

**République Algérienne Démocratique et Populaire**  
**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique**  
**Université de Tindouf**



Faculté des Sciences et de la Technologie  
Département des Sciences de la Terre et de l'Univers  
Laboratoire des Systèmes Environnementaux et Energétiques (L.S.E.E)

**THESE**

En vue de l'obtention du diplôme de Doctorat  
**Domaine** : Sciences de la Terre et de l'Univers  
**Filière** : Géologie  
**Spécialité** : Ressources en Eau, Télédétection et SIG

**Présentée par**

**HAMMA Bellal**

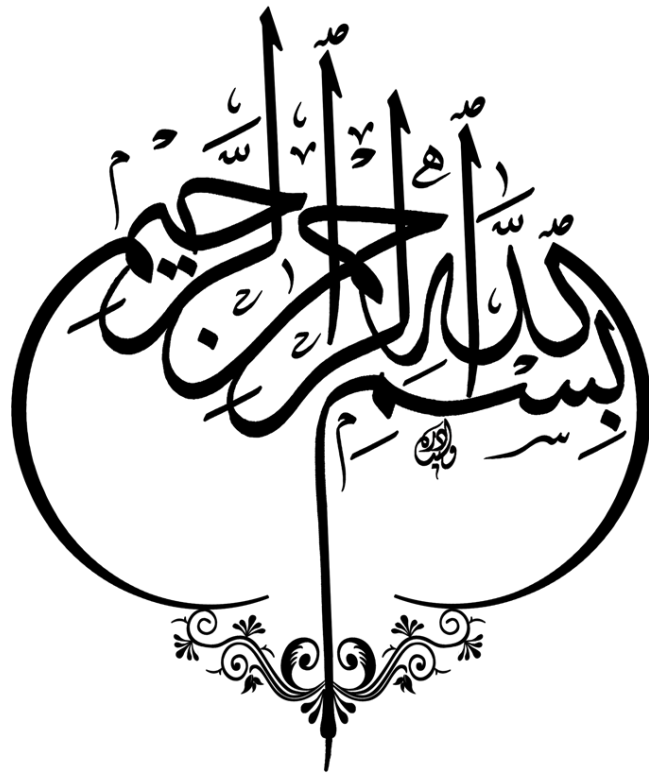
**Caractérisation et fonctionnement du système  
hydrogéologique des monts des ksour (Ain-Sefra) par  
l'approche géochimique**

Soutenue le : 21 avril 2026

Soutenue devant le jury composé de :

<b>Nom et Prénom</b>	<b>Grade</b>	<b>Etablissement</b>	<b>Qualité</b>
Mr. TALHI Abdelkrim	Professeur	Université de Tindouf	Président
Mr. BEKKOUCHE Med Faouzi	MCA	Université de Tindouf	Directeur de thèse
Mr. BOUAICHA Foued	Professeur	Université de Constantine 1	Co-directeur de thèse
Mr. MEDDAH Amar	MCA	Université de Tindouf	Examineur
Mr. BENDELLA Mohamed	Professeur	Université d'Oran II	Examineur
Mr. ZAGANE Mansour	Professeur	Université de Mascara	Examineur

Année universitaire : 2025/2026



## *Dédicaces*

*A tous ceux qui m'ont apporté un soutien inestimable*

*À tous ceux qui ont contribué et m'ont aidé dans mon parcours  
académique*

*À toutes ces personnes*

*Je leur dédie ma thèse de doctorat, en demandant à  
Allah de l'accepter comme un travail sincère.*

*Hamma*

## *Remerciements*

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer ma sincère gratitude et mes remerciements, tout d'abord à Dieu le tout-puissant qui m'a aidé à l'élaboration de cette thèse.

La réalisation de cette thèse n'aurait pas été possible sans le soutien précieux de nombreuses personnes. Je voudrais tout d'abord remercier grandement Dr. Bekkouche Mohamed Faouzi qui, après avoir accepté de prendre la direction de la thèse, il m'a laissé bien souvent gérer mon travail tout en apportant les critiques et conseils nécessaires lors de son élaboration. Je le remercie vivement pour l'intérêt qu'il a apporté à ce travail, pour ses précieux conseils.

Mes remerciements vont aussi à Pr. Bouaicha Foued, mon co-directeur de thèse ; qui n'a jamais cessé à me diriger. Ses conseils et ses orientations, sa disponibilité et sa sympathie, ont permis l'avancement de ce travail. Je lui en suis très reconnaissant.

Je tiens également à remercier les membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté à cette étude et pour avoir accepté de la juger. Malgré leurs occupations, ils ont trouvé le temps d'évaluer ce travail et de nous faire part de leurs critiques, ce qui ne pourra qu'améliorer la qualité de celui-ci. Le Pr. Talhi Abdelkrim, qui m'a fait l'honneur de présider le jury. Les Pr. Bendella Mohamed, Pr. Zagane Mansour pour avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse et pour leur contribution scientifique. Leur implication mérite toute ma reconnaissance. Mes sincères remerciements s'adressent également au Dr. Meddah Amar, pour bien accepté d'évaluer ce travail et pour son précieux soutien moral. En tant qu'un de ses anciens étudiants, il m'a toujours encouragé et prodigué des conseils avisés pour bien débiter mon troisième cycle, dont cette thèse constitue l'accomplissement. Je lui suis profondément reconnaissant.

Il m'est agréable d'adresser mes sincères remerciements et ma profonde reconnaissance au Pr. khelifa Hami pour son aide et son soutien moral pendant ma formation et qui n'a pas hésité un seul instant à m'encourager.

Mes sincères remerciements s'adressent également aux enseignantes Dr. Zeroual, Pr. Touhami Abdelhamid, Pr .Chibane Rachid, Dr Senouci.Ouadadi, Dr.Taibi Ali, Dr Azzi Ahmed et Dr. Della, pour leurs soutenu et encouragements.

J'ai l'agréable tâche de témoigner ma grande reconnaissance aux les différents services techniques de la Wilaya de Naâma, qui m'ont apporté un précieux soutien. Je remercie particulièrement ceux qui ont facilité mon accès aux données de mesures et à la documentation.

Je tiens à mentionner en particulier:

- la Direction de l'Hydraulique de la Wilaya de Naâma ;
- la Direction des Services Agricoles de la Wilaya de Naâma ;
- la Conservation des Forêts de la Wilaya de Naâma ;
- l'Office National de la Météorologie (station d'Ain Sefra) ;
- l'ADE de la Wilaya de Naâma.

Je tiens ensuite à remercier à tous les propriétaires des points d'eau qui m'ont autorisé à utiliser leurs puits et forages pour effectuer les prélèvements d'eau et réaliser les mesures physico-chimiques in situ.

Je souhaite également exprimer ma gratitude au directeur de l'unité de l'ADE de la Wilaya de Tindouf ainsi qu'au responsable du laboratoire de chimie, où j'ai effectué mes analyses chimiques des eaux.

Je ne peux pas clore ces remerciements sans souligner la patience, le soutien et les sacrifices inestimables de ma mère, de ma femme et de mes enfants tout au long de mon parcours académique.

Enfin, par crainte d'avoir oublié quelqu'un, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à toutes celles et à tous ceux dont je suis redevable.

## Résumé

La région d'Ain Sefra, située au Sud-Ouest de l'Algérie, est une zone au climat aride. Les ressources en eaux souterraines de la région sont largement exploitées à des fins d'irrigation et pour répondre aux besoins de la population locale. En l'absence d'autres ressources, conventionnelles ou non, les eaux souterraines constituent un facteur clé du développement socio-économique. La connaissance de l'état actuel de la chimie des eaux souterraines dans la région est d'une importance fondamentale pour fournir une base très utile pour de futures études sur l'évaluation de la qualité des eaux souterraines. Une bonne connaissance des données géologiques, hydrogéologiques, structurales et hydrochimiques est nécessaire pour une meilleure exploitation et gestion des eaux souterraines. Afin de mieux caractériser et comprendre le fonctionnement hydrogéologique du système aquifère, plusieurs approches multidisciplinaires ont été choisies.

