

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

و البحث العلمي وزارة التعليم العالي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université MUSTAPHA Stambouli

Mascara



جامعة مصطفى اسطمبولي

معسكر

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie

Département d'Agronomie

Laboratoire des Sciences et Techniques de l'Eau

## THESE de DOCTORAT

Spécialité Hydraulique

Intitulée

**Apport des outils géochimiques et isotopiques à l'étude du  
fonctionnement de l'aquifère Karstique du Bassin d'Oued Fékan**

*Présentée par : **BENADELA LAOUNI***

Soutenue publiquement le 17/12/2023

Devant le jury :

Président	Benslimane Mohamed	Pr	Université de Mascara
Examineur	Meddi Mohamed	Pr	Université de Blida
Examineur	Belhadj Mohamed zine	MCA	Université de Skikda
Examineur	Atallah Mhamed	MCA	Université d'EL Bayadh
Examineur	Benzater Benali	MCA	Université de Mascara
Encadreur	Bekkoussa Belkacem	Pr	Université de Mascara

Année Universitaire : 2022-2023

## Remerciements

Et voila, après 6 ans et quelques mois, cette aventure touche a sa fin. Elle n'aurait pas pu se dérouler et s'achever si bien sans le soutien d'un si grand nombre. Je vais donc profiter avec grand plaisir de cette partie qui m'est offerte !!

- Je tiens à remercier tout d'abord le Pr. *BEKKOUSSA Belgacem Samir*, mon promoteur, qui m'a permis de réaliser ce travail et m'a encadré tout au long de sa réalisation. Son aide m'a également été précieuse pour la réalisation des analyses isotopiques et les éléments traces au laboratoire d'Avignon et au laboratoire LAMA de Montpellier.
- Mes sincères remerciements s'adressent aux membres du jury qui ont bien voulu assister et juger cette thèse. Le Pr *Benslimane Mohamed* de l'université de Mascara, qui a bien voulu m'honorer en présidant ce jury, de même que le Pr *Meddi Mohamed* de l'université de Blida, le Dr *Belhadj Mohamed zine* de l'université de Skikda, le Dr *Atallah Mhamed* de l'université d'EL Bayadh et le Dr *Benzater Benali* de l'université de Mascara.
- Mes Remerciements à Messieurs *Nicolas PATRIS*, *Jean Denis TAUPIN* - *Equipe KARSTS* de l'université d'Avignon et de l'université de Montpellier, pour la réalisation des analyses isotopiques nécessaires à la conception de ce travail.

Toute ma gratitude à M<sup>me</sup> Aicha EL MAHI, Maître de conférences à l'université de Mascara, pour l'aide qu'elle m'a apporté dans le traitement des données climatologiques et ses précieux conseils pendant l'élaboration de ce travail.

J'ai gardé pour la fin, non pas par volonté mais par nécessité conventionnelle, ceux qui me sont les plus chers : ma famille. Je remercie très chaleureusement mes parents, mon épouse, ma sœur et mes frères pour m'avoir toujours supporté et soutenue dans mes choix de vie et même encore aujourd'hui. Sans vous et votre amour je n'en serais pas là où j'en suis aujourd'hui.

Et enfin, je tien à remercier tous les enseignants, amis et personnels du département de l'hydraulique, pour leurs aides, conseils et encouragements.

*Je dédie cette thèse :*

*À mes parents et mon épouse.*

*À mes très chers enfants.*

*À mes frères et ma sœur.*

## ملخص.

تهدف هذه الأطروحة إلى دراسة مساهمة الأدوات الجيوكيميائية والنظائرية في تحديد عمل طبقة المياه الجوفية الكارستية بحوض واد فكان في منطقة شبه قاحلة تقع في شمال غرب الجزائر، وفهم العوامل الرئيسية التي تحكم جودة المياه الجوفية. النهج المستخدم هو مزيج من الأساليب التحليلية الهيدروكيميائية التقليدية، وتحليل المكونات الرئيسية (PCA)، ونسب الأيونات الرئيسية والتقنيات النظائرية، بناءً على البيانات المستمدة من 38 عينة من المياه الجوفية تم جمعها في أكتوبر 2016 للدراسة النظائرية، و17 عينة خلال شهر فبراير 2022 للدراسة الهيدروكيميائية. تشير النتائج إلى أن منسوب المياه المضغوطة للجزء غير المحصور من طبقة المياه الجوفية مستقر إلى حد ما بينما يتعرض الجزء المحصور لانخفاضات كبيرة. أنواع المياه السائدة هي  $\text{HCO}_3\text{-Mg}$  (76%)،  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  (17%)، و  $\text{Cl-Mg}$  (7%). وفقاً لنهج (PCA)، فإن التملح وتبادل الكاتيونات وإذابة السيليكات هي العمليات التي تتحكم في التقلبات الهيدروكيميائية. أظهر التحليل الهيدروكيميائي أن المياه الجوفية للطبقة الكارستية بحوض واد فكان تتوافق مع المعايير الدولية والوطنية لمياه الشرب. يتم التحكم في التركيب الكيميائي والتمعدن بشكل رئيسي عن طريق إذابة معادن الكربونات والمخدرات. كشف التحليل النظائري عن اختلافات معتدلة في قيم  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^2\text{H}$ ، مع توزيع مكاني ملحوظ. تم العثور على قيم النظائر الثقيلة الأكثر إثراء في الأجزاء الشمالية الشرقية والشمالية الغربية من المنطقة، مما يشير إلى وجود تأثير قوي للتبخر قبل وبعد التسرب. وتظهر المناطق الواقعة إلى الجنوب والغرب قيماً مستفدة للنظائر المستقرة، تعزى إلى تأثير الارتفاع وزمن الإقامة. وأظهرت قيم  $\delta^{18}\text{O}$  و  $\delta^2\text{H}$  وفائض الديوتيريوم ( $d_{\text{exc}}$ ) وجود تسرب سريع لمياه الأمطار وأن المياه الموجودة في طبقة المياه الجوفية هي من أصل محيطي ومتوسطي. ويقدر التدرج الارتفاعي في  $\text{O}^{18}$  لمنطقة الدراسة بـ 0.2  $\delta^{18}\text{O}$  لكل 100 متر. توفر هذه الدراسة فهماً متعمقاً للخصائص الهيدرولوجية والهيدروجيولوجية والهيدروكيميائية والنظائرية لحوض تجمع مياه وادي فكان. هذه المعلومات ضرورية لإدارة والحفاظ على هذا المورد القيم للمياه الجوفية.

**الكلمات المفتاحية:** الكيمياء الهيدروجيولوجية ، النظائر ، كارست ، حوض واد فكان

**Abstract:**

This thesis aims to study the contribution of geochemical and isotopic tools to determining the functioning of the Karst aquifer of the Oued Fékan Basin in a semi-arid region located in the northwest of Algeria, and to understand the main factors governing groundwater quality. The approach used is a combination of traditional hydrochemical analytical methods, principal component analysis (PCA), major ion ratios and isotopic techniques, based on data derived from 38 groundwater samples collected in October 2016 for the isotopic study, and 17 samples during the month of February 2022 for the hydrochemical study. The results indicate that the piezometric level of the unconfined part of the aquifer is rather stable while the confined part experiences significant drawdowns. The dominant water types are  $\text{HCO}_3\text{-Mg}$  (76%),  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  (17%), and  $\text{Cl-Mg}$  (7%). According to the (PCA) approach, salinization, cation exchange and silicate dissolution are the processes that control hydrochemical variability. Hydrochemical analysis revealed that the groundwater of the karst aquifer of the Oued Fékan basin complies with international and national standards for drinking water. Chemical composition and mineralization are mainly controlled by the dissolution of carbonate minerals and evaporites. Isotopic analysis revealed moderate variations in the values of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^2\text{H}$ , with a notable spatial distribution. The most enriched heavy isotope values are found in the northeast and northwest parts of the region, suggesting a strong influence of evaporation before and after infiltration. Areas to the south and west show depleted values of stable isotopes, attributed to the effect of altitude and residence time. The values of  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  and deuterium excess (dexc) showed the presence of rapid infiltration of rainwater and that the water in the aquifer is of oceanic and Mediterranean origin. The altitudinal gradient in  $^{18}\text{O}$  of the study area is estimated at 0.2  $\delta^{18}\text{O}$  per 100m. This study provides an in-depth understanding of the hydrological, hydrogeological, hydrochemical and isotopic characteristics of the Oued Fékan watershed. This information is essential for the management and preservation of this valuable groundwater resource.

**Keywords:** Hydrogeochemistry, Isotopes, Karst, Oued Fekan Basin.

### Résumé

Cette thèse vise à étudier l'apport des outils géochimique et Isotopiques à la détermination du fonctionnement de l'aquifère Karstique du Bassin d'oued Fékan dans une région semi-aride située au nord-ouest de l'Algérie, et à comprendre les principaux facteurs régissant la qualité des eaux souterraines. L'approche utilisée est une combinaison de méthodes d'analyse hydrochimiques traditionnelles, d'analyse en composantes principales (ACP), de ratios d'ions majeurs et de techniques isotopiques, sur la base des données dérivées de 38 échantillons d'eau souterraine prélevés en Octobre 2016 pour l'étude isotopique, et 17 échantillons au cours du mois de février 2022 pour l'étude hydrochimique. Les résultats indiquent que le niveau piézométrique de la partie non confinée de la nappe est plutôt stable tandis que la partie captive connaît des rabattements importants. Les types d'eau dominants sont HCO<sub>3</sub>-Mg (76 %), HCO<sub>3</sub>-Na (17 %) et Cl-Mg (7 %). Selon l'approche (ACP), la salinisation, l'échange cationique et la dissolution des silicates sont les processus qui contrôlent la variabilité hydrochimique. L'analyse hydrochimique a révélée que les eaux souterraines de la nappe karstique du bassin d'Oued Fékan sont conformes aux normes internationales et nationales pour l'eau potable. La composition chimique et la minéralisation sont principalement contrôlées par la dissolution de minéraux carbonatés et d'évaporites. L'analyse isotopique a mis en évidence des variations modérées dans les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ , avec une répartition spatiale notable. Les valeurs les plus enrichies en isotopes lourds se trouvent dans les parties nord-est et nord-ouest de la région, suggérant une forte influence de l'évaporation avant et après l'infiltration. Les zones situées au sud et à l'ouest présentent des valeurs appauvries en isotopes stables, attribuées à l'effet de l'altitude et au temps de séjour. Les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^2\text{H}$  et de l'excès en deutérium ( $d_{\text{exc}}$ ) ont montré la présence d'une infiltration rapide des eaux de pluie et que les eaux de la nappe sont d'origine océanique et méditerranéenne. Le gradient altitudinal en  $^{18}\text{O}$  de la zone d'étude est estimé à  $0,2 \delta^{18}\text{O}$  pour 100m. Cette étude offre une compréhension approfondie des caractéristiques hydrologiques, hydrogéologiques, hydrochimiques et isotopiques du bassin versant d'Oued Fékan. Ces informations sont essentielles pour la gestion et la préservation de cette précieuse ressource en eau souterraine.

**Mots clés :** Hydrogéochimie, Isotopes, Karst, Bassin d'oued Fékan.

# Table des Matières

---

Remerciements  
Résumé  
Table des matières  
Liste des Figures  
Liste des Tableaux

**INTRODUCTION GENERALE** .....01

## CHAPITRE I

### *Généralité sur les aquifères karstiques*

I.1 Introduction .....	04
I.2. Caractéristiques, fonctionnement et méthodes d'étude des aquifères karstiques.....	04
I.2.1 Caractéristiques .....	05
I.2.1.1 Processus de karstification.....	05
I.2.1.1.1 Dissolution de la roche.....	07
I.2.1.1.2 Transport des matières dissoutes.....	07
I.3 Description et fonctionnement des multiples composantes d'un aquifère karstique.....	08
I.3.1 La zone d'infiltration.....	08
I.3.1.1 Le sol.....	08
I.3.1.2 L'épikarst .....	09
I.3.1.3 La zone de transition .....	09
I.3.2 La zone saturée.....	10
I.4 Les enjeux des aquifères karstiques.....	11
I.5 Classification des systèmes karstiques.....	12
I.5.1 Aquifères carbonatés fissurés et karstifiés .....	12
I.5.2 Systèmes karstiques au sens strict .....	13
I.5.3 Systèmes karstiques non fonctionnels.....	13
I.6 Typologie des systèmes karstiques.....	15

I.6. a) Nature de l'impluvium .....	15
I.6. b) Organisation du drainage.....	15
I.7 Méthodes d'étude des systèmes karstiques.....	17
I.7.1 Méthode géologique.....	17
I.7.2 Méthodes hydrogéologiques.....	18
I.7.2.1 Délimitation des aires d'alimentation.....	18
I.7.2.2 Méthodes des débits classés.....	18
I.7.2.3 Analyse des courbes de récession.....	19
I.7.2.4 Analyses corrélatoires et spectrales.....	20
I.7.3. Modélisation des systèmes karstiques.....	21
I.7.4 Méthodes géochimiques.....	22
I.7.5 Expérience de traçage.....	24
I.7.5.A Traceur artificiel.....	24
I.7.5.B Traceur naturel.....	25
I.7.6 Méthodes géophysiques.....	26
I.8 Conclusion.....	27

## **CHAPITRE II**

### *Généralités sur les isotopes*

II.1. Introduction.....	28
II.2. Traceurs environnementaux des eaux souterraines .....	28
II.2.1 Etat des connaissances, les isotopes stables de l'eau.....	28
II.2.1.1 Brève histoire de l'isotope.....	28
II.2.1.2 Définition.....	29
II.3 Fractionnement et distillation des isotopes stables.....	31
II.3.1 Fractionnement isotopique.....	31
II.3.2 Facteur de fractionnement ( $\alpha$ ).....	32
II.3.3 Facteur d'enrichissement ( $\epsilon$ ).....	34

II.4 Ligne isotopique météorique.....	35
II.5 Les effets isotopiques dans le cycle hydrologique.....	36
II.6 Les isotopes stables (Oxygène-18 et deutérium).....	38
II.6.1 Excès en Deutérium.....	41
II.6.2 Marquage à l'évaporation.....	41
II.7 Tritium : $^3\text{H}$ .....	44
II.8 Autres isotopes du milieu pouvant être utilisés en hydrogéologie.....	46
II.8.1 Isotopes du carbone.....	46
II.8.2 Isotopes du soufre.....	47
II.8.3 Isotopes de l'azote.....	47
II.9 Domaines d'application des méthodes isotopiques.....	47
II.9.1 Exploitation et gestion des ressources en eau.....	48
II.9.2 Altitude moyenne de la zone d'alimentation.....	48
II.9.3 Recharge des aquifères à travers la zone non-saturée.....	49
II.9.4 Evaporation à travers la zone non-saturée.....	50
II.9.5 Bilan en eau d'un aquifère.....	50
II.9.6 Ages radiométriques et temps de séjour moyen.....	51
II.9.7 Connexions entre aquifères.....	51
II.10 Conclusion.....	52

## **CHAPITRE III**

### *Description générale de la zone d'étude*

III.1 Introduction.....	53
III.2 situation géographique.....	53
III.3 Étude morphométrique.....	54
III.3.1 Caractéristiques physiques et géomorphologiques de BV.....	54

III.3.1.1 Périmètre et surface du BV d'Oued Fekan.....	55
III.3.1.2 Coefficient de forme ou compacité.....	55
III.3.1.3 Coefficient d'allongement.....	56
III.3.2 Notion de Rectangle équivalent.....	56
III.3.3 Etude de relief.....	59
III.3.3.1 Etude des surfaces du BV.....	59
III.3.3.1.1 Répartition des surfaces en fonction de l'altitude.....	59
III.3.3.1.2 les altitudes caractéristiques.....	60
III.3.4 Indice de pentes.....	63
III.3.4.1. Indice de pentes global ( $I_g$ ).....	66
III.3.4.2. Indice de pentes moyenne ( $I_{p_{moy}}$ ).....	66
III.3.4.3 Indice de pente- de roche ( $I_p$ ).....	64
III.3.5 L'analyse du réseau hydrographique.....	65
III.3.5.1 Profil en long .....	66
III.3.5.2 Tracé en plan.....	67
III.3.5.3 Densité de drainage ( $D_d$ ) .....	68
III.3.5.4 Constante de stabilité du cours d'eau.....	68
III.3.5.5 Fréquences des cours d'eau.....	69
III.3.5.6 Rapport de confluence ( $R_c$ ).....	69
III.3.5.7 Rapport des longueurs ( $R_l$ ).....	70
III.3.6 Calcul du temps de concentration.....	71
III.3.6.1 Le coefficient d'allongement.....	72
III.3.6.2 Coefficient de torrentialité ( $C_t$ ).....	72
III.3.7 Occupation du sol.....	74
III.4 Contexte climatique.....	75
III.4.1 Température.....	76

III.4.2. Le vent.....	77
III.4.3 L'humidité.....	78
III.4.4 L'évaporation.....	79
III.4.5 Précipitations.....	80
III.4.5.1 Variabilité annuelle.....	83
III.4.5.2 Analyse des tendances des événements pluviométriques extrêmes.....	86
III.4.5.2.1 Indice standardisé de précipitation(SPI).....	86
III.4.5.2.2 La méthode « MGCTI ».....	91
III.4.5.3 La variabilité saisonnière des précipitations .....	94
III.4.5.4 La variabilité mensuelle des précipitations .....	96
III.5 Géologie du site d'étude.....	98
III.5.1 Bordure Nord et Ouest.....	98
III.5.2 Bordure Sud.....	98
III.5.3 Bordure Est.....	98
III.5.4 Centre de la plaine.....	98
III.6 Description lithostratigraphiques des formations.....	101
III.6.1 Le secondaire.....	101
III.6.1 .1 Trias.....	101
III.6.1.2 Callovo-Oxfordien.....	101
III.6.1.3 Lusitanien.....	101
III.6.1.4 Jurassique supérieur.....	101
III.6.1.5 Crétacé inférieur.....	101
III .6.2 Le Tertiaire.....	101
III .6.2.1 Eocène.....	101
III .6.2.2 Oligocène.....	102
III .6.2.3 Miocène.....	102

III.6.2.4 Pliocène.....	102
III.6.3 Quaternaire.....	103
III .6.3.1 Actuel.....	103
III.6.3.2 Tectonique.....	103
III.7 Hydrogéologie .....	105
III.7.1 Aquifère des alluvions Plio-Quaternaires .....	105
III.7.2 Aquifère des calcaires et grés du pliocène.....	105
III.7.2.1 Nappe des calcaires lacustres .....	105
III.7.2.2 Nappe des grés de l’Astien .....	106
III.7.3 Aquifère des calcaires dolomitiques du jurassique .....	106
III.8 Piézométrie .....	108
III.8.1 Précision des mesures piézométriques et des courbes isopièzes .....	108
III.8.2 Piézométrie générale de l’aquifère .....	109
III.8.2.2 Evolution des niveaux piézométriques .....	111
III.9 Conclusion .....	113

## **CHAPITRE IV**

### *Détermination des caractéristiques hydrochimiques*

IV.1 Introduction.....	115
IV.2 Echantillonnage et analyses hydrochimiques .....	115
IV.2.1 Balance Ionique (BI).....	116
IV.3 Caractérisation hydrochimique de la nappe du Jurassique .....	117
IV.3.1 Statistiques descriptive .....	117
IV.3.1.1 Conductivité électrique et concentration totale en solides dissous (TDS).....	117
IV.3.1.2 Concentration des ions Ca <sup>+</sup> et Mg <sup>2+</sup> .....	118

IV.3.1.3	Concentration des ions $\text{Na}^+$ et $\text{K}^+$ .....	118
IV.3.1.4	Concentration en $\text{Cl}^-$ .....	119
IV.3.1.5	Concentration en $\text{HCO}_3^-$ .....	119
IV.3.1.6	Concentration en $\text{SO}_4^{2-}$ .....	120
IV.3.1.7	Concentration des ions $\text{NO}_3^-$ .....	120
IV.3.1.8	Le pH .....	120
IV.3.2	Détermination des principaux facies hydrochimiques .....	121
IV.3.3	Analyse statistique multivariable .....	123
IV.3.3.1	Matrice de corrélation .....	123
IV.3.3.2	Analyse en composante principale (ACP) .....	124
IV.3.4	Relations entre les ions majeurs.....	127
IV.3.4.1	Diagramme de Gibbs.....	127
IV.3.4.2	Le couple $\text{Ca}^{+2} / \text{Mg}^{+2}$ .....	127
IV.3.4.3	Relation entre $(\text{HCO}_3 + \text{SO}_4)$ vs $(\text{Ca} + \text{Mg})$ .....	128
IV.3.4.4	Le couple $\text{Na}^+ / \text{Cl}^-$ .....	129
IV.3.4.5	Le couple $\text{Ca}^{+2} / \text{SO}_4^{2-}$ .....	130
IV.3.4.6	Les échanges cationiques .....	130
IV.3.4.7	Le rapport CAI-I vs CAI-II.....	131
IV.3.4.8	Le couple $(\text{Mg}^{+2} / \text{Ca}^{+2})$ vs $\text{Cl}^-$ .....	132
IV.3.4.9	Relation entre : $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ vs $\text{Ca}^{+2}/\text{Na}^+$ et $\text{Mg}^{+2}/\text{Na}^+$ vs $\text{Ca}^{+2}/\text{Na}^+$ .....	132
IV.3.5	Qualité des eaux.....	133

IV.3.5.1	Qualité pour la consommation.....	133
IV.3.5.1.1	L'indice de qualité des eaux souterraine (GWQI).....	133
IV.3.5.2	Aptitude des eaux à l'irrigation .....	135
IV.3.5.2.1	Caractérisation des eaux pour l'irrigation.....	136
IV.3.5.2.1.1	Classification des eaux par la méthode de richards et Wilcox.....	136
IV.4	Caractérisation hydrochimique la nappe du plio-quaternaire .....	139
IV.4.1	Statistiques descriptive .....	139
IV.4.1.1	Concentration des ions $\text{Ca}^+$ et $\text{Mg}^{2+}$ .....	139
IV.4.1.2	Concentration des ions $\text{Na}^+$ et $\text{K}^+$ .....	139
IV.4.1.3	Concentration en $\text{Cl}^-$ .....	140
IV.4.1.4	Concentration en $\text{HCO}_3^-$ .....	140
IV.4.1.5	Concentration en $\text{SO}_4^{2-}$ .....	140
IV.4.1.6	Concentration des ions $\text{NO}_3^-$ .....	140
IV.4.1.7	Le pH .....	140
IV.4.1.8	Conductivité électrique et résidu sec.....	141
IV.4.2	Détermination des principaux facies hydrochimiques .....	141
IV.4.2.1	Répartition géographique des faciès chimiques.....	142
IV.4.3	Matrice de corrélation .....	143
IV.4.4	Statistiques multivariées des données.....	144
IV.4.4.1	Analyse en composante principale (ACP) .....	144
IV.4.4.2	Distribution spatiale des scores factoriels F1 et F2.....	147

IV.4.5 Relations entre les ions majeurs.....	148
IV.4.5.2 Principaux graphiques bivariés.....	149
IV.4.5.3 Les impacts anthropiques.....	152
IV.4.6 Qualité des eaux.....	153
IV.4.6.1 Qualité pour la consommation.....	153
IV.4.6.2 Aptitude des eaux à l'irrigation .....	154
IV.4.7 Conclusion.....	155

## **CHAPITRE V**

### *Etude Isotopiques*

V.1 Introduction.....	158
V.2 Mode opératoire de l'échantillonnage isotopique .....	159
V.3 Statistiques des données ( $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ ).....	160
V.4 Distribution spatiale des isotopes stables de l'eau.....	161
V.4.1 Distribution spatiale de l'excès en deutérium.....	163
V.5 Relation $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$ .....	164
V.5.1 Gradient isotopique avec l'altitude.....	166
V.5.2 Relation entre la salinité et la teneur en $^{18}\text{O}$ .....	167
V. 6 Echantillonnages et Mesures d $^{13}\text{C}$ et $^3\text{H}$ .....	168
V.5 Conclusion.....	169

CONCLUSION GENERALE.....	170
Bibliographie.....	174

# Liste Des Figures

<i>Fig.01</i>	Représentation du système karstique .....	05
<i>Fig.02</i>	Les différentes zones constituant un système karstique .....	08
<i>Fig.03</i>	Exemple de pompages (SAD : système annexe au drainage) .....	10
<i>Fig.04</i>	Modèle conceptuel des écoulements dans les aquifères karstiques .....	12
<i>Fig.05</i>	Schéma conceptuel de l'aquifère karstique selon une approche fonctionnelle .....	14
<i>Fig.06</i>	Configuration des systèmes karstiques en fonction de leur impluvium .....	16
<i>Fig.07</i>	Configuration des systèmes karstiques en fonction de leurs réseaux de drainage.....	16
<i>Fig.08</i>	Décomposition de la récession .....	19
<i>Fig.09</i>	Quelques isotopes de l'oxygène, de l'azote et du carbone.....	30
<i>Fig.10</i>	Droite météorique mondiale (GMWL).....	36
<i>Fig.11</i>	Exemple de l'effet d'altitude sur les précipitations du versant Est des Andes.....	37
<i>Fig.12</i>	Répartition mondiale de la Moyenne annuelle du $d^{18}O$ des eaux de précipitation.....	40
<i>Fig.13</i>	Enrichissement isotopique dans les eaux évaporées et les effets d'humidité.....	43
<i>Fig.14</i>	Relation oxygène-18 et Deutérium dans les eaux naturelle.....	43
<i>Fig.15</i>	Répartition mondiale des activités en tritium dans les pluies en 1963.....	45
<i>Fig.16</i>	Variation des doses de tritium mesurées dans les précipitations échantillonnées à Ottawa des années 1950 à 2000.....	45
<i>Fig.17</i>	Situation géographique du bassin versant de la Macta et du sous bassin d'Oued Fékan....	53
<i>Fig.18</i>	Carte topographique de la zone d'étude.....	55
<i>Fig.19</i>	Indice de Gravelius et forme des bassins versants.....	55
<i>Fig.20</i>	Rectangle équivalent du bassin versant d'Oued FEKEN.....	58
<i>Fig.21</i>	La courbe hypsométrique et le diagramme des fréquences altimétriques.....	60
<i>Fig.22</i>	Réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Fékan.....	66
<i>Fig.23</i>	Profil en long d'Oued Fékan .....	67

<i>Fig.24</i>	Le rapport confluence.....	70
<i>Fig.25</i>	Le rapport de longueur.....	71
<i>Fig.26</i>	Carte d'occupation de sol d'Oued Fékan.....	75
<i>Fig.27</i>	Variabilité des températures moyennes mensuelles au niveau de la station de Matmore.	77
<i>Fig.28</i>	Moyenne mensuelle des vitesses du vent à la station de Matmore (1995-2017).....	77
<i>Fig.29</i>	Variabilité de l'humidité moyenne mensuelle à la station de Matmore(1998-2017).....	78
<i>Fig.30</i>	Variabilité de l'évaporation moyenne mensuelle à la station de Mascara (2000-2017)...	79
<i>Fig.31</i>	Localisation des stations pluviométriques retenues.....	81
<i>Fig.32</i>	Variabilité des pluies annuelles dans la région d'étude (1973-2012).....	85
<i>Fig.33</i>	Variation des indices pluviométriques standardisés (SPI) sur la zone d'étude.....	90
<i>Fig.34</i>	Matrice MGCTI appliquée sur les précipitations annuelles de la zone d'étude.....	94
<i>Fig.35</i>	répartition saisonnières des précipitations à l'échelle de la zone d'étude.....	95
<i>Fig.36</i>	Variabilité des pluies moyennes mensuelles (1969-2011).....	97
<i>Fig.37</i>	Carte géologique de la zone d'étude.....	99
<i>Fig.38</i>	Coupe géologique de la zone d'étude.....	100
<i>Fig.39</i>	Log stratigraphique de la région Mascara (Ghriss).....	104
<i>Fig.40</i>	Les principales nappes de la zone d'étude .....	107
<i>Fig.41</i>	Coupe hydrogéologique de la zone d'étude (NW-SE).....	108
<i>Fig.42</i>	Carte piézométrique (Jan 2023) de l'aquifère du Jurassique .....	110
<i>Fig.43</i>	Carte piézométrique (Jan 1977) de l'aquifère du Jurassique.....	110
<i>Fig.44</i>	Evolution du niveau statique minimal annuel.....	112
<i>Fig.45</i>	Evolution du niveau piézométrique 1977-2023.....	113
<i>Fig.46</i>	situation géographique des forages retenue pour l'étude hydrochimique.....	116
<i>Fig.47</i>	Diagramme de piper et faciès chimiques des eaux de l'aquifère Karstique.....	122
<i>Fig.48</i>	Répartition géographique des faciès chimiques.....	122
<i>Fig.49</i>	Projection des échantillons de la nappe karstique sur le Diagrammes de Gibbs...	127

<i>Fig.50</i>	Relation entre Ca vs Mg .....	128
<i>Fig.51</i>	Relation entre (HCO <sub>3</sub> + SO <sub>4</sub> ) vs (Ca + Mg).....	129
<i>Fig.52</i>	Relation entre les ions Na <sup>+</sup> vs Cl <sup>-</sup> .....	129
<i>Fig.53</i>	Relation entre les ions Ca <sup>+2</sup> et SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> .....	130
<i>Fig.54</i>	Diagramme d'échange cationique .....	131
<i>Fig.55</i>	Rapport CAI-I vs CAI-II.....	131
<i>Fig.56</i>	Relation Mg /Ca vs Cl.....	132
<i>Fig.57</i>	Diagrammes bivariable (a) : HCO <sub>3</sub> /Na vs Ca/Na ; (b) : Mg/Na vs Ca/Na .....	133
<i>Fig.58</i>	Carte de répartition de l'indice GWQI de la nappe karstique .....	135
<i>Fig.59</i>	Classification des eaux karstiques selon le diagramme de Richards.....	137
<i>Fig.60</i>	Classification des eaux karstiques selon le diagramme de Wilcox.....	138
<i>Fig.61</i>	Diagramme de piper et faciès chimiques des eaux de la nappe plio-quaternaire..	142
<i>Fig.62</i>	Répartition géographique des faciès chimiques.....	143
<i>Fig.63</i>	Projection des échantillons sur le plan factoriel F1-F2.....	146
<i>Fig.64</i>	Carte de distribution des scores factoriels a) F1 et b) F2.....	148
<i>Fig.65</i>	Diagrammes de Gibbs des eaux souterraines dans l'aquifère plio-quaternaire .....	149
<i>Fig.66</i>	Relations entre les ions majeurs .....	151
<i>Fig.67</i>	Graphiques représentant la relation (a) (Ca <sup>2+</sup> /Na <sup>2+</sup> ) vs (Mg <sup>2+</sup> /Na <sup>2+</sup> ) et (b) (Ca <sup>2+</sup> /Na <sup>2+</sup> ) vs (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /Na <sup>2+</sup> ).....	152
<i>Fig.68</i>	Graphiques représentant la relation (a) Cl <sup>-</sup> /Na <sup>+</sup> vs NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /Na <sup>+</sup> et (b) NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> /Na <sup>+</sup> vs SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> /Na <sup>+</sup> .....	153
<i>Fig.69</i>	Carte de répartition de l'indice GWQI de la nappe Plio-quaternaire.....	154
<i>Fig.70</i>	Classification de la nappe Plio-quaternaire selon le diagramme de Richards .....	155
<i>Fig.71</i>	Localisation des forages et sources échantillonnées .....	159
<i>Fig.72</i>	Répartition géographique des valeurs de l'Oxygène-18 (δ ‰).....	162
<i>Fig.73</i>	Répartition géographique des valeurs de deutérium (δ ‰).....	162
<i>Fig.74</i>	Répartition géographique des valeurs de l'excès en deutérium (δ ‰).....	163

<i>Fig.75</i>	Diagramme $^{18}\text{O}/^2\text{H}$ et positions des eaux de l'aquifère Karstique par rapport aux droites météoriques mondiale (GMWL), et régionale (Méditerranée Occidentale GMMWL).....	165
<i>Fig.76</i>	Gradients d'oxygène-18 en fonction de l'altitude de l'impluvium des sources et des forages du bassin d'oued Fékan.....	166
<i>Fig.77</i>	Relation entre l'évolution de la conductivité électrique et la teneur en $^{18}\text{O}$ .....	167

# Liste Des Tableaux

<i>Tab.01</i>	Solubilité de la calcite en fonction de la pression partielle en CO <sub>2</sub> .....	06
<i>Tab.02</i>	Principaux types de traceurs utilisés en hydrogéologie .....	24
<i>Tab.03</i>	Abondance naturelle des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène.....	30
<i>Tab.04</i>	Masse atomique des différentes formes isotopiques de la molécule d'eau	32
<i>Tab.05</i>	Applications des isotopes et traceurs environnementaux.....	40
<i>Tab.06</i>	répartition des tranches de surface en fonction de l'altitude du BV d'Oued Fekan.....	59
<i>Tab.07</i>	Calcul de la hauteur moyenne.....	61
<i>Tab.08</i>	Tableau récapitulatif des altitudes caractéristiques du bassin versant de l'Oued Fékan..	62
<i>Tab.09</i>	Calcul de l'indice de pente de roche.....	64
<i>Tab.10</i>	Classification du relief selon $D_s$ par L'ORSTOM.....	65
<i>Tab.11</i>	Classification des Talwegs du bassin versant de l'oued Fékan.....	68
<i>Tab.12</i>	Le rapport de confluence.....	69
<i>Tab.13</i>	Le rapport de longueur.....	70
<i>Tab.14</i>	Tableau récapitulatif des caractéristiques morphométriques et hydrographiques	73
<i>Tab.15</i>	Variabilité de températures moyennes mensuelles de la station de Matemore....	76
<i>Tab.16</i>	Moyenne mensuelle des vitesses du vent à la station de Matmore.....	77
<i>Tab.17</i>	Grille des classes des vents.....	78
<i>Tab.18</i>	Variabilité de l'humidité moyenne mensuelle à la station de Matemore.....	78
<i>Tab.19</i>	L'évaporation moyenne mensuelle à la station de Mascara (2000-2017).....	79
<i>Tab.20</i>	Liste des stations pluviométriques retenues.....	80
<i>Tab.21</i>	Résultats du test de Wilcoxon.....	82
<i>Tab.22</i>	Les caractéristiques statistiques des stations pluviométriques.....	83

<i>Tab.23</i>	Classification de la sécheresse selon SPI .....	87
<i>Tab.24</i>	valeurs annuelles moyennes de l'Indice Standardisé des Précipitations (SPI) (1969-2011).....	88
<i>Tab.25</i>	fréquence d'années (en %)correspondant à chaque classe du SPI pour les différentes stations (1969-2011).....	89
<i>Tab.26</i>	Les valeurs des quintiles calculés sur les totaux pluviométriques annuelles des stations étudiées (1969-2011).....	93
<i>Tab.27</i>	Distribution des précipitations moyennes saisonnières (1969-2011).....	96
<i>Tab.28</i>	Paramètres statistiques des précipitations mensuelles des différentes stations (1969-2011).....	97
<i>Tab.29</i>	Statistiques descriptives des Paramètres physicochimiques de l'aquifère Karstique .....	118
<i>Tab.30</i>	Matrice de corrélation de Pearson.....	123
<i>Tab.31</i>	Résultat de l'analyse en composante principale de la nappe du Jurassique.....	126
<i>Tab.32</i>	le poids (Wi) et le poids relatif de chaque paramètre .....	134
<i>Tab.33</i>	Classification de la qualité des eaux souterraines basée sur l'indice GWQI.....	134
<i>Tab.34</i>	Paramètres physicochimiques de la nappe du Plio-quaternaire.....	139
<i>Tab.35</i>	Matrice de corrélation de Pearson pour la nappe Plio-Quaternaire.....	144
<i>Tab.36</i>	Résultat de l'analyse en composante principale appliquée à la nappe Plio-Quaternaire.....	146
<i>Tab.37</i>	Classification de la qualité des eaux souterraines basée sur l'indice GWQI.....	153
<i>Tab.38</i>	Statistique des isotopes ( <sup>18</sup> O et <sup>2</sup> H) des eaux de la nappe du jurassique...	160
<i>Tab.39</i>	résultats de l'échantillonnage et Mesures d <sup>13</sup> C et <sup>3</sup> H.....	168

# **Introduction Générale**

## INTRODUCTION GENERALE

L'eau est un élément indispensable à la vie et revêt de l'importance pour d'innombrables activités humaines. L'eau peut être rare à certains endroits, comme les zones arides et semi-arides, ou tout simplement d'une qualité médiocre à d'autres endroits. Il est certain que l'augmentation de la demande en eau pour les activités humaines accentuera les contraintes sur cette ressource. En outre, les facteurs naturels, tel que la sécheresse ou les contraintes géologiques, ont un effet sur l'approvisionnement en eau potable et sa distribution. Il est donc essentiel de quantifier et d'analyser la quantité et la qualité des réserves en eau et de trouver le moyen de gérer cette ressource pour en assurer la durabilité.

En Algérie, les ressources en eau souterraines connaissent de plus en plus une dégradation qualitative et quantitative. Le bassin d'oued Fékan, situé au Nord-ouest Algérien dans l'étage bioclimatique Semi-aride, n'a pas échappé de ce problème qui ne cesse de causer la baisse de niveau des nappes et à la détérioration de leurs qualité chimique pour une démographie et une demande en eau à l'irrigation croissantes au vu de développement de l'agriculture (céréales, arboriculture et le maraichage) ces dernières années. D'autres origines de cette dégradation sont la surexploitation des eaux souterraines accompagnée d'une variabilité climatique (pluviométrie) et les activités d'agriculture, d'élevage et d'industrie.

L'aquifère karstique du bassin d'oued Fékan renferme la principale ressource en eau pour l'approvisionnement en eau potable et pour l'irrigation de la région, dans un contexte de stress hydrique aggravé par la rareté des eaux de surface et une diminution des apports pluviométriques. Cependant, en dépit de son importance, cet aquifère reste encore très mal identifié et peu étudié. De nombreuses zones d'ombre concernant son fonctionnement, ses extensions, son potentiel et surtout l'acquisition de son chimisme restent sans éclaircissement. Étudier les eaux souterraines en utilisant les isotopes de l'environnement offre une information unique et supplémentaire sur l'origine et le déplacement des eaux souterraines ainsi que des éléments dissous; ceci permet également une évaluation quantitative des mélanges.

La technique des isotopes devient actuellement incontournable lorsqu'il s'agit d'identifier les aires d'alimentation et de connaître le gradient altitudinal notamment pour les aquifères karstiques. On utilise pour cet objectif les isotopes stables de l'eau à savoir  $^{18}\text{O}$  et deutérium. Les isotopes du carbone tel que le  $^{13}\text{C}$  jouent quant à eux un rôle important pour la quantification des réactions eau-roche et permettent d'identifier le  $\text{CO}_2$  d'origine biogénique ou issu des carbonates et de déterminer le contexte géologique de la recharge. Leur étude

permet de savoir l'origine et la nature des composés carbonés et la mise en évidence de processus diagénetiques. Contrairement aux isotopes stables, le tritium isotope radioactif de la molécule eau est instable dans le temps et peut être utilisé comme chronomètre pour dater le temps de transit et de séjour des eaux. Associés aux analyses isotopiques, les traceurs chimiques naturels tels que  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$   $\text{Ca}^{2+}$  demeurent également un outil indéniable pour la connaissance et la caractérisation des milieux karstiques. Dans ce contexte, la présente étude est un travail original en terme couplage isotopie-hydrochimie sur ce bassin, et ce pour déterminer l'origine des eaux, de comprendre les mécanismes de recharge des différentes nappes et de déceler les éventuelles relations entre la nappe profonde et le système aquifère superficiel.

Pour répondre aux objectifs cités précédemment, cette thèse s'organise en 5 Chapitre.

**Le premier chapitre** présente les connaissances actuelles de la structure et du fonctionnement des systèmes karstiques :

- Caractéristiques, fonctionnement et méthodes d'étude des aquifères karstiques.
- Les enjeux des aquifères karstiques.
- Méthodes d'étude des systèmes karstiques.

**Le deuxième chapitre** sera consacré aux généralités sur les traceurs environnementaux des eaux souterraines et les isotopes stables de l'eau :

- Etat des connaissances des isotopes stables de l'eau.
- Les isotopes stables (Oxygène-18 et deutérium).
- Domaines d'application des méthodes isotopiques.

**Le troisième chapitre** présente la zone d'étude. Il aborde les principaux contextes ayant un impact direct ou indirect sur la ressource en eau avec un focus particulier sur l'hydroclimatologie:

- Les principaux traits décrivant la zone d'étude.
- Un aperçu géographique et géologique.
- Une étude sur l'aspect climatologique et l'aspect hydrogéologique.

*Le quatrième chapitre* sera consacré à l'étude des caractéristiques physico-chimiques des eaux de la nappe superficielle et la nappe profonde :

- Les différentes méthodes d'échantillonnage et d'analyses réalisées.
- Les traitements statistiques appliqués et les corrélations existantes entre les différents éléments.
- Les différents faciès chimiques représentant les eaux.
- L'application de l'analyse en composantes principales et les principaux graphiques bivariés.

*Le cinquième chapitre* examine l'exploration des isotopes stables de l'eau en tant qu'outil pour mieux comprendre le fonctionnement de l'aquifère karstique.

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

# ***CHAPITRE I***

---

*Généralité sur les aquifères karstiques*

## I.1 Introduction

Cette première partie présente les karsts, qui sont des aquifères particuliers de par leur formation et leur fonctionnement. Nous définissons le karst, son mode de formation, sa structure, son fonctionnement hydrodynamique et ses méthodes d'étude, mettant en évidence l'hétérogénéité structurale de ce type d'aquifère en particulier. Cela conduit à des fonctions qui peuvent être fortement non linéaires. Pour ces raisons, les études karstiques sont particulièrement difficiles par rapport aux études d'autres types d'aquifères.

## I.2. Caractéristiques, fonctionnement et méthodes d'étude des aquifères karstiques

De nombreuses études sur les karsts et les aquifères karstiques ont permis de proposer plusieurs définitions décrivant les processus résultant de l'action de l'eau sur certains types de roches.

L'origine du mot **karst** vient d'une région du Nord de la Slovénie dont le relief, constitué de plateaux calcaires, présente une morphologie particulière : vallées sèches, dépressions fermées, grottes, gouffres, rivières souterraines. Cette morphologie est liée à la dissolution des roches calcaires qui constituent les sous-sols de cette région (**Delbart, 2013**).

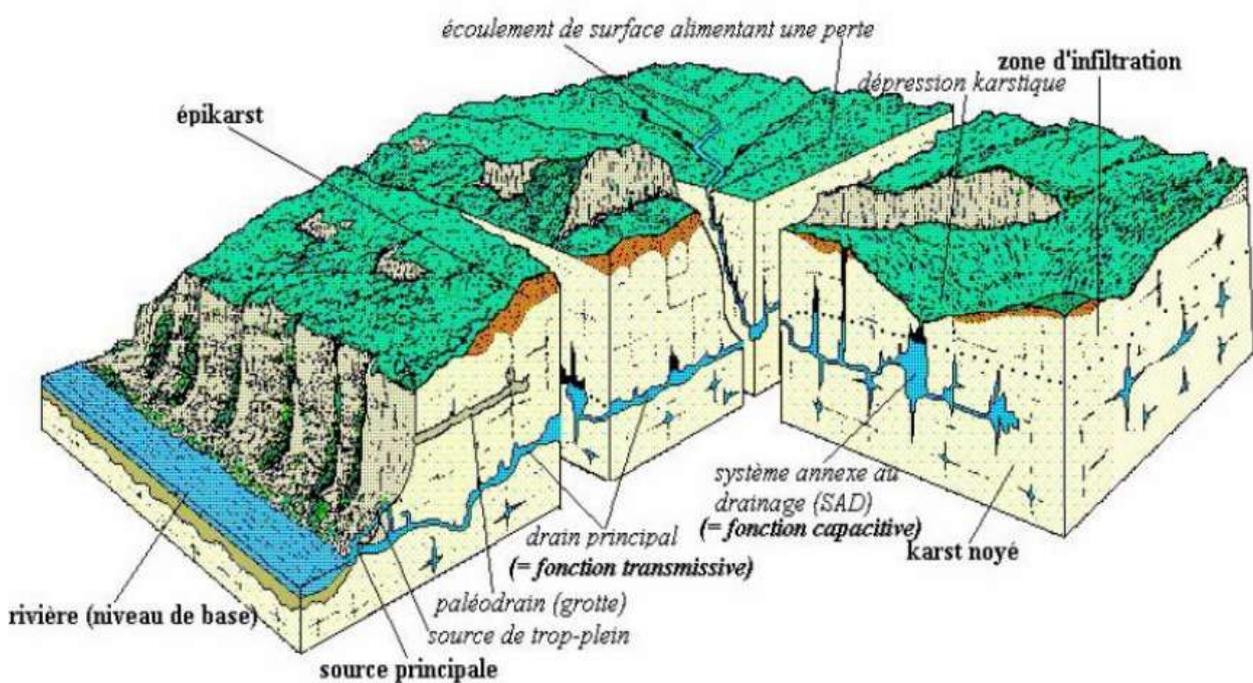
Le mot karst est défini comme un : « *ensemble de formes superficielles et souterraines résultant de la dissolution de roches carbonatées (calcaires, dolomies) par l'eau rendue acide par le dioxyde de carbone. Par extension, ensemble de formes comparables se développant dans les roches salines (gypse, anhydrite, halite)* » (Dictionnaire Hydrologique Français du Comité National des Sciences Hydrologiques).

Selon **Drogue (1969)**, un aquifère karstique est constitué de blocs fissurés séparés par des chenaux assurant le drainage de l'eau, une continuité entre milieu fissuré et karstifié est supposée. **Mangin (1975)** souligne que le terme "système karstique" est mieux adapté. A l'inverse des aquifères dits classiques, dans un aquifère karstique, la zone non saturée et la zone saturée ne sont pas nécessairement superposées et la recharge peut inclure des zones non karstifiées du bassin versant. Ainsi, **Mangin (1975)** définit le système karstique comme "l'ensemble au niveau duquel les écoulements souterrains de type karstique s'organisent pour constituer une unité de drainage".

D'un point de vue hydrogéologique, les aquifères karstiques se caractérisent par des crues rapides et violentes, un tarissement lent, une variabilité de la vitesse de variation des niveaux d'eau et une forte variabilité spatiale et temporelle de la géochimie des eaux (**Marsaud, 1996**). Un système karstique se distingue par une forte hétérogénéité structurale (porosité, perméabilité, écoulements). **Mangin (1984)** qualifie le karst comme un milieu où "l'hétérogénéité atteint son paroxysme".

### I.2.1 Caractéristiques

Les aquifères karstiques se distinguent des aquifères poreux et fracturés par l'existence de conduits karstiques ou/et de rivières souterraines (**Figure 1**) qui résultent de la dissolution des carbonates (processus de karstification). Cela permet la coexistence de trois types de porosité : matricielle, de fractures et de conduits au sein de ce type d'aquifère.



**Figure 1:** Représentation du système karstique (Mangin, 1975)

#### I.2.1.1 Processus de karstification

La karstification implique la formation des vides de dimensions parfois importantes, altérant radicalement les propriétés originelles des roches. Il s'agit d'un processus évolutif d'érosion physico-chimique des formations carbonatées qui élargit les vides originels et établit progressivement une structure de drainage organisée. A l'échelle des temps géologiques, la dissolution des carbonates est un processus rapide qui induit des changements significatifs en quelques milliers d'années (White, 2002).

Le potentiel karstique dépend de l'écoulement des eaux souterraines (contribution de la morphologie et du gradient hydraulique) et de la solubilité de l'eau (l'effet du  $\text{CO}_2$  dissous). Les carbonates ont une très faible solubilité dans l'eau pure (produit de solubilité  $K_{\text{calcite}}=3,8.10^{-9}$ ). Des concentrations élevées de dioxyde de carbone dans l'eau augmente considérablement la solubilité des roches (**Tableau 1**) (Dreybrodt, 1996). Le  $\text{CO}_2$  provient principalement du sol (respiration des racines, décomposition de la matière organique du sol due à l'activité biologique et bactérienne), parfois de sources profondes ou volcaniques.

La dissolution du  $\text{CO}_2$  dans l'eau apporte des ions  $\text{H}^+$  qui l'acidifient (équation I.1), c'est le processus de conversion du  $\text{CO}_2$  (**Langmuir, 1997**) :



La formule générale de la réaction de dissolution du carbonate, qui est une réaction triphasique (roche carbonatée, eau,  $\text{CO}_2$ ), est une succession d'équilibres réversibles, et est donnée par l'équation suivante:



Où  $\text{Me}^{2+}$  représente un cation bivalent :  $\text{Ca}^{2+}$  ou  $\text{Mg}^{2+}$  (**Langmuir, 1997**).

La dissolution des carbonates et la dissolution du  $\text{CO}_2$  gaz forment des espèces carbonatées dissoutes ( $\text{H}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{CO}_3^{2-}$ ), dont la somme est du carbone inorganique total dissous (CITD).

**Tableau 1:** Solubilité de la calcite en fonction de la pression partielle en  $\text{CO}_2$  (**Bakalowicz, 1986**).

p $\text{CO}_2$ (atm)	Concentration en $\text{CaCO}_3$ d'une eau à l'équilibre avec la calcite (mg/L)
0	5
$0,03 \cdot 10^{-2}$ (atmosphère)	50
$0,1 \cdot 10^{-2}$ (sol de montagne)	115
$1 \cdot 10^{-2}$ (sol, climat tempéré)	215
$3 \cdot 10^{-2}$ (sol, climat méditerranéen)	315
$10 \cdot 10^{-2}$ (production de $\text{CO}_2$ profond)	650

La karstification est un processus chimique qui développe des canaux karstiques ou des failles étendues dans un aquifère. Le processus de karstification résulte de deux phénomènes : la dissolution de la roche et le transport des matières dissoutes.

### I.2.1.1.1 Dissolution de la roche

Si l'absence de roche en dissolution modifie considérablement les conditions d'évaporation, le processus de dissolution est considéré comme appartenant du processus de karstification en impliquant d'importantes quantités de carbonates (**Bakalowicz, 1996**). Pour que la dissolution soit significative, l'eau doit avoir un caractère acide qui va augmenter la solubilité des carbonates. A titre illustratif, la solubilité des carbonates dans l'eau en équilibre avec l'atmosphère n'est que de 50 mg/L contre 300 mg/L après avoir traversé un sol et s'être chargé en CO<sub>2</sub>. L'acidification se fait par dissolution de CO<sub>2</sub> ou d'autres acides minéraux qui doivent être présents en grande quantité (**Kong, 2011**). Le sulfure d'hydrogène (H<sub>2</sub>S) étant 2,5 fois plus soluble dans l'eau que le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), et il peut être présent en quantité suffisante. Mais malgré ceci l'acidification la plus courante reste toujours la dissolution du CO<sub>2</sub>. Le CO<sub>2</sub> provient de l'atmosphère, du sol, ou moins fréquemment du dégazage du manteau qui peut se produire dans les zones tectoniquement actives. De plus, à mesure que la température de l'eau baisse, la solubilité du CO<sub>2</sub> augmente, permettant à la karstification de se former dans les climats plus froids ou à des altitudes plus élevées.

### I.2.1.1.2 Transport des matières dissoutes

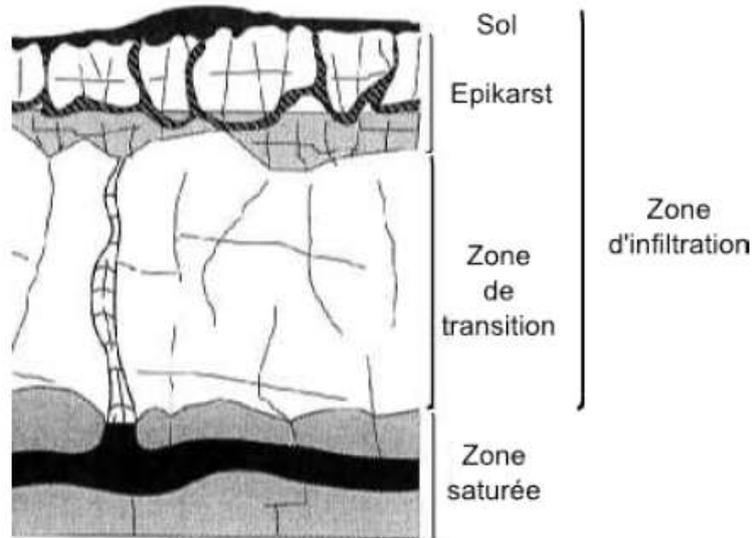
La gravité, qui est généralement la principale force derrière le transport des matières dissoutes ou en suspension, est toujours en jeu lorsqu'il s'agit du mouvement de matériaux. Mais en plus de ce gradient hydraulique, il existe aussi des gradients chimiques et thermiques qui peuvent jouer un rôle crucial. La différence de densités aqueuses dans les deux derniers cas est à l'origine du mouvement de l'eau.

Les aquifères littoraux exposés à l'intrusion de l'eau salée est un exemple illustratif d'un gradient chimique. Une géométrie régulière et bien connue (biseau salé) régit l'interaction entre l'eau douce et l'eau salée dans un milieu poreux. Or, dans le cas du karst, où les écoulements sont provoqués par des fissures et des conduits, ce contact est perturbé même lorsque de l'eau salée peut se trouver au-dessus de l'eau douce, créant une instabilité et des mouvements d'eau de façon à rétablir l'équilibre (**Kong, 2011**).

Dans les karsts hydrothermaux, où les différences de température sont suffisamment importantes pour provoquer des mouvements convectifs, on observe Les mouvements dus aux différences de température.

### I.3 Description et fonctionnement des multiples composantes d'un aquifère karstique

La zone d'infiltration et la zone saturée sont les deux parties principales d'un aquifère karstique. La zone d'infiltration est divisée en sol, épikarst et zone de transition, alors que dans la zone saturée il n'y a que deux phases: solide et liquide. **Figure 2.**



**Figure 2:** Les différentes zones constituant un système karstique (modifié depuis **Jeannin and Grasso, 1995**)

#### I.3.1 La zone d'infiltration

Souvent appelée la zone non saturée. En raison de la présence d'un aquifère épikarstique perche, d'autres auteurs préfèrent utiliser le terme « zone d'infiltration » (**Bakalowicz, 2005**).

##### I.3.1.1 Le sol

La surface résultant de l'altération des roches par l'eau, l'air et les êtres vivants et leur mélange avec une quantité variable de matière organique est appelée sol. (**Foucault & Raoult, 2005**). Dont les propriétés et le rôle varient en fonction de sa nature et de son épaisseur :

- \* un sol imperméable concentre par ruissellement les eaux dans des conduits ou des zones plus perméables,
- \* un sol perméable favorise l'infiltration de l'eau sur toute sa surface.

Le sol est le siège de l'évapotranspiration, la vitesse et le volume de l'eau qui parcourt la surface du sol jusqu'à l'épikarst dépendent de son humidité (**Marsaud, 1996**).

### I.3.1.2 L'épikarst

Un épikarst est une surface superficielle d'un karst, caractérisé par un réseau de fissures et de cavités qui collecte et transporte l'eau de surface et les nutriments dessous. La profondeur (épaisseur) est variable, 15 à 30 mètres en moyenne. Il est formé après karstification. **(Bakalowicz, 1996 ; Klimchouk, 2004)**. L'épikarst, en classification karstique, est une partie de l'exokarst (en surface) mais se situe au-dessus de l'endokarst (en profondeur). Il collecte les eaux d'infiltration, les stocke temporairement avant qu'elles ne soient drainées en profondeur. L'épikarst représente la zone d'échange entre l'atmosphère et le système karstique et est caractérisé par une forte porosité efficace. L'eau est transférée principalement verticalement, d'abord vers la zone non saturée puis vers la zone saturée. C'est une zone d'échanges privilégiés entre la surface, le sol et le karst lui-même. C'est là que pourra être produit le CO<sub>2</sub> permettant l'acidification de l'eau qui s'infiltré dans le karst **(Bakalowicz, 2005)**. De plus, l'épikarst peut être capable de stocker de l'eau, créant une nappe disponible pour l'évapotranspiration. Alternativement, il pourrait agir comme un intermédiaire entre la surface et la zone saturée, protégeant la ressource en eau souterraine, en retardant les eaux de surface potentiellement polluées. Enfin, dans certaines circonstances, l'accumulation dans l'épikarst peut même prédominer sur l'accumulation dans la zone saturée **(Lastennet et Mudry 1997 ; Perrin et al., 2003)**.

### I.3.1.3 La zone de transition

Dans cette zone, la porosité est généralement moins importante que dans l'épikarst : 1 à 2% environ **(Bakalowicz, 1996 ; Mangin, 1998)**. Dans le cas général, cette zone est une zone de transition entre la surface, ou l'épikarst s'il existe, et la zone noyée.

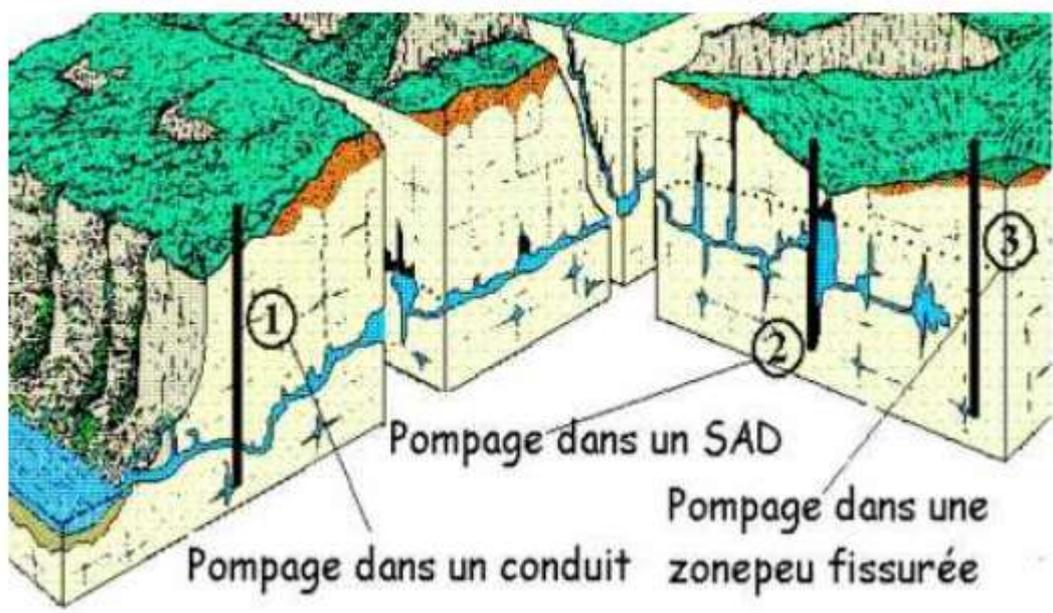
Cette zone est le siège, à la fois d'écoulements monophasiques et d'écoulements diphasiques **(Bakalowicz, 2008)**. Les premiers sont des écoulements de type ruissellement qui fonctionnent dans des fissures et des conduits. L'écoulement diphasique (écoulement d'un mélange d'eau et d'air) se produit dans les microfissures. Une évacuation gazeuse de l'eau est réalisable à ce niveau. De plus, cela se traduit par des fluctuations importantes de perméabilité dues aux variations du rapport air/eau dans ces fissures. Rarement, la zone de transition joue un rôle crucial dans le stockage de l'eau et donc pour le soutien des étiages.

### I.3.2 La zone saturée

Avec une porosité pouvant atteindre 15%, la zone saturée, également appelée zone noyée, est typiquement celle où l'organisation de l'évaporation et des vides est la plus forte (**Mangin, 1998**).

Dans cette zone l'eau circule généralement sub-horizontale plutôt que verticale, ce qui la permet d'être évacuée vers un exutoire, une source karstique ou un ensemble de sources karstiques. Dans le cas d'un karst jurassique, les drains peuvent être organisés à un niveau proche du niveau piézométrique. De plus, bien que la majorité des auteurs s'accorde à dire que l'eau doit être stockée dans des zones saturées, la manière exacte dont cela doit être fait reste à débattre. Il existe principalement deux façons d'illustrer son fonctionnement. Le premier a été présenté par **A. Mangin** en 1975, et le second par **C. Drogue** (1974).

Selon A. Mangin (1975), le stockage se fait dans des vides, connectés aux conduits, appelés *systèmes annexes au drainage (SAD)* (**Figure 3**). Alors que pour C. Drogue (1974), c'est la porosité matricielle qui fait office de stockage. Par conséquent, l'aquifère est considéré comme un ensemble de blocs séparés par des conduits. Dans les deux cas, les unités de stockage (systèmes annexes ou matrice) se remplissent lors des crues puis se vident lors des étiages. Ainsi les conduits alimentent les systèmes annexes (matrice lors des hautes eaux) et à l'inverse ce sont les systèmes annexes (matrice qui alimentent les conduits en étiage), permettant aux sources karstiques d'être pérennes (**Kong, 2011**).



**Figure 3** : Exemple de pompages (SAD : système annexe au drainage)

#### I.4 Les enjeux des aquifères karstiques

En raison des réseaux d'écoulement préférentiels dans les zones saturées et non saturées, l'aquifère karstique présente fréquemment un transport rapide (**Lorette, 2019**) (**Figure 4**). De plus, les écoulements en surface peuvent s'infiltrer par des formes géomorphologiques particulières, tels que des dolines ou des pertes, induisant une infiltration concentrée vers le compartiment souterrain (**Pronk et al., 2006 ; Fournier et al., 2007**). La vitesse de circulation dans la zone karstique varie de quelques mètres par heure à plusieurs centaines de mètres par heure. (**Marin et al., 2015**).

Ces particularités conduisent à une exploitation hydrogéologique jugée difficile par rapport aux aquifères poreux. (**White, 1988 ; Bakalowicz, 1995, 2005**). Ces transferts rapides et ces infiltrations concentrées dans l'aquifère provoquent des modifications brutales de la chimie de l'eau, et donc de la qualité de l'eau à la sortie du système karstique après des événements pluvieux (**Mahler et Lynch, 1999**).

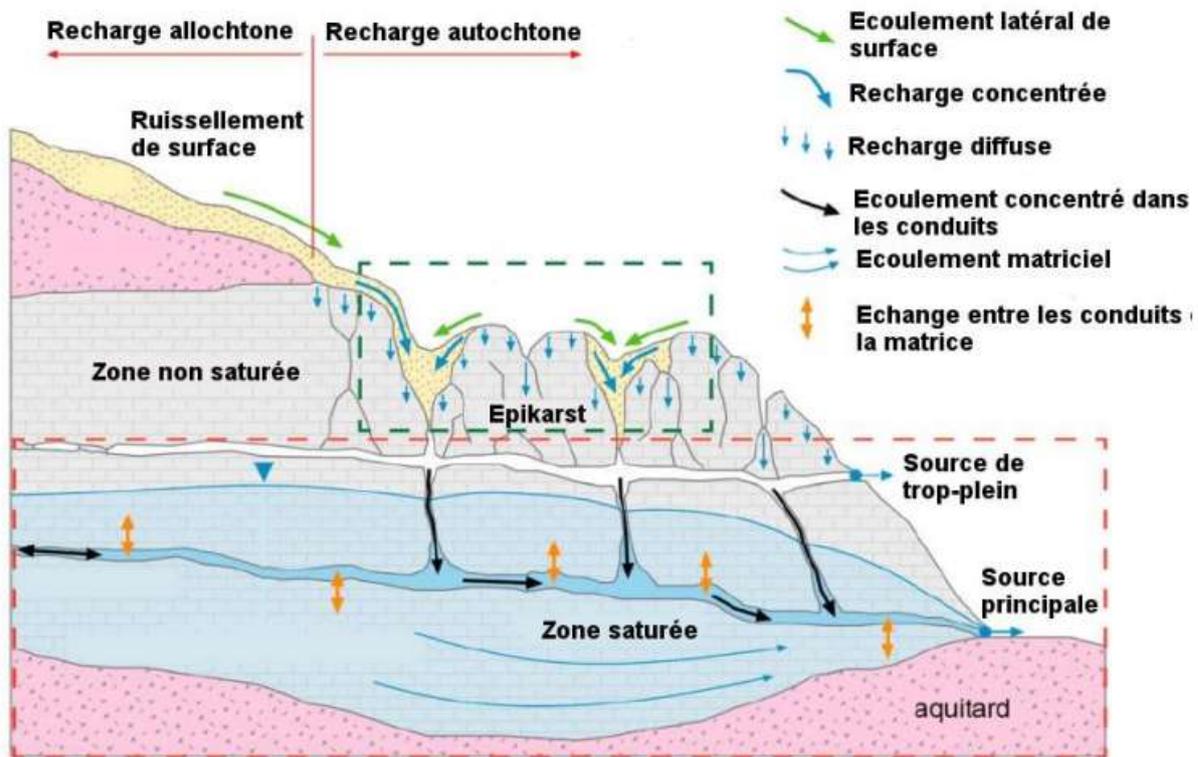
Hydrogéologiquement, l'arrivée d'une eau différente peut assimiler le changement de la chimie de l'eau à l'exutoire d'un aquifère karstique. L'identification de ces différentes eaux, en lien avec les événements pluvieux, permet d'étudier « le fonctionnement hydrogéologique d'un aquifère karstique ». Comprendre le fonctionnement hydrogéologique des aquifères karstiques en lien avec la recharge des aquifères est un préalable fondamental pour le développement d'une stratégie de protection et de gestion durable de la ressource en eau (**Lorette, 2019**).

Le transfert rapide de l'eau dans les terrains karstiques rend ces systèmes particulièrement vulnérable à la contamination de surface (bactériologie, nitrate, pesticides, polluants émergents, etc.). La présence de telles impuretés indique un transfert d'eau "récente" vers l'exutoire de l'aquifère karstique. Ce transfert rapide dans l'aquifère karstique nécessite une bonne gestion de l'évolution de territoire en surface. Cette caractéristique suggère que le système karstique est un marqueur efficace pour détecter le changement global (**Jeannin et al., 2016**). Le suivi des paramètres hydrodynamiques (pluie, débit) et des paramètres physicochimiques classiques (température, conductivité électrique) se justifient pour la surveillance de l'évolution des hydrosystèmes karstiques face au changement climatique (**Jourde et al., 2018**).

En résumé, l'aquifère karstique peut être défini comme (**Lorette, 2019**):

- **un aquifère hétérogène**, permettant le passage rapide de diverses masses d'eau et nécessitant le développement de méthodologies particulières pour caractériser son fonctionnement;
- **vulnérable aux contaminations de surface**, besoin d'un suivi permanent de la qualité de la ressource en eau et une évolution l'occupation du sol en fonction de la nature karstique de l'aquifère;

- *un marqueur du changement climatique*, prouvant la nécessité d'un réseau de surveillance hydrodynamique et physico-chimique à long terme pour déterminer ses effets sur les ressources en eau.



**Figure 4:** Modèle conceptuel des écoulements dans les aquifères karstiques (*modifié d'après Hartman et al., 2014*). Les pointillés verts foncés et rouge correspondent respectivement aux compartiments superficiels et profonds de l'aquifère karstique (**Lorette, 2019**).

### I.5 Classification des systèmes karstiques

En fonction de leur degré de karstification et de leur fonctionnalité, les systèmes de karstification ont été classés [**Marsaud, 1997**] :

		Fonctionnalité du système	
		Fonctionnel	Non fonctionnel
Karstification	Non développée		<b>1</b>
	Développée	<b>2</b>	<b>3</b>

**I.5.1 Aquifères carbonatés fissurés et karstifiés** : Désigne des systèmes évolutifs dont l'organisation n'est pas encore apparente et qui, du point de vue de leur comportement hydraulique, peuvent être assimilés à des aquifères fissurés. Cette catégorie comprend également les réservoirs à porosité matricielle (comme ceux que l'on trouve dans les craies et les dolomies) drainables ou non

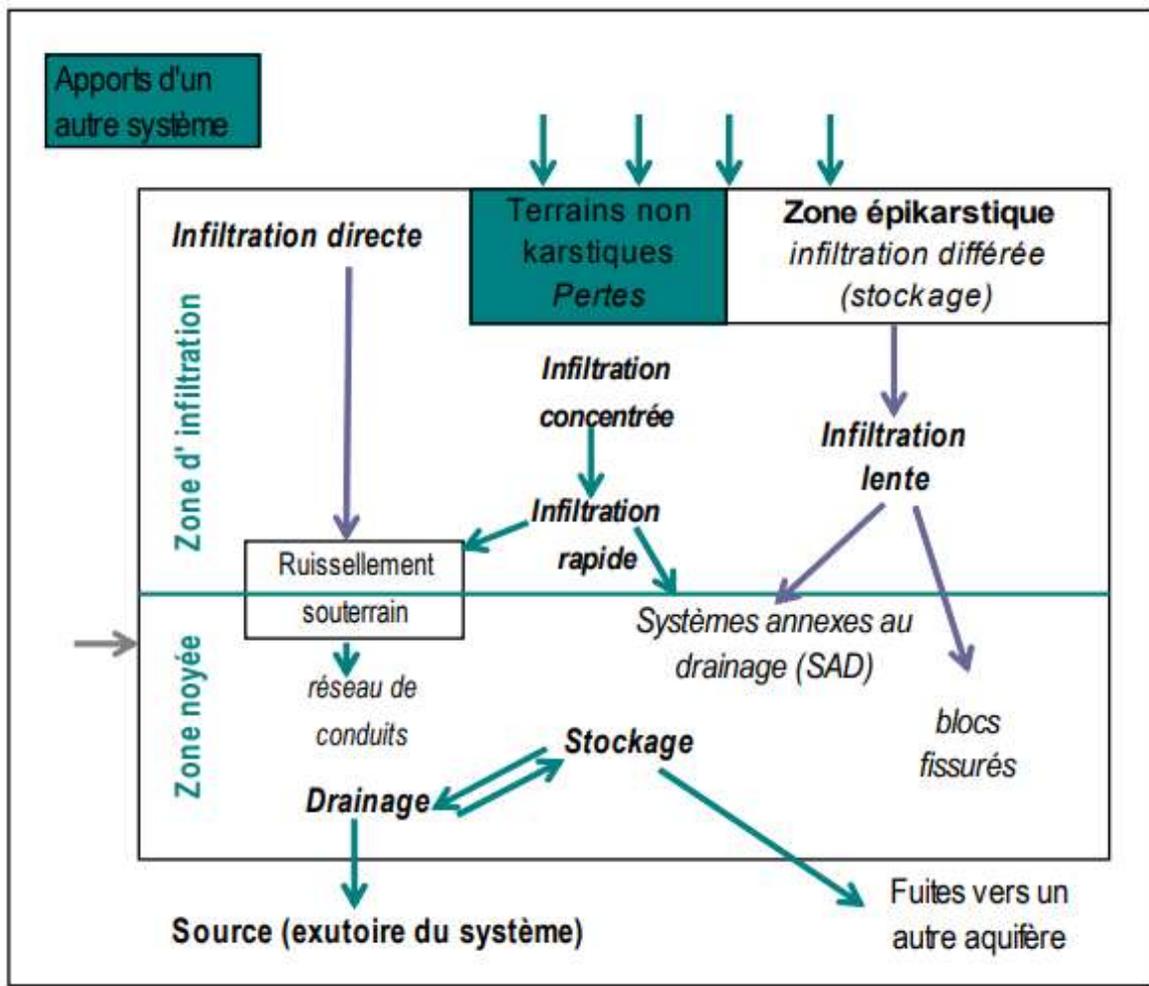
par des fractures karstifiées. Il peut exister une dissociation des fonctions capacitives (stockage dans le milieu fissuré ou poreux) et transmissives (réseau de fractures karstifiées plus ou moins organisées) en fonction de l'évolution du milieu et du maillage de la fracturation (**Dörfliger 2010**).

**I.5.2 Systèmes karstiques au sens strict :** Sont les aquifères karstiques fonctionnels où les vides et les écoulements sont organisés. En conséquence, ils diffèrent des autres environnements en raison de certaines caractéristiques, dont les plus significatifs sont :

- ❖ l'hétérogénéité et la discontinuité de la zone noyée : les réserves occupent des réservoirs hétérogènes et discontinus (systèmes annexes), constitués d'ensembles indépendants reliés au drain;
- ❖ la séparation systématique des fonctions transmissives (relation au sein du karst noyé par le drain) et capacitives (zone de stockage constituée de systèmes annexes de drainage (SAD)) ;
- ❖ la présence d'importants contrastes de vitesse d'écoulement.

**I.5.3 Systèmes karstiques non fonctionnels :** Ils comportent des vides organisés, cependant du fait des conditions hydrologiques extérieures, ces vides ne conditionnent pas la circulation souterraines. Le comportement qui en résulte est comparable à celui des milieux globalement poreux, avec une prédominance des pertes de charges linéaires dans les écoulements. Les aquifères karstiques développés (types 2 et 3) peuvent être divisés en plusieurs sous - systèmes (**Mangin, 1975**):

- ❖ *l'impluvium non karstique*, Entièrement drainé par l'aquifère karstique sans en faire partie, mais constituant une partie importante du " système karstique " car il contribue à l'écoulement.
- ❖ *la zone d'infiltration*, La partie non saturée du système, qui intègre l'épikarst correspondant à la partie du massif élevée près de la surface, elle assure l'écoulement des eaux infiltrées;
- ❖ *la zone noyée* elle se développe dans la partie aval sans nécessairement s'étendre dans tout le système ou se superposer parfaitement à la zone non saturée comme c'est le cas avec les aquifères poreux. Il existe deux types de structure distincts:
  - ✓ l'axe de drainage ou drain, constitué d'un ensemble de conduits, est l'ossature autour de laquelle s'organise la zone noyée. Il peut se développer dans la partie supérieure de la zone noyée (karst de type jurassien) ou au contraire être situé en profondeur sous le niveau de l'exutoire (karst de type vaclusien). Les vitesses d'écoulements sont importantes et en corollaire, les pertes de charge ne sont pas linéaires ;
  - ✓ le milieu capacitif pouvant être constitué par les systèmes annexes au drainage et/ou des blocs fissurés ou fracturés. Dans les deux cas, il s'agit de réserves qui alimentent le drain avec des pertes de charge a priori linéaires ou quadratiques selon la nature de la relation hydraulique.



