (2010).

The spatial analysis of some ratios (MH and PI) and parameters used for IWQI (Na^+ , Cl^- , HCO_3^- , EC, and SAR) calculation was done by making contours using the natural neighbor interpolation method.

Results and discussion

Results of chemical analyses and calculated water quality parameters are given in Tables 4 and 5.

Electrical conductivity

Salinity, expressed by electrical conductivity (EC; $\mu\text{S cm}^{-1}$), is usually due to the dissolved mineral content

Table 3 q_i limits for irrigation quality parameters

IWQI	Water use restriction	Recommendation	
		Soil	Plant
$85 \leq \text{IWQI} < 100$	No restriction (NR)	May be used for the majority of soils with low probability of causing salinity and sodicity problems, being recommended leaching within irrigation practices, except for in soils with extremely low permeability	No toxicity risk for most plants
$70 \leq \text{IWQI} < 85$	Low restriction (LR)	Recommended for use in irrigated soils with light texture or moderate permeability, being recommended for salt leaching. Soil sodicity in heavy texture soils may occur, being recommended to avoid its use in soils with high clay levels 2:1.	Avoid salt-sensitive plants
$55 \leq \text{IWQI} < 70$	Moderate restriction (MR)	May be used in soils with moderate to high permeability values, being suggested for moderate leaching of salts.	Plants with moderate tolerance to salts may be grown
$40 \leq \text{IWQI} < 55$	High restriction (HR)	May be used in soils with high permeability without compact layers. High-frequency irrigation schedule should be adopted for water with EC above 2.000 dS m^{-1} and SAR above 7.0.	Plants with moderate to high tolerance to salts with special salinity control practices, except water with low Na^+ , Cl^- , and HCO_3^- values
$\text{IWQI} < 40$	Severe restriction (SR)	Should be avoided its use for irrigation under normal conditions. In special cases, may be used occasionally. Water with low salt levels and high SAR requires gypsum application. In high saline content, water soils must have high permeability, and excess water should be applied to avoid salt accumulation.	Only plants with high salt tolerance, except for waters with extremely low values of Na^+ , Cl^- , and HCO_3^- .

Source: Meireles et al. (2010)

Table 4 IWQI characteristics

Samples	High-water period (March 2013)							Low-water period (July 2013)										
	EC	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	CE	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻
P. SN	886	47	87.5	32.2	2.4	150.7	82.1	220.9	24.8	1214	44	63.2	27.4	4.2	110	96.4	260	39
F. DB	685	36	63.7	24.2	1.6	103.9	98.9	200.1	27.9									
F. FZ	763	72	38.0	25.1	3.9	95.0	62.9	164.7	71.3									
F. Z	756	38	47.3	112.9	2.4	198.9	57.6	286.1	22.9	13.53	70	61.9	33.1	2.4	125	203	220	19.2
F. SH3	770	32	63.9	35.4	3.9	130.1	60.5	209.9	47.1	1047	52	89	49.00	2.4	80	118.7	275	17.8
F. SH2	1237	46	100.9	70.2	5.1	220.1	75.4	270.3	42.2									
F. TY	1432	90	101.1	57.7	4.7	167.0	309.8	305.1	18.0									
F. Ouinet	1200	129	66.0	71.1	5.1	210.9	252.2	244.0	19.2									
F. AT1	1120	58	76.9	70.8	5.5	168.0	148.4	236.7	13.0									
F. AT2	1348	86	44.5	53.6	4.3	137.9	131.1	283.7	11.2									
S. AT	933	58	68.7	36.8	35.2	180.8	138.3	219.0	37.8									
F. SZ	1102	70	83.8	59.8	3.1	159.5	168.1	357.5	45.3									
F. MS2	1813	104	76.6	119.6	4.7	300.6	254.6	267.2	26.0	2470	74	125.1	113.50	5.2	360	314.2	300	13.5
F. T1	1715	131	85.7	119.1	5.1	228.3	365.0	336.8	83.7									
F. MS1	1794	109	102.1	93.4	2.7	319.1	288.2	274.6	37.2	2490	176	41.3	89.60	2.7	400	274.3	335	20.3
F. MS4	1480	188	98.1	106.0	3.9	333.9	305.0	336.2	45.9									
F. T2	2240	269	71.0	112.9	3.9	354.2	320.8	422.2	68.8									
F. Ig2	1228	120	63.1	74.8	1.2	159.9	146.0	347.2	29.1	1075	120	36	89.81	2.6	120	180.7	415	88.9
F. SABY1	867	104	56.5	38.9	1.6	123.0	71.6	334.9	19.2									
S. AM	739	98	38.3	24.2	1.2	100.0	46.6	350.2	24.2	773	107	21.2	20.91	1.3	65	92.9	335	13.4
S. SK	924	109	557	45.5	2.4	158.1	124.9	376.4	6.8	926	120	25.5	38.63	1.6	120	138.5	300	14.5
Min	685	32	38.0	24.2	1.2	95.0	46.6	164.7	6.8	773	34	21.2	20.91	1.3	65	92.9	220	13.4
Max	2240	269	102.1	119.6	35.2	354.2	365.0	422.2	83.7	2490	176	125.1	113.5	5.2	400	314.2	415	88.9
Moy	1192	95.0	70.9	65.9	4.9	190.5	167.1	287.8	34.4	1476.6	88.6	63.7	57.1	3.0	175.6	185.0	307.2	26.7
SD	427.4	55.7	20.4	33.3	7.1	77.5	103.6	66.7	20.5	657.4	45.9	37.3	32.6	1.4	122.2	80.4	55.3	24.6

Source: Meireles et al. (2010). Concentrations are in milliequivalents per liter and EC in microsiemens per centimeter