La présente étude vise à identifier les principaux facteurs affectant les propriétés hydrochimiques des eaux souterraines en utilisant des méthodes statistiques multivariées, la modélisation géochimique et les indices de qualité des eaux. Quatre groupes d'eau ont résulté de l'analyse en cluster hiérarchique Q-mode (ACH), à savoir Ca+Mg-HCO<sub>3</sub>, Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>, Ca-Cl et Na-Cl. L'analyse factorielle a généré trois facteurs significatifs (F1, F2 et F3) exprimant 81,68% de la variance totale, leurs charges permettant ainsi d'interpréter les processus hydrochimiques se déroulant dans la zone d'étude tels que l'interaction de l'eau et des roches, l'échange inverse d'ions, les processus d'évaporation et la pollution anthropique). Les valeurs de l'indice de saturation (IS) indiquent que les eaux souterraines sont sursaturées en aragonite, calcite, dolomite, anhydrite et gypse et sous-saturées en halite. Cependant, la Ca-smectite, la Mg-smectite et la kaolinite sont l'un des principaux processus contrôlant la composition chimique des eaux souterraines. En outre, une étude de l'adéquation des eaux souterraines à la consommation et à l'irrigation à l'aide de divers indicateurs de qualité de l'eau (IQEP, IQEI) a montré que la qualité des eaux souterraines est acceptable pour la consommation humaine, seuls 2,32% sont impropres. En plus, les eaux souterraines sont appropriées à l'utilisation agricole, mais la salinité doit être contrôlée.

**Mots clés :** Eaux souterraines, méthodes statistiques multivariées, modélisation géochimique, analyse en cluster hiérarchique, analyse factorielle, interaction eau-roche, indice de qualité des eaux, Ain Sefra, Algérie.

## Abstract

The Ain Sefra region, located in the south-west of Algeria, is an area with an arid climate. The groundwater resources of the region are largely exploited for irrigation purposes and to meet the needs of the local population. In the absence of other resources, conventional or not, groundwater is a key factor in socio-economic development. Knowledge of the current state of groundwater chemistry in the region is of fundamental importance to provide a very useful basis for future studies on groundwater quality assessment. A good knowledge of geological, hydrogeological, structural and hydrochemical data is necessary for better exploitation and management of groundwater. In order to better characterize and understand the hydrogeological functioning of the aquifer system, several multidisciplinary approaches have been chosen.

The present study aims to identify the main factors affecting the hydrochemical properties of groundwater using multivariate statistical methods, geochemical modeling and water quality indices. Four groups of water resulted from the Q-mode hierarchical cluster analysis (ACH), namely Ca+Mg-HCO<sub>3</sub>, Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>, Ca-Cl and Na-Cl. The factor analysis generated three significant factors (F1, F2 and F3) expressing 81.68% of the total variance, their charges thus making it possible to interpret the hydrochemical processes taking place in the study area such as the interaction of water and rocks, reverse ion exchange, evaporation processes and anthropogenic pollution). The values of the saturation index (SI) indicate that the groundwater is supersaturated with aragonite, calcite, dolomite, anhydrite and gypsum and undersaturated with halite. However, Ca-smectite, Mg-smectite and kaolinite are one of the main processes controlling the chemical composition of groundwater. In addition, a study of the adequacy of groundwater for consumption and irrigation using various water quality indicators (DWQ, IWQI) showed that the quality of groundwater is acceptable for human consumption, only 2.32% are unsuitable. In addition, the groundwater is suitable for agricultural use, but the salinity must be controlled.

**Key words:** Groundwater, multivariate statistical methods, geochemical modeling, hierarchical cluster analysis, factor analysis, water-rock interaction, water quality index, Ain Sefra, Algeria.

## ملخص

تتمتع منطقة العين الصفراء الواقعة في جنوب غرب الجزائر بمناخ جاف. وتستخدم موارد المياه الجوفية في المنطقة على نطاق واسع لأغراض الري وتلبية احتياجات السكان المحليين. في غياب موارد أخرى، تقليدية أو غير ذلك، تعتبر المياه الجوفية عاملاً رئيسياً في التنمية الاجتماعية والاقتصادية. تعتبر معرفة الحالة الراهنة لكيمياء المياه الجوفية في المنطقة ذات أهمية أساسية في توفير أساس مفيد جداً للدراسات المستقبلية حول تقييم جودة المياه الجوفية. إن المعرفة الجيدة بالبيانات الجيولوجية والهيدروجيولوجية والهيكلية والهيدروكيميائية ضرورية لتحسين استغلال وإدارة المياه الجوفية. من أجل توصيف وفهم أفضل للأداء الهيدروجيولوجي لنظام طبقة المياه الجوفية وفهمه بشكل أفضل، تم اختيار عدة مناهج متعددة التخصصات..

تهدف هذه الدراسة إلى تحديد العوامل الرئيسية التي تؤثر على الخصائص الهيدروكيميائية للمياه الجوفية باستخدام الأساليب الإحصائية متعددة المتغيرات والنمذجة الجيوكيميائية ومؤشرات جودة المياه. وقد نتج عن التحليل العنقودي الهرمي للمياه أربع مجموعات مائية (HCA)، وهي Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>، Ca-Mg-Cl-SO<sub>4</sub>، Ca-Cl و Na-Cl. أنتج التحليل العاملي ثلاثة عوامل مهمة (F1 و F2 و F3) تعبر عن 81.68% من التباين الكلي، مما يجعل من الممكن تفسير العمليات الهيدروكيميائية التي تحدث في منطقة الدراسة، مثل تفاعل المياه والصخور، والتبادل الأيوني العكسي، وعمليات التبخر والتلوث البشري المنشأ). تشير قيم مؤشر التشبع (IS) إلى أن المياه الجوفية مشبعة بالأراغونيت والكالسيت والدولوميت والأنهيدريت والجبس وغير مشبعة بالهاليت. ومع ذلك، فإن الكالسيوم-سمكتيت الكالسيوم والمغنسيوم-سمكتيت والكاولينيت هي إحدى العمليات الرئيسية التي تتحكم في التركيب الكيميائي للمياه الجوفية. بالإضافة إلى ذلك، أظهرت دراسة لمدى ملاءمة المياه الجوفية للشرب والري باستخدام مؤشرات جودة المياه المختلفة (IQEI، IQEP) أن جودة المياه الجوفية مقبولة للاستهلاك البشري، حيث أن 2.32% فقط غير مناسبة. بالإضافة إلى ذلك، فإن المياه الجوفية مناسبة للاستخدام الزراعي، ولكن يجب التحكم في الملوحة.

**الكلمات المفتاحية:** المياه الجوفية، الأساليب الإحصائية متعددة المتغيرات، النمذجة الجيوكيميائية، تحليل الكتلة الهرمية، تحليل العوامل، تفاعل المياه والصخور، مؤشر جودة المياه، العين الصفراء، الجزائر..