**Figure 5** : Schéma conceptuel de l'aquifère karstique selon une approche fonctionnelle (modifié à partir de **Mangin, 1975**)

Les principaux critères caractérisant les aquifères karstiques sont les suivants (**Dörfliger 2010**):

- ✓ séparation des fonctions transmissive et capacitive se traduisant par des régimes d'écoulement des sources très différents en période de crue et de basses eaux,
- ✓ très forts contrastes de perméabilité (dépassant  $10^6$ ) à l'intérieur du réservoir rocheux responsables de discontinuités hydrauliques marquées pendant les crues, allant jusqu'au blocage de certains écoulements par rapport à d'autres, • existence de vitesses d'écoulement souterrain très élevées (quelques centaines de m/h),
- ✓ variabilités spatiales et temporelles considérables des caractéristiques physiques et hydrauliques du milieu, aussi bien dans la zone noyée que dans la zone d'infiltration,
- ✓ hétérogénéité du milieu ne permettant pas d'extrapoler à l'ensemble de l'aquifère les propriétés observées localement, notamment dans les forages et de connaître la géométrie exacte et complète du réseau de conduits karstiques,
- ✓ impossibilité d'apprécier localement les directions des écoulements souterrains à partir de cartes piézométriques,

✓ non validité de la loi de Darcy.

La durée moyenne de séjour de l'eau dans un aquifère karstique fonctionnel (souvent de quelques jours à quelques semaines seulement) dépend des vitesses d'écoulement élevés et de la taille des réservoirs profonds. De plus, toutes les caractéristiques physiques, y compris chimiques et hydrauliques, présentent une variabilité spatiale et temporelle extrêmement élevée.

### **I.6 Typologie des systèmes karstiques**

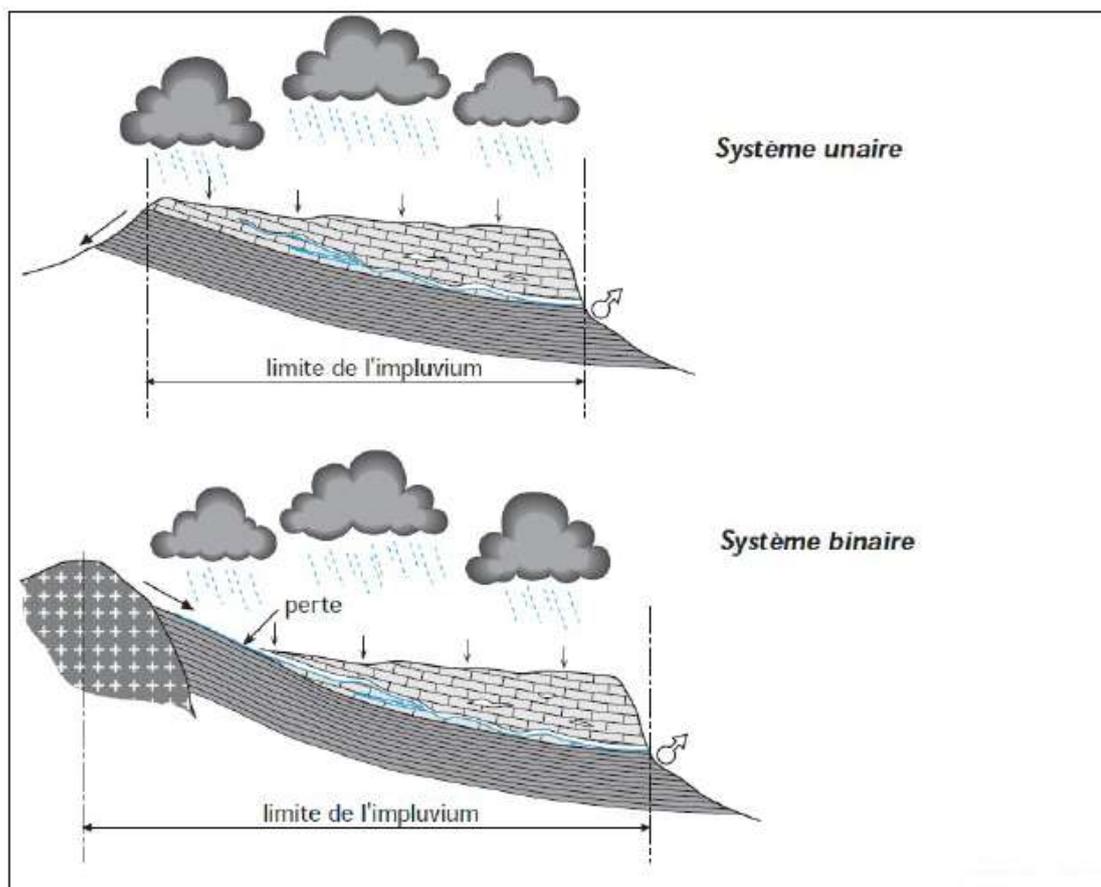
En fonction de la nature de l'impluvium, et de l'organisation du drainage au niveau de l'exutoire, les systèmes karstiques peuvent être distingués (**Moussu, 2011**) :

#### **I.6. a) Nature de l'impluvium**

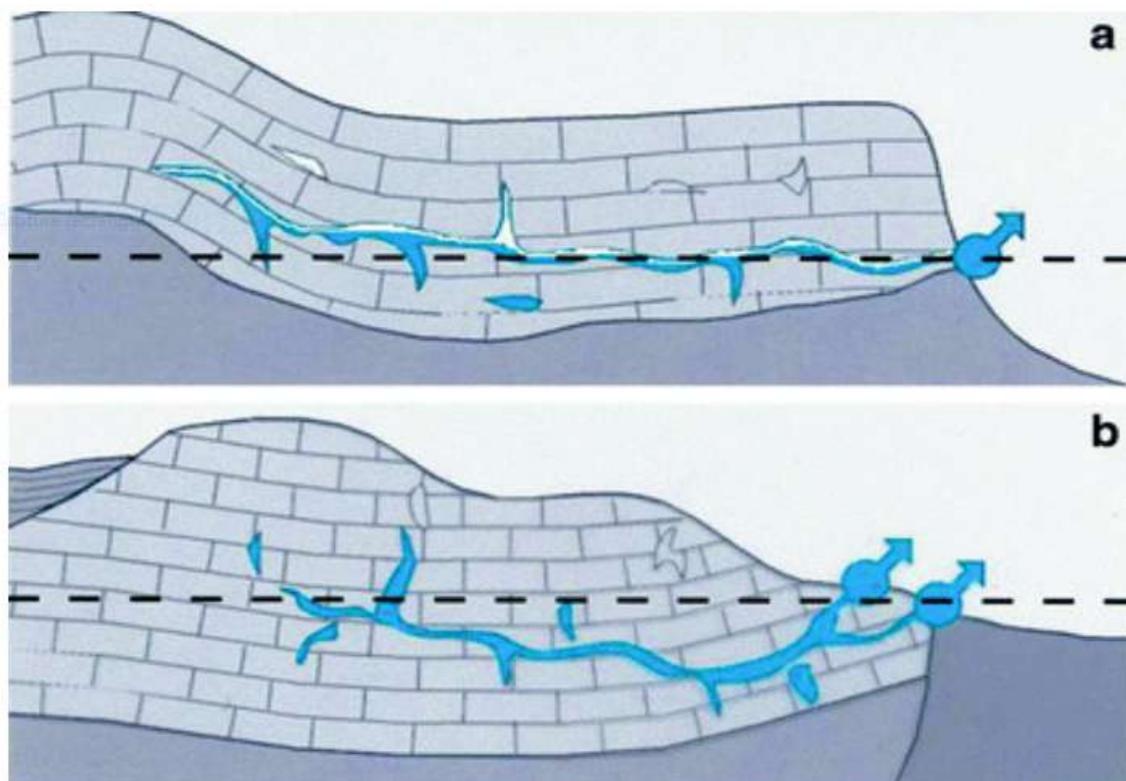
- *les systèmes unaires* correspondent aux systèmes pour lesquels l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstiques (Figure 6),
- *les systèmes binaires* sont ceux pour lesquels une partie de l'impluvium est constituée de terrains non karstiques. L'écoulement de surface sur ces formations non karstiques est drainé par le karst.

#### **I.6. b) Organisation du drainage**

- *les systèmes jurassiens* correspondent aux systèmes dont le réseau de drainage s'organise autour de l'altitude de l'exutoire (Figure 7-a).
- *les systèmes vauclusiens* sont ceux pour lesquels le réseau de drainage s'organise sous le niveau de base de l'exutoire (Figure 7-b).



**Figure 6 :** Configuration des systèmes karstiques en fonction de leur impluvium (Zergaoui et Haussard 2016).



**Figure 7 :** Configuration des systèmes karstiques en fonction de leurs réseaux de drainage (Marsaud 1997)

## I.7 Méthodes d'étude des systèmes karstiques

Le principal défi pour appréhender le fonctionnement d'un aquifère karstique est de comprendre son hétérogénéité en relation avec sa structure et la distribution des porosités et des perméabilités. L'objectif des études hydrogéologiques en zone karstique est de protéger la qualité des eaux souterraines et de prévoir les crues et les étiages pour en atténuer les effets. Par conséquent, il est crucial de comprendre comment l'eau de surface s'infiltré et circule dans un aquifère carbonaté karstique avec des vides de tailles importantes.

La structure et le fonctionnement de l'aquifère karstique doivent être préalablement évalués pour l'évaluation des réserves, la protection des ressources et les techniques de captage. Elle s'appuie tout autant sur des méthodes géologiques que sur des méthodes hydrogéologiques, géochimiques ou encore géophysique. Elles dépendent aussi de l'évaluation des ressources, de leur renouvellement et de l'identification des systèmes karstiques les plus propices à l'exploitation et sur l'utilisation de méthodes adaptées à la protection des aquifères exploités compte tenu de leur grande vulnérabilité (**Plagnes & Bakalowicz, 2002**).

La caractérisation des systèmes karstiques reposent sur un ensemble partagé de données, y compris les enregistrements de la fluctuation des niveaux piézométriques (et de débit) périodiques dans les forages et les sources, les données météorologiques, les expériences de traçages et le suivi des paramètres hydrogéochimiques. Il est important de garder à l'esprit qu'une combinaison de plusieurs méthodes est nécessaire pour prouver l'existence d'un comportement et d'une structure karstique. De plus, le suivi des forages, les essais par pompage, et les mesures isotopiques, sont utiles pour l'identification des aquifères carbonatés.

Les différentes méthodes sont présentées selon l'ordre suivant : méthodes géologiques, méthodes hydrogéologiques, méthodes géochimiques, méthodes concernant les traçages artificiels et les méthodes géophysiques.

### I.7.1 Méthode géologique

L'introduction des méthodes géologiques lors de l'étude des aquifères karstiques permet, entre autres, d'intégrer l'histoire sédimentaire et tectonique de la région d'étude, d'examiner le contexte géodynamique de l'aquifère et d'identifier les périodes propices au développement de karstification. Dans les approches géologiques, les méthodes descriptives des massifs karstiques recherchent des cavités fonctionnelles (avec écoulement d'eau) ou inactives (parfois dites « fossiles »). Ces méthodes ne peuvent être utilisées que si une grande quantité de données spéléologiques est disponible. Par conséquent, la compréhension du contexte évolutif dans lequel le développement karstique se produit nécessite une étude géologique à l'échelle régionale. Ainsi, le karst est replacé dans un cadre géodynamique de bassin sédimentaire. Cette approche nécessite une interprétation de cartes

géologiques et de campagnes de terrain pour la création des coupes géologiques. Un schéma structural peut ainsi être établi avec une représentation des axes structuraux (synclinal, anticlinal) et des failles principales, ainsi qu'un log lithostratigraphique (**Monod et al., 2016**).

### **I.7.2 Méthodes hydrogéologiques**

Ces techniques consistent à interpréter l'évolution des variations des débits à l'exutoire et de pertes pour les aquifères karstiques binaires, ainsi que le niveau de l'eau dans les forages pour les systèmes dont les données sont disponibles en conditions naturelles ou sous pression. Du fait de la forte hétérogénéité des aquifères karstiques, les résultats obtenus par les études hydrologiques classiques, tel que l'observation en forage, sont difficile de l'extrapolés à une échelle plus globale. Pour cette raison et afin de comprendre le fonctionnement global du système, les hydrogéologues se sont tournés vers la source du système. La source présente un comportement intégrateur de tous les phénomènes d'infiltrations présents sur le bassin (**Deville 2013**). Plusieurs méthodes ont été mises en place pour suivre l'évolution des paramètres hydrogéologiques apportés par les sources karstiques.

#### **I.7.2.1 Délimitation des aires d'alimentation**

La délimitation des aires d'alimentation des systèmes karstiques ne peut être identifiée uniquement sur la base de critères topographiques. Il faut tenir compte de l'extension au-delà de la ligne de crête et de la présence ou de l'absence de perte au niveau du cours d'eau. Elle doit aussi prendre en considération la caractérisation du type de système. Cette dernière nécessite une reconnaissance in situ, des jaugeages différentiels sur le cours d'eau concerné supposé avoir des pertes en différentes conditions hydrologiques, un suivi hydrologique de la source sur un ou plusieurs cycles hydrologiques et une analyse des débits selon la méthode statistique des débits classés (**Plagnes 1997**); cette méthode permet de mettre en évidence l'existence d'une alimentation retardée ou d'un autre système (**Marsaud, 1996**). La délimitation des bassins d'alimentation des captages de sources en milieu karstique est effectuée :

1/ de l'étude de la structure géologique et de la réalisation d'essais de suivi artificiel pour prouver la connexion hydraulique pour diverses conditions hydrologiques.

2/ De la délimitation des surfaces des écoulements alimentant les pertes à l'aide de modèles numériques de terrain et/ou de cartes IGN à l'échelle 1/25 000 ;

### I.7.2.2 Méthodes des débits classés

L'objectif de cette méthode est de caractériser les différents régimes d'écoulement observés à l'exutoire. L'analyse des débits classés permet de mettre en évidence l'influence de phénomènes qui peuvent influencer sur le régime des débits des sources karstiques, comme une fuite d'eau vers un autre système ou un apport complémentaire en provenance de blocs voisins. Ceci se traduit sur les courbes correspondantes par des discontinuités ou des changements de pente (**Bouchaou 1996**). Mangin (1971) propose de classer les débits par groupes afin de mettre en évidence des valeurs de débits critiques : valeurs anormalement élevées ou faibles. Une loi statistique est ajustée liant les classes de débits à leurs fréquences d'apparition. L'interprétation des graphes de débits classés repose sur l'identification d'anomalies affectant la droite représentative ; ces anomalies se marquent par des modifications de la pente de la droite.

### I.7.2.3 Analyse des courbes de récession

En donnant une forme mathématique aux courbes de décrue, cette approche permet de comprendre le fonctionnement de la zone d'infiltration et mesurer l'importance des réserves dans la zone noyée et de tarissement (Figure 8). Selon la méthode de **Mangin**, l'hydrogramme simple est ensuite divisé en deux fonctions mathématiques, chacune décrivant une sorte d'écoulement différente. Le volume dynamique peut être estimé à partir de cette courbe de récession et de la détermination du coefficient de tarissement  $\alpha$ . Ce volume correspond à une estimation a minima des réserves du système (**Dörfliger et al., 2010**).

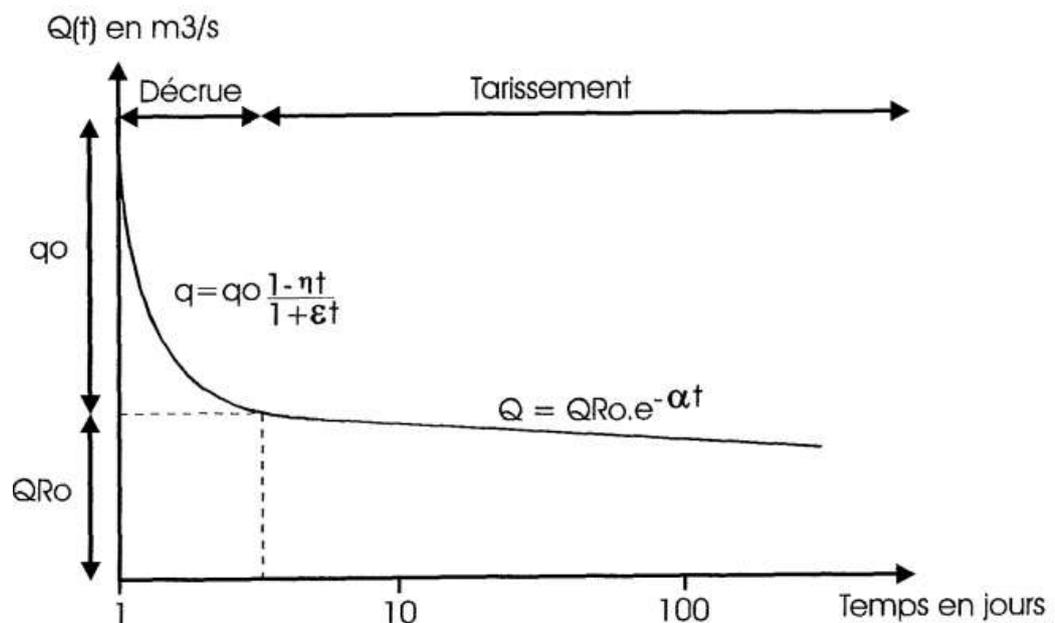


Figure 8 : Décomposition de la récession (**Corbier, 1999**)

#### I.7.2.4 Analyses corrélatoires et spectrales

Cette méthode décrit le comportement du système sur la base d'une analyse statistique du débit, des précipitations et/ou des niveaux piézoélectriques au fil du temps. La procédure consiste à analyser et comparer les signaux d'entrée et de sortie (pluie-débit, piézométrie-débit, température-débit, ...). L'analyse peut être effectuée dans le domaine temporel (analyse de corrélation) ou dans le domaine fréquentiel (analyse spectrale). Un traitement simple, basé sur l'analyse d'un seul signal, révèle sa structure temporelle ou fréquentielle. Le traitement croisé permet d'analyser les relations causales entre deux signaux et de décrire les opérateurs de mouvements entre deux variables.

La pertinence d'appliquer ces analyses à l'identification du système découle de la manière dont un système fonctionne comme un filtre qui intègre et produit divers signaux (tels que les chroniques des précipitations et des débits) (**Marsaud, 1997**) : "L'état du système ne dépend que des entrées les plus récentes", ce qui signifie qu'un système a une mémoire plus ou moins étendue des entrées précédentes et que son comportement est donc plus ou moins imprévisible. La notion de filtre doit être considérée dans le contexte du karst, avec l'importance des réserves et l'organisation du système de drainage. Les aquifères karstiques bien drainés (aquifère karstique au sens stricts) ont des systèmes de drainage bien organisés et peu de réserves. Dans ce cas, les informations de pluie sont rarement modifiées par le système. En revanche, dans le cas des systèmes mal drainés, les informations de pluie peuvent être filtrées par le système, soit parce que l'ouvrage n'a pas assez évolué comme le cas d'un aquifère carbonaté fissuré et karstifié, soit parce qu'il n'est plus fonctionnel.

Une analyse de corrélation simple permet d'explorer la répétabilité et le caractère cyclique potentiel des séries temporelles (**Dörfliger et al., 2010**). Cette analyse permet de définir « l'effet mémoire » des systèmes sur l'historique des écoulements. Cela transforme la dépendance temporelle des valeurs de débit et montre que les corrélations diminuent plus ou moins rapidement. L'efficacité du système a une relation directe avec la vitesse de décroissance ; Cet effet devient d'autant plus important que le filtrage introduit par le système est important.

### I.7.3. Modélisation des systèmes karstiques

Pour étudier et caractériser les aquifères karstiques hydrogéologiques, il existe un certain nombre d'approches de modélisation:

- Les **modèles globaux** sont basés sur l'analyse mathématique des hydrogrammes du débit à la source, en fonction du type d'analyse et des séries de données employés (**Thibault 2014**). Le principe de cette méthode est de transformer le signal d'entrée (précipitations) dans l'aquifère karstique, en un signal de sortie (débit). La collecte des données de débit est assez simple, deux catégories sont différenciées : Méthodes « boîte noire » et méthodes « univariées ».
- Un **modèle physique** décrit le débit en termes de processus physiques. La zone à modéliser est découpée en mailles intégrant chacune un certain nombre de paramètres plus ou moins facilement déterminables selon le type d'aquifère.
- Les **modèles à réseaux de neurones** ont une structure représentée par une agrégation de neurones. L'opérateur mathématique appelé neurone convertit une ou plusieurs variables d'entrée en une ou plusieurs variables de sortie. Le neurone réalise une fonction algébrique, non linéaire, de ces variables d'entrées (**Johannet et al., 2008 ; Kong 2011**).

Afin d'identifier l'origine des débits fluviaux de surface et les simulés (comprendre les processus de génération de débits), les hydrologues et les hydrogéologues ont développés et utilisés les premiers modèles de simulation qui sont les modèles globaux. Ces modèles sont une simplification du terrain étudié et ne utilisent pas toute l'hétérogénéité du milieu naturel (type du sol, végétation, structure de l'aquifère, etc.). Ils sont utilisés pour étudier les réserves régionales en eaux souterraines (**Bakalowicz, 2005 ; Fleury et al., 2007 ; Ladouche et al., 2014**), aussi comme outil pour identifier et quantifier les écoulements, pour prédiction de débit (**Fleury et al., 2007**), comme un modèle de discuter les risques de crues (**Fleury et al., 2013b**), pour étudier la vulnérabilité des systèmes karstiques (**Butscher and Huggenberger, 2009**), pour évaluer le bilan hydrologique (**Jukić and Denić-Jukić, 2009**). Ainsi, il est nécessaire de prévoir les différents scénarios des débits de crues ou d'étiage basés sur la connaissance géologique et géomorphologique de la zone de recharge.

#### I.7.4 Méthodes géochimiques

**Castany et Margat, 1977** ont définie l'hydrogéochimie comme étant « *la connaissance des caractéristiques chimiques des eaux souterraines, des processus de leur acquisition et des lois qui régissent les échanges entre l'eau, le sol et le sous-sol. L'hydrogéochimie donne une interprétation hydrogéologique des données hydrochimiques.* ».

Par conséquent, La caractérisation hydrogéochimie intègre le concept d'écoulement de l'eau dans les systèmes géologiques pour fournir une image dynamique du comportement des systèmes chimiques. Elle est généralement basée sur l'évolution spatiotemporelle des concentrations de différents éléments chimiques et traceurs de l'eau. Ainsi, le terme « traceur » est réservé à tout ce qui est introduit dans un système par l'homme (le traçage artificiel), tandis que le terme « marqueur » désigne les éléments naturels ou anthropiques liés au mouvement de l'eau dans les milieux souterrains (**Molinari, 1969**).

L'eau joue deux rôles dans un environnement carbonaté : Joue le rôle de porteur d'informations (sur la structure et le fonctionnement des karsts, la pollution des eaux de l'aquifère), mais aussi le rôle de créateur d'informations par réaction avec la roche encaissante (**Bakalowicz, 1979**). Ces informations doivent être analysées pour séparer l'information hydrogéologique pure de l'information spécifique au comportement des marqueurs.

Lorsque l'étude hydrogéochimique est utilisée conjointement avec une analyse systémique de l'aquifère karstique basée sur son fonctionnement, elle devient un complément important à l'étude hydrodynamique. De plus, si les approches hydrodynamiques permettent d'identifier l'inertie et le volume des aquifères karstiques, elles ne permettent pas de distinguer les temps de transit associés aux différents modes de déplacement dans le système, les mélanges d'eau entre pôles distincts (eau de pluie et eau de la zone noyée par exemple), ni la localisation des différents lieux de stockage de l'eau (épikarst, zone d'infiltration ou zone noyée...). Dans le même ordre d'idées, l'hydrogéochimie est l'outil de détermination de l'origine et de l'étendue de la pollution des eaux souterraines. En conséquence, l'hydrogéochimie permet aux chercheurs de mener une étude simultanée du fonctionnement de l'aquifère karstique et des objectifs de qualité des ressources.

Le chimisme de l'eau dans les aquifères karstiques dépend de plusieurs facteurs tels que l'occupation des sols, le processus de recharge, le climat, la lithologie des réservoirs et les conditions d'écoulement. Les propriétés chimiques d'un même aquifère varient selon des critères à la fois spatiaux (tels que le lieu d'échantillonnage) et temporels. En fait, la plupart du temps, les fluctuations de la composition chimique de l'eau au même lieu d'observation et selon les circonstances hydrologiques renseignent sur ce qui se passe dans l'aquifère. Par conséquent, Les méthodes hydrogéochimiques sont principalement basées sur l'analyse des séries temporelles de concentrations de différents marqueurs (les chimiogrammes).

C'est au niveau des sources karstiques que les chimiogrammes sont les plus riches en enseignements car l'eau qui s'écoule à ce niveau résulte d'un mélange plus ou moins complexe qui a atteint la zone noyée selon différents chemins que les divers marqueurs naturels ou anthropiques peuvent nous aider à comprendre (**Dörfliger 2010**).

L'interprétation des résultats des analyses géochimiques d'un système karstique dépend d'une part de plusieurs d'hypothèses concernant sa structure:

- En **période d'étiage**, l'écoulement à l'exutoire est supposé être assuré uniquement par la vidange des aquifères reliés au drain karstique (fissurations ou bien des vides de grands tailles mal connectés). La chimie des échantillons collectés durant cette période définit la signature géochimique de l'eau s'écoulant à l'intérieur de la partie capacitive de la zone noyée de l'aquifère karstique.
- En **période de crue**, Le débit mesuré à la sortie de l'aquifère karstique peut s'expliquer comme le résultat de la superposition de plusieurs débits différents, comme (**Dörfliger 2010**):
- un *écoulement épikarstique* assuré par le drainage de l'eau du réservoir épikarstique qui a un effet régulateur sur l'infiltration ;
- un *écoulement « rapide »* assuré par une partie de la pluie efficace qui est collectée par des conduits plus ou moins verticaux directement connectés au réseau de conduits karstiques de la zone noyée (le réservoir épikarstique est ainsi court-circuité) ;
- un *écoulement de base* assuré par le drainage des systèmes annexes au drainage de la zone noyée.

Une bonne interprétation des analyses hydrogéochimiques nécessite également une connaissance préalable de l'origine des différents marqueurs et des processus pouvant affecter leurs concentrations lors de leur parcours souterrain. Voici les principaux marqueurs qui identifient les principales origines naturelles ou anthropiques souvent trouvées dans les eaux souterraines :

- ✓ Les marqueurs d'origine météorique
- ✓ Les marqueurs d'origine pédologique
- ✓ Les marqueurs d'origine géologique
- ✓ Les marqueurs d'origine marine
- ✓ Les marqueurs d'origine anthropique
- ✓ Les marqueurs microbiologiques

### I.7.5 Expérience de traçage

L'étude des eaux karstiques fait appel à de nombreuses techniques de traçage. Ces méthodes identifient les limites des bassins d'alimentation de sources et les connexions entre les différents systèmes de drainage (conduits, fractures), estiment les vitesses d'écoulement des eaux souterraines, et identifient les zones de recharge et les zones à risque de contamination (**Ford et Williams, 2007**). En général, les modèles de transport de soluté sont utilisés pour interpréter les données de traçages (**Robineau, 2019**). Les propriétés de transport au sein de l'aquifère sont renseignées par la nature du traceur (dissous ou particulier), tandis que les informations et l'exploitation des résultats dépendent de l'origine du traceur (artificielle ou naturelle) (**Tableau 2**). **Atkinson et al (1973)** ont défini le traceur idéal comme étant non toxique, facilement détectable à des dilutions extrêmement élevées, absent dans la masse d'eau étudiée ou présent en quantités extrêmement faibles, et ne réagissant pas chimiquement avec les eaux étudiés ou l'encaissant (**Lorette, 2019**).

**Tableau 2** : Principaux types de traceurs utilisés en hydrogéologie (**Fournier, 2006**) :

Nature	Origine		
Dissous	Artificielle	Traceurs xanthéniques	uranine, éosine, rhodamine B, sulforhodamine B, aminorhodamine G, érythrosine, rose bengale
		Autres fluorescents	pyranine, naphthionate, amino G, lanaperl, lissamine, amidoflavine, azurant optique 28
	naturelle	Cations	$\text{Na}^+$ , $\text{Li}^+$ , $\text{K}^+$ , $\text{Sr}^{2+}$ , $\text{Cs}^+$
		Anions	$\text{I}^-$ , $\text{Br}^-$ , $\text{Cl}^-$
Particulaire		Traceurs particuliers	spores de Lycopodes, microsphères, Diatomées, virus, microgranulométrie

#### I.7.5.A Traceur artificiel

La trajectoire et la vitesse de déplacement de la solution à travers les conduits et les fissures des systèmes karstiques peuvent être suivies en injectant un traceur synthétique inerte (c'est-à-dire n'interagissant pas avec son environnement) (**Schudel et al., 2002**). Les traçages artificiels en milieu karstique sont très couramment utilisés. Cependant, ils n'ont longtemps servi qu'à un objectif qualitatif de mise en évidence de la connectivité hydraulique entre la surface et le souterrain. En utilisant les nouvelles techniques d'échantillonnage, la capacité d'interpréter le fonctionnement et la structure des aquifères karstiques grâce à l'utilisation de courbes de restitution de traceurs artificiels a rendu l'aspect quantitatif plus significatif et plus riche. Le suivi des concentrations de traceurs le long de son cheminement jusqu' à l'exutoire de réseaux de drainage, nous permet d'estimer les propriétés

hydrauliques des conduites et des fractures impliquées dans le processus de l'écoulement (**Laubert et al., 2014**). Comprendre le fonctionnement hydrogéologiques (**Mudara et al., 2014**) et identifier les vitesses des eaux souterraines pendant les périodes de hautes et basses eaux.

Enfin, ces techniques sont également utilisées dans les études de vulnérabilité des systèmes karstiques pour identifier les zones d'alimentation des sources et des forages pour l'approvisionnement en eau potable (**Marin et al., 2015**). De plus, du fait des activités industrielles, certains traceurs artificiels existent dans le milieu souterrain sans injection ponctuelle préalable. En effet, ces traceurs artificiels tels que les chlorofluorocarbures (CFCs), l'hexafluorure de soufre ( $\text{SF}_6$ ), le tritium ( $^3\text{H}$ ), et certains gaz rares comme le krypton ( $^{85}\text{Kr}$ ) et l'argon ( $^{39}\text{Ar}$ ), sont utilisés en hydrogéologie en tant que traceurs du temps de résidence des eaux souterraines (**Delbart, 2013 ; Delbart et al., 2016**).

### I.7.5.B Traceur naturel

Cette méthode consiste à suivre l'évolution de la composition physico-chimique et chimique des eaux souterraines sans injecter de traceur anthropique dans le milieu. Les traceurs de l'eau sont le plus souvent des employés naturels pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique des aquifères karstiques, à savoir l'origine des différentes masses d'eau ainsi que la contribution de chaque réservoir (épikarst, ZNS, ZS) à la composition chimique globale de la source (**Robineau, 2019**). Le chimisme de l'eau fournit des informations sur les conditions d'écoulement et les caractéristiques chimiques et physiques de la source d'eau. **Bakalowicz (1979)** est le premier à avoir introduit ce concept d'information par le contenu géochimique des eaux d'origine karstique. De nombreux éléments chimiques existent naturellement dans les eaux karstiques, qui fournissent tous des informations de différents types et propriétés. Nous distinguons: les éléments majeurs, mineurs et traces, les gaz dissous, les traceurs isotopiques stables et radioactifs et le carbone minéral et organique. **Plagnes (1997)** indique que l'analyse des traceurs naturels dans les masses d'eau karstiques peut fournir une variété d'informations, notamment :

- \* Temps de séjour de l'eau dans le système : conductivité électrique,  $\text{HCO}_3$ , Ca, Mg,  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $\text{pCO}_2$ ,  $\text{T}^\circ$ , Ca/Mg
- \* âge des eaux :  $^3\text{H}$ ,  $^{14}\text{C}$
- \* localisation de l'aire d'alimentation du système :  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$
- \* modalités d'infiltration : Cl,  $\text{NO}_3$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^{13}\text{C}$ ,  $^{14}\text{C}$
- \* mélanges entre plusieurs aquifères :  $^{15}\text{N}$ ,  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$ , Sr
- \* existence d'un épikarst : Cl, Na, K,  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$
- \* taux de renouvellement des réserves :  $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ,  $^3\text{H}$
- \* vitesses d'écoulement :  $\text{T}^\circ$ ,  $\text{pCO}_2$ ,  $\text{O}_2$  dissous

- \* nature géologique de l'encaissant : Mg (dolomies), SiO<sub>2</sub>, Na et K (argiles), SO<sub>4</sub> (gypse, anhydrite ou minéraux sulfurés, Cl et Sr/Ca (évaporites)
- \* existence d'un colmatage du karst : Na, K, Rb, U, Rn
- \* existence de circulations profondes : T°, <sup>2</sup>H, <sup>13</sup>C, gaz dissous
- \* appréciation de la vulnérabilité des systèmes : NO<sub>3</sub>, Cl, Na, K, P, <sup>15</sup>N, métaux lourds,
- \* hydrocarbures aromatiques polycycliques, pesticides, microbiologie.

### I.7.6 Méthodes géophysiques

Ces procédés présentent l'avantage d'être faciles à mettre en œuvre sans recourir à des techniques coûteuses telles que le forage. Elle présente l'inconvénient d'être limitée à des profondeurs d'étude relativement faibles (jusqu'à 50 m).

La géophysique nous permet de décrire la géométrie et les attributs des milieux qui composent le sous-sol ainsi que les flux qui y sont actifs (c'est-à-dire l'écoulement des fluides dans le sous - sol ). Aussi, nous pouvons apprendre des informations sur un aquifère karstique (conduit, cavité et fractures...), le mouvement des eaux karstiques, et des informations sur l'épaisseur des terrains qui recouvrent le système karstique. Il existe des méthodes géophysiques depuis la surface, utilisation des forages (diagraphie), et depuis les conduits (endoscopie). Dont les principales caractéristiques sont :

- elles n'affectent pas la vulnérabilité de l'aquifère karstique,
- elles ne donnent pas accès directement à une image des sous-sols (indirects),
- caractérisé par un degré d'incertitude dû au bruit (les structures géologiques ou les objets fabriqués par l'homme peuvent produire un signal qui interfère avec le signal cible, rendant la détection plus difficile), elles peuvent être équivalentes (un certain nombre de sous-sols différents peuvent produire des mesures identiques dans certaines conditions), et paradoxes (un certain nombre de sous-sols proches peuvent produire des mesures très différentes dans certaines circonstances),
- une profondeur de recherche limitée, qui est définie comme la profondeur à laquelle une couche ou un volume peut être trouvé et détecté à l'aide de mesures géophysiques.

La géophysique nous permet d'obtenir des informations qualitatives ou quantitatives. Il est à noter que cette méthode correspond à une valeur apparente englobant de nombreux détails, tel que les propriétés géométriques et physiques de nombreux matériaux qui affectent les signaux géophysiques mesurés.

En tout cas, (malheureusement !) il n'existe pas de technologie géophysique miraculeuse capable de localiser ou de détecter avec certitude un système karstique étudié. Il n'y a plus une bijection entre une prospection hydrokarstique et une approche géophysique. Parce qu'il est possible de contredire l'interprétation d'une approche par les résultats d'une autre, la combinaison de plusieurs

méthodes et/ou l'utilisation d'informations extérieures (calage sur un forrage, un affleurement, etc.) est souvent un gage de reconnaissance plus fiable.

Chaque méthode géophysique répond à une question différente et cible des propriétés physiques dépendant de plusieurs paramètres: Teneur en eau, fissures, porosité, granulométrie, contenu en argile... A noter cependant que les résultats géophysiques obtenus ne correspondent pas à une image réelle du sous-sol mais plutôt à une image issue d'un modèle d'inversion des données mesurées. Par conséquent, de nombreuses interprétations utilisant les mêmes mesures sont possibles. Plusieurs approches sont généralement utilisées sur un même site pour valider les interprétations (**Ford et Williams, 2007**) : les méthodes sismiques, gravimétriques, la tomographie du sous-sol par résistivité électrique, les méthodes électromagnétiques et la résonance magnétique des protons.

## I.8 Conclusion

Les aquifères karstiques sont connus pour avoir des propriétés uniques et complexes qui diffèrent des autres aquifères: De fortes hétérogénéités spatiales créées et organisées par la circulation des eaux souterrains eux-mêmes, des vides importants, des vitesses de courant atteignant des centaines de mètres par heure et des débits de source pouvant atteindre des dizaines de mètres cubes par seconde (**Bakalowicz, 2005**). Le comportement karstique ressemble plus à un comportement de captage dans l'hydrologie de surface qu'à un comportement de nappe phréatique et est donc plus vulnérable à la pollution. Cette vulnérabilité résulte des caractéristiques suivantes :

- faible rôle filtrant de la zone d'infiltration,
- faible effet de la dispersion et de la dilution lié à l'organisation des écoulements,
- temps de séjour de l'eau trop court pour qu'un effet auto-épurateur intervienne au sein de l'aquifère,
- importante variabilité temporelle de la qualité de l'eau.

# ***CHAPITRE II***

---

*Généralité sur les isotopes*

## II.1 Introduction

L'eau est une substance avec l'une des propriétés les plus intéressantes. Ses différents états, sa mobilité et sa capacité à transporter des solutés lui permettent de jouer un rôle de premier plan dans une multitude de processus géologiques. L'eau recouvre les trois quarts de la surface terrestre. Elle est partout et vu sous de nombreuses formes : La pluie, les rivières, les mers, les océans, les lacs, les eaux souterraines, la vapeur, les nuages, la glace... sans parler de toute l'eau du sol et de la végétation. De formule chimique simple, (H<sub>2</sub>O), il s'agit d'un corps complexe résultant de la combinaison de 3 isotopes de l'oxygène (<sup>16</sup>O, <sup>17</sup>O, <sup>18</sup>O) et de 3 de l'hydrogène (<sup>1</sup>H, Deutérium, Tritium) qui peut donc exister sous 18 formes différentes (**Négreil 2014**). Les propriétés isotopiques combinées ouvrent un vaste champ d'applications scientifiques. Ce chapitre présente un aperçu général sur les isotopes utilisés en hydrogéologie pratique, spécifiquement les isotopes constitutifs des molécules d'eau. En fait, le deutérium, le tritium et l'oxygène-18 ont la propriété unique d'être des composants internes de chaque molécule d'eau. Ils représentent des traceurs « idéaux » des divers mécanismes rencontrés dans les systèmes hydrogéologiques.

## II.2 Traceurs environnementaux des eaux souterraines :

Les traceurs environnementaux des eaux souterraines sont des substances chimiques ou des marqueurs utilisés pour étudier le mouvement et la qualité des eaux souterraines dans le cadre de la gestion et de la protection des ressources en eau. Ils servent à suivre le déplacement des contaminants, à évaluer la vitesse de l'écoulement souterrain, à détecter la présence de polluants et à établir des modèles hydrogéologiques. Ces traceurs peuvent être naturels, comme les isotopes, ou artificiels, comme les colorants fluorescents. En surveillant les traceurs environnementaux, les chercheurs et les gestionnaires de l'eau peuvent mieux comprendre les aquifères, identifier les sources de pollution, et prendre des décisions éclairées pour préserver et gérer durablement les eaux souterraines.

### II.2.1 Etat des connaissances, les isotopes stables de l'eau

#### II.2.1.1 Brève histoire de l'isotope

Au début du XIX<sup>ème</sup> siècle, Dalton décrit la plus petite particule de matière alors identifiée et la nomme « atome ». Les travaux de Becquerel, de Pierre et Marie Curie ainsi que la découverte des électrons par Thomson à la fin du même siècle ôtent à l'atome son titre de plus petite particule (indivisible) de matière (**Lincker, 2020**). Au début du XX<sup>ème</sup> siècle, Rutherford établit un modèle de l'atome où celui-ci est constitué d'un nucléus positivement chargé de petite taille et entouré d'électrons occupant un plus grand volume.

Dans de nombreux cas de décroissance radioactive étudiés à cette époque, il a été observé que les produits de la décroissance n'étaient pas séparables d'éléments déjà connus et leur étaient identiques. Le premier rapport mentionnant ces observations a été rédigé par McCoy et Ross en 1907 et porte sur la radioactivité du thorium : ces chercheurs ont mis en évidence la difficulté de séparer le "radiothorium" résultant de la décroissance radioactive du thorium à la base de cette chaîne de décroissance (**McCoy et Ross, 1907**). C'est à cette période que les observations se sont multipliées concernant la similitude chimique entre des membres différents d'une même chaîne de décroissance ou entre chaînes différentes. Nourris de ces travaux, Fajans et Soddy publient en 1913, chacun de leur côté, un article dans lequel ils tentent de généraliser ces observations expérimentales qui décrivent l'équivalence chimique d'éléments qui pourtant ont des places différentes dans les chaînes de décroissance radioactive identifiées (**Soddy, 1913 ; Fajans, 1914**). Ils mettent donc en lumière que des matériaux chimiques pourtant équivalents pouvaient présenter des masses atomiques différentes. En 1914 Fajans fait référence à un groupe d'éléments ayant les mêmes propriétés chimiques mais des masses atomiques distinctes sous le terme de « plejade », dérivé germanique de « pléiade », une constellation de 7 étoiles nommées ainsi par les Grecs au temps de la Grèce antique (**Fajans, 1913**). Plus tard, en 1917, Soddy fait référence aux éléments de la « plejade » de Fajans sous le terme d'isotopes (« iso » signifiant « même » et « tope » « place » en grec ancien, en référence aux places occupées par ces éléments dans le tableau périodique) (**Soddy, 1917**). Le concept d'isotopes est ainsi né et de nombreux scientifiques ont permis par la suite de construire les notions d'éléments chimiques et d'isotopes que nous connaissons aujourd'hui.

### II.2.1.2 Définition

Dans le but de définir ce qu'est un isotope, il est nécessaire de comprendre la structure d'un atome. Un atome est constitué d'un certain nombre d'électrons, de protons et de neutrons – ces deux derniers formant les nucléons.

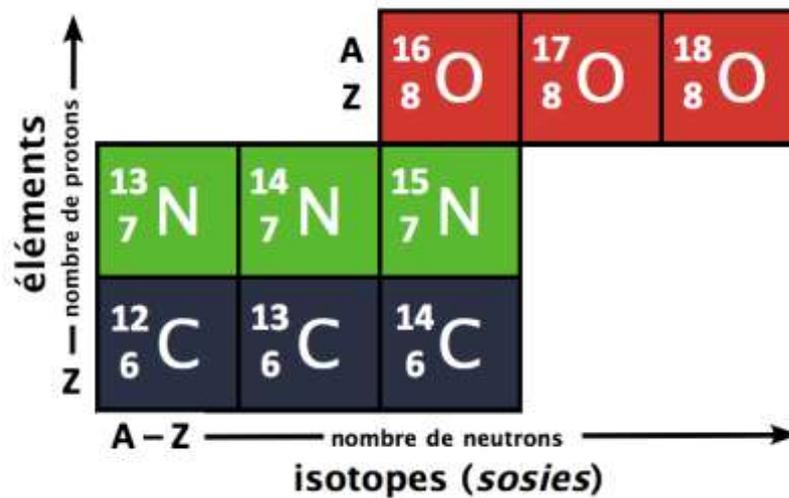


Avec :

- A : le nombre de nucléons (somme de protons et de neutrons)
- Z : le numéro atomique (nombre de protons)
- N : le nombre de neutrons

Les isotopes sont définis comme étant des atomes possédant le même nombre atomique  $Z$  mais possédant un nombre de neutrons différents (**Figure 9**). Ils ont donc la même position dans le tableau périodique que leur atome homologue mais possèdent une masse différente (**Ledeganck, 2019**). Dans la suite de cette thèse, les isotopes ne seront représentés que par la notation  ${}^A X$ .

Les isotopes les plus pertinents en hydrologie sont  ${}^{18}\text{O}$  pour l'oxygène correspondant à l'isotope le plus abondant de  ${}^{16}\text{O}$ , et  ${}^2\text{H}$  (ou Deutérium noté D) correspondant à l'isotope le plus abondant de  ${}^1\text{H}$  (**Tableau 3**) (**Mook et al., 2001 ; Mook, 2008**).



**Figure 9** : Quelques isotopes de l'oxygène, de l'azote et du carbone

**Tableau 3** : Abondance naturelle des isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène (Mook, 2008).

<b>Oxygène</b>	Isotope	${}^{16}\text{O}$	${}^{17}\text{O}$	${}^{18}\text{O}$
	Abondance (%)	99.76	0.038	0.200
<b>Hydrogène</b>	Isotope	${}^1\text{H}$	${}^2\text{H}$ (D)	${}^3\text{H}$ (T)
	Abondance (%)	99.985	0.015	<10-15

### Rapport d'abondance et notation $\delta$

Le rapport d'abondance (noté  $R_{ech}$ ) décrit le rapport entre le nombre de molécules lourdes ( $N^*$ ) et le nombre de molécules légères ( $N$ ) d'un échantillon (**Guilpart, 2018**). Pour un échantillon d'eau, les molécules considérées comme lourdes sont les isotopologues  $HDO$  et  $H_2{}^{18}\text{O}$ , alors que la molécule légère est l'isotopologue  $H_2{}^{16}\text{O}$ . Le rapport d'abondance s'écrit :

$$R_{ech} = \frac{N^*}{N} \quad (\text{II.1})$$

Comme il est très difficile de mesurer précisément le rapport absolu d'abondance pour un échantillon, et que les variations d'un échantillon à l'autre sont très faibles, une autre notation plus commode est utilisée : la composition isotopique  $\delta$  d'un échantillon correspond au rapport des rapports d'abondance d'un échantillon et d'une référence. Elle est donnée par l'équation suivante :

$$\delta = \left( \frac{R_{ech}}{R_{ref}} - 1 \right) \times 100 \quad (\text{II.2})$$

La composition isotopique renseigne donc sur le degré d'appauvrissement (déficit de molécules lourdes) ou d'enrichissement (surplus de molécules lourdes) d'un échantillon par rapport à une référence. La référence utilisée pour les isotopes stables de l'eau est le V-SMOW (Vienna- Standard Mean Ocean Water), qui correspond à la moyenne des eaux océaniques du globe (**Gonfiantini, 1978**). Les variations des rapports d'abondance présentant des variations très faibles,  $\delta$  s'exprime en ‰. Par définition,  $\delta_V -_{SMOW} = 0\text{‰}$ .

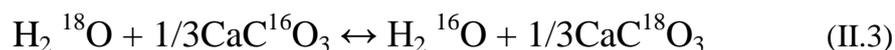
### II.3 Fractionnement et distillation des isotopes stables

Les isotopes sont un outil utile pour retracer l'origine de l'eau et des solutés. Comme les composants géochimiques d'un système, la séparation des isotopes dans l'environnement est facilitée par la thermodynamique des réactions d'équilibre et cinétiques. Pour la plupart des systèmes, leur distribution est contrôlée par l'interaction de deux processus, le fractionnement des isotopes au cours de toute réaction physique ou chimique, et la distillation des isotopes du réservoir de réactifs au fur et à mesure que la réaction se déroule. Ces deux processus fonctionnent ensemble pour répartir les isotopes dans différents réservoirs (**Clark, 2015**).

#### II.3.1 Fractionnement isotopique

Le fractionnement isotopique peut se produire dans deux situations :

- *Sous des conditions d'équilibre isotopique*, par échanges d'isotopes. Ces échanges sont comparables aux réactions d'équilibre chimique. Par exemple, pour la cristallisation de la calcite dans l'eau à l'équilibre:

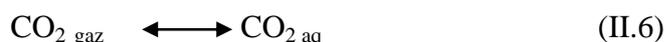


- *Sous l'influence de processus cinétiques.* Ceux-ci dépendent des différences de vitesse de réaction des molécules et sont associés à des processus incomplets et unidirectionnels tels que l'évaporation, les réactions de dissociation, de diffusion et les réactions à médiation biologique (e.g. la photosynthèse).

**Tableau 4 :** Masse atomique des différentes formes isotopiques de la molécule d'eau.

Molécule	Masse atomique
$\text{H}_2^{16}\text{O}$	18
$\text{H}_2^{18}\text{O}$	20
$\text{H}_2^{17}\text{O}$	19
$\text{HD}^{16}\text{O}$	19
$\text{D}_2^{16}\text{O}$	20

Les réactions de fractionnement isotopique à l'équilibre les plus courantes sont celles qui tracent l'eau et le carbone dans les réactions aqueuses inorganiques où un équilibre géochimique est atteint. Il s'agit principalement de réactions inorganiques de dissociation et d'échange de gaz. Voici quelques exemples :



### II.3.2 Facteur de fractionnement ( $\alpha$ )

En 1947, *Harold Urey* a publié la base théorique du fractionnement isotopique en tant qu'échange d'isotopes entre des molécules participant à une réaction. Cela a établi le facteur de fractionnement à l'équilibre,  $\alpha$ , pour les réactions isotopiques, qui est essentiellement la constante d'équilibre,  $K$ , pour les réactions géochimiques. Tout comme  $K$  définit la condition d'équilibre pour les solubilités minérales et les concentrations de solutés dans les réactions géochimiques, le facteur de fractionnement,  $\alpha$ , établit les rapports isotopiques dans les composants des réactions d'échange isotopique. Contrairement à  $K$ , qui peut varier énormément (par exemple,  $10^{1,58}$  pour la dissociation de l'halite à  $10^{-8,4}$  pour la dissociation de la calcite), les

facteurs de fractionnement isotopique sont pour la plupart très proches de 1. En effet, la partition des isotopes entre composés est très mineure. Considérez l'évaporation et la condensation de l'eau comme un exemple de réaction physique et la dissolution du  $\text{CO}_2$  pour former du  $\text{HCO}_3^-$  comme une réaction géochimique. Lorsque la réaction approche de l'équilibre, le transfert des réactifs aux produits correspond à la réaction inverse, de sorte qu'une partie de l'eau s'évapore en vapeur et une partie de la vapeur se condense en eau, et de même, le  $\text{CO}_2$  se dissout et le  $\text{HCO}_3^-$  se déshydrate et se dégaze (Clark, 2015) :



Si nous considérons les réactifs et les produits comme uniquement des entités géochimiques, alors le produit d'activité des produits de réaction sera exactement le même que les réactifs, et la constante de réaction thermodynamique sera de 1 (en utilisant des crochets pour désigner l'activité thermodynamique):

$$K_{\text{v-w}} = \frac{[\text{H}_2\text{O}]_{\text{v}} [\text{H}_2\text{O}]_{\text{w}}}{[\text{H}_2\text{O}]_{\text{w}} [\text{H}_2\text{O}]_{\text{v}}} = 1 \quad (\text{II.10})$$

$$K_{\text{CO}_2\text{-HCO}_3} = \frac{[\text{HCO}_3^-] [\text{H}^+] [\text{CO}_2] [\text{H}_2\text{O}]}{[\text{CO}_2] [\text{H}_2\text{O}] [\text{HCO}_3^-] [\text{H}^+]} = 1 \quad (\text{II.11})$$

Si nous ajoutons des isotopes à la réaction, il y aura un échange avant et arrière d'isotopes jusqu'à ce qu'il y ait une distribution d'équilibre avec le réactif ou le produit ayant plus d'isotope lourd. Dans une réaction d'échange d'isotopes à l'équilibre, il n'y a pas de changement dans la géochimie de la solution, seulement un échange d'isotopes :



Maintenant la constante de réaction thermodynamique devient :

$$\begin{aligned}
 K_{v-w} &= \frac{[H_2^{18}O]_w [H_2^{16}O]_v}{[H_2^{16}O]_w [H_2^{18}O]_v} & K_{CO_2-HCO_3} &= \frac{[H^{13}CO_3^-] [H^+] [^{12}CO_2][H_2O]}{[^{12}CO_2][H_2O] [H^{13}CO_3^-] [H^+]} \\
 &= \frac{[^{18}O]_w}{[^{16}O]_w} \times \frac{[^{16}O]_v}{[^{18}O]_v} & &= \frac{[^{13}C]_{HCO_3^-} [^{12}C]_{CO_2}}{[^{13}C]_{CO_2} [^{12}C]_{HCO_3^-}} \\
 &= \frac{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_w}{\left(\frac{^{18}O}{^{16}O}\right)_v} = \frac{R_w}{R_v} & &= \frac{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{HCO_3^-}}{\left(\frac{^{13}C}{^{12}C}\right)_{CO_2}} = \frac{R_{HCO_3^-}}{R_{CO_2}} \\
 &= \alpha^{18}O_{w-v} & &= \alpha^{13}O_{HCO_3^- - CO_2} \quad (II.14)
 \end{aligned}$$

Le facteur de fractionnement à l'équilibre,  $\alpha$ , est simplement le rapport du rapport isotopique dans deux phases ou espèces en réaction. Comme les constantes d'équilibre, il est généralement exprimé comme le rapport d'abondance des isotopes dans le produit (côté droit de l'équation) sur le rapport d'abondance des isotopes dans le réactif (côté gauche de l'équation).

$$\alpha_{\text{produit-réactif}} = \frac{R_{\text{prod}}}{R_{\text{réac}}} \quad \alpha^{18}O_{w-v} = \frac{R_w}{R_v} \quad \alpha^{13}O_{HCO_3^- - CO_2} = \frac{R_{HCO_3^-}}{R_{CO_2}}$$

### II.3.3 Facteur d'enrichissement ( $\epsilon$ )

La géochimie isotopique est basée sur les variations des concentrations isotopiques, exprimées en valeurs  $\delta$  ‰. Pour comparer le fractionnement isotopique avec les valeurs  $\delta$  ‰, nous pouvons exprimer le facteur de fractionnement,  $\alpha$ , en unités pour mille, en utilisant le facteur d'enrichissement,  $\epsilon$ .

$$\epsilon = (\alpha - 1) \times 1000 \text{ ‰} \quad (II.15)$$

Il s'agit de la même expression que la valeur  $\delta$  utilisée pour exprimer les données isotopiques, et ainsi le facteur d'enrichissement peut être ajouté et soustrait avec les valeurs  $\delta$  mesurées dans une réaction d'équilibre. Rappelant que  $R$  est le rapport isotopique dans un échantillon ou un étalon, et en utilisant l'exemple de fractionnement pour l'eau s'évaporant en vapeur :

$$\varepsilon = \left( \frac{R_w}{R_v} - 1 \right) \times 1000 \quad \delta = \left( \frac{R_{\text{prod}}}{R_{\text{reac}}} - 1 \right) \times 1000 \quad (\text{II.16})$$

$$\alpha_{\text{réactif-produit}} = \delta_{\text{réactif}} - \delta_{\text{produit}}$$

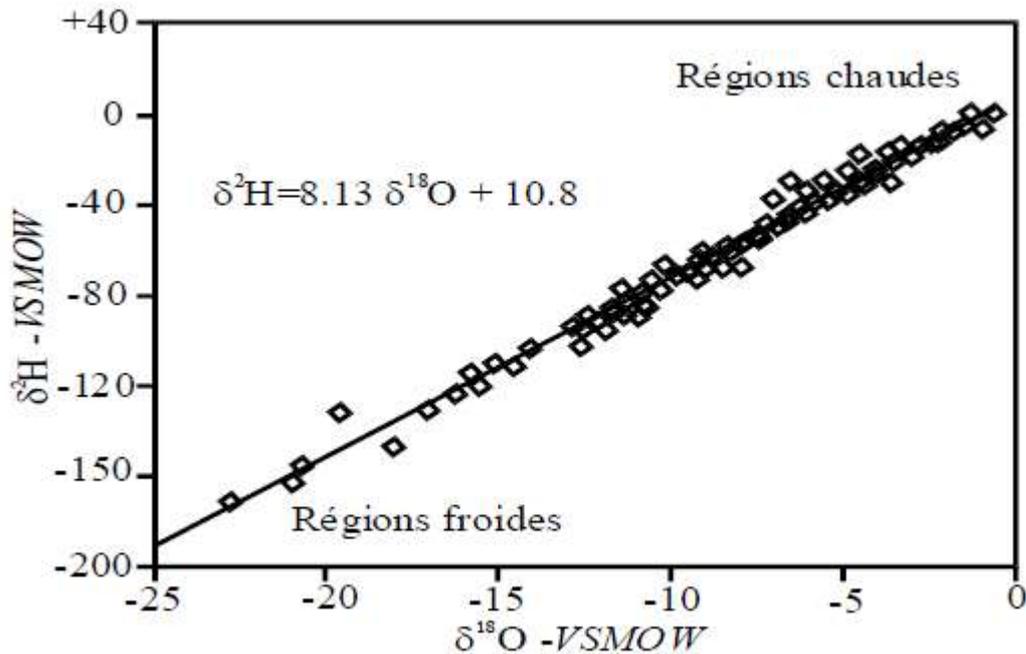
$$\alpha_{w-v} = \delta_w - \delta_v$$

#### II.4 Ligne isotopique météorique

Si l'on trace la relation  $^2\text{H}$  en fonction de  $^{18}\text{O}$  d'eaux de précipitations échantillonnées sur toute la surface de la planète, on remarque que ces points définissent une relation linéaire (**Etcheverry, 2002**). Craig, 1961 et Dansgaard, 1964 ont montré que, dans le graphe  $^2\delta-^{18}\delta$ , les compositions isotopiques des précipitations s'alignent pour former ce qui est communément appelé la Droite des Eaux Météorique Globale (DEMG) ou GMWL (Global Meteoric Water Line). Par la suite **Rozanski et al** (1993) ont proposé une nouvelle droite considérée comme plus précise. Leur équation est donnée par :  $\delta^2\text{H} = 8.13 \delta^{18}\text{O} + 10.8$  (‰) (II.17)

La GMWL actuelle (Figure 10) a été obtenue grâce à la combinaison de l'ensemble des données de précipitations récoltées par le réseau GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation). Le réseau GNIP est une initiative de la IAEA (International Atomic Energy Agency) : en plus de permettre une collecte continue des pluies dans le monde, ce réseau a permis le développement des LMWL (Local Meteoric Water Line) (**Sánchez-Murillo et al., 2013**). Cette droite est toujours considérée en première approximation comme la norme, les points s'écartant de cette droite étant «atypiques». Les lignes météoriques locales sont des références très utiles pour la compréhension et le traçage de l'origine des eaux souterraines locales et de leurs déplacements, comme nous allons le voir tout au long de cette étude. Ces droites sont influencées par les points de mesure considérés et surtout par la région du globe pour laquelle elles sont établies.

Pratiquement chaque application des isotopes stables fait appel à une droite de ce type **Figure 10**. Cependant, il est préférable d'établir une ligne météorique locale à partir d'échantillons de pluie sur le site même de l'étude. Comme nous allons le voir, on doit aussi tenir compte des variations en fonction de la température et de l'altitude.



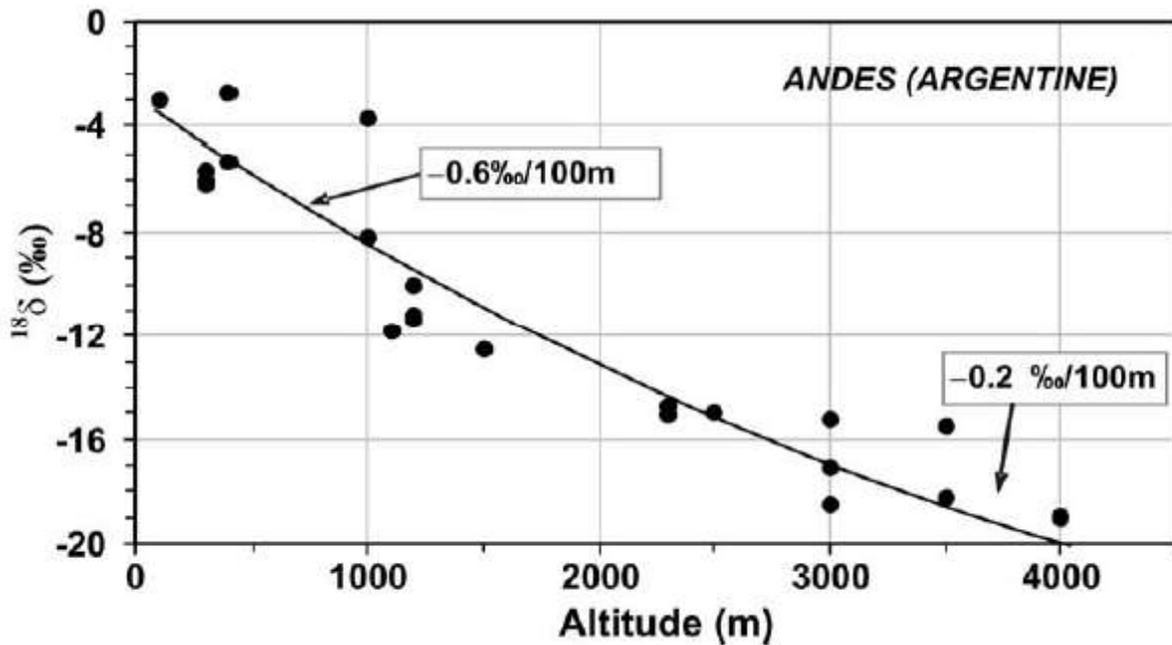
**Figure 10 :** Droite météorologique mondiale (GMWL) (Rozanski et al., 1993)

## II.5 Les effets isotopiques dans le cycle hydrologique

Dansgaard (1964) a formulé ce qui est appelé les effets isotopiques, qui sont devenus un outil largement utilisé afin d'interpréter les résultats des isotopes stables de l'eau. Il a développé plusieurs effets majeurs qui sont expliqués ci-après (**Ledeganck, 2019**).

❖ *L'effet de latitude* est basé sur le fait que les précipitations possèdent une composition isotopique appauvrie au plus la latitude augmente. Le gradient moyen pour δ<sup>18</sup>O est - 0.6‰/° de latitude dans les latitudes moyennes et jusqu'à -2‰/° pour les latitudes proches de l'Antarctique (**Mook, 2001**). Cette diminution est principalement liée à la variation de température mais ce seul phénomène n'est pas suffisant pour expliquer l'ensemble des variations dues au changement de latitude (**Brown et Simmonds, 2004**).

❖ *L'effet d'altitude* explique le fait que les ratios isotopiques des précipitations diminuent généralement lorsque l'altitude augmente (**Figure 11**). Cette diminution va de -0.1 à -0.6‰/100m, Mook (2001) a remarqué que cet effet pouvait fortement s'intensifier dans certaines régions du monde comme au Chili où la diminution peut atteindre jusqu'à -4‰/100m. Les raisons causant ce phénomène restent complexes et nombreuses (diminution de l'humidité avec l'altitude, dépendance du fractionnement à la température, différence de transport au niveau de l'humidité en fonction de l'altitude, ...).



**Figure 11:** Exemple de l'effet d'altitude sur les précipitations du versant Est des Andes (Mebrouk 2007)

❖ *L'effet de continentalité* Un appauvrissement isotopique est constaté le long des trajectoires des masses d'air lorsqu'elles pénètrent sur un continent (Guilpart, 2018). Cet effet de continentalité s'explique par la « vidange » des masses d'air (effet de masse). Lors de la première condensation, elles s'appauvrissent en isotopes lourds. Lors de la deuxième condensation, elles s'appauvrissent d'avantage, et ainsi de suite. Une partie de l'eau précipitée va définitivement quitter la masse d'air (sous la forme de ruissellement, ou d'infiltrations), et une autre va retourner à l'atmosphère sous la forme d'un flux ré-évaporatoire (en provenance d'un lac, d'une rivière ou de la biosphère). Ce flux permet de recharger en partie la masse d'air. En définitive, la parcelle d'air ainsi « rechargée » présentera un appauvrissement isotopique moins important que si elle avait suivi une simple distillation de Rayleigh. L'effet de continentalité est d'autant plus intense que la masse d'air pénètre loin dans le continent (Frankenberg et al., 2009).

❖ *L'effet saisonnier* se remarque principalement dans les régions présentant un climat tempéré. Il est généralement interprété comme étant un phénomène de variation du facteur de fractionnement lié aux variations de température. Cependant, d'autres processus sont également pertinents. Il se caractérise par des différences au niveau des précipitations entre les saisons, des différences de ratio entre ces précipitations, des différences au niveau des quantités d'eau recyclées et des couches de neige fondue. Cet effet est largement utilisé pour la datation des carottes de glace (Sodemann et al., 2006).

❖ *L'effet de masse* rend compte du fait que la quantité d'eau précipitée est liée à la composition isotopique. Certaines stations avec des hautes valeurs de précipitations annuelles peuvent montrer des ratios isotopiques significativement appauvris (i.e. en Indonésie). Cet effet est typique des zones affectées par des cyclones ou autre régime de précipitation convectif. Cette diminution dans les ratios est liée à la large taille des gouttes, diminuant le temps pour atteindre un équilibre, et à une haute humidité relative élevée en dessous des nuages de convection.

## II.6 Les isotopes stables (Oxygène-18 et deutérium)

L'eau est la molécule qui se compose de deux atomes d'hydrogène et d'un atome d'oxygène. L'hydrogène possède deux isotopes stables : l'un est rare, c'est le deutérium  $^2\text{H}/\text{D}$  et l'autre est très abondante, le protium  $^1\text{H}$  et un isotope radioactif, le tritium  $^3\text{H}$ . L'oxygène possède deux isotopes stables  $^{16}\text{O}$ , le plus abondant et  $^{18}\text{O}$ , qui est rare. Ces isotopes se combinent pour former quatre types d'eau : le plus abondant  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  et les autres qui sont plus rares  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}_2^{16}\text{O}$  et  $^2\text{H}_2^{18}\text{O}$  (AMROUNE, 2018).

La composition isotopique des eaux naturelles sont caractérisés par le fractionnement isotopique. Ce fractionnement est régi par des phénomènes tels que : l'évaporation et la condensation. Pendant l'évaporation, les molécules de l'eau  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  sont légères et plus volatiles que celles qui contiennent un isotope lourd comme le deutérium (D) ou l'oxygène 18 ( $^{18}\text{O}$ ). Les molécules  $\text{H}_2^{16}\text{O}$  et  $\text{H}_2^{18}\text{O}$  présentent des tensions de vapeur et des vitesses de diffusion dans l'air différentes. Cette réponse des molécules est appelée "l'effet isotopique" (Blavoux, 1978). C'est pour cette raison, l'eau qui s'évapore d'un plan d'eau libre contient moins de deutérium et d'oxygène 18 que l'eau du plan lui-même (AIEA, 1977).

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

La composition isotopique des éléments légers dans les composés naturels montre des variations. Ces variations étant extrêmement faibles, elles sont exprimées en ‰ par rapport à une valeur standard (Couchoud, 2008). Par exemple, pour l'oxygène :

$$\delta^{18}\text{O}(\text{‰}) = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{échantillon}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{standard}}} \times 1000 \quad (\text{II.18})$$

La valeur de  $\delta$  représente donc l'écart relatif par rapport au standard (i.e.  $\delta = 0$  est par définition la valeur du standard).

Le standard utilisé pour mesurer la composition isotopique de l'oxygène de l'eau est le SMO (Standard Mean Ocean Water; **Craig 1961a**). L'IAEA (International Atomic Energy Agency) fournit un équivalent calibré grâce à ce standard, appelé VSMOW (pour Vienna SMOW). Pour mesurer la composition isotopique de l'oxygène et du carbone dans la calcite, le standard utilisé est le PDB (Peedee Belemnite : il s'agit de rostrés de bélemnites issus de la formation crétacée de Peedee, en Caroline du Sud ; **Craig 1957**). Cette formation étant aujourd'hui épuisée, l'IAEA fournit un standard calibré par rapport au PDB appelé NBS19 (National Bureau of Standards). Le SMOW peut également être utilisé pour l'oxygène de la calcite, grâce à ces équations de conversion (**Coplen et al., 1983**) :

$$\delta^{18}\text{O}_c(\text{SMOW}) = 1,03091 \cdot \delta^{18}\text{O}_c(\text{PDB}) + 30,91 \quad (\text{II.19})$$

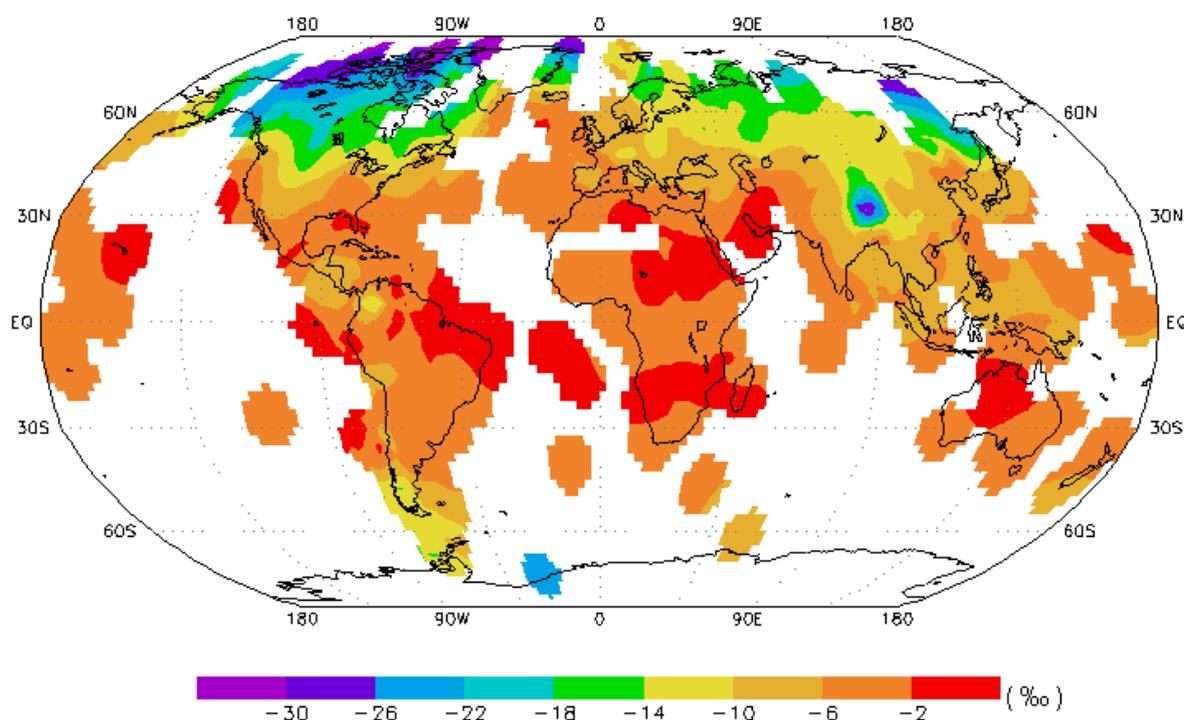
$$\delta^{18}\text{O}_c(\text{PDB}) = 0,97002 \cdot \delta^{18}\text{O}_c(\text{SMOW}) - 29,98 \quad (\text{II.20})$$

Les différences de composition isotopique sont dues au phénomène de fractionnement isotopique associé aux processus physiques (e.g. changement d'état) ou chimiques. Le fractionnement isotopique est lui-même lié aux propriétés physiques et chimiques des isotopes. Ainsi, l'énergie des molécules varie en fonction de l'énergie de vibration de chaque isotope qui est inversement proportionnel au carré de sa masse. Les isotopes les plus légers ont donc une énergie de vibration plus forte. Par conséquent, les liens entre isotopes légers (e.g.  $^{16}\text{O}-^{16}\text{O}$ ) sont plus faibles qu'entre isotopes lourds (e.g.  $^{18}\text{O}-^{18}\text{O}$ ) et les molécules contenant des isotopes légers seront donc plus réactives que celles avec des isotopes lourds. Les isotopes légers vont se concentrer préférentiellement dans la phase la moins dense, c'est à dire dans la phase gazeuse plutôt que dans la phase liquide ou dans la phase liquide plutôt que dans la phase solide (**Allègre & Michard, 1973; Faure, 1977; Hoefs, 1997**).

L'étude des isotopes de l'eau, des éléments dissous et des solides informe sur la qualité de l'eau, son évolution géochimique (Tableau 5), les processus de recharge, l'interaction eau/roche, l'origine de la salinité, et les processus de contamination (**Clark et Fritz, 1997**). En outre, dans le système de coordonnées de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ , nous pouvons fournir des informations sur les précipitations, les eaux de surface évaporées et les sources d'eau de mer, et pouvons donc aider à identifier les origines de la salinité des eaux souterraines (**Gat et Carmi, 1970**).

**Tableau 5 :** Applications des isotopes et traceurs environnementaux (Source : AMROUNE, 2018)

Traceurs	Applications
<b>Isotopes stables</b>	
$\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$	- Source, origine, temps de résidence et processus d'évolution des eaux souterraines - Mélanges d'eaux souterraines - Caractérisation de la recharge - Diffusion dans les argiles
$\delta^{13}\text{C}$	- Source du carbone inorganique dissous - Correction des concentrations en $^{14}\text{C}$
<b>Isotopes radioactifs</b>	
$^3\text{H}$	- Datation de l'eau de 0 à 50 ans ( $t_{1/2} = 12.43$ ans) - Caractérisation de la recharge
$^{14}\text{C}$	- Datation de l'eau de 1000 à 40000 ans ( $t_{1/2} = 5715$ ans) - Calage de modèles, taux de réaction et vitesse d'écoulement



**Figure 12:** Répartition mondiale de la Moyenne annuelle du  $d^{18}\text{O}$  des eaux de précipitation établies à partir de données recueillies de 1961 à 1999 par 389 stations GNIP (Global Network for Isotopes in Precipitation).