Table 5 Analysis results of the High Mekerra groundwater

No.	Samples	Coordinates (WGS84)			High-water period (March 2013)							Low-water period (July 2013)						
		X	Y		%Na	KI	PI	SAR	RSC	MH	IWQI	%Na	KR	PI	SAR	RSC	MH	IWQI
1	P. SN	-0.8075	34.4762		12.72	0.15	30.16	0.45	-5.93	75.39	81.47	13.20	0.23	40.70	0.59	-3.36	76.47	76.28
2	F. DB	-0.8245	34.4780		12.92	0.15	35.37	0.40	-3.76	74.43	86.51							
3	F. FZ	-0.7036	34.4830		13.78	0.16	35.00	0.42	-4.02	46.58	87.46							
4	F. Z	-0.8293	34.4871		45.63	0.85	66.13	2.04	-1.1	67.18	77.07	46.19	0.15	29.44	0.46	-6.28	75.51	71.44
5	F. SH3	-0.8344	34.5197		18.25	0.23	40.70	0.59	-3.36	76.47	83.76	19.43	0.85	66.13	2.04	-1.1	67.18	78.47
6	F. SH2	-0.8476	34.5266		22.13	0.29	37.76	0.94	-6.17	78.30	74.70							
7	F. TY	-0.8196	34.5581		16.26	0.20	30.98	0.70	-7.81	64.95	77.92	17.03	0.20	30.98	0.70	-7.81	64.95	66.97
8	F. Ouinet	-0.6823	34.6907		20.48	0.26	34.02	0.90	-7.87	45.75	77.17							
9	F. AT1	-0.7260	34.6908		24.76	0.33	41.06	1.01	-5.34	68.66	79.79							
10	F. AT2	-0.7579	34.6953		22.43	0.29	43.64	0.83	-3.3	46.04	81.60							
11	S. AT	-0.7191	34.7024		14.48	0.19	34.43	0.55	-4.96	66.08	78.52							
12	F. SZ	-0.7778	34.8020		19.91	0.25	38.68	0.81	-4.52	66.47	79.11							
13	F. MS2	-0.7614	34.8034		30.92	0.45	43.67	1.53	-7.12	54.78	63.40	31.08	0.44	43.39	1.49	-6.97	54.91	58.63
14	F. T1	-0.8596	34.8095		27.44	0.38	40.16	1.41	-8.05	51.95	67.32							
15	F. MS1	-0.7609	34.8170		22.57	0.29	34.49	1.09	-9.36	60.61	64.80	22.91	0.29	35.41	1.06	-8.41	60.94	59.71
16	F. MS4	-0.7566	34.8176		20.80	0.26	31.54	1.10	-11.9	46.25	63.07							
17	F. T2	-0.8722	34.8236		20.23	0.25	31.20	1.12	-12.3	30.32	57.10							
18	F. Ig2	-0.7635	34.9026		22.48	0.29	39.05	0.97	-5.49	46.42	76.61	22.68	0.29	39.05	0.97	-5.49	46.42	75.77
19	F. Saby1	-0.7384	34.9033		14.59	0.17	34.95	0.54	-4.36	47.21	79.59							
20	S. AM	-0.7306	34.9292		11.51	0.13	37.91	0.37	-2.3	39.18	82.99	11.84	0.13	37.91	0.37	-2.3	39.18	81.31
21	S. SK	-0.7176	34.9310		16.40	0.20	37.17	0.63	-3.86	45.66	75.23	16.44	0.19	37.28	0.61	-3.68	45.61	73.33
	Min				11.51	0.13	30.16	0.37	-12.34	30.32	57.1	11.84	0.13	29.44	0.37	-8.41	39.18	58.63
	Max				45.63	0.85	66.13	2.04	-1.1	78.3	87.46	46.19	0.85	66.13	2.04	-1.1	76.47	81.31
	Moy				20.51	0.27	38.00	0.88	-5.86	57.08	75.96	22.31	0.31	40.03	0.92	-5.04	59.02	71.32
	E. T				7.67	0.15	7.56	0.42	2.92	13.84	8.21	10.67	0.22	10.73	0.54	2.55	13.37	8.02

in water (TDS). The risk of salinity occurs when salt accumulation reaches the root zone. Table 6 (A) shows generally that groundwater salinity of the High Mekerra is high. During the period of high water (March), 90% of samples fall into the “high” class and only about 10% fall into the “average” class, while during the low-water period, 77% of the samples are in the high class and 23% are in the “very high” class (Fig. 3). This figure reveals that agricultural lands overlying the northeastern part of the Mouley Slissen aquifer are irrigated with groundwater having the highest EC values (class 1500–3000).

Sodium percentage

Sodium excess, in water, causes often changes in soil properties and lowers the permeability (SubraRao 2006). So, the appreciation of %Na⁺ is needed to decide on water suitability for irrigation. The %Na⁺ is calculated as follows:

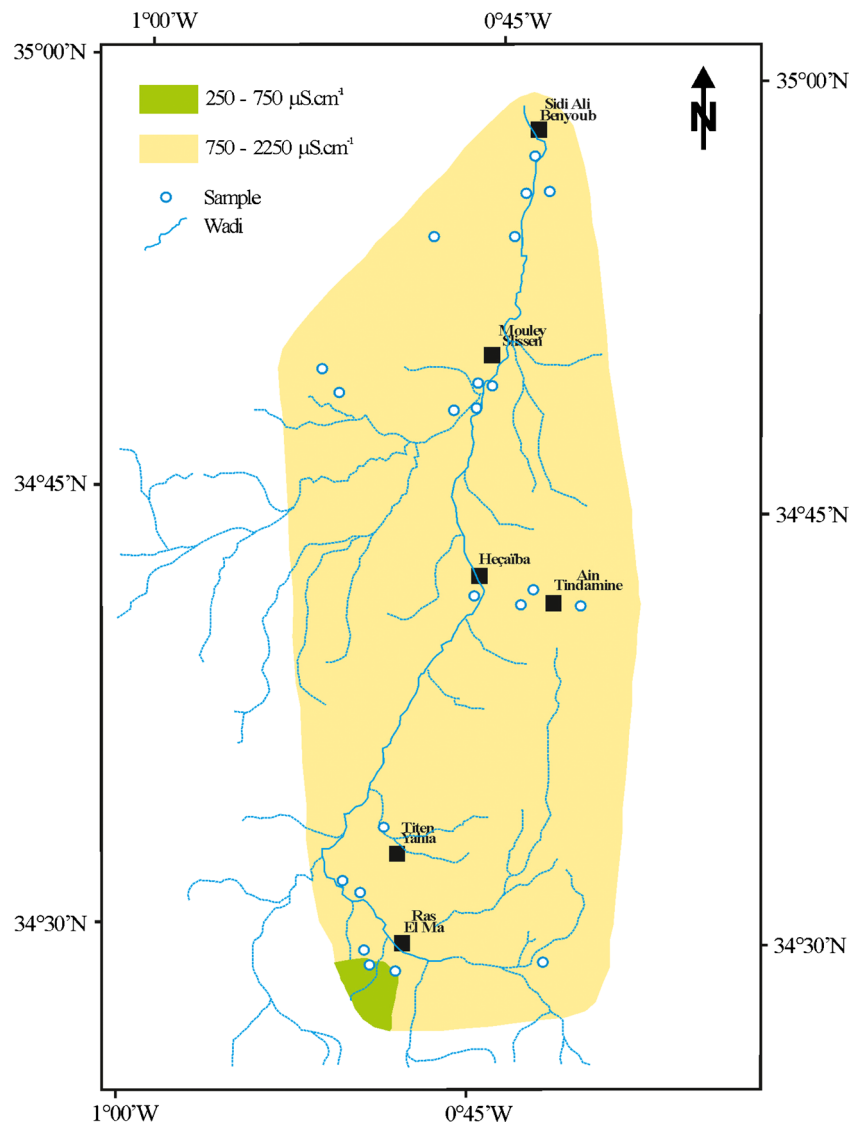
$$\%Na = \frac{(Na^+ + K^+)}{(Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+ + K^+)} \times 100$$