# Table des matières

<b>Dédicace</b> .....	
<b>Remerciements</b> .....	
<b>Résumé</b> .....	
<b>Abstract</b> .....	
<b>ملخص</b> .....	
<b>Table des matières</b> .....	<b>I</b>
<b>Liste des figures</b> .....	<b>VI</b>
<b>Liste des tableaux</b> .....	<b>IX</b>
<b>Liste des abréviations</b> .....	<b>X</b>
<b>Introduction générale</b> .....	<b>1</b>
<b>Chapitre I : Cadre général du milieu physique</b>	
I.1 Situation géographique de la zone d'étude .....	<b>5</b>
I.2 Reliefs et géomorphologie .....	<b>6</b>
I.2.1 Les chaîons .....	<b>6</b>
I.2.2 Les dépressions .....	<b>6</b>
I.2.3 Les synclinaux .....	<b>6</b>
I.2.4 Les lits des oueds .....	<b>6</b>
I.3 Réseau hydrographique .....	<b>7</b>
I.4 Aperçu climatique .....	<b>8</b>
I.5 Couvert végétal .....	<b>9</b>
I.6 Situation socio-économique .....	<b>9</b>
I.7 Conclusion .....	<b>10</b>
<b>Chapitre II : Hydro-climatique</b>	
Caractéristiques hydro-climatiques .....	<b>11</b>
II.1 Introduction .....	<b>11</b>
II.2 Analyse des paramètres climatiques .....	<b>11</b>
II.2.1 Les précipitations .....	<b>11</b>
II.2.1.1 Variations interannuelles des précipitations .....	<b>11</b>
II.2.1.2 Variations moyennes mensuelles des précipitations .....	<b>12</b>
II.2.1.3 Variations moyennes saisonnières des précipitations .....	<b>13</b>
II.2.1.4 Coefficient pluviométrique .....	<b>13</b>
II.2.2 Les températures .....	<b>14</b>
II.2.2.1 Variations des températures moyennes interannuelles .....	<b>14</b>
II.2.2.2 Variations des températures moyennes mensuelles .....	<b>15</b>
II.3 Etude du régime climatique .....	<b>16</b>
II.3.1 Diagramme Ombro-thermique de Gaussen Bagnouls .....	<b>16</b>
II.3.2 Méthode d'Euverte .....	<b>17</b>
II.3.3 Indice d'aridité annuel de De Martonne .....	<b>18</b>
II.3.4 Climagramme de Louis Emberger .....	<b>19</b>
Essai de bilan hydrologique .....	<b>20</b>
II.4 Introduction .....	<b>20</b>
II.5 Matériel et méthodes .....	<b>20</b>
II.5.1 Données .....	<b>20</b>
II.5.2 Méthodes .....	<b>20</b>

II.6 Termes du bilan .....	20
II.6.1 Précipitations .....	21
II.6.2 Réserve facilement utilisable .....	21
II.6.3 Evapotranspiration potentielle et réelle .....	22
II.6.3.1 Evapotranspiration potentielle .....	22
II.6.3.1.1 Méthode de Thornthwaite .....	22
II.6.3.1.2 Méthode de SERRA .....	23
II.6.3.2 Evapotranspiration réelle .....	25
II.6.3.2.1 Formule de TURC .....	25
II.6.3.2.2 Formule de WUNDT .....	25
II.6.3.2.3 Méthode de P. VERDEIL .....	26
II.6.3.2.4 Méthode du bilan hydrique de Thornthwaite .....	27
II.7 Interprétation du bilan hydrologique .....	28
II.8 Résultats de l'ETR calculée par les différentes méthodes .....	29
II.9 Estimation du ruissellement (Ecoulement de surface) .....	30
II.10 Estimation de l'infiltration .....	30
II.11 Lambe d'eau écoulée (E) .....	31
II.12 Interprétation du bilan hydrologique .....	31
II.13 Conclusion .....	32

### **Chapitre III : Cadre Géologique**

III.1 Introduction .....	33
III.2 Cadre général .....	34
III.3 Lithostratigraphie .....	34
III.3.1 Mésozoïque .....	35
III.3.1.1 Trias .....	35
III.3.1.2 Jurassique .....	36
III.3.1.2.1 Lias .....	36
III.3.1.2.2 Dogger .....	36
III.3.1.2.3 Malm .....	37
III.3.1.3 Passage Jurassique-Crétacé .....	37
III.3.1.4 Crétacé .....	37
III.3.1.4.1 Crétacé inférieur (Continental intercalaire) .....	37
III.3.1.4.2 Crétacé supérieur .....	38
III.3.1.4.2.1 Vraconnien (Albien supérieur) .....	38
III.3.1.4.2.2 Cénomaniens inférieur .....	38
III.3.1.4.2.3 Cénomano supérieur -Turonien inférieur .....	38
III.3.2 Cénozoïque .....	38
III.3.2.1 Tertiaire Continental .....	39
III.3.2.2 Quaternaire .....	39
III.4. Géologie locale de la zone d'étude .....	40
III.4.1 Trias .....	40
III.4.2 Jurassique supérieur .....	40
III.4.3 Néocomien .....	40
III.4.4 Crétacé inférieur (Barrémo-Aptien-Albien) .....	40
III.4.5 Tertiaire continental .....	40
III.4.6 Quaternaire .....	40
III.5 Conclusion .....	45

## Chapitre IV : Cadre Hydrogéologique

IV.1 Cadre hydrogéologie .....	46
IV.2 Identification de différentes formations aquifères .....	46
IV.3 Identification des nappes .....	48
IV.3.1 Nappe semi captive à captive : Nappe du Jurassique supérieur .....	48
IV.3.2 Nappes semi captives ou libres .....	48
IV.3.2.1 Nappe Barrémo-Aptienne .....	48
IV.3.2.2 Nappe Albienne .....	49
IV.4 Caractéristiques hydrogéologiques du système aquifère .....	49
IV.4.1 Géométrie des réservoirs à l'aide de données géophysiques .....	49
IV.4.1.1 Echelle de résistivité-lithologie .....	50
IV.4.1.2 Interprétations des Coupes géoélectriques .....	50
IV.4.1.3 Carte du toit du Jurassique .....	53
IV.4.2 Géométrie des réservoirs à l'aide des données de coupes hydrogéologiques .....	54
IV.4.3 Interprétation des coupes hydrogéologiques .....	55
IV.4.3.1 Coupes transversales d'orientation Nord-Ouest Sud-Est .....	55
IV.4.3.1.1 Partie Ouest de la cuvette : Coupe AA' .....	55
IV.4.3.1.2 Partie centrale de la cuvette : Coupe BB' et CC' .....	56
IV.4.3.1.3 Partie Est de la cuvette : Coupe DD' .....	58
IV.4.3.2 Coupes longitudinales d'orientation Sud-Ouest Nord-Est .....	58
IV.4.3.2.1 Partie Nord de la cuvette : Coupe EE' .....	58
IV.4.3.2.2 Partie centrale de la cuvette : Coupe FF' .....	59
IV.5 Paramètres hydrodynamiques de la nappe du Crétacé inférieur .....	60
IV.5.1 Transmissivité .....	60
IV.5.2 Coefficient d'emmagasinement .....	61
IV.6 Etude de la piézométrie de la nappe du Crétacé inférieur .....	61
IV.6.1 Piézométrie de la nappe en 2007 .....	61
IV.6.2 Piézométrie de la nappe en 2008 .....	63
IV.6.3 Piézométrie de la nappe en 2012 .....	64
IV.6.4 Piézométrie de la nappe en 2022 .....	65
IV.7 Conclusion .....	67

## Chapitre V : Analyse morpho-structurale

V.1 Introduction .....	68
V.2 Analyse morphométrique .....	68
V.2.1 Indices de forme .....	70
V.2.1.1 La surface du bassin versant .....	70
V.2.1.2 Le périmètre du bassin .....	70
V.2.1.3 L'indice de compacité de Gravelius .....	70
V.2.1.4 Le rectangle équivalent .....	71
V.2.2 Indices de relief .....	72
V.2.2.1 Hypsométrie du bassin versant .....	72
V.2.2.2 Dénivelé (D) .....	75
V.2.2.3 L'indice de pente (Ig) .....	75
V.2.3 Indices de réseau hydrographique .....	77
V.2.3.1 Densité de drainage (Dd) .....	77
V.2.3.2 Temps de concentration .....	77
V.2.3.3 Vitesse d'écoulement (Ve) .....	77
V.3 Analyse structurale .....	78