### II.6.1 Excès en Deutérium

Le concept d'excès en deutérium ( $d_{exc}$ ) a été défini par Dansgaard en 1964 par la relation:

$$d_{exc} = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O} \quad (\text{II.21})$$

Cette relation se base sur la pente de la droite météorique théorique définie par Craig en 1961. La valeur de  $d$  varie avec le lieu et l'aridité du climat (**Gat et Dansgaard, 1972**). L'excès en deutérium augmente avec  $(1-h)$ ,  $h$  étant l'humidité relative des masses d'air océaniques (**Gonfiantini, 1996**). Pour des vapeurs d'origine océanique, pour une humidité relative de 85 %,  $d = 10$  ‰ (Clark et al., 1997). Cette valeur de 10 ‰ est la valeur la plus fréquemment observée aux stations soumises aux influences océaniques directes. C'est cette valeur qui a été retenue par Craig pour définir l'ordonnée à l'origine de la World Meteoric Water Line (**Craig, 1961-b**). La valeur de  $d$  varie lorsque la condensation est générée à partir de masses de vapeur d'origines différentes (évaporation continentale, mer fermée, évapotranspiration etc.).  $d$  est supérieur à 10 lorsque la vapeur océanique est alimentée de façon notable par une évaporation continentale ou par une vapeur d'eau en provenance des mers fermées. La droite définie en Méditerranée Orientale (**Gat et al., 1970**) est un des exemples le plus frappants, avec un excès en deutérium  $d = 22$  ‰ tandis qu'il n'est que de 13.7 ‰ en Méditerranée Occidentale (**Mebrouk, 2007**). Pour l'Afrique et le proche Orient,  $d$  est voisin de +15 ‰ (**Erickson, 1983**). Par ailleurs, on observe des variations saisonnières de l'excès en deutérium qui prend une valeur plus forte en hiver qu'en été. Ce phénomène provient des modifications d'humidité atmosphérique dans les régions océaniques d'où proviennent les masses d'air (**Jouzel et al., 1997**). Sous des latitudes comprises entre 30° et 60°, Gonfiantini (2001) montre que l'ordonnée à l'origine des droites météoriques calculées est plus élevée en hiver qu'en été dans l'hémisphère Nord, et inversement dans l'hémisphère Sud.

### II.6.2 Marquage à l'évaporation

L'évolution de la composition isotopique au cours du cycle hydrologique commence avec l'évaporation au-dessus des océans et la formation des masses d'air. Celles-ci seront donc fortement marquées par leur origine. Au cours de la trajectoire des masses d'air, il peut par ailleurs se produire des recharges à partir d'évaporation au-dessus de surfaces d'eau ou d'évapotranspiration sur les zones forestières denses.

L'évaporation entraîne un enrichissement de la teneur en isotopes de l'eau de pluie pendant sa chute avant qu'elle n'atteigne le sol, de l'eau d'infiltration dans la zone saturée et de l'eau de surface avant infiltration. L'enrichissement par évaporation est une fonction complexe qui

dépend de plusieurs facteurs: de la température, de la vitesse d'évaporation et de diffusion différentielle des molécules isotopiques dans l'air, de la salinité et de l'humidité atmosphérique.

S'il n'y a pas d'échange avec l'humidité atmosphérique, l'enrichissement de la phase vapeur suit une distillation de Rayleigh (**Clark et Fritz, 1997**):

$$R=R_0f^{(\alpha-1)} \quad (\text{II.22})$$

$R_0$ : composition isotopique de la phase liquide

f: fraction de liquide restant

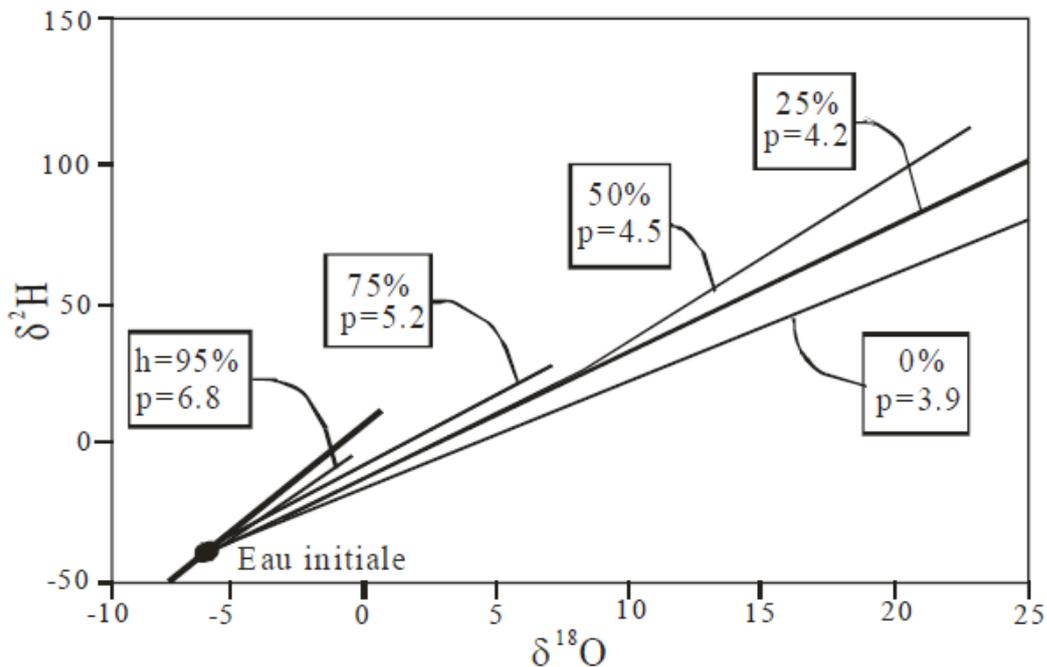
R: composition isotopique de f

$\alpha$ : facteur de fractionnement à l'équilibre

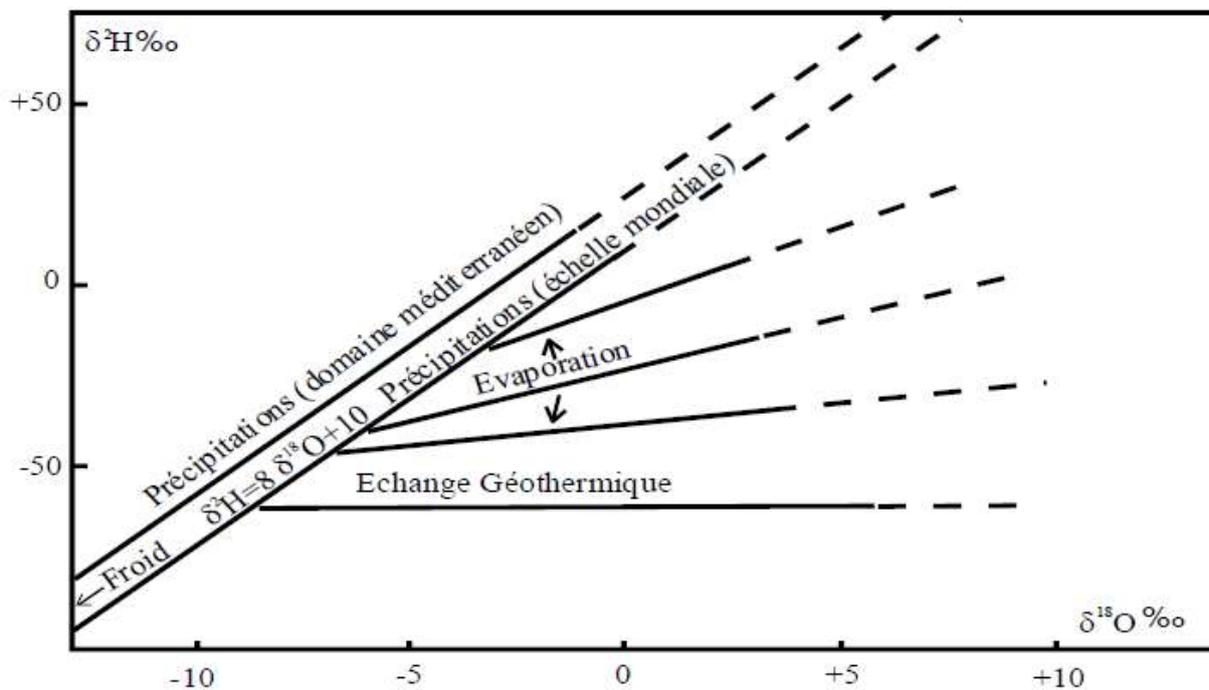
Cependant, l'existence d'une colonne atmosphérique, entre le réservoir océan et la couche de nuages saturée à 100% en humidité, entraîne un processus de fractionnement provoqué par la diffusivité moléculaire de  $^1\text{H}_2 \text{ } ^{16}\text{O}$  plus forte que les diffusivités moléculaires de  $^2\text{H}^1\text{H}^{16}\text{O}$  ou  $\text{H}_2 \text{ } ^{18}\text{O}$ . GONFIANTINI (1986) décrit les effets de la diminution de l'humidité atmosphérique sur la composition isotopique de la vapeur par un enrichissement des teneurs en oxygène-18 et deutérium (**Figure 13**). Par ailleurs, il peut se produire des échanges entre les gouttes de pluie et l'humidité atmosphérique conduisant la plupart du temps à un enrichissement des gouttes de pluie.

Lorsque l'humidité est inférieure à 100%, l'évaporation est un processus unidirectionnel irréversible, hors équilibre isotopique. Pour les eaux évaporées, les corrélations entre  $^2\text{H}$  et  $^{18}\text{O}$  restent linéaires mais la droite d'évaporation présente une pente et un excès en deutérium plus faible que ceux de la droite météorique mondiale (**Figure 11**). La pente varie généralement entre 3 et 6.

Sur un diagramme  $\delta^2\text{H} - \delta^{18}\text{O}$  (**Figure 14**), les teneurs en isotopes stables des eaux évaporées se situent sous la droite des eaux météoriques locales entraînant un marquage sensible des phénomènes d'évaporation :  $\delta^2\text{H} = a \delta^{18}\text{O} + b$  avec  $3 < a < 6$  et  $b < 10$ . L'intersection de la droite météorique mondiale avec la droite d'évaporation (quand on peut la définir) fournit les teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$  de l'eau avant évaporation.



**Figure 13** : Enrichissement isotopique dans les eaux évaporées et les effets d'humidité. Les pentes sont les approximations du début de chaque courbe près de la GMWL (ligne épaisse) (Mebrouk, 2007).



**Figure 14** : Relation oxygène-18 et Deutérium dans les eaux naturelle (Fontes, 1976).

## II.7 Tritium : $^3\text{H}$

Le tritium isotope de l'hydrogène, de période 12,43 ans, est produit naturellement dans l'atmosphère par interaction entre les neutrons cosmiques libres et les noyaux d'azote-14 selon la réaction suivante (AMROUNE, 2018):



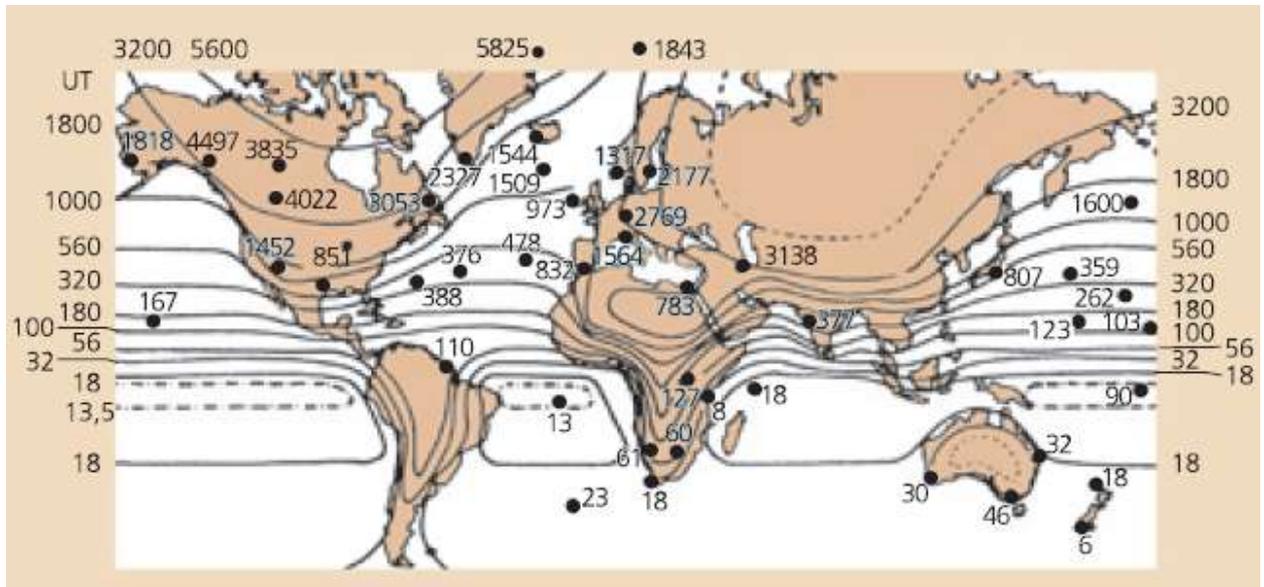
Pendant les essais nucléaires de surface menés entre 1952 et 1963, le tritium a été généré artificiellement en quantités substantielles, contribuant ainsi à son augmentation significative dans l'atmosphère. Cette concentration a augmenté de façon spectaculaire dans l'hémisphère nord, passant de 25 unités de tritium (U.T.) en 1952 à 2200 U.T. en 1964 (Dincer et al., 1974). Les mesures de la teneur en tritium dans les eaux naturelles sont exprimées en U.T. Une U.T. équivaut à 1018 atomes d'hydrogène et à environ 7,1 désintégrations de tritium par minute par litre d'eau. Les techniques de mesure courantes incluent l'utilisation de compteurs proportionnels en phase gazeuse ou liquide, permettant généralement de détecter des teneurs aussi faibles que 1 à 2 U.T.

En raison de la période relativement courte du tritium et de sa concentration limitée dans les précipitations avant 1953, il est principalement présent dans les eaux souterraines récemment formées ou dans des mélanges contenant une proportion substantielle d'eau récente. Conformément aux travaux de Gonfiantini (1974b), une teneur en tritium inférieure à 5 U.T. indique que l'eau est antérieure à 1953, tandis qu'une concentration dépassant 20 U.T. est le signe d'une origine récente pour cette eau souterraine.

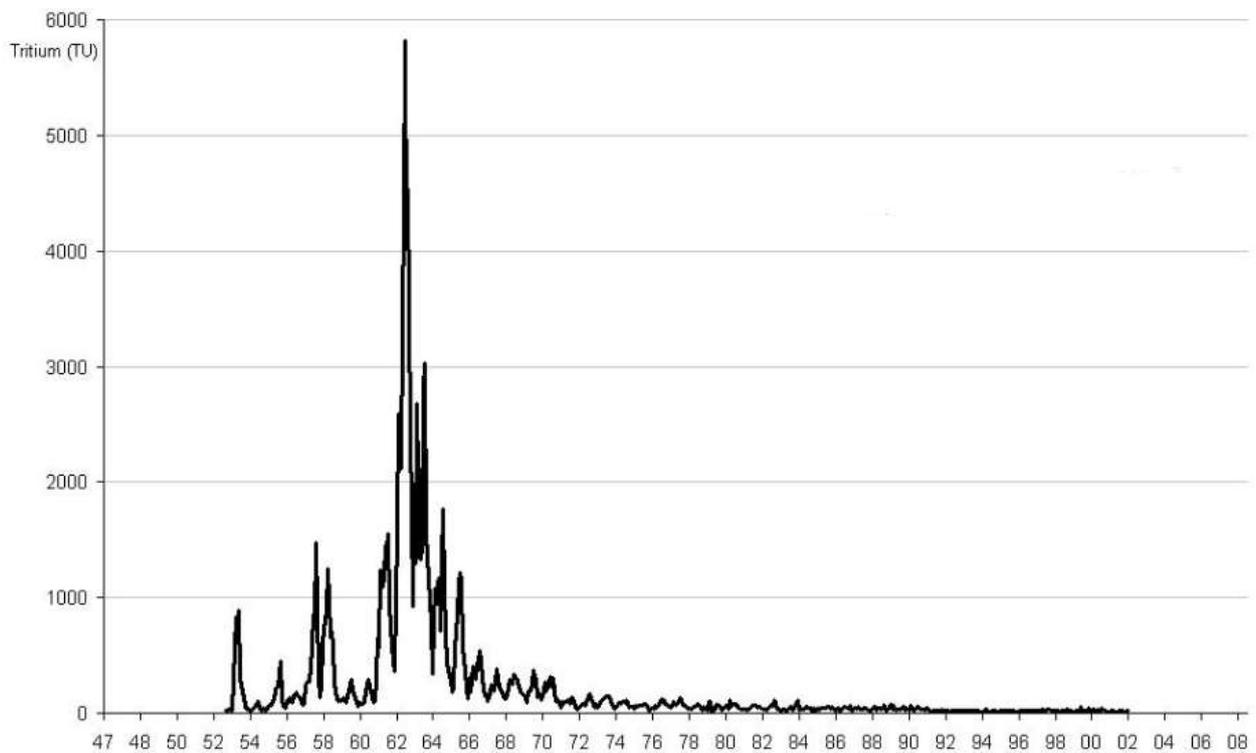
L'Agence internationale de l'énergie atomique (IAEA) surveille les concentrations isotopiques dans les précipitations à l'échelle mondiale. La Figure 15 illustre la distribution globale des activités en tritium à leur apogée pendant les essais nucléaires atmosphériques de 1963. Une observation significative de cette figure est le déséquilibre marqué entre les deux hémisphères. Les activités dans l'hémisphère sud sont considérablement plus faibles que celles de l'hémisphère nord. Les activités les plus élevées liées au pic de 1963 n'ont atteint l'hémisphère sud qu'à partir de 1964-1965 en raison des schémas de circulation atmosphérique globale.

La répartition des activités en tritium à l'échelle nationale est principalement influencée par les zones climatiques et les sources industrielles de tritium. Prenez par exemple les variations de l'activité en tritium des précipitations au Canada en fonction du temps, comme illustré dans la Figure 16. On y distingue clairement le pic de 1963, suivi d'une décroissance exponentielle des activités depuis cette date. Les activités en tritium présentent également des variations saisonnières, avec des pics en début d'été et des creux en début d'hiver. Ces variations résultent

d'un relargage intensif de tritium depuis la stratosphère vers la troposphère à la fin du printemps. Depuis 1963, date du traité limitant les essais nucléaires en atmosphère, les activités en tritium dans l'atmosphère diminuent, entraînant des difficultés croissantes d'analyse des eaux naturelles.



**Figure 15 :** Répartition mondiale des activités en tritium dans les pluies en 1963 (Moser & Rauert, 1980).



**Figure 16 :** Variation des doses de tritium mesurées dans les précipitations échantillonnées à Ottawa des années 1950 à 2000

## II.8 Autres isotopes du milieu pouvant être utilisés en hydrogéologie

Les isotopes du milieu, également connus sous le nom d'isotopes environnementaux, font référence à des isotopes présents dans un système sans avoir été intentionnellement introduits à des fins d'étude. Parmi la grande variété de nucléides présents dans la nature, une vingtaine d'entre eux sont couramment utilisés en hydrogéologie. Certains isotopes, tels que le tritium, peuvent voir leur concentration naturelle dans l'environnement fortement influencée par des apports artificiels. Dans cette discussion, nous allons examiner de manière plus détaillée quelques-uns des isotopes du milieu utilisés en hydrogéologie, en mettant particulièrement l'accent sur les isotopes du carbone, du soufre et de l'azote.

### II.8.1 Isotopes du carbone

Il existe trois isotopes naturels du carbone:

- $^{12}\text{C}$  - commun, stable,
- $^{13}\text{C}$  - rare, stable,
- $^{14}\text{C}$  - très rare, radioactif ( $T_{1/2}=5730$  a).

Le carbone-14 se forme naturellement dans l'atmosphère, mais il est également produit en quantités significatives par les essais nucléaires. Le principe d'utilisation de cet isotope du carbone pour la datation des eaux est semblable à celui du tritium. Cependant, en raison de la réactivité du carbone dans l'environnement, il est important de prendre en considération les interactions potentielles avec les roches carbonatées. Une fois ces corrections effectuées, l'activité en carbone-14 dans un échantillon est comparée à un standard d'acide oxalique, et elle est exprimée en pourcentage du carbone moderne (pcm). Le standard a une activité de 100 pcm. Par exemple, si un échantillon contient 50 pcm, cela signifie qu'il contient 50 % de la quantité de carbone-14 présente dans le standard, ce qui équivaudrait à un échantillon vieux de 5730 ans.

La composition en carbone-13 dépend de la source d'eau qui alimente le système d'écoulement souterrain et des interactions possibles avec les roches. Le carbone-13 est utilisé en parallèle au carbone-14 pour détecter d'éventuels échanges de carbone avec l'environnement. Ces mesures isotopiques fournissent des informations précieuses sur l'origine et l'âge des eaux souterraines, ainsi que sur les processus géochimiques qui peuvent affecter leur composition (**Mazor, 1991; Mook, 1980; Moser, 1992**).

### II.8.2 Isotopes du soufre

Le soufre est constitué des quatre isotopes stables  $^{32}\text{S}$ ,  $^{33}\text{S}$ ,  $^{34}\text{S}$  et  $^{36}\text{S}$ , le premier étant de loin le plus abondant (près de 95 %), suivi du  $^{34}\text{S}$  qui représente plus de 4 % du soufre total. Il existe également de nombreux isotopes radioactifs à courte durée de vie et d'origine artificielle. Les rapports isotopiques du soufre dans les sulfates ( $\delta^{34}\text{S}$  sulfates) sont souvent interprétés en liaison avec le  $\delta^{18}\text{O}$  sulfates de l'oxygène des sulfates. Le soufre des eaux souterraines provient, outre des précipitations, de la dissolution des évaporites sulfatées ou de la dissolution des sulfures. Au cours de la cristallisation des évaporites, le sulfate dissous s'appauvrit en isotopes lourds au profit des cristaux qui ont tendance à s'en enrichir. La composition isotopique des évaporites marines reflète, à ce fractionnement près, celle du sulfate océanique, variable au cours des temps géologiques. Il est ainsi possible de différencier les évaporites d'âge différent. On peut donc distinguer des sulfates provenant d'une évaporite du Trias de sulfates d'évaporites du Cambrien par exemple. De la même façon, on pourra distinguer les sulfates naturels actuels des sulfates d'origine industrielle (**Krouse, 1980**).

### II.8.3 Isotopes de l'azote

L'azote présente deux isotopes stables, le  $^{14}\text{N}$  et le  $^{15}\text{N}$ , ainsi que plusieurs radio-isotopes à courte durée de vie. Dans les eaux souterraines, il se trouve sous forme d'ions nitrates, nitrites, ammonium, ou intégré dans les acides aminés. La mesure conjointe des isotopes stables azote-15 et oxygène-18 dans les nitrates permet généralement de distinguer les diverses origines de l'azote présent dans l'eau souterraine. Par exemple, grâce aux valeurs  $\delta^{15}\text{N}$  et  $\delta^{18}\text{O}$  des nitrates, il est possible de différencier les nitrates d'origine organique des nitrates d'origine industrielle. Cette approche isotopique est extrêmement utile pour comprendre l'origine et le cycle de l'azote dans les eaux souterraines. Les nitrates d'origine organique sont souvent associés à des processus biologiques, tandis que les nitrates d'origine industrielle peuvent résulter de l'utilisation d'engrais ou autre origines anthropiques. En mesurant les valeurs isotopiques, il est possible de tracer la source de ces nitrates, ce qui est essentiel pour la gestion et la protection des ressources en eau souterraine (**Letolle, 1980; Moser, 1992**).

### II.9 Domaines d'application des méthodes isotopiques

Les techniques isotopiques offrent aux scientifiques une compréhension approfondie des différentes composantes du cycle hydrologique, ce qui améliore leur capacité à évaluer la quantité, la qualité et la durabilité des ressources en eau. Les eaux souterraines demeurent l'une des composantes les moins comprises du cycle hydrologique. Les scientifiques utilisent les

isotopes naturels comme des indicateurs pour déterminer si ces eaux sont réapprovisionnées, leur source d'origine, leurs trajectoires de déplacement, et leur vulnérabilité à la pollution et aux variations climatiques.

Les eaux souterraines de différentes régions ont des signatures isotopiques distinctes, ce qui permet aux scientifiques d'utiliser ces "empreintes" pour retracer le parcours de l'eau tout au long du cycle hydrologique, depuis l'évaporation jusqu'à son retour dans les océans ou son évaporation dans l'atmosphère, en passant par les étapes de précipitation, d'infiltration, de ruissellement et d'évapotranspiration.

Les principaux domaines d'application des isotopes en hydrologie des eaux souterraines comprennent :

### **II.9.1 Exploitation et gestion des ressources en eau**

Effectivement, la gestion des ressources en eau est l'un des domaines où les méthodes isotopiques trouvent des applications particulièrement valorisantes. La gamme d'applications est vaste, couvrant des aspects tels que la localisation des zones de recharge, le calcul de la recharge, la détermination du temps de séjour moyen, la surveillance de l'exploitation d'un aquifère, ainsi que la compréhension des mécanismes de salinisation. Tous ces défis sont couramment rencontrés par les professionnels responsables des ressources en eaux souterraines, et les techniques isotopiques offrent des solutions efficaces pour les résoudre.

### **II.9.2 Altitude moyenne de la zone d'alimentation**

L'identification de la zone d'alimentation des eaux souterraines est cruciale pour évaluer les ressources en eau souterraine et délimiter les zones de protection d'un aquifère. Dans les régions caractérisées par une topographie marquée, les isotopes stables peuvent être d'une grande utilité pour résoudre ce type de problème. En effet, il est possible de déterminer l'altitude moyenne de la zone d'alimentation d'une source en établissant une corrélation régionale entre la composition isotopique moyenne de l'eau et l'altitude.

Cette corrélation est construite en utilisant les données de la composition isotopique des précipitations ou de préférence des sources situées dans des bassins versants bien connus, mais à des altitudes différentes. En d'autres termes, il s'agit de relier la composition isotopique de l'eau à l'altitude moyenne de la zone d'alimentation. Pearson et al. (1991), par exemple, ont fourni des relations entre la composition isotopique moyenne et l'altitude moyenne pour chaque région climatique de la Suisse.

Idéalement, il est préférable d'établir cette relation directement sur le site étudié et de prendre en compte les variations saisonnières. Cependant, en l'absence de données spécifiques provenant d'une campagne de mesure sur le terrain, les relations régionales préexistantes, telles

que celles de Pearson et al., peuvent être utilisées pour estimer l'altitude moyenne de la zone d'alimentation. Cela permet aux gestionnaires de l'eau d'obtenir des informations cruciales pour une gestion plus précise et efficace des ressources en eau souterraine, en particulier dans les régions montagneuses où la topographie peut compliquer la délimitation des zones d'alimentation.

Le fractionnement isotopique pouvant avoir de nombreuses origines, on doit s'assurer que seule l'altitude d'infiltration est responsable des variations isotopiques. Dans certains cas, les variations saisonnières, les échanges géothermiques et l'évaporation modifient fortement les rapports en isotopes stables et peuvent aller jusqu'à masquer l'effet d'altitude. Pour des eaux infiltrées à la même altitude, des différences de composition isotopique peuvent survenir si une partie de l'eau s'est infiltrée quelques milliers d'années auparavant pendant une période où le climat était sensiblement différent du climat actuel. De l'eau à fort marquage isotopique provenant d'un lac ou d'eau de mer peut également influencer la signature isotopique de l'aquifère. Pour finir, dans des situations marginales mais malheureusement fort probables, la présence d'un dépôt de déchets peut modifier la composition en isotopes des eaux souterraines, les lixiviats de décharges étant pour la plupart enrichis en isotopes stables et en tritium.

### **II.9.3 Recharge des aquifères à travers la zone non-saturée**

Une question clé pour l'évaluation des ressources en eau souterraine est de savoir si l'aquifère est effectivement rechargé par les eaux de pluie. Si la quantité des précipitations est faible et sporadique, cette question reste souvent ouverte. Les méthodes isotopiques contribuent à la résolution des problèmes suivants:

- Qualitativement, y a-t-il recharge? On retrouve ce problème dans les zones où l'occurrence d'une recharge n'est pas certaine, et particulièrement dans les zones arides. Pour la préservation des ressources en eau, et pour l'évaluation des risques de pollution, il est de plus nécessaire de déterminer où a lieu l'infiltration vers l'aquifère.
- Quantitativement, quelle est la recharge annuelle à travers la zone non-saturée? Cette question est d'une grande importance pour l'évaluation du renouvellement des ressources en eaux souterraines, sachant que l'évapotranspiration à partir du sol est le paramètre le plus difficile à estimer dans le bilan en eau.

Dans les nappes en zone aride ou semi-aride, la présence de tritium ne signifie pas forcément que la recharge a lieu. De petites quantités d'eau récente peuvent atteindre l'eau de réservoirs anciens dont la capacité diminue globalement par évapotranspiration. Il est également possible que des eaux peu profondes soient «contaminées» par échange avec l'humidité de la

zone non saturée. Au contraire, la zone non saturée peut être si profonde que l'eau rechargée ne s'est pas encore mélangée avec l'eau de la nappe. Dans ce cas, bien que la recharge soit récente, l'eau de l'aquifère ne sera pas chargée en tritium. La recharge est un mécanisme complexe. L'infiltration à l'intérieur de la zone non-saturée est caractérisée par deux processus (**Buttle & Leigh, 1995**): 1) une infiltration d'eau de pluie à travers la matrice du sol, cette eau se mélangeant avec de l'eau déjà évaporée et enrichie en isotopes stables, et 2) une infiltration rapide et profonde suivant des réseaux de macropores qui court-circuitent la partie superficielle de la zone non-saturée. On en déduit les deux composantes de la recharge, une composante lente (recharge distribuée), et une composante rapide (recharge localisée). Plusieurs méthodes sont utilisées pour estimer quantitativement la recharge.

#### II.9.4 Evaporation à travers la zone non-saturée

En climat aride ou semi-aride, l'évaporation de l'eau dans la zone non-saturée peut être plus forte que la recharge de l'aquifère. L'appauvrissement des ressources en eau qui s'en suit est catastrophique dans certaines régions. La compréhension des mécanismes de l'évaporation aide à mieux gérer les ressources en eau ou par exemple à planifier l'irrigation. L'étude de l'évaporation à travers la zone non-saturée est l'objet de nombreuses publications qui s'orientent de plus en plus vers la modélisation mathématique (**Mathieu & Bariac, 1995**). Que ce soit pour estimer la recharge ou l'évaporation, toute étude isotopique de l'eau contenue dans la zone non-saturée nécessite d'extraire de faibles quantités d'humidité par distillation sous vide en évitant tout fractionnement. Des tests de sensibilité menés sur différents échantillons de sol (**Araguas et al., 1995**) ont montré que le distillat est appauvri de 5 à 10 ‰ en  $^2\text{H}$ , et de 0,3 à 0,5 ‰ en  $^{18}\text{O}$  par rapport au percolat (eau mobile du sol). Ce fractionnement au cours de la distillation en laboratoire dépend fortement du type de sol. Les interprétations des analyses isotopiques dans la zone non-saturée sont donc systématiquement entachées d'une erreur due au procédé d'extraction de l'eau et aux faibles quantités d'eau mises en jeu.

#### II.9.5 Bilan en eau d'un aquifère

Afin de prévenir toute surexploitation, on doit surveiller en continu le bilan entre l'alimentation de l'aquifère et son exploitation par des puits. **Geyh et Sonne (1983)** ont testé l'applicabilité des méthodes isotopiques pour suivre l'évolution des réserves en eau d'un aquifère en cours d'exploitation sur le bassin nord-est de Mainz. L'étude a montré que les effets de l'exploitation d'un champ de captage sur le bilan en eau d'un aquifère peuvent être mis en évidence par le suivi du  $^{14}\text{C}$ , si les âges des eaux dépassent quelques milliers d'années, et par le tritium pour les aquifères récents.

### II.9.6 Ages radiométriques et temps de séjour moyen

La datation des eaux souterraines, souvent désignée par commodité comme une méthode de datation, ne se résume pas simplement à déterminer un âge. Il s'agit en réalité de caractériser la distribution des âges au sein d'un écoulement souterrain. L'âge radiométrique d'une eau souterraine représente la moyenne d'un mélange complexe d'écoulements élémentaires (**Fritz & Fontes, 1980**). L'utilisation du tritium est limitée par sa période de demi-vie relativement courte (12,43 ans), ce qui restreint son application aux eaux rechargées au cours des dernières décennies. Il est particulièrement adapté aux études de la zone non saturée, des eaux peu profondes, des systèmes fracturés et des milieux karstiques (**Payne, 1988**). En l'absence de tritium, la datation par le carbone-14 peut être envisagée. Cependant, cet isotope est présent dans l'eau sous forme de carbonates et est sensible aux caractéristiques chimiques de la formation aquifère et de l'eau qu'elle contient. Le pH joue un rôle prépondérant pour le carbone-14, nécessitant soit des études hydrochimiques détaillées, soit la formulation d'hypothèses parfois sujettes à des incertitudes. En fin de compte, la datation des eaux souterraines implique une analyse complexe de la répartition des âges, adaptée aux caractéristiques spécifiques de chaque système aquifère.

### II.9.7 Connexions entre aquifères

Les connexions entre différents aquifères revêtent une importance capitale pour la gestion des ressources en eau souterraine. Elles peuvent être établies en se basant sur plusieurs méthodes, notamment la piézométrie (mesure des niveaux d'eau), l'hydrochimie (composition chimique de l'eau), le bilan hydrique (flux d'eau entrants et sortants), et la géologie structurale (étude des structures géologiques). Cependant, dans certains cas, en particulier pour les aquifères carbonatés, la preuve de la connexion entre plusieurs aquifères peut s'avérer difficile à obtenir, notamment lorsque la piézométrie ne peut pas être établie de manière concluante.

Dans de telles situations, la connaissance de la connexion entre les aquifères est essentiel pour évaluer les ressources en eau et anticiper toute altération de la qualité de l'eau. Pour étudier la possibilité de connexion, des paramètres physico-chimiques spécifiques des deux masses d'eau peuvent être utilisés. Cependant, les isotopes stables tels que l'oxygène-18 et le deutérium sont souvent les outils les plus efficaces, car une fois qu'ils atteignent la nappe, ils sont conservatifs, ce qui signifie qu'ils ne subissent généralement pas de réactions chimiques significatives. Cependant, pour que cette méthode fonctionne, il est nécessaire que les signatures isotopiques des deux aquifères soient suffisamment distinctes pour être différenciées.

Dans les cas où les deux systèmes aquifères sont très similaires du point de vue isotopique, d'autres isotopes, tels que le tritium ou le carbone-14, peuvent être utilisés pour distinguer les eaux et déterminer leur origine. De plus, dans certaines situations, les isotopes du carbone-13 et du soufre-34 peuvent être des outils appropriés pour caractériser les connexions entre les aquifères. En somme, l'utilisation de techniques isotopiques joue un rôle fondamental pour éclaircir la question des connexions entre les aquifères, ce qui est crucial pour la gestion durable des ressources en eau souterraine.

## **II.10 Conclusion**

Pour améliorer la gestion des ressources en eaux souterraines, il est crucial de comprendre les systèmes aquifères exploités. Les isotopes stables, tels que l'oxygène-18 et le deutérium, ainsi que des isotopes plus spécifiques tels que le Tritium et le carbone-13, fournissent des informations essentielles sur l'âge, l'origine, et la vitesse d'écoulement des eaux souterraines. En particulier, dans les milieux karstiques, ces isotopes sont essentiels pour caractériser les eaux souterraines, identifier les sources de salinité, comprendre les interactions eau-roche, et évaluer l'impact humain. Combiner différents isotopes permet de réduire les incertitudes et d'obtenir une vision plus précise du fonctionnement des systèmes hydrologiques et hydrogéologiques naturels.

# ***CHAPITRE III***

---

*Description de la zone d'étude*

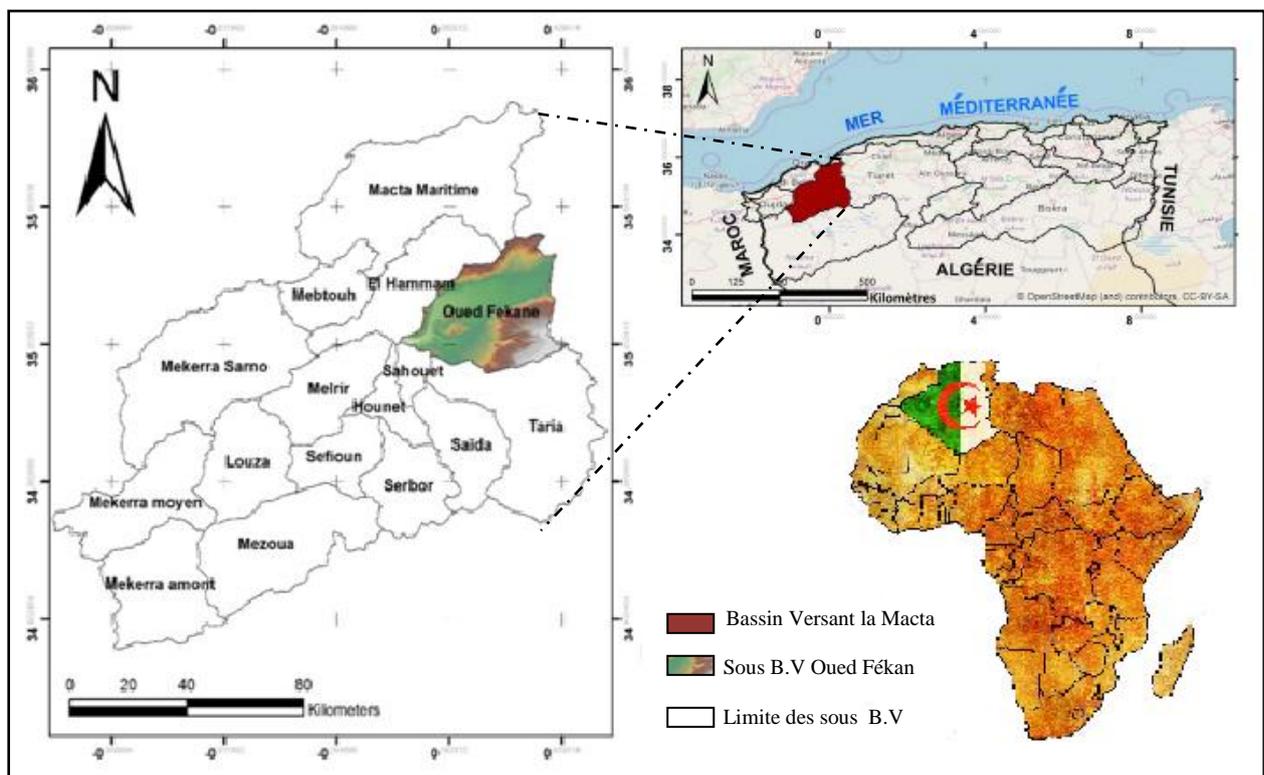
### III.1 Introduction

Ce chapitre décrit les caractéristiques principales du bassin versant d'Oued Fékan, telles que sa localisation géographique, sa géomorphologie, son hydrographie, son couvert végétal et sa nature du sol. Ces éléments permettent de comprendre le milieu physique étudié. En outre, le cadre géologique sera examiné en détail pour définir les différentes perspectives aquifères.

### III.2 Situation géographique

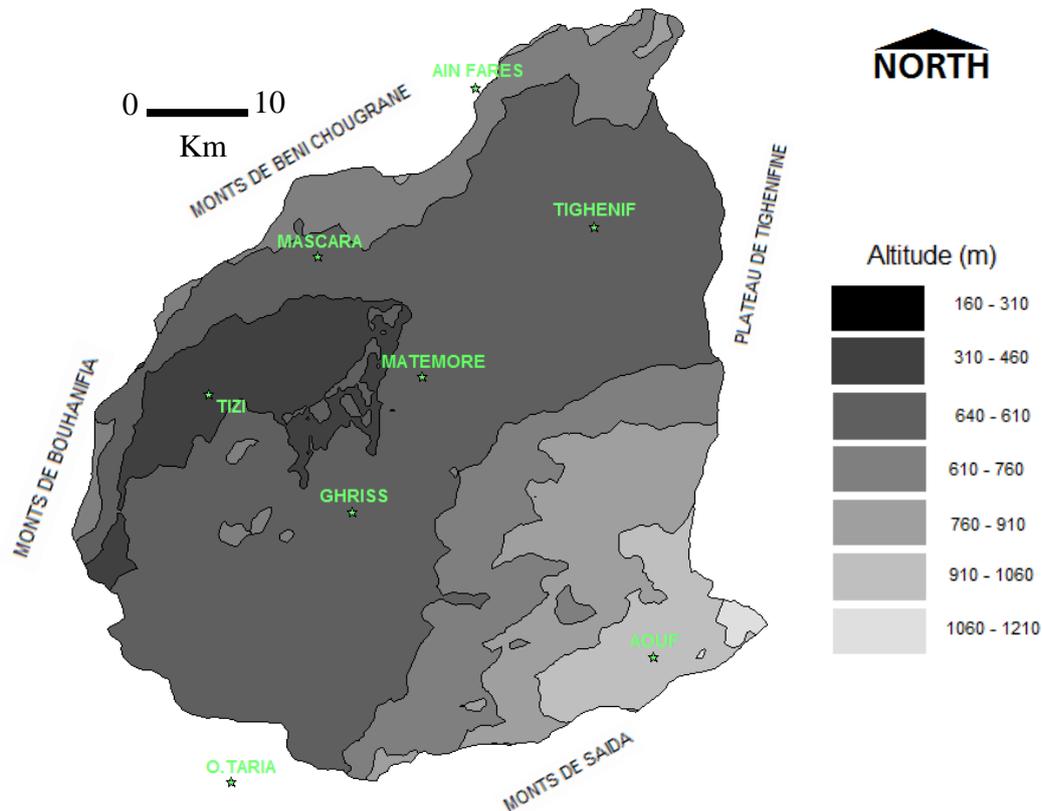
Le bassin versant d'Oued Fékan fait partie intégrante du bassin versant de la Macta, Ce bassin s'étend sur une superficie de 1199.41 km<sup>2</sup> (**Figure 17**) et se localise entre les latitudes 35.15° et 35.50° Nord et entre les longitudes 0°Ouest et 0.40°Est. Ce bassin correspond à une zone topographique rigoureusement plane (470m d'altitude) surplombé par des reliefs de bordures qui s'élèvent à environs 1200m d'altitude. Il est délimité par :

- Au Nord-ouest, par la chaîne montagneuse du Tessala,
- Au Sud, par les hauts plateaux de Ras-el-Ma et les plaines de Maalifs,
- À l'Ouest par les plateaux de Telagh et les monts de Tlemcen qui sont le prolongement des monts de Béni-Chougrane
- Et à l'Est, par les monts de Saïda.



**Figure 17** : Situation géographique du bassin versant de la Macta et du sous bassin d'Oued Fékan

Le bassin couvre totalement ou partiellement 23 communes de la wilaya de Mascara dont les principales communes sont : El bordj, Ain Farés, Tighenif, Sidi Kada, Maoussa, Mascara, Tizi, Froha, Matemore, , Aouf, Oued Taria, Ghriss, Ain Fekan (**Figure 18**).



**Figure 18** : Carte topographique de la zone d'étude.

### III.3 Étude morphométrique

#### III.3.1 Caractéristiques physiques et géomorphologiques de BV

La détermination des caractéristiques géométriques (physiques), est nécessaire pour déterminer et analyser le comportement hydrologique d'un bassin versant. Dans une première phase, on doit déterminer le périmètre et la surface du bassin versant, ensuite on établit les courbes caractéristiques de la topographie du BV et à la fin une caractérisation hydrographique s'est établie.

### III.3.1.1 Périmètre et surface du BV d'Oued Fékan

Le périmètre et la surface du bassin versant ont été déterminés par logiciel MAPINFO. Le périmètre est de 202.8 Km et la surface trouvée est de 1199.41Km<sup>2</sup>. La surface du bassin versant intervient dans le calcul de la lame d'eau ruisselante et aussi dans l'indice de forme, la densité de drainage ...etc.

### III.3.1.2 Coefficient de forme ou compacité

La forme du bassin versant et ses caractéristiques est mesurée par le coefficient de Gravius (Kc), il est défini comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre de cercle ayant la même surface.

$$K_c = \frac{\text{Périmètre du bassin versant}}{\text{périmètre du cercle de surface équivalente}} \quad (\text{III.1})$$

$$K_c = \frac{0,28P}{\sqrt{S}}$$

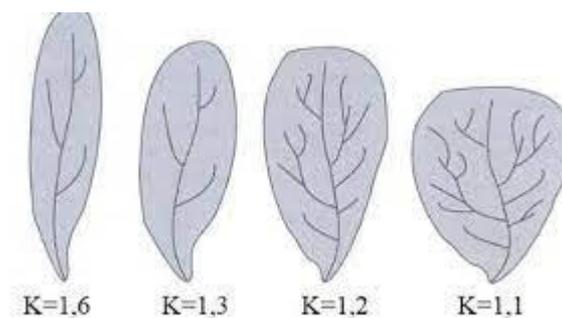
Avec :

P: le périmètre du bassin versant en km ;

S : la surface du bassin versant en km<sup>2</sup> ;

K<sub>c</sub> : Coefficient de forme.

Cet indice de compacité est égal ou proche à « 1 » pour un bassin versant de forme quasiment circulaire (forme plus au moins ramassée) et supérieur à « 1 » lorsque le bassin est de forme plus ou moins allongée (**Figure 19**).



**Figure 19** : Indice de Gravius et forme des bassins versants

Le bassin versant d'Oued Fékan occupe une surface de 1199.41km<sup>2</sup> et un périmètre de 202.8km.

Alors :

$$K_c = \frac{0,28 \cdot 202,8}{\sqrt{1199,41}} \longrightarrow \boxed{K_c = 1,64}$$

Cette valeur traduit un allongement du bassin versant topographique de l'Oued Fékan et un développement de l'érudition linéaire. La forme du bassin versant influence fortement sur l'écoulement global et l'allure de l'histogramme d'une pluie donné.

### III.3.1.3 Coefficient d'allongement :

Il est donné par la formule suivante :

$$K_p = \frac{P^2}{S} \longrightarrow \boxed{K_p = 34,2} \quad (\text{III.2})$$

### III.3.2 Notion de Rectangle équivalent

Ce paramètre traduit l'influence de la forme géométrique du bassin sur les écoulements. Le rectangle équivalent s'identifie par une simple transformation géométrique du contour du bassin en un rectangle de même surface (A), de périmètre (P), de longueur (L), de largeur (l), indice de compacité  $K_c$ , et de même courbe hypsométrique du bassin versant étudié. Les courbes de niveau devenant des droites parallèles aux petites côtes et les exutoires du bassin versant étant assimilées à l'un de ces petits côtés du rectangle.

❖ *Longueur du rectangle équivalent (L)*

$$L = \frac{K_c \sqrt{S}}{1,12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \frac{(1,12)^2}{(K_c)^2}} \right] \quad (\text{III.3})$$

$$L = \frac{1,66 \sqrt{1199}}{1,12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \frac{(1,12)^2}{(1,66)^2}} \right]$$

$$L = 87,73 \text{ km}$$

❖ *Largeur du rectangle équivalent (l)*

Elle est déterminée par :

$$l = \frac{K_c \sqrt{S}}{1,12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \frac{(1,12)^2}{(K_c)^2}} \right] \quad \text{Ou bien :} \quad l = \frac{S}{L} \quad (\text{III.4})$$

$$l = \frac{1.61\sqrt{1199}}{1.12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \frac{(1.12)^2}{(1.66)^2}} \right] \quad \text{Ou bien : } l = \frac{1199.44}{87.73}$$

$$l = 13.67 \text{ km}$$

Avec :

Kc : Indice de compacité de Graveluis ;

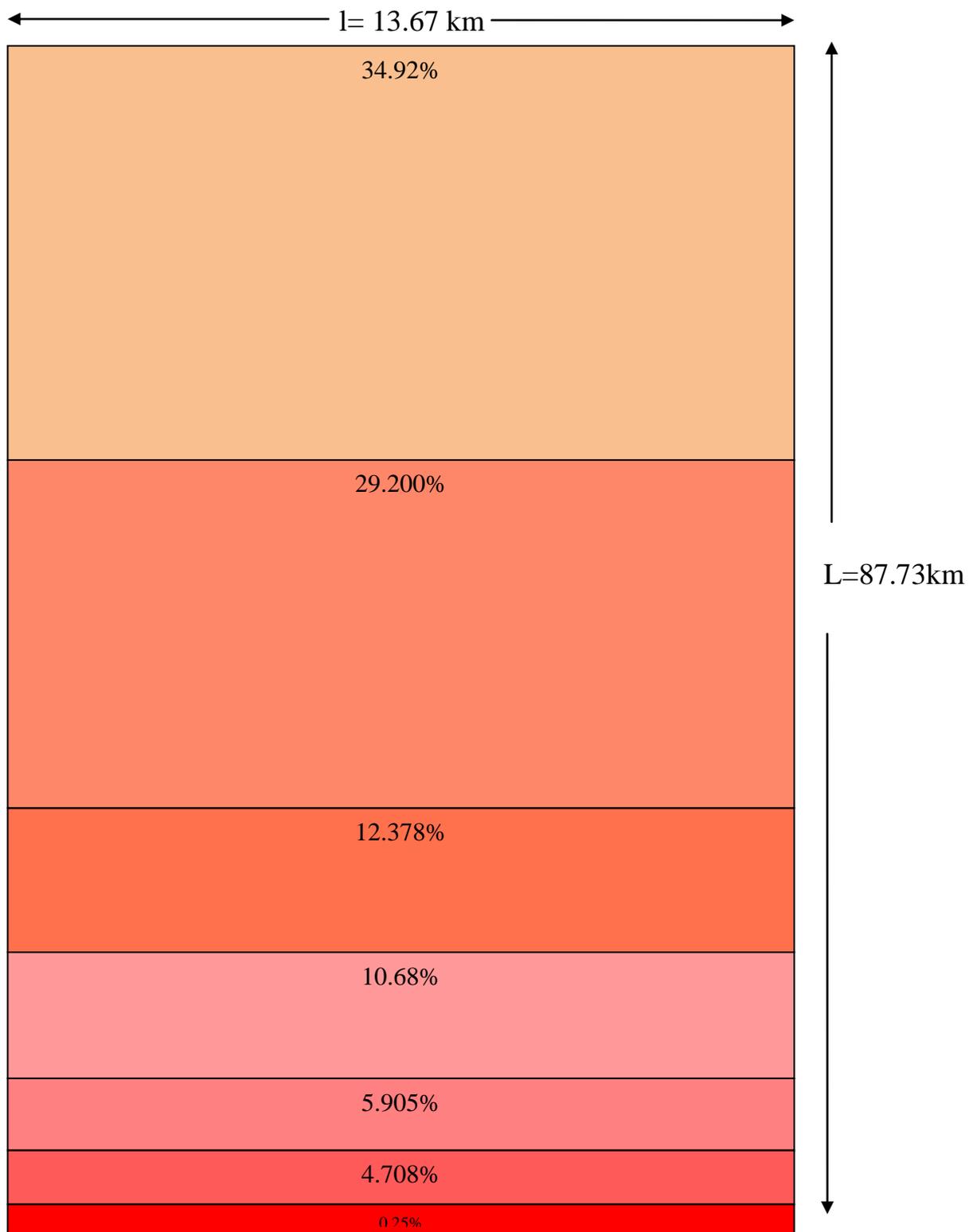
S : Surface de BV en Km<sup>2</sup> ;

L : Longueur de rectangle équivalent en Km ;

l : Largeur de rectangle équivalent Km.

D'où : **L = 87.73 Km** et **l = 13.67 Km**

Les dimensions du rectangle équivalent traduisent que la longueur est grande 6,5 fois que la largeur. Le rectangle équivalent de notre bassin versant est présenté dans la **Figure 20** :



**Figure 20** : Rectangle équivalent du bassin versant d'Oued FEKEN

### III.3.3 Etude de relief

Le relief est un facteur essentiel déterminant en grande partie l'altitude au ruissellement des eaux de surface. L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement. (Les caractéristiques du relief sont représentées par le tracé de la courbe hypsométrique et le diagramme des fréquences altimétriques).

A partir de la courbe hypsométrique nous traçons les courbes de niveau sur le rectangle équivalent.

#### III.3.3.1 Etude des surfaces du BV

##### III.3.3.1.1 Répartition des surfaces en fonction de l'altitude

La courbe hypsométrique est obtenue en mesurant les surfaces comprises entre les courbes de niveaux et en leur attribuant des pourcentages de la surface totale du bassin.

**Tableau 6 :** répartition des tranches de surface en fonction de l'altitude du BV d'Oued Fekan :

<i>Tranches d'altitude(m)</i>	<i>Superficies partielles Si (km<sup>2</sup>)</i>	<i>%S partielles (diag.Fréq)</i>	<i>Superficies cumulées (Km<sup>2</sup>)</i>	<i>%S partielles cumulées (hypsométrie)</i>
<b>1100-1196.73</b>	3.011	0.251	3.011	0.251
<b>1000-1100</b>	19.093	1.591	22.104	1.843
<b>900-1000</b>	56.473	4.708	78.577	6.551
<b>800-900</b>	70.828	5.905	149.405	12.456
<b>700-800</b>	128.128	10.682	277.533	23.139
<b>600-700</b>	148.466	12.378	425.999	35.517
<b>500-600</b>	350.231	29.200	776.230	64.717
400-500	418.871	<b>34.923</b>	1195.101	99.64
300-400	4.310	0.359	1199.411	100.00
Totale	1199.411	100	1199.411	/

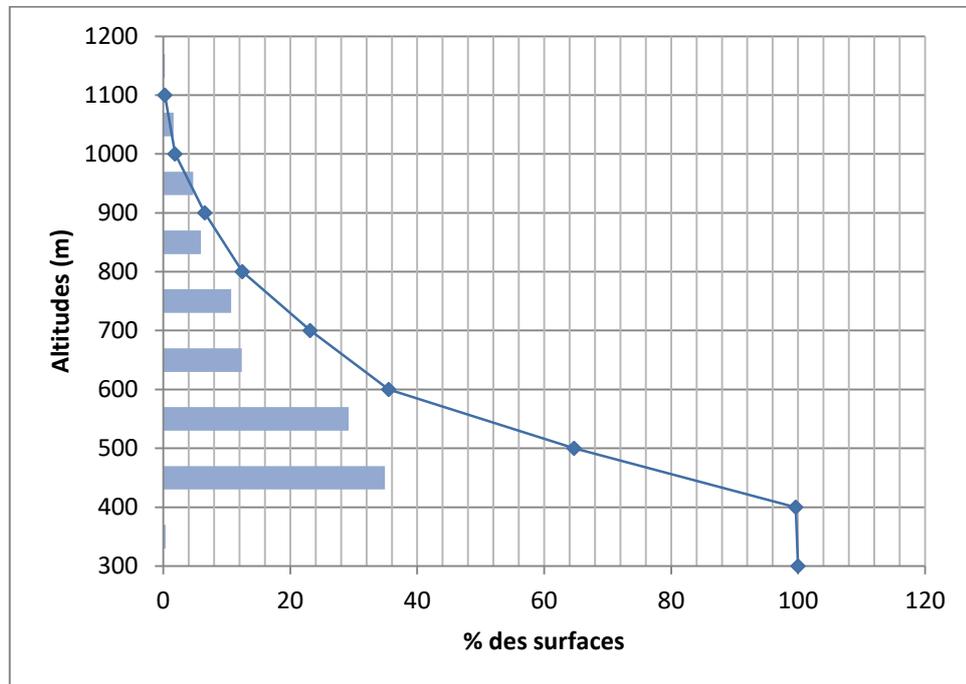
A partir de ces données, on peut établir :

##### a) La courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée (**Figure 21**). Elle exprime ainsi la superficie cumulée du bassin ou le pourcentage de superficie au-delà d'une certaine altitude (**Benstaali et Benayada, 2017**).

### b) Le diagramme des fréquences altimétriques

Le diagramme des fréquences altimétriques est tracé à partir du pourcentage des surfaces partielles cumulées (**Figure 21**).



**Figure 21** : La courbe hypsométrique et le diagramme des fréquences altimétriques.

#### III.3.3.1.2 les altitudes caractéristiques

A partir des courbes précédentes (la courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques dans la figure 21), nous déterminons les altitudes correspondantes :

- *l'altitude maximale*

Elle correspond au point le plus élevé du BV :

$$H_{\max} = 1197 \text{ m}$$

- *l'altitude minimale*

Elle correspond au point le plus bas du BV :

$$H_{\min} = 300\text{m}$$

- *l'altitude moyenne*

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

$$H_{\text{moy}} = \frac{\sum H_i \times S_i}{S} \quad (\text{III.5})$$

Avec :

$H_i$  : L'altitude moyenne entre deux courbe de niveau en m ;

$S_i$  : la surface partielle comprise entre deux courbes de niveau en  $Km^2$  ;

$S$  : la surface du BV en  $Km^2$ .

Les valeurs de  $H_i$  et  $(H_i \times S_i)$  sont récapitulées dans le tableau suivant :

**Tableau 7** : Calcul de la hauteur moyenne

Tranche d'altitude (m)	$H_i$ (m)	Superficie partielle $S_i$ ( $km^2$ )	$H_i \cdot S_i$
300-400	350	4.310	1508.5
400-500	450	418.871	188491.95
500-600	550	350.231	192627.05
600-700	650	148.466	96502.9
700-800	750	128.128	96096
800-900	850	70.828	60203.8
900-1000	950	56.473	53649.35
1000-1100	1050	19.093	20047.65
1100-1196.73	1148.365	3.011	3457.727

Exemple de calcule  $H_i$  Pour l'altitude 300-400

$$\frac{400-300}{2} + 300 = 350 \quad \text{Ou bien } (300 + 400)/2 = 350$$

En appliquant la loi suivante :

$$H_{moy} = \frac{\sum H_i S_i}{S} \longrightarrow \boxed{H_{moy} = 594.10 \text{ m}}$$

- *l'altitude la plus fréquente*

Elle est représentée par le point maximum du diagramme des fréquences altimétriques :

$$(400+500)/2 \longrightarrow \boxed{H_{fréq} 450 \text{ m}}$$

- *l'altitude médiane*

Elle correspond à l'ordonnée moyenne de la courbe hypsométrique, c'est-à-dire 50% de la surface du bassin versant situé au-dessous de cette altitude.

### Calcul de $H_{méd}$

Le calcul de  $H_{méd}$  est effectué par interpolation linéaire comme suit :

35.517 %  $\longrightarrow$  650m

50 %  $\longrightarrow$   $H_{méd}$

64.717 %  $\longrightarrow$  550m

$$\frac{50-35.517}{64.717-35.517} = \frac{H_{méd}-650}{550-650} \longrightarrow \boxed{H_{méd} = 600.4 \text{ m}}$$

### Calcul de $H_{5\%}$

Le calcul de  $H_{5\%}$  effectué par interpolation linéaire comme suit :

1.843%  $\longrightarrow$  1050m

5 %  $\longrightarrow$   $H_{5\%}$

6.551 %  $\longrightarrow$  950m

$$\frac{5-1.843}{6.551-1.843} = \frac{H_{5\%}-1150}{1100-1150} \longrightarrow \boxed{H_{5\%} = 982 \text{ m}}$$

### Calcul de $H_{95\%}$

Le calcul de  $H_{95\%}$  effectué par interpolation linéaire comme suit :

64.717 %  $\longrightarrow$  550m

95%  $\longrightarrow$   $H_{95\%}$

99.64 %  $\longrightarrow$  450m

$$\frac{95-64.717}{99.64-64.717} = \frac{H_{95\%}-500}{450-500} \longrightarrow \boxed{H_{95\%} = 463.286 \text{ m}}$$

**Tableau 8 :** Tableau récapitulatif des altitudes caractéristiques du bassin versant de l'Oued Fékan

<i>Altitude</i>	<i>Valeur (m)</i>
Altitude maximale ( $H_{max}$ )	1197
Altitude minimale ( $H_{min}$ )	300
Altitude moyenne ( $H_{moy}$ )	594.10
Altitude la plus fréquente ( $H_{fréq}$ )	450
Altitude à 95%	463.286
Altitude à 5%	982.94
Altitude médiane ( $H_{méd}$ )	600.4

### III.3.4 Indice de pentes

La détermination des indices de pente nous permette de caractériser les pentes du BV, de faire une éventuelle comparaison et classification à savoir l'indice de pente globale et l'indice de pente de roche et de mieux comprendre la dynamique des écoulements. Ce critère intervient dans le phénomène de ruissellement.

#### III.3.4.1. Indice de pentes global ( $I_g$ )

Il est calculé à partir de la courbe hypsométrique, c'est le rapport de la dénivelée du bassin à la longueur du rectangle équivalent :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (\text{III.6})$$

Où D est la dénivelée entre  $H_{5\%}$  et  $H_{95\%}$

$$D = H_{5\%} - H_{95\%} = 982.94 - 463.286 = 519.654\text{m}$$

Donc :

$$I_g = \frac{D}{L} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} \longrightarrow I_g = 5.99 \text{ m/Km} = 0.6 \% \text{ m/Km}$$

Avec :

$H_{5\%}$  : l'abscisse à 5% dans la courbe hypsométrique en m ;

$H_{95\%}$  : l'abscisse à 95% dans la courbe hypsométrique en m ;

L : longueur du rectangle équivalent en Km ;

$I_g$  : indice de pente globale.

On Remarque que l'indice  $I_g$  est faible ( $I_g = 0.6\%$ ) donc nous avons un relief très fort.

#### III.3.4.2. Indice de pentes moyenne ( $I_{p_{moy}}$ )

Cet indice se calcule à partir du rectangle équivalent. C'est le rapport de la dénivelée moyenne à la longueur du rectangle équivalent, il est exprimé par la relation suivante :

$$I_{p_{moy}} = \frac{D}{L} = \frac{H_{\max} - H_{\min}}{L} \quad (\text{III.7})$$

$$I_{p_{moy}} = \frac{1197 - 300}{86.71} \longrightarrow I_{moy} = 10.34\text{m/Km} = 1.03\%$$

### III.3.4.3. Indice de pente- de roche (Ip)

Cet indice sert à déterminer la pente moyenne avec les données réelles du bassin versant. Cet indice tient compte du facteur de ruissellement, il rend compte de l'influence du facteur pente sur le régime hydrologique du bassin, il est calculé par la relation suivante :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{\beta_i (a_i - a_{i-1})} \quad (\text{III.8})$$

Avec :

$\beta_i$  : La fraction de surface comprise entre les courbes de niveau ;

L : longueur du rectangle équivalent en Km ;

$(a_i - a_{i-1})$  : La dénivelée en m.

**Tableau 9** : Calcul de l'indice de pente de roche

<i>Altitude</i>	<i>Superficie partielle (Km<sup>2</sup>)</i>	<i>Fraction <math>\beta_i = S_i/S_t</math></i>	<i>(<math>a_i - a_{i-1}</math>)</i>	<i><math>\sqrt{\beta_i (a_i - a_{i-1})}</math></i>
<b>300-400</b>	4.310	0.0035934	100	0.59944974
<b>400-500</b>	418.871	0.3492305	100	5.90957274
<b>500-600</b>	350.231	0.2920024	100	5.4037246
<b>600-700</b>	148.466	0.1237824	100	3.518272303
<b>700-800</b>	128.128	0.1068257	100	3.26842010
<b>800-900</b>	70.828	0.0590523	100	2.4300679
<b>900-1000</b>	56.473	0.0470839	100	2.1698824
<b>1000-1100</b>	19.093	0.01591864	100	1.26169092
<b>1100-1997</b>	3.011	0.0025103	896.7	0.50102894
<b>Totale</b>	1199.411	1		25.06210

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{86.71}} * (25.06210) \longrightarrow \boxed{I_p = 2.69 = 0.27 \%}$$

### I.3.4.3. dénivelée spécifique (Ds)

Elle sert à comparer des indices de pentes du bassin versant de superficies différentes :

$$D_s = I_g \cdot \sqrt{S} \quad (\text{III.9})$$

Avec :

I<sub>g</sub>: Indice de pente globale en (m/Km) ;(5.99 m/km)

S : surface totale du bassin en (km<sup>2</sup>) ;(1199.411 km<sup>2</sup>)

$$\boxed{D_s = 207.4487 \text{ m}}$$

D'après la classification de I.R.D ci-dessous appliquée à tout bassin quelque soit sa surface, on place la dénivelée spécifique du bassin de l'oued Fékan dans  $250m < D_s < 500m$  c'est à dire un relief fort.

**Tableau 10:** Classification du relief selon  $D_s$  par I.R.D.

<i>Relief très faible</i>	<i><math>D_s &lt; 10m</math></i>
<b>Relief faible</b>	$10 m < D_s < 25 m$
<b>Relief assez faible</b>	$25 m < D_s < 50 m$
<b>Relief modéré</b>	$50 m < D_s < 100 m$
<b>Relief assez fort</b>	$100 m < D_s < 250 m$
<b>Relief fort</b>	$250 m < D_s < 500 m$
<b>Relief très fort</b>	$500 m < D_s$

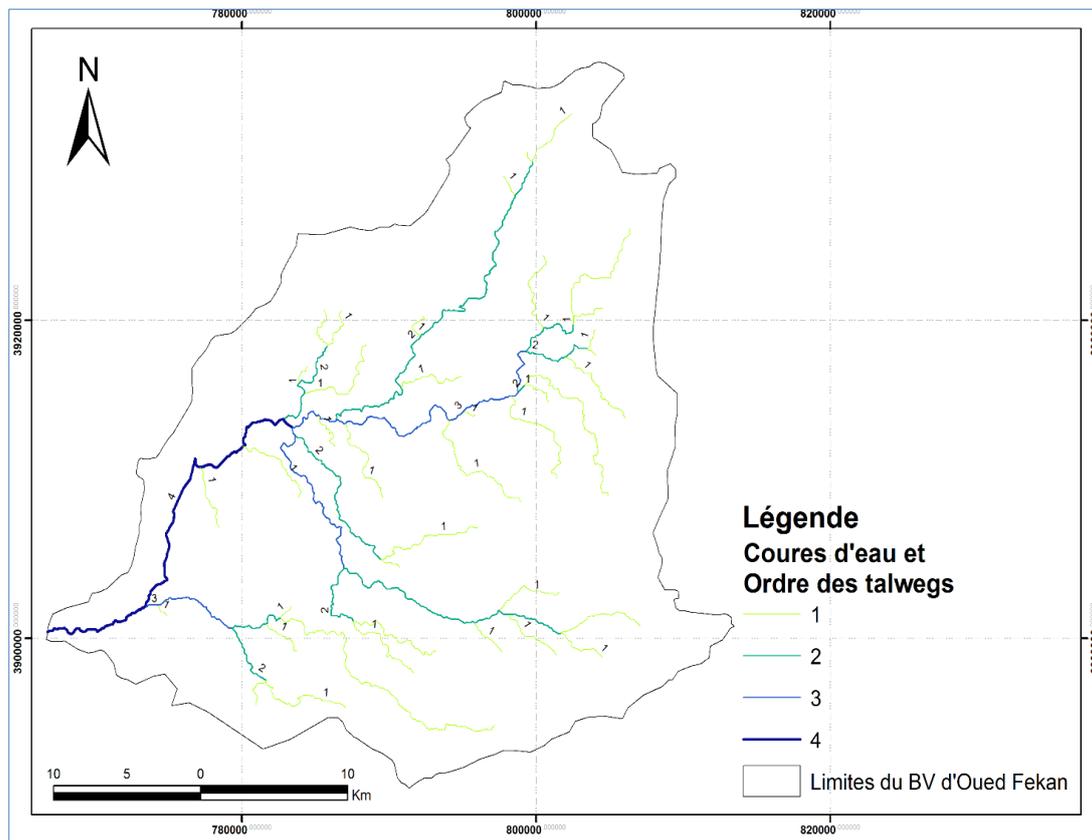
### III.3.5 L'analyse du réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique est l'ensemble des ruisseaux de drainage permanents ou temporaires par où s'écoulent les eaux de ruissellement ou ceux restitués par les nappes souterraines sous forme de sources.

Le réseau hydrographique est une des caractéristiques les plus importantes du bassin, il peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux qui sont :

- **La géologie** : par sa plus ou moins grande sensibilité à l'érosion, la nature du substratum influence la forme du réseau hydrographique.
- **Le climat**: le réseau hydrographique est dense dans les régions montagneuses très humides et tend à disparaître dans les régions désertiques.
- **La pente du terrain**: détermine si les cours d'eau sont en phase érosive ou sédimentaire. Dans les zones les plus élevées, les cours d'eau participent souvent à l'érosion de la roche sur laquelle ils s'écoulent. Au contraire, en plaine, les cours d'eau s'écoulent sur un lit où la sédimentation prédomine.
- **La présence humaine**: le drainage des terres agricoles, la construction des barrages, l'endiguement, la protection des berges et la correction des cours d'eau modifient continuellement le tracé original du réseau hydrographique.

Afin de caractériser le réseau hydrographique, il est souvent utile de reporter son tracé en plan sur une carte à une échelle adéquate. L'utilisation de l'imagerie spatiale est utile à cette identification. Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour le réseau hydrographique.

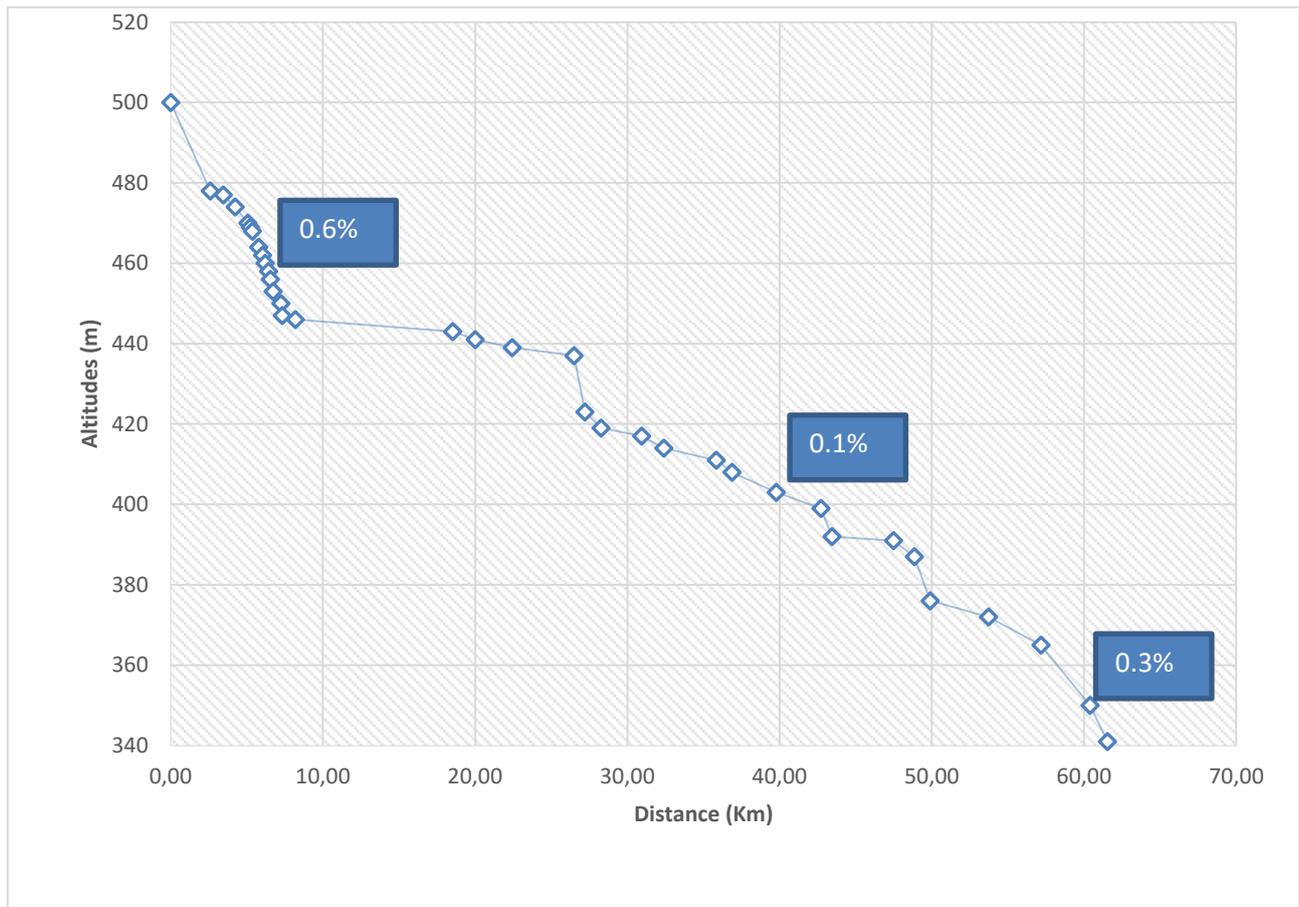


**Figure 22 :** Réseau hydrographique du bassin versant d'Oued Fékan

### III.3.5.1 Profil en long :

Le profil en long (**figure 23**) relatif au cours d'eau principal de l'oued Fékan et ses principaux affluents permettent d'apporter des éléments complémentaires à la densité de drainage, au vu du rôle déterminant de la pente des talwegs sur le ruissellement superficiel et sur la vitesse d'écoulement lors des crues. Le talweg principal de l'oued Fékan est d'une longueur de 61.5 km compris entre les côtes 500 m et 340 m.

L'oued Fékan présente des variations de pentes importantes. Le profil fait apparaître l'existence d'une pente relativement forte en amont et aval du bassin (0.6% et 0.3%), tandis que le centre du profil est caractérisé par une pente faible (0.1%) au niveau des altitudes les plus fréquentes. Ces variations de pente sont liées à des changements du faciès lithologique et aux conditions tectoniques au niveau de la plaine.



**Figure 23:** Profil en long d'Oued Fékan

### III.3.5.2 Tracé en plan

Les paramètres qui caractérisent la forme du réseau hydrographique sont :

- 1) La densité de drainage ;
- 2) Le rapport de longueur ;
- 3) Le rapport de confluence ;
- 4) Le temps de concentration ;
- 5) Le coefficient torrentialité.

Pour leur détermination, il faut procéder à une classification des talwegs (cours d'eau) et ses affluents par ordre selon la loi d'HORTON et SCHUM et il faut pour chaque ordre déterminer le nombre de talwegs et la longueur totale de ceux-ci. Les paramètres sont représentés dans le tableau 11.