where Na⁺, K⁺, Ca²⁺, and Mg²⁺ concentrations are expressed in milliequivalents per liter.

Table 6 Water quality indices for irrigation purpose

Class	Quality	High-water period (March 2013)		Low-water period (July 2013)	
		Number	Samples	Number	Samples
A. EC ($\mu\text{S cm}^{-1}$)					
<250	Low	—	—	—	—
250–750	Moderate	2	2; 20	—	—
750–2250	High	19	All (except 2 et 20)	7	1; 4; 5; 7; 18; 20; 21
>2250	Very high	—	—	2	13; 15
B. Sodium adsorption ratio (SAR)					
SAR <10	Very good	21	All samples	9	All samples
10–18	Good	—	—	—	—
18–26	Moderate	—	—	—	—
SAR >26	Harmful	—	—	—	—
C. Sodium percentage (Na%)					
0–20	Very good	10	1; 2; 3; 5; 7; 11; 12; 19; 20; 21	5	1; 4; 7; 20; 21
20–40	Good	10	6; 8; 9; 10; 13; 14; 15; 16; 17; 18	3	13; 15; 18
40–60	Moderate	1	4	1	5
60–80	Poor	—	—	—	—
>80	Harmful	—	—	—	—
D. Residual sodium carbonate (RSC)					
<1.25	Good	21	All samples	9	All samples
1.25–2.5	Moderate	—	—	—	—
>2.5	Harmful	—	—	—	—
E. Permeability index (PI)					
>75	Good	—	—	—	—
25–75	Moderate	21	All samples	9	All samples
<25	Harmful	—	—	—	—
F. Kelly's ratio (KR)					
<1	Good	21	All samples	9	All samples
>1	Harmful	—	—	—	—
G. Magnesium hazard (MH)					
<50%	Good	9	3; 8; 10; 16; 17; 18; 19; 20; 21	3	18; 20; 21
>50%	Harmful	12	1; 2; 4; 5; 6; 7; 9; 11; 12; 13; 14; 15	6	1; 4; 5; 7; 13; 15

Fig. 3 Spatial electrical conductivity variation



According to the classification of Wilcox (1955), the percentage of sodium in water samples varies from 11.5 to 45.6% (average 20.5%) during the high-water period and from 11.8 to 46.2% (average 22.3%) during the low-water period (Table 6 (C)). Figure 4a highlights that groundwater of the Ras El Ma aquifer is of good to permissible quality for irrigation and its quality is better than for *Mouley Slissen* aquifer (Fig. 4b). The %Na spatial distribution showed (Fig. 5) that suitable groundwater for irrigation is at the northern, mid-eastern, and southern parts of the watershed. Only one sample, East of Ras el Ma aquifer felt (class III), is within the permissible limit according to the classification categories.

Sodium adsorption ratio

The SAR is important regarding the prediction of the sodium capacity to accumulate in the soil, which would result from irrigation by sodic water (Jalal et al. 2012). It gives

information about the relative abundance of sodium in water (dispersant cation) compared to flocculant cations (calcium and magnesium) and predicts the extent of sodium and alkaline earth (Ca and Mg) exchange between water and fine particles of soil. If sodium is high in irrigation water, it provokes the deterioration of soil structure and decreases the infiltration rate (Todd 1980). The SAR is commonly used as a test for assessing the alkalinizing power of irrigation water (Richards 1954). It is expressed by the following equation:

$$SAR = \frac{Na^+}{\sqrt{(Ca^{2+}+Mg^{2+})/2}}$$

where the concentrations of Na⁺, Ca²⁺, and Mg²⁺ are expressed in milliequivalents per liter.

In the High Mekerra watershed, 100% of water samples represented the suitable water based on the categorization