V.3.1	Extraction des linéaments .....	78
V.3.2	Anomalie de drainage .....	78
V.3.3	Matériels et méthodologie .....	79
V.3.3.1	Matériels .....	79
V.3.3.2	Méthodologie pour le traitement des données .....	80
V.3.3.2.1	Transformation et prétraitement des images Sentinel-2 .....	81
V.3.3.2.2	Traitement numérique des images Sentinel-2 .....	81
V.3.3.2.2.1	Visualisation en niveau de gris .....	81
V.3.3.2.2.2	Analyse en composantes principales (ACP) des images satellitaires .....	81
V.3.3.2.2.3	Les filtres directionnels .....	82
V.3.4	Cartographie linéamentaire .....	82
V.3.4.1	Extraction des linéaments .....	83
V.3.4.2	Confrontation des réseaux de fractures avec la géologie structurale et la géophysique .....	86
V.3.4.3	Anomalies de drainage .....	88
V.3.4.4	Importance des linéaments dans les circulations souterraines .....	89
V.4.	Conclusion .....	89
<b>Chapitre VI : Hydrogéochimie et qualité des eaux souterraines</b>		
VI.1	Introduction .....	91
VI.2	Matériels et méthodes .....	91
VI.2.1	Echantillonnage et méthodes d'analyses .....	91
VI.2.2	Contrôle de la fiabilité des analyses chimique .....	92
VI.3	Résultats et discussions .....	92
VI.3.1	Analyse statistiques des paramètres physico-chimiques .....	92
VI.3.2	Analyse des principaux paramètres physico-chimiques .....	94
VI.3.2.1	Température de l'eau (T°C) .....	94
VI.3.2.2	Potentiel hydrogène (pH) .....	95
VI.3.2.3	Conductivité électrique (CE) .....	96
VI.3.2.4	Le Calcium (Ca <sup>2+</sup> ) .....	97
VI.3.2.5	Magnésium (Mg <sup>2+</sup> ) .....	98
VI.3.2.6	Sodium (Na <sup>+</sup> ) .....	99
VI.3.2.7	Potassium (K <sup>+</sup> ) .....	100
VI.3.2.8	Chlorures (Cl <sup>-</sup> ) .....	100
VI.3.2.9	Sulfates (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> ) .....	101
VI.3.2.10	Bicarbonates (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ) .....	102
VI.3.2.11	Nitrates (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ) .....	103
VI.3.3	Facies chimiques des eaux .....	104
VI.3.3.1	Diagramme de Piper .....	105
VI.3.3.2	Diagramme de Schoeller-Berkaloff .....	106
VI.3.3.3	Diagramme de Chadha .....	108
VI.4	Analyses statistiques multivariées .....	109
VI.4.1	Analyse en Composantes Principales .....	109
VI.4.1.1	Matrice de corrélation .....	109
VI.4.1.2	indices d'adéquations à l'analyse factorielle .....	110
VI.4.1.2.1	Indice de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) .....	110
VI.4.1.2.2	Test de sphéricité de Bartlett .....	111

VI.4.1. 3 Valeurs propres et axes factoriels .....	111
VI.4.2 Classification ascendante hiérarchique .....	114
VI.5 Processus hydrogéochimiques .....	117
VI.5.1 Origine de la minéralisation .....	117
VI.5.1.1 Diagrammes binaires et origine des éléments dominants .....	117
VI.5.1.2 Diagrammes de Gibbs .....	125
VI.5.1.3 Diagrammes de Gaillardet .....	127
VI.5.1.4 Phénomène d'échange de base .....	129
VI.5.2 Modélisation géochimique .....	130
VI.5.2.1 Indices de saturation des eaux .....	130
VI.5.2.1.1 Les minéraux carbonatés .....	132
VI.5.2.1.2 Les minéraux évaporitiques .....	133
VI.5.2.2. Diagrammes d'équilibre .....	134
VI.6 Aptitude de l'eau à la consommation en AEP et à l'irrigation .....	136
VI.7 L'indice de qualité de l'eau (IQE) .....	136
VI.7.1 Évaluation de qualité de l'eau pour la consommation (AEP) .....	136
VI.7.2 Évaluation de qualité de l'eau pour l'irrigation .....	139
VI.7.2.1 Le rapport d'adsorption du sodium (SAR) .....	139
VI.7.2.2 Le pourcentage de sodium (%Na) .....	140
VI.7.2.3 Le carbonate de sodium résiduel (RSC) .....	140
VI.7.2.4 Le risque de magnésium (MH).....	141
VI.7.2.5 Le rapport de Kelly (KR) .....	141
VI.7.2.6 L'indice de perméabilité (IP) .....	142
VI.7.2.7 Classification des eaux d'irrigation par la méthode de Richards .....	142
VI.7.2.8 Classification des eaux d'irrigation par la méthode de Wilcox .....	143
VI.8 Conclusion .....	146
<b>Conclusion Générale, Recommandations et Perspective</b>	
1. Conclusion générale .....	148
2. Recommandations et perspectives .....	150
<b>Références Bibliographiques</b> .....	152
<b>Annexes</b> .....	160

## *Liste des Figures*

Figure 1	Carte de localisation du secteur d'étude .....	5
Figure 2	Carte des principales structures géomorphologiques .....	7
Figure 3	Bassin versant de la région d'étude et son réseau hydrographique .....	8
Figure 4	Variations interannuelle des précipitations à la station d'Ain Sefra (1979-2019) ....	12
Figure 5	Histogramme des Variations moyennes mensuelles des précipitations à la station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	12
Figure 6	Histogramme des variations moyennes saisonnières des précipitations à la station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	13
Figure 7	Variations du coefficient pluviométrique de la station d'Ain Sefra (1979-2019) ....	14
Figure 8	Graphique des variations des températures moyennes interannuelles à la station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	15
Figure 9	Variation des températures moyennes mensuelles de la station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	15
Figure 10	Diagramme Ombro-thermique de la station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	16
Figure 11	Classification du régime climatique selon la méthode d'Euverte pour la Station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	17
Figure 12	Abaque de l'indice d'aridité annuel de De Martonne .....	18
Figure 13	Climagramme d'Emberger (Station Ain Sefra) .....	19
Figure 14	Carte de la répartition spatiale des précipitations dans la région d'étude .....	21
Figure 15	Variation mensuelle de l'évapotranspiration corrigée selon les méthodes développées par Thornthwaite et SERRA .....	24
Figure 16	Valeur du déficit et du quotient d'écoulement (Wundt) .....	26
Figure 17	Détermination du déficit d'écoulement selon P. VERDEIL .....	27
Figure 18	Représentation graphique du bilan hydrologique de Thornthwaite de la station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	28
Figure 19	Termes du bilan hydrologique bassin versant d'Ain Sefra .....	31
Figure 20	Carte géologique de la région d'Ain Sefra, Galmier, 1972, modifiée .....	35
Figure 21	Coupes géologiques réalisées par Rahmani A. (2010) .....	41
Figure 22	Coupe géologique passant par El Hendjir (Rahmani A., 2010) .....	42
Figure 23	Coupe géologique Garet Kheil – Skhouna (Rahmani A., 2010) .....	42
Figure 24	Coupe géologique au niveau de Slih (Rahmani A., 2010) .....	43
Figure 25	Coupe géologique au niveau de Maader (Rahmani A., 2010) .....	43
Figure 26	Coupe géologique Hendjir – Maader (Rahmani A., 2010) .....	44
Figure 27	Carte de position des sondages électriques (CGG, 1974) .....	51
Figure 28	Coupes géoélectriques transversales (A,B et C) Nord-Ouest Sud-Est dans la région d'Ain Sefra (CGG.1974) .....	52
Figure 29	Carte du toit du Jurassique supérieur du synclinal d'Ain Sefra (CGG 1974) .....	53
Figure 30	Carte de localisation des coupes .....	54
Figure 31	Coupe lithostratigraphique AA' .....	56
Figure 32	Coupe lithostratigraphique BB' .....	57
Figure 33	Coupe lithostratigraphique CC' .....	57
Figure 34	Coupe lithostratigraphique DD' .....	58
Figure 35	Coupe lithostratigraphique EE' .....	59
Figure 36	Coupe lithostratigraphique FF' .....	60
Figure 37	Carte piézométrique de la nappe du Crétacé inférieur d'Ain Sefra (Mansour H., 2007) .....	62