**Tableau 11** : classification des Talwegs du bassin versant de l'oued Fékan

<i>Ordre</i>	<i>Nombre <math>N_x</math></i>	<i>Longueur <math>L_x</math> (km)</i>	<i>Longueur moyenne <math>L_n</math> (km)</i>
<b>1</b>	923	952.029	1.031
<b>2</b>	228	507.343	2.225
<b>3</b>	58	272.975	4.706
<b>4</b>	10	109.216	10.922
<b>5</b>	3	35.491	11.830
<b>6</b>	1	36.969	36.969
Total	1223	1914.023	67.683

### III.3.5.3 Densité de drainage ( $D_d$ )

C'est le quotient de la somme des longueurs de tous les cours d'eau  $\sum L$  à la superficie du bassin drainé :

$$D_d = \frac{\sum L_x}{S} \quad (\text{III.10})$$

Avec :

$D_d$  : Densité de drainage en Km/Km<sup>2</sup> ;

$L_x$  : Longueur cumulée de tous les affluents en Km ;

S : Surface du bassin versant Km<sup>2</sup> ;

n : Nombre d'ordre le plus élevé dans la classification de SCHUM, dans notre cas n=7.

D'où :

$$D_d = 1.59 \text{ Km/Km}^2$$

Cette valeur indique que notre bassin est assez bien drainé, ce qui permettra une évacuation d'eau d'écoulement rapide, elle montre aussi leur importante contribution dans l'alimentation de l'Oued Fékan. L'importance du drainage est due principalement à la nature meuble des formations gréseuses et marneuse.

### III.3.5.4 Constante de stabilité du cours d'eau

$$C = \frac{1}{D_d} \quad (\text{III.11})$$

Avec :

C : constante de stabilité du cours d'eau.

Dd : densité de drainage.

$$C = \frac{1}{1.59} \longrightarrow \boxed{C = 0.62}$$

### III.3.5.5 Fréquences des cours d'eau

Elle correspond au nombre de cours d'eau par unité de surface :

$$F = \frac{N}{S} \quad (\text{III.12})$$

Avec :

N : la somme des nombres des cours d'eau égal à 1223;

S : la surface du bassin versant égal à 1199.411 Km<sup>2</sup> ;

F : fréquences des cours d'eau en Km<sup>2</sup> ;

Ainsi nous avons

$$F = \frac{1223}{1199.411} \longrightarrow \boxed{F = 1.0196 \text{ thalweg/Km}^2}$$

### III.3.5.6 Rapport de confluence (Rc)

Le rapport de confluence  $R_c$  est égal au quotient du nombre de talwegs d'ordre  $x$  par celui des talwegs d'ordre supérieur ( $x + 1$ ).

$$R_c = \frac{N_n}{N_{i+1}} \quad (\text{III.13})$$

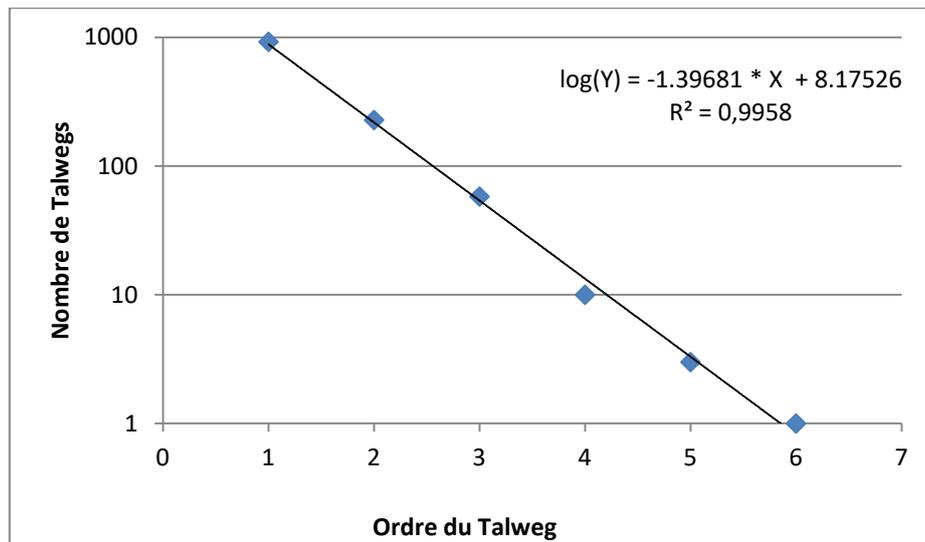
Avec :  $R_c$  : Rapport de confluence ;

$N_i$  : Nombre de talwegs  $x$  ;

$N_{i+1}$  : Nombre de talwegs d'ordre  $x+1$ .

**Tableau 12** : Le rapport de confluence

<i>Ordre</i>	<i>Nombre</i>	<i>Rapport de confluence Rc</i>
<b>1</b>	923	4.04
<b>2</b>	228	3.93
<b>3</b>	58	5.8
<b>4</b>	10	3.33
<b>5</b>	3	3
<b>6</b>	1	/
<b>Moyenne</b>		<b>4.02</b>



**Figure 24** : Le rapport de confluence

Au lieu de rechercher la moyenne de tous les  $R_c$  pour déterminer le rapport de confluence, il est préférable de l'estimer graphiquement (**Figure 24**), sachant que le graphe se fait sur papier-semi logarithmique, en portant en ordonné le nombre des talwegs et en abscisse l'ordre.

D'où :

$$R_c = 4.02$$

Cette valeur de  $R_c$  indique que notre bassin est mal organisé.

### III.3.5.7 Rapport des longueurs ( $R_l$ ):

C'est le rapport de longueur moyenne de thalwegs d'ordre ( $i+1$ ) par celle d'ordre  $i$ .

$$R_l = \frac{L_{i+1}}{L_i} \quad (\text{III.14})$$

Avec :

$R_l$  : rapport de longueur.

$L_{i+1}$  : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre ( $i+1$ ).

$L_i$  : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre  $i$ .

**Tableau 13** : Le rapport de longueur

N° d'ordre	Longueur moyenne km	Rapport de longueur
<b>1</b>	1.031	/
<b>2</b>	2.225	2.158
<b>3</b>	4.706	2.115
<b>4</b>	10.922	2.32
<b>5</b>	11.830	1.083
<b>6</b>	36.969	3.125

Le rapport de longueur pour notre bassin versant est :

$$R_l = 1.80$$

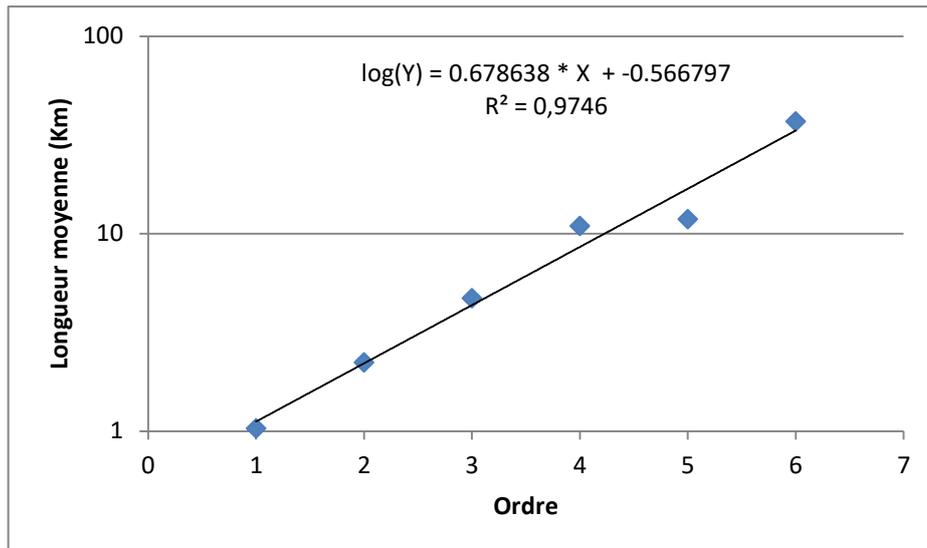


Figure 25 : Le rapport de longueur

### III.3.6 Calcul du temps de concentration

Le temps de concentration, c'est le temps que met la particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour arriver à l'exutoire, il se calcule par la formule de GIONDOTTI :

$$T_c = \frac{4\sqrt{S} + 1.5 L}{0.8\sqrt{H}} \quad (\text{III.15})$$

Avec :

$T_c$  : Temps de concentration (en min) ;

$S$  : Surface du bassin ( $\text{km}^2$ );

$L$  : Longueur du bassin versant (Km) ;

$H_{\text{moy}}$  : l'altitude moyenne du bassin (m) ;

$H_{\text{min}}$  : l' altitude minimale du bassin versant (m) ;

$$H = H_{\text{moy}} - H_{\text{min}} = 594.1 - 300 = 294.1 \text{ Km.}$$

D'où :

$$T_c = 19.60 \text{ Heures} = 20 \text{ Heures}$$

C'est un temps très élevé. Il nous indique une faible vitesse d'écoulement et donc une faible pente moyenne.

### III.3.6.1 Le coefficient d'allongement :

Est donné par la relation suivante :

$$E = \frac{2}{L_0} \sqrt{\frac{S}{\pi}} \quad (\text{III.16})$$

Avec :

S : la surface totale du bassin versant.

$L_0$  : est donnée par la relation  $L_0 = \frac{\sqrt{L_n}}{n}$

N : le nombre d'ordre (n=6).

$$\longrightarrow \boxed{L_0 = 67.7 \text{ km}}$$

Alors :

$$\boxed{E = 0.58}$$

Cette valeur indique que la forme du BV de l'oued Fékan est moins allongée.

### III.3.6.2 Coefficient de torrentialité (Ct) :

Le coefficient de torrentialité est égal au produit de la densité des thalwegs élémentaire par la densité de drainage il ne évidence le caractère torrentiel du chevelu hydrographique.

$$C_t = D_d \cdot F_i \quad (\text{III.17})$$

Avec :

$C_t$  : coefficient de torrentialité.

$D_d$  : Densité de drainage ( $D_d=1.59 \text{ km/km}^2$ ).

$F_i$  : Densité de thalwegs.

D'où :  $F_i = \frac{N_i}{S} \longrightarrow N_i$  : nombre de thalwegs d'ordre ( $N_i=923$ ) ;

$S$  : la surface du bassin versant.

$$F_i = \frac{N_i}{S} = 0.77$$

Donc :

$$\boxed{C_t = 1.22}$$

**Tableau 14 :** Tableau récapitulatif des caractéristiques morphométriques et hydrographiques du BV de l'Oued FEKAN

<i>Caractéristiques</i>		<i>Symboles</i>	<i>Unité</i>	<i>Valeurs</i>
La région présente un climat			Semi-aride	
Superficie du BV		A	Km <sup>2</sup>	1199.411
Périmètre du BV		P	Km	202.8
Indice de capacité de Gravelius		K <sub>C</sub>	/	1.64
Rectangle Equivalent	<b>Longueur</b>	L	Km	87.73
	<b>Largeur</b>	l	Km	13.67
	<b>Surface</b>	S	Km <sup>2</sup>	1199.411
	<b>Maximal</b>	H <sub>max</sub>	m	1197
Altitude	<b>Minimal</b>	H <sub>min</sub>	m	300
	<b>Moyenne</b>	H <sub>moy</sub>	m	594.10
	<b>La plus fréquente</b>	H <sub>fré</sub>	m	450
	<b>Médiane</b>	H <sub>méd</sub>	m	600.4
	<b>H 5%</b>	H <sub>5%</sub>	m	982.94
	<b>H 95%</b>	H <sub>95%</sub>	m	463.286
Indice de pente	<b>Globale</b>	I <sub>g</sub>	%	5.99
	<b>De roche</b>	I <sub>p</sub>	m/km	2.69
	<b>Moyenne</b>	I <sub>moy</sub>	m/km	10.34
Temps de concentration		T <sub>c</sub>	Heure	20
Dénivelée Spécifique		D <sub>s</sub>	m	207,4487
Densité de drainage		D <sub>d</sub>	Km/km <sup>2</sup>	1.59
Coefficient d'allongement		E	/	0.58
Coefficient de Torrentialité		C <sub>t</sub>	/	1.22

### III.3.7 Occupation du sol

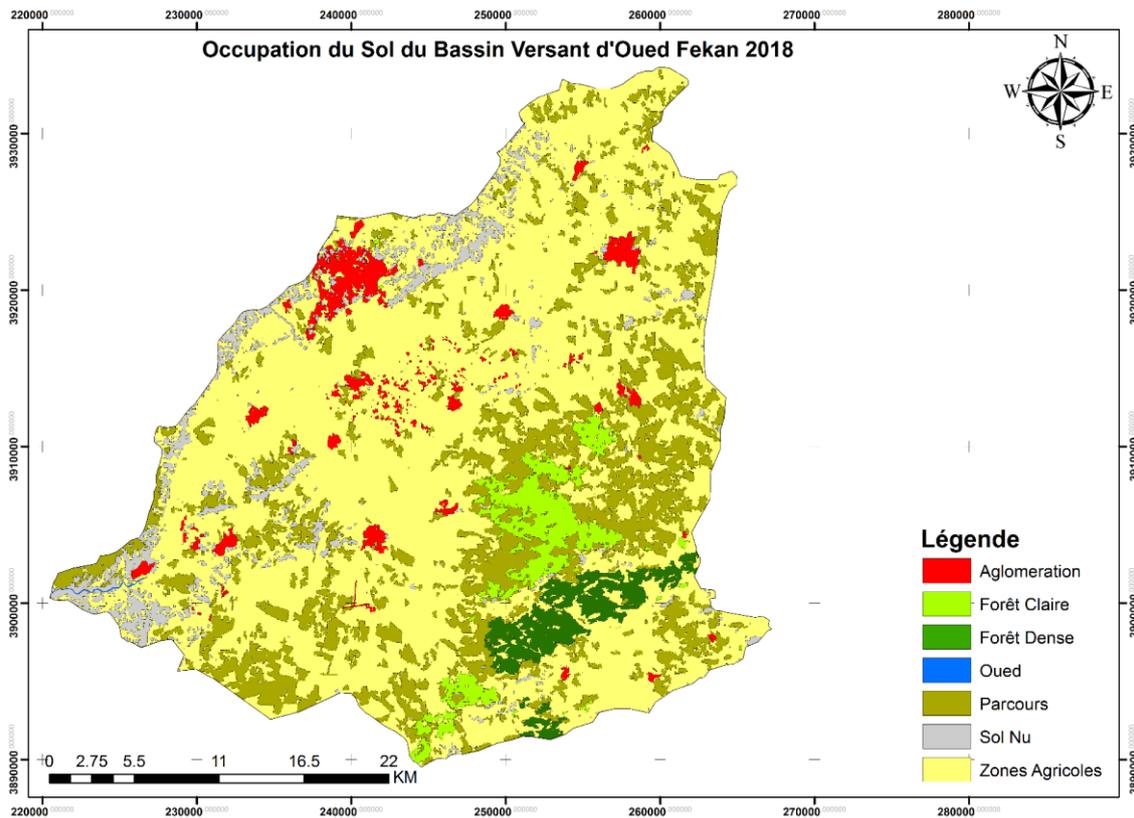
L'occupation du sol du bassin d'Oued Fékan est de 3 grands types (**Figure 26**):

\* *Agricole* : ce type est majoritaire sur le site d'étude, il représente environ 65,02 % du bassin versant d'Oued Fékan. La région est connue par une activité agricole grandissante, disposant d'un potentiel agricole très important avec 116231 hectares (**DPAT, 2016**) de terres cultivables réparties sur l'ensemble du bassin, La population qui se trouve sur la zone d'étude dépasse les 620000 habitants, elle est concentrée généralement au niveau des communes et des hameaux. L'agriculture est observée sur l'ensemble de la plaine, avec une très grande variété de cultures, céréalières (50% de la production agricole), maraîchères (14%) et la culture du fourrage (24%). Il faut signaler également que l'élevage constitue aussi une activité traditionnelle de la région. Enfin, le secteur industriel ne participe que de faible pourcentage et reste à développer. Sa principale activité est l'agroalimentaire.

\* *Anthropique* : lié aux parcours et aux agglomérations, il représente environ 23,48 % du bassin versant d'Oued Fékan, constitue principalement de bâtiments, de routes et de parkings goudronnés, induit la présence de ruissellement et de zones d'infiltration préférentielles ponctuelles. L'extension du bâti se traduisant par la modification des conditions naturelles du sol, ce qui va modifier le cycle naturel de l'eau. La conséquence de ces modifications est l'augmentation des volumes d'eau de ruissellement due à l'imperméabilité des terrains entraînant une dégradation des sols et par conséquent un transport solide plus important notamment dans la périphérie des agglomérations (terres agricoles) causant un envasement en aval vers l'exutoire et favorisant le risques d'inondations.

Parallèlement, la lame d'eau rechargée va diminuer considérablement par compensation au ruissellement.

\* *Forestier* : Ce type occupe une superficie peu importante et se localise dans la partie Sud-est de la zone d'étude, il représente environ 6,43 % du bassin versant d'Oued Fékan.



**Figure 26:** Carte d'occupation de sol d'Oued Fékan (Belaoufi, 2018)

#### III.4 Contexte climatique

La zone d'étude est située dans la zone subtropicale, vers le Nord de l'Atlas Tellien, elle est soumise à l'influence directe du régime Méditerranéen, au Nord ; et de la vaste étendue continentale du Sahara, au Sud.

Au nord, elle est soumise à un climat méditerranéen. Vers le sud, une tendance continentale s'affirme, qui se traduit par une aridité marquée, Le climat est caractérisé par deux grandes saisons : un hiver froid, dont les masses d'air humide, par effet orographique de l'Atlas, provoquent des précipitations cycloniques exceptionnelles ; et un été chaud où l'air continental localisé dans le Nord, entraîne un anticyclone qui conditionne un temps stable et très sec. En hiver comme en été, la zone d'étude subit les effets maritimes de modération en matière des températures extrêmes saisonnières.

### II.4.1 Température

L'analyse du bilan thermique dans lequel interviendraient, non seulement les calories apportés par le rayonnement solaires mais aussi les échanges de chaleur entre le sol, l'atmosphère a une grande importance à l'hydrologie et l'hydrochimie. Malheureusement comme c'est le cas dans le bassin d'oued Fékan on ne dispose que des mesures de température effectuées sous abri au voisinage du sol.

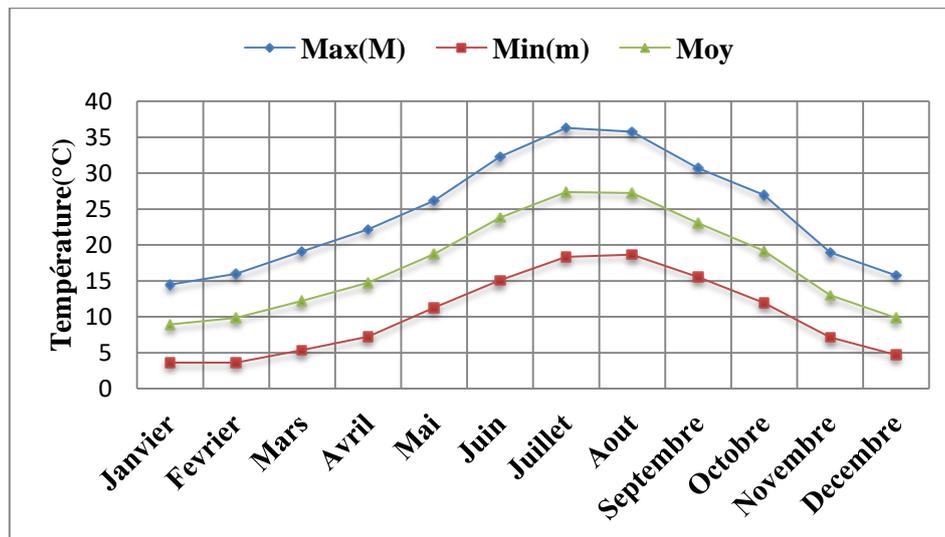
Néanmoins, la température de l'air est l'un des éléments climatiques autre que la pluviométrie, qui a un rôle très important, influençant le climat du fait qu'elle constitue le paramètre principal qui conditionne le phénomène d'évaporation. Par conséquent, la concentration (ou la dilution) a une grande influence sur le bilan hydrique et la chimie des eaux. Dans les stations météorologiques, les relevés du thermomètre à minima(m) sont faits à 7h00 et le thermomètre à maxima(M) est lu à 12h00.

Pour cette étude nous allons utiliser les données de température de la station de Matemore dont les mesures sont disponibles. Les températures mensuelles minimales (m), mensuelles moyennes et mensuelles maximales (M) mesurées au niveau de la station Matemore sur la période (2000-2017) sont présentées dans **le tableau 15 et la figure 27** :

D'une manière générale, les températures moyennes annuelles sont très peu variables sur la période (2000-2017) ;elles fluctuent entre 16.22C° et 18C° ,et la moyenne interannuelle étant de 17.41C°.A l'échelle mensuelle, ce sont les mois de juillet et d'août qui connaissent les plus hautes températures de l'année: respectivement 27,38 et 27,30°C en moyenne, alors que janvier, février et décembre sont les mois les plus frais avec des moyennes respectives de 8.95C° et 9.88°C (**Tableau 15 et figure 27**).

**Tableau 15:** Variabilité des températures moyennes mensuelles à la station de Matemore. (2000-2017).

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sep	Oct	Nov	Dec
<b>Max(M)</b>	14.5	16.0	19.1	22.2	26.2	32.3	36.3	35.8	30.7	27.0	19	15.8
<b>Min(m)</b>	3.65	3.64	5.4	7.23	11.3	15.12	18.35	18.7	15.55	11.94	7.14	4.7
<b>Moy</b>	8.95	9.88	12.24	14.76	18.8	23.83	27.38	27.3	23.09	19.18	13.0	9.88



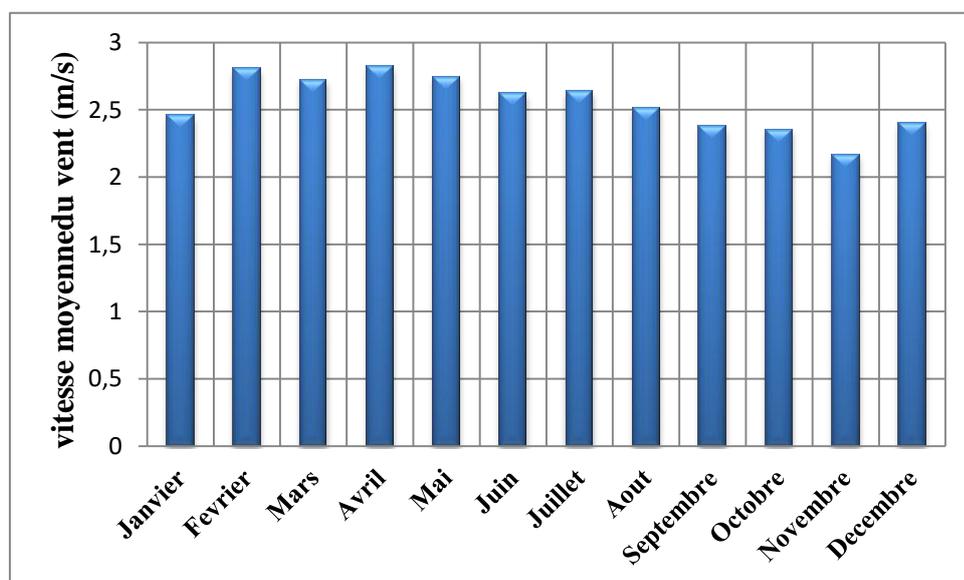
**Figure 27 :** Variabilité des températures moyennes mensuelles au niveau de la station de Matemore (2000-2017) ;

### III.4.2. Le vent

Le vent est l'un des éléments caractéristiques du climat régissant l'évaporation à la surface du sol et l'évapotranspiration de la végétation. La vitesse, la fréquence et la direction des vents subissent des variations d'un mois à un autre. Ainsi la connaissance de ces trois caractéristiques du vent est primordiale dans une telle étude. Les moyennes mensuelles de la vitesse du vent enregistrées au niveau de la station de Matemore sont présentées dans le **tableau 16** et la **figure 28**.

**Tableau 16. :** Moyenne mensuelle des vitesses du vent à la station de Matemore (1995-2017).

Mois	jan	fév	Mar	Avr	mai	juin	juil	Aout	Sep	Oct	Nov	Dec
Vitesse.moy	2.45	2.80	2.72	2.82	2.74	2.62	2.63	2.51	2.37	1.96	2.16	2.40



**Figure 28 :** Moyenne mensuelle des vitesses du vent à la station de Matemore (1995-2017).

D'après les données de la période d'observation (1995-2017), la vitesse moyenne du vent est assez constante au cours de l'année, elle varie entre 1.96 m/s et 2.8 m/s. Les vitesses les plus importantes sont enregistrées au mois de février 1996 ; mars 2011 et mars 2013 avec des valeurs respectivement de 4m/s ; 3.9 m/s et 4.5 m/s,

D'après l'échelle télégraphique (**tableau 17**), on peut constater que les vents dans la zone d'étude sont généralement faibles à modérés.

**Tableau 17** : Grille des classes des vents.

Degrés (m/s)	0	1-2	3-4	5-6	7-8	9
Classe de vent	calme	faible	modérée	assez fort	Fort	violent

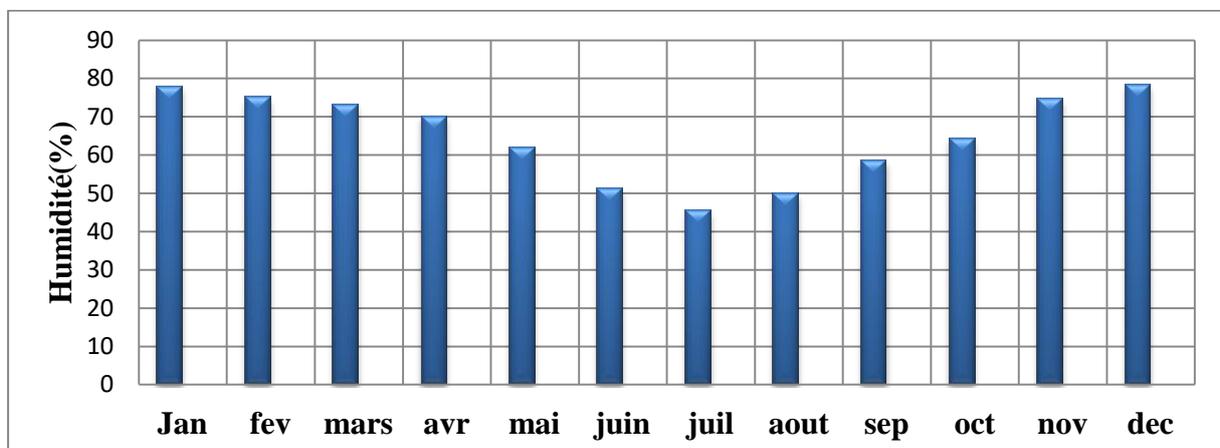
#### II.4.3 L'humidité

L'humidité relative de l'air est le rapport exprimé en %, de la tension de vapeur d'eau à la tension de vapeur d'eau saturante, c'est un élément atmosphérique très important puisqu'il donne le taux de condensation de l'atmosphère. Les seuls enregistrements disponibles pour ce paramètre sont ceux effectués à la station de Matemore qui peut être représentative de notre zone d'étude pour une période de vingt ans (1998-2017) et dont les valeurs sont consignées dans le tableau ci-après.

L'humidité varie en hiver de 74.9 à 78.3% et en été de 45.4 à 51.3%. Ce paramètre suit dans le sens inverse la même variation de la température avec des maxima pendant les mois froids et des minima pendant l'été.

**Tableau 18** : Variabilité de l'humidité moyenne mensuelle à la station de Matemore (1998-2017).

Mois	Jan	Fév	mars	Avr	mai	juin	juil	Aout	sep	oct	nov	dec
H(%)	77.8	74.9	73	70.1	61.8	51.3	45.4	49.8	58.4	64.3	74.4	78.3



**Figure 29**: Variabilité de l'humidité moyenne mensuelle à la station de Matemore (1998-2017).

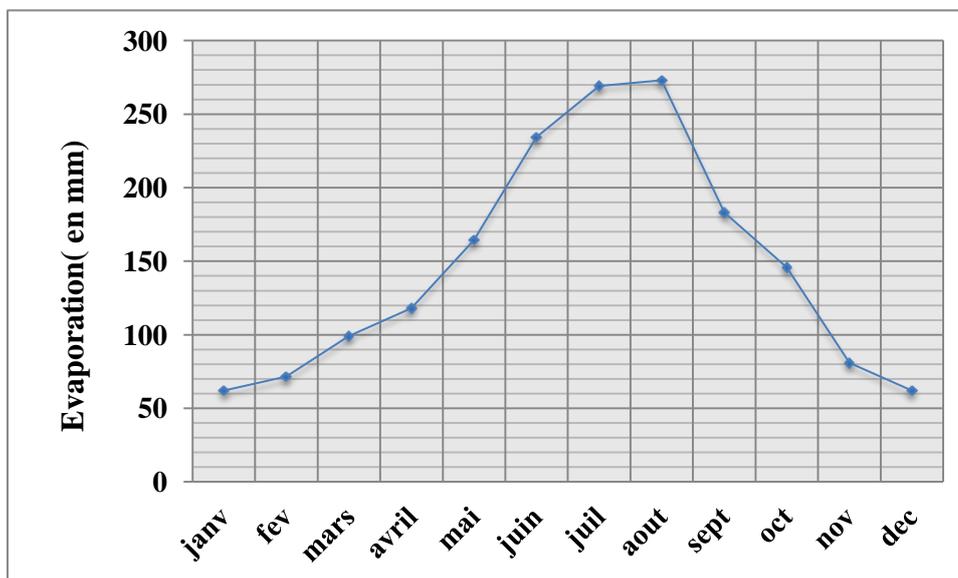
### III.4.4 L'évaporation

L'évaporation joue un rôle primordial dans le bilan hydrologique. Elle est conditionnée par plusieurs facteurs tels que le vent, l'insolation et la température. Plus la période sèche est longue plus le pouvoir évaporatoire est important. Elle est mesurée par des appareils sous abri (évapomètre de piche) ou dans des bacs isolés (bacs posés sur le sol, bacs enterrés, bacs flottants). Le **tableau 19** et la **figure 30** présentent la variation de l'évaporation moyenne mensuelle mesurée à la station de Matemore sur la période (2000-2017).

**Tableau 19:** L'évaporation moyenne mensuelle à la station de Matemore (2000-2017)

Mois	Jan	Fév	mar	Avr	mai	juin	juil	Aout	sep	oct	nov	dec
<b>Evaporation (mm)</b>	62,1	71,5	99,2	117,9	164,5	234,3	269,1	272,9	183,0	145,8	80,8	62,0

Les variations mensuelles de l'évaporation suivent les mêmes variations de la température avec des maxima pendant la saison chaude et des minima pendant la saison froide. La répartition mensuelle montre que l'évaporation croît, à partir du mois de Mars jusqu'en juillet et décroît du mois de Septembre jusqu'au mois de Février.



**Figure 30:** Variabilité de l'évaporation moyenne mensuelle à la station de Mascara (2000-2017).

### III.4.5 Précipitations

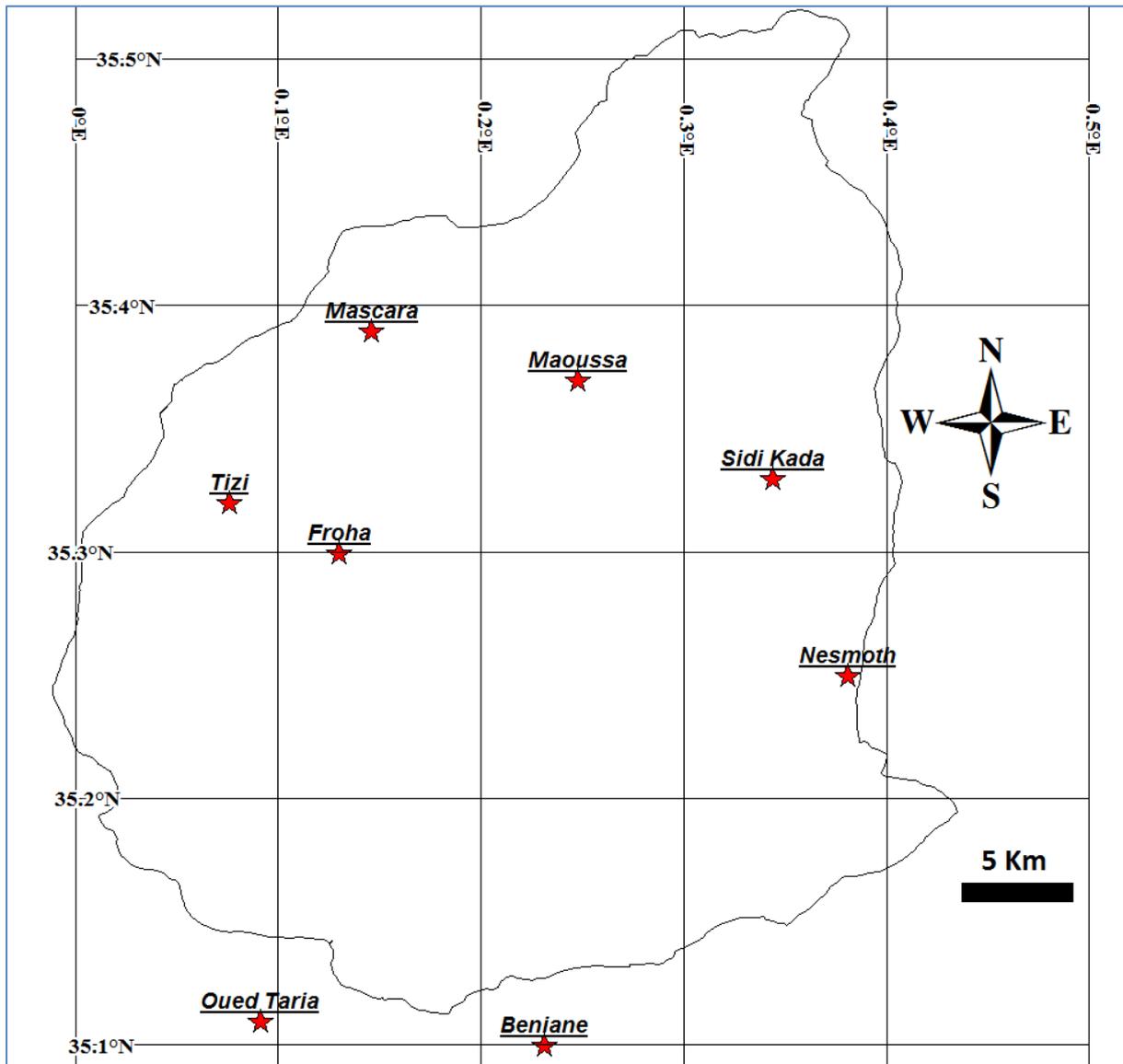
Les précipitations constituent la composante fondamentale des phénomènes hydrologique et la connaissance de cet apport d'eau au sol est essentielle pour appréhender l'état des réserves en eau du sol, la recharge des nappes et le régime des cours d'eau.

L'étude pluviométrique d'une région nécessite de disposer de plusieurs stations sur de longues périodes d'observations, car elle permet de mieux percevoir l'évolution du régime pluviométrique. Ainsi, les données pluviométriques utilisées doivent respecter deux critères importants : d'une part, la continuité des séries sur une période suffisamment longue et, d'autre part, la qualité et la fiabilité des données.

Tentés d'accueillir un nombre important de stations pluviométrique, et ce pour offrir une large séries d'observations. Mais, vu la faible densité du réseau pluviométrique à l'échelle de la zone d'étude et la discontinuité des données enregistrées au niveau de certaines stations, seulement huit séries pluviométriques ont été retenues, dont deux stations (Oued Taria et Beniane) sont situées à la limite extérieure sud de notre région (**tableau 20 et Figure 31**). Ces stations sont gérées par l'agence nationale des ressources hydriques (**ANRH**), elles présentent des séries de données recueillies sur plus de 40 ans (de 1969 à 2011). Ces séries sont les plus récentes, constituées des chroniques de pluies au pas de temps mensuel, et ne présentent pas de lacunes.

**Tableau 20** : Liste des stations pluviométriques retenues

N°	Stations	Code	Longitude	Latitude
1	Mascara	111429	0,146	35,39
2	Nesmoth	111418	0,381	35,25
3	Sidi Kada	111414	0,344	35,33
4	Oued Taria	111201	0,091	35,11
5	Maoussa	111401	0,248	35,37
6	Froha	111402	0,130	35,30
7	Tizi	111413	0,076	35,320
8	Beniane	111217	0.231	35.10



**Figure 31** : Localisation des stations pluviométriques retenues

Il faut rappeler qu'avant toute utilisation des variables pluviométriques, il est important de vérifier l'hypothèse que les données chronologiques sont identiquement distribuées. Cela revient encore à vérifier que les observations de la chronique sont homogènes. La vérification de cette hypothèse, peut être mise en évidence par l'emploi d'outils statistiques et graphiques. Parmi ces outils, citant les suivants : le simple cumul, le double cumul, l'ellipse de Bois et le test de Wilcoxon.

Or, vu l'absence des stations de références dans la région d'étude, la vérification de l'homogénéité des données pluviométriques des séries étudiées a été établie par le test de Wilcoxon. C'est un test non paramétrique qui utilise la série des rangs des observations, au lieu de la série de leurs valeurs.

Le test de Wilcoxon se base sur le principe suivant :

Soit une série d'observations de longueur  $N$  à partir de laquelle on tire deux échantillons  $X$  et  $Y$  :  $N_1$  et  $N_2$  sont respectivement les tailles de ces échantillons, avec  $N = N_1 + N_2$  et  $N_1 \leq N_2$ .

On classe ensuite les valeurs de notre série par ordre croissant. Par la suite, nous intéressons qu'au rang de chacun des éléments des deux échantillons dans cette série et si une valeur se répète plusieurs fois, on lui associe le rang moyen correspondant (**Sari, 2002**). On calcul ensuite la somme  $W_x$  des rangs des éléments du premier échantillon dans la série commune :

$$W_x = \sum \text{Rang } X \quad (\text{III.18})$$

Wilcoxon a montré que, dans le cas où les deux échantillons  $X$  et  $Y$  constituent une série homogène, la quantité  $W_x$  est comprise entre deux bornes  $W_{\max}$  et  $W_{\min}$  données par les formules suivantes :

$$W_{\min} = \frac{(N_1 + N_2 + 1) \cdot N_1 - 1}{2} - Z_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{\frac{N_1 \cdot N_2 \cdot (N_1 + N_2 + 1)}{12}} \quad (\text{III.19})$$

$$W_{\max} = (N_1 + N_2 + 1) \cdot N_1 - W_{\min}$$

$Z_{1-\alpha/2}$  : représente la valeur de la variable centrée réduite de la loi normale correspondant à  $1-\alpha/2$  (au seuil de confiance de 95%, nous avons  $Z_{1-\alpha/2} = 1.96$ )

Les résultats présentés dans le tableau 21 montrent que les valeurs de la somme  $W_x$  des rangs des données sont toujours dans l'intervalle  $(W_{\min}, W_{\max})$ , ce qui montre que les données des stations testées sont homogènes durant la période d'étude considérée

**Tableau 21** : Résultats du test de Wilcoxon

Station	$W_{\min}$	$W_x$	$W_{\max}$	Remarque
<b>Nesmoth</b>	309.38	323	464.61	Homogène
<b>Sidi Kada</b>	309.38	429	464.61	Homogène
<b>Beniane</b>	309.38	388	464.61	Homogène
<b>Mascara</b>	309.38	361	464.61	Homogène
<b>Maoussa</b>	309.38	402	464.61	Homogène
<b>Oued Taria</b>	309.38	398	464.61	Homogène
<b>Froha</b>	309.38	397	464.61	Homogène
<b>Tizi</b>	309.38	446	464.61	Homogène

### III.4.5.1 Variabilité des précipitations annuelles

Afin de mieux visualiser la variabilité pluviométrique à l'échelle de la zone d'étude, les principales caractéristiques statistiques des séries pluviométriques étudiées sur la période 1969-2011 sont calculées et présentées dans **le tableau 22**. Il faut noter, que pour mesurer la variabilité relative des pluies, le coefficient de variation ( $C_v$ ) se révèle le plus satisfaisant. Cet indicateur statistique de dispersion permet également **de comparer les variations** entre plusieurs stations pluviométriques (**Ghachi, 1986**).

La variabilité relative exprimée par le coefficient de variation est relativement importante (varie de 23 à 49%). Le coefficient de variation le plus élevé est observé au Sud Est de la plaine, à la station de Beniane (49%), En revanche, les valeurs les plus faibles sont observées dans le centre aux stations de Froha et Tizi où les coefficients de variation sont respectivement 24% et 23%, tandis que les autres stations sont caractérisées par des valeurs proches varient entre 31% et 35%. La moyenne des totaux pluviométriques annuels oscille à son tour entre 284,59 mm et 473,31 mm respectivement à la station de oued Taria et la station de Nesmoth.

L'asymétrie des séries des totaux pluviométriques annuelles est positive sur la plus part des stations ce qui indique que la distribution est étalée à droite de la moyenne. En effet, les échantillons des pluies annuelles de la région d'étude sont en général plus asymétriques.

**Tableau 22** : Les caractéristiques statistiques des stations pluviométriques (1969-2011)

stations	moy	min	max	écartype	Cv	asymétrie
<u>Sidi Kada</u>	363,46	198,40	830,00	127,18	0,35	1,46
<u>Tizi</u>	346,61	180,20	524,60	81,44	0,23	-0,15
<u>Froha</u>	287,82	154,40	514,60	69,79	0,24	0,63
<u>Maoussa</u>	299,83	154,90	654,00	93,06	0,31	1,33
<u>Beniane</u>	313,51	66,30	760,90	153,58	0,49	0,83
<u>Oued Taria</u>	284,59	60,60	549,60	103,59	0,36	0,54
<u>Mascara</u>	336,43	125,80	654,00	110,23	0,33	0,83
<u>Nesmoth</u>	473,31	135,50	1033,10	167,92	0,35	0,82

Pour une analyse plus détaillée, nous allons représenter graphiquement les évolutions chronologiques des totaux pluviométriques annuels entre 1969 et 2011, des huit stations étudiées (figures 32). L'analyse des graphiques pour l'ensemble des stations permet de noter deux périodes humides l'une durant le début des années 70 et l'autre à la fin des années 2000. On constate également une tendance à la baisse très marquée durant les décennies 80 et 90 avec des totaux annuels inférieurs à la moyenne à l'exception de quelques années excédentaires. Cette période est caractérisée par la succession des années sèches voire très sèches, dont le total annuel parfois ne dépasse pas les 200 mm.

Les années les plus humides sont 1971-1972 pour les stations Maoussa, Tizi et Mascara (avec des totaux pluviométriques respectivement de 654 mm, 524.6 mm et 549.6mm) et 2008-2009 pour les stations Nesmoth et sidi kada (avec des cumuls annuels respectivement de 1033 mm et 833 mm). Par contre, l'année 1980-1981 est généralement l'année la plus déficitaire pour la majorité des stations retenues. Il faut noter aussi, que chacune des stations représente un record de déficit, le déficit semble plus accentué notamment pour celles de Beniane et Oued Taria où le cumul annuel a tombé au dessous de 67mm pendant l'année 1977-1978 (**figure 32**).

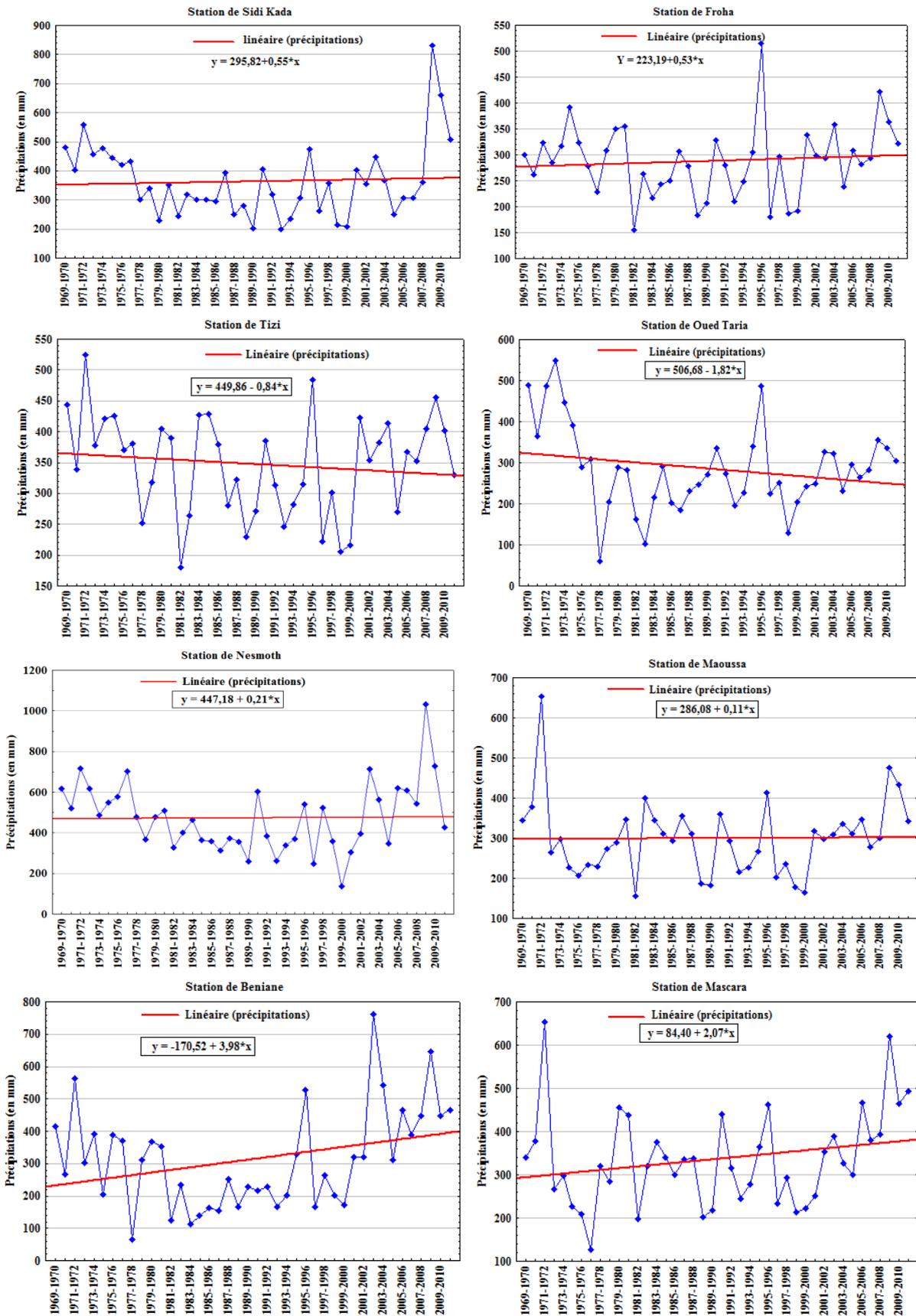


Figure 32 : Variabilité des précipitations annuelles dans la région d'étude (1969-2011)

### III.4.5.2 Analyse des tendances des événements pluviométriques extrêmes

En vue d'apprécier l'évolution du régime pluviométrique à l'échelle de la région d'étude et définir les périodes excédentaires et déficitaires, nous allons appliquer deux méthodes celle de l'indice SPI « Standardized Precipitation Index » et l'autre de la matrice graphique chronologique de traitement de l'information (MGCTI) de type « Matrice Bertin ».

Ces méthodes ont pour objet, la caractérisation de la variabilité temporelle de la pluviométrie locale ou régionale et l'analyse de la sévérité et la persistance de la sécheresse, afin de mettre en place d'un système d'alerte précoce.

#### III.4.5.2.1 Indice standardisé de précipitation(SPI)

L'indice standardisé de précipitations « SPI » a été Conçu en vue de quantifier les déficits ou les excédents pluviométriques à l'échelle d'une période donnée (**Moriera et al., 2015**). Cet indice est basé sur la transformation de la série temporelle des précipitations en une distribution normale standardisée également appelée variable réduite de Gauss. Cette nouvelle variable est de moyenne nulle et d'écart-type unitaire. De façon générale les indices standardisés pour une variable  $x$  se présentent sous la forme suivante :

$$SPI = \frac{X_i - \bar{X}}{\sigma} \quad (III.20)$$

où

$X_i$ : le cumul de la pluie pour une année  $i$

$\bar{X}$  : Précipitation moyenne annuelle calculée sur la période donnée

$\sigma$  : l'écart type des pluies annuelles observées pour une série donnée

L'intensité des événements est évaluée selon l'échelle de classification proposé par (**McKee et al., 1993**), et employé par de nombreux auteurs sur diverses régions dans le monde en générale et dans la région du Maghreb en particulier (**GIDDINGS et al., 2005 ; WU et al., 2001 ; SÖNMEZ et al., 2005 ; BODIAN, 2014 ; Lebel, 2009; Ardoin-Bardin, 2004; Ardoin-Bardin et al., 2003; Bergaoui, 2002**) (Tableau 23).

Néanmoins, **McKee et al** en (1993) ont défini les critères d'un épisode de sécheresse pour une échelle de temps. Ainsi, une sécheresse sévit quand l'indice présente de façon continue une valeur négative de -1,0 ou moins et se termine lorsque l'indice devient positif (**Tableau 23**).

Il faut noter également, que l'indice SPI présente l'avantage d'être à la fois puissant, simple et facile à utiliser. En revanche l'indice SPI se révèle efficace pour étudier les cycles ou

les épisodes humides que les cycles ou épisodes sec et il permet également d'établir des comparaisons à l'échelle spatiale entre des régions soumises à des conditions climatiques différentes (Svoboda et al., 2012).

**Tableau 23** : Classification de la sécheresse selon SPI

Valeurs de SPI	Degrés de sécheresse
2 et plus	Extrêmement humide
De 1,5 à 1,99	Très humide
De 1,0 à 1,49	Modérément humide
De -0,99 à 0,99	Proche de la normale
De -1,0 à -1,49	Modérément sec
De -1,5 à -1,99	Très sec
-2 et moins	Extrêmement sec

Comme nous l'avons déjà précisé, l'indice SPI a été conçu pour quantifier le déficit de précipitations à une échelle de temps définie. Dans notre travail, l'indice SPI a été calculé sur l'échelle annuel, afin de déceler les séquences sèches et les séquences humides sur la période d'étude. Le SPI annuel est calculé pour les huit stations pluviométriques de la zone d'étude sur la période 1969-2011. Les graphes (**figure 33**) présentent l'évolution combinée des valeurs annuelles du SPI (calculés sur les cumuls pluviométriques annuels) et celles de la moyenne mobile à cinq ans. Il est intéressant de noter que la moyenne mobile est une méthode de filtrage, elle permet de mieux visualiser la variabilité interannuelle et de mettre en évidence les grandes tendances pluviométriques.

L'examen de l'évolution des valeurs annuelles de l'indice SPI pour les huit stations pluviométriques retenues, dont les principales statistiques sont résumées dans **le tableau 24**, a permis de constater que les valeurs du SPI oscillent entre -2,16 et +3,85 pour l'ensemble des stations.

D'une manière générale, trois périodes sont assez bien distinctes sur les graphiques (**figure 33**) : 1969-1977, 1977-2000 et 2000-2011 :

Sur la période 1969-1977, on trouve partout, sauf aux stations de Mascara et Maoussa, un bon nombre de valeurs positives, souvent supérieures à 0.5. Les valeurs extrêmes ne sont pas nombreuses. La valeur moyenne de l'indice SPI des huit stations sur cette période est 0.60 (**tableau 24**). Cette période a été majoritairement caractérisée par des épisodes humides pour la plus part des stations tandis que des sècheresses légères ont été observées pour les stations de Maoussa et Mascara. Pour la séquence 1977-2000, la pluviométrie devient presque

systématiquement déficitaire. Notons en outre que ce régime pluviométrique déficitaire est particulièrement marqué au cours des années 80. Les graphiques (**figure 33**) montrent également que les valeurs de l'indice SPI tombent parfois en dessous de -1.5 durant cette période, indiquant des états de sécheresses fortes et extrêmes. Toutefois, un retour aux conditions humides a lieu après cette longue période de sécheresse jusqu' à l'année 2011. Cette reprise reste très relative pour quelques stations car les valeurs de l'indice augmentent rarement en dessus de 1.

**Tableau 24** : valeurs annuelles moyennes de l'Indice Standardisé des Précipitations (SPI) (1969-2011).

	<b>Période humide 1969-1977</b>	<b>Période sèche 1977-2000</b>	<b>Période humide 2000-2011</b>
<b>Moyenne</b>	0.60	-0,43	0,51
<b>Maximum</b>	3.85	3,25	3,67
<b>Minimum</b>	-1.91	-2,16	-1,02

A l'échelle spatiale, les graphes (**figure 33**) montrent bien que les excédents et les déficits pluviométriques sont variables d'une station à une autre, traduisant des degrés de sévérité différents. Afin d'avoir un aperçu sur l'ampleur de la sécheresse à l'échelle de notre zone d'étude, nous avons calculé pour chaque station la fréquence des différentes classes de l'indice SPI sur la période d'étude (**tableau 25**).

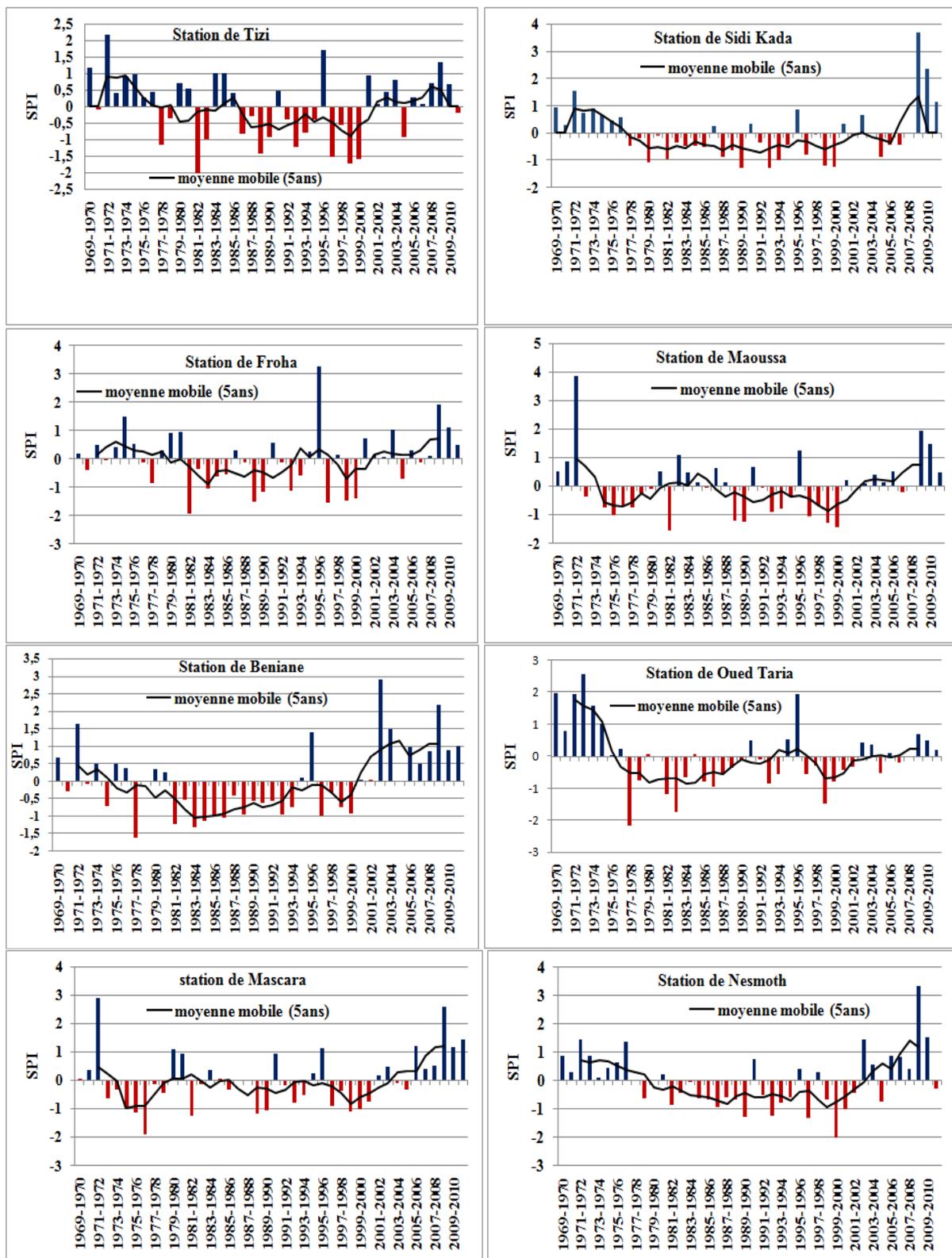
Sur la base de ces résultats calculés sur les données pluviométriques des stations étudiées, l'intervalle (-0,99 ; +0,99) correspond à l'état proche de la normale représente entre plus de 66%(aux stations de Tizi et Mascara) à plus de 76% (aux stations de Nesmoth et Sidi Kada) des valeurs des indices SPI (**tableau 25**). Alors que près de 17% des années d'observation ont subi une sécheresse modérée aux stations de Sidi Kada et Maoussa contre seulement près de 5 % à la station d'Oued Taria. Les années très sèches représentent entre 2.38 %( aux stations Maoussa , Benian, Oued Taria et Mascara) à 7.14 % aux stations de Froha et Tizi . La plupart des stations de la zone d'étude n'enregistrent plus des années extrêmement sèches sauf les trois stations : la station de Tizi en 1980-1981, la station de Oued Taria en 1977-1978 et la station de Nesmoth durant l'année (1999-2000) (**figure 33 et tableau 25**).

Toutefois, en contrepartie, la fréquence des années à humidité modérée, varie de 11.90% (soit 5 années) à la station de Mascara à 2.38% (soit 1 année) à la station d'Oued Taria. Les années correspondant à une humidité allant de forte à extrême représentent près de 5% (soit 2 années) à près de 12% (soit 5 années). En effet, la plupart des stations ont connu des années

fortement ou extrêmement humides durant la décennie (2000-2010) à cause d'une amélioration du régime pluviométrique. Les années de 1971-1972 et 2008-2009 sont très humide dans la plupart des stations.

**Tableau 25** : fréquence d'années (en %) correspondant à chaque classe du SPI pour les différentes stations (1969-2011).

<b>Etat de sécheresse</b>	<b>Tizi</b>	<b>Sidi Kada</b>	<b>Froha</b>	<b>Maoussa</b>	<b>Benian</b>	<b>Oued Taria</b>	<b>Mascara</b>	<b>Nesmoth</b>
<b>Extrêmement sec</b>	2,38	0,00	0,00	0,00	0,00	2,38	0,00	2,38
<b>Très sec</b>	7,14	0,00	7,14	2,38	2,38	2,38	2,38	0,00
<b>Modérément sec</b>	9,52	16,67	11,90	16,67	9,52	4,76	14,29	9,52
<b>Proche de la normale</b>	66,67	76,19	69,05	71,43	71,43	76,19	66,67	76,19
<b>Modérément humide</b>	9,52	0,00	7,14	4,76	7,14	2,38	11,90	7,14
<b>Très humide</b>	2,38	2,38	2,38	2,38	7,14	9,52	0,00	2,38
<b>Extrêmement humide</b>	2,38	4,76	2,38	2,38	2,38	2,38	4,76	2,38



**Figure 33:** Variation des indices pluviométriques standardisés (SPI) sur la région d'étude (1969-2011)

### III.4.5.2.2 La méthode « MGCTI »

La méthode de la matrice graphique chronologique de traitement de l'information (MGCTI), de type "matrice BERTIN" (Nouaceur et al., 2013), permet d'analyser la répartition spatio-temporelle des paramètres climatiques et déterminer les dates rupture et de changement de cycle grâce à l'analyse régionale.

La matrice de Bertin est une méthode qui combine deux traitements : un traitement statistique et un traitement graphique. Cette méthode permet de présenter les résultats d'une analyse statistique et transformer un tableau numérique en tableau graphique.

Dans un premier temps, un classement par année par rapport aux quintiles (Q1, Q2, Q3 et Q4) (**Tableau 26**) est effectué pour toutes les stations et sur toute la série. Les années dont les totaux pluviométriques sont inférieurs à la valeur limite du premier quintile (Q1) sont considérées comme très sèches (très déficitaires). Celles qui se placent entre le premier et le deuxième quintiles (Q2) sont considérées comme sèches (déficitaire) Les années, dont les totaux pluviométriques sont comprises entre le deuxième quintile (Q2) et le troisième (Q3), sont normales. Entre le troisième (Q3) et le quatrième quintile (Q4) se trouvent les années humides (excédentaires). Enfin, toutes les années dont les cumuls pluviométriques sont supérieurs au quatrième quintile sont considérées comme très humide (très excédentaires).

La deuxième étape consiste à transformer le tableau brut à un tableau codé en affectant un nombre variant de 1 (année très sèche ) à 5 (année très humide) suivant les critères déjà déterminés et attribués à chaque année. On transforme ensuite le tableau codé au tableau graphique, en remplaçant les valeurs standardisés ou codées fortes et faibles par des trames de couleurs allant du claire au foncée

Toutefois, afin de déterminer la tendance régionale et détecter les dates de changement de cycle, une autre procédure est effectuée. Cette procédure consiste à calculer la somme des nombres de toutes les stations pour chaque année et transformer ensuite cette série en variables centrées réduites, ce qui permet d'obtenir ainsi un indice qui varie de +1,80 pour une année très humide à -1,80 pour une année très sèche. La représentation de cette nouvelle série sous forme d'un graphique permet de voir l'évolution du phénomène à une échelle régionale et détecter les différentes tendances caractéristiques.

L'application de la matrice MGCTI sur la pluviométrie du bassin d'oued Fékan permet d'analyser d'une manière assez simple et claire l'évolution spatio-temporelle de ce paramètre climatique (**figure 34**).

Les résultats trouvés nous ont permis en premier temps de remarquer une structure colorée plus organisée, ce qui traduit des périodes de tendance bien délimités. Mais on peut noter

également quelques fluctuations (entre valeurs positives et négatives) de l'indice régional plus marquée durant les longues séquences (**figure 34**).

Ainsi comme pour l'indice SPI, la matrice « MGCTI » dévoile aussi trois phases d'évolution :

Une première phase humide entre 1969-70 et 1976-77 où les pluies annuelles de la zone d'étude sont marquées par une tendance à la hausse (les indices sur cette première période sont tous positifs). Cette phase apparaît sur la matrice colorée par une grande fréquence des années humide et très humides (**figure 34**).

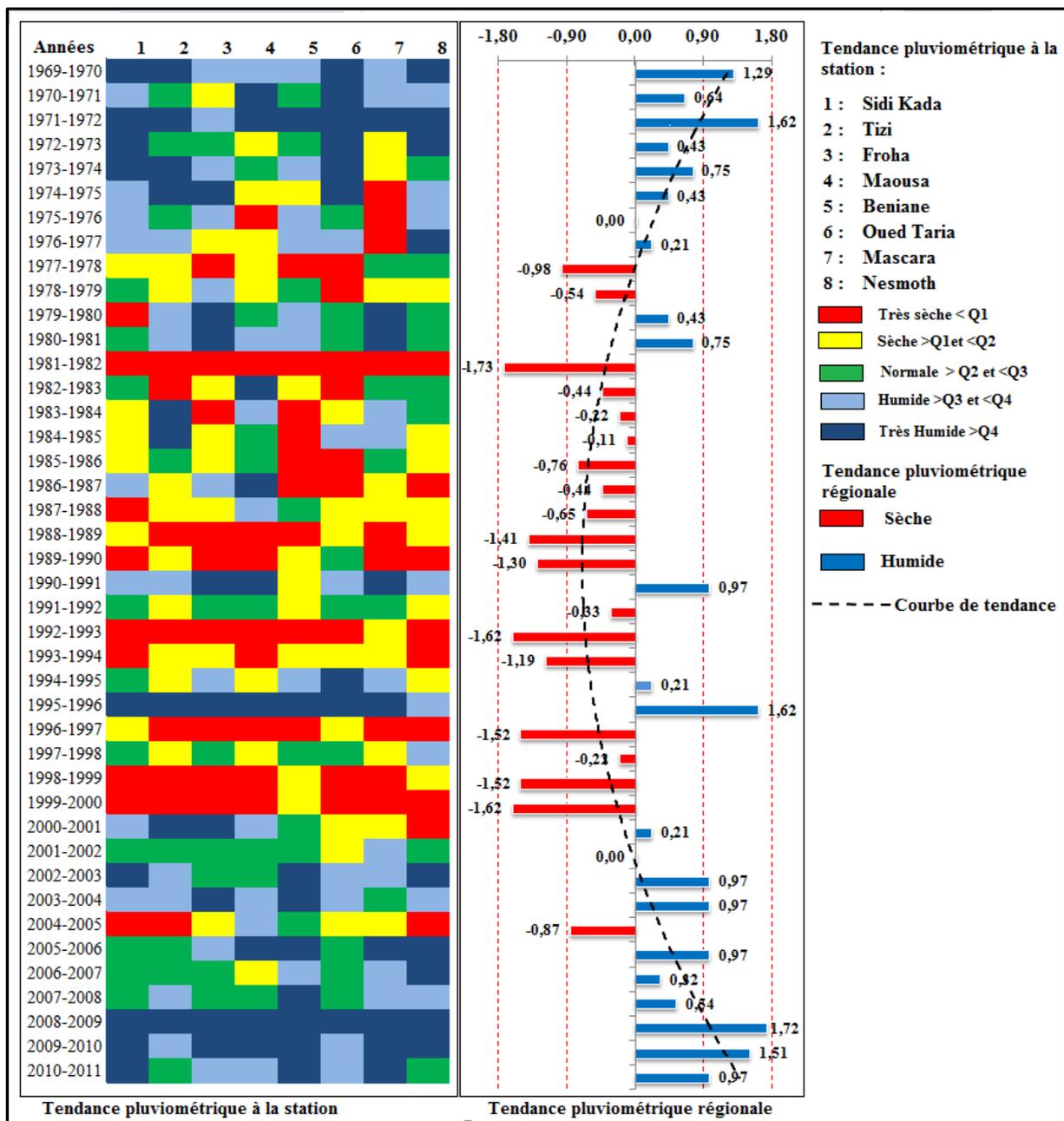
À partir de l'année 1977-78, une longue sécheresse s'est installée sur la zone d'étude jusqu'à l'année 2000. Cette période est caractérisée sur la matrice colorée par la dominance des années sèches et très sèches et les variables centrées réduites sont majoritairement négatifs. On remarque aussi que cette période est entrecoupée par des années humides notamment l'année 1995-96 caractérisée par une pluviométrie très excédentaire pour toutes les stations.

D'autre part, la matrice colorée montre clairement que la pluviométrie de la plaine enregistre un retour aux conditions humides à partir de l'année 2000-2001 (un grand nombre des années humides et très humides). Cette amélioration du régime pluviométrique est confirmée aussi par les valeurs de l'indice régional qui sont majoritairement positives (**figure 34**).

Il faut souligner que cette analyse des tendances pluviométrique sur la période (1969-2011) n'indique pas une aggravation des événements de sécheresse dans la région étudiée. Les résultats trouvés en utilisant l'indice SPI montrent la prédominance des années proche de la normale, alors qu'avec la matrice MGCTI, la fréquence des séquences sèches détectées est plus équilibrée avec celle relative aux événements humides. Ainsi, l'utilisation de la méthode MGCTI a permis de montrer la plus grande facilité d'interprétation des résultats notamment en ce qui concerne la tendance régionale. On peut donc conclure que la méthode MGCTI semble plus appropriée que le SPI pour l'évaluation des événements de sécheresse et d'humidité observés à l'échelle de la région d'étude.

**Tableau 26** : Les valeurs des quintiles calculés sur les totaux pluviométriques annuelles des stations étudiées (1969-2011)

<b>Quintile station</b>	<b>Q1(mm)</b>	<b>Q2(mm)</b>	<b>Q3(mm)</b>	<b>Q4(mm)</b>
<b>Sidi Kada</b>	253,66	307,48	364,58	447,4
<b>Tizi</b>	270,72	325,48	380,78	419,66
<b>Froha</b>	229,96	279,48	303,12	326,96
<b>Maoussa</b>	226,26	282,52	310,9	346,5
<b>Beniane</b>	167,98	241,38	325,52	441,12
<b>Oued Taria</b>	206,66	250,18	290,38	338,56
<b>Mascara</b>	236,76	299,44	339,92	429,14
<b>Nesmoth</b>	349,72	387,94	515,1	608,08



**Figure 34** : Matrice MGCTI appliquée sur les précipitations annuelles de la zone d'étude (1969-2011)

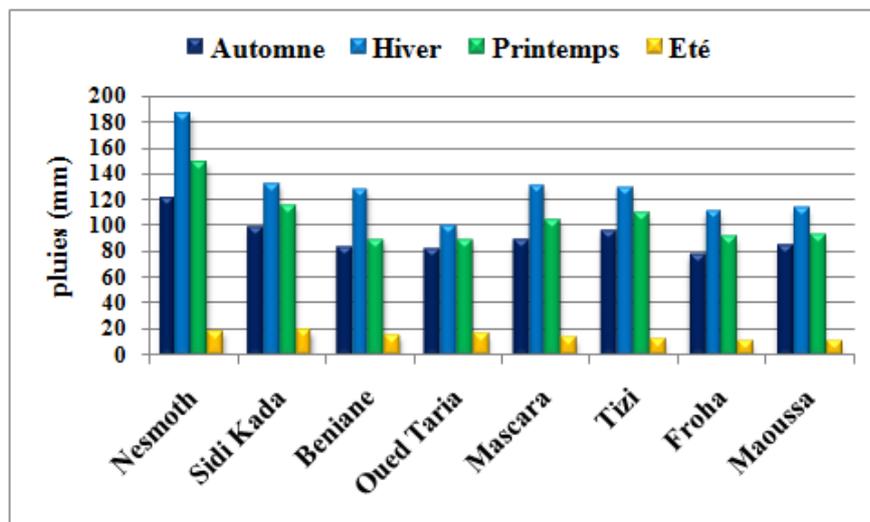
### III.4.5.3 Variabilité saisonnière des précipitations

La répartition saisonnière des précipitations dans l'année et ses variations conditionnent, en relation avec les facteurs thermiques, le régime pluviométrique, l'écoulement saisonnier et par conséquent la recharge des nappes souterraines. L'étude des variations saisonnières des précipitations s'avère donc essentielle, voire déterminante pour appréhender le comportement hydrologique et hydrogéologique d'une région donnée

Les moyennes saisonnières, et la contribution de chaque saison dans le total annuel ont été regroupées au tableau ci-dessous pour les huit stations étudiées.

Les résultats trouvés montrent que la saison la plus pluvieuse est l'hiver et la saison la moins arrosée est l'été pour l'ensemble des stations (**figure 35**). Ainsi, d'après le tableau 27 la région d'étude connaît une grande concentration des précipitations au cours des trois saisons : l'hiver où le cumul saisonnier moyen de pluie varie entre 99.43 (à la station de Oued Taria) à 186.01 mm (à la station de Nesmoth), l'automne avec des valeurs comprises entre 76.81 (à la station de Froha) et 120.33 mm (à la station de Nesmoth), et le printemps où les moyennes oscillent entre 88.7mm(à la station de Oued Taria) à 148.96 mm(à la station de Nesmoth). On distingue également une variabilité spatio-temporelle relativement faible des taux de contribution (% des cumuls pluviométrique saisonniers dans le total annuel) durant ces trois saisons, soit entre 41.24 % (enregistré en hiver à la station de Beniane) à 25.4% (enregistré en automne à la station de Nesmoth).

On outre, l'examen des données montre une contribution relativement importante (18%) de la période estivale dans le total annuel au niveau des deux stations Sidi Kada et Nesmoth situées à des altitudes importantes respectivement 549 et 930m (**tableau 27**).



**Figure 35** : répartition saisonnières des précipitations à l'échelle de la zone d'étude (1969-2011)

**Tableau 27** : Distribution des précipitations moyennes saisonnières (1969-2011)

Stations	Pluis (mm)	Automne	Hiver	Printemps	Été
Nesmoth	Moyenne	120,33	186,01	148,96	18,00
	Part (%)	25,4	39,3	31,5	3,8
Sidi Kada	Moyenne	98,58	131,62	114,71	18,55
	Part (%)	27,1	36,2	31,6	5,1
Tizi	Moyenne	95,47	129,37	109,27	12,50
	Part (%)	27,5	37,3	31,5	3,6
Mascara	Moyenne	88,89	130,37	104,46	12,70
	Part (%)	26,4	38,8	31,1	3,8
Froha	Moyenne	76,81	110,10	91,03	9,88
	Part (%)	26,7	38,3	31,6	3,4
Maoussa	Moyenne	83,69	113,17	93,04	9,92
	Part (%)	27,9	37,7	31,0	3,3
Benian	Moyenne	82,97	127,04	88,96	14,53
	Part (%)	26,5	40,5	28,4	4,6
Oued Taria	Moyenne	81,27	99,43	88,55	15,33
	Part (%)	28,6	34,9	31,1	5,4

#### III.4.5.4 Variabilité mensuelle des précipitations

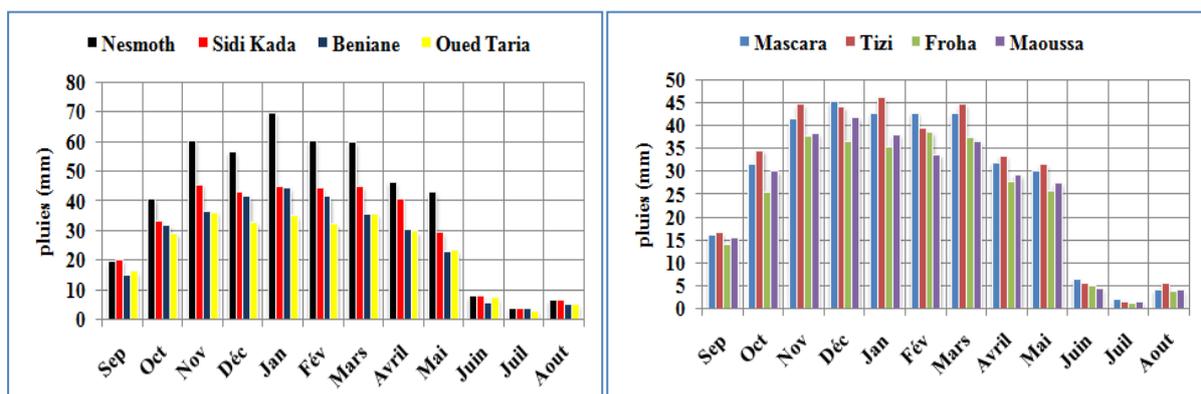
Les valeurs moyennes mensuelles des pluies relatives à la période (1969-2011) traduisent clairement la distribution des précipitations à l'échelle annuelle. Le tableau 28 récapitule quelques paramètres statistiques des pluies mensuelles des stations analysées.