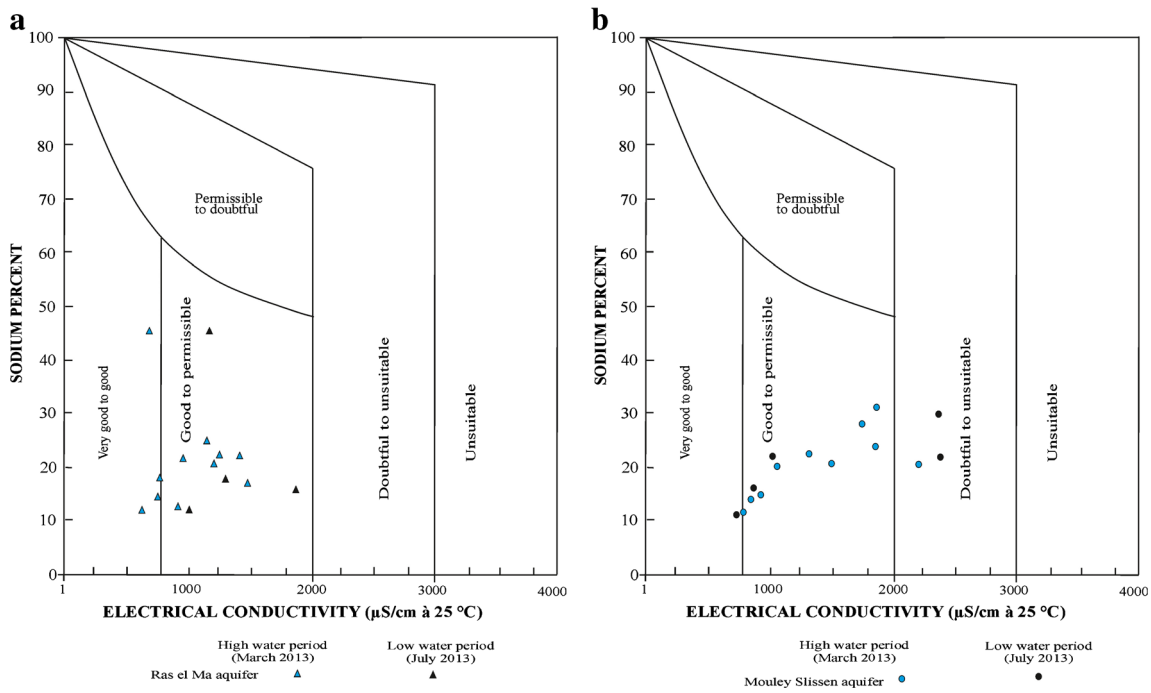


Fig. 4 Relationship between electrical conductivity and % sodium for rating irrigation water quality (Wilcox 1955). **a** Ras el Ma aquifer. **b** Mouley Slissen aquifer

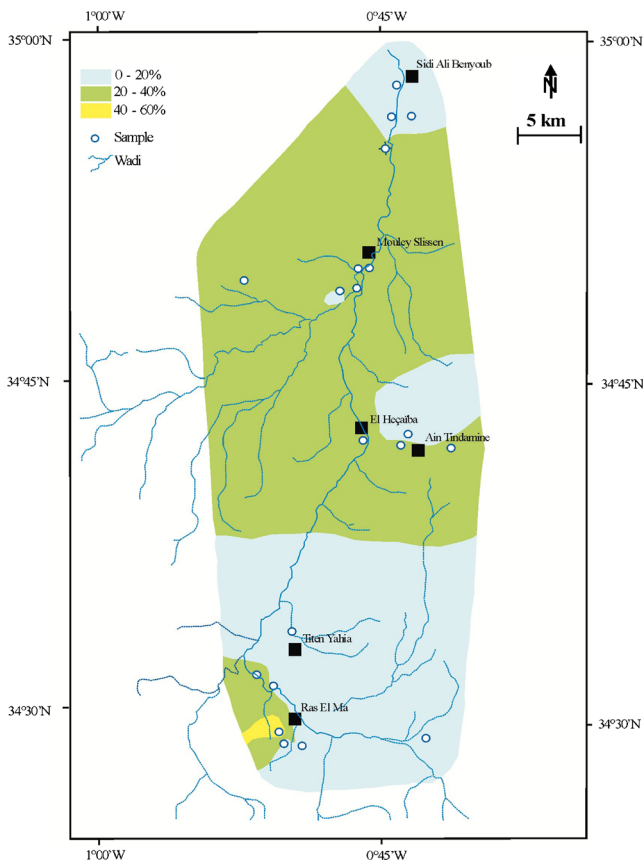


Fig. 5 Percentage sodium spatial variation

scheme of sodicity risk (SAR values below 10), which is the class S1 of Richards classification (Fig. 6a, b). Most samples fall in the C₃S₁ class (low risk of sodicity and high EC), indicating thereby that groundwater is suitable for irrigating salt-tolerant crops in soil with good permeability (Table 6 (B), Fig. 6a, b).

Residual sodium carbonate

Residual sodium carbonate (RSC) is mainly due to water with high concentration of bicarbonate where calcium and magnesium tend to precipitate as carbonates (Ben Alaya et al. 2014) when water is concentrated. As a result, the sodium proportion increases and the soil could therefore adsorb more sodium (Durand 1973). This approach is based on the following equation:

$$RSC = [HCO_3^- + CO_3^{2-}] - [Ca^{2+} + Mg^{2+}]$$

where all the concentrations (Na⁺, K⁺, HCO₃⁻, and CO₃²⁻) are in milliequivalents per liter.

According to Eaton (1950), water containing less than 1.25 meq L⁻¹ of RSC would have no influence on soil; the RSC becomes problematic at values higher than 2.5 meq L⁻¹. The obtained values for the basin are all below 1.25 meq L⁻¹ (Table 6 (D)), indicating that groundwater is of good quality for irrigation.

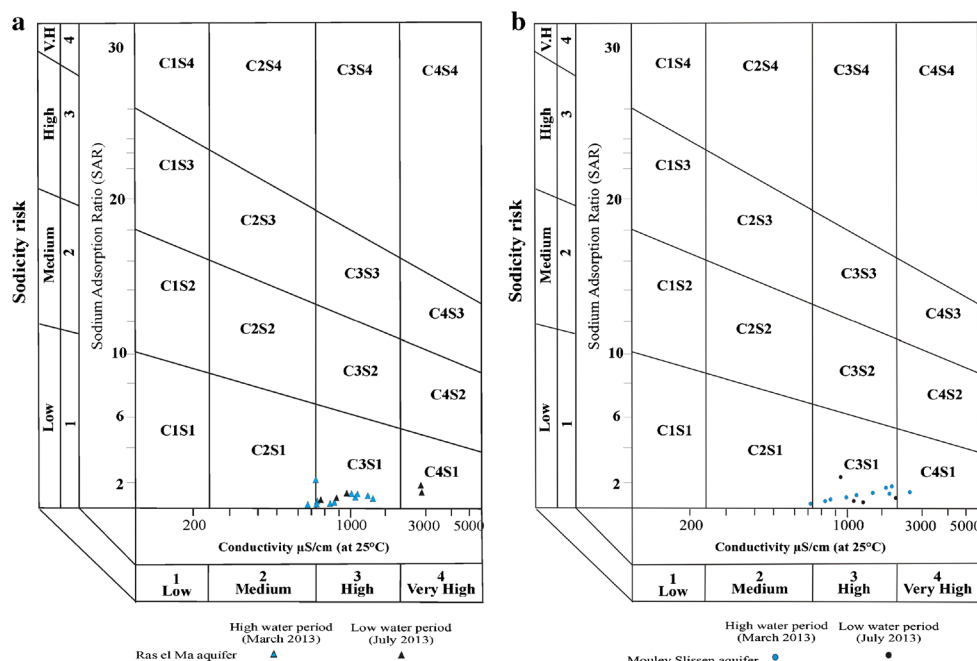


Fig. 6 Water quality with respect to SAR and EC (Richards 1954). **a** *Ras el Ma* aquifer. **b** *Mouley Slissen* aquifer