Figure 38	Carte piézométrique (Septembre 2008, Rahmani A.) .....	63
Figure 39	Carte piézométrique (Septembre 2012, Rahmani A.) .....	64
Figure 40	Carte piézométrique de la nappe du Crétacé inférieur d'Ain Sefra .....	66
Figure 41	Méthodologie d'analyse morphométrique du bassin versant .....	69
Figure 42	Carte des sous-bassins .....	70
Figure 43	Carte hypsométrique du bassin versant d'Ain Sefra .....	73
Figure 44	Courbe hypsométrique du sous bassin versant d'Ain Sefra .....	73
Figure 45	Carte et Courbe hypsométrique du sous bassin versant d'Oued Breidj .....	74
Figure 46	Carte et Courbe hypsométrique du sous bassin versant d'Oued Tirkount .....	74
Figure 47	Carte et Courbe hypsométrique du sous bassin versant d'Oued Tiout .....	74
Figure 48	Carte de pente du bassin versant d'Ain Sefra .....	76
Figure 49	Organigramme de la méthodologie de travail .....	80
Figure 50	a) Composante principale 1, b) Combinaison de couleurs de l'analyse en ACP .....	83
Figure 51	Filtres directionnels de Sobel à 00°, 45°, 90° et 135° .....	84
Figure 52	Carte des linéaments dérivée d'images satellites .....	85
Figure 53	Analyse statistique directionnelle .....	85
Figure 54	Carte de densité des linéaments de la zone d'étude .....	86
Figure 55	Linéaments de la carte géologique .....	87
Figure 56	Carte de répartition des anomalies de drainage .....	88
Figure 57	Carte synthèse des linéaments et des forages .....	89
Figure 58	Carte de localisation des points de prélèvements des eaux .....	92
Figure 59	Coefficient de variation des variables physico-chimiques .....	94
Figure 60	Variation de la température dans les eaux souterraines du bassin d'Ain Sefra .....	95
Figure 61	Variation du pH dans les eaux souterraines du bassin d'Ain Sefra .....	95
Figure 62	Répartition spatiale des valeurs de la conductivité électrique ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) .....	96
Figure 63	Répartition spatiale des teneurs de calcium .....	97
Figure 64	Répartition spatiale des teneurs du magnésium .....	98
Figure 65	Répartition spatiale des teneurs du sodium .....	99
Figure 66	Répartition spatiale des teneurs de potassium .....	100
Figure 67	Répartition spatiale des teneurs en chlorures .....	101
Figure 68	Répartition spatiale des teneurs en sulfates .....	102
Figure 69	Répartition spatiale des teneurs en bicarbonates .....	103
Figure 70	Répartition spatiale des teneurs en nitrates .....	104
Figure 71	Diagramme de Piper des échantillons d'eaux de la région d'étude .....	106
Figure 72	Diagrammes de Schoeller et Berkalfolof des échantillons .....	107
Figure 73	Diagramme de Chadha des échantillons d'eaux de la région d'étude .....	108
Figure 74	Matrice de corrélation des différents paramètres physico-chimiques .....	110
Figure 75	Projection des facteurs en 3D ( $F_1 \times F_2 \times F_3$ ) .....	113
Figure 76	Dendrogramme de classification ascendante hiérarchisée en Q-mode .....	114
Figure 77	Evolution des éléments majeurs en fonction de la conductivité .....	116
Figure 78	Diagramme $\text{SO}_4^{2-}$ vs $\text{Ca}^{2+}$ .....	118
Figure 79	Diagramme $\text{SO}_4^{2-}$ vs $\text{Mg}^{2+}$ .....	119
Figure 80	Diagramme $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ vs $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3$ .....	120
Figure 81	Diagramme $\text{SO}_4^{2-}$ vs $\text{Na}^+$ .....	120
Figure 82	Diagramme $\text{SO}_4^{2-}$ vs $\text{Cl}^-$ .....	121
Figure 83	Diagramme $\text{Na}^+$ vs $\text{Cl}^-$ .....	122
Figure 84	Diagramme $\text{Ca}^{2+}$ vs $\text{Cl}^-$ .....	123

Figure 85	Diagramme $\text{Ca}^{2+}/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$ vs $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$ .....	<b>123</b>
Figure 86	Diagramme $\text{HCO}_3^-/(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$ vs conductivité électrique .....	<b>124</b>
Figure 87	Diagramme $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$ vs conductivité électrique .....	<b>125</b>
Figure 88	Représentation graphique des points d'eau sur le diagramme de Gibbs .....	<b>126</b>
Figure 89	Représentation graphique des points d'eau sur le diagramme de Gaillardet .....	<b>128</b>
Figure 90(a)	Diagramme d'échange d'ions : Indices chloro-alcalins 1 et 2 .....	<b>129</b>
Figure 90(b)	Diagramme $[(\text{Na}^+ + \text{K}^+) - \text{Cl}^-]$ vs $[(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})]$ .....	<b>130</b>
Figure 91	Indices de saturation pour différents points d'eau .....	<b>131</b>
Figure 92	Relation entre TDS et IS des minéraux carbonatés .....	<b>133</b>
Figure 93	Relation entre TDS et IS des minéraux évaporitiques .....	<b>133</b>
Figure 94	Diagrammes de stabilité minérale (Drever, 1997) .....	<b>134</b>
	Carte thématique de l'indice de qualité globale IQE des eaux souterraines de la	
Figure 95	région d'Ain Sefra .....	<b>138</b>
Figure 96	Diagramme de Richards .....	<b>143</b>
Figure 97	Diagramme de Wilcox .....	<b>144</b>

## *Liste des Tableaux*

Tableau 1	Caractéristiques de la station météorologique d'Ain Sefra .....	<b>11</b>
Tableau 2	Variation moyennes mensuelles et saisonnières des précipitations à la station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	<b>12</b>
Tableau 3	Coefficient pluviométrique à la station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	<b>14</b>
Tableau 4	Températures moyennes mensuelles et saisonnières de la station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	<b>16</b>
Tableau 5	Températures et précipitations moyennes mensuelles de la Station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	<b>16</b>
Tableau 6	Valeurs du rapport P/T pour la Station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	<b>17</b>
Tableau 7	Calcul de l'évapotranspiration potentielle corrigée (ETP) par la méthode de Thornthwaite - station d'Ain Sefra (Période 1979-2019) .....	<b>23</b>
Tableau 8	Calcul de l'évapotranspiration potentielle corrigée (ETP) par la méthode de SERRA - station d'Ain Sefra (Période 1979-2019) .....	<b>24</b>
Tableau 9	Évaluation du déficit d'écoulement selon la méthode de M. TURC .....	<b>25</b>
Tableau 10	Évaluation du déficit d'écoulement selon la méthode de WUNDT .....	<b>25</b>
Tableau 11	Évaluation du déficit d'écoulement selon la méthode de P. VERDEIL .....	<b>26</b>
Tableau 12	Bilan Hydrologique de Thornthwaite de la station d'Ain Sefra (1979-2019) .....	<b>28</b>
Tableau 13	Résultats récapitulatifs des valeurs d'évapotranspiration potentielle et évapotranspiration réelle .....	<b>29</b>
Tableau 14	Ruissellement selon la méthode de Tixeront et Berkaloff .....	<b>30</b>
Tableau 15	Résultats de la lame d'eau infiltrée .....	<b>30</b>
Tableau 16	Les différentes composantes du bilan hydrologique .....	<b>31</b>
Tableau 17	Caractéristiques hydrogéologiques des différentes formations à travers le synclinal d'Ain Sefra .....	<b>47</b>
Tableau 18	Echelle des corrélations résistivités-lithologie (CGG, 1974) .....	<b>50</b>
Tableau 19	Indices de forme du bassin versant d'Ain Sefra et ses sous bassins .....	<b>71</b>
Tableau 20	Répartition des surfaces selon les tranches d'altitudes du B.V. d'Ain Sefra .....	<b>72</b>
Tableau 21	Caractéristiques du relief du bassin versant d'Ain Sefra .....	<b>75</b>
Tableau 22	Répartition des classes de pentes du bassin versant d'Ain Sefra .....	<b>76</b>
Tableau 23	Caractéristiques du réseau hydrographique du bassin versant d'Ain Sefra .....	<b>77</b>
Tableau 24	Caractéristiques statistiques des analyses physicochimiques des eaux souterraines .....	<b>93</b>
Tableau 25	Paramètres de qualité de l'eau de boisson .....	<b>94</b>
Tableau 26	Types de faciès chimiques des eaux de la région d'étude selon Stabler .....	<b>105</b>
Tableau 27	Indice KMO et test de Bartlett .....	<b>111</b>
Tableau 28	Valeurs propres et pourcentage de variance cumulé .....	<b>112</b>
Tableau 29	Score de l'ACP après rotation Varimax .....	<b>113</b>
Tableau 30	Résumé statistique des indices de saturation des minéraux dans les eaux souterraines à l'aide de PHREEQC .....	<b>132</b>
Tableau 31	Classification de la qualité de l'eau selon l'IQE .....	<b>137</b>
Tableau 32	Classes de l'indice IQE et qualité des eaux souterraines de la région d'Ain Sefra .....	<b>138</b>
Tableau 33	Valeurs des indices de qualité des eaux souterraines d'irrigation .....	<b>145</b>