La répartition mensuelle des précipitations sur la période d'étude est inégale, la majeure partie (près de 83%) tombe pendant la période la plus froide d'octobre à Mars. Le mois le plus pluvieux diffère d'une station à l'autre, mais il se situe soit en automne soit en hiver. D'une manière générale les pluies moyennes mensuelles atteignant leurs maxima aux mois de novembre pour les stations de Sidi Kada, et Oued Taria, au mois de décembre pour les stations de Mascara et Maoussa et pendant le mois de janvier au niveau des stations de Nesmoth, Beniane et Tizi. Par contre Le mois le moins arrosé coïncide généralement avec le mois de juillet avec un été sec. Les valeurs mensuelles maximales sont assez prononcés même pendant la saison estivale traduisant bien le caractère irrégulier du régime saisonnier dans la région. Les cumuls mensuels peuvent dépasser parfois les 120 mm voir les 200 mm pour certaines station en période humide (**tableau 28 et figure 36**)

D'autre part, les valeurs minimales enregistrées sont toutes nulles pour toutes les stations et pendant tous les mois ce qui traduit que même pendant la saison humide la zone d'étude peut ne pas enregistrer aucun jour de pluie.

**Tableau 28** : Paramètres statistiques des précipitations mensuelles des différentes stations (1969-2011)

Station	Pluis (mm)	Sep	Oct	nov	déc	jan	fév	mar	avr	ami	jun	Jui	Aou
Mascara	Moyenne	16,0	31,6	41,3	45,3	42,4	42,7	42,5	31,9	30,1	6,5	2,1	4,2
	Max	88,0	136,6	136,8	161,7	126,3	119,7	190,3	119,4	135,0	46,4	35,6	36,2
	Min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Nesmoth	Moyenne	19,4	40,5	60,4	56,3	69,5	60,2	59,7	46,3	43,0	7,8	3,7	6,5
	Max	75,5	164,7	188,5	212,5	212,7	177,8	211,4	159,7	150,4	38,8	42,9	31,5
	Min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Sidi Kada	Moyenne	20,1	33,0	45,5	42,8	44,6	44,3	44,7	40,7	29,3	8,1	3,9	6,6
	Max	72,1	156,5	142,7	141,9	140,6	130,2	167,3	167,3	121,7	41,5	63,2	39,9
	Min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Tizi	Moyenne	16,51	34,49	44,47	44,00	46,01	39,37	44,51	33,28	31,48	5,40	1,59	5,50
	Max	58,1	103,5	134,6	166,4	116,5	104,6	149,1	100,8	142,8	32,0	23,7	66,7
	Min	0,0	0,0	0,0	4,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Froha	Moyenne	14,0	25,3	37,5	36,4	35,3	38,5	37,4	27,8	25,8	5,1	1,1	3,7
	Max	50,4	81,7	121,0	160,8	91,7	161,2	154,1	101,7	115,3	25,0	10,1	26,1
	Min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Maoussa	Moyenne	15	30	38	42	38	34	36	29	27	4	1	4
	Max	75,6	103,5	129,3	153,5	117,0	93,0	156,5	84,3	135,0	33,3	31,5	42,6
	Min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Beniane	Moyenne	15,1	31,7	36,2	41,3	44,4	41,3	35,5	30,4	23,1	5,8	3,6	5,2
	Max	54,3	160,8	133,2	137,0	218,3	166,0	115,0	81,6	85,5	40,8	59,4	44,8
	Min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Oued Taria	Moyenne	16,2	29,0	36,1	32,5	34,8	32,1	35,5	29,7	23,4	7,3	2,9	5,2
	Max	68,3	122,6	180,1	129,5	108,5	88,2	142,3	93,9	117,2	64,5	28,4	51,1
	Min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

**Figure 36** : Variabilité des pluies moyennes mensuelles (1969-2011)

### III.5 Géologie du site d'étude

La géologie du bassin a été étudiée en se référant aux anciens travaux géologiques, réalisés par de nombreux géologues chercheurs tels que : M.G.BETIER *et al.* (1951), qui ont réalisé la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000.00, Sourisseau (1972) qui a réalisé un rapport détaillé sur la plaine de Ghriss. Ces travaux montrent que La plaine est une cuvette d'effondrement à topographie plane, encadrée de reliefs aux aspects géologiques divers (**Figure 37**)

#### III.5.1 Bordure Nord et Ouest

Les Monts des Beni-Chougrane sont allongés en arc de cercle en direction Sud-Sud Ouest et Nord-Nord Est, très plissés, à ossature Crétacé et recouvrement Tertiaire très épais. Ce sont les vestiges de l'ancien sillon méditerranéen, effondrés et transportés par charriage en deux ensembles principaux ; le Crétacé moyen et supérieur et le Nummulitique (Eocène et Oligocène).

#### III.5.2 Bordure Sud

Les Monts de Saida constituent la bordure Sud de la plaine. Ils ont subi une intense tectonique cassante ; ces ensembles s'enfoncent légèrement vers le Nord, ce qui favorise l'écoulement et le drainage des eaux vers la plaine. A Ain Fékan cet ensemble calcaréo dolomitique du Jurassique Supérieur est limité par une faille qui le met en contact avec le Crétacé inférieur argilo-gréseux. Cette interruption soudaine de la perméabilité des terrains est à l'origine des sources d'Ain Fékan, où le Crétacé constitue un véritable barrage souterrain. Des dépôts de destruction, sables argileux rouges et conglomérats, se sont amassés au pied des Monts de Sidi Kadda sur de grandes épaisseurs par endroits.

#### III.5.3 Bordure Est

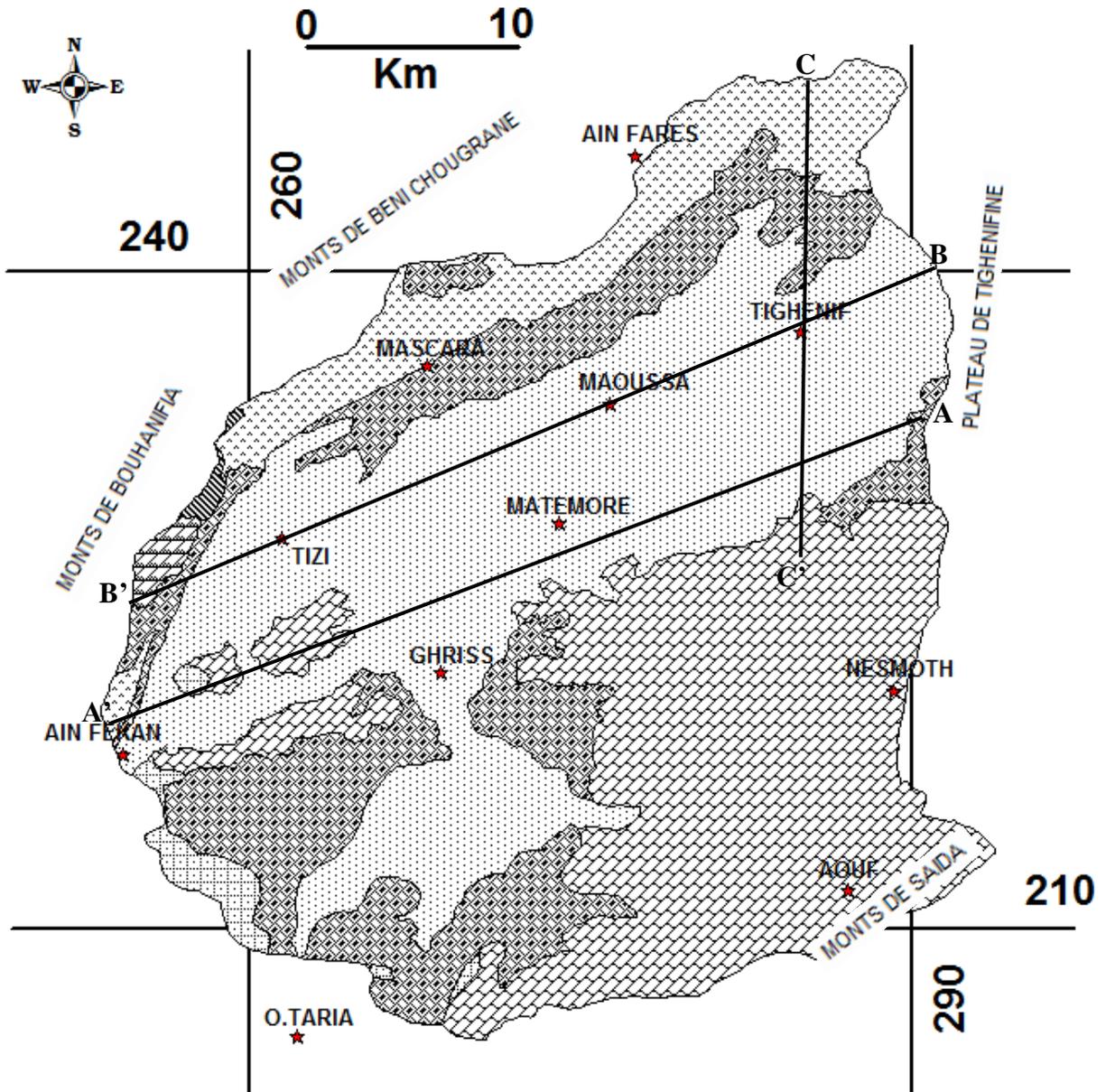
A L'Est de Tighenif, les affleurements de marnes et d'argiles de L'Oligocène et du Miocène forment une barrière imperméable qui limite nettement les bassins versants de la plaine de Ghriss et de l'Oued Mina. La surface topographique confirme cette séparation.

#### III.5.4 Centre de la plaine

La cuvette correspond à une zone de subsidence marquée par la flexure des couches du Néogène, en bordure des Monts des BENI-CHOUGRANE ; les apports d'alluvionnement argilosableux de L'Oued MAOUSSA continuent de permettre à cette subsidence d'évoluer. Le substratum, effondré, est constitué par les calcaires dolomitiques du Jurassique Supérieur. Au

dessus, se sont déposés localement des conglomérats de base puis un remplissage marin d'argile et marne grisâtre et verdâtre du Miocène inférieur et Moyen.

Au centre de la plaine, la subsidence a permis l'accumulation d'une grande épaisseur de calcaire Lacustres. (Sourisseau, 1972).



#### LEGENDE

- |   |   |
|---|---|
| Quaternaire (Alluvion)                  | Eocène inférieur (Grès et Marne)            |
| Pliocène Continental (Grès et Calcaire) | Crétacé inférieur (Calcaire Gréseux)        |
| Miocène Supérieur (Argile Sableuse)     | Jurassique supérieur (Calcaire Dolomitique) |
| Miocène inférieur (Marne)               |   |

Figure 37 : Carte géologique de la zone d'étude (Sourisseau, 1972).

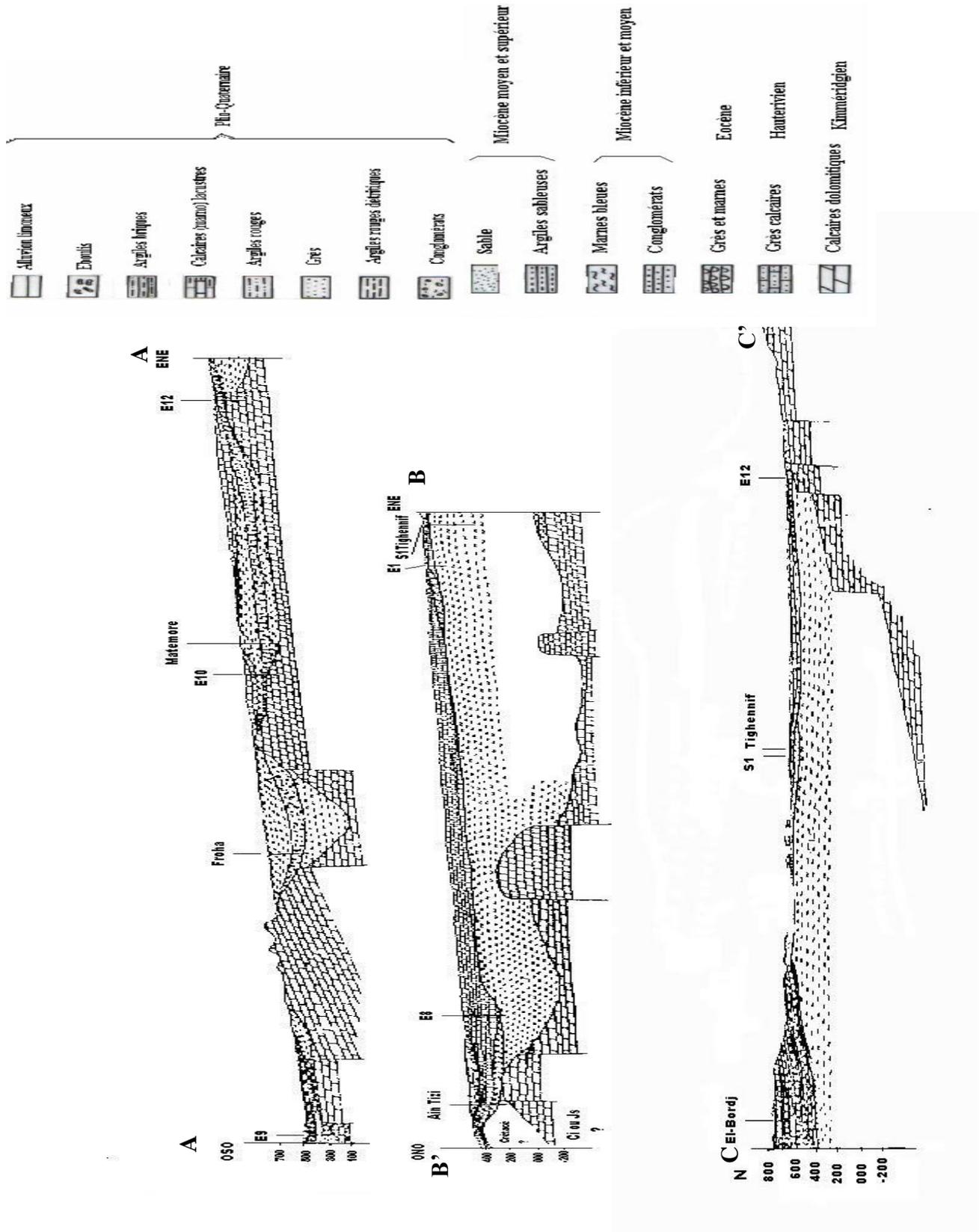


Figure 38 : Coupe géologique de la zone d'étude (Sourisseau, 1972)

### **III.6 Description lithostratigraphiques des formations**

#### **III.6.1 Le secondaire:**

##### **III.6.1.1 Trias :**

Il est inconnu dans le bassin versant .On le rencontre dans les monts de Béni-Chougrane à la base des nappes du Crétacé, au Sud, dans la vallée de l'Oued Taria.

Il est toujours gypseux parfois salifère, accompagné de roches vertes, ophites et gabbro de dolomies, cargneules et brèches fétides et marnes bariolées (**Dahmani, 2010**).

##### **III.6.1.2 Callovo-Oxfordien:**

Il affleure au Sud du bassin, dans la vallée d'Oued Taria. C'est un ensemble de bancs gréseux peu épais, alternant avec de puissantes séries d'argiles et de marnes jaunes et vertes. Son épaisseur est de l'ordre de 250 mètres (**Dahmani, 2010**).

##### **III.6.1.3 Lusitanien:**

Il affleure dans la partie Sud des montagnes de Sidi Kada et a été rencontré en sondage dans la plaine .Il est composé d'une alternance de bancs gréseux et dolomitique, qui font corniches à l'affleurement de passage argilo-marneux, également épais la puissance totale de la formation est de l'ordre de 150 mètres.

##### **III.6.1.4 Jurassique supérieur:**

Il comprend le Kimméridgien supérieur et Purbeckien. Il affleure largement tout le long de la bordure méridionale de la plaine. Il constitue également le substratum résistant effondré.

Au sommet on trouve des calcaires gris à pâte fine, Zoogènes, riches en Nérimées, Et polypiers, exploités en carrière clans les Djebel Enfouss et Bon Rhaddou.

La formation se poursuit avec des calcaires dolomitiques. On observe des petits niveaux de marnes noires qui ralentissent l'infiltration des eaux et peuvent donner naissance à des résurgences perchées. La puissance totale de la formation doit dépasser 350 mètres.

##### **III.6.1.5 Crétacé inférieur:**

Attribué à l'Hauterivien, il affleure en amont à l'ouest de Djebel Enfouss et dans le Sud-ouest de la plaine du Guerdjoum. Il est représenté par des calcaires gréseux devenant plus argileux en profondeur et de grés fin argileux.

#### **III .6.2 Le Tertiaire:**

##### **III .6.2.1 Eocène:**

Il affleure dans la bordure ouest de la plaine. Il est représenté par une alternance de bancs métriques gréso-calcaires et de couches argilo-marneuses de plusieurs mètres d'épaisseur.

### III .6.2.2 Oligocène:

Il affleure à Beni Chougrane et à l'Est de Tighenif. Cette formation présente les mêmes faciès que la précédente qu'elle recouvre en discordance. Elle est constituée de couches argilo-marneuses avec de bancs de grés. A la base s'intercale un conglomérat de base polygénique. peu épais.

### III .6.2.3 Miocène:

Il affleure dans les monts de Beni Chougrane. Nous ne pourrions individualiser le Miocène inférieur et moyen marneux de Miocène supérieur marno-sableux (**Sourisseau, 1972**) C'est un ensemble monotone épais, a prédominance de marnes vertes avec des passages très riches en macrofaunes de gastéropodes et de lamellibranches et conglomérat de bas polygénique sous la plaine, il est composé de terrains qui ont comblé les fosses d'effondrement du Jurassique supérieur.

Dans le Djebel Oucilles le Miocène marin disparaît et passe à une formation continentale argilo-sableuse rouge dite de Bouhanifia, sur cet ensemble marneux reposent en concordance des sables fins argileux à concrétions calcaires. Sable et des calcaires récifaux massifs a lithothamnium, qui affleurent en lambeaux au Djebel Oucilles et au Nord d'El-Bordj. Ces deux dernières formations sont attribuées au Miocène supérieur terminal (Saharien). Elles sont absentes dans le sous-sol de la plaine.

### III .6.2.4 Pliocène :

On le rencontre dans les monts Beni-Chougrane et sous le recouvrement de la plaine. Il est alors sub-affleurant sous une couche mince de limons. A la base, on observe des grés marins transgressifs qui ont été déposés par La mer de l'Astien. Au sommet, les grés passent à des sables consolidés, de plage et dunaires de couleur jaune et grise.

L'épaisseur de cette formation varie entre 40 et 100 mètres y compris les sables de désagrégation en surface. (**Dahmani . 2010**).

Ils affleurent à proximité de Mascara et de Khalouia, puis plongent vers la plaine dans la quelle, ils se biseautent dans le Djebel Oucilles, leur épaisseur est de l'ordre de 10 mètres.

Directement sur les grés et sables, ou séparés par une faible épaisseur d'argile sableuse rouge détritique. Reposent des calcaires blancs crayeux à traces d'oxygène de manganèse et de fer. Ces calcaires lacustres très érodés sur le plateau de Mascara, affleurent sur toute la bordure des Beni Chougrane. A Ce niveau, une grande flexure les fait plonger sous la plaine où leur épaisseur augmente rapidement. Vers l'Ouest et le Sud l'épaisseur des calcaires lacustres diminue puis devient nulle. A l'Ouest de mascara, la formation devient moins calcaire et plus argileuse la couleur blanche est remplacée par celle des marnes jaunes et vertes.

En bordure des montagnes de Sidi Kada , les formations lacustres sont absentes. Elles sont remplacés par de grandes épaisseurs d'éléments roulés de nature calcaire et calcaro-dolomitique, reliés par un ciment argilo-carbonaté.

Ces conglomérations sont accompagnés d'argiles rouges silteuses et de sables argilo-magnésiens provenant de la décomposition de roches calcaires. (**Sourisseau, 1972**).

### **III.6.3 Quaternaire:**

Au Moyen, on a observé sur toute la bordure ouest et Nord de la plaine, des argiles rouges détritiques qui surmontent les calcaires lacustres.

Au Quaternaire moyen une terrasse alluviale de sables fins, accompagnés de quelques petits graviers décimétriques, a envahi la région comprise entre Maoussa et Tighanif.

#### **III.6.3.1 Actuel:**

Les sols, de la plaine sont principalement formés par des sables limoneux et argileux dont l'épaisseur ne dépasse pas 6 mètres. La nature de ces dépôts dépend de facture : du transport et de la roche mère sous jacente. Ces formations sont le support agricole de la région.

#### **III .6.3.2 Tectonique:**

Le bassin versant de la plaine de Ghriss, n'est le siège d'aucun phénomène tectonique majeur (absence de Trias) les seuls phénomènes tectoniques connus sont les failles d'effondrement du substratum Jurassique, dont le jeu se poursuit de nos jours, et l'origine par faille des sources d'Ain Fekan (**Sourisseau.1972**).

Les assises du Néogène, légèrement ondulées par la tectonique récente recouvrent actuellement la presque totalité de la bordure méridionale des montagnes de Beni Chougrane.

La bordure Sud du bassin (les monts de Saida) ont subi une intense tectonique Cassante dont subsistent quelque témoins (horsts djebel Enfunss et ben Rhadou). Le massif calcaro-Dolomitique des montagnes de Sidi Kada est surtout affecté par une tectonique cassante suivant deux directions principales de failles qui sont les reflets des mouvements du socle sous jacent (proximité de la mole granitique de Tiffrit). (**Sourisseau. 1972**).

STRATIGRAPHIE			EPAISSEUR (m)	COLONNE LITHOLOGIQUE	DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	
AGE	SYSTEME	SOUS SYSTEME				
QUATERNAIRE	-	-	-		Argile rouge silteuses, sable argileux, conglomérats, calcaire dolomitique, calcaire	
PLIO-QUATERNAIRE	-	-	-		Argile rouge détritique, gravier, terrasses alluviale de sables	
TERTIAIRE	MIOCENE	Pliocène	40-270		Grès marins, sables, argiles sableuses, calcaire lacustre	
		Miocène	Sup	= 100		Sables fins argileux à concrétions calcaire, sables, calcaire récifaux massif
			Inf			Marnes vertes, conglomérats
	PALEOGENE	Oligocène	-		Couches argilo- marneuse avec des bancs de grès, conglomérat	
		Eocène	Inf marin	-		Alternance métrique de bancs grésio calcaires, couches argilo- marneuse
	SECONDAIRE	CRÉTACÉ INF	Hautérvien	-		Calcaire gréseux devenant argileux en profondeur, grès fins argileux
JURASSIQUE		Supérieur	300 - 400		Calcaire gris, calcaires dolomitiques, dolomies, marnes noires	
		Lusitanien	= 150		Alternance de bancs gréseux dolomitiques, série marneux à intercalation de calcaire dolomitique, marnes grises à modules ferrugineux	
		Callovo- Oxfprdien	= 250		Bancs gréseux, argiles, marnes grises, jaunes et vertes	
TRIAS	Sup Moy Inf	-		Marnes bariolée, dolomies, congueules, brèches fétides, gypse		

**Figure 39** : Log stratigraphique de la région Mascara (Ghriss) (ANRH)

### III.7 Hydrogéologie

L'étude géologique du bassin d'oued Fékan a permis de progresser dans la connaissance du cadre hydrogéologique. Elle précise pour chaque aquifère les conditions d'alimentation.

L'étude hydrogéologique a pour but d'identifier les différentes nappes et leur distribution dans l'espace, et permettant de dégager une interprétation bien précise sur la qualité physico-chimique des eaux souterraines des différentes nappes. Les études entreprises sur la région ont permis d'identifier trois aquifères :

#### III.7.1 Aquifère des alluvions plio-quadernaires

C'est une nappe superficielle continue dans les dépôts alluvionnaires et dans les terrains d'altération des roches sous-jacentes (**Figure 40**). Elle est relativement uniforme dans toute la partie abaissée et remblayée de la plaine, hétérogène et discontinue sur les reliefs de bordures, dont l'aquifère est constitué d'alluvions, de calcaires blancs altérés poreux et fissurés, de sables de désagrégation, de grès et de calcaires lacustres. Elle est alimentée généralement par l'infiltration des eaux de pluie, mais aussi par les apports latéraux venants de l'aquifère des calcaires et grès du pliocène au Nord, et de l'aquifère du jurassique au Sud. C'est une nappe libre, dont le mur est composé de marnes bleues du Miocène et le toit par la couche pédologique. Le niveau de cette nappe varie en moyenne de -6 à -80 mètres par rapport au sol (**Sourisseau, 1972**). Ce niveau a baissé de manière considérable ces dernières années.

#### III.7.2 Aquifère des calcaires et grès du pliocène

##### III.7.2.1 Nappe des calcaires lacustres

C'est une nappe libre dans les bordures des monts de Beni-chougrane et captive sous la plaine localisée à sa moitié occidentale. L'aquifère est constituée par une formation hétérogène de grande extension. Son impluvium est situé dans les monts Beni-Chougrane sur les bordures Nord et Ouest. Elle est suralimentée par les Grés de l'Astien du plateau de Mascara.

L'écoulement de cette nappe est peu important, car vers le Sud la transmissivité des terrains diminue. Le seul exutoire connu est la source d'Ain Tizi dont les débits sont faibles.

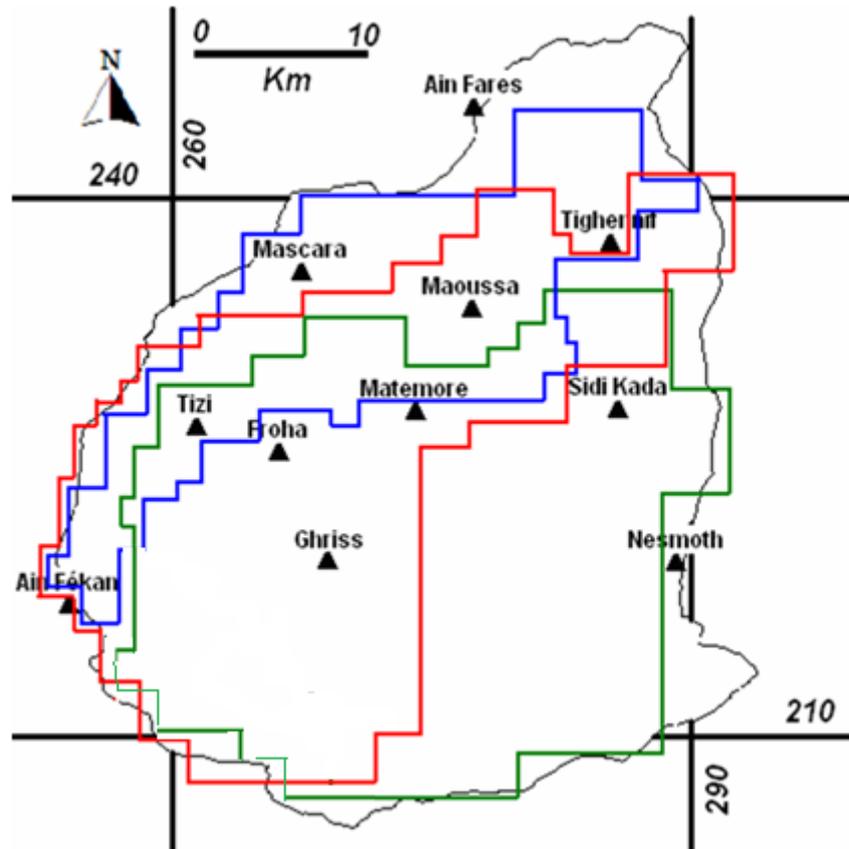
Le niveau de la nappe contenue dans les calcaires lacustres varie de -23 à -50 mètres par rapport au sol.

### III.7.2.2 Nappe des grès de l'Astien

C'est une nappe captive localisée dans le Nord de la plaine. Elle est alimentée par les affleurements de la région de Khalouia, où les affleurements de grès sont assez importants. L'aquifère gréseux devient captif vers le Sud en dessous des calcaires lacustres à faciès marneux. La couche aquifère des calcaires lacustres et des grès se biseaute sous la plaine et disparaît au Sud, le niveau de la nappe contenue dans les grès varie de -6 à -23 mètres par rapport au sol.

### III.7.3 Aquifère des calcaires dolomitiques du jurassique

Il s'agit d'un aquifère karstique relativement évolué, l'impluvium de cette nappe est vaste, il occupe toute la partie Sud de la plaine. Cette nappe est drainée par les dépôts de galets et de conglomérats des piedmonts. Les calcaires et dolomies du Jurassique affleurent sur les monts de Saida d'une part, et sur les Djebels Enfous et Bouradou d'autre part. L'écoulement des eaux s'effectue en réseau karstique sous la plaine et se dirige vers la source d'Ain Fékan, où les eaux remontent au contact d'une faille avec les terrains du Crétacé inférieur. Le mur de cette nappe est la roche calcaréo-dolomitique saine compacte non fissurée et le toit est formé par les marnes du Miocène ou les argiles rouges détritiques, le niveau piézométrique de la nappe contenue dans les grès varie de -6 à -130 mètres par rapport au sol. Les résultats des expérimentations de pompage menées sur les forages captant cette nappe ont révélé une transmissivité de l'ordre de  $10^{-4}$  à  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s et un coefficient d'emmagasinement de l'ordre de 0.0003 (**Sourisseau, 1972**). Cette nappe est caractérisée par la présence de deux compartiments au comportement hydraulique distincts, séparés par un graben le long d'une ligne allant du nord au sud. Le compartiment oriental (Est) est alimenté par les affleurements des monts de Saida. Les eaux infiltrées rejoignent la nappe des dolomies et s'écoule vers le nord. Une partie percole vers la nappe phréatique. Plus au nord la couche de marne verte constituant le toit des dolomies forme une barrière hydraulique efficace. Le compartiment occidental (Ouest) est alimenté par les affleurements des djebels Enfous et Bougaddou. Dans cette partie l'aquifère profond communique directement avec la nappe phréatique sur une grande superficie (**Bekkoussa, 2020**).



### LEGENDE :

- |   |                      |   |   |
|---|----------------------|---|---|
| — | Limite de la plaine. | — | Nappe des alluvions plio-quaternaires.      |
| ▲ | Agglomération.       | — | Nappe des calcaires lacustres.              |
|   |                      | — | Nappe calcaires dolomitiques du jurassique. |

**Figure 40:** Les principales nappes de la zone d'étude (**Rezak, 2001**).

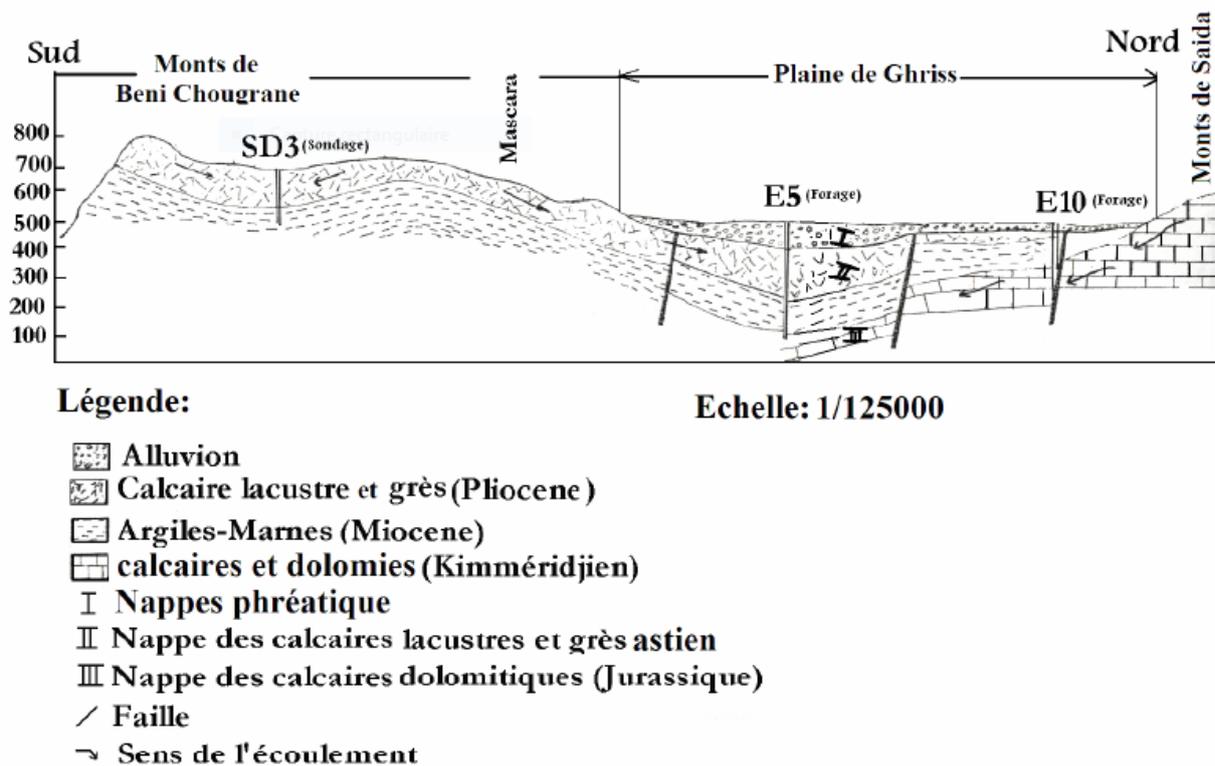


Figure 41: Coupe hydrogéologique de la zone d'étude (NW-SE) (SOURISSEAU, 1972).

### III.8 Piézométrie

#### III.8.1 Précision des mesures piézométriques et des courbes isopièzes

Les cartes piézométriques sont une représentation cartographique de la surface des nappes libres ou de la pression hydrostatique des nappes captives. Elles peuvent être lues comme des cartes topographiques, les courbes de niveau (ou isopièzes) correspondant aux altitudes de la nappe au moment de la mesure piézométrique, donnent des indications sur la situation de la nappe, le sens des écoulements et leur vitesse. L'écoulement de la nappe est perpendiculaire aux isopièzes. Les niveaux sont variables au cours de l'année (hautes eaux, basses eaux ou moyennes eaux) et fluctuent d'une année à l'autre (variations inter-annuelles). La précision de la carte dépend de la densité de points de mesure et le tracé des isopièzes dépend de la méthode d'interpolation.

Établir la carte piézométrique d'une nappe nécessite un long travail pour les hydrogéologues :

- sélection des points d'eau (forages) représentatifs de la nappe étudiée.
- campagne de terrain pour effectuer les mesures du niveau de la nappe dans un intervalle de temps réduit (quelques jours à quelques semaines).
- contrôle des résultats, interprétation et tracé des courbes piézométriques.

### III.8.2 Piézométrie générale de l'aquifère

La carte piézométrique a été réalisée avec les relevés de 43 forages répartis sur l'ensemble de la région d'étude durant l'année 2023. Les niveaux statiques des forages varient de 60 à 225 m. L'écoulement de la nappe se dirige du sud-est vers le centre de la plaine, en occurrence des zones de recharges situées dans les monts de Saida vers les parties profondes de l'aquifère qui s'enfoncent sous la plaine.

La carte piézométrique de janvier 2023 et janvier 1977 (**Figure 42 et 43**) sont réalisées en se basant respectivement, sur les relevés faits par les agents de l'ANRH à partir d'un réseau de puits destinés à la surveillance des eaux souterraines de la région, et sur d'anciennes données piézométriques datant des années 70. Ces cartes ont permis notamment de comparer le niveau de la nappe du Jurassique entre ces deux périodes.

Les deux cartes font apparaître un sens d'écoulement Sud-est vers le Nord-ouest et du Sud vers le Nord. Une légère dépression piézométrique est visible au centre de la région, limitée à l'est par la ville de Matemore, au sud par la ville de Ghriss, et à l'ouest par la ville de Froha (courbes isopièzes de 300 à 350 m). Des rabattements importants sont enregistrés au sud de Ghriss, à l'est de la ville de Maoussa et au niveau de la région de Fekan. Le niveau statique NS (niveau de la nappe par rapport au sol) le plus important, atteignant 225 m, a été observé au niveau du forage F5 (au sud de Ghriss). Par ailleurs, les niveaux de la nappe les plus proches du sol sont localisés notamment au niveau de la partie libre de l'aquifère. En effet, le NS du forage F13, situé dans la région de Sidi Boussaid au sud de Sidi Kada, avoisine les 60 m. Cependant, il faut noter que des forages tels que F39, situé au sud de la Tighennif, ou le forage F24 situé à l'ouest de Froha, ont des NS assez proches du sol et atteignant jusqu'à 64 m. Ceci traduit une variation très importante des niveaux d'une région à l'autre, causée par les caractéristiques mêmes des karsts qui sont connus pour leurs hétérogénéités structurelles et une hydrodynamique très complexe. La comparaison entre la carte piézométrique récente (2023) et celle 1977 révèle des similitudes dans le sens d'écoulement et les gradients hydrauliques. Par contre, on constate des écarts parfois importants dans les niveaux entre les deux années, c'est-à-dire sur une période de 46 ans.

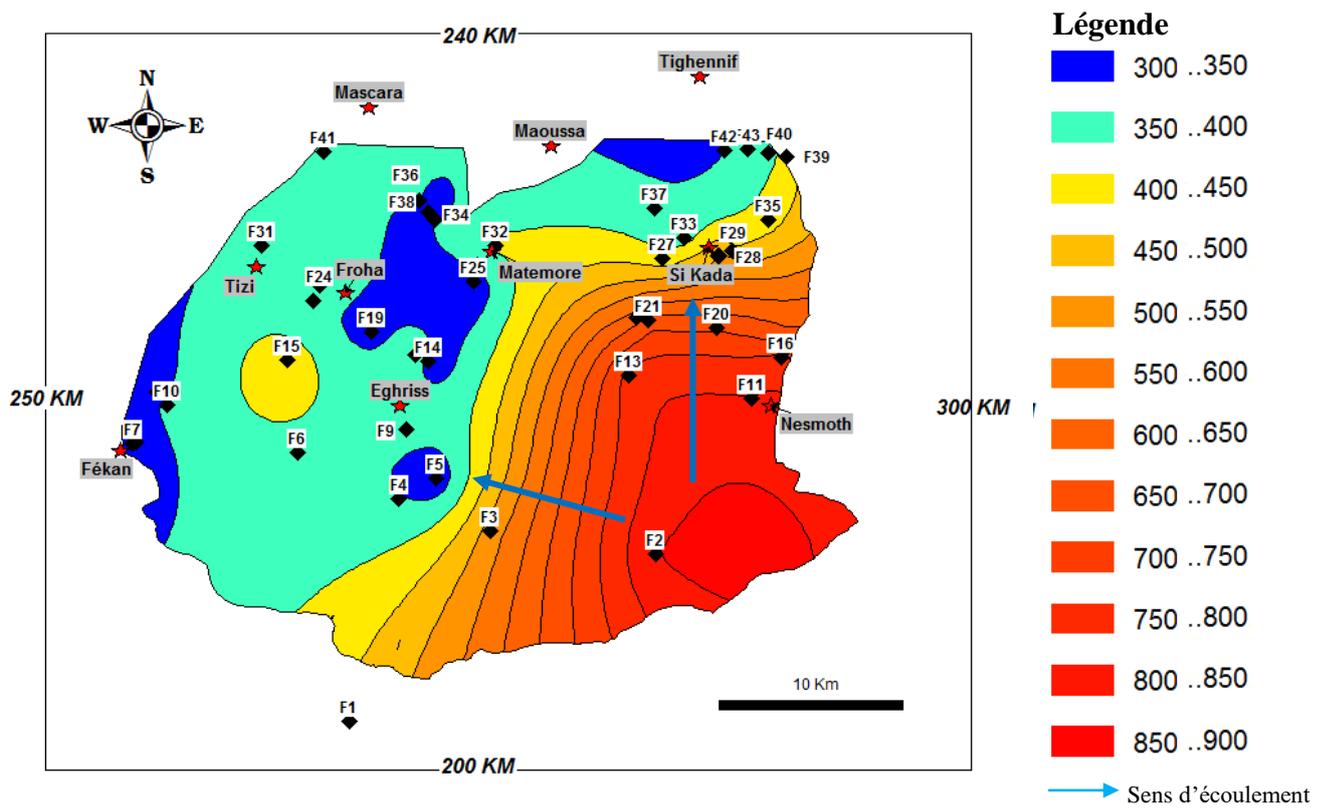


Figure 42 : Carte piézométrique (Jan 2023) de l'aquifère du Jurassique.

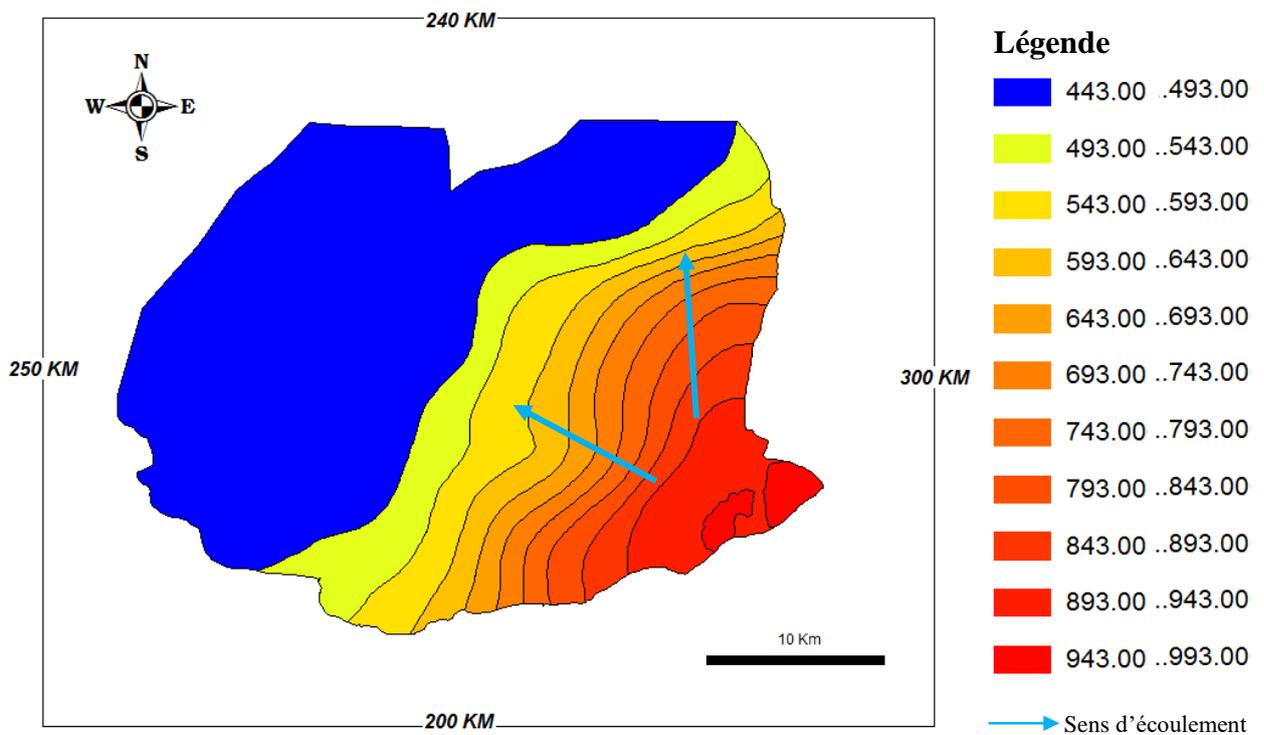


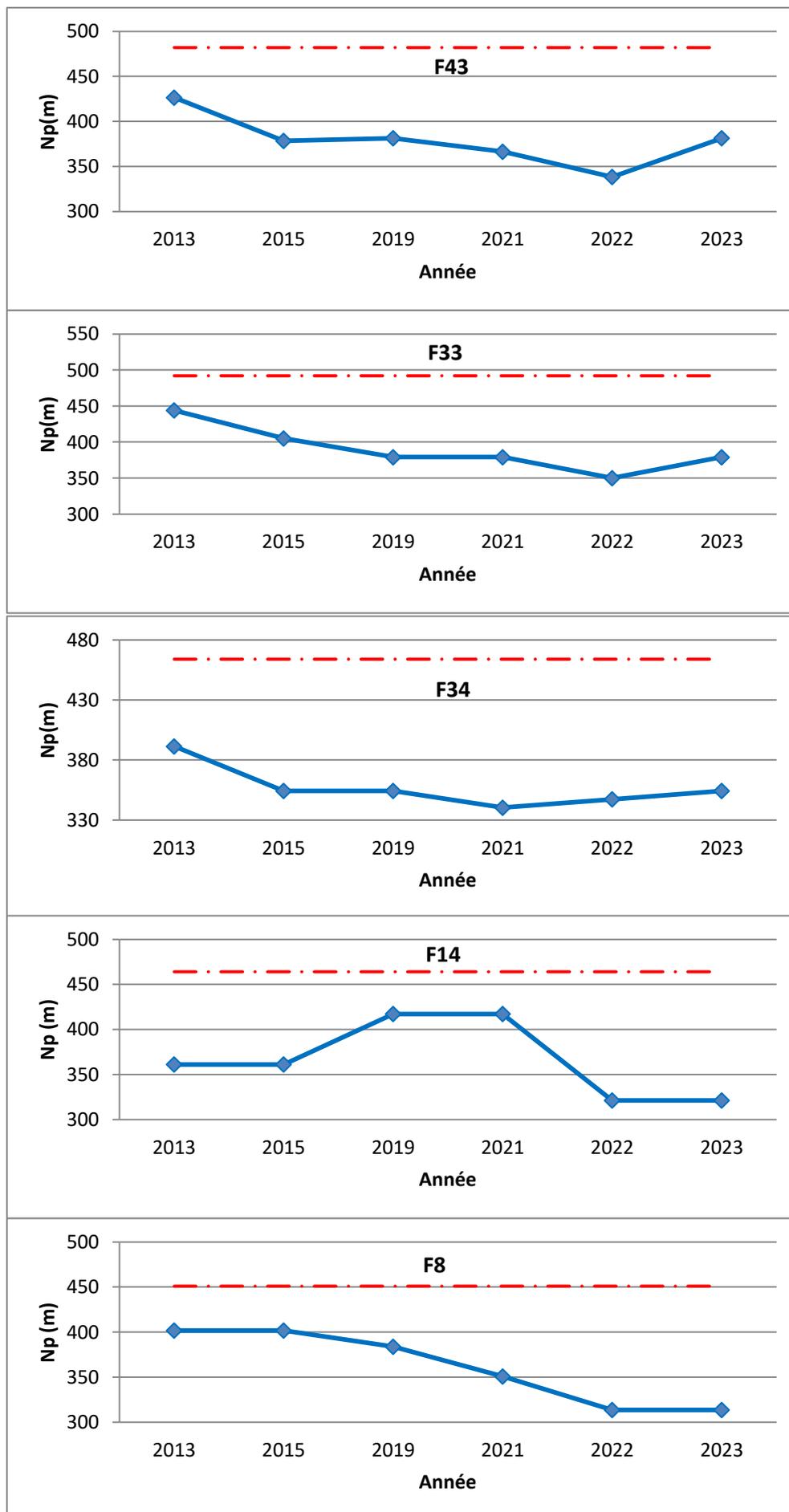
Figure 43 : Carte piézométrique (Jan 1977) de l'aquifère du Jurassique.

### III.8.2.2 Evolution des niveaux piézométriques

L'évolution de la piézométrie dans les forages étudiés révèle une tendance générale à la diminution des niveaux piézométriques entre janvier 1977 et janvier 2023 (**figure 44**). Pour les forages examinés, les rabattements sur une période de 46 ans varient entre 100 mètres pour le forage F43 et atteignent un maximum de 142 mètres enregistré au forage F14. Ces résultats soulignent un abaissement préoccupant de la nappe karstique du Jurassique, probablement dû à une surexploitation, à des variations climatiques ou à d'autres facteurs locaux. Cependant, il est à noter une légère augmentation (ou stabilisation) des niveaux piézométriques observée au cours des deux dernières années, vraisemblablement due aux mesures de protection de la ressource souterraine imposées par l'État, notamment contre les forages illicites.

La carte de **la figure 45** représente les rabattements enregistrés dans la nappe étudiée entre 1977 et 2023. L'abaissement de la nappe le plus important a eu lieu au centre et au sud de la plaine de Ghriss (au sud de la ville de Matemore et au sud de la ville de Ghriss) dans la partie confinée de l'aquifère du Jurassique. Ces rabattements sont supérieurs à 100 mètres. Des rabattements plus modérés sont enregistrés dans la partie ouest, entre les villes de Tizi, Froha, Ghriss et Fekan, et sont estimés entre 0 et 88 mètres. Ils font partie eux aussi de l'aquifère confiné. Cependant, on constate que la majeure partie de la partie libre de l'aquifère n'a pas connu de rabattements très importants, et on enregistre même des régions où la nappe connaît un rehaussement allant jusqu'à +80 mètres. Ceci peut s'expliquer de deux manières principales :

1. Une recharge venant de régions éloignées, notamment du sud, étant donné que la nappe fait partie des karsts de Saida qui sont des formations très étendues spatialement atteignant la région de Skhouna, située à plus de 130 km au sud. L'eau se déplace alors progressivement à travers les fissures et les conduits pour alimenter la nappe de la région de Mascara.
2. Des mesures de gestion de l'eau, telles que la restriction de l'exploitation des forages, la régulation des prélèvements, ou la fermeture des forages illicites, ont pu contribuer à l'augmentation des niveaux de la nappe malgré la diminution des précipitations.



**Figure 44 :** Evolution du niveau piézométrique minimal annuel (Les lignes horizontales en rouge représentent le niveau piézométrique de chaque forage pour l'année 1977)

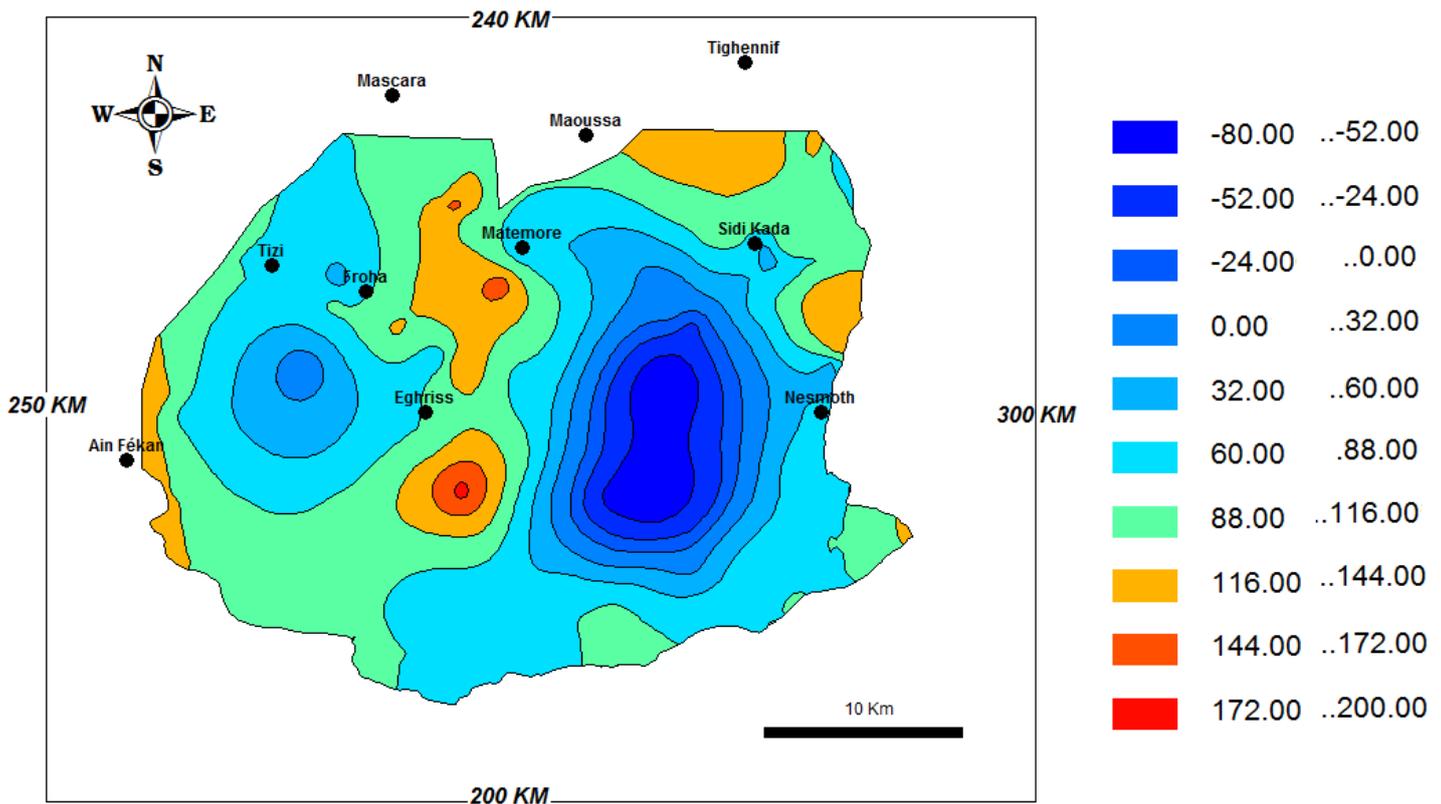


Figure 45 : Evolution du niveau piézométrique 1977-2023

### III.9 Conclusion

A l'issu de ce chapitre nous avons pu déterminer les principales caractéristiques climatologiques et hydrodynamiques du bassin versant d'oued Fékan. Ce dernier fait partie du grand bassin versant de l'oued EL HAMMAM. Il correspond à une zone topographique rigoureusement plane (470 m d'altitude) surplombé par le relief de bordure élevé jusqu'à environ 1200m d'altitude, avec une superficie de l'ordre de 1199.41 Km<sup>2</sup> et un périmètre de 202.8 Km.

Ce bassin présente un allongement modéré et son relief ayant une pente moyenne, ce qui implique une faible vitesse d'écoulement et par conséquent un temps de concentration élevé. L'étude nous a permis d'identifier le réseau hydrographique qui est constitué principalement par l'Oued Fékan.

La région est caractérisée par Un climat méditerranéen de type semi-aride avec un hiver froid et pluvieux, et un été chaud et sec, influencé par des facteurs géographiques (Altitude et orientation des reliefs). La répartition des précipitations et des températures influe sur la chimie des eaux par dilution pendant la période pluvieuse, ou concentration lors de l'évaporation durant la période sèche. La température moyenne annuelle qui y règne est de 17.41°C alors que les précipitations moyennes annuelles sont estimées à 339 mm calculées sur une période de 42 ans (1969 – 2011).

Deux méthodes ont été utilisées pour l'analyse de la variation interannuelle des précipitations à savoir, l'indice SPI et la méthode MGCTI. L'objectif étant notamment l'évaluation des tendances pluviométriques sur la période étudiée (1969-2011). Les résultats montrent que la région n'a pas connu d'aggravation significative des épisodes de sécheresse. L'indice SPI a principalement mis en évidence des années proches de la normale, tandis que la matrice MGCTI a révélé une fréquence plus équilibrée entre les périodes sèches et humides. Ainsi, l'utilisation de la méthode MGCTI a permis de montrer la plus grande facilité d'interprétation des résultats notamment en ce qui concerne la tendance régionale. Par conséquent, nous concluons que la méthode MGCTI semble plus adaptée que le SPI pour évaluer les événements de sécheresse et d'humidité à l'échelle de la région d'étude.

La baisse des niveaux piézométriques dans le système aquifère de la région est le résultat d'une combinaison complexe de facteurs climatiques et anthropiques sur les quatre dernières décennies. Les abaissements les plus significatifs ont été enregistrés au centre et au sud du bassin, dans la partie confinée de l'aquifère du Jurassique, dépassant les 100 mètres. Dans la partie Ouest, entre les villes de Tizi, Froha, Ghriss et Fékan, les abaissements sont plus modérés, variant de 0 à 88 mètres. Il est important de noter que la majorité des forages qui captent la partie libre de l'aquifère n'ont pas connu de rabattements importants. Cette étude descriptive approfondie du bassin versant nous a également permis de mieux comprendre la nature des aquifères, les limites des nappes souterraines existantes dans la région, les caractéristiques géologiques des formations, et l'origine des eaux alimentant ces nappes. En conséquence, elle ouvre la voie à une étude plus poussée des caractéristiques physico-chimiques et isotopiques de l'eau, offrant ainsi un aperçu essentiel pour la gestion durable de cette ressource vitale.

# **CHAPITRE IV**

*Détermination des caractéristiques hydrochimiques*

## IV.1 Introduction

La réponse chimique d'un aquifère karstique à une impulsion pluviométrique constitue un moyen d'identification et de reconnaissance de l'organisation et du fonctionnement de cet aquifère. Durant le transit la composition chimique de l'eau varie en fonction de la durée du contact de l'eau avec l'encaissant qui lui confère une charge minérale caractéristique des roches traversées. L'éventail des éléments chimiques alors mis en solution dans l'eau est très large : éléments majeurs, mineurs, en traces, isotopes stables de la molécule d'eau, isotopes stables du soluté, isotopes radioactifs, gaz dissous... Les données sur ces éléments peuvent être obtenues lors de l'analyse des échantillons d'eau prélevés en quelque point du système karstique, bien que l'information acquise à l'exutoire principal soit préférable. Toutes ces variables apportent des informations sur les différents modes d'infiltration et permettent une analyse globale du système à partir de son fonctionnement (Ablaoui, 2007).

## IV.2 Echantillonnage et analyses hydrochimiques

Les données utilisées pour l'élaboration de cette thèse ont été acquises tout d'abord en utilisant des prélèvements effectués par les agents de l'ANRH sur des puits et des forages répartis sur toute la zone d'étude, captant la nappe du jurassique ou la nappe Plio\_quaternaire séparément, afin de mieux comprendre le comportement de notre système et les relations existantes entre les différentes nappes.

Nous avons utilisé un total de 50 échantillons d'eau de 1000 ml, dont 17 échantillons captant la nappe Karstique au cours du mois de février 2022, et 33 points captant la nappe plio-quaternaire au cours du mois de février 2014 (**Figure 46**). Les échantillons ont été prélevés à partir d'eau de puits et de forages pompée dans les deux aquifères (profondeur d'échantillonnage entre 55 m et 400 m). L'eau a été pompée pendant 6 min avant l'échantillonnage (**Ruiz-Pico et al., 2019**).

Les analyses physico-chimiques accomplies concernent les concentrations des éléments majeurs ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{NO}_3^-$ ) et les paramètres physiques (conductivité électrique, résidu sec et pH).

La caractérisation de la composition de l'eau fait appel à différents procédés ; L'échantillonnage pour l'analyse des éléments chimiques (anion et cation) a été effectué dans des flacons en polyéthylène de 1000 ml et conservés à 4°C. Les anions ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{NO}_3^-$ ) ont été analysés par chromatographie ionique en phase liquide et les bicarbonates ( $\text{HCO}_3^-$ ) par Titration d'alcalinité. Les cations ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$ ) sont analysés par spectromètre d'absorption atomique au laboratoire de l'ANRH et de l'ADE.

Les paramètres physico-chimiques sont mesurés sur terrain lors de l'échantillonnage. Les valeurs de la conductivité ont une précision de  $\pm 1\mu\text{S}/\text{cm}$  et les valeurs du pH sont données à  $\pm 0,05$  unités pH.

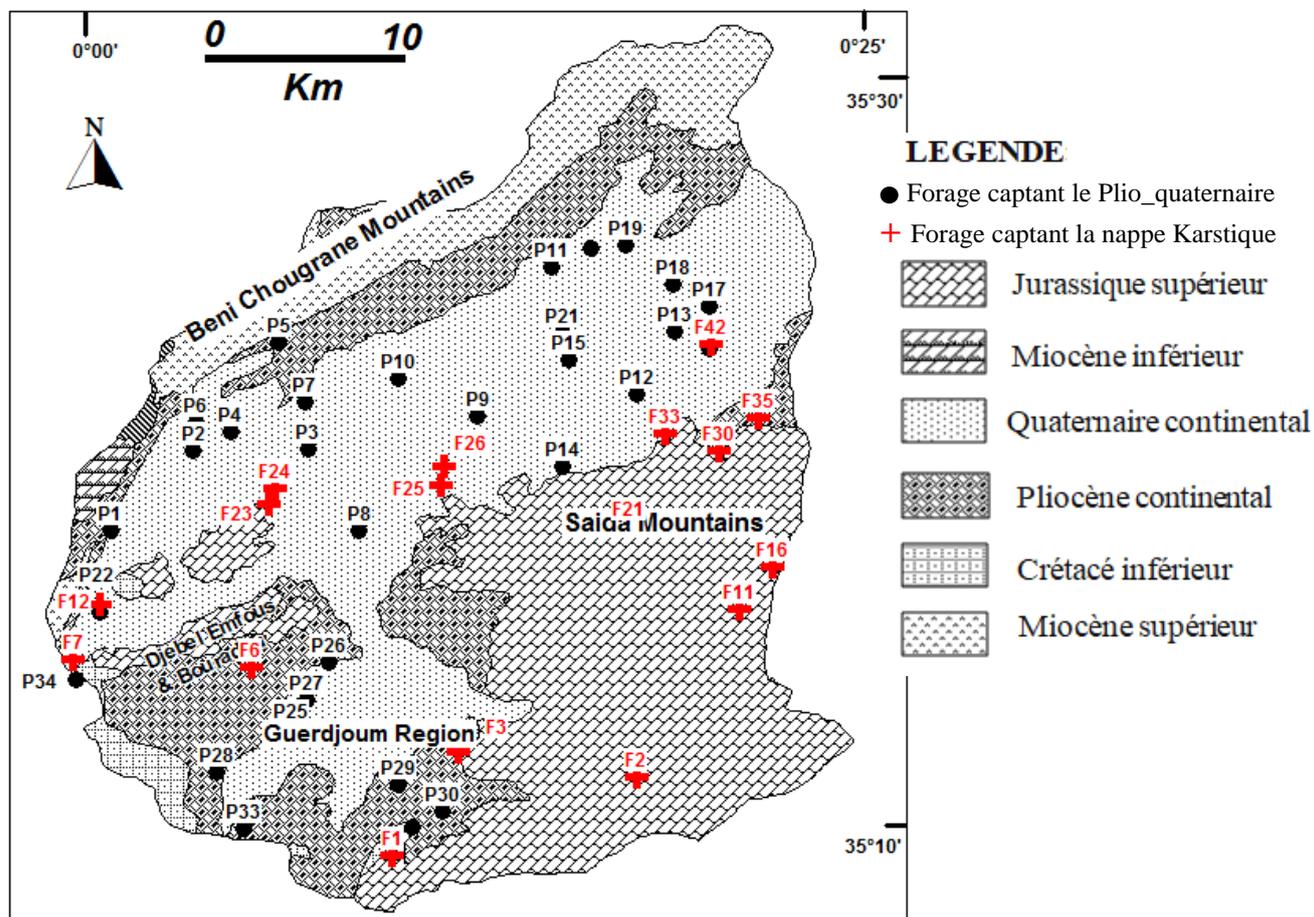


Figure 46: situation géographique des forages retenue pour l'étude hydrochimique

#### IV.2.1 Balance Ionique (BI)

La fiabilité de l'analyse des échantillons d'eau a été vérifiée par l'erreur d'équilibre de charge qui repose sur le principe d'équivalence entre la somme des anions et des cations lorsque les concentrations sont exprimées en (meq/L). La BI a été déterminé selon l'expression suivante:

$$BI(\%) = \frac{\sum \text{cations} - \sum \text{anions}}{\sum \text{cations} + \sum \text{anions}} \times 100$$

Une analyse chimique de l'eau est considérée comme représentative et acceptable lorsque le bilan ionique est inférieur ou égal à  $\pm 5\%$  (Kouassi et al., 2013 ; Hamed et al., 2013, 2014a). Les 50 échantillons d'eau présentait une erreur relative (%BI) de  $< \pm 5\%$ , ils ont donc tous été utilisés dans cette étude.

### IV.3 Caractérisation hydrochimique de la nappe du Jurassique

#### IV.3.1 Statistiques descriptive

Des statistiques descriptives élémentaires des concentrations des ions majeurs et des propriétés physiques ont été calculées pour cet aquifères et les résultats sont représentés sur le tableau 29. Une comparaison entre la moyenne et la médiane des paramètres étudiés montre que les médianes sont inférieures aux moyennes pour le système étudié. En effet, on peut déduire alors que la distribution statistique de ces concentrations est positivement dissymétrique c'est-à-dire de type log normale. Il faut également signaler que la plus parts des valeurs sont faibles à modérée, et malgré cela, l'existence de quelques forte valeurs a beaucoup influencée la valeur de la moyenne.

**Tableau 29** : Statistiques descriptives des Paramètres physicochimiques de l'aquifère Karstique.

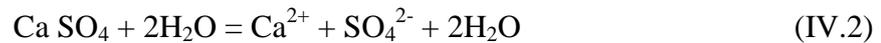
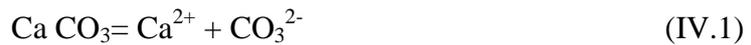
Paramètre	Normes OMS	Normes Algériennes	Min	Max	Moy	Ecart type
Ca <sup>2+</sup>	200	200	18	143	73	26
Mg <sup>2+</sup>	150	150	38	140	71	22
Na <sup>+</sup>	200	200	22	119	86	25
K <sup>+</sup>	12	20	1	7	4	2
Cl <sup>-</sup>	250	500	33	404	121	96
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	250	400	53	192	84	34
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-	-	323	763	493	93
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	50	50	3	54	24	16
pH	6.5-9.2	<9.0	7	8	7	0.20
EC	1500	2800	676	1858	929	320
TDS	1000	2000	760	1574	956	189

#### IV.3.1.1 Conductivité électrique et concentration totale en solides dissous (TDS)

La conductivité électrique fournit une estimation directe de la minéralisation totale des eaux. Elle est principalement influencée par la concentration des ions chargés présents dans l'eau, qui dépend de la nature lithologique des formations géologiques et de la durée pendant laquelle l'eau interagit avec ces formations (**Kenniche, 2023**). Les mesures de la conductivité électrique des eaux présentent une gamme de valeurs allant de 676 à 1858  $\mu\text{s}/\text{cm}$ , avec une moyenne d'environ 929  $\mu\text{s}/\text{cm}$ . Quant aux mesures de la concentration totale en solides dissous (TDS), varient de 760 à 1574 mg/l, avec une moyenne d'environ 965 mg/l. La plupart des concentrations se situent dans les limites recommandées par l'Organisation mondiale de la santé (OMS) et les directives algériennes de 2011. Cependant 3% des échantillons sont au-dessus de la limite recommandée par l'organisation mondiale de la santé.

#### IV.3.1.2 Concentration des ions $\text{Ca}^+$ et $\text{Mg}^{2+}$

Les concentrations des ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  évoluent de manière synchronisée et résultent de la dissolution de diverses roches et sols. Le calcium est un élément métallique alcalino-terreux qui joue un rôle significatif dans la mesure de la dureté de l'eau. La présence d'ions calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ) dans l'eau provient principalement de deux sources naturelles : soit de la dissolution de composés carbonatés (comme le  $\text{CaCO}_3$ ), soit de la dissolution de composés gypseux (comme le  $\text{CaSO}_4$ ).



Le magnésium est un élément essentiel à la croissance et il favorise les réactions métaboliques dans l'organisme. Cependant, en grande quantité, il peut causer des troubles digestifs chez les adultes. Les sources de magnésium sont similaires à celles du calcium, car il provient de la dissolution de formations riches en magnésium, telles que la magnésite et la dolomite, qui sont des carbonates de magnésium.



Les concentrations en ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  varient généralement dans une plage allant de 18 à 143 mg/l pour le calcium et de 38 à 144 mg/l pour le magnésium, avec des moyennes d'environ 73 mg/l et 71 mg/l, respectivement. Ces concentrations se situent dans les limites de potabilité établies par l'Organisation mondiale de la santé (OMS) ainsi que les normes en vigueur en Algérie. Cependant, il est important de noter que des concentrations élevées en calcium et en magnésium peuvent être associées à des problèmes de santé, notamment des maladies rénales.

#### IV.3.1.3 Concentration des ions $\text{Na}^+$ et $\text{K}^+$

Le sodium ( $\text{Na}^+$ ) se révèle être le métal alcalin prédominant et le plus abondant dans les eaux naturelles. Sa principale source provient des évaporites, qui sont essentiellement composées de chlorure de sodium. En dehors de la lixiviation des formations géologiques contenant du chlorure de sodium, il est important de noter que le sodium peut également résulter de la décomposition de sels minéraux tels que les silicates de sodium et d'aluminium. Le potassium est un élément essentiel à la vie, en particulier pour la croissance des végétaux. Il est généralement libéré par l'altération de formations silicatées telles que les gneiss et les schistes, ainsi que par la dissolution d'argiles riches en potassium et d'engrais chimiques de type NPK.

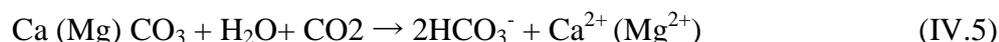
Les concentrations de sodium et de potassium dans l'eau varient en général de 22 à 119 mg/l pour le sodium et de 1 à 7 mg/l pour le potassium. Toutes ces valeurs restent en dessous des recommandations de l'OMS. Il est à noter que des concentrations élevées en sodium peuvent contribuer à l'hypertension et aux maladies cardiaques, tandis que le potassium a un effet laxatif.

#### IV.3.1.4 Concentration en $\text{Cl}^-$

En raison de ses caractéristiques de conservation, le chlorure ( $\text{Cl}^-$ ) se révèle être un indicateur fiable des processus chimiques dans les eaux souterraines. La diminution des concentrations de  $\text{Cl}^-$  témoigne de l'intrusion d'eau douce dans l'aquifère, tandis que l'augmentation des concentrations résultant de divers processus, notamment le mélange avec des eaux plus salines, la dissolution des roches évaporitiques ou la concentration accumulée de  $\text{Cl}^-$  par évapotranspiration provenant d'un aquifère peu profond et non confiné. Les concentrations en ions chlorure varient généralement entre 33 et 404 mg/l, avec seulement deux forages analysés dépassant la norme établie par l'OMS, qui est de 250 mg/L. L'abondance de ces ions dans les nappes phréatiques des zones arides à semi-arides est souvent liée à la présence de roches évaporitiques, en particulier l'halite. Les formations géologiques riches en halite contribuent significativement à l'augmentation des concentrations en ions chlorure dans les eaux souterraines de ces régions.

#### IV.3.1.5 Concentration en $\text{HCO}_3^-$

Il est couramment accepté que le bicarbonate ( $\text{HCO}_3^-$ ) pénètre dans le système des eaux souterraines en raison de l'absorption de dioxyde de carbone ( $\text{CO}_2$ ), selon la réaction chimique suivante :



En outre, l'altération des silicates peut également libérer des ions bicarbonates dans l'eau. Dans le cas des eaux de la nappe du Jurassique supérieur, on observe des concentrations significatives en bicarbonates (ou hydrogénocarbonate), qui varient généralement entre 323 et 763 mg/l, avec une moyenne de 493 mg/l. Cette variation reflète des échanges importants entre la formation géologique et la phase aqueuse (**Bekkoussa, 2020**).

#### IV.3.1.6 Concentration en $\text{SO}_4^{2-}$

Les origines des sulfates dans les eaux sont variées. Les origines naturelles sont l'eau de pluie (évaporation d'eau de mer:  $1 < c < 20$  mg/l), les argiles, la dissolution des formations gypseuses, et plus rarement de roches magmatiques (galène, blende, pyrite). Les origines anthropiques sont la combustion de charbon et de pétrole qui entraîne une production importante de sulfures (qu'on retrouve dans les pluies), et l'utilisation d'engrais chimique et de lessive. D'une façon générale, la présence de sulfate dans des eaux naturelles "non polluées" invoque la présence de gypse ou de pyrite. D'un autre côté la concentration en sulfates dans les eaux naturelles est très variable, mais ne dépasse généralement pas le gramme par litre (1 g/L), et les normes algériennes ont fixé cette teneur en sulfate admissible de l'eau potable à 400mg/l (tableau 29). Les concentrations en ions sulfate varient généralement entre 53 et 192 mg/l, avec une moyenne d'environ 84 mg/l. L'origine probable du sulfate dans la nappe étudiée est liée à la dissolution des marnes gypseuses du Miocène, qui constituent la couche supérieure de l'aquifère du Jurassique. La dissolution des formations géologiques riches en gypse contribue à l'augmentation des concentrations en sulfate dans l'eau souterraine.

#### IV.3.1.7 Concentration des ions $\text{NO}_3^-$

Les nitrates sont la forme la plus oxydée de l'azote et sont très solubles dans l'eau (**Mtoni et al. 2012**). Les nitrates dans l'eau souterraine peuvent provenir de diverses sources, notamment l'agriculture et les activités humaines, et leur présence accrue au-delà des limites recommandées peut avoir des conséquences sur la qualité de l'eau et la santé publique.