Permeability index

Long-term irrigation can affect the soil permeability. Sodium, calcium, magnesium, and bicarbonate influence the permeability of soil by modifying its physical and chemical properties. Doneen (1964) classified irrigation waters based on the permeability index (PI) using the following relation:

$$PI = \frac{Na^+ + \sqrt{HCO_3^-}}{Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+} \times 100$$

where the ion concentrations are expressed in milliequivalents per liter. Water quality is classified good when PI >75, fair if PI is between 25 and 75, and unsuitable for irrigation for PI values lower than 25 (Al-Amry 2008). High Mekerra watershed groundwater has PI values ranging between 30.2 and 66.1% (period of high water) and 29.4 and 66.1% (low-water period) and is therefore of fair quality for irrigation.

Kelly’s ratio

Kelly (1940) introduced an important ratio to evaluate the quality of irrigation water in terms of Na⁺ concentration relative to Ca²⁺ and Mg²⁺ (Paliwal 1967). KR is calculated by using the following equation:

$$KR = \frac{Na^+}{Ca^{2+} + Mg^{2+}}$$

where Na⁺, Ca²⁺, and Mg²⁺ are in milliequivalents per liter⁻¹. A value of KR >1 indicates an excess of sodium in water, and makes it unsuitable for irrigation, while water with KR <1 is suitable for irrigation (Narasimha and Sudarshan 2013). All groundwater samples in the High Mekerra watershed have KR <1 (Table 6 (F)) reflecting their suitability water for irrigation purposes based on the categorization scheme of KR.

Magnesium hazard

MH represents an excess of Mg²⁺ relative to Ca²⁺. Generally, Mg²⁺ and Ca²⁺ are in equilibrium in groundwater. Excessive Mg²⁺ affects soil quality by allowing low agricultural yields. Indeed, when the concentration of Ca²⁺ is less than the Mg²⁺, it behaves in the same manner as Na⁺ and thus degrades the soil structure. The values of MH <50% indicate that water is suitable for irrigation (Lloyd and Heathcoat 1985). The ratio proposed by Szabolcs and Darab (1964) is as follows:

$$MH = \frac{Mg^{2+}}{Ca^{2+} + Mg^{2+}} \times 100$$

where the concentrations of Ca²⁺ and Mg²⁺ are in milliequivalents per liter. Table 6 (G) highlights that approximately 60% of the samples have a MH value >50% and are therefore unsuitable for irrigation. The suitable groundwater is situated at the northern (Sidi Ali Benyoub and Mouley Slissen), center (Haçaiba), and eastern parts of the High Mekerra watershed (Fig. 7).

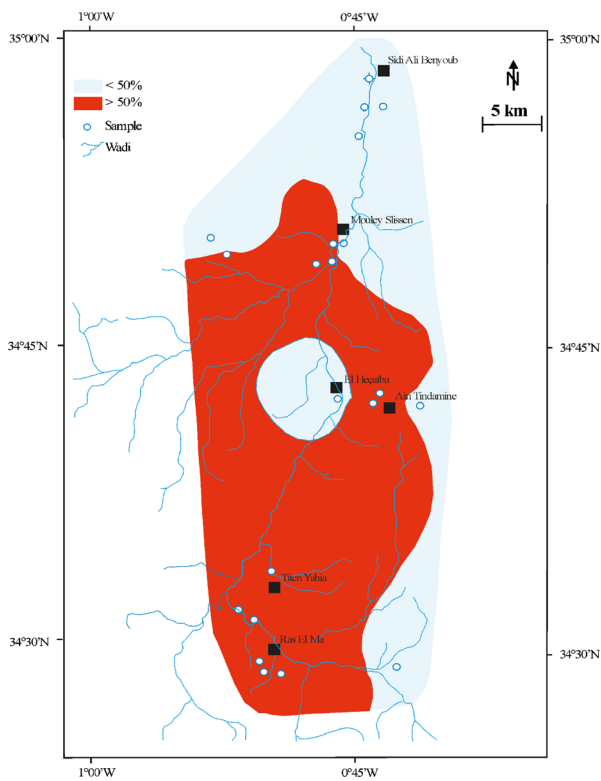


Fig. 7 Magnesium hazard spatial variation

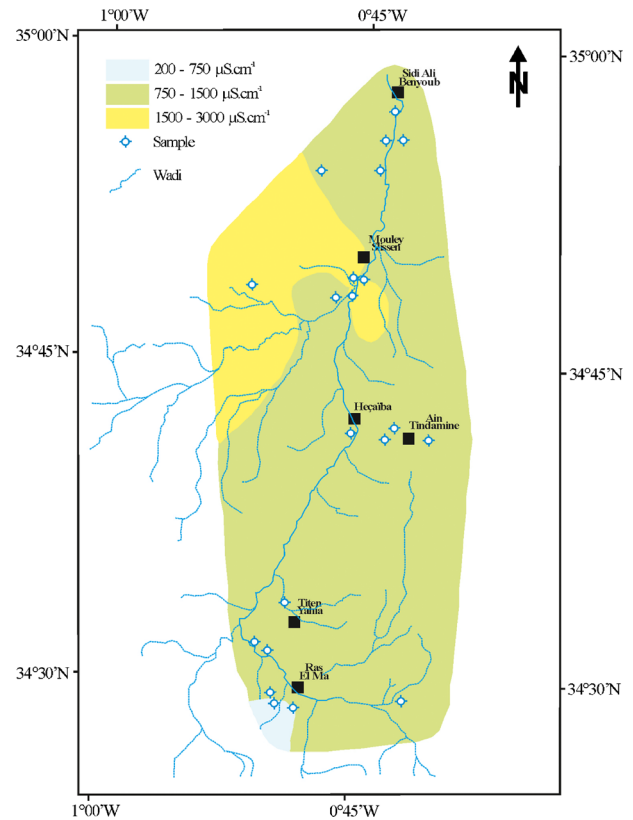


Fig. 8 EC spatial variation according to the quality limit values of Meireles et al. (2010)