## *Liste des abréviations*

DSA : Direction des Services Agricoles

CF: Conservation des forêts

ONM : Office Nationale de la Météorologie

ADE : Algérienne Des Eaux

DRE : Direction des Ressources en Eau

OMS : Organisation Mondiale de la Santé

CP : Coefficient pluviométrique

ETP : Évapotranspiration Potentielle

ETR : Évapotranspiration Réelle

RFU : Reserve facilement utilisable

SIG : Système d'information géographique

ACP : Analyse en composante principale

CAH : Classification ascendante hiérarchique

R : Coefficient de corrélation

IQEP : Indice de qualité de l'eau pour l'AEP

IQEI : Indice de qualité de l'eau pour l'irrigation

AEP : Alimentation en eau potable

FNRDA : Fond Nationale de Régulation pour le Développement Agricole

SAR : Rapport d'adsorption de sodium

%Na : Pourcentage de sodium

RSC : Carbonate de sodium résiduel

MH : Risque de magnésium

KR : Rapport de Kelly

PI : Indice de perméabilité

# **Introduction générale**

# Introduction générale

## 1. Problématique

Plusieurs régions d'Afrique du Nord sont caractérisées par une raréfaction des eaux de surface, surtout dans les pays arides et semi-arides, ce qui rend les eaux souterraines indispensables pour répondre aux exigences de la population en matière d'eau. Face à une demande croissante des différents secteurs, l'exploitation des ressources hydriques souterraines a atteint ses limites.

La région d'Ain-Sefra repose essentiellement sur les eaux souterraines pour satisfaire toutes les besoins de sa population. Elle se distingue par une variation spatio-annuelle des précipitations, généralement faibles (183 mm/an), et une forte évaporation qui atteint des valeurs de l'ordre de 174,78 mm/an en raison des températures estivales élevées avoisinant 40°C. Cette forte évapotranspiration impacte les réserves en eau, engendrant un déficit hydrique de plus en plus important, résultant de l'effet combiné de ces caractéristiques climatiques et l'accroissement de la consommation d'eau pour des usages multiples.

Le fonctionnement hydrologique dans la zone d'étude a fait apparaître que lame d'eau écoulée (ruissellement + infiltration) ne représente que 8,22 mm/an des précipitations moyennes annuelles. Cette particularité, combinée à la surexploitation des ressources en eau ces dernières années, a engendrée une diminution significative des débits des forages et des puits. Les conséquences sont visibles : l'assèchement de nombreux puits peu profonds, notamment ceux exploitant l'aquifère alluvionnaire du Plio-Quaternaire (Tirkount et Dzira), dont la profondeur n'excède pas 20 m. En outre, un rabattement de plus de 10 m du niveau piézométrique des forages existants a été constaté. Cette réalité inquiétante soulève la problématique de la gestion à long terme de cette importante richesse dans une zone à climat aride.

La gestion du potentiel hydrique dans la région d'Ain-Sefra demeure donc une préoccupation majeure pour les autorités locales, en raison d'une demande croissante dans de nombreux domaines (AEP, irrigation, urbanisme, etc.). Face à cette pression sur une ressource vitale, et dans le but de parvenir à un développement durable, il est tout à fait opportun de s'interroger sur :

-La caractérisation hydrologique, géologique, hydrogéologique, morphostructurale et géochimique des différents aquifères de la région;

- Le mode de fonctionnement du système hydrogéologique du bassin versant d'Ain-Sefra;
- La contribution des approches géochimiques à la compréhension du fonctionnement du système aquifère de la région.

## **2. Objectif**

Le travail de cette recherche vise à mieux appréhender les mécanismes de fonctionnement hydrogéologique de la région. Pour comprendre la baisse continue des niveaux piézométriques dans les aquifères du bassin d'Ain-Sefra, il faut rechercher les causes du déséquilibre en termes de bilan hydrique. Cela exige également une bonne connaissance de leur mode de fonctionnement en présence d'une exploitation excessive et continue.

L'objectif de cette thèse est de :

- Préciser la configuration géométrique et les limites du système aquifère de la région, très affectée par la tectonique à l'aide des résultats de l'étude géophysique et les données de forages hydrauliques pour expliquer les relations entre les différents aquifères existants ;
  - Éclaircir les propriétés hydrodynamiques des aquifères (évolution de la piézométrie, sens des écoulements, etc.) ;
- Analyser les paramètres morphométriques et morphostructuraux de la région à partir de techniques de télédétection et de SIG, examiner les cartes géologiques et topographiques, utiliser des modèles numériques de terrain et interpréter l'imagerie satellitaire pour comprendre l'impact de la tectonique sur la relation entre les aquifères existantes; où le réseau de fractures constitue un élément essentiel dans la communication ou la compartimentation, de la circulation souterraines des eaux et des sources et leurs conditions d'émergence ;
- Étude de la distribution spatiale des principaux ions majeurs, détermination des faciès et de l'origine des eaux souterraines ;
- Identifier les différents processus géochimiques qui influencent les propriétés physicochimiques des eaux souterraines et comprendre les principaux facteurs contribuant à leur minéralisation ;
- Évaluer l'impact de l'anthropisation qui affecte la qualité de l'eau ;
- Analyser les paramètres de qualité de l'eau afin de juger son aptitude à être utilisée pour l'irrigation ;

Enfin, cette thèse, intègre de nombreuses approches géochimiques pour caractériser et interpréter les données hydrochimiques, afin de préciser le comportement du système

hydrogéologique et de mettre en place des stratégies et des règles pour une gestion durable des ressources en eau.

Cette étude repose sur une approche hydrogéochimique combine des techniques statistiques multivariées (ACP, CAH) et une modélisation géochimique (PHREEQC) afin d'identifier les facteurs géochimiques qui régissent la composition physicochimique des eaux souterraines. En outre, nous évaluerons le degré de potabilité et l'adéquation de ces eaux pour l'irrigation en calculant respectivement les indicateurs IQEP et IQEI.