Les concentrations naturelles de nitrates dans les eaux souterraines de la nappe du jurassique sont généralement basses à modérées, avec une moyenne d'environ 24 mg/L. Seuls deux forages analysés dépassaient la norme établie par l'OMS, qui est de 50 mg/L. Ceci indique que la nappe reste plus ou moins protégée par rapport aux pollutions extérieures.

#### IV.3.1.8 Le pH

Le pH de l'eau conditionne les équilibres physico-chimiques, en particulier l'équilibre calco-carbonique et donc l'action de l'eau sur les carbonates (attaque ou dépôt). Le pH est acide dans les eaux des aquifères sableux ou granitique. Il est alcalin dans les calcaires. Les mesures du pH des eaux de la nappe du Plio-quatenaire montrent des valeurs qui se situent généralement entre 7 et 8, avec une moyenne d'environ 7. Ces valeurs se trouvent dans les limites de potabilité, ce qui suggère que les eaux de la nappe calcaire dolomitique du Jurassique sont légèrement alcalines. Il est important de noter que tous les échantillons d'eaux souterraines ont des niveaux

de pH inférieurs aux recommandations établies par l'OMS en 2011 ainsi qu'aux normes algériennes.

#### IV.3.2 Détermination des principaux faciès hydrochimiques

Dans le but de bien identifier les faciès hydrochimiques et d'avoir une indication sur l'aspect qualitatif des eaux souterraines, la représentation graphique des résultats d'analyses s'avère un outil précieux. Pour atteindre cet objectif, on a eu recours au diagramme de Piper. La réalisation de ce diagramme a été faite en utilisant le logiciel **Diagrammes**, conçu par Roland Simler (Laboratoire d'hydrogéologie, Université d'Avignon, 2004).

Le diagramme de Piper utilise les éléments majeurs pour représenter les différents faciès des eaux souterraines. Il permet également de voir l'évolution d'une eau, passant d'un faciès à un autre, grâce à des analyses espacées dans le temps ou des analyses d'échantillons pris à des endroits différents. Le diagramme de Piper est très utile pour représenter toutes autres sortes de groupes d'analyses. Il est composé de deux triangles et un losange. Les deux triangles (un triangle portant les cations et un autre les anions) sont d'abord remplis puis ensuite le losange. Les valeurs utilisées sont exprimées en  $\%.meq.L^{-1}$ .

La caractérisation des données hydrogéochimiques peut se faire en évaluant le faciès hydrochimique de l'eau, communément appelé type d'eau, à l'aide de divers tracés comme le diagramme de Piper, le diagramme de Schoeller, le diagramme de Durov, le diagramme de Stabler (**Tamma Rao et al., 2015**).

La projection des points d'eau dans le diagramme de Piper révèle que les eaux de l'aquifère karstique du bassin d'Oued Fékan présentent des différences marquées et sont caractérisées par trois faciès géochimiques distincts (**Figure 47**).

Le premier type,  $HCO_3$ -Mg, est prédominant et se retrouve dans la majorité des échantillons analysés, représentant 76 % d'entre eux. Ce faciès est probablement associé à l'altération de la roche encaissante.

Le deuxième faciès,  $HCO_3$ -Na, est présent dans 17 % des échantillons collectés. Il est principalement lié à l'altération des roches carbonatées et au processus d'échange d'ions entre le calcium (Ca) et le sodium (Na).

Environ 7 % des échantillons recueillis sont caractérisés par un faciès Cl-Mg, qui pourrait être associé à la dissolution d'évaporites telles que l'halite. Ce type d'eau est principalement observé dans les forages situés au Nord-Ouest et au Sud-ouest (**Figure 48**), où la présence de minéraux évaporitiques, notamment les marnes salées du Miocène, ont été identifiées.

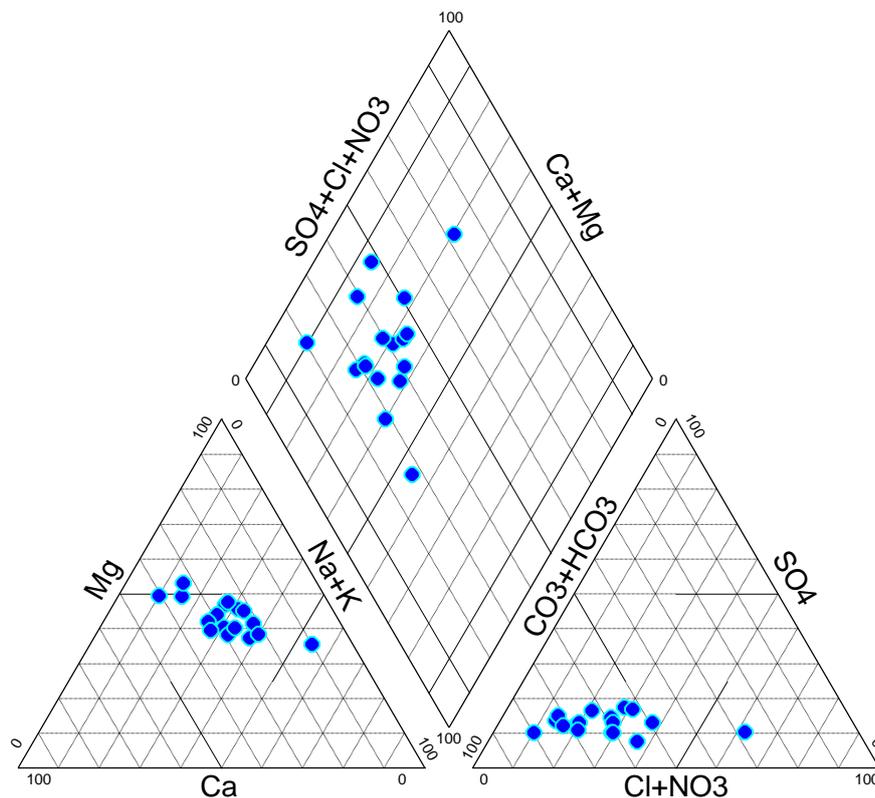


Figure 47 : Diagramme de piper et faciès chimiques des eaux de l'aquifère Karstique

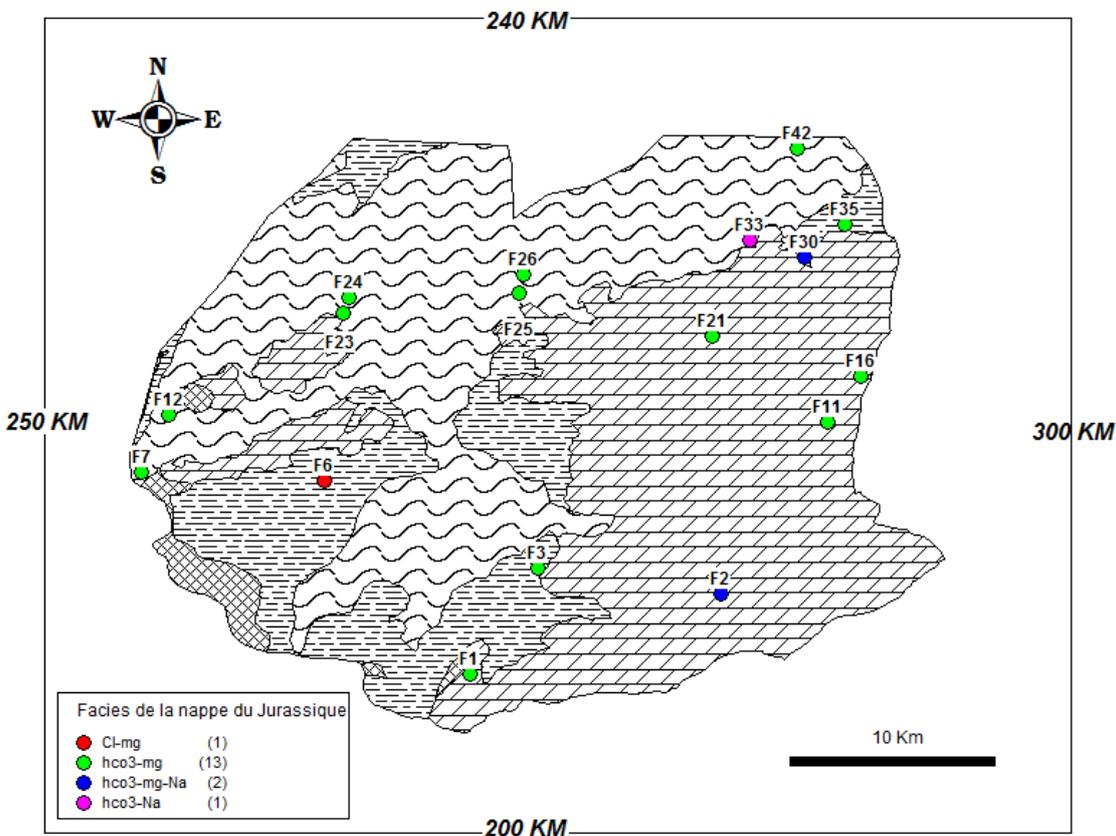


Figure 48 : Répartition géographique des faciès chimiques.

### IV.3.3 Analyse statistique multivariable

L'analyse statistique multivariable est une approche puissante pour obtenir une vue synthétique de l'ensemble des données tout en prenant en compte leur structure interne. Ces analyses multivariées simplifient l'interprétation des données en résumant les informations contenues dans le tableau des résultats analytiques de manière plus concise et généralement plus significative (**Bekkoussa, 2009**).

Dans le but d'étudier les mécanismes responsables de la minéralisation des eaux et d'identifier les facteurs qui influent sur la composition chimique des eaux, le traitement des données a été effectué en utilisant le logiciel XLSTAT 2015.6. Cette approche permet de tirer des conclusions plus approfondies à partir des données recueillies, de détecter des tendances, et d'identifier les relations entre différentes variables chimiques, géologiques, ou environnementales qui peuvent influencer la composition des eaux souterraines dans la région étudiée.

#### IV.3.3.1 Matrice de corrélation

La corrélation est une notion couramment utilisée dans toutes les applications statistiques. Elle permet d'étudier la liaison que l'on rencontre fréquemment entre deux variables dans toutes les sciences appliquées. Toutefois, la définition statistique de la corrélation est plus précise que le sens courant du terme : elle ne concerne que des variables statistiques quantitatives, c'est-à-dire dont on peut calculer les moyennes. Afin d'établir les relations entre les paramètres physico-chimiques, et d'identifier l'origine probable des solutés, une matrice de corrélation de Pearson a été calculée, comme le montre le tableau 30. Les relations sont considérées comme fortes, modérées ou faibles lorsque le coefficient de corrélation est supérieur à 0,7, entre 0,7 et 0,5, ou moins de 0,5, respectivement (**Esmaeili et al., 2018 ; Owoyemi et al., 2019 ; Liu et al., 2020**).

**Tableau 30** : Matrice de corrélation de Pearson.

Variabes	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	NO <sub>3</sub>	PH	EC
Ca	<b>1</b>									
Mg	<b>0.85</b>	<b>1</b>								
Na	-0.37	-0.09	<b>1</b>							
K	-0.16	-0.23	<b>0.61</b>	<b>1</b>						
Cl	<b>0.60</b>	<b>0.67</b>	0.34	0.22	<b>1</b>					
SO <sub>4</sub>	<b>0.64</b>	<b>0.73</b>	0.14	0.22	<b>0.49</b>	<b>1</b>				
HCO <sub>3</sub>	<b>0.50</b>	0.47	<b>-0.53</b>	-0.36	-0.11	<b>0.55</b>	<b>1</b>			
NO <sub>3</sub>	-0.14	-0.13	-0.10	-0.31	-0.24	-0.35	-0.24	<b>1</b>		
PH	-0.17	-0.18	0.06	0.20	-0.01	-0.24	-0.21	-0.24	<b>1</b>	
EC	<b>0.80</b>	<b>0.89</b>	0.10	0.11	<b>0.85</b>	<b>0.81</b>	0.34	-0.28	-0.137	<b>1</b>

Le tableau 30 met en évidence des corrélations positives significatives entre la conductivité électrique et plusieurs éléments chimiques, à savoir le calcium ( $r = 0,80$ ), le magnésium ( $r = 0,89$ ), les chlorures ( $r = 0,85$ ) ainsi que les sulfates ( $r = 0,81$ ). Ces corrélations positives suggèrent que ces éléments contribuent de manière substantielle à la minéralisation des eaux souterraines dans l'aquifère en question. En revanche, les ions sodium, potassium et nitrates présentent des corrélations très faibles avec la conductivité électrique ( $r < 0,5$ ), indiquant une contribution limitée de ces ions à la salinité globale des eaux de l'aquifère.

La bonne corrélation entre les ions magnésium ( $Mg^{2+}$ ) et sulfate ( $SO_4^{2-}$ ) ( $r = 0,73$ ), ainsi qu'entre le magnésium ( $Mg^{2+}$ ) et les chlorures ( $Cl^-$ ) ( $r = 0,67$ ), suggère que ces éléments peuvent être attribués à l'altération des minéraux contenant respectivement du sulfate de magnésium et du chlorure de magnésium. Une forte corrélation ( $r=0,85$ ) existe entre le  $Ca^{+2}$  et le  $Mg^{+2}$  indiquant la bonne participation de ces ions dans la salinisation totale des eaux par le processus de la dissolution des dolomies. Une forte corrélation entre les ions  $Ca^{+2}$  et  $SO_4^{2-}$  ( $r = 0,64$ ) indique une origine commune pour ces deux éléments qui est probablement la dissolution des gypses.

Par ailleurs, des corrélations négatives sont observées entre le pH et les paramètres associés à la minéralisation, à savoir les chlorures, le magnésium et le calcium. Ceci peut s'expliquer par le fait que les eaux les plus chargées en sels (et donc les plus minéralisées) présentent généralement un pH inférieur à la moyenne des eaux de la nappe étudiée. Il est donc probable que ces eaux proviennent de l'infiltration à partir de la surface du sol.

Ces corrélations fournissent des indications importantes sur les processus hydrochimiques qui influencent la composition chimique des eaux souterraines dans cette région.

#### IV.3.3.2 Analyse en composante principal (ACP)

C'est un outil très utile pour l'interprétation des données géochimiques. Elle permet de réarranger ces données d'une manière à les présenter sous une forme plus explicite quant aux processus et facteurs qui influencent la chimie des eaux (**Usunoff et Guzman, 1989**).

L'analyse en composantes principales (ACP) est largement appliquée aux ensembles de données hydrochimiques pour identifier l'influence des activités naturelles ou anthropiques sur la qualité des eaux souterraines (**Loni et al., 2014 ; Singh et al., 2017**), comme dans le cas de cette étude. Le tableau de données est transformé en une nouvelle ensemble orthogonale et non corrélé de facteurs appelés composantes principales (CP).

La composante principale (CP) peut être exprimée comme (**Dugga et al., 2020**) :

$$Z_{ij} = \alpha_{i1}X_{1j} + \alpha_{i2}X_{2j} + \alpha_{i3}X_{3j} + \dots + \alpha_{im}X_{mj} \quad (\text{IV.6})$$

Où :  $Z$  est le score du composant,  $\alpha$  est la charge du composant,  $X$  est la valeur mesurée de la variable,  $i$  est le numéro du composant,  $j$  est le numéro de l'échantillon et  $m$  est le nombre total de variables.

En raison des différentes dimensions et unités de variables chimiques, chaque paramètre doit être standardisé par la transformation du score  $z$  (Güler et al., 2002 ; Nguyen et al., 2020) comme suit.

$$Z_i = (X_i - \mu) / S \quad (\text{IV.7})$$

Où :  $Z_i$  est la variable standardisée,  $X_i$  est les données d'origine,  $\mu$  et  $S$  sont la moyenne et l'écart type des ensembles de données, respectivement.

Le nombre de CP extraits est égal au nombre de paramètres inclus dans l'analyse, cependant, seuls les CP ayant des valeurs propres supérieures à 1 sont généralement pris en compte dans l'interprétation, sur la base du critère de Kaiser (Kaiser, 1960). La première composante principale a la valeur propre la plus élevée et représente le plus de sources de variation des données d'origine, suivie de la seconde composante et ainsi de suite. L'adéquation de la solution factorielle a été vérifiée par l'indice Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) et le test de sphéricité de Bartlett. Si le KMO est supérieur à 0,5, l'analyse factorielle est appropriée pour fournir une réduction significative de la taille des données (M'nassri et al., 2019). Les saturations factorielles représentent le coefficient de corrélation entre la composante variable et la composante principale. Les coefficients de charge des composants varient entre -1 et 1, lorsque les valeurs maximales expriment une forte corrélation et que les valeurs proches de 0 expriment une faible ou une absence de corrélation. La plage des chargements peut être maximisée à l'aide de la méthode de rotation normalisée Varimax (Gholizadeh et al., 2016) et également utilisée dans cette étude. L'ACP a été réalisée à l'aide du logiciel Xlstat (version 2015.6) et appliquée à l'ensemble des données hydrochimiques de 17 échantillons et 10 paramètres ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{NO}_3^-$ , pH et EC).

Les résultats présentés au tableau 31 ont pour objectif de faire représenter les différents résultats des analyses physico-chimiques sous forme de facteurs. Les trois facteurs expriment 78,96 % de la variance totale, ces trois axes suffisent donc pour expliquer la variance du système.

Le premier facteur, F1, explique 42,86 % de la variance totale. Il présente une corrélation significative avec plusieurs paramètres chimiques, notamment une forte corrélation avec la conductivité électrique (0,95), le calcium (0,88), le magnésium (0,93), le sulfate (0,86), le chlorure (0,72) et les bicarbonates (0,53). Ce facteur est essentiellement lié à la minéralisation

ou à la salinité des eaux. Il représente le mécanisme prédominant qui influence la composition chimique des eaux dans l'aquifère karstique. Le deuxième Axe (F2) exprime 23.61 % de la variance totale. On observe une corrélation significative entre le potassium et le sodium avec le Facteur F2, ce qui peut être expliqué par l'influence des silicates (le feldspath potassique ( $(K,Na)AlSi_3O_8$ ) entre autre dans cet aquifère. Une corrélation négative entre les bicarbonates et le facteur F2 peut être attribuée à l'existence de deux types d'eau avec des caractéristiques différentes. Le troisième facteur (F3) exprime 12.48 % de la variance totale, Il est caractérisé par une corrélation positive de l'ion  $NO_3^-$  (0.75) et une corrélation négative du paramètre pH (-0,55). Les nitrates ont une origine anthropique et ils ont tendance à abaisser le pH de l'eau en formant des acides nitriques. Par conséquent, Le Facteur 3 exprime l'axe de la pollution extérieure.

**Tableau 31** : Résultat de l'analyse en composante principale de la nappe du Jurassique

	F1	F2	F3
Ca	<b>0.888</b>	-0.228	0.033
Mg	<b>0.934</b>	-0.112	0.147
Na	-0.065	<b>0.865</b>	0.249
K	-0.023	<b>0.833</b>	-0.169
Cl	<b>0.726</b>	0.481	0.257
SO4	<b>0.861</b>	0.142	-0.106
HCO3	<b>0.536</b>	<b>-0.597</b>	-0.412
NO3	-0.320	-0.335	<b>0.754</b>
PH	-0.215	0.308	<b>-0.557</b>
EC	<b>0.956</b>	0.198	0.096
Valeur propre	4.29	2.36	1.25
Variabilité (%)	42.86	23.61	12.48
% cumulé de la variance	42.86	66.47	78.96

### IV.3.4 Relations entre les ions majeurs

Afin de bien souligner les processus majeurs contrôlant la chimie des eaux souterraines dans l'aquifère karstique du bassin d'oued Fékan, les principaux diagrammes ci-dessous sont réalisés.

#### IV.3.4.1 Diagramme de Gibbs

Le diagramme de Gibbs trace le TDS en fonction du rapport  $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$  et  $\text{Cl}^- / (\text{Cl}^- + \text{HCO}_3^-)$  et permet d'identifier les mécanismes qui contrôlent la chimie des eaux tels que : les précipitations atmosphériques, l'altération des roches, l'évaporation et la cristallisation ou la précipitation des minéraux (Ruiz-Pico et al., 2019). Le diagramme de Gibbs (figure 49) révèle que tous les échantillons se trouvent dans la zone dominance de l'altération la roche encaissante. Ces diagrammes mettent clairement en évidence que la composition des eaux souterraines est influencée par les processus d'altération et/ou de dissolution des roches en contact avec l'eau. De plus, il est notable que les concentrations en ions bicarbonate sont nettement supérieures à celles des sulfates et des chlorures pour la plupart des échantillons. Cela suggère que l'interaction entre l'eau et les formations géologiques, plutôt que l'apport de polluants provenant de l'atmosphère ou du sol, est le processus prédominant qui contrôle l'évolution chimique de ces eaux (Rose, 2002).

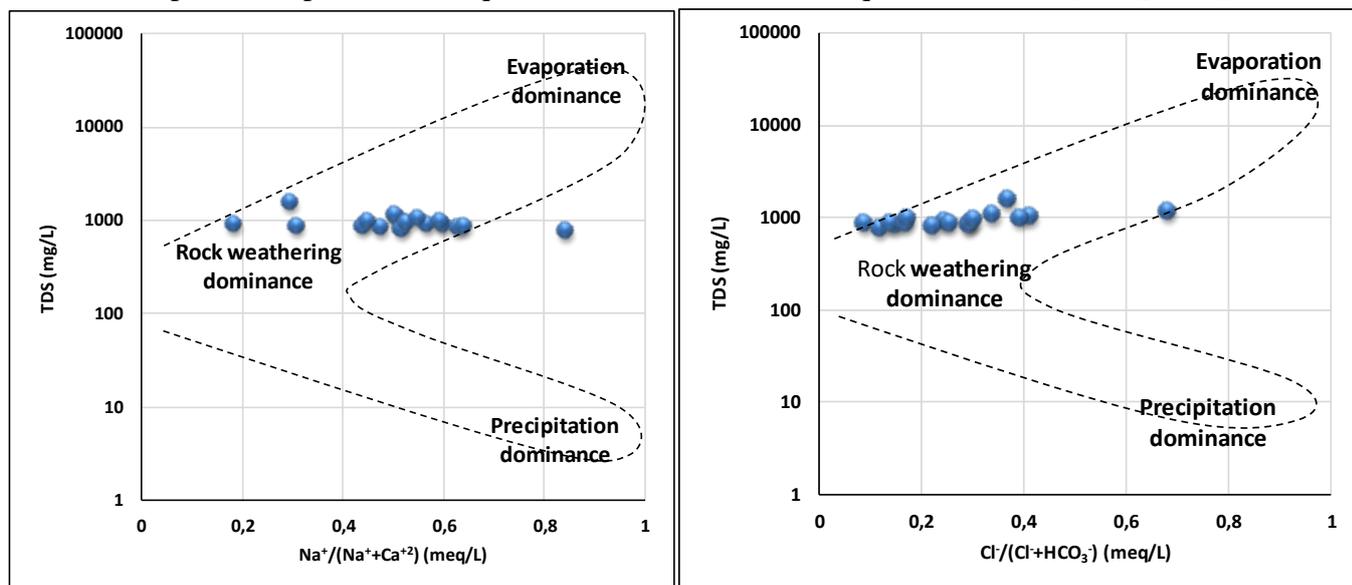


Figure 49 : Projection des échantillons de la nappe karstique sur le Diagrammes de Gibbs

#### IV.3.4.2 Le couple $\text{Ca}^{+2} / \text{Mg}^{+2}$

La figure 50 montre que les échantillons d'eau tombent principalement dans des zones représentatives de la dissolution de la dolomite, indiquant ainsi que l'altération des roches dolomitiques est le principal processus d'altération des roches affectant les caractéristiques hydrochimiques des eaux souterraines de la nappe de jurassique. En général, l'échange de cations

peut être aussi l'un des processus importants affectant les caractéristiques chimiques des eaux souterraines dans la région (Li et al., 2015 ; Liu et al., 2020b).

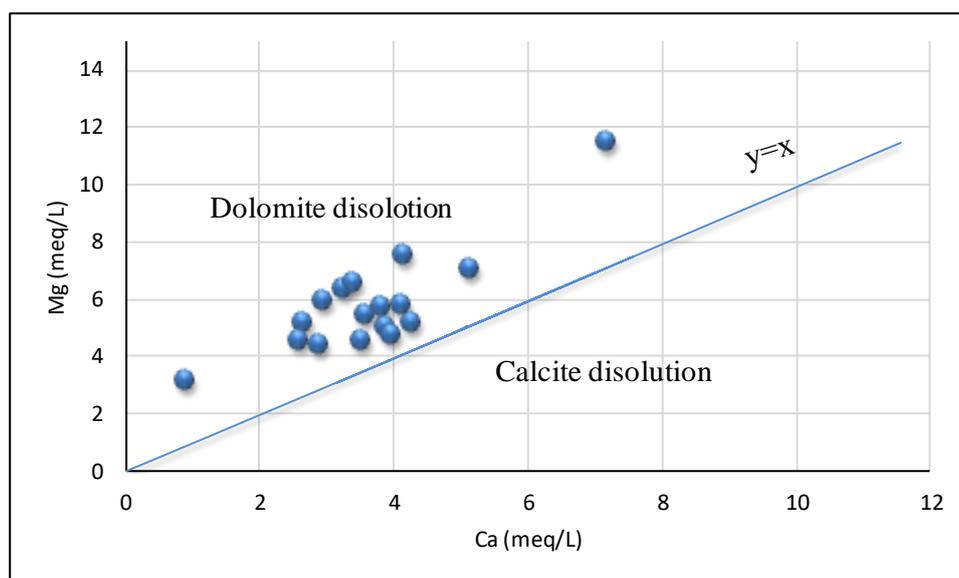
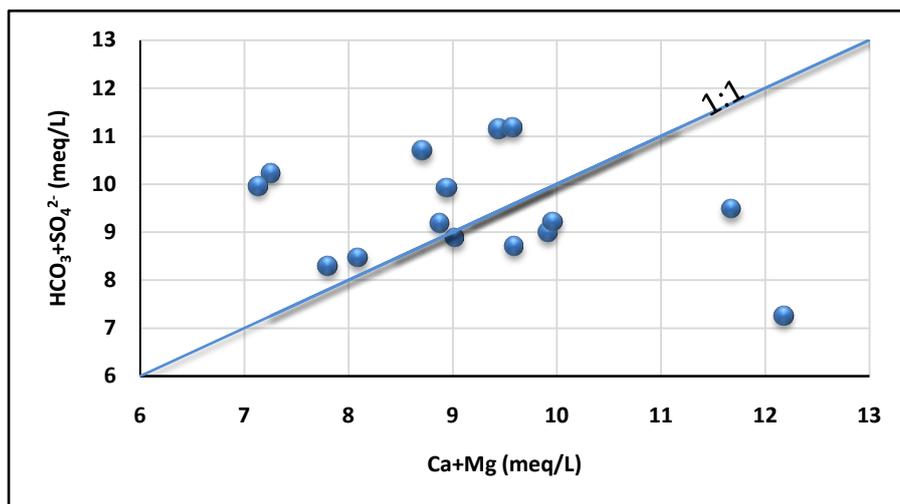


Figure 50 : Relation entre Ca vs Mg

#### IV.3.4.3 Relation entre $(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ vs $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$

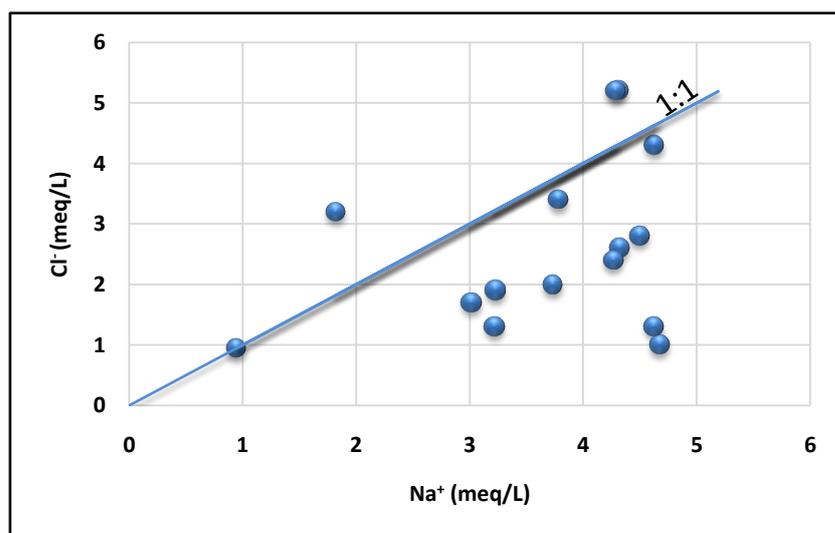
Si l'altération des carbonates et la dissolution des minéraux sulfatés contribuent de manière significative aux caractéristiques hydrochimiques des eaux souterraines, le rapport  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  vs  $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ , exprimé en méq, devrait être environ 1 (Nematollahi et al., 2016 ; Yang et al., 2016). Lorsque  $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) > 1$ , l'altération des silicates ont un impact dominant sur l'hydrochimie des eaux souterraines, alors que si le rapport  $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) / (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}) < 1$  cela indique que l'hydrochimie des eaux souterraines est principalement influencée par la dissolution des minéraux carbonatés (Nematollahi et al., 2016 ; Yang et al., 2016). Comme le montre la figure 51, tous les échantillons d'eau étaient principalement concentrés des deux côtés de la ligne 1 : 1, et quelques échantillons d'eau ont été tracés sur la ligne 1 : 1, ce qui indique que les caractéristiques hydrochimiques des eaux souterraines de la nappe karstique étaient dominées par la dissolution des minéraux carbonatés et silicatés en même temps.



**Figure 51** : Relation entre (HCO<sub>3</sub> + SO<sub>4</sub>) vs (Ca + Mg)

#### IV.3.4.4 Le couple Na<sup>+</sup> / Cl<sup>-</sup>

Si le Na<sup>+</sup> et le Cl<sup>-</sup> dans les eaux souterraines proviennent principalement de la dissolution de l'halite (NaCl → Na<sup>+</sup> + Cl<sup>-</sup>), le rapport Na<sup>+</sup>/Cl<sup>-</sup> sera de 1 (Liu et al., 2019b ; Li et al., 2016). Comme le montre la figure 52, les échantillons d'eau souterraine la nappe profonde du bassin d'oued Fékan étaient principalement concentrés dans le coin inférieur droit, tandis qu'une petite partie des échantillons d'eau souterraine ont été répartis dans le coin supérieur. Ce qui suggère que la dissolution de l'halite n'a pas affecté de manière significative les caractéristiques hydrochimiques des eaux souterraines. De plus, les échantillons d'eau souterraine tracés sur le côté droit de la ligne 1:1 (Na<sup>+</sup>/Cl<sup>-</sup>) pourraient être influencés par l'altération des silicates (Liu et al., 2021 ; Li et al., 2015).

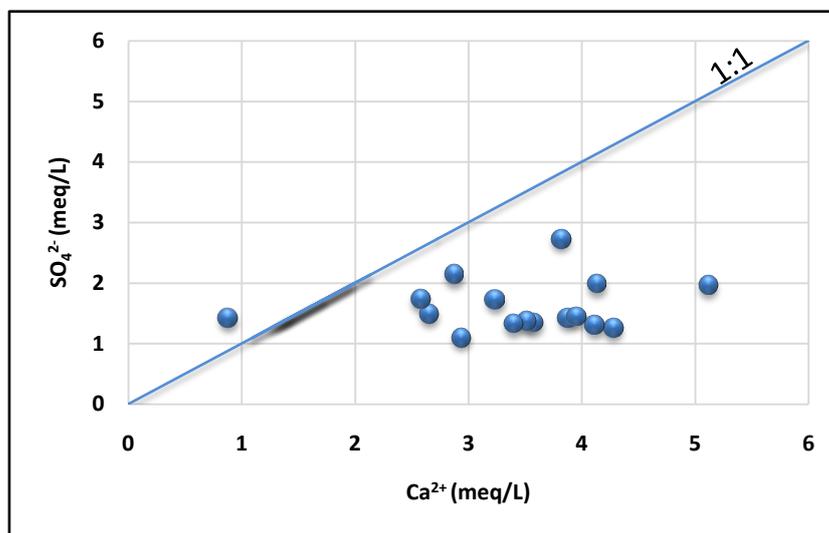


**Figure 52** : Relation entre les ions Na<sup>+</sup> vs Cl<sup>-</sup>

#### IV.3.4.5 Le couple $\text{Ca}^{+2} / \text{SO}_4^{2-}$

Le graphe binaire de variation du  $\text{Ca}^{2+}$  en fonction du  $\text{SO}_4^{2-}$ , tel que présenté dans la **figure 53**, indique que tous les points d'eau se trouvent au-dessus de la ligne 1:1. Cette disposition suggère qu'il y a un excès de  $\text{Ca}^{2+}$  par rapport au  $\text{SO}_4^{2-}$  observé dans les échantillons d'eau. Cette observation pourrait être interprétée comme une indication qu'il existe une autre source pour le calcium en plus de la dissolution du gypse.

En d'autres termes, la concentration de calcium dans l'eau ne peut pas être entièrement expliquée par la simple dissolution du gypse (sulfate de calcium). Il est possible qu'il y ait d'autres sources de calcium qui contribuent à l'augmentation de sa concentration dans les eaux souterraines de la région étudiée. Cela peut être dû à divers facteurs géologiques, hydrochimiques ou environnementaux qui influencent la composition chimique de l'eau et la distribution des ions dans l'aquifère.



**Figure 53** : Relation entre les ions  $\text{Ca}^{+2}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$

#### IV.3.4.6 Les échanges cationiques

De manière générale, l'échange de cations peut également exercer une influence significative sur l'évolution chimique des eaux souterraines (**Zhang et al., 2018 ; Liu et al., 2021**). La relation entre les ions majeurs peut être utilisée pour déterminer si l'échange cationique a influencé le système d'eau souterraine. Un rapport équivalent de  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} - \text{HCO}_3^- - \text{SO}_4^{2-}$  vs  $\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-$  qui est proche de -1 (**Liu et al., 2019a ; Zhang et al., 2018**) indique que l'échange de cations influence de manière significative la composition chimique des eaux souterraines. Comme le montre la figure 54, les échantillons d'eaux souterraines ont été principalement tracés le long de la ligne  $y = -x$ , indiquant que l'échange cationique a fortement influencé les eaux souterraines de l'aquifère étudié.

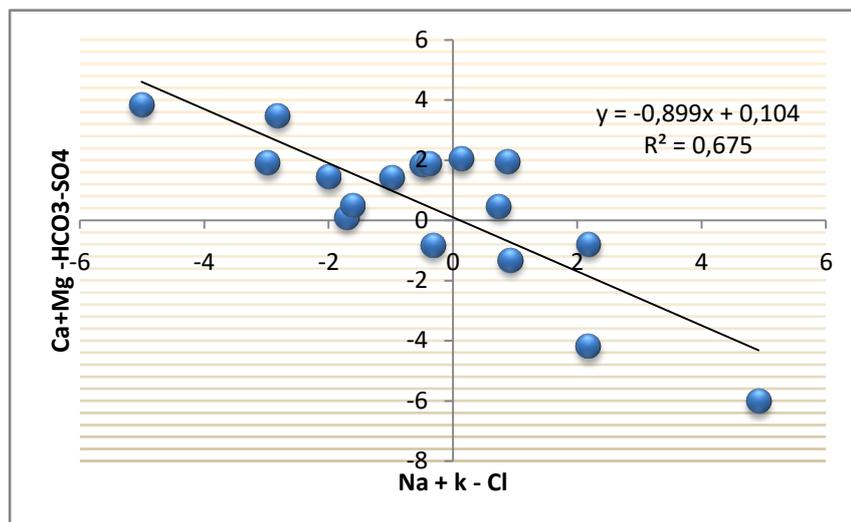


Figure 54 : Diagramme d'échange cationique

#### IV.3.4.7 Le rapport CAI-I vs CAI-II

La figure 54 à déjà illustrée l'impact des échanges cationiques sur les eaux de l'aquifère. Cependant afin de distinguer s'il s'agit d'un échange cationique direct ou inverse on calcule les indices CAI-I et CAI-II. L'indice chlore-alcali (CAI) peut être s'exprimé par la relation suivante (Liu et al., 2019b) :

$$\text{CAI - I} = \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{Cl}^-} \quad (\text{IV.8})$$

$$\text{CAI - II} = \frac{\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{CO}_3^{2-} + \text{NO}_3^-} \quad (\text{IV.9})$$

Un CAI < 0 indique qu'un échange de cations direct s'est produit au cours duquel le  $\text{Ca}^{2+}$  dans les eaux souterraines a été échangé avec  $\text{Na}^+$  dans l'aquifère, tandis qu'un CAI > 0 indique qu'un échange de cations inverse s'est produit. La figure 55 montre que plusieurs points d'échantillonnage d'eau dans le bassin d'oued Fékan se situent dans la zone CAI > 0, indiquant ainsi que l'échange cationique inverse domine.

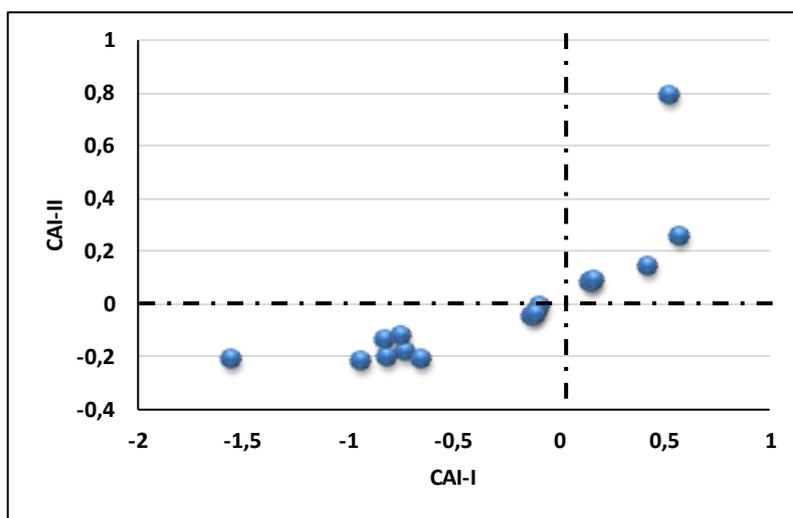


Figure 55 : Rapport CAI-I vs CAI-II

#### IV.3.4.8 Le couple ( $Mg^{+2} / Ca^{+2}$ ) vs $Cl^-$

Dans (Senthilkumar et al., 2023), il est déterminé que des valeurs faibles du rapport Mg/Ca indiquent le domaine de dissolution du carbonates, tandis que des valeurs élevées de ce rapport signifient la dissolution des chlorures de magnésium ( $MgCl_2$ ) (Singh et al., 2017). La figure 56 montre que les échantillons d'eau tombent principalement dans des zones représentatives de la dissolution de la calcite et de la dolomite (le rapport Mg/Ca varie entre 0.5 et 1.5) confirmant que la composition hydrochimique des eaux est plus impactée par la dissolution des carbonates. Cependant, les échantillons avec un rapport Mg/Ca supérieur à 1.5 sont probablement impactés par la dissolution de  $MgCl_2$ , et ce compte tenu de la bonne corrélation observée entre  $Mg^{2+}$  et  $Cl^-$  ( $R = 0.67$ ).

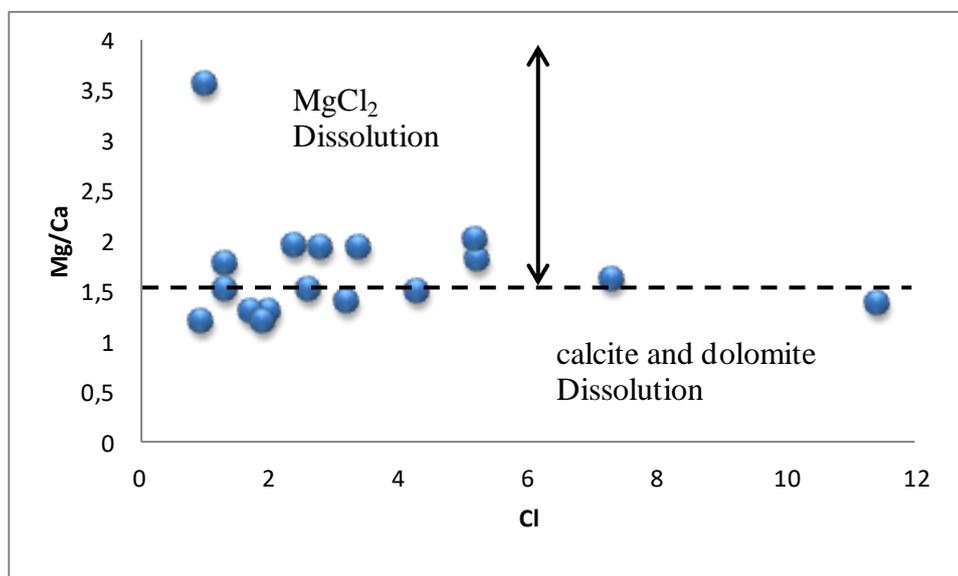


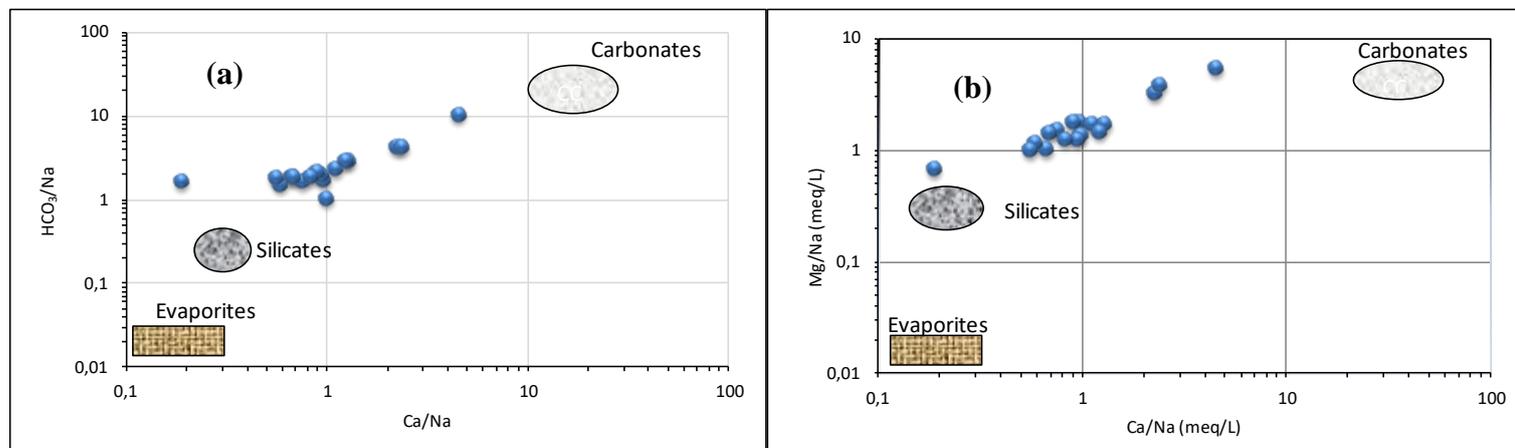
Figure 56 : Relation Mg /Ca vs Cl

#### IV.3.4.9 Relation entre : $HCO_3^-/Na^+$ vs $Ca^{+2}/Na^+$ et $Mg^{+2}/Na^+$ vs $Ca^{+2}/Na^+$

Les deux figures 57a et 57b suggèrent clairement l'influence de l'altération des silicates et confirment le rôle important des carbonates dans le processus de minéralisation de l'eau. Une corrélation forte est observée entre les rapports élémentaires Ca/Na et  $HCO_3^-/Na^+$ , avec un coefficient de détermination  $R^2$  de 0,9. Cela démontre de manière convaincante l'influence conjointe des silicates et des carbonates sur la composition chimique de l'eau souterraine. (Ruiz-Pico et al., 2019).

Les silicates proviennent de certaines formations gréseuses incrustées dans l'aquifère jurassique, comme indiqué dans de nombreuses diagraphies stratigraphiques de forages. Il est important de souligner que la contribution de la dissolution des évaporites à la présence de  $Ca^{2+}$  et de  $Mg^{2+}$  est

marginale, ce qui est confirmé par l'éloignement des points au pôle des évaporites. Cette observation renforce l'idée que les carbonates sont les principaux contributeurs à la minéralisation de l'eau dans la région étudiée, avec une contribution secondaire des silicates.



**Figure 57 :** Diagrammes bivariable (a) :  $\text{HCO}_3^-/\text{Na}$  vs  $\text{Ca}/\text{Na}$  ; (b) :  $\text{Mg}/\text{Na}$  vs  $\text{Ca}/\text{Na}$

### IV.3.5 Qualité des eaux

#### IV.3.5.1 Qualité pour la consommation

L'aptitude des eaux à être utilisées en tant qu'eau potable, communément désignée par le terme "potabilisation", est la capacité de l'eau à être consommée en toute sécurité sans présenter de risques pour la santé humaine. En d'autres termes, il s'agit de déterminer si une source d'eau répond aux normes et aux critères de qualité essentiels pour être considérée comme propre à la consommation humaine. Dans le cadre de l'évaluation de la qualité des eaux de la nappe du Jurassique, une mesure employée est l'indice de qualité des eaux souterraines (GWQI). Cet indice constitue un instrument d'évaluation utilisé par les experts en hydrochimie et en qualité des eaux souterraines pour apprécier la qualité globale de l'eau souterraine dans une zone spécifique.

##### IV.3.5.1.1 L'indice de qualité des eaux souterraine (GWQI) :

L'indice GWQI repose généralement sur l'analyse de divers paramètres chimiques et physiques de l'eau souterraine, tels que la concentration en différents ions ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$  et  $\text{NO}_3^-$ ), le pH et la conductivité électrique. Les limites permises pour l'eau potable fixées par les normes de l'OMS ont été utilisées pour calculer le GWQI dans la présente étude. Le calcul de cet indice est basé sur l'équation suivante :

$$\text{GWQI} = \sum \left[ \left( \frac{w_i}{\sum_{i=1}^n w_i} \right) * \left( \frac{C_i}{S_i} * 100 \right) \right] \quad (\text{IV.10})$$

Dans cette équation :

**C<sub>i</sub>** représente la concentration de chaque paramètre.

**S<sub>i</sub>** représente la valeur limite de chaque paramètre fixé par les normes OMS.

**W<sub>i</sub>** représente le poids de chaque paramètre selon son importance relative dans la qualité des eaux de boisson et son impact sur la santé humaine (Tableau 32).

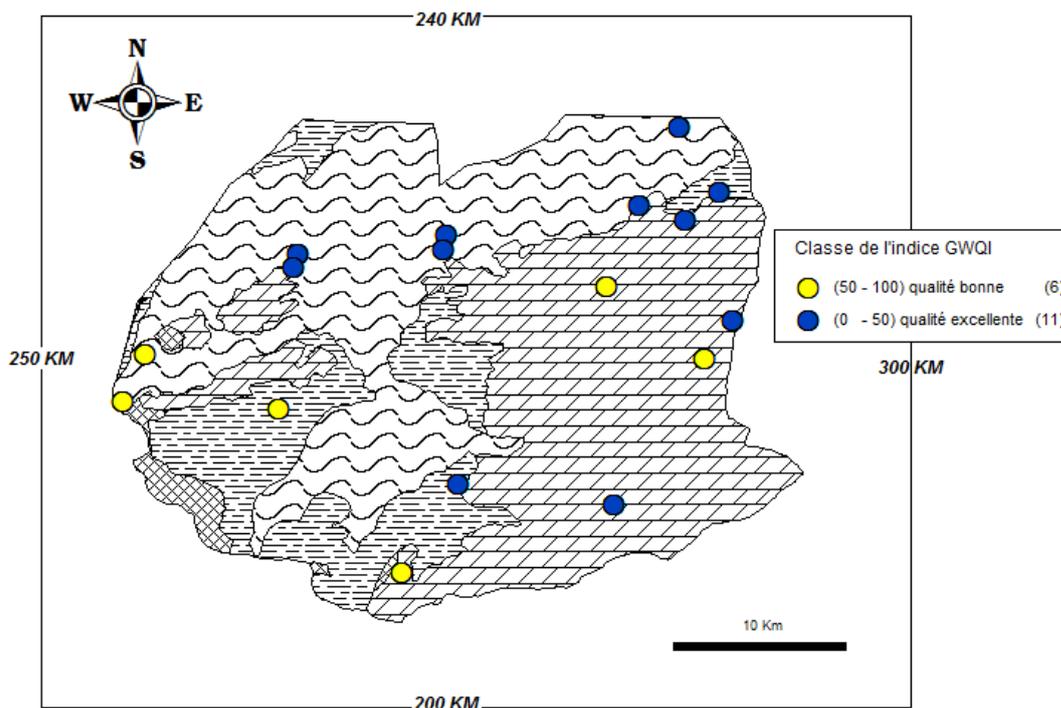
**Tableau 32** : le poids (W<sub>i</sub>) et le poids relatif de chaque paramètre

Paramètre	CE	pH	Na <sup>+</sup>	K <sup>+</sup>	Ca <sup>2+</sup>	Mg <sup>2+</sup>	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>
<b>Le poids W<sub>i</sub></b>	5	3	3	3	2	2	4	1	5	4
<b>Le poids relatif</b>	0.156	0.093	0.093	0.093	0.0625	0.0625	0.125	0.0312	0.156	0.125

Les classes de qualité d'eau de la nappe du jurassique, déterminés sur la base des valeurs du GWQI sont mentionnés dans le **Tableau 33**. Les conclusions révèlent que 65 % des échantillons d'eau souterraine se situent dans la catégorie d'excellente qualité, tandis que 35 % sont classés comme étant de bonne qualité. Les échantillons de qualité excellente sont principalement situés dans les parties centrales et nord-est de la zone d'étude. Tandis que les échantillons de bonne qualité sont localisés au sud et sud-est (**Figure 58**). Ces résultats fournissent une évaluation globalement positive de la qualité des eaux de la nappe karstique du bassin d'oued Fékan. Il est à rappeler que cette nappe est très vulnérable aux pollutions la préservation de sa qualité demeure une priorité.

**Tableau 33** : Classification de la qualité des eaux souterraines basée sur l'indice GWQI

Classes de l'indice GWQI	Nombres de forage (%)
Excellente (<50)	11 forages (soit 65%)
Bonne (50 – 100)	6 forages (soit 35%)
Médiocre (100 – 200)	/
Très Médiocre (200 – 300)	/
impropre à la consommation (>300)	/



**Figure 58** : Carte de répartition de l'indice GWQI de la nappe karstique.

#### IV.3.5.2 Aptitude des eaux a l'irrigation

Dans les zones arides et semi-arides, l'approvisionnement en eau d'irrigation constitue l'un des facteurs déterminants dans la production agricole, aussi bien dans l'intensification des cultures, que dans l'extension des surfaces irriguées. Pour les régions tempérées, les eaux superficielles constituent la principale source d'eau d'irrigation ; alors que dans les zones semi-arides, où cette ressource est rare ou inexistante, on fait appel aux eaux souterraines. Le développement de l'agriculture dans ces zones rencontre actuellement, en dehors de la rareté des ressources hydriques, de nouveaux problèmes tels que le risque de salinisation des sols qui peut être apprécié par la conductivité électrique et celui de l'alcalinisation des sols. Cette dernière est due aux échanges ioniques (du sodium, du calcium et du magnésium) entre l'eau et le sol irrigué. L'accumulation des sels hydrosolubles dans le sol d'enracinement influe négativement sur la croissance des plantes, on a recensé deux séries d'effets de la salinité (**Benadela et al., 2017**) : les uns portent sur les végétaux, les autres sur le sol. En effet, ces sels causent des changements de la perméabilité et de l'aération du sol d'une part, et d'autre part ils provoquent des perturbations du métabolisme des plantes et du processus osmotiques de ces dernières.

#### IV.3.5.2.1 Caractérisation des eaux pour l'irrigation

La salinisation peut entraîner, comme on l'a signalé précédemment, des effets nocifs sur la qualité des eaux pour l'irrigation, et ce en raison de la fixation du sodium et des chlorures par les colloïdes du sol. La présence du sodium exerce alors une action néfaste sur la végétation et le sol :

- ✚ Un accroissement de la pression osmotique qui rend l'eau plus difficilement mobilisable par les plantes;
- ✚ Une toxicité de certains ions pour les végétaux ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Na}^+$ , etc.);
- ✚ Une dégradation du sol (modifications de l'état structural, diminution de la perméabilité, etc).

Lorsque la concentration des ions  $\text{Na}^+$  à l'état soluble dans le sol est importante, ces ions remplacent le plus fréquemment les cations  $\text{Ca}^{+2}$  (échange de base) dans le complexe absorbant. Une eau chargée en sels peut provoquer cette action. Ce risque est déterminé à l'aide de la valeur du sodium absorbable (Sodium AbsorptionRatio, SAR). Pour une même conductivité, le risque est d'autant plus grand que le coefficient est plus élevé. Le SAR est défini par la relation suivante:

$$\text{SAR} = \frac{(\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\sqrt{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/2}} \quad (\text{IV.11})$$

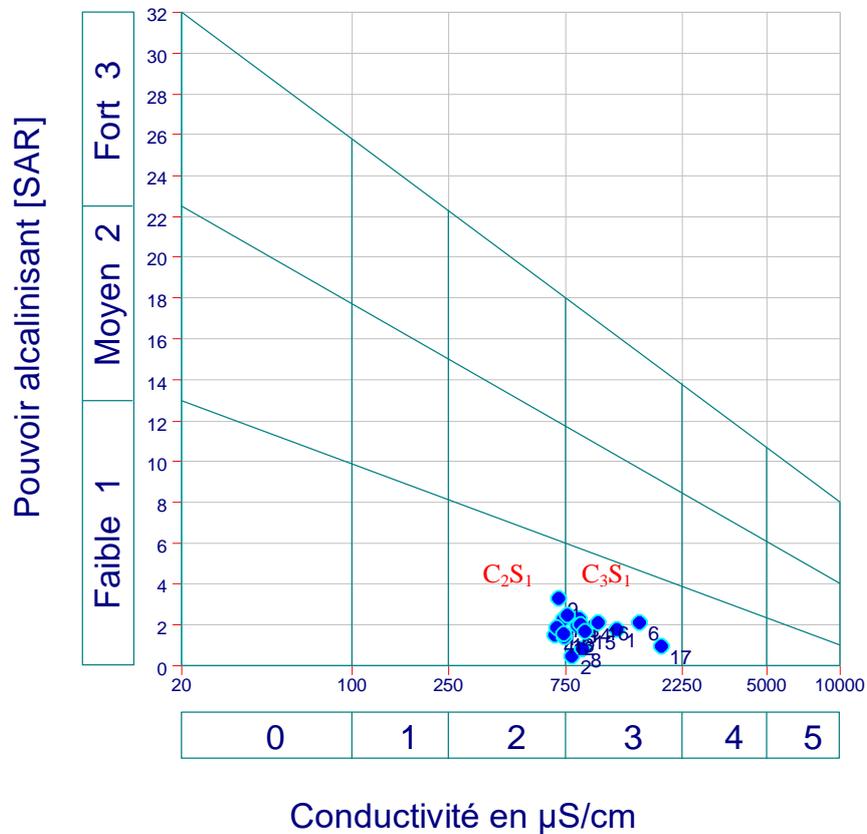
Tous les ions sont exprimés en méq/L.

##### IV.3.5.2.1.1 Classification des eaux par la méthode de richards et Wilcox

Cette classification a été proposée par Richards, chercheur à l'USDA de Riverside en Californie, en 1954, elle a été très utilisée et l'est encore de nos jours. Elle est très utile et fiable pour caractériser une eau d'irrigation. Cependant, elle ne peut pas servir pour estimer un risque de salinisation ou de sodisation. En effet, cette classification ne peut prendre en compte l'évolution des caractéristiques de l'eau lorsque sa minéralité augmente dans les sols des zones arides ou semi- arides auxquels elle est destinée. Elle donne une vision sur l'état actuel de ces caractéristiques mais ne permet pas d'anticiper sur le devenir de cette eau. L'eau avec un SAR se situant entre 0 et 6 peut généralement être utilisée sur tout type de sol avec une faible accumulation de sodium. Quand le SAR se situe entre 6 et 9, les risques de problèmes liés avec la perméabilité du sol augmentent. Dans ce cas, le sol devrait être échantillonné tous les 1 ou 2 ans pour déterminer si l'eau augmente la teneur en sodium du sol (**Gouaidia et al., 2012**).

Le diagramme de Richards montre que tous les échantillons d'eaux souterraines sont classés dans les catégories (C2S1 et C3S1) « haute salinité avec une faible alcalinité » (**Figure 59**), indiquant que ses eaux se caractérisent par une eau de bonne qualité pour l'irrigation et pouvant être

utilisée sans contrôle particulier pour l'irrigation des plantes moyennement tolérantes aux sels (Richard, 1954).



**Figure 59 :** Classification des eaux karstiques selon le diagramme de Richards

La classification par la méthode de Wilcox montre que tous les échantillons de l'aquifère karstique du bassin d'oued Fékan conviennent à l'irrigation et peuvent être utilisés pour tous les types de sols (**figure 60**), mettant en évidence que les eaux souterraines sont classées en deux catégories. Environ 41 % des échantillons d'eau représentent la catégorie « Excellente ». En outre, 59 % des échantillons tombent dans le champ « bonne ».

Wilcox

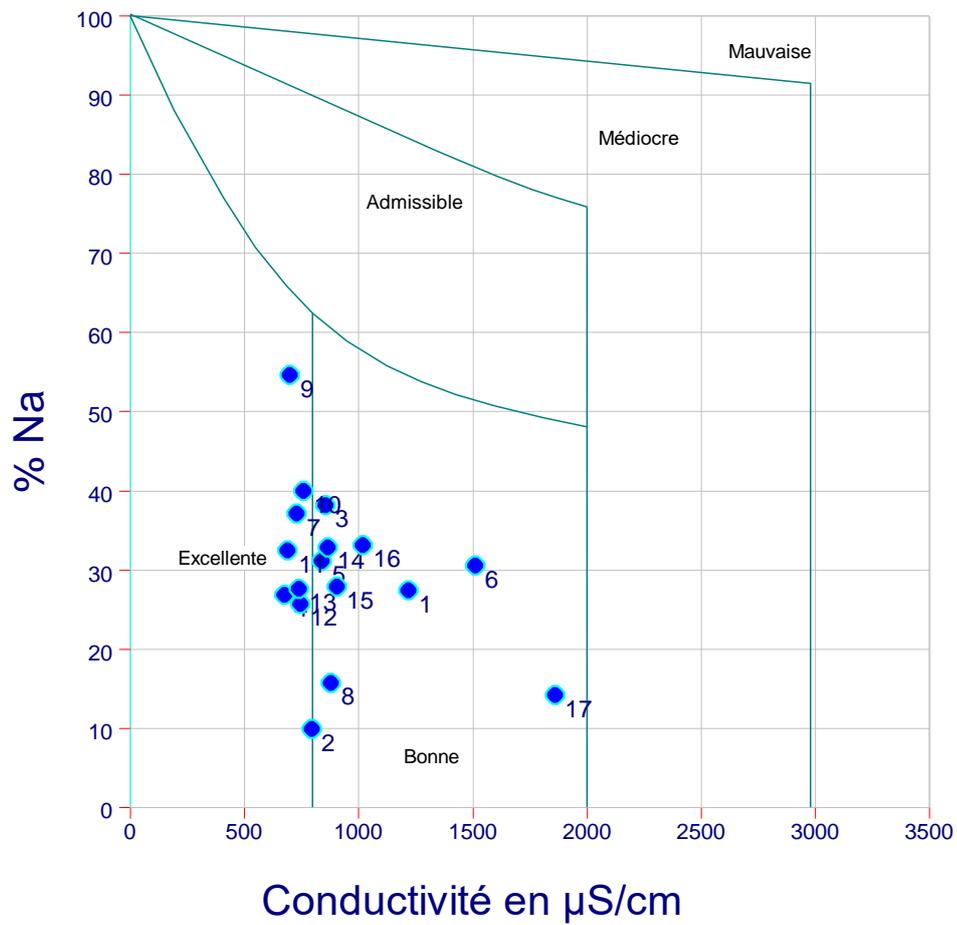


Figure 60 : Classification des eaux karstiques selon le diagramme de Wilcox

## IV.4 Caractérisation hydrochimique de la nappe du plio-quaternaire

### IV.4.1 Statistiques descriptive

Le tableau suivant présente les statistiques descriptives essentielles de l'aquifère Plio-quaternaire, offrant ainsi un aperçu succinct mais informatif de ses caractéristiques physicochimiques.

**Tableau 34** : Paramètres physicochimiques de la nappe du Plio-quaternaire.

paramètre	Normes OMS	Normes Algériennes	Min	Max	Moy	Ecart type
Ca <sup>2+</sup>	200	200	40	277	96	45
Mg <sup>2+</sup>	150	150	26	259	89	53
Na <sup>+</sup>	200	200	23	423	151	116
K <sup>+</sup>	12	20	2	9	4	2
Cl <sup>-</sup>	250	500	55	1261	369	306
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	250	400	18	344	129	64
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-	-	206	617	330	92
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	50	50	5	102	26	23
pH	6.5-9.2	<9.0	7.1	8.5	7.7	0.4
EC	1500	2800	775	4040	1630	887
TDS	1000	2000	560	3680	1351	761

#### IV.4.1.1 Concentration des ions Ca<sup>+</sup> et Mg<sup>2+</sup>

Les concentrations des ions Ca<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup> évoluent de manière synchronisée et résultant de la dissolution de diverses roches et sols. Dans la nappe Plio-quaternaire, les concentrations en Ca<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup> varient respectivement dans des plages allant de 40 à 277 mg/L et de 26 à 259 mg/L. Il est à noter que la plupart des concentrations de ces deux éléments restent dans les limites de potabilité établies par l'Organisation mondiale de la santé (OMS) ainsi que par les normes algériennes en vigueur.

#### IV.4.1.2 Concentration des ions Na<sup>+</sup> et K<sup>+</sup>

Les concentrations en sodium (Na<sup>+</sup>) dans les puits et forages captant la nappe du Plio-quaternaire présentent une grande variabilité, allant de 23 à 423 mg/L. Il convient de signaler qu'environ 27 % des forages échantillonnés dépassent les normes admissibles établies par l'Organisation mondiale de la santé (OMS) en matière de qualité de l'eau potable. En ce qui concerne le potassium (K<sup>+</sup>), les concentrations sont généralement faibles à modérées et ne dépassent pas les limites de potabilité fixées par l'OMS. Les niveaux de potassium dans la nappe étudiée fluctuent dans une fourchette allant de 1 à 9 mg/L, démontrant ainsi un impact limité sur la qualité de l'eau potable.

#### IV.4.1.3 Concentration en $\text{Cl}^-$

Les concentrations en chlorures de la nappe étudiée présentent des évolutions très importantes (55 mg/l à 1261 mg/l) comparativement aux autres éléments. Il est intéressant de signaler que plus de 58% des concentrations observées sont largement supérieures à la norme de potabilité (250 mg/L limite de potabilité fixée par l'OMS). Par conséquent, les eaux de la nappe plio-quaternaire sont très chlorurées.

#### IV.4.1.4 Concentration en $\text{HCO}_3^-$

Les eaux de la nappe Plio-quaternaire présentent des concentrations significatives en bicarbonate, allant de 206 à 617 mg/L, avec une moyenne de 330 mg/L. Ces valeurs expriment des échanges notables avec l'aquifère karstique, indiquant ainsi des processus hydrochimiques actifs au sein de cet aquifère. (Bekkoussa, 2020)

#### IV.4.1.5 Concentration en $\text{SO}_4^{2-}$

Les résultats montrent une moyenne de sulfate égale à 129 mg/l, avec un maximum de 344mg/l observé au niveau du puits P6 et la valeur la plus basse est de 18 mg/ l observée au niveau du puits P21. Les concentrations ne sont pas étendues et le pourcentage des cas présentant des concentrations supérieures aux normes de potabilité (250 mg/l) ne dépasse guère les 5% durant la période étudiée.

#### IV.4.1.6 Concentration des ions $\text{NO}_3^-$

Les valeurs des concentrations en nitrate sont importantes avec une moyenne de 26mg/L. les concentrations maximales atteignent jusqu'à 102 mg/l et 27% des forages échantillonnés dépassant les normes de potabilité fixé par l'OMS et la norme algérienne, ce qui est l'indice d'une contamination à origine anthropique.

#### IV.4.1.7 Le pH

Le pH des eaux de la nappe Plio-quaternaire affiche une variation comprise entre 7,1 et 8,5, demeurant ainsi dans la plage des valeurs acceptables pour la consommation humaine. Tous les forages étudiés présentent des eaux au pH neutre avec une tendance vers la basicité, ce qui témoigne de la qualité généralement favorable de ces eaux pour une utilisation en consommation humaine.

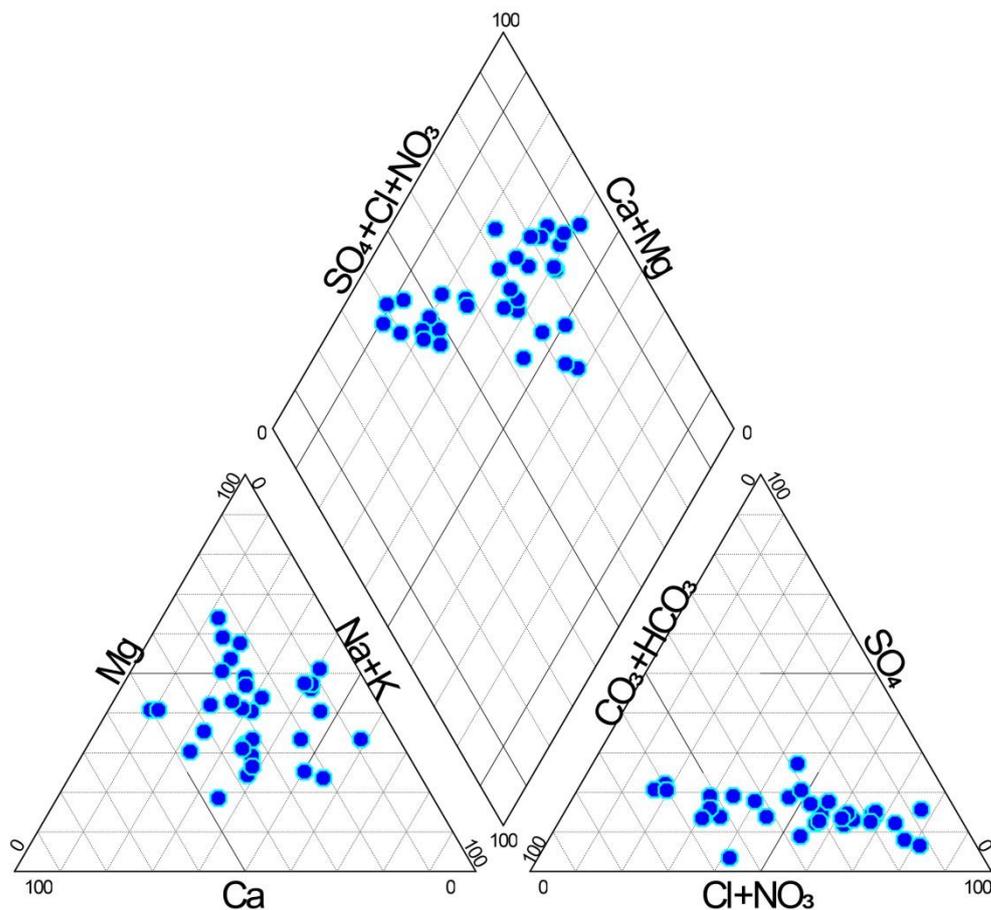
#### IV.4.1.8 Conductivité électrique et résidu sec

La conductivité électrique de l'eau reflète assez bien sa teneur en sels dissous ou minéralisation. Une eau pure présente une très faible conductivité alors qu'une eau fortement minéralisée voit sa conductivité croître jusqu'à 10 ordres de grandeurs. Les valeurs observées montrent de grands écarts (de 775  $\mu\text{s/cm}$  à 4040  $\mu\text{s/cm}$ ) ce qui indique l'existence d'une variété des faciès chimiques. Les conductivités observées sont dans l'ensemble supérieures à la norme de potabilité (1500  $\mu\text{s/cm}$ ), limites fixées par l'OMS relatives aux eaux destinées à la consommation humaine (**Rodier, 2009**). Ceci constitue un indice de la forte minéralisation des eaux de la nappe étudiée.

Les valeurs des résidus secs confirment aussi que les eaux de la nappe plio-quaternaire sont très minéralisées, avec un pourcentage de 60% des échantillons analysés présentant un résidu sec supérieur à 1000 mg/l, valeur qui est considérée par les directives de l'OMS comme limite admissible pour les eaux potables (**Rodier, 2009**).

#### IV.4.2 Détermination des principaux faciès hydrochimiques

On peut voir sur la **Figure 61** que les principaux anions dominants sont :  $\text{Cl}^-$  (66%), suivi de  $\text{HCO}_3^-$  (33%), tandis que les cations dominants sont  $\text{Mg}^{2+}$  (48%), suivi de  $\text{Na}^{2+}$  (27%) et  $\text{Ca}^{2+}$  (25 %). Les types d'eaux observées sont Na-Cl (27%), Mg- $\text{HCO}_3$  (24%) et Mg-Cl (24%). Une influence significative de la teneur élevée en chlorure est observée dans l'aquifère. La prédominance du type d'eau Na-Cl est généralement attribuée à la dissolution des évaporites, en particulier l'halite, et à l'échange de cations également. Cependant, les faciès Mg- $\text{HCO}_3$  caractérisent la recharge latérale et les drainances verticales des formations carbonatées jurassiques sous-jacentes, tandis que le type Mg-Cl est un mélange d'eaux issues d'un milieu dolomitique (d'où la prédominance du magnésium) ainsi que des infiltrations de pluies efficace et/ou de retour d'eau d'irrigation (**Benadela et al. 2022**).



**Figure 61 :** Diagramme de piper et faciès chimiques des eaux de la nappe plio-quaternaire

#### IV.4.2.1 Répartition géographique des faciès chimiques.

Le faciès chloruré-sodique se trouve notamment dans la partie Nord-est de la région. Se sont des eaux très minéralisées et présentant parfois de forte concentration en Chlorure, se sont vraisemblablement des eaux de recharge récente influencée par l'effet de l'évaporation et le contact avec les évaporites.

Le faciès Bicarbonaté-magnésien se localise notamment dans la partie sud de la zone d'étude (**Figure 62**). Se sont des eaux venant de l'aquifère du jurassique (prédominance du Magnésien et des Bicarbonates). La présence de ce type d'eau indique clairement la recharge de la nappe plio-quaternaire par l'aquifère du jurassique sous-jacent sous forme de drainance ascendante dans la partie sud et par alimentation latérale au sud-est.

Le faciès bicarbonaté-Calcique se trouve dans les bordures des affleurements du jurassique. Se sont des eaux d'alimentation latérale directe. Le calcium peut également provenir d'un échange cationique  $Mg \leftrightarrow Ca$  ou  $Na \leftrightarrow Ca$ .

La diversité des faciès chimiques implique l'intervention de plusieurs facteurs dans le chimisme de la nappe plio-quaternaire, ce qui rend l'interprétation très difficile en absence d'autres éléments tel que la géochimie isotopique, qui permet a priori de déterminer avec exactitude l'origine des eaux.

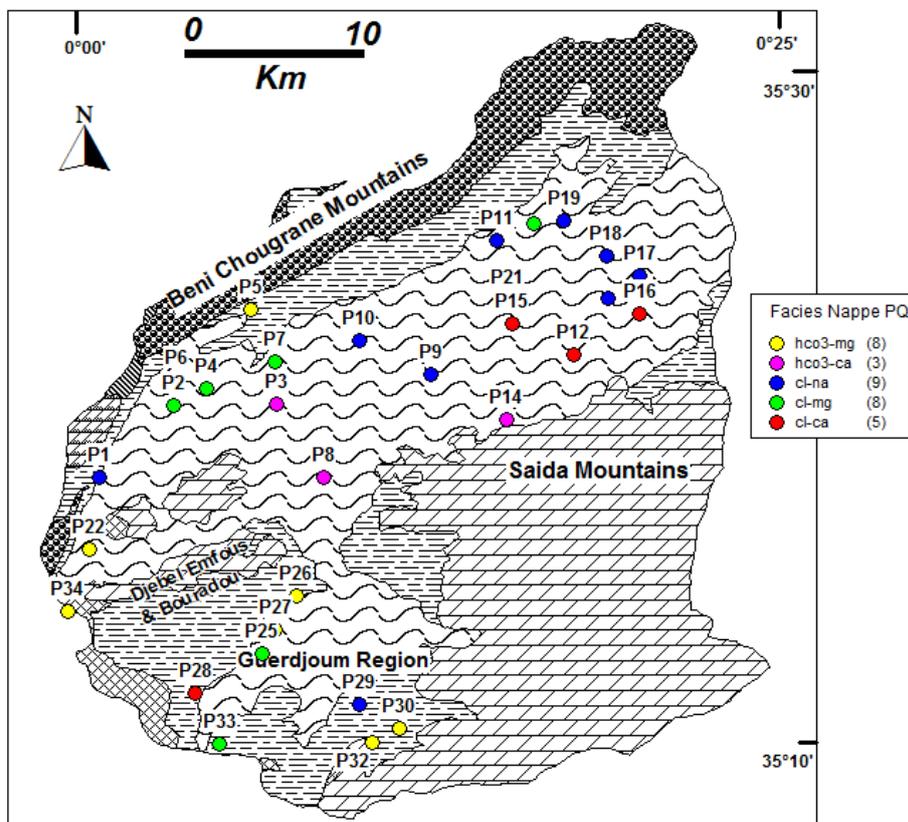


Figure 62 : Répartition géographique des faciès chimiques.