Bicarbonate and chloride contents

According to Ayers and Westcott (1985), the ideal content of bicarbonate ions in irrigation water would be about 90 mg L^{-1} (1.5 meq L^{-1}). In the High Mekerra groundwater, HCO_3^- varies between 2.7 and 6.92 meq L^{-1} (high-water period) and 3.44 and 6.23 meq L^{-1} (low-water period) (Table 4). These values can be classified according to FAO in the category “growing problem.”

Chlorides are considered as another parameter in specific toxicity. Their content in groundwater of the study watershed ranges from 2.68 to 9.99 and 2.82 to 9.25 meq L^{-1} during the high- and low-water periods, respectively (Table 4). They are found within classes I ($0\text{--}4 \text{ meq L}^{-1}$), II ($4\text{--}7 \text{ meq L}^{-1}$), and III ($7\text{--}12 \text{ meq L}^{-1}$) as defined in Simsek and Gunduz (2007) with very good, good, and moderate quality, respectively, for irrigation purposes.

Irrigation water quality index

For assessing the water suitability for irrigation, the IWQI was computed using EC, Na^+ , Cl^- , HCO_3^- , and SAR. The spatial variation of EC measured during the high-water period (Fig. 8) revealed that most samples are within the $750\text{--}1500 \text{ }\mu\text{S cm}^{-1}$ class and have q_i values ranging between 60 and 65. Groundwater with the lowest EC values is

concentrated in the northwestern part of the watershed. These values highlight that agricultural lands in the southwestern part of Ras el Ma have the best water quality for irrigation regarding the salinity risks. Sodium concentrations $<2 \text{ meq L}^{-1}$ are located in the vicinity of Sidi Ali Benyoub, Ain Tindamine, and the south of the High Mekerra watershed. In the remaining area, sodium concentrations are relatively high, reaching 6 meq L^{-1} (Fig. 9). Chloride concentrations ranging between 1 and 4 meq L^{-1} are located in the southeast of Sidi Yahia and Ras el Ma cities, around Haçaiba and in the eastern part of Mouley Slissen city. Chloride concentrations are high in the vicinity of Mouley Slissen and in the western part of the study area above the standard (7 meq L^{-1}) reflecting moderate quality of irrigation water (Fig. 10).

Groundwater has low values in HCO_3^- in the Mouley Slissen aquifer than in Ras El Ma aquifer (Fig. 11) where the western part of the watershed is prone to bicarbonate hazard. SAR values are, in general, low in the two aquifers (Fig. 12).

Based on IWQI limits, three categories of irrigation groundwater quality were observed in the watershed. They were very good ($85 < \text{IWQI} < 100$), good ($75 < \text{IWQI} < 85$), and moderate ($55 < \text{IWQI} < 70$) classes. Very good groundwater quality has no toxicity risk for most plants and can be used for irrigation without precaution. Good quality and moderate groundwater quality should be used with caution (Table 2).

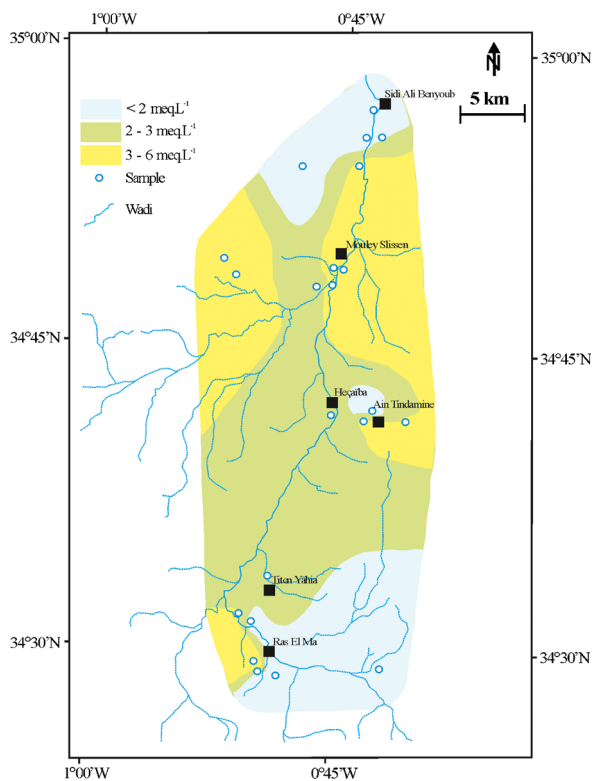


Fig. 9 Na⁺ spatial variation according to the quality limit values of Meireles et al. (2010)

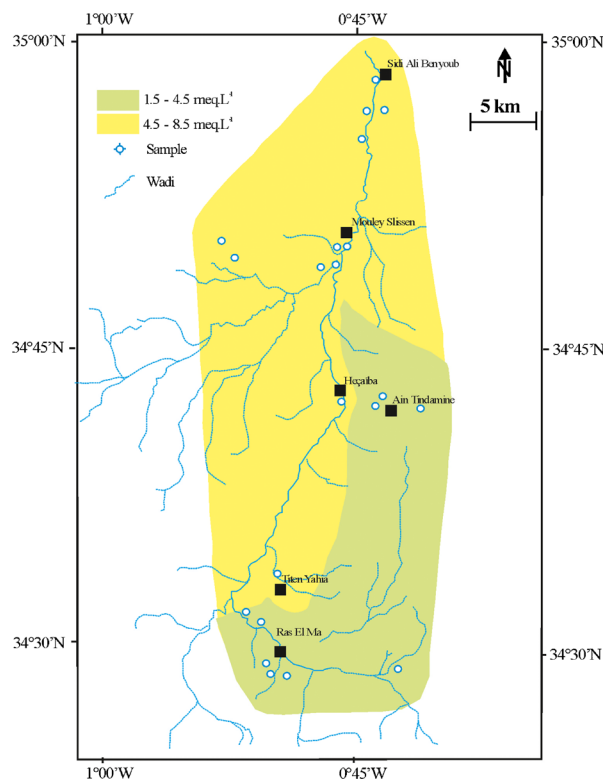


Fig. 11 HCO₃⁻ spatial variation according to the quality limit values of Meireles et al. (2010)