### 3. Structure de la thèse

Pour ce faire, nous avons adapté une méthodologie qui s'articule sur six (06) chapitres comme suit :

- **Le premier chapitre** présente un cadre général du milieu physique, dans lequel sont discutées les caractéristiques géographiques, géomorphologiques, hydrologiques, climatiques, socio-économiques, et la couverture végétale de la région.
- **Le deuxième chapitre** a pour but d'évaluer les paramètres climatiques et les différents composants du bilan hydrique afin de mettre en évidence l'impact des facteurs climatiques sur les ressources en eau ;
- **Le troisième chapitre** est réservé à une étude géologique qui résume les travaux antérieurs effectués dans la région ;
- **Le quatrième chapitre** traite de l'hydrogéologie en identifiant les aquifères existants et leur géométrie à partir de l'interprétation des données géophysiques (CGG 1974) et des logs des forages hydrogéologiques. Les cartes piézométriques de différentes périodes sont utilisées pour identifier les fluctuations des niveaux piézométriques, les sens d'écoulement et les zones de recharges.
- **Le cinquième chapitre** porte sur une analyse morfo-structurale de la région. Il est structuré en deux parties : la première traite les caractéristiques morphométriques, tandis que la seconde se concentre sur une analyse approfondie des caractéristiques structurales et l'influence du réseau de fractures sur le fonctionnement hydrogéologique du bassin versant d'Ain Sefra.
- **Le sixième chapitre**, qui constitue la partie principale de cette thèse, est consacré à l'étude hydrogéochimique. Il examine les paramètres physico-chimiques des eaux, détermine

les faciès chimiques, suit de l'évolution spatiale de la salinité des eaux, effectue une analyse statistique multivariée (ACP, CAH) et étudie les processus géochimiques pouvant exister entre l'eau et l'encaissant. Ensuite, il aborde la modélisation géochimique, en utilisant les indices de saturation des eaux pour un certain nombre de phases minérales et les diagrammes d'équilibre, ainsi que les corrélations entre éléments majeurs afin de déterminer les origines et les mécanismes responsables de l'acquisition de la minéralisation des eaux. Enfin, l'aptitude des eaux souterraines à la consommation en AEP et à l'irrigation est discutée.

En conclusion, cette thèse se termine par une synthèse générale, des recommandations et des perspectives d'avenir.

## CHAPITRE I

# **Cadre général du milieu physique**

## I.1. Situation géographique

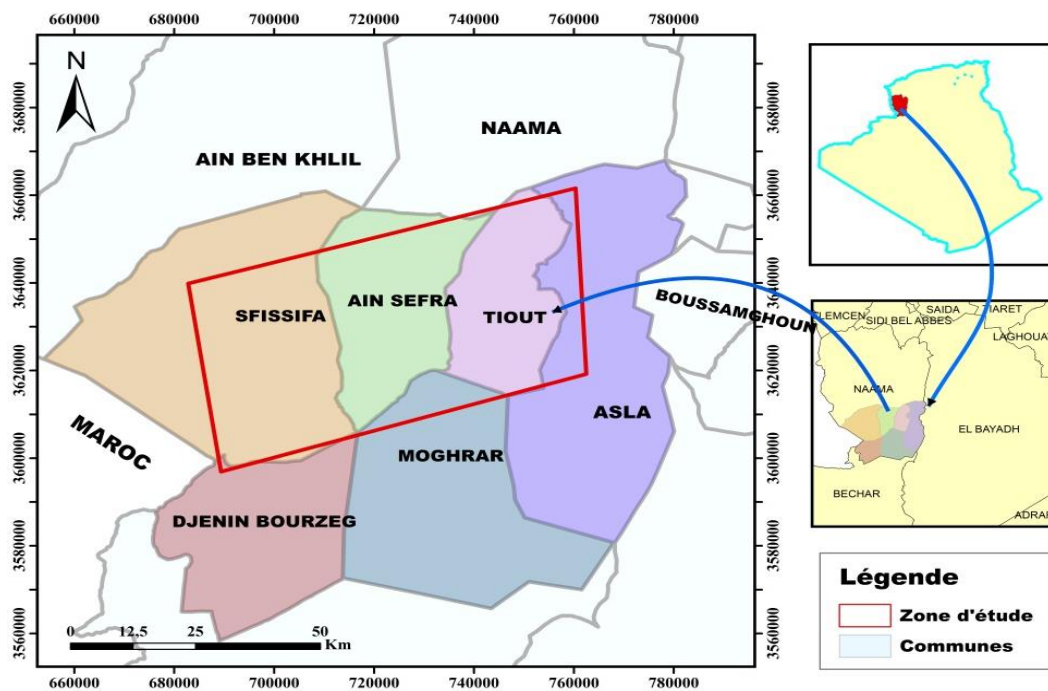
La région d'étude est située au Sud de la Wilaya de Naâma, faisant partie intégrante du domaine atlasique et se trouvant aux confins Algéro-marocains. Plus précisément, elle est localisée dans les monts des Ksour, qui constituent la partie occidentale de l'Atlas Saharien. Notre étude s'étend sur une superficie avoisinant les 2942 km<sup>2</sup> et comprend les localités de Sfisifa, Tiout et une partie d'Asla. Les limites administratives de cette zone peuvent être définies comme suit (Fig.1):

- Au Nord : elle est délimitée par les villes de Naâma et Ain Ben Khelil;
- Au Sud : elle est bordée par la daïra de Moghrar;
- À l'Est : elle est limitée par la ville de Boussamghoun;
- À l'Ouest : elle est bordée par la frontière Algéro-marocaine.

Sur le plan géomorphologique, la région d'étude présente les caractéristiques suivantes:

- Au Nord se trouvent les Djebels Aïssa et Hirech;
- Au Nord-Ouest, se distinguent les monts de Morhad et de Ras Touil;
- Au Sud, se retrouvent les monts de Mekther et de Djarra;
- À l'Est, la présence de Djebel Afzouz;
- À l'Ouest se trouve le mont Mir el Djebel.

La localité étudiée est cadrée par les coordonnées UTM : 3 662 282N; 3 636 264S; 759 512E et 683 717W.



## **I.2. Reliefs et géomorphologie**

Sur le plan géomorphologique, la région se caractérise par plusieurs éléments, comme sera illustré dans ce qui suit :

### **I.2.1. Les chaînons**

Ces derniers sont de forme avec un aspect en "chenilles processionnaires" et se prolongent du Sud-Ouest au Nord-Est, formant ainsi une barrière topographique et climatique entre l'Algérie du nord et le domaine saharien. Au niveau de la zone d'étude (Fig.2), ces reliefs caractéristiques de l'Atlas correspondent aux affleurements de bordures montagneuses, composés principalement de dépôts du Jurassique Supérieur. Ils se distinguent par une tectonique cassante, identifiable à travers des failles et une fracturation intense. On y rencontre également le Djebel Aissa de 2 136m d'altitude, il s'étend vers le nord depuis Ain Sefra par un anticlinal jurassique. Le Djebel Tifkirt est d'une altitude de 2 091m, situé au nord-est du Djebel Aissa. Quant au Djebel Morhad d'une altitude de 2 136m (Rass Touil), de direction nord-ouest, montre une extrémité affaissée vers le sud-ouest (Djebel Hairech). La limite sud et sud-ouest est marquée par les Djebels Mekter (2 062m) et le Mir El Djebel (2 109m).

### **I.2.2. Les dépressions**

Elles sont orientées du sud-ouest au nord-est et portent le nom des lieux où elles se trouvent. Parmi ces synclinaux, on peut mentionner la dépression de Mekalis-Tirkount, caractérisée par un remplissage tertiaire d'épaisseur variable, ainsi que la dépression de Mekhizen, située au nord-est de Sfisifa, et enfin, la dépression d'Ain Sfra-Tiout (Fig.2).

### **I.2.3. Les synclinaux**

Les synclinaux dans la région présentent une configuration en cuvette, généralement orientés Sud-Ouest Nord-Est. Ces derniers sont de remplissage crétacé, et se démarquent par des fonds larges, parfois perchés, à l'instar du synclinal d'Ain Sefra (Fig.2).

### **I.2.4. Les lits des oueds**

Les oueds qui traversent la région, sont tapissés d'un remplissage quaternaire, ces derniers ont tendance à creuser d'avantage au cours du temps. Les sables et les conglomérats constituent les principaux matériaux détritiques de remplissage des lits d'oueds (Fig.2).