#### IV.4.3 Matrice de corrélation

Le tableau 35 met en évidence une corrélation significative entre la conductivité électrique (EC) et les ions chlorure ( $\text{Cl}^-$ ) ( $r = 0,99$ ), sodium ( $\text{Na}^+$ ) ( $r = 0,94$ ), magnésium ( $\text{Mg}^{2+}$ ) ( $r = 0,86$ ), ainsi que sulfate ( $\text{SO}_4^{2-}$ ) ( $r = 0,71$ ), mettant ainsi en évidence leur contribution à la salinité des eaux souterraines. De plus, une corrélation forte et positive est observée entre les ions  $\text{Cl}^-$  et  $\text{Na}^+$  ( $r = 0,92$ ), suggérant une origine commune résultant de conditions géochimiques et hydrodynamiques similaires. Cette corrélation notable entre le  $\text{Cl}^-$  et le  $\text{Na}^+$  peut être attribuée à la dissolution de l'halite dans l'environnement aquifère. Cependant, la forte corrélation entre Mg et  $\text{SO}_4^{2-}$  ( $r = 0,73$ ) et  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Cl}^-$  ( $r = 0,86$ ) peut provenir de l'altération des minéraux contenant respectivement du sulfate de magnésium et du chlorure de magnésium (**Bharti et al.,**

2017 ; Krupp, 2005).  $Mg^{2+}$ ,  $SO_4^{2-}$  et  $Cl^-$  n'ont aucune relation avec  $NO_3^-$  ou  $K^+$ . Par conséquent, ces ions ne proviennent pas des activités anthropiques.

Cependant, une forte corrélation existe entre  $K^+$  et  $NO_3^-$  ( $r = 0,70$ ) indiquant une source commune qui est le lessivage des engrais NPK utilisés en agriculture. Une corrélation modérée existe entre  $Ca^{2+}$  et  $NO_3^-$  ( $r = 0,54$ ) montrant une source anthropique d'une partie du calcium dissous dans les eaux souterraines. En effet, l'utilisation d'engrais à base de nitrate de calcium en agriculture est très fréquente (Makhlouf, 2015), notamment dans la zone d'étude, ce qui peut expliquer cette corrélation.

**Tableau 35** : Matrice de corrélation de Pearson pour la nappe Plio-Quaternaire.

Variabes	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO4	HCO3	NO3	PH	EC	TDS
Ca	<b>1,00</b>										
Mg	0,05	<b>1,00</b>									
Na	0,26	<b>0,77</b>	<b>1,00</b>								
K	0,36	0,07	0,27	<b>1,00</b>							
Cl	0,42	<b>0,86</b>	<b>0,92</b>	0,26	<b>1,00</b>						
SO4	0,08	<b>0,73</b>	<b>0,74</b>	0,05	<b>0,69</b>	<b>1,00</b>					
HCO3	-0,18	0,07	0,05	-0,10	-0,15	-0,01	<b>1,00</b>				
NO3	<b>0,54</b>	-0,10	0,10	<b>0,70</b>	0,17	-0,14	-0,34	<b>1,00</b>			
PH	0,18	-0,12	0,25	0,09	0,15	0,01	-0,29	0,38	<b>1,00</b>		
EC	0,41	<b>0,86</b>	<b>0,94</b>	0,28	<b>0,99</b>	<b>0,71</b>	-0,07	0,19	0,17	<b>1,00</b>	
TDS	0,35	<b>0,90</b>	<b>0,91</b>	0,23	<b>0,99</b>	<b>0,74</b>	-0,09	0,15	0,11	<b>0,99</b>	<b>1,00</b>

NB : Les valeurs en gras correspondent à des coefficients supérieurs à 0,5.

#### IV.4.4 Statistiques multivariées des données

L'étude des rapports caractéristiques et la représentation graphique des éléments chimiques ont montré qu'un grand nombre de paramètres chimiques et physico-chimiques étaient significatifs, pris individuellement. Pour expliquer l'évolution du chimisme, la plupart du temps une (ou plusieurs) liaison plus ou moins forte existe entre ces paramètres. Il est donc apparu intéressant d'essayer de traiter les données statistiquement, en utilisant des méthodes d'analyse multidimensionnelle comme l'Analyse en Composantes Principales (ACP).

##### IV.4.4.1 Analyse en composante principale (ACP)

Les résultats de l'ACP sont présentés dans le **tableau 36**. Les facteurs de l'ACP peuvent donner un aperçu des principaux mécanismes et sources de variation dans la chimie des échantillons. Les trois premières composantes extraites ont des valeurs propres supérieures à 1 et représentent 79,19 % de la variance totale du jeu de données (Trabelsi et Zouari, 2019). Pour

maximiser la variance des trois premiers axes principaux, la rotation normalisée Varimax a été appliquée.

F1 représente 45,22 % de la variance. Les éléments les plus corrélés avec cet axe sont EC (0,99),  $\text{Cl}^-$  (0,84),  $\text{Na}^+$  (0,94),  $\text{Mg}^{2+}$  (0,84) et  $\text{SO}_4^{2-}$  (0,77). Ce groupe de variables associées à F1 indique que la salinisation est le processus majeur contrôlant la variabilité hydrochimique. Par conséquent, l'augmentation de la salinité est principalement liée à la dissolution des minéraux et à l'altération des roches (**Masoud, 2014**). Le deuxième facteur F2, qui représentait 23,09 % de la variance totale, se trouve être fortement corrélé avec  $\text{NO}_3^-$  (0,89),  $\text{K}^+$  (0,63) et  $\text{Ca}^{2+}$  (0,58) qui sont les principaux indicateurs de contamination provenant des activités agricoles. Une corrélation négative est observée pour  $\text{HCO}_3^-$  (-0,49) qui provient de la dissolution des carbonates. Ce résultat met en évidence deux types différents de recharge impactant l'hydrogéochimie des eaux souterraines, qui sont identifiés comme suit : 1) la recharge superficielle à partir des précipitations efficaces et le retour des eaux d'irrigation marquée par la présence des nitrates, et 2) la recharge latérale et les drainances verticales venant des formations carbonatées du Jurassique caractérisée par l'omniprésence de  $\text{HCO}_3^-$  (**Benadela et al., 2022**).

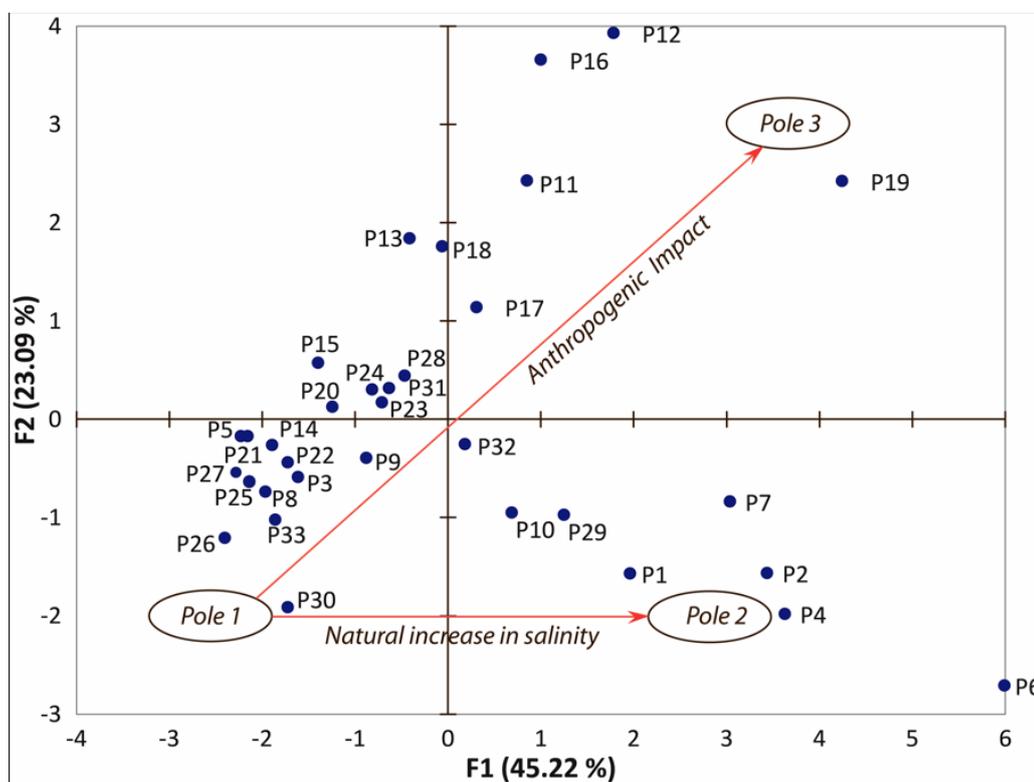
Le troisième facteur représente 10,88 % de la variance montre une corrélation positive du pH (0,63) et des corrélations négatives pour  $\text{HCO}_3^-$  (-0,59) et  $\text{K}^+$  (-0,5), soulignant le rôle du pH dans les processus hydrochimiques dans les eaux souterraines. Par exemple, la production de  $\text{NO}_3^-$  via les processus de nitrification s'accompagne de la production d' $\text{H}^+$  qui sont libérés dans la solution et impactent par conséquent les valeurs de pH (**Trabelsi et Zouari, 2019**). De plus, la dissolution des minéraux carbonatés est contrôlée par le pH de la solution et vice versa.

La projection des échantillons sur le plan factoriel F1-F2 fait ressortir trois pôles bien distincts (**Figure 63**). Les échantillons du Pôle 1 (P8, P25, P26, P27, P30, P33...), ont une corrélation négative avec les facteurs F1 et F2 et montrent une eau de bonne qualité. Ces échantillons sont caractérisés par des concentrations relativement élevées de  $\text{HCO}_3^-$  et TDS. Les eaux de ce pôle sont impactées par la recharge de la nappe carbonatée, marquée par des concentrations relativement élevées en  $\text{HCO}_3^-$ , de bonne qualité et préservées des effets anthropiques. Le pôle 2 reflète le domaine de la salinisation naturelle (échantillons de P2, P4, P6 et P7) avec des concentrations élevées de TDS,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ . Ce groupe ne présente aucune contamination anthropique et la concentration moyenne de  $\text{NO}_3^-$  est de 12,8 mg/L. Ainsi, le pôle 2 indique les processus naturels de minéralisation (interactions eau-roche et évaporation). Les échantillons sensiblement contaminés par les activités agricoles (utilisation d'engrais industriels et de fumier de bétail) sont situés au niveau du pôle 3. Les concentrations de  $\text{NO}_3^-$  varient entre

60 mg/L et 102 mg/L et représentent les valeurs les plus élevées dans la zone d'étude. Par conséquent, les échantillons fortement corrélés avec le facteur F2 sont les plus affectés par l'activité humaine et inversement.

**Tableau 36** : Résultat de l'analyse en composante principale appliquée à la nappe Plio-Quaternaire

	F1	F2	F3
Ca	0.418	<b>0.583</b>	-0.192
Mg	<b>0.843</b>	-0.412	-0.052
Na	<b>0.940</b>	-0.116	0.033
K	0.346	<b>0.627</b>	<b>-0.506</b>
Cl	<b>0.979</b>	-0.036	0.044
SO4	<b>0.768</b>	-0.365	0.100
HCO3	-0.103	-0.485	<b>-0.593</b>
NO3	0.239	<b>0.886</b>	-0.163
PH	0.197	0.485	<b>0.633</b>
EC	<b>0.988</b>	-0.045	0.001
Valeur propre	4.52	2.31	1.09
Variabilité (%)	45.22	23.09	10.88
% cumulé de la variance	45.22	68.31	79.19



**Figure 63** : Projection des échantillons sur le plan factoriel F1-F2

#### IV.4.4.2 Distribution spatiale des scores factoriels F1 et F2

Afin d'explorer la variation spatiale des paramètres physico-chimiques intégrés de manière multivariée, et dans le but d'améliorer l'interprétation et la visualisation des résultats de l'Analyse en Composantes Principales (ACP) dans un contexte spatial, des cartes isofactorielles ont été élaborées. (Abou Zakhem, 2016 ; Abou Zakhem et al., 2017 ; Loni et al., 2014).

##### IV.4.4.2.1 Carte de répartition des scores factoriels F1

La figure 64a montre que les échantillons d'eau avec des scores F1 positifs élevés sont situés dans le nord-est et le nord-ouest de la plaine de Ghriss où les effets de dissolution des minéraux et de l'évaporation jouent un rôle majeur dans le processus de minéralisation des eaux souterraines (Bekkoussa et al., 2013). Tous les échantillons avec une forte corrélation positive avec le facteur F1 sont de type Ca-Cl, Na-Cl ou Mg-Cl tandis que les échantillons avec des scores négatives sont de type Ca-HCO<sub>3</sub> ou Mg-HCO<sub>3</sub>. Ces derniers sont principalement situés au centre de la plaine où la recharge par l'aquifère karstique est dominante et les eaux souterraines se caractérisent par une bonne qualité.

##### IV.4.4.2.2 Carte de répartition des scores factoriels F2

La distribution spatiale des scores F2 (Figure 64b) a révélé que la majorité des échantillons fortement corrélés positivement à ce facteur se situaient dans la partie orientale de la plaine. L'impact d'activités anthropiques telles que l'agriculture intensive est visible dans cette partie et notablement marquée par des valeurs élevées de NO<sub>3</sub><sup>-</sup> (64,5 mg/L en moyenne). Les scores négatifs de F2 signifient que les eaux souterraines ne sont pas ou peu influencées par les activités anthropiques. De plus, on peut observer que les zones souffrant de contaminations anthropiques (scores négatifs) sont beaucoup moins étendues que les zones préservées (scores positifs).

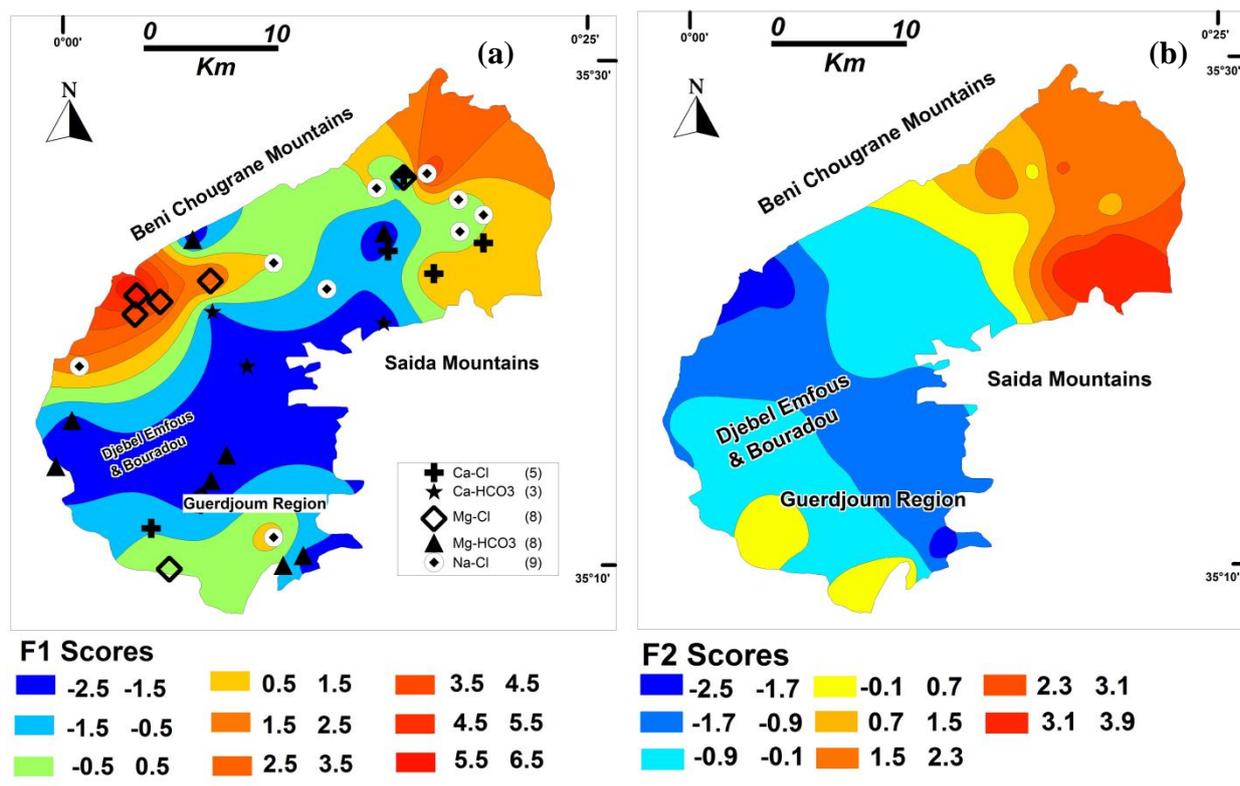


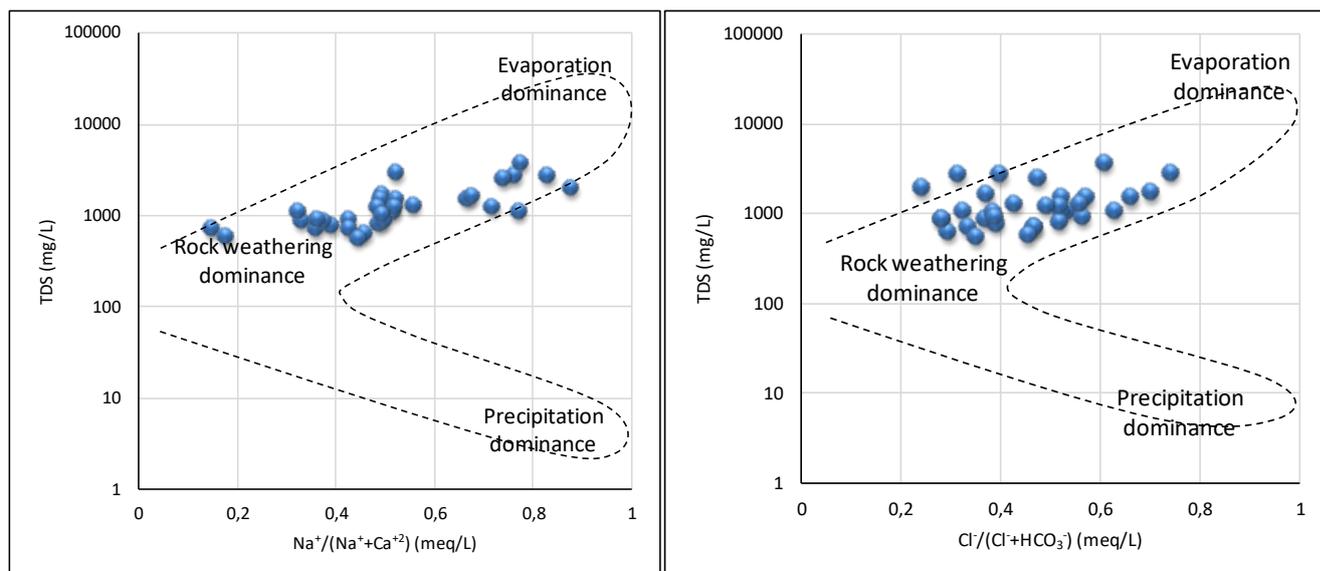
Figure 64 : Carte de distribution des scores factoriels a) F1 et b) F2

#### IV.4.5 Relations entre les ions majeurs

L'objectif principal de l'étude des relations entre les éléments majeurs en chimie des eaux est de comprendre les processus géochimiques et hydrologiques qui influencent la composition des eaux souterraines.

##### IV.4.5.1 Diagramme de Gibbs

la Figure 65 permet de constater que les points de prélèvement sont majoritairement situés dans la zone d'altération de la roche, indiquant que ce mécanisme est dominant et contrôle une bonne partie de la chimie de l'eau de l'aquifère plio-quaternaire dans la zone étudiée (Toumi et al., 2015). Les quelques échantillons s'approchant de la zone de dominance d'évaporation sont susceptibles d'être impactés par les évaporites et/ou l'effet d'évaporation (Ma et al., 2017). De plus, certains points ont un rapport  $\text{Na}^+ / (\text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+})$  supérieur à 0.6, indiquant que l'aquifère étudié peut être affecté par l'échange de cations (Liu et al., 2021).



**Figure 65 :** Diagrammes de Gibbs illustrant les principaux mécanismes ayant un impact sur la composition des eaux souterraines dans l'aquifère plio-quatenaire.

#### IV.4.5.2 Principaux graphiques bivariés

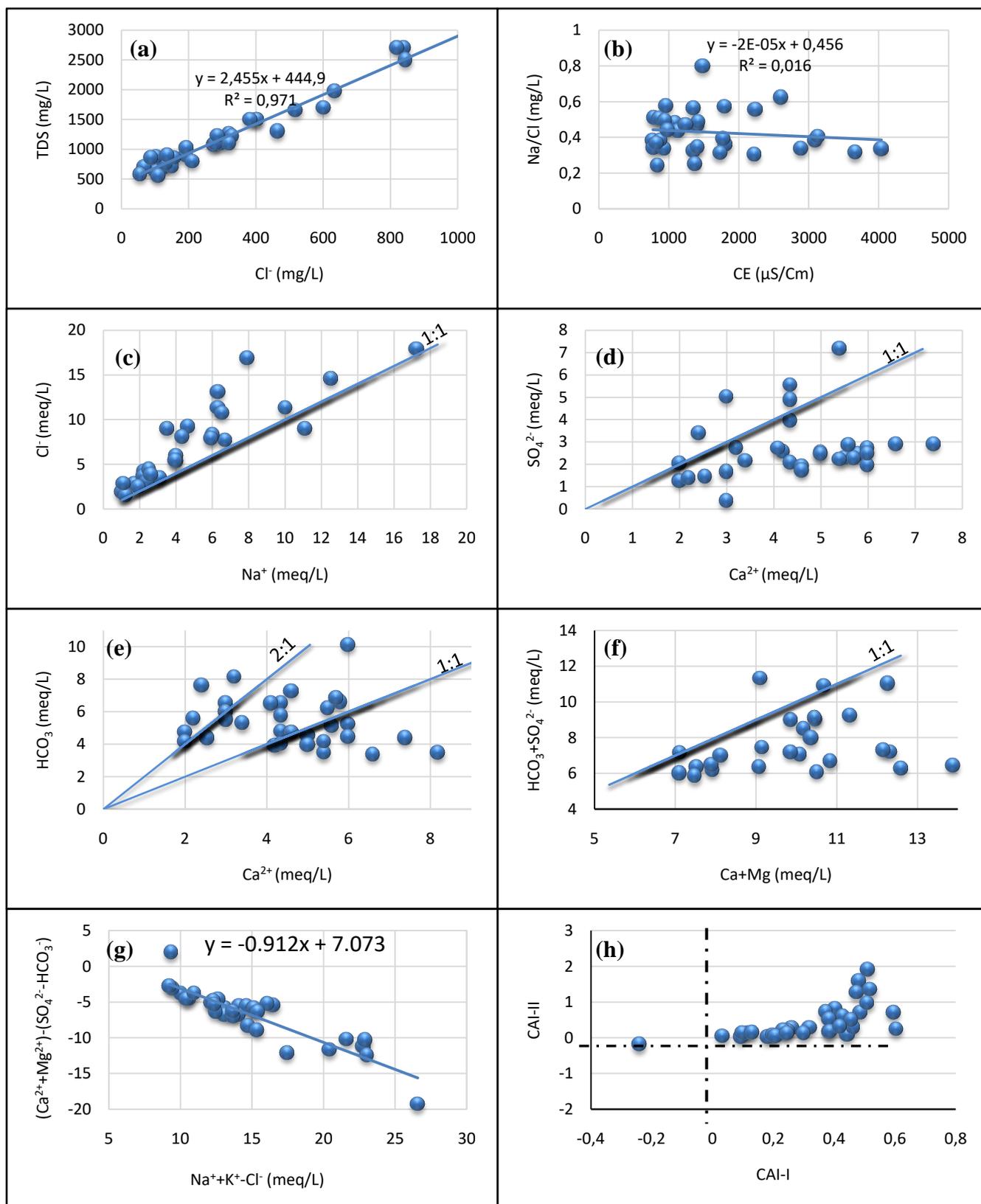
Pour déterminer l'origine probable des éléments majeurs impliqués dans le processus géochimique contrôlant la chimie des eaux souterraines, les principaux graphiques bivariés sont établis et illustrés dans la **Figure 66 (Yang et al., 2016)**. Les résultats montrent une relation proportionnelle entre la concentration de  $\text{Cl}^-$  et de TDS. L'ion  $\text{Cl}^-$  est un élément très soluble et difficile à absorber par les plantes et les particules de surface du sol. L'évaporation est l'un des principaux facteurs à l'origine de la forte concentration de  $\text{Cl}^-$  dans les zones semi-arides, qui peut être utilisée comme indicateur pour détecter le degré de minéralisation des eaux souterraines (**Yang et al., 2016**). La corrélation positive entre  $\text{Cl}^-$  et TDS sur la **figure 66a** explique le rôle important de l'évaporation dans la salinisation de l'eau.

Pour confirmer davantage l'importance de l'évaporation, le graphique de  $\text{Na}^+ / \text{Cl}^-$  vs EC a été analysé (**Figure 66 b**). Le graphique révèle que le rapport  $\text{Na}^+ / \text{Cl}^-$  reste constant avec l'augmentation de la CE, indiquant un environnement dominant d'évaporation (**Loni et al., 2014 ; Zaidi et al., 2016**). Dans les eaux naturelles, la présence de  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$  est attribuée à la dissolution de l'halite et la forte affinité de  $\text{Na}^+$  avec  $\text{Cl}^-$  devrait se refléter dans leur relation ionique avec un alignement des points sur la ligne 1:1 indiquant une même origine qui serait la dissolution de cette évaporite. Cependant, le chlorure de sodium peut avoir d'autres origines telles que les activités anthropiques. Le tracé de  $\text{Na}^+$  en fonction de  $\text{Cl}^-$  montre un déficit de teneur en  $\text{Na}^+$ , qui peut s'expliquer par l'existence d'échanges cationiques (Figure 66c). Lorsque

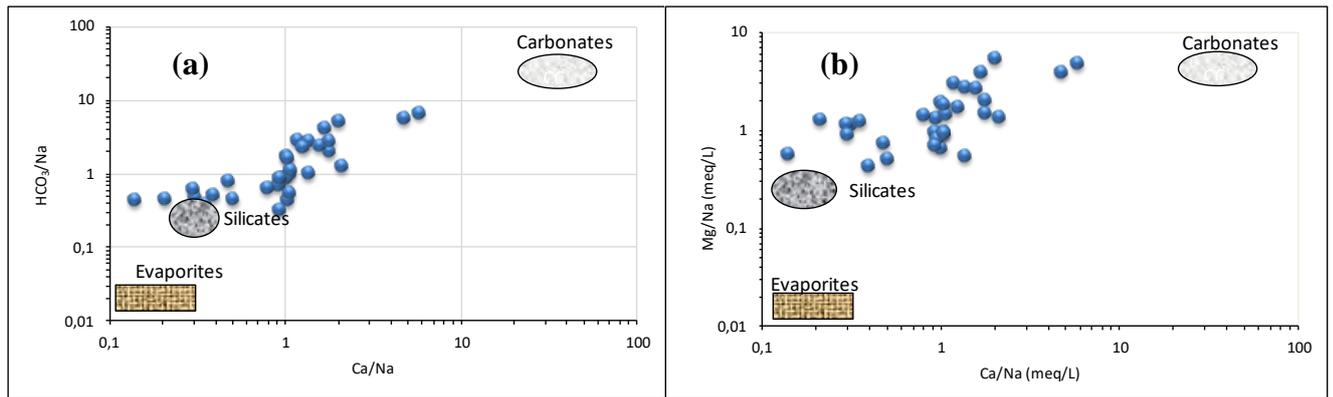
le gypse est dissous dans les eaux souterraines, théoriquement la même quantité de  $\text{Ca}^{2+}$  et de  $\text{SO}_4^{2-}$  sera produite. Par conséquent, le rapport de  $\text{Ca}^{2+}$  à  $\text{SO}_4^{2-}$  dans les eaux souterraines peut être utilisé pour déterminer si la principale source de  $\text{Ca}^{2+}$  est le gypse (**Wang et al., 2021**). Dans cette étude, les échantillons sont très déviés de la ligne 1: 1 dans le graphique de  $\text{SO}_4^{2-}$  vs  $\text{Ca}^{2+}$  (Figure 66d), ce qui indique que le gypse n'est pas la principale source de  $\text{Ca}^{2+}$  et de  $\text{SO}_4^{2-}$  dans cette zone. La dissolution de la dolomite et de la calcite est une source importante des ions Ca, Mg et  $\text{HCO}_3^-$  dans les eaux souterraines. Si la dissolution de la calcite ou de la dolomite est la seule source des éléments précédemment cités<sup>+</sup>, les échantillons sont positionnés dans la zone entre les lignes 1:1 et 2:1 (**Li et al., 2016**), ce qui est le cas dans cette étude (**Figure 66e**). De plus, la **figure 66f** montre que la majorité des échantillons se situent sous l'équiline, ce qui indique que l'altération des carbonates est le principal processus impliqué dans l'évolution des eaux souterraines (**Boateng et al., 2016**). Ceci confirme que l'aquifère superficiel plio-quaternaire reçoit une recharge importante venant de l'aquifère karstique dans ce système hydrogéologique.

Par ailleurs, les argiles peuvent libérer des ions  $\text{Ca}^{2+}$  ou  $\text{Mg}^{2+}$  après avoir fixé le  $\text{Na}^+$  ou le  $\text{K}^+$ . Cet échange cationique est généralement identifié par la relation linéaire entre  $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-)$  et  $(\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-)$  (**McLean et al., 2000 ; García et al., 2001**). La figure 66g montre une diminution de  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  accompagnée par une augmentation de  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ . La majorité des points s'alignent sur la droite de pente -1, ce qui indique que les échanges cationiques sont un phénomène prédominant dans la zone d'étude. En l'absence de ce phénomène hydrogéochimique, toutes les données devraient être proches de l'origine. De plus, l'indice chloro-alcalin (CAI) fournit des informations quantitatives précieuses sur la présence d'échange de cations direct ou inverse (**Zaidi et al., 2016 ; Liu et al., 2020**). Des CAI-I et CAI-II de valeurs négatifs indiquent un échange cationique direct entre  $\text{Ca}^{2+}/\text{Mg}^{2+}$  et  $\text{Na}^+/\text{K}^+$  dans l'aquifère, tandis que des valeurs positifs suggèrent un échange d'ions inverse entre eux (**Ismail et al., 2020**). (**Figure 66h**) montre que la majorité des points ont un CAI positif, ce qui indique la prédominance de l'échange inverse de cations.

Afin d'identifier l'influence des interactions eau-roche des trois principaux types de roches (silicate, carbonate et évaporite) sur les caractéristiques hydrochimiques de la région, des graphiques bivariés reliant  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  et  $\text{HCO}_3^-$  ont été tracés. (**Liu et al., 2020**). Les figures **67a et 67b** montrent que les points se situent principalement à la fois dans la zone carbonatée et dans la zone silicatée, ce qui indique que l'hydrochimie des eaux souterraines est affectée, en même temps, par les roches carbonatées et les roches silicatées.



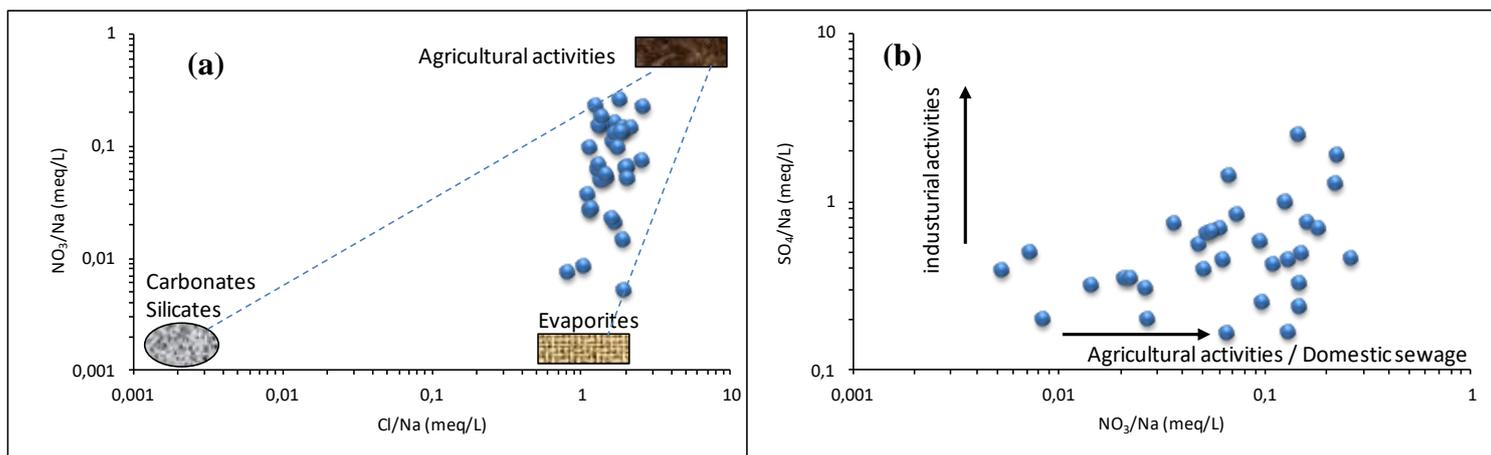
**Figure 66.** Relations entre les ions majeurs



**Figure 67 :** Graphiques représentant la relation (a)  $(Ca^{2+}/Na^{2+})$  vs  $(Mg^{2+}/Na^{2+})$  et (b)  $(Ca^{2+}/Na^{2+})$  vs  $(HCO_3^-/Na^{2+})$

#### IV.4.5.3 Les impacts anthropiques

Les activités anthropiques entraînent une dégradation significative de la qualité des eaux souterraines à travers le monde. Les facteurs anthropiques affectant la chimie des eaux souterraines comprennent l'agriculture, comme l'utilisation d'engrais, de fumier et de pesticides, les activités d'élevage, la pollution due aux effluents industriels et aux eaux usées domestiques.. Les eaux souterraines sont chargées en  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$  et  $NO_3^-$  provenant de ces activités (**Khatri et Tyagi, 2015**), alors que le  $Cl^-$  et le  $SO_4^{2-}$  peuvent provenir de sources naturelles, telles que la dissolution des évaporites (halite et gypse) ou l'oxydation des minéraux sulfurés. Le  $NO_3^-$  est principalement attribuable aux activités agricoles et aux eaux usées domestiques. Des rapports plus élevés de  $NO_3^-/Na^+$  et  $Cl^-/Na^+$  indiquent des eaux souterraines polluées. Cependant, comme le montre **la figure 68a**, tous les échantillons d'eau présentent de faibles rapports  $Cl^-/Na^+$  et  $NO_3^-/Na^+$ , avec de nombreux rapports proches de la zone d'halite. La plupart des échantillons d'eau dans cette étude se situent sous la ligne 1:1 pour  $NO_3^-/Na^+$  par rapport à  $Cl^-/Na^+$ , ce qui indique que les activités anthropiques ont un impact mineur sur la chimie de l'aquifère plio-quaternaire de Ghriss par rapport à d'autres mécanismes (**Fan et al., 2014 ; Kou et al., 2019**). De plus, **la figure 68b** montre que les activités industrielles contribuent également à la dégradation des eaux souterraines dans la zone d'étude.



**Figure 68 :** Graphiques représentant la relation (a)  $\text{Cl}^-/\text{Na}^+$  vs  $\text{NO}_3^-/\text{Na}^+$  et (b)  $\text{NO}_3^-/\text{Na}^+$  vs  $\text{SO}_4^{2-}/\text{Na}^+$

#### IV.4.6 Qualité des eaux

##### IV.4.6.1 Qualité pour la consommation

Les valeurs de l'Indice de Qualité de l'Eau Souterraine (GWQI) dans la nappe du Plio-quaternaire varient de 35,91 à 165,21, avec une moyenne de 74,74. Les résultats montrent que près de 33% des échantillons sont classés comme excellents, tandis que 42% sont considérés comme de bonne qualité, et 25% présentent une qualité médiocre. Le tableau 37 répertorie le nombre et le pourcentage d'échantillons dans chaque catégorie. Les échantillons de qualité excellente sont principalement situés dans les parties centrales et sud de la zone d'étude, comme illustré dans la Figure 69. En revanche, les échantillons de bonne qualité sont répartis dans diverses zones de la région d'étude. Les échantillons de qualité médiocre se trouvent principalement dans le nord-ouest et l'est, ce qui est cohérent avec les niveaux élevés de salinité de l'eau dans ces régions.

**Tableau 37 :** Classification de la qualité des eaux souterraines basée sur l'indice GWQI

Classes de l'indice GWQI	Nombres de forage (%)
Excellente (<50)	11 forages (soit 33%)
Bonne (50 – 100)	14 forages (soit 42%)
Médiocre (100 – 200)	08 forages (soit 25%)
Très Médiocre (200 – 300)	/
impropre à la consommation (>300)	/

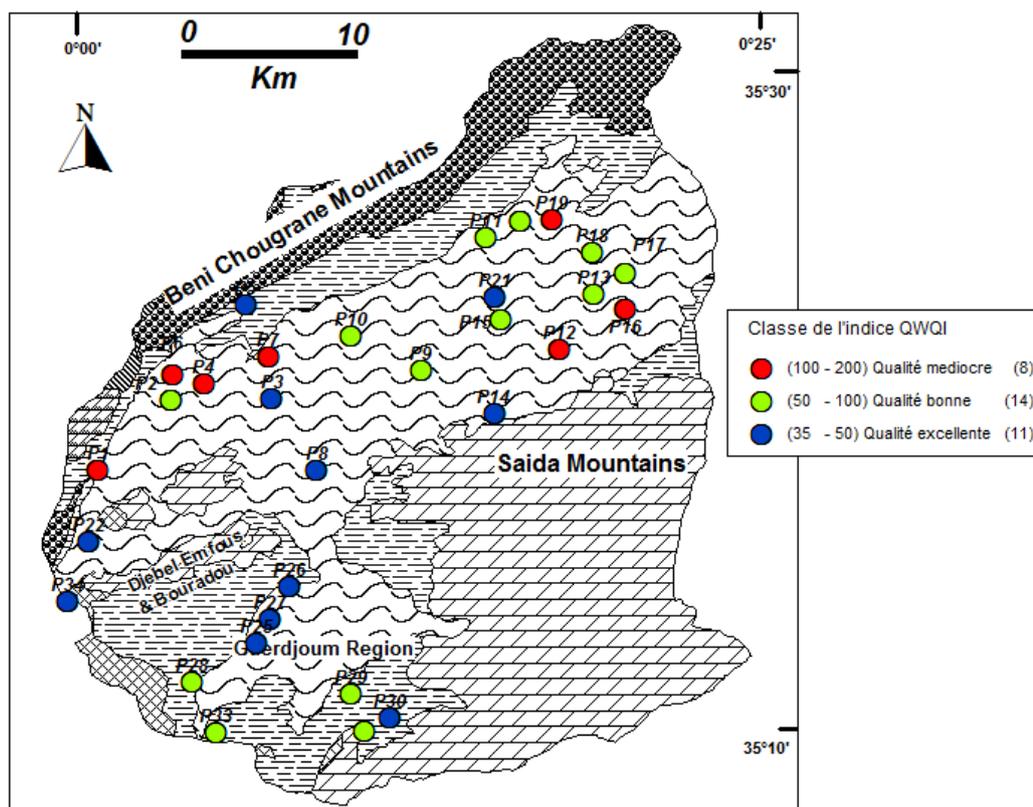
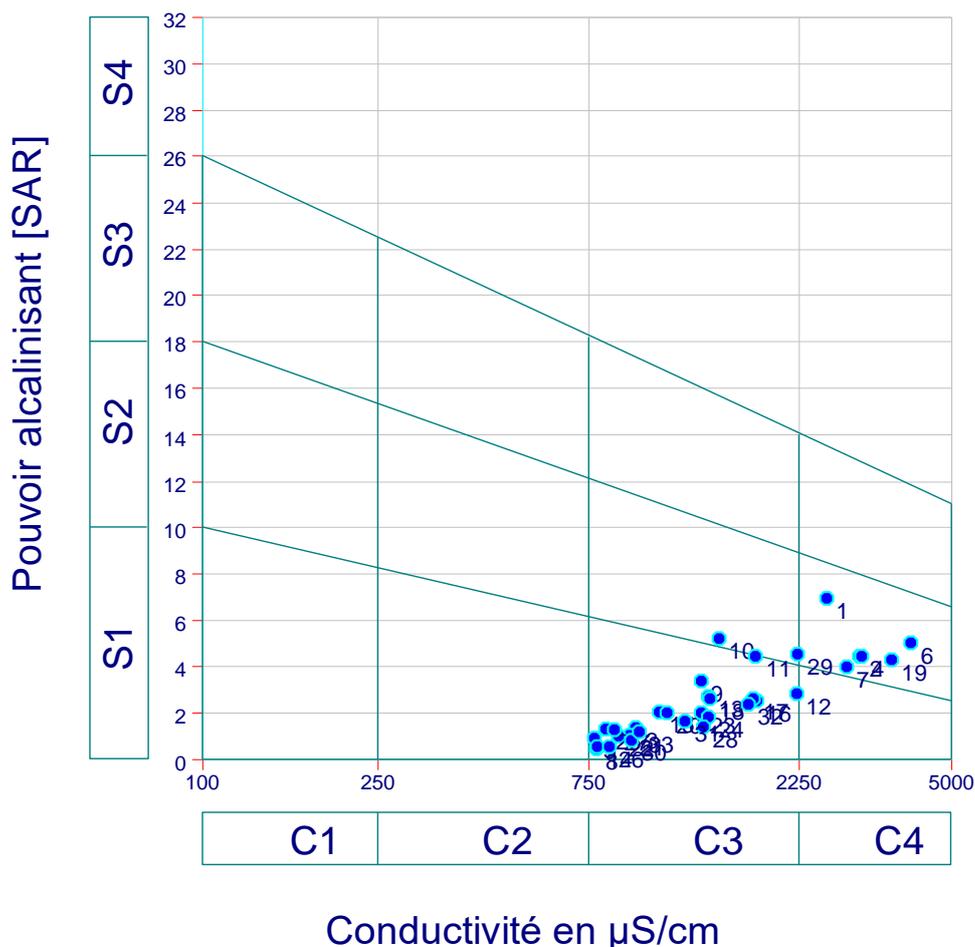


Figure 69 : Carte de répartition de l'indice GWQI de la nappe Plio-quaternaire.

#### IV.4.6.2 Aptitude des eaux à l'irrigation

Après avoir reporté tous les points d'eau sur le diagramme de Richards (Figure 70), selon la conductivité électrique et la valeur de SAR, on a pu dégager la présence des trois classes suivantes :

- ✚ Les classes  $C_3S_1$ ,  $C_3S_2$ : Généralement, ces deux classes caractérisent des eaux admissibles pour l'irrigation des cultures tolérantes aux sels, sur des sols bien drainés ou de bonne perméabilité et la salinité doit être contrôlée. Les deux classes représentent les puits qui se situent au centre de la région étudiée.
- ✚ La classe  $C_4S_2$ : représente les eaux médiocres fortement minéralisées avec un risque moyen d'alcalinité, susceptibles de convenir à l'irrigation de certaines espèces bien tolérantes aux sels et sur des sols bien drainés et lessivés. La majorité des puits appartenant à la classe  $C_4S_2$  se situent au Sud-ouest de la plaine.



**Figure 70 :** Classification de la nappe Plio-quaternaire selon le diagramme de Richards

#### IV.7 Conclusion

L'étude hydrochimique des deux systèmes aquifères du bassin d'oued Fékan à présentée une approche scientifique intégrées utilisant des statistiques multivariées et des outils hydrochimiques classiques pour caractériser l'hydrochimie et la qualité des eaux souterraines dans cette région semi-aride.

Les paramètres physico-chimiques de tous les échantillons de la nappe karstique sont pour la plupart inférieurs aux directives internationales et nationales pour l'eau potable. Les eaux souterraines de l'aquifère du jurassique appartiennent aux types  $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  et  $\text{Cl-Mg}$ . La composition chimique et la minéralisation des eaux souterraines sont principalement contrôlées par les dissolutions de minéraux carbonatés. Les résultats ont aussi indiqué que des processus secondaires influençaient la composition chimique des eaux souterraines, notamment l'échange de cations et l'altération des silicates. Par ailleurs, les eaux de la nappe Plio-Quaternaire sont fortement minéralisées et principalement chargées d'anions  $\text{Cl}^-$  et de cations

$Mg^{2+}$ . Pour cet aquifère, trois types différents de faciès hydrochimiques sont observés à savoir le Na-Cl (27%), Mg- $HCO_3$  (24%) et Mg-Cl (24%). La qualité de l'eau de cette nappe est nettement dégradée avec des concentrations élevées de  $Cl^-$  et de TDS.

L'application de la méthode ACP sur les points captant la nappe du jurassique a révélé non seulement le rôle de la dissolution des minéraux carbonatés et des évaporites dans la minéralisation mais souligne également les deux types prédominants de recharge (superficielle et profonde).

Sur la base de l'ACP de la nappe Plio-quaternaire trois facteurs ont été identifiés : (1) le processus de salinisation lié à la dissolution des minéraux et à l'altération des roches ; (2) la contamination causée par les activités agricoles identifiée par de fortes concentrations de  $NO_3^-$  et de  $K^+$  ; (3) le rôle du pH dans les processus hydrochimiques dans l'hydrochimie des eaux souterraines. De plus, selon la projection des échantillons sur le plan factoriel F1-F2, trois types d'eau ont été distingués : (1) les eaux impactées par la recharge de l'aquifère carbonaté, avec une bonne qualité de l'eau et préservées des effets anthropiques ; (2) les eaux marquées par un processus naturel de salinisation (interaction eau-roche et évaporation) avec de fortes concentrations de TDS,  $Na^+$ ,  $Cl^-$ ,  $Mg^{2+}$  et  $SO_4^{2-}$  ; et (3) les eaux contaminées par les activités agricoles dues à l'utilisation d'engrais et de fumier animal.

La distribution spatiale des deux premiers facteurs principaux (ACP) montre que les échantillons corrélés au premier facteur, représentant le processus de minéralisation naturelle, se trouvent au Nord-est et au Nord-ouest du bassin d'oued Fékan, où la dissolution minérale et les effets d'évaporation jouent un rôle majeur. En revanche, les échantillons fortement corrélés au deuxième facteur, représentant la contamination anthropique, se trouvent principalement dans la partie orientale du bassin.

Selon le diagramme de Wilcox et le diagramme de richards, les eaux souterraines de l'aquifère karstique du bassin d'oued Fékan ont été classées de bonne à excellente qualité. Alors que les eaux du système aquifère de la nappe Plio-quaternaire sont marquées par la présence des eaux médiocres fortement minéralisées avec un risque moyen d'alcalinité

Les graphiques bivariés révèlent que l'origine de  $Na^+$  et  $Cl^-$  dans l'aquifère plio-quaternaire provient de la dissolution de la halite, tandis que la principale source de  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  et  $HCO_3^-$  provient de la recharge latérale et de la drainance verticale des formations carbonatées du Jurassique. De plus, les résultats indiquent que l'échange cationique inverse dominait, au cours duquel  $Na^+/K^+$  étaient échangés avec  $Ca^{2+}/Mg^{2+}$  dans l'aquifère. Ainsi, la signature chimique des eaux souterraines a principalement été acquise grâce à différents mécanismes, tels que

l'interaction roche-eau (notamment carbonatée et silicatée), la dissolution des évaporites (en particulier la halite) et l'échange cationique.

Les catégories de qualité de l'eau de la nappe jurassique, évaluées à l'aide de l'indice GroundWater Quality Index (GWQI), montrent que les échantillons d'eau souterraine se répartissent principalement en deux classes : excellente et bonne qualité. Les échantillons de qualité excellente prédominent dans les régions centrales et nord-est de la zone d'étude, tandis que les échantillons de bonne qualité sont davantage observés dans les secteurs méridionaux et sud-orientaux. Cela reflète une évaluation globalement favorable de la qualité des eaux de la nappe karstique du bassin d'Oued Fékan. Cependant, il est essentiel de souligner que cette nappe demeure particulièrement sensible à la pollution, mettant en évidence la nécessité impérieuse de préserver sa qualité.

# CHAPITRE V

---

*Etude Isotopiques*

## V.1 Introduction

La compréhension des processus hydrologiques dans les aquifères karstiques demeure une entreprise complexe et intrigante, en particulier dans le contexte semi-aride. Ce chapitre se penche sur l'exploration des isotopes stables de l'eau comme clé pour percer les zones d'ombre entourant le fonctionnement de cet aquifère karstique, malgré les défis inhérents à la complexité de ce genre de système et au manque de travaux antérieurs menés sur la zone d'étude. L'étude de l'aquifère karstique du bassin d'oued Fékan a été entravée par une lacune notable dans les données (hydrochimique, Hydrodynamique, structurale...), rendant complexe l'appréhension des mécanismes d'écoulement et de recharge. La difficulté réside également dans la nature complexe des systèmes karstiques, caractérisée par une hétérogénéité et une dynamique souterraine difficile à appréhender.

Dans ce contexte, les isotopes stables de l'eau émergent comme des outils cruciaux, offrant des indices précieux sur les mécanismes de recharge, les trajectoires d'écoulement et les interactions hydrologiques dans ces environnements complexes. Les isotopes de l'hydrogène ( $\delta^2\text{H}$ ) et de l'oxygène ( $\delta^{18}\text{O}$ ) apportent des informations précieuses sur l'origine des eaux, les processus d'évaporation, de condensation et de mélange au sein des aquifères karstiques. Les travaux de référence de grands hydrogéologues, tels que (**Bakalowicz, (1979) ; Clark, (2015) ; Ledeganck, (2019) ; Lorette, (2019)**), ont souligné le rôle crucial des isotopes stables de l'eau dans la compréhension des aquifères karstiques. Ces outils isotopiques permettent de déchiffrer les réseaux complexes de flux d'eau, de détecter les contributions de sources multiples et de déterminer les interactions entre les eaux souterraines et les différentes composantes du système karstique.

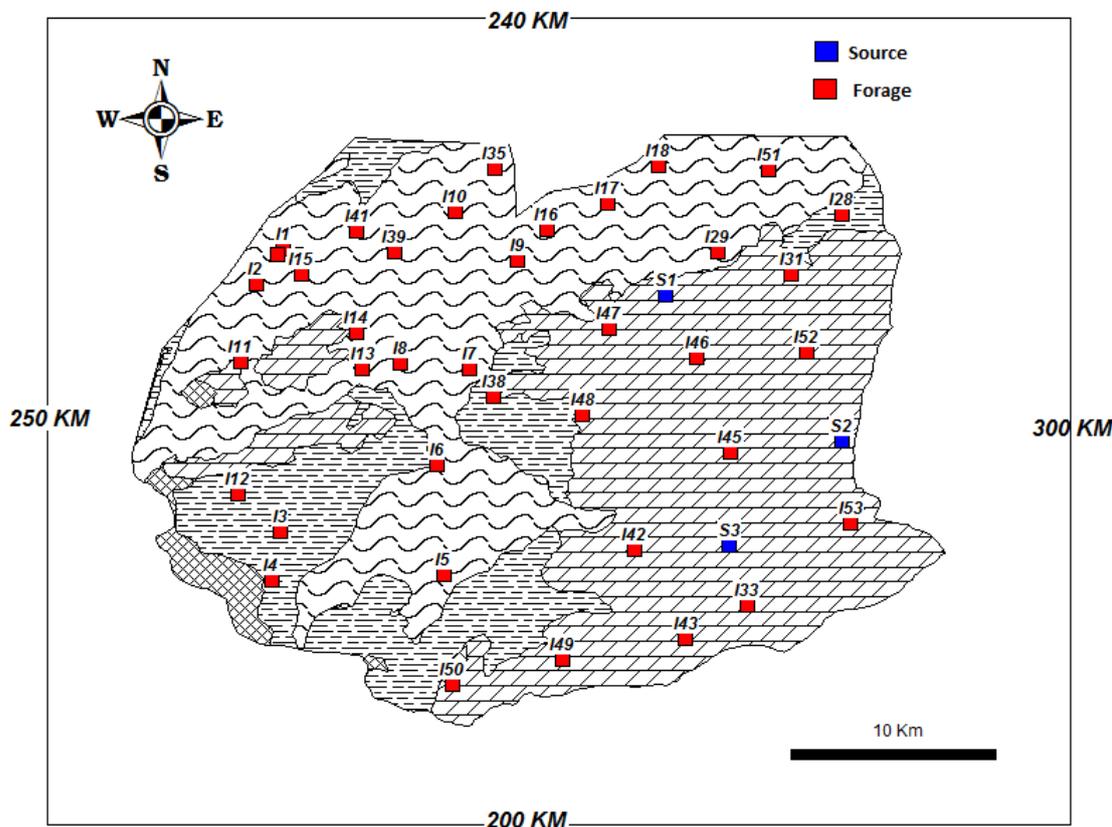
Le recueil de données isotopiques, représenté par les valeurs de  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ , ouvre la voie à une analyse approfondie des caractéristiques de l'eau souterraine. Les statistiques descriptives permettent de dresser un portrait détaillé des propriétés isotopiques, offrant ainsi une première immersion dans la distribution et la variabilité des isotopes stables de l'eau au sein de l'aquifère. La dimension spatiale des isotopes stables offre un aperçu précieux de la répartition géographique de ces valeurs. De même, l'étude de l'excès en deutérium souligne l'importance des variations isotopiques spécifiques, apportant des éclaircissements sur les processus d'évaporation et de recharge des eaux souterraines. L'analyse de la relation entre  $\delta^2\text{H}$  et  $\delta^{18}\text{O}$ , représentée par le graphique  $\delta^2\text{H}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$ , offre des perspectives cruciales sur les mécanismes impactant la recharge et l'origine des eaux, tandis que l'exploration du gradient isotopique altitudinal enrichit notre compréhension sur les aires de recharge. Par ailleurs, l'étude de la relation entre la salinité et la teneur en  $^{18}\text{O}$ , incarnée dans le graphique Conductivité Électrique vs  $^{18}\text{O}$ , ouvre de nouvelles voies d'analyse pour comprendre les interactions entre la composition isotopique de l'eau et les caractéristiques chimiques des eaux

souterraines dans cet environnement spécifique. Enfin, malgré les limites imposées par un nombre restreint d'échantillons pour l'étude de  $d^{13}C$  et de  $^3H$ , cette analyse complémentaire enrichit notre compréhension de la dynamique des eaux souterraines dans ce contexte spécifique. Ce chapitre, s'appuyant sur une variété d'outils isotopiques, vise à éclairer les dynamiques de l'aquifères karstique étudié en dépit des difficultés inhérentes, tout en contribuant à combler les lacunes dans la compréhension des écoulements et de la recharge au sein de ces systèmes hydrologiques complexes.

## V.2 Mode opératoire de l'échantillonnage isotopique

Une campagne de terrain a été menée afin de collecter les échantillons nécessaires pour l'étude isotopique. La campagne de prélèvements pour les analyses isotopiques a été réalisée en septembre et octobre 2016, sur 38 points comprenant 35 forages et 3 sources pour les isotopes stables de l'eau (**Figure 71**), alors que 5 points ont été choisis pour les analyses du tritium et  $^{13}C$ . Les prélèvements sont accompagnés de mesures de niveaux piézométriques, pH,  $T^\circ$ , conductivité électrique, TDS et oxygène dissous.

Tous les échantillons d'eau ont été récoltés dans des flacons de 30 ml en polyéthylène à col large avec bouchon à vis. L'échantillonnage a été réalisé en suivant les consignes explicitées dans « *AIEA/GNIP Guide pour l'échantillonnage des eaux de pluie (V2.02 Septembre 2014)* » ainsi que celles fournies par l'OFEFP (2003) (Office Fédérale de l'Environnement, des Forêts et du Paysage). Après les campagnes de terrain, les échantillons ont été envoyés en France où les analyses isotopiques ont été réalisées au laboratoire d'Avignon et au laboratoire LAMA de Montpellier.



**Figure 71** : Localisation des forages et sources échantillonnées.

### V.3 Statistiques des données ( $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ )

Les statistiques élémentaires des données isotopiques de l'eau souterraine sont synthétisées dans le **tableau 38**. Les isotopes stables des points d'eau échantillonnés dans cette étude présentent une moyenne gamme de variation. Elles sont comprises entre -6,14 et -7,69 ‰ pour l'Oxygène-18 avec une moyenne de -6,90 ‰. L'amplitude de variation est de 1,55 ‰, ce qui est significatif compte tenu de la précision de la méthode d'analyse et de l'écart type lié aux valeurs centrales. Ces valeurs sont très proches de celle reportées par **Djidi et al en 2008** qui avait étudié l'aquifère karstique de Saida. En effet, les auteurs de ce travail donnent des valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  variant entre -6,7 et -7,6 ‰ ce qui confirme qu'il s'agit du même aquifère que celui de notre étude. L'écart type pour l'Oxygène-18 est de 0,3 ‰ (inférieur à 1‰), ce qui témoigne d'une homogénéisation à l'intérieur de l'aquifère. Pour le deutérium, les données varient entre - 41,2 à - 52,03‰ avec une moyenne de -45,11 et un écart type de 1,83 ‰. L'amplitude de variation étant de 10,8‰. **Azzaz en 2008** donne des valeurs en deutérium qui varie de 39,7 à 45,1‰ (avec une moyenne de 42,9 ‰) pour les karsts de la région de Tlemcen. Ces valeurs sont très proches de celles observées dans notre région d'étude. L'excès en deutérium varie entre 5,27 ‰ et 12,86 ‰ avec une moyenne de 9,98 ‰. Les précipitations d'origine océanique atlantique ont un  $d_{\text{exc}}$  de 10 ‰ (**Craig, 1961-a**), alors que les précipitations originaire de l'ouest de la méditerranée ont un  $d_{\text{exc}}$  de 14 ‰ (**Celle et al., 2001**). 57% des échantillons ont un  $d_{\text{exc}}$  entre 10 ‰ et 12,86 ‰ indiquant que la région d'étude est influencée à la fois par les masses d'air d'origine atlantique et ouest méditerranéenne. Cependant, 43% des échantillons ont un  $d_{\text{exc}}$  inférieur à 10 ‰ tout en étant enrichi en Oxygène-18, ce qui témoigne d'un phénomène d'évaporation se produisant avant ou après l'infiltration des eaux de pluie (**Florea et al., 2017 ; Mamand & Mawloud, 2023**).

**Tableau 38** : Statistique des isotopes ( $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$ ) des eaux de la nappe du jurassique

	Oxygène-18 ( $\delta$ ‰)	Deutérium ( $\delta$ ‰)	Excès de deutérium
<b>Min</b>	-7.69	-52.03	5.27
<b>Moy</b>	-6.90	-45.11	9.98
<b>Max</b>	-6.14	-41.2	12.86
<b>Ecart type</b>	0.30	1.83	1.53
<b>Asymétrie</b>	-0.20	-1.45	-0.74
<b>Amplitude</b>	1.55	10.8	20.11

#### V.4 Distribution spatiale des isotopes stables de l'eau

Les distributions spatiales de l'oxygène 18 et du deutérium sont présentées dans **les figures 72 et 73**. Les cartes sont réalisées en utilisant une interpolation par krigeage. On constate de facto une répartition spatiale analogue pour ces deux paramètres. Les valeurs les plus enrichi en isotope lourds  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  sont situées dans la partie nord-est et nord-ouest de la région étudiée. Les eaux dans ces parties subissent une évaporation avant l'infiltration (évaporation atmosphérique, stagnation des eaux...) et/ou après infiltration (notamment dans la zone non saturée). En effet, l'enrichissement simultané de  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  dans les eaux souterraines est souvent observé dans des environnements où l'évaporation est un facteur majeur. Dans la partie nord-est les eaux s'infiltrer dans la zone d'affleurement située au niveau des monts de Sidi Kada et circule en profondeur en gardant la même signature isotopique jusqu'au nord. Par ailleurs, dans la partie nord-ouest les eaux s'infiltrer au niveau des horsts d'Enfous et Bouradou et circulent en profondeur jusqu'à la limite nord (ville de Tizi), en gardant la aussi les mêmes caractéristiques isotopiques. Pareillement, on constate que les valeurs les plus appauvries en  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  sont situés dans les mêmes zones à savoir la partie sud et ouest (région de Fekan). L'appauvrissement des isotopes  $^{18}\text{O}$  et  $^2\text{H}$  au niveau de la partie sud est due à l'effet de l'altitude puisque c'est là où se trouve les points culminants de la région (monts de Nesmoth atteignant jusqu'à 1200 m au dessus du niveau de la mer). Par ailleurs, les valeurs très appauvrie des isotopes stables de l'eau au niveau de la région de Fekan est expliqué par la présence d'une eau plus ancienne avec des temps de séjour plus important qui favorisent le processus d'appauvrissement en isotopes lourds.

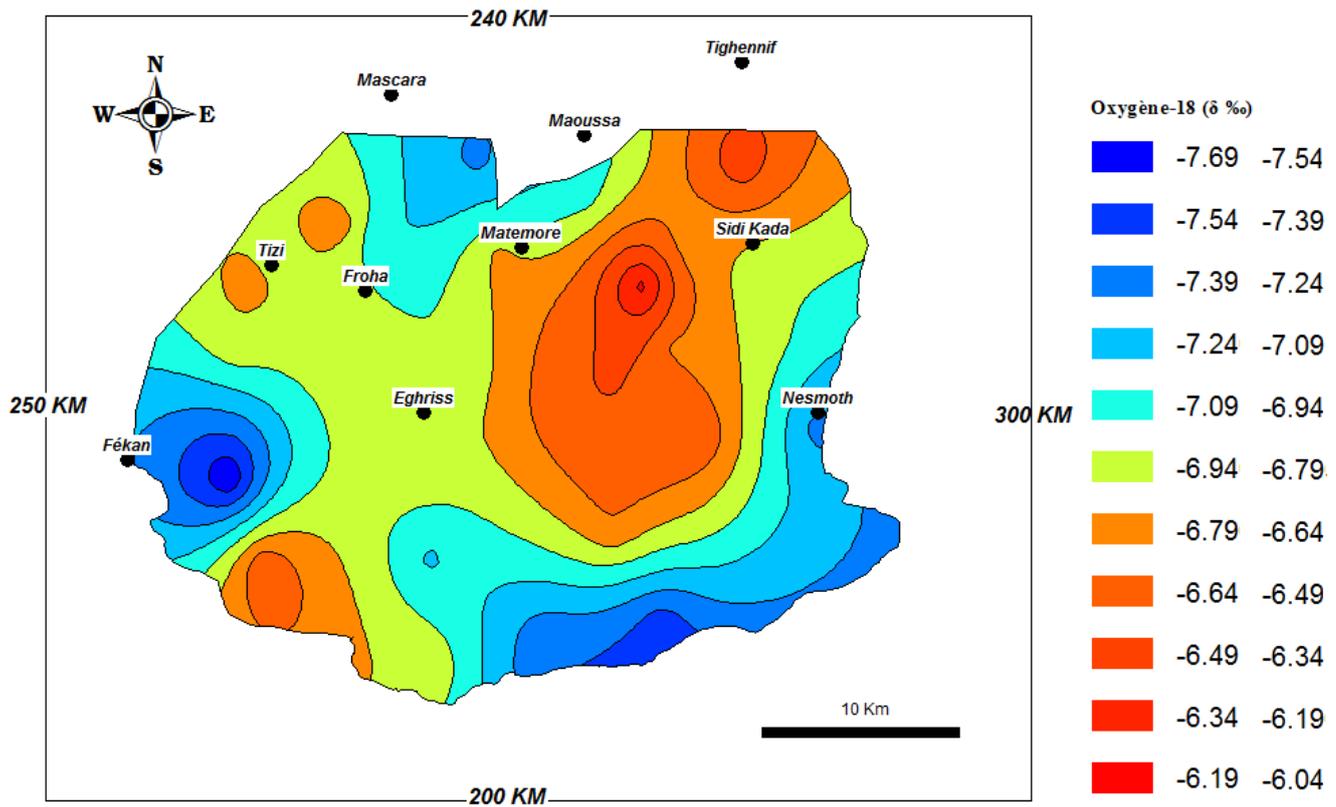


Figure 72: Répartition géographique des valeurs de l'Oxygène-18 ( $\delta \text{‰}$ )

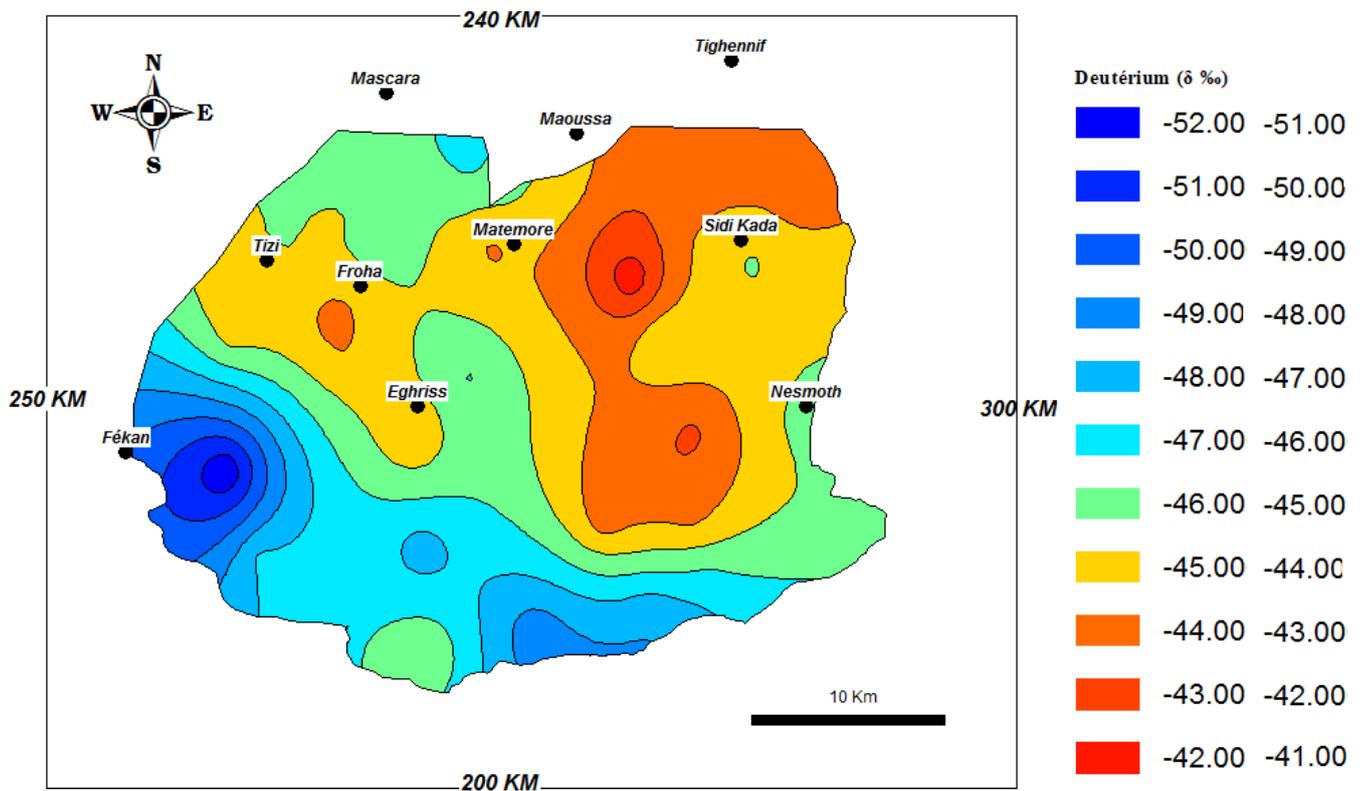
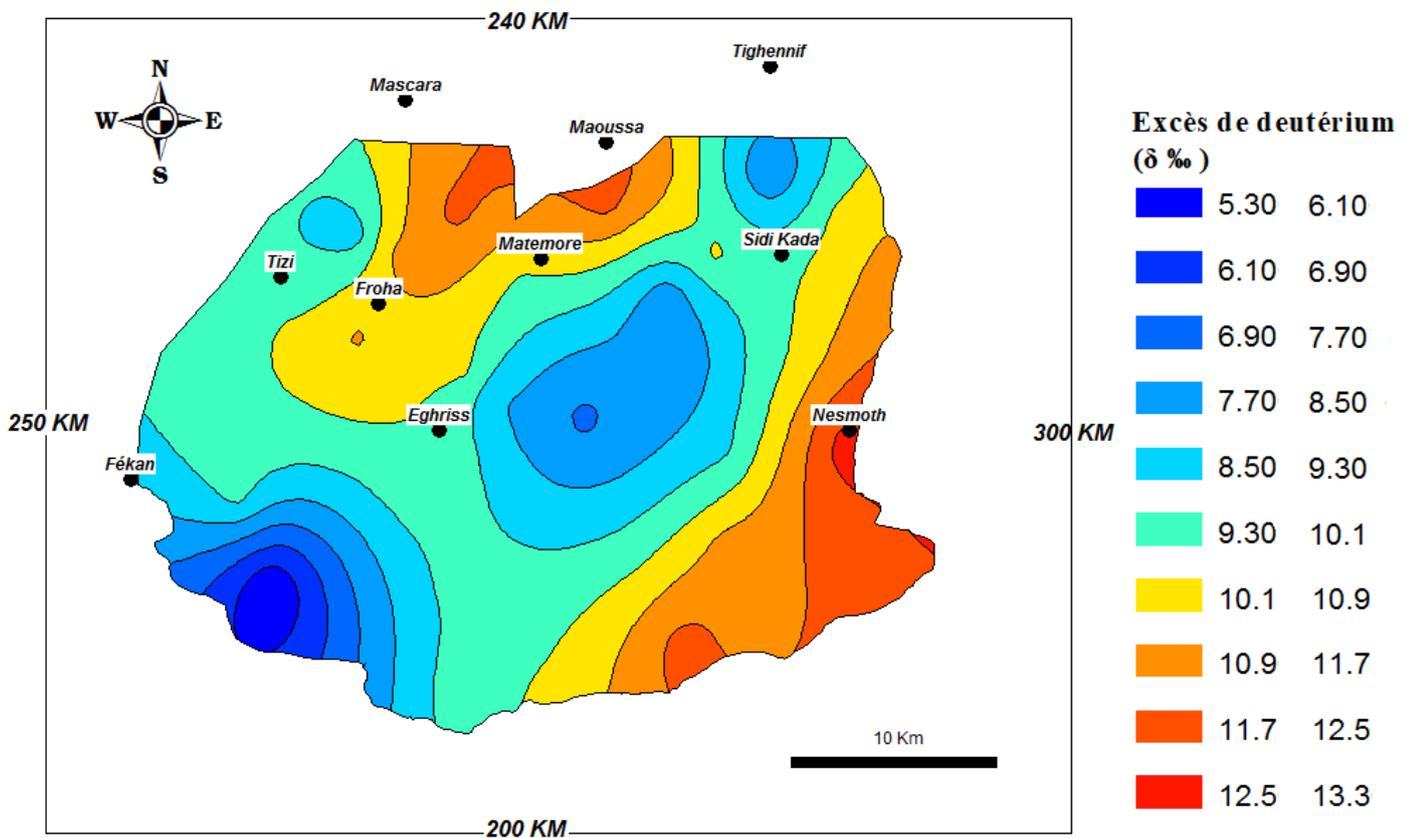


Figure 73: Répartition géographique des valeurs de deutérium ( $\delta \text{‰}$ )

#### V.4.1 Distribution spatiale de l'excès en deutérium

La carte de l'excès en deutérium montre des valeurs supérieures à 10 dans les parties montagneuses situées au sud-est (monts de Nesmoth) et dans la partie centrale et plus précisément au niveau du Djebel Enfous et Bouradou (entre les villes Froha, Tizi et Ghriss) s'étendant jusqu'au nord (**Figure 74**). Ces zones portent la signature d'une infiltration rapide des eaux de précipitation qui gardent les mêmes caractéristiques isotopiques des eaux de pluie (d'origine méditerranéenne ou océanique) en occurrence un  $d_{exc}$  variant entre 10 et 14. En outre, les zones de plaine ont des  $d_{exc}$  plus bas. Les eaux dans ces régions sont le siège d'évaporation avant infiltration. A noter également qu'un mélange avec les eaux de la nappe superficielle se produit vraisemblablement au niveau des bordures des monts dans la partie sud, ceci étant reporté par plusieurs auteurs (**Bekkoussa et al., 2018**).