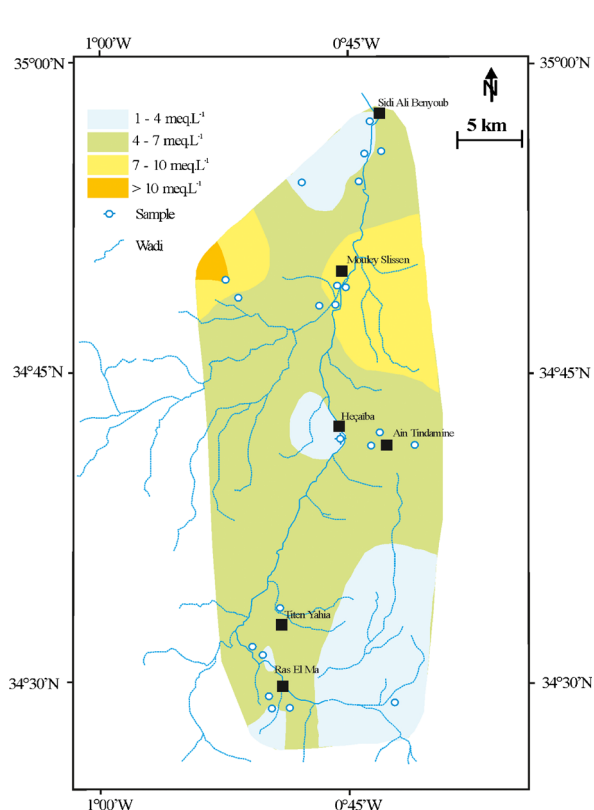


Fig. 10 Cl⁻ spatial variation according to the quality limit values of Meireles et al. (2010)

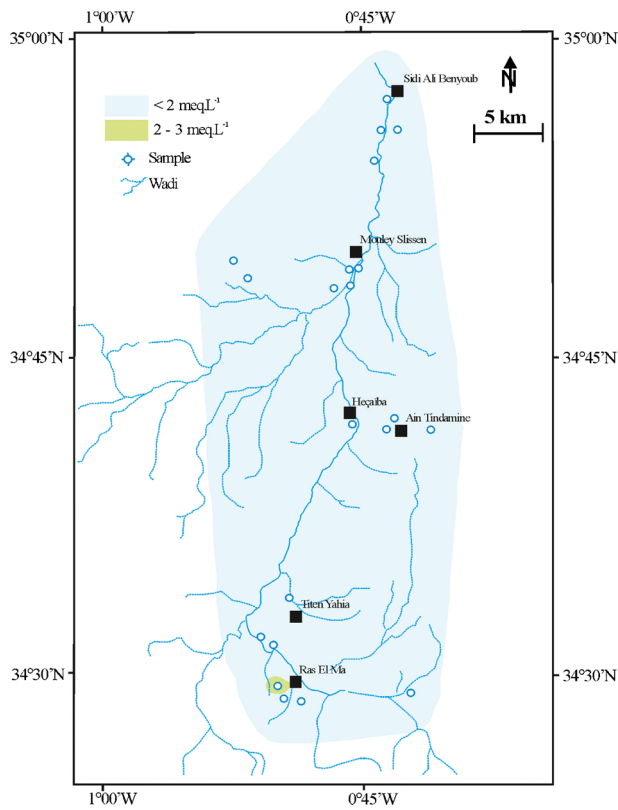


Fig. 12 SAR spatial variation according to the quality limit values of Meireles et al. (2010)

- Ayers RS, Westcott DW (1999) The water quality in agriculture, 2nd Campina Grande: UFPB, Studies FAO Irrigation and Drainage 29
- Badraoui M, Soudi B, Farhat A (1998) Variation de la qualité des sols : Une base pour évaluer la durabilité de la mise en valeur agricole sous irrigation par pivot au Maroc. Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II, Rabat, pp 227–234
- Ben Alaya M, Saidi S, Zemni T, Zargouni F (2014) Suitability assessment of deep groundwater for drinking and irrigation use in the Djefara aquifers (Northern Gabes, south-eastern Tunisia). *Environ Earth Sci* 71:3387–3421
- Bernardo S (1995) Manual de irrigacao, 4th edition, Vicoso: UFV, 488 p
- Dehaan RL, Taylor GR (2002) Field-derived spectra of salinized soils and vegetation as indicators of irrigation-induced soil salinization. *Int J Remote Sensing* 80:406–417
- Doneen LD (1964) Notes on water quality in agriculture. Water Science and Engineering, University of California, Davis
- DSA (2014) Annual report data of Sidi Bel Abbes region. Agricultural Services Direction
- Durand JH (1973) Utilisation des eaux salines pour l'irrigation. *Bull Tech Info* 276:39–58
- Eaton FM (1950) Significance of carbonate in irrigation waters. *Soil Sci* 69:123–133
- Emdad MR, Raine SR, Smith RJ, Fardad H (2004) Effect of water quality on soil structure and infiltration under furrow irrigation. *Irrig Sci* 23:55–60
- Ghassemi F, Jakeman AJ, Nix HA (1995) Salinisation of land and water resources: human causes, extent, management and case studies. Center for Resource and Environmental Studies, The Australian National University, Canberra 125 p
- Gnanachandrasamy G, Ramkumar T, Venkatramanan S, Vasudevan S, Chung SY, Bagyaraj M (2015) Accessing groundwater quality in lower part of Nagapattinam district, Southern India: using hydrogeochemistry and GIS interpolation techniques. *Appl Water Sci* 5:39–55
- Gupta RK, Abrol IP (1990) Salt-affected soil: their reclamation and management for crop production. In: Lal R, Stewart BA (eds) *Advances in soil science*. Volume 11 soil degradation. Springer-Verlag, New York 288 p
- Hadji F, Guasmi I, Djabri L (2013) Suitability of surface water from Mouillah Wadi of Algeria for irrigation purposes. In *Developments in soil salinity assessment and reclamation* 723–735 DOI: [10.1007/978-94-007-5684-7_47](https://doi.org/10.1007/978-94-007-5684-7_47)
- Holanda JS, Amorim JA (1997) Management and control salinity and irrigated agriculture water In: Congresso Brasileiro de Engenharia setting. *Campina Grande* 26:137–169
- Jalal A, Al T, Kamel K, Al Z (2012) Suitability assessment of groundwater for irrigation and drinking purpose in the northern region of Jordan. *J Environ Sci Tech* 5:274–290
- Johnson LE (2009) Geographic information systems in water resources engineering. CRC Press, 340 p
- Kelly WP (1940) Permissible composition and concentration of irrigation waters. *Proc Amer Soc Civ Engin* 66:607–613
- Kumar KR, Singh K, Singh B, Aulakh SS (2014) Mapping groundwater quality for irrigation in Punjab, North-West India, using geographical information system. *Environ Earth Sci* 71:147–161
- Lattuada R, Raper J (1996) Applications of 3d delaunay triangulation algorithms in geometric modeling. In *Proc. 3rd Int. Conf. Workshop. Integrating GIS and Environment Modeling*. Nat. Ctr. for Geographic Information and Analysis
- Lee DT, Schachter BJ (1980) Two algorithms for constructing a Delaunay triangulation. *Int J Comput Inform Sci* 9(3):219–242
- Lloyd JW, Heathcoat JA (1985) Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater: an introduction. Oxford University Press, New York 296 p
- Meireles A, Andrade EM, Chaves L, Frischkorn H, Crisostomo LA (2010) A new proposal of the classification of irrigation water. *Rev Ciênc Agron* 41(3):349–357
- Narasimha A, Sudarshan V (2013) Hydrogeochemistry of groundwater in Basara area, Adilabad district, Andhra Pradesh, India. *J Appl Geochem* 15:224–237
- Paliwal KV (1967) Effect of gypsum application on the quality of irrigation waters. *Madras Agric J* 59:646–647
- Person J (1978) Irrigation et drainage en Tunisie problème posé par la salinité des sols et des eaux. *Bulletin du BRGM, 2ème série, section III, no. 2* 143–151
- Pinder GF (2002) Groundwater modeling using geographical information systems. John Wiley & Sons, Inc., 247p
- Pisinaras V, Tshirintzis VA, Petalas C, Ouzounis K (2009) Soil salinization in the agricultural lands of Rhodope District, northeastern Greece. *Environ Monit Assess* 166(1):79–94
- Richards LA (1954) Diagnosis and improvement of saline and alkali soils, US Department of Agriculture Handbook, Vol. 60, Washington DC160 p
- Rogers ME (2001) The effect of saline irrigation on lucerne production: shoot and root growth, ion relations and flowering incidence in six cultivars grown in northern Victoria, Australia. *Irrigation Sci* 20:55–64
- Romanelli A, Lima ML, Londono OMQ, Martinez DE, Massone HE (2012) A Gis-Based Assessment of Groundwater Suitability for Irrigation. Purposes in Flat Areas of the Wet Pampa Plain, Argentina. *Environmental Management* 50 : 490-503
- Rouabhia A, Djabri L (2010) L'irrigation et le risque de pollution saline. Exemple des eaux souterraines de l'aquifère miocène de la plaine d'El Ma El Abiod. *Larhyss Journal* no. 08:55–67
- Sambridge M, Braun J, McQueen H (1995a) Computational methods for natural neighbor interpolation in two and three dimensions. In *Computational techniques and applications: CTAC95*
- Sambridge M, Braun J, McQueen H (1995b) Geophysical parametrization and interpolation of irregular data using natural neighbours. *Geophys J Int* 122:837–857
- Schiavo MA, Havser S, Gusimano G, Gatto L (2006) Geochemical characterization of groundwater and sub-marine discharge in southeastern Sicily. *Cont Shelf Res* 26(7):826–834
- Shamsi UM (2005) GIS applications for water, wastewater, and stormwater systems. Taylor & Francis, 453p
- Sibson R (1980) A vector identity for the Dirichlet tessellation. *Math Proc Camb Philos Soc* 87:151–155
- Sibson R (1981) A brief description of natural neighbour interpolation. In: Barnett V (ed) *Interpreting Multivariate data*. Wiley, USA
- Simsek C, Gunduz O (2007) IWQ index: a GIS-integrated technique to assess irrigation water quality. *Environ Monit Assess* 128:227–300
- Subramani T, Elango L, Dhamodarasamy SR (2005) Groundwater quality and its suitability for drinking and agricultural use in Chithar River Basin, Tamilnadu, India. *Environ Geol* 47:1099–1110
- SubraRao N (2006) Seasonal variation of groundwater quality in a part of Guntar district, Andhra Pradesh, India. *Environ Geol* 49:413–429
- Szabolcs I, Darab C (1964) The influence of irrigation water of high sodium carbonate content of soils. *Math Proc Camb Philos Soc II*:803–812
- Tedeshi A, Menenti M (2002) Indicators of the seasonal cycle of total dissolved and adsorbed salts under irrigation. *Wat Resour Manage* 16:89–103
- Todd DK (1980) Groundwater hydrology. Wiley and Sons, 2nded
- Van Der Lelij A, Poolman G (1989) EM-38 applications in irrigated areas of southern New South Wales, resource-monitoring workshop. Proceedings and abstracts, Department of Agriculture and Rural Affairs, Institute for Irrigation and Salinity Research, Tatura, Victoria, Vol. 1, 13 p.
- Watson DF (1992) Contouring: a guide to the analysis and display of spatial data. Pergamon, Oxford
- Wilcox LV (1955) Classification and use of irrigation water, Washington: US Department of Agriculture. Circular 969 19 p
- Yazdanpanah N (2016) Spatiotemporal mapping of groundwater quality for irrigation using geostatistical analysis combined with a linear regression method. *Model Earth Syst Environ* 2:18