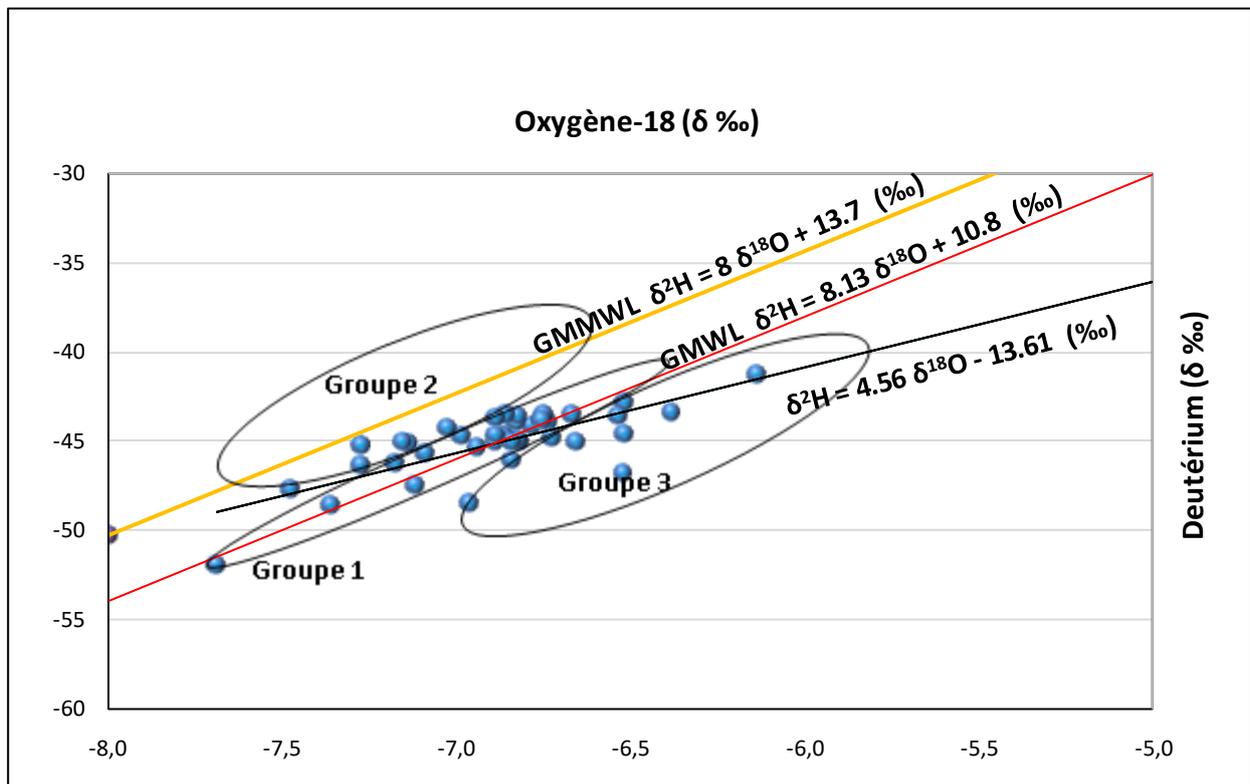
**Figure 74:** Répartition géographique des valeurs de l'excès en deutérium (δ ‰)

## V.5 Relation $\delta^2\text{H}/\delta^{18}\text{O}$

Le diagramme  $\delta^2\text{H}$  vs  $\delta^{18}\text{O}$  montre que les échantillons prélevés de la nappe étudiée se répartissent en trois groupes. Le premier groupe s'aligne étroitement sur la ligne météorique mondiale GMWL défini par **Craig en 1961-b**, révélant ainsi une infiltration rapide des précipitations d'origine océanique. Le deuxième groupe se situe entre la ligne météorique mondiale GMWL et la ligne météorique de l'ouest de la Méditerranée WMWL (**Celle et al., 2004**). Ce groupe reçoit une recharge principalement issue des précipitations résultant de la masse de vapeur provenant de l'ouest de la Méditerranée (**Khous et al., 2021**). Pour ces deux groupes, il est à noter que l'eau souterraine conserve des caractéristiques isotopiques similaires à celles des eaux de pluie, ce qui indique que la recharge et la circulation de l'eau au sein de la nappe jurassique d'Oued Fékan se produisent de manière assez rapide.

Le troisième groupe se trouve en dessous de la ligne météorique mondiale GMWL et suit une droite de régression dont l'équation est  $\delta^2\text{H} = 4,56 \delta^{18}\text{O} - 13,61$  (**Figure 75**). La pente de cette droite, qui est de 4,56, est inférieure à 8, correspondant à la pente de la droite météorique mondiale, reflétant ainsi l'effet de l'évaporation qui entraîne un enrichissement en isotopes lourds. Ce processus se produit avant l'infiltration des eaux ou après, lorsque celles-ci se trouvent dans la zone non saturée. Il est à signaler que l'absence de lapiaz dans les aires d'alimentation du système aquifère étudié et une topographie moins accentuée sont des facteurs qui favorisent la stagnation des eaux en surface conduisant une évaporation des eaux.

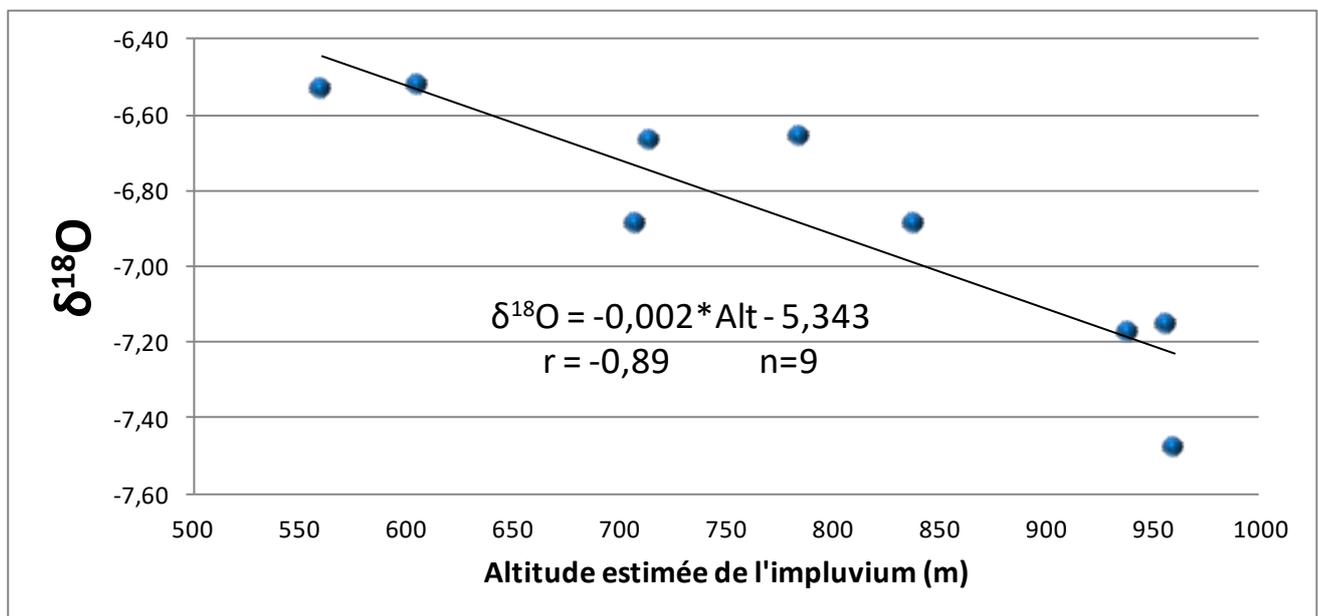
Le point d'intersection de la droite locale d'évaporation avec la ligne météorique mondiale GMWL correspond à l'origine des eaux avant l'évaporation. Ce point possède les coordonnées suivantes :  $\delta^{18}\text{O} = -6,85 \text{ ‰}$  et  $\delta^2\text{H} = -45,9 \text{ ‰}$  et se rapproche sensiblement de la moyenne de tous les points en  $\delta^{18}\text{O}$  et en  $\delta^2\text{H}$ , ce qui indique que l'évaporation concerne les points avec une recharge d'origine océanique et méditerranéenne (**Mouassa et al., 2020**).



**Figure 75 :** Diagramme  $^{18}\text{O}/^2\text{H}$  et positions des eaux de l'aquifère Karstique par rapport aux droites météoriques mondiale (GMWL), et régionale (Méditerranée Occidentale GMMWL)

### V.5.1 Gradient isotopique avec l'altitude

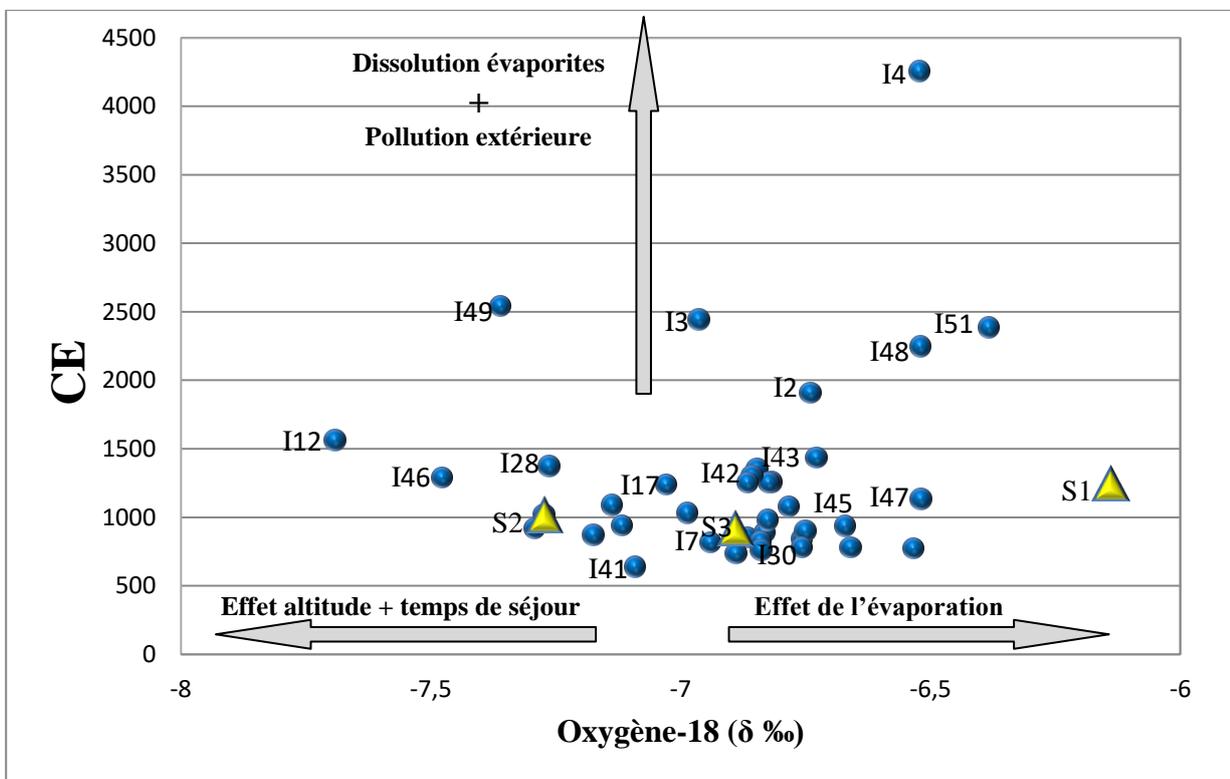
Le gradient isotopique altitudinal doit être établi à partir des mesures sur les échantillons de précipitations collectées à différentes altitudes et réparties dans la région supposée de la recharge. En l'absence de données régionales sur les teneurs isotopiques des précipitations, nous disposons des prélèvements ponctuels dans quelques sources et forages dont le bassin d'alimentation est relativement bien défini en altitude. Le gradient altitudinal en  $^{18}\text{O}$  est estimé à  $0,2 \delta^{18}\text{O}$  pour 100 m (**Figure 76**). ce gradient est assez proche de celui déterminé dans les monts de Tlemcen et qui varie de  $0,13 - 0,15 \delta^{18}\text{O}$  pour 100 m (**Azzaz, 2008**). Au Maroc, plus précisément dans la région du moyen Atlas et du Rif, **Ghalit et al, en 2023** estime que le gradient isotopique altitudinal avoisine  $0,25 \delta^{18}\text{O}$  pour 100 m, ce qui se rapproche également de la valeur trouvée dans ce travail. Ce gradient permet d'estimer les aires de recharge des eaux souterraines de la région en connaissant leur composition isotopique.



**Figure 76:** Gradients d'oxygène-18 en fonction de l'altitude de l'impluvium des sources et des forages du bassin d'oued Fékan.

### V.5.2 Relation entre la salinité et la teneur en $^{18}\text{O}$

En raison de leur aspect conservateur, les isotopes stables sont considérés comme d'excellents traceurs pour étudier les origines et les mécanismes contrôlant la salinisation des eaux souterraines. La conductivité électrique (CE) vs  $^{18}\text{O}$  est représenté sur **la figure 77** afin de comprendre les processus de salinisation de l'eau dans la nappe du jurassique. On constate que la majorité des échantillons ont des valeurs de CE variant entre 500 et 1500 ms/cm. L'enrichissement en  $^{18}\text{O}$  est dû à l'effet de l'évaporation, tandis que l'appauvrissement pour ce même isotope est attribué à l'effet de l'altitude (forage I43) ou à l'effet du temps de séjour des eaux c'est-à-dire des eaux plus anciennes (forage I12). Cependant, l'augmentation de la CE peut être expliquée soit par la dissolution des évaporites telles que le gypse et halite ou à une pollution locale. Les forages tels que le I3 et I4 situé dans la partie sud ouest (région de Guerdjoum) ont des CE très élevés (2444 et 4257 respectivement). L'aquifère du jurassique dans cette partie est en contact avec des formations évaporitiques essentiellement des gypses qui sont responsables de cette augmentation de la salinité. Par ailleurs les eaux des forages I48 et I51 sont simultanément enrichi en  $^{18}\text{O}$  et très minéralisées (2245 et 2386 ms/cm respectivement). Les eaux qui s'infiltraient et qui circulent dans cette partie de l'aquifère ont subi une évaporation importante et se sont chargés en sel en surface (reconcentration des sels dans la ZNS, eau stagnante ou retour des eaux d'irrigation). Ces résultats soulignent la complexité et l'hétérogénéité des mécanismes d'acquisition de la charge saline au niveau de la nappe étudiée.



**Figure 77:** Relation entre l'évolution de la conductivité électrique et la teneur en  $^{18}\text{O}$

## V.6 Echantillonnages et Mesures d<sup>13</sup>C et <sup>3</sup>H

L'analyse du tritium et du carbone-13 joue un rôle crucial dans la caractérisation des eaux souterraines, en permettant de déterminer leur âge, leur origine et leur qualité, **Le tableau 39** présente les résultats obtenus des 5 points étudiés.

**Tableau 39** : résultats de l'échantillonnage et Mesures d<sup>13</sup>C et <sup>3</sup>H

	Alt (m)	NIV piézo.	Tc°	OD(mg/l)	C25(ms/cm)	d18O	d exc	d 13 C	3H (UT)
<b>sources</b>									
S2	962	0	19,4	10,3	1021	-7,27	12,9	<b>-12,1</b>	<b>&lt;0.3</b>
S3	820	0	19,4	9,4	913	-6,89	11,4	<b>-13,1</b>	<b>2,9 ± 0,3</b>
S1	608	0	23,4	6,4	1242	-6,14	7,9	<b>-12,3</b>	<b>2,6 ± 0,3</b>
<b>forages</b>									
I40	458	175	21,3	6,7	1251	-6,87	10,2	<b>-10,7</b>	<b>&lt;0.4</b>
I41	453	118	22,0	6,5	1434	-6,73	8,9	<b>-11,6</b>	<b>&lt;0.6</b>

Une distinction significative se manifeste entre les résultats obtenus des forages et ceux des sources. Les forages révèlent des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  plus élevées que les trois sources. L'écart le plus marqué se manifeste dans l'échantillon le plus enrichi, avec un écart de 2,4‰, ce qui s'aligne logiquement avec une tendance à la dissolution du carbonate, probablement en corrélation avec la durée de rétention de l'eau dans le réservoir carbonaté.

Comme on pouvait s'y attendre, les forages n'affichent pas de traces détectables de tritium. Cependant, le tritium (<sup>3</sup>H) a été détecté dans deux des trois sources. Il est intéressant de noter que la source S2, qui se trouve à la plus haute altitude, se caractérise non seulement par le  $\delta^{18}\text{O}$  le plus appauvri mais également par l'absence de tritium. Cette absence de tritium dans la source S2 suggère généralement que l'eau en question est relativement ancienne, ce qui indique qu'elle provient probablement de sources qui ont été isolées de la circulation atmosphérique du tritium pendant une période prolongée, peut-être liée à l'aquifère carbonaté du Jurassique.

En revanche, les faibles valeurs de tritium enregistrées dans les sources S1 et S3 indiquent probablement un mélange d'eau récente, contenant peu de tritium, avec de l'eau plus ancienne, dépourvue de tritium, entraînant ainsi une dilution de la concentration. Cette observation suggère des processus de mélange complexes dans ces sources.

## V.7 Conclusion

Le présent chapitre a permis d'étudier les isotopes stables des eaux souterraines dans la nappe karstique, mettant en lumière des variations significatives dans les valeurs de  $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ . Les valeurs moyennes observées pour l'oxygène-18 se situent entre -6,14 ‰ et -7,69 ‰, avec une moyenne de -6,90 ‰, tandis que les valeurs en deutérium ( $\delta^2\text{H}$ ) varient de 39,7 ‰ à 45,1 ‰, avec une moyenne de 42,9 ‰. L'excès en deutérium présente une plage de variation allant de 5,27‰ à 12,86 ‰, avec une moyenne de 9,98 ‰. L'analyse isotopique a révélé une distribution spatiale analogue de ces isotopes. Les valeurs les plus enrichies en isotopes lourds ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ ) se trouvent dans les parties nord-est et nord-ouest de la région, suggérant une influence de l'évaporation avant et après l'infiltration. Ces observations sont cohérentes avec des environnements où l'évaporation est un facteur prédominant.

Le système karstique sous investigation présente des caractéristiques distinctives. Les valeurs les plus appauvries en isotopes stables tels que le  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta^2\text{H}$  sont observées principalement dans les régions sud et ouest. Ces variations sont principalement attribuées à l'effet de l'altitude ainsi qu'à la présence d'eaux plus anciennes. De plus, significative, tandis que dans les zones du centre du bassin, l'évaporation est un facteur l'analyse de l'excès en deutérium révèle des zones où les eaux de précipitation s'infiltrent de manière prédominant.

Un autre aspect important réside dans le point d'intersection entre la droite locale d'évaporation et la ligne météorique mondiale GMWL. Cette observation suggère que l'évaporation a un impact marqué sur les endroits où la recharge initiale provient des sources océaniques et méditerranéennes. En outre, le gradient altitudinal du  $\delta^{18}\text{O}$  est estimé à environ 0,2 unités de  $\delta^{18}\text{O}$  pour chaque variation de 100 mètres en élévation. Cette information est cruciale pour estimer les zones de recharge des eaux souterraines dans la région en se basant sur leur composition isotopique. Enfin, les différences significatives entre les résultats des forages et des sources révèlent des valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  plus élevées dans les forages, indiquant une tendance à la dissolution du carbonate, en corrélation avec la durée de rétention de l'eau dans le réservoir carbonaté.

# **CONCLUSION GENERALE**

## CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS

### Conclusion

Cette étude vise à connaître et à comprendre le fonctionnement de l'aquifère karstique du bassin d'oued Fékan par des approches géochimiques et isotopiques.

L'aquifère karstique du bassin d'oued Fékan renferme la principale ressource en eau pour l'approvisionnement en eau potable et pour l'irrigation de la région, dans un contexte de stress hydrique aggravé par la rareté des eaux de surface et une diminution des apports pluviométrique. L'ensemble de cette étude nous a conduits à une compréhension approfondie des caractéristiques hydrologiques, hydrogéologiques, hydrogéochimiques, et isotopiques du bassin versant d'Oued Fékan. En tant qu'une partie intégrante du bassin versant d'Oued El Hammam, cette région présente des caractéristiques géographiques, climatologiques et géologiques distinctes qui ont été minutieusement explorées au cours de ce travail.

Le bassin d'Oued Fékan est une zone topographique relativement plate, située à une altitude moyenne de 470 mètres, mais entourée de reliefs montagneux atteignant jusqu'à 1200 mètres d'altitude. Cette topographie joue un rôle essentiel dans la dynamique hydrologique du bassin. L'étude morphométrique du bassin a montrée que le bassin couvre une superficie d'environ 1160 km<sup>2</sup> et un périmètre de 202,8 km marquée par un relief modéré à fort et des pentes moyenne.

La région se caractérise par un climat méditerranéen semi-aride avec un hiver froid et pluvieux, suivi d'un été chaud et sec. Plusieurs facteurs géographiques, notamment l'éloignement de la mer, l'altitude et l'orientation des reliefs environnants, influencent le climat local. La répartition des précipitations et des températures saisonnières a un impact direct sur la chimie des eaux souterraines. La température moyenne annuelle est de 17,41°C, et les précipitations moyennes annuelles atteignent 339 mm/an calculée sur une période de 42 ans (1969-2011). L'étude de la variabilité interannuelle des précipitations a été entreprise en utilisant deux approches distinctes, à savoir l'Indice Standard de Précipitation (SPI) et la méthode de la matrice graphique chronologique pour le traitement de l'information (MGCTI). Cette démarche avait pour but d'évaluer les évolutions des précipitations sur la période d'étude, qui s'étendait de 1969 à 2011. Les résultats obtenus au moyen de ces deux méthodes ont révélé qu'aucune aggravation significative des périodes de sécheresse n'a été constatée dans la région étudiée. Plus spécifiquement, l'indice SPI a principalement montré des années caractérisées par des niveaux de précipitations proches de la normale, tandis que la méthode

MGCTI a mis en évidence une distribution plus équilibrée entre les périodes sèches et humides. En conséquence, l'utilisation de la méthode MGCTI s'est avérée plus propice à l'interprétation des résultats, notamment en ce qui concerne l'évaluation des tendances régionales. Cette conclusion nous amène à considérer la méthode MGCTI comme étant mieux adaptée pour l'analyse des phénomènes de sécheresse et d'humidité à l'échelle régionale.

Une analyse approfondie des niveaux de la nappe phréatique dans la région a mis en évidence une tendance à la diminution au cours des quatre dernières décennies. Les rabattements les plus marqués ont été enregistrés dans la partie centrale et au sud du bassin, principalement au sein de la zone confinée de l'aquifère jurassique, où ils ont dépassé les 100 mètres. Dans la partie Ouest, située entre les villes de Tizi, Froha, Ghriss et Fékan, les abaissements étaient moins prononcées, variant de 0 à 88 mètres, bien qu'elles aient également touché l'aquifère confiné. Il est important de noter que la majeure partie de la zone non confinée de l'aquifère n'a pas connu de baisses significatives de ses niveaux piézométriques. Ces observations mettent en lumière la complexité de la dynamique des eaux souterraines dans la région, sous l'influence d'une combinaison de facteurs climatiques et anthropiques.

L'analyse hydrochimique des eaux souterraines a révélé des informations cruciales sur la composition chimique de ces eaux. Les paramètres physico-chimiques des échantillons de la nappe karstique se sont révélés en grande partie conformes aux directives internationales et nationales pour l'eau potable. Cependant, une augmentation notable de la minéralisation a été observée dans les parties nord-ouest et sud-ouest de la zone d'étude. Les eaux souterraines du Jurassique sont de types  $\text{HCO}_3\text{-Mg}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Na}$  et  $\text{Cl-Mg}$ , avec leur composition chimique et leur minéralisation principalement contrôlées par les dissolutions de minéraux carbonatés. En revanche, les eaux de la nappe Plio-quadernaire se sont révélées fortement minéralisées, principalement chargées en anions  $\text{Cl}^-$  et cations  $\text{Mg}^{2+}$ . Trois types de faciès hydrochimiques distincts ont été identifiés à savoir le  $\text{Na-Cl}$  (27%),  $\text{Mg-HCO}_3$  (24%) et  $\text{Mg-Cl}$  (24%). L'hydrochimie du système aquifère Plio-quadernaire est influencée par un phénomène de salinisation, la dissolution des évaporites (halite et gypse), les échanges cationiques et l'impact des activités humaines (agricoles ou urbaines).

Les résultats de cette étude ont permis de classer les eaux de la nappe karstique du bassin d'Oued Fékan en catégories de qualité d'eau, selon les valeurs du Global Water Quality Index (GWQI). Environ 65 % des échantillons d'eau souterraine se situent dans la catégorie excellente qualité, tandis que les 35 % restants étaient considérés de bonne qualité. Les échantillons de qualité excellente étaient principalement situés dans les parties centrales et

nord-est de la zone d'étude, tandis que ceux de bonne qualité étaient localisés au sud et au sud-est. Ces résultats indiquent une évaluation globalement positive de la qualité des eaux de la nappe karstique.

L'analyse isotopique des eaux souterraines de la nappe karstique a révélé des caractéristiques distinctes et significatives. Les valeurs moyennes d'oxygène-18 ( $\delta^{18}\text{O}$ ) se situent dans une plage allant de -6,14 ‰ à -7,69 ‰, avec une moyenne générale de -6,90 ‰. Les valeurs du deutérium ( $\delta^2\text{H}$ ) varient quant à elles de 39,7 ‰ à 45,1 ‰, avec une moyenne de 42,9 ‰. De plus, l'excès en deutérium a montré des variations allant de 5,27 ‰ à 12,86 ‰, avec une moyenne de 9,98 ‰.

Les observations isotopiques ont révélé une distribution spatiale significative de ces isotopes, soulignant des tendances géographiques spécifiques. Les valeurs les plus enrichies en isotopes lourds ( $\delta^{18}\text{O}$  et  $\delta^2\text{H}$ ) se concentrent dans les parties nord-est et nord-ouest de la région. Cette distribution suggère une forte influence de l'évaporation tant avant qu'après l'infiltration des précipitations. Ces observations sont cohérentes avec des environnements où l'évaporation joue un rôle prédominant dans les processus hydrologiques. En contraste, les zones situées au sud et à l'ouest présentent des valeurs appauvries en isotopes stables, une caractéristique attribuée à l'effet de l'altitude et à la présence d'eaux souterraines plus anciennes. Cette tendance démontre la complexité des processus hydrogéologiques dans la région. L'analyse de l'excès en deutérium a révélé des zones caractérisées par une forte infiltration des eaux de précipitation, tandis que les zones du centre du bassin sont sujettes à l'évaporation. En outre, l'intersection de la droite locale d'évaporation avec la ligne météorologique mondiale GMWL indique que l'évaporation impacte principalement les points de recharge avec une origine océanique et méditerranéenne. Le gradient altitudinal en  $^{18}\text{O}$  est estimé à 0,2 ‰ pour 100 m, et permet d'estimer les aires de recharge des eaux souterraines de la région. Il convient de noter que les résultats de  $\delta^{13}\text{C}$  révèlent également des différences significatives entre les échantillons provenant de forages et ceux issus de sources. Les valeurs de  $\delta^{13}\text{C}$  plus élevées dans les forages indiquent une tendance à la dissolution du carbonate, en corrélation avec la durée de rétention de l'eau dans le réservoir carbonaté. En somme, cette analyse isotopique fournit des informations cruciales pour la compréhension de la dynamique des eaux souterraines dans le bassin versant d'Oued Fékan. Les données isotopiques contribuent à une vision plus approfondie des processus hydrologiques et géochimiques de la région, fournissant ainsi une base solide pour la gestion et la préservation de cette ressource précieuse.

En résumé, cette étude sur l'isotopie des eaux souterraines dans une région karstique met en évidence l'influence de divers facteurs tels que l'évaporation, l'altitude, l'âge des eaux, et l'origine de la recharge sur la signature isotopique des eaux souterraines. Ces résultats sont essentiels pour une meilleure compréhension de la dynamique des eaux souterraines dans la région et peuvent avoir des implications importantes pour la gestion des ressources en eau.

### **Recommandations :**

Les recommandations ci-dessous visent à élucider certains problèmes qui ont été observés, à préciser les incertitudes résultant de l'étude actuelle et à proposer des interventions en conséquence :

- Installer un réseau de piézomètres à travers la nappe, pour contrôler la fluctuation de la surface piézométrique, pour prendre les mesures de gestion conservatoires et appropriées de la nappe.
- Approfondir les connaissances sur la relation entre la nappe superficielle et profonde.
- Utiliser d'autres isotopes pour mieux comprendre le fonctionnement du système.
- Encourager les agriculteurs à améliorer leurs pratiques agricoles, puisqu'un lien significatif a été établi entre la présence des nitrates dans l'eau des puits et les zones d'agriculture intensive.
- Réaliser une étude de modélisation des écoulements souterrains pour connaître les mécanismes de transfert des polluants, ce qui peut beaucoup aider à la protection de la nappe contre la pollution.

## ***Références bibliographiques***

### A

- Abou Zakhem B.** (2016). Using principal component analysis (PCA) in the investigation of aquifer storage and recovery (ASR) in Damascus Basin (Syria). *Environmental Earth Sciences* 75(15). <https://doi.org/10.1007/s12665-016-5923-8>.
- Abou Zakhem B,** Al-Charideh A, Kattaa B. (2017). Using principal component analysis in the investigation of groundwater hydrochemistry of Upper Jezireh Basin, Syria. *Hydrological Sciences Journal* Volume 62, 2017 - Issue 14.
- Ablaoui H,** (2007). Structure et fonctionnement de trois émergences karstiques des monts de Tlemcen à partir des réponses hydrologiques et hydrochimiques. Thèse de magister. Université d'Oran Algérie. 130p.
- AIEA.** (1977). Bulletin - Vol.19, no 1, United Nations Water Conference, Mar del Plata, Argentina, 14-25.
- Alley WM,** Healy RW, Labaugh JW. (2002). Flow and storage in groundwater systems. *Science* 296 (5575), 1985-1990.
- Amroune A.** (2018). Etude de l'apport hydrochimique dans la connaissance du fonctionnement de la nappe alluviale de la région nord du Hodna (Sud-Est algérien). Thèse de doctorat. Université Mustahpa Benboulaïd Batna 2 Algérie. 172 p.
- Araguas A,** Rozanski K, Gonfiantini R, Louvat D. (1995). Isotopes effects accompanying vacuum extraction of soil water for stable isotope analyses. *J. Hydrol.* 168, 159-171.
- Ardoïn-bardin S,** Lubes-niel H, Servat É, Dezetter A, Boyer JF. (2003). Analyse de la persistance de la sécheresse en Afrique de l'Ouest : caractérisation de la situation de la décennie 1990. *In : Hydrology of Mediterranean and Semiarid Regions*, É. SERVAT, W. NAJEM, C. LEDUC et A. SHAKEEL édit., IAHS Publication n° 278, p. 223-228.
- Ardoïn-bardin S.** (2004). *Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano sahélienne*. Thèse de l'Université Montpellier II, 440 p.
- Atkinson T.C,** Smoth DI, Lavis J.J, Whitaker R.J. (1973) Experiments in tracing underground waters in limestones. *Journal of Hydrology* 19, 323-349.

**Ayouba A**, Guel B. (2015). Physicochemical characterization of the groundwater of the locality of Yamtenga (Burkina Faso). *International Journal of Biological and Chemical Sciences* 9(1): 517-533, February 2015: 1997-342X.

**Azzaz H.** (2008). Caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques des monts de Tlemcen par les méthodes hydrochimiques et isotopiques application a la vulnérabilité. (2008). Thèse de Doctorat. université d'UST Oran. 213p.

## **B**

**Baba-hamed K**, Bouanani A, Nasri A. (2015). La modélisation de la nappe alluviale de la plaine de Ghriss (mascara nw- algérien). *Larhyss Journal* 1112-3680, n°21, March 2015, pp. 133-140.

**Bakalowicz M.** (1979). Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse de doctorat. d'état sc. nat., Université Paris VI, 269 pages.

**Bakalowicz M.** (1986). De l'Hydrogéochimie en karstologie. *Karst Euskadi*, (pp. 105–129).

**Bakalowicz M.** (1995) La zone d'infiltration des aquifères karstiques. Méthodes d'étude. Structure et fonctionnement. *Hydrogéologie* 4, 3-21.

**Bakalowicz M.** (1996). Les processus de karstification et les différents types de karst associés. In *Mémoires de la société géologique de France*. Paris, pp. 363-371.

**Bakalowicz M.** (2005). Karst groundwater: a challenge for new resources. *Hydrogeology Journal*, 13(1), pp.148-160.

**Bakalowicz M.** (2008). Le milieu karstique : études et perspectives, identification et caractérisation de la ressource. In *Colloque Hydrogéologie et Karst au travers des travaux de Michel Lepillers*, pp.11-27.

**Bekkoussa B.** (2009). Modeling the transfer and propagation of nitrates in the groundwater of the Ghriss Plain. PhD Thesis, University of Oran Algeria: 155 p.

**Bekkoussa B**, Jourde H, Batiot-Guilhe. (2013). Origine de la salinité et des principaux éléments majeurs des eaux de la nappe phréatique de la plaine de Ghriss, Nord-Ouest Algérien. *Hydrological Sciences Journal*, 58 (5), 1111–1127.

**Bekkoussa S**, Bekkoussa B, Taupin J-D. (2018). Groundwater hydrochemical characterization and quality assessment in the Ghriss Plain basin, northwest Algeria. *Journal of Water Supply: Research and Technology-Aqua* (2018) 67 (5): 458–466. <https://doi.org/10.2166/aqua.2018.013>.

- Bekkoussa S.** (2020). Approche Hydrogéologique et Hydrochimique des Echanges entre Aquifères Profonds et Superficiels du Bassin d'Oued Fekan. Thèse de Doctorat. université de mascara. 161p.
- Belaoufi N.** (2018). Etude de l'occupation du sol du bassin versant d'oued Fékan. Mémoire de master. université de mascara. 82p.
- Benadela L, Bekkoussa B.** (2017). Application of multivariate statistical analysis methods to the study of the mineralization of aquifer system waters the plain of ghriss (North West algeria). Larhyss Journal n°29, pp. 75-94 : 1112-3680.
- Benadela L, Gaïdi L, Bekkoussa B.** (2018). Influence de la lithologie et des conditions climatiques sur l'évolution des paramètres physico-chimiques des eaux du système aquifère de la plaine de Ghriss (Nord-Ouest Algérien). Journal International Sciences et Technique de l'Eau et de l'Environnement Volume III - Numéro 1 - Avril 2018.
- Benadela L, Bekkoussa B, Abbes M.** (2019). Temporal evolution of groundwater chemistry in the GHRISS plain (Northwest Algeria). Second International Symposium (WREIANA 2019) Water Resources and Environmental Impact Assessment in North Africa. January 30, 2019.
- Benadela L, Bekkoussa B, Gaïdi L.** (2022). Multivariate analysis and geochemical investigations of groundwater in a semi-arid region, case of superficial aquifer in Ghriss Basin, Northwest Algeria. Journal of Groundwater Science and Engineering, 10(3): 233-249. <https://doi.org/10.19637/j.cnki.2305-7068.2022.03.003>.
- Benfetta H, Remini B, Larid M.** (2008). Etude des fluctuations des eaux souterraines de la plaine de la Ghriss Mascara –Algérie. BALWOIS-Ohrid Republic of Macedonia -27, 31.
- Benstaali I, Benayada L.** (2017). Bilan et variabilité temporelle des matières en suspension dans le bassin de la Macta: cas du sous bassin versant de Bou-Hanifia (Algérie du nord) - Revue des sciences de l'eau, 2017 - erudit.org
- Bergaoui M, Alouini A.** (2002). Caractérisation de la sècheresse météorologique et hydrologique : cas du bassin versant de Siliana en Tunisie. *Sècheresse*, vol. 12, n° 4, p. 205-213.
- Besser H, Hamed Y.** (2019). Causes and risk evaluation of oil and brine contamination in the Lower Cretaceous Continental Intercalaire aquifer in the Kebili region of southern Tunisia using chemical fingerprinting techniques. Environ Pollut 253 : 412-423. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2019.07.020>.

- Bharti VK**, Giri A, Kumar K. (2017). Evaluation of Physico-Chemical Parameters and Minerals Status of Different Water Sources at High Altitude. *Peertechz J Environ Sci Toxicol* 2(1): 010-018.
- Blavoux B.** (1978). Etude du cycle de l'eau au moyen de l'oxygène 18 et du tritium. Possibilités et limites de la méthode des isotopes du milieu en hydrologie de la zone tempérée. Thèse de doctorat. Pierre et Marie Curie 316 p.
- Boateng TK**, Opoku F, Acquaaah SO. (2016). Groundwater quality assessment using statistical approach and water quality index in Ejisu-Juaben Municipality, Ghana. *Environmental Earth Sciences*. 489.
- BODIAN A.** (2014). Caractérisation de la variabilité temporelle récente des précipitations annuelles au Sénégal (Afrique de l'Ouest). *Physio-Géo - Géographie Physique et Environnement*, vol. VIII, p. 297-312.
- Bouchaou L**, Mangin A, Chauve P, Mania J, Aboufirassi I, (1996). Apports des méthodes hydrodynamiques à l'étude du fonctionnement des aquifères karstiques de l'Atlas de BeniMellal (Maroc). *Geodinamica Acta* 9 (4), 170–176.
- Buttle J**, Leigh D. (1995). Isotopic and chemical tracing of macropore flow in laboratory columns under snowmelt conditions. *Tracer Technologies for Hydrological Systems*, IAHS Publ., vol. 229, 67-76.
- Butscher C**, Huggenberger P. (2009) Enhanced vulnerability assessment in karst areas by combining mapping with modeling approaches. *Science of the Total Environment* 407, 1153-1163.
- Brown J**, Simmonds I. (2004). Sensitivity of the D<sup>18</sup>O-temperature relationship to the distribution of continents. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 31, L09208, doi:10.1029/2004GL019870, 2004

## C

- Castany G**, Margat J. (1977). Dictionnaire français d'hydrogéologie. BRGM Service géologique national, Orleans, 249 pages.
- Celle H**, Travi Y, Blavoux B. (2001). Isotopic typology of the precipitation in the Western Mediterranean region at three different time scales. *Geophys. Res. Lett* 28 (7) p.1215–1218
- Celle H**, Gonfiantini R, Travi Y, Sol B. (2004). Oxygen-18 variations of rainwater during precipitation: application of the Rayleigh model to selected rainfalls in Southern France. *Journal of Hydrology* 289: 165–177

- Chen S**, Tang Z, Wang J. (2020). Multivariate Analysis and Geochemical Signatures of Shallow Groundwater in the Main Urban Area of Chongqing, Southwestern China *Water*. 12, 2833; doi:10.3390/w12102833.
- Chibane B**, Bentchakal M, medjerab A. (2015). Etude de la variabilité et de la structure de pluie annuelle dans une region semi-aride : cas du bassin versant de la Macta (nord-ouest algérien). *Larhyss Journal* n°23 (2015) pp. 213-229.
- Kong A.** (2011). Modélisation des crues de bassins karstiques par réseaux de neurones. Cas du bassin du Lez (France). Thèse de doctorat université Montpellier II France. 232p.
- Corbier P.** (1999). Mise en évidence d'une alimentation des aquifères poreux plio-quaternaires par les massifs karstiques de bordure : étude des relations entre la côte et l'arrière-côte dijonnaise et la plaine de Bresse. Thèse de doctorat université de Dijon France. 187p.
- Couchoud I.** (2008). Les isotopes stables de l'oxygène et du carbone dans le spéléothèmes: des archives paléoenvironnementales. *Quaternaire*, **19**, (3), 2008, p. 275-291
- Clark I.** (2015). Groundwater Geochemistry and Isotopes. CRC Press Taylor & Francis Group International Standard Book Number-13: 978-1-4665-9174-5 (eBook - PDF). 442 p.
- Coplen T.B**, KENDALL C, HOPPLE J. (1983). Comparison of stable isotopes reference samples. *Nature*, 302, 236-238.
- Craig H.** (1957). Isotopic standards for carbon and oxygen correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 12 (1-2), 133-149.
- Craig H.** (1961-a). Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural waters. *Science*, **133**, 1833-1834.
- Craig H.** (1961-b). Isotopic variations in meteoric waters. *Science* 133, 1702-1703.

## **D**

- Dahmani A.** (2010). Impact of climate change on water resources in the watershed of oued fekan wilaya of Mascara. PhD Thesis, University of Oran Algeria: 104 p.
- Dansgaard W.** (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- Delbart C.** (2013). Variabilité spatio-temporelle du fonctionnement d'un aquifère karstique du Dogger : suivis hydrodynamiques et géochimiques multifréquences ; traitement du signal des réponses physiques et géochimiques. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2013. Français. NNT : 2013PA112290.

- Delbart C**, Valdes D, Barbecot F, Tognelli A, Couchoux L, (2016). Spatial organization of the impulse response in a karst aquifer. *Journal of Hydrology* 537, 18-26.
- Deville S.** (2013). Caractérisation de la zone non saturée des karsts par la gravimétrie et l'hydrogéologie. *Géophysique [physics.geo-ph]*. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2013. Français.
- Dincer T**, Al-mugrin A, Zimmermann U. (1974). Study of the infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. *Journal of Hydrology*. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(74\)90025-0](https://doi.org/10.1016/0022-1694(74)90025-0)
- Djidi K**, Bakalowicz M, Benali A. (2008). Mixed, classical and hydrothermal karstification in a carbonate aquifer hydrogeological consequence. The case of the Saida aquifer system, Algeria. *C.R. Geosci.*, 340, 462–473.
- Dörfliger N**, Jeannin PY, Zwahlen R. (1999) Water vulnerability assessment in karst environments: a new method of defining protection areas using a multi attribute approach and GIS tools (EPIK method). *Environmental Geology* 39, 165-176.
- Dörfliger N.** (2010) Guide méthodologique, Les outils de l'hydrogéologie karstique. Avec la collaboration de Ph. Crochet, R. Guerin, N. Jozja, B. Marsaud, P-H. Mondain, Ph. Muet, V. Plagnes; BRGM RP-58237-FR, 246 pp., 82 ill., 5 ann.
- DPAT.** (2016). Rapport de la direction de la Planification et de l'Aménagement du Territoire (Mascara, Algérie).
- Dreybrodt W.** (1996). Principles of Early Development of Karst Conduits Under Natural and Man-Made Conditions Revealed by Mathematical Analysis of Numerical Models. *Water Resources Research*, 32(9), 2923–2935.
- Drogue C.** (1974). Structure de certains aquifères karstiques d'après les résultats de travaux de forage. *Comptes Rendus de L'Académie des Sciences Paris série III*, 278, pp.2621-2624.
- Drogue C.** (1969). Contribution à l'étude quantitative des systèmes hydrologiques karstiques, d'après l'exemple de quelques karsts périméditerranéens. PhD thesis, Université de Montpellier.
- Dugga P**, Pervez S, Tripathi M, Siddiqui MN. (2020). Spatiotemporal variability and source apportionment of the ionic components of groundwater of a mineral-rich tribal belt in Bastar, India. *Groundwater for Sustainable Development* 10 (2020) 100356. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2020.100356>.

**Etcheverry D.** (2002). Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines. Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. Rapports de l'OFEG, Série Géologie. Ecole polytechnique fédérale de Lausanne France. 72 p.

**Esmaili S,** Moghaddam A, Barzegar R. (2018). Multivariate statistics and hydrogeochemical modeling for source identification of major elements and heavy metals in the groundwater of Qareh-Ziaeddin plain, NW Iran. *Arabian Journal of Geosciences* (2018) 11: 5 <https://doi.org/10.1007/s12517-017-3317-1>.

## *F*

**Fajans K.** (1913). Über eine beziehung zwischen der art einer radioaktiven umwandlung und dem elektrochemischen verhalten der betreffenden radioelemente. *Physikalische Zeitschrift*, 14 :131–136, 1913.

**Fajans K.** (1914). Radioactive transformations and the periodic system of the elements. *Berichte der Deutschen Chemischen Gesellschaft*, 46 :422–439, 1913.

**Fan B-L,** Zhao Z-Q, Tao F-X. (2014). Characteristics of carbonate, evaporite and silicate weathering in Huanghe River basin: A comparison among the upstream, midstream and downstream. *Journal of Asian Earth Sciences* 96 (2014) 17–26.

**Fatoba J.O.,** Sanuade, O.A., Hammed, O.S. (2017). The use of multivariate statistical analysis in the assessment of groundwater hydrochemistry in some parts of southwestern Nigeria. *Arab J Geosci* 10, 328 (2017). <https://doi.org/10.1007/s12517-017-3125-7>

**Fleury P,** Plagnes V. Bakalowicz M. (2007). Modelling of the functioning of karst aquifers with a reservoir model: Application to Fontaine de Vaucluse (South of France). *Journal of Hydrology*, 345(1-2), pp.38-49.

**Florea L,** Bird B, Laue JK, Wang L, Lei Y, Yaoc T, Thompson L. (2017). Stable isotopes of river water and groundwater along altitudinal gradients in the High Himalayas and the Eastern Nyainqentanghla Mountains. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 14 (2017) 37–48

**Ford D,** Williams P. (2007) Karst geomorphology and hydrology. *Unwin Hyman*. London.

**Foucault A.** Raoult J. (2005). Dictionnaire de Géologie.

**Fournier M.** (2006) Identification des modalités de transport et de la vulnérabilité du karst de la craie. Application de nouveaux outils statistiques d'analyse des données au système du Hannebôt (Seine-Maritime, France). *Thèse de Doctorat, Université de Rouen, France*. 233 p.

**Frankenberg C**, Yoshimura K, Warneke T, Aben I, Butz A, Deutscher N, Griffith D, Hase F, Notholt, J, Schneider M, Schrijver H, and Röckmann T. (2009). Dynamic Processes Governing Lower-Tropospheric HDO/H<sub>2</sub>O Ratios as Observed from Space and Ground. *Science*, 325(September) :1374-1377.

**Fritz P**, Fontes J. (1980). Handbook of environmental isotope geochemistry, vol. 1. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

## G

**Gât JR**, Carmi I. (1977). Evolution de la composition isotopique des eaux atmosphériques dans la zone de la mer Méditerranée. *Journal of Geophysical Research*. <https://doi.org/10.1029/JC075i015p03039>

**García GM**, Hidalgo MDV, Blesa MA. (2001). Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucuman province, Argentina. *Hydrogeol. J.* 9 (6), 597-610.

**Geyh M**, Sonne V. (1983). Monitoring of groundwater-budget changes with isotope techniques in the NE Mainz basin. *Groundwater in water resources planning*, U.N.E.S.C.O., 357-366.

**Ghachi A**. (1986). Hydrologie et utilisation de la ressource en eau en Algérie: le bassin de la Seybouse OPU Alger.

**Ghalit M**, Bouaissa M, Gharibi E, Taupin J-D, Patris N. (2023). Hydrogeochemical Characteristics and Isotopic Tools Used to Identify the Mineralization Processes of Bottled Mineral Water in Morocco

**Gholizadeh M.H**, Melesse A.M., Reddi L., (2016). Water quality assessment and apportionment of pollution sources using APCS-MLR and PMF receptor modeling techniques in three major rivers of South Florida. *Sci. Total Environ.* 566, 1552–1567. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.06.046>.

**Giddings L**, Soto M., Rutherford B, Maarouf A. (2005). Zones d'indice de précipitation standardisé pour le Mexique. *Atmosfera* (2005)33-56

**Gonfiantini R**. (1978). Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271(5645) :534-536.

- Gouaidia L**, Guefaifia O, Boudoukha A, LaidHemila M, Martin C. (2012). Évaluation de la salinité des eaux souterraines utilisées en irrigation et risques de dégradation des sols : exemple de la plaine de Meskiana (Nord-Est Algérien). *Physio-Géo*. <https://doi.org/10.4000/physio-geo.2632>
- Guilpart E.** (2018). Etude de la composition isotopique (deutérium et oxygène 18) de la vapeur d'eau dans l'atmosphère sur l'île de La Réunion : apport à la compréhension des processus humides atmosphériques en région tropicale. Océan, Atmosphère. Université Paris Saclay, France 2018.
- Güler C**, Thyne GD, McCray JE. (2002). Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeol. J.* 10, 455–474.

## ***H***

- Hadji R**, Achour Y, Hamed Y. (2017). Using GIS and RS for Slope movement susceptibility mapping: comparing AHP, LI and LR methods for the Oued Mellah Basin, NE Algeria. In: Kallel A., Ksibi M., Ben Dhia H., Khélif N. (eds) Recent Advances in Environmental Science from the Euro-Mediterranean and Surrounding Regions. EMCEI 2017. Advances in Science, Technology & Innovation (IEREK Interdisciplinary Series for Sustainable Development). Springer, Cham.
- Haj-Amor Z**, Hashemi H, Bouri S. (2018). The consequences of saline irrigation treatments on soil physicochemical characteristics. *Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration* (2018) 3:22.
- Hartmann A**, Goldscheider N, Wagener T, Lange J, Weiler M. (2014) Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approach. *Reviews of Geophysics* 52, 218-242.
- Hamad A**, Baali F, Hadji R. (2018). Hydrogeochemical characterization of water mineralization in Tebessa-Kasserine karst system (Tuniso-Algerian Transboundary basin). *Euro-Mediterr J Environ Integr* (2018) 3:7.
- Hamed Y.** (2013). The hydrogeochemical characterization of groundwater in Gafsa-Sidi Boubaker region (Southwestern Tunisia). *Arabian Journal of Geosciences* 6(3), 697-710.
- Hamed Y**, Ahmadi R, Hadji R. (2014a). Groundwater evolution of the continental intercalaire aquifer of Southern Tunisia and a part of Southern Algeria: use of geochemical and isotopic indicators. *Desalination and Water Treatment* 52(10-12): 1990-1996.
- Hamed Y**, Ahmadi R, Demdoum A. (2014b). Use of geochemical, isotopic, and age tracer data to develop models of groundwater flow: A case study of Gafsa mining basin-Southern, Tunisia. *Journal of African Earth Sciences* 100 (2014) 418–436.

## ***I***

**Ismail AH**, Hassan G, Sarhan A. (2020). Hydrochemistry of shallow groundwater and its assessment for drinking and irrigation purposes in Tarmiah district, Baghdad governorate, Iraq. *Groundwater for Sustainable Development* 10 (2020) 100300.

## ***J***

**Jeannin PY**, Hessenauer M, Malard A, Chapuis V. (2016). Impact of global change on karst groundwater mineralization in Jura Mountains. *Science of the Total Environment* 541, 1208-1221.

**Jia H**, Howard K, Qian H. (2020). Use of multiple isotopic and chemical tracers to identify sources of nitrate in shallow groundwaters along the northern slope of the Qinling Mountains, China. *Appl. Geochem.* 113,104512.

**Johannet A**, Mangin A. Vayssade B. (2008). Modélisation d'un système karstique par réseaux de neurones: simulation des débits du karst du Baget-France. *Collection EDYTEM Cahiers de Géographie*, (7).

**Jourde H**, Massei N, Mazzili N, Binet S, Batiot-Guilhe C, Labat D, Steinmann M, Bailly-Comte V, Seidel JL, Arfib B, Charlier JB, Guinot V, Jardani A, Fournier M, Aliouache M, Babic M, Bertrand C, Brunet P, Boyer JF, Bricquet PP, Camboulive T, Carrière S, Celle-Jeanton H, Chalikakis K, Chen N, Cholet C, Clauzon V, Dal Soglio L, Danquigny C, Défargue C, Denimal S, Emblanch C, Hernandez F, Gillon M, Gutierrez A, Hidalgo Sanchez L, Hery M, Houillon N, Johannet A, Jouvès J, Jozja N, Kadouche B, Leonardi V, Lorette G, Loup C, Marchand P, de Montety V, Muller R, Ollivier C., Sivellev V, Lastennet R, Maréchal J.-C, perotin L, perrin J, Petre M.-A, Peyraube N, Pistre S, Plagnes V, Probst A., Probst J, Simler R , Stefani V, Valdes-Lao D, Viseur S, Wang X. (2018). SNO KARST : a French network of observatories for the multidisciplinary study of critical zone processes in karst watersheds and aquifers. *Vadose Zone Journal*. 17:180094.doi10.2136/vzj2018.04.0094

**Jukić D**, Denić-Jukić V. (2009). Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall–runoff model. *Journal of hydrology*, 373(3–4), 302–315.

## ***K***

**Kaiser HF** (1960). The application of electronic computers to factor analysis. *Educ Psychol Meas* 20:141–151.

- Kenniche S.** (2023). Potentialités et qualité d'un aquifère karstique surexploité : Cas des Monts de Sidi Kada (Nord-Ouest Algérien). Thèse de Doctorat. université de mascara. 125p.
- Khan N, Malik A, Nehra K.** (2021). Groundwater hydro-geochemistry, quality, microbiology and human health risk assessment in semi-arid area of Rajasthan, India: a chemometric approach. *Environmental Monitoring and Assessment* 193 :234. <https://doi.org/10.1007/s10661-021-08979-2>.
- Khatri N, Tyagi S.** (2015). Influences of natural and anthropogenic factors on surface and groundwater quality in rural and urban areas. *Frontiers in Life Science*, 8:1, 23-39, <https://doi.org/10.1080/21553769.2014.933716>.
- Khous D, Moulla AS, Cherchali M, Benchabane M.** (2021). Groundwater origin and quality appraisal through a combined geochemical and isotopic approach in the greater Algiers district (Algeria). *Environ Earth Sci* 80 , 716 (2021). <https://doi.org/10.1007/s12665-021-10016>
- Klimchouk A.** (2004). Towards defining, delimiting and classifying epikarst : Its origin, processes and variants of geomorphic evolution. *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers*, 2(1).
- Kong A Siou.** (2011). Modélisation des crues de bassins karstiques par réseaux de neurones. Cas du bassin du Lez (France). Thèse de doctorat université de Montpellier II. 232 p.
- Kou Y, Li Z, Hua K.** (2019). Hydrochemical Characteristics, Controlling Factors, and Solute Sources of Streamflow and Groundwater in the Hei River Catchment, China. *Water*. 11, 2293; doi:10.3390/w11112293.
- Kouassi AM, Mamadou A, Ahoussi KE.** (2013). Simulation of the electrical conductivity of water underground in relation to their geological properties: case of the Coast Ivory. *Revue Isee Sci. Technol*, 21-22: 138-166.
- Krouse, HR.** (1980). Sulphur isotopes in our environment. *In Handbook of environmental isotope geochemistry* (Fritz & Fontes Ed.), vol. 1, pp. 435-471.
- Krupp RE.** (2005). Formation and chemical evolution of magnesium chloride brines by evaporite dissolution processes—Implications for evaporite geochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 69, No. 17, pp. 4283–4299, 2005.

## **L**

- Ladouche B**, Marechal J.C, Dorfliger N. (2014). Semi-distributed lumped model of a karst system under active management. *Journal of Hydrology*, Vol 509: 215-230, doi: 10.1016/j.jhydrol.2013.11.017.
- Langmuir D.** (1997). Aqueous environmental geochemistry. Prentice-Hall Inc., 602 pages.
- Lastennet R.** Mudry J. (1997). Role of karstification and rainfall in the behavior of a heterogeneous karst system. *Environmental Geology*, 32(2), pp.114-123.
- Laubert U**, Ufrecht W, Goldscheider N, (2014). Spatially resolved information on karst conduit flow from in-cave dye tracing. *Hydrology and Earth System Sciences* 18, 435-445.
- Lebel T.** (2009). The Sahelian standardized rainfall index revisited. *International Journal of Climatology*, vol. 29, p. 1705-1714.
- Ledeganck G.** (2019). Combinaison d'analyses chimiques et isotopiques pour déterminer les origines de l'eau à Palo Verde (Costa Rica). Faculté des bioingénieurs, Université catholique de Louvain, 2019. <http://hdl.handle.net/2078.1/thesis:22396>
- Letolle R.** (1980). Nitrogen-15 in the natural environment. *In Handbook of environmental isotope geochemistry* (Fritz & Fontes Ed.), vol. 1., pp. 407- 433.
- Li PY**, Wu J, Qian H. (2015). Hydrochemical appraisal of groundwater quality for drinking and irrigation purposes and the major influencing factors: a case study in and around Hua County, China", *Arabian Journal of Geosciences*. <https://doi.org/10.1007/s12517-015-2059-1>.
- Li PY**, Zhang YT, Yang N, Jing LJ, Yu PY. (2016). Major ion chemistry and quality assessment of groundwater in and around a mountainous tourist Town of China. *Expos Health* 8:239–252. <https://doi.org/10.1007/s12403-016-0198-6>
- Lincker M.** (2020). Modélisation géochimique des fractionnements isotopiques avec le code de transport réactif Hytec et applications environnementales. Thèse de doctorat en Géosciences et géoingénierie. Université de Paris. France. 225 p.
- Liu JT**, Gao ZJ, Wang M, Li YZ, Shi MJ, Zhang HY, Ma YY. (2019a). Hydrochemical characteristics and possible controls in the groundwater of the Yarlung Zangbo River Valley, China. *Environ Earth Sci* 78:76. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8101-y>
- Liu JT**, Hao YJ, Gao ZJ, Wang M, Liu MX, Wang ZY, Wang S. (2019b). Determining the factors controlling the chemical composition of groundwater using multivariate statistics and geochemical methods in the Xiqu coal mine, North China. *Environ Earth Sci* 78:364. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8366-1>

- Liu F**, Zhao Z, Yang L. (2020). Geochemical characterization of shallow groundwater using multivariate statistical analysis and geochemical modeling in an irrigated region along the upper Yellow River, Northwestern China. *Journal of Geochemical Exploration* 215 (2020) 106565.
- Liu JT**, Wang M, Gao Z, Chen O, Wu G, Li F. (2020). Hydrochemical characteristics and water quality assessment of groundwater in the Yishu River basin. *Acta Geophysica* volume 68, pages877–889 (2020).
- Liu JT**, Peng Y, Li C. (2021). An investigation into the hydrochemistry, quality and risk to human health of groundwater in the central region of Shandong Province, North China. *Journal of Cleaner Production* 282 (2021) 12541
- Loni OA**, Zaidi FK, Alhumimidi MS. (2014). Evaluation of groundwater quality in an evaporation dominant arid environment; a case study from Al Asyah area in Saudi Arabia. *Arabian Journal of Geosciences* <https://doi.org/10.1007/s12517-014-1623-4>.
- Lorette G**. (2019). Fonctionnement et vulnérabilité d'un système karstique multicouche à partir d'une approche multi-traceurs et d'un suivi haute-résolution : application aux Sources du Toulon à Périgueux (Dordogne, France). Mécanique statistique. Université de Bordeaux, 2019. Français. NNT : 2019BORD0116.

## *M*

- Ma B**, Jin M, Liang X. (2017). Groundwater mixing and mineralization processes in a mountain–oasis–desert basin, northwest China: hydrogeochemistry and environmental tracer indicators. *Hydrogeol. J.* 1–18.
- Mahler B.J**, Lynch F.L. (1999) Muddy waters: temporal variation in sediment discharging from a karst spring. *Journal of Hydrology* 214(1-4), 165-178.
- Makhlouf A**. (2015). Waste input-output analysis: life cycle analysis of fertilizers produced in algeria. PHD Thesis, Annaba University Algeria: 156 p.
- Mangin A**. (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat d'état, université de Dijon.
- Mangin A**. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques a partir des analyses corrélatoire et spectrale. *Journal of hydrology*, 67(1–4), 25–43.
- Mangin A**. (1998). L'approche hydrogéologique des karsts. *Spéléochronos (Mons)*, (9), pp.3-26.

- Mamand BS** , Mawlood DK. (2023). Identifying sources of groundwater and recharge zone using stable environmental isotopes in the Erbil basin-northern Iraq. <https://doi.org/10.1016/j.kjs.2023.09.002>.
- Marin A**, Andreo B, Mudarra M. (2015) Vulnerability mapping and protection zoning of karst springs. Validation by multitracers tests. *Science of The Total Environment* 532, 435-446.
- Marsaud B.** (1996). Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse de doctorat, Paris XI Orsay, 301 pages.
- Marsaud B.** (1997). Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse de doctorat, Université de Paris VI, ED. BRGM.
- Mazor E.** (1991). Applied chemical and isotopic groundwater hydrology. Open University Press, Buckingham.
- Masoud AA.** (2014). Groundwater Quality Assessment of the Shallow Aquifers West of the Nile Delta (Egypt) Using Multivariate Statistical and Geostatistical Techniques. *Journal of African Earth Sciences* 95. 123-137. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2014.03.006>.
- Matari A**, Douguedroit A. (1995). Chronology of rainfall and drought in western Algeria. Strategies for the control of drought. 9th Asian-African Regional Conference on Irrigation and Drainage Algiers 5 and 6 June 1995, pp 266–278.
- Mathieu R**, Bariac T. (1995). Etude isotopique de l'évaporation de l'eau dans un sol argileux, expérimentation et modélisation. *Hydrogéologie* 4, 85-97.
- McCoy N**, Ross W. (1907). The specific radioactivity of thorium and the variation of the activity with chemical treatment and with time. *Journal of the American Chemical Society*, 29(12) :1709–1718, 1907.
- McKee T**, Doesken N, Kleist J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. Eighth Conference on Applied Climatology, 17-22 January 1993, Anaheim, California
- McLean W**, Jankowski J, Lavitt N. (2000). Groundwater Quality and Sustainability in an Alluvial Aquifer, Australia. *Groundwater, Past Achievements and Future Challenges*. A Balkema, Rotterdam, pp. 567e573.
- Mebrouk N.** (2007). Etude hydrochimique et isotopique des eaux de la vallée de la Saoura (Sahara Nord Occidentale). Thèse de doctorat. Université d'Oran Algérie. 239 p.

- Meddi H, Meddi M.** (2009). Variabilité des précipitations annuelles du Nord-Ouest de l'Algérie. *Sécheresse Journal* 20 (1): 57-65.
- M'nassri S, Dridi L, Schäfer G, Hachicha M, Majdoub R.** (2019). Groundwater salinity in a semi-arid region of central-eastern Tunisia: insights from multivariate statistical techniques and geostatistical modelling. *Environmental Earth Sciences* (2019) 78:288. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8270-8>.
- Mokadem N, Redhaouia B, Besser H.** (2018). Impact of climate change on groundwater and the extinction of ancient "Foggara" and springs systems in arid lands in North Africa: a case study in Gafsa basin (Central of Tunisia). *Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration* (2018) 3:28.
- Molinari J.** (1969). Les traceurs salins et fluorescents en hydrologie CEA-CENG,DR/SAR G/69,15,36p.1969
- Monod B, Regard V, Carcone J, Wyns R, Christophoul F.** (2016). Postorogenic planar paleosurfaces of the central Pyrenees: weathering and neotectonic records. *Comptes Rendus Geosciences*. DOI: 10.1016/j.crte.2015.09.005
- Mook W, Rozanski K, Froehlich KF.** (2001). Surface Water. *Environmental Isotopes in the Hydrologic Cycle: Principles and Applications*.
- Mook W.** (2008). Isotopes de l'environnement dans le cycle hydrologique. *Chap, II*, 588. <https://doi.org/IAEA-TCS-32F>
- Moriera E, Martins S, Periera S.** (2015). Évaluation des cycles de sécheresse dans les séries chronologiques SPI. *Natural Hazards and Earth System Science.*, 15, 571-585, 2015
- Moser H, Rauert, W.**(1980). Isotopenmethoden in der Hydrologie. *Lehrbuch der Hydrogeologie Band 8*. Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- Moser, H.** (1992). Umweltisotope. *In Geohydrologische Markierungstechnik, Lehrbuch der Hydrogeologie Band 8*, Käss, W., 265-287.
- Mouassa S, Moulla AS, Tahar AB, Teffahi M, Zaagane M, Benyoucef M, Brahmia N.** (2020). Geochemical and isotopic characterization of groundwater in the Guelma alluvial aquifer (north-eastern Algeria). *Arabian Journal of Geosciences* (2020) 13:218 <https://doi.org/10.1007/s12517-020-5212-4>
- Moussu F.** (2011) Prise en compte du fonctionnement hydrodynamique dans la modélisation pluie-débit des systèmes karstiques. Doctorat en Sciences naturelles, Université Pierre et Marie Curie, 202 p.

**Mtoni Y**, Mjemah IC, Bakundukize C, Camp MV, Martens K, Walraevens K (2012). Saltwater intrusion and nitrate pollution in the coastal aquifer of Dar es-Salaam, Tanzania. *Environ Earth Sci* 70 (30), 1091–1111. <https://doi.org/10.1007/s12665-012-2197-7>

**Mudarra M**, Andreo B, Martin AI, Vadillo I, Barbera J.A. (2014). Combined use of natural and artificial tracers to determine the hydrogeological functioning of a karst aquifer: the Villanueva del Rosario system (Andalusia, southern Spain). *Hydrogeology Journal* 22, 1027-1039.

## N

**Ncibi K**, Chaar H, Baccari N. (2019a). Factor weighting in generic DRASTIC model for vulnerability mapping: comparing SPSA and PLS techniques for semi-arid region in Central Tunisia. 2nd International Symposium of Water Resources and Environmental Impact Assessment in North Africa (WREIANA 2019), March 25 – 27, Sousse, Tunisia.

**Ncibi K**, Gherissi R, Melki A. (2019b). Natural recharge evaluation of the aquifer system using global hydrologic modeling: application in the Sidi Bouzid basin (Central Tunisia). 2nd International Symposium of Water Resources and Environmental Impact Assessment in North Africa (WREIANA 2019), March 25 – 27, Sousse, Tunisia.

**Négre P.** (2005). Le cycle de l'eau de l'aérien au souterrain : voyage des isotopes. *Géochimie. Mémoire des études réalisées dans le cadre des projets de recherche du BRGMU. Université Paul Sabatier - Toulouse III*, 2005.

**Nematollahi M**, Ebrahimi P, Ebrahimi M. (2016). Evaluating Hydrogeochemical Processes Regulating Groundwater Quality in an Unconfined Aquifer. *Environ. Process.* (2016) 3:1021–1043 DOI 10.1007/s40710-016-0192-9

**Nguyen BT**, Nguyen MT, Bach QV. (2020). Assessment of groundwater quality based on principal component analysis and pollution source-based examination: a case study in Ho Chi Minh City, Vietnam. *Environmental Monitoring and Assessment* 192 : 395. <https://doi.org/10.1007/s10661-020-08331-0>.

**NHRA.** (2010). Les changements climatiques et leur impact sur les ressources en eau en Algérie. Assises Nationales sur l'Eau. Agence Nationale des Ressources Hydrauliques Alger : 41 p.

**Niu B**, Wang H, Loáiciga HA. (2017). Temporal variations of groundwater quality in the Western Jiangnan Plain, China. *Science of the Total Environment* 578 (2017) 542–550.

**Nouaceur Z**, Laignel B, Turki I. (2013). Changements climatiques au Maghreb : vers des conditions plus humides et plus chaudes sur le littoral algérien. *Physio-Géo*. <https://doi.org/10.4000/physio-géo.3686>

## O

**Ojo-Awo NA**, Agbabiaka HI, Ilesanmi AO. (2018). Refuse dumpsite and its associated pollutants: Spatial variations of the impact of leachates on groundwater quality. *Management of Environmental Quality*. An International Journal Vol. 29 Issue: 3, pp.572-591.

**Ouis S**. 2012. Impact des fluctuations climatiques sur et la qualité des eaux souterraines d'une région semi-aride cas la plaine de Ghriss (Nord-Ouest Algérienne). *Larhyss Journal*, n° 11, Novembre 2012, pp. 119-131.

**Owoyemi FB**, Oteze GE, Omonona OV. (2019). Spatial patterns, geochemical evolution and quality of groundwater in Delta State, Niger Delta, Nigeria: implication for groundwater management. *Environmental Monitoring and Assessment* 191: 617. <https://doi.org/10.1007/s10661-019-7788-2>.

## P

**Payne BR**. (1988). The status of isotope hydrology today. *J. Hydrol.* 100, 207-237.

**Perrin J**, Jeannin P-Y, Zwahlen F. (2003). Epikarst storage in a karst aquifer : a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of hydrology*, 279(1-4), 106-124.

**Plagnes V**. (1997). Structure et fonctionnement des aquifères karstiques. *Thèse de doctorat*, Université de Montpellier II.

**Plagnes V**, Bakalowicz M. (2002). The protection of a karst water resource from the example of the Larzac karst plateau (south of France) : a matter of regulations or a matter of process knowledge ? *Engineering Geology*, 65(2-3), 107-116.

**Pronk M**, Goldscheider N, Zopfi J, Zwahlen F. (2009) Percolation and particle transport in the unsaturated zone of a karst aquifer. *Ground Water* 47 : 361-369.

## R

**Raju NJ**, Ram P, Dey S. (2009). Groundwater quality in the lower varuna river basin, varanasi district, Uttar Pradesh. *J. Geol. Soc. India* 73 (2), 178-192.

- Rezak S.** (2001). Contribution à l'étude de la qualité des eaux souterraines de la plaine de Ghriiss : application de l'analyse factorielle. Thèse de magister ; UST Oran, 142 p.
- Robineau T.** (2019) Caractérisation du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique. Traitement du signal et modélisation double milieu des écoulements et du transport. Thèse de doctorat. Université de Paris France. 215 p.
- Rodier J.** (2009). Water Analysis (9th edition) Ed. Dunod : Paris.
- Rozanski K,** Araguas-araguas L. Gonfiantini R. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. Climate change in continental isotopic records. *Geophysical monograph* 78, 1-36.
- Ruiz-Pico A,** Cuenca A, Serrano-Agila R. (2019). Hydrochemical characterization of groundwater in the Loja Basin (Ecuador). *Applied Geochemistry* 104 (2019) pp. 1–9.

## S

- Sánchez-Murillo R,** Esquivel-Hernández G, Welsh K, Brooks E.S, Boll J, Alfaro-Solís R, Valdés-González J. (2013). Spatial and Temporal Variation of Stable Isotopes in Precipitation across Costa Rica: An Analysis of Historic GNIP Records. *Open Journal of Modern Hydrology*, 03(04), 226–240. <https://doi.org/10.4236/ojmh.2013.34027>
- Sari A.** (2002). Initiation à l'hydrologie de surface (Cours), Edition distribution HOUMA. Faculté de génie civil USTHB Alger.
- Schudel B,** Biaggi D, Dervev T, Kozel R, Müller I, Ross J.H, Schindler U, (2002). Utilisation des traceurs artificiels en hydrogéologie – Guide pratique. *Rapp. OFEG, Sér. Géol.* 3, 87 pp.
- Senthilkumar S,** Srinivasamoorthy K, Gowtham B. (2023). The Effect of Urbanization on Groundwater Quality and Hydrochemical Characteristics in Ennore Coastal Aquifers of Chennai, South India. *Impacts of Urbanization on Hydrological Systems in India*, [https://doi.org/10.1007/978-3-031-21618-3\\_14](https://doi.org/10.1007/978-3-031-21618-3_14)
- Singh CK,** Kumar A, Shashtri S. (2017). Multivariate statistical analysis and geochemical modeling for geochemical assessment of groundwater of Delhi, India. *J. Geochem. Explor.* **2017**, 175, 59–71.
- Soddy F.** (1913). Intra-atomic charge. *Nature*, 92(2301) :399–400, 1913.
- Soddy F.** (1917). The complexity of the chemical elements. *The Scientific Monthly*, 5(5) :451–462, 1917.

**Sodemann H.** (2006). Tropospheric transport of water vapour. Lagrangian and Eulerian perspectives., 230. <https://doi.org/10.3929/ethz-a-005215132>

**SÖNMEZ SKL, YUCESoy M, YUCEL B, YILMAZ B.** (2005). The effect of bee propolis on oral pathogens and human gingival fibroblasts. *Journal of Ethnopharmacology*, vol. 102, p. 371-376.

**Sourisseau B.** (1972). Hydrogeological study of the plain of Ghriss. Report National Agency of Water Resources, ed Algiers, Algeria.

**Swift Bird K, Navarre-Sitchler A, Singha K.** (2020). Hydrogeological controls of arsenic and uranium dissolution into groundwater of the Pine Ridge Reservation, South Dakota. *Appl. Geochem.* 114, 104522.

## **T**

**Tamma Rao G, Srinivasa Rao Y, Mahesh J.** (2015). Hydrochemical assessment of groundwater in alluvial aquifer region, Jalandhar District, Punjab, India. *Environ Earth Sci* (2015) 73:8145–8153 <https://doi.org/10.1007/s12665-014-3973-3>.

**Thibault W.** (2014). Modélisation des écoulements souterrains dans un système karstique à l'aide de l'approche « hybrid finite element mixing cell » : Application au bassin de la source de la Noiraigue (Suisse). Thèse de doctorat. Université de Liège. France. 97 p.

**Toumi N, Hussein BH, Rafrafi S.** (2015). Groundwater quality and hydrochemical properties of Al-Ula Region, Saudi Arabia. *Environmental Monitoring and Assessment.* 187(3):84. <https://doi.org/10.1007/s10661-014-4241-4>.

**Trabelsi R, Zouari K.** (2019). Coupled geochemical modeling and multivariate statistical analysis approach for the assessment of groundwater quality in irrigated areas: A study from North Eastern of Tunisia. *Groundwater for Sustainable Development* Volume 8, April 2019, P 413-427.

**Troudi N, Azaza F, Tzoraki O.** (2020). Assessment of groundwater quality for drinking purpose with special emphasis on salinity and nitrate contamination in the shallow aquifer of Guenniche (Northern Tunisia). *Environmental Monitoring and Assessment* 192: 641. <https://doi.org/10.1007/s10661-020-08584-9>.

## **U**

**Usunoff, EJ, Guzman, AG.** (1989). Multivariate Analysis in Hydrochemistry. An Example of the Use of Factor and Correspondence Analysis. *Ground Water*, 17, 27-34. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.1989.tb00004.x>

## W

- Wang R**, Bian JM, Gao Y. (2014). Research on hydrochemical spatio-temporal characteristics of groundwater quality of different aquifer systems in songhua river basin, eastern songnen plain, northeast china. *Arabian Journal of Geosciences* 7 (12), 5081-5092.
- Wang Z**, Gao Z, Wang S. (2021). Hydrochemistry characters and hydrochemical processes under the impact of anthropogenic activity in the Yiyuan city, Northern China. *Environmental Earth Sciences* (2021) 80:60.
- White W**. (1988) *Geomorphology and Hydrology of Karst terrains. Oxford University press, New York*, 464 p.
- White W**. (2002). Karst hydrology : recent developments and open questions. *Engineering Geology*, 65, 85–105.
- WU H**, HAYES MJ, WEISS A, HU Q. (2001). An evaluation of the Standardized Precipitation Index, the China Z-index and the statistical Z-score. *International Journal of Climatology*, vol. 21, n° 6, p. 745-758.

## Y

- Yang Q**, Wang L, Ma H. (2016). Hydrochemical characterization and pollution sources identification of groundwater in Salawusu aquifer system of Ordos Basin, China. *Environmental Pollution* 216 (2016) 340-349.

## Z

- Zaidi FK**, Mogren S, Mukhopadhyay M. (2016). Evaluation of groundwater chemistry and its impact on drinking and irrigation water quality in the eastern part of the Central Arabian graben and trough system, Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences* 120 (2016) 208-219.
- Zergaoui N**. Haussard S. (2016) *Cartographie de l'aléa karstique - Commune de Saint Vit. Rapport conçu sous système de management de la qualité certifié BCS. Service Prévention des Risques Sécurité Unité Prévention des Risques Naturels et Technologiques, Besançon, France. 36 p.*

**Zhang Y**, Xu M, Li X. (2018). Hydrochemical Characteristics and Multivariate Statistical Analysis of Natural Water System: A Case Study in Kangding County, Southwestern China. *Water* **2018**, 10, 80.

**Zhu B**, Wang X, Rioual P. (2017). Multivariate indications between environment and ground water recharge in a sedimentary drainage basin in northwestern China. *Journal of Hydrology*, 92-113. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2017.03.058>.