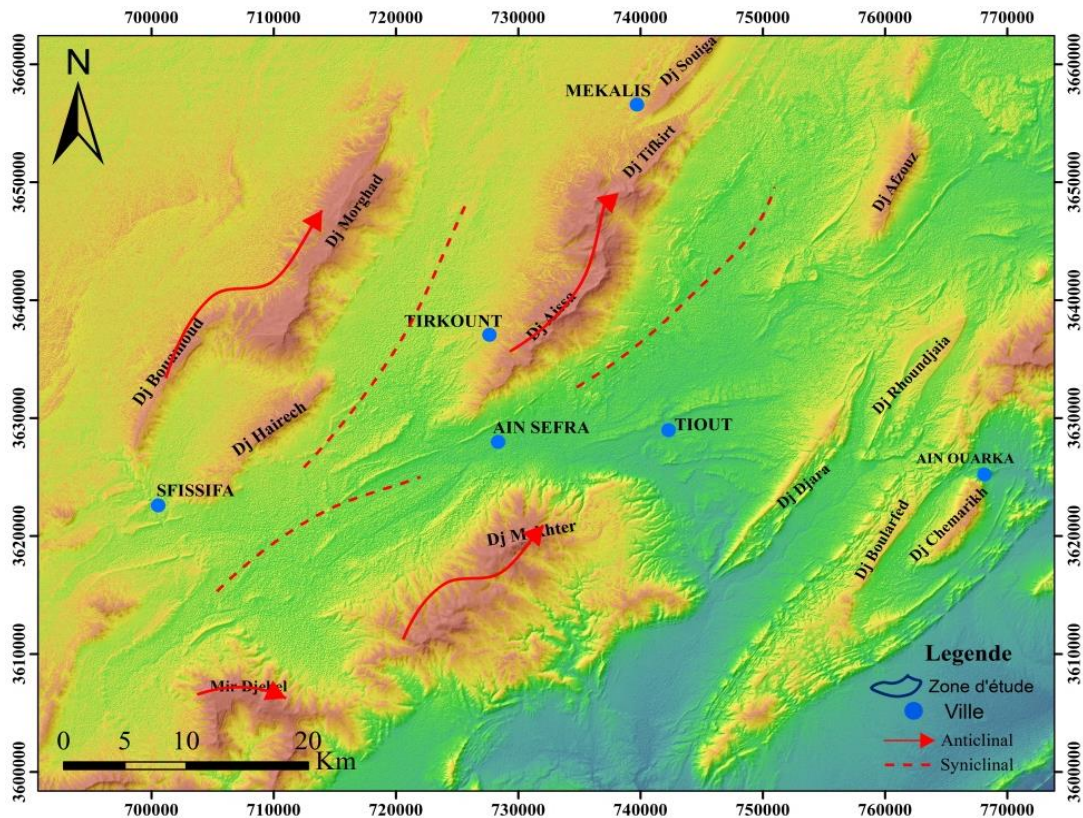


Figure 2. Carte des principales structures géomorphologiques

### I.3. Réseau hydrographique

Les Monts des Ksour présentent des caractéristiques hydrographiques distinctes entre leur partie septentrionale et leur partie méridionale. Dans la partie septentrionale, on observe une faible capacité de drainage, accompagnée d'un réseau hydrographique limité, principalement constitué de petits oueds. Les eaux de ruissellement se perdent rapidement par infiltration dans les dayas et les sebkhas, ou par évaporation en raison des conditions climatiques arides prévalant dans la région.

En revanche, la partie méridionale des monts Ksour, présente une caractéristique distincte, avec un réseau hydrographique plus étendu, composé d'une série d'oueds s'écoulant vers le sud. L'infiltration de ces cours d'eau dans le grand erg occidental du Sahara, est particulièrement remarquable.

La zone d'étude se situe au centre des Montagnes des Ksour, et se compose de deux dépressions qui recueillent plusieurs cours d'eau, formant ainsi le bassin versant d'Ain Sefra (Fig.3). Ce dernier constitue la partie amont du vaste ensemble hydrographique de l'Oued Namous, l'un des quatre principaux bassins du Sahara (Oued Zousfana, Oued Namous, Oued El Gharbi et Oued Segguer).

Les principaux cours d'eau constituant ce réseau sont comme suit (Fig.3):

- L'oued Breidj, qui collecte les eaux des flancs nord des Djebels Mzi et Mekther, et est alimenté par les affluents des oueds Sfissifa et Benikrou ;
- L'oued Tirkount, prend naissance dans le Djebel Morhad et rejoint l'oued Breidj au milieu de la ville d'Ain Sefra, pour former son propre oued ;
- Enfin, l'Oued Tiout draine les eaux du Djebel Aissa.

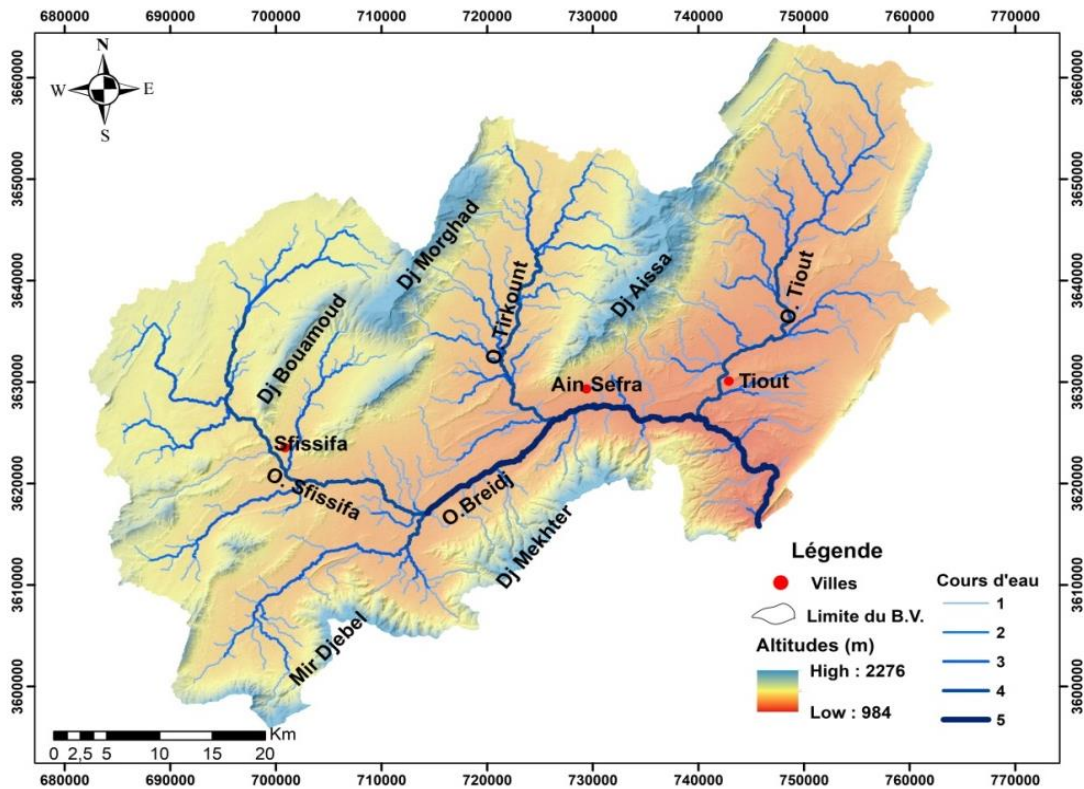


Figure 3. Bassin versant et son réseau hydrographique

#### I.4. Aperçu climatique

La région d'Ain Sefra se situe au sein d'une zone atlasique saharienne, se caractérise par une influence prédominante des masses d'air sahariennes (Bensaïd A., 2006). Ce contexte géographique particulier, exerce un impact significatif sur le climat local.

Le climat est classé entre semi-aride à aride, avec des pluviométries annuelles relativement modérées. Les périodes hivernales, bien que courtes, sont rigoureuses et se concentrent principalement en décembre et janvier. Les étés sont caractérisés par des conditions chaudes, avec des températures plus élevées qui persistent généralement de juin à septembre.

## **I.5. Couvert végétal**

La région d'Ain Sefra présente une couverture végétale moyenne à faible, ne dépassant pas 15% de sa superficie, ce qui entraîne des processus d'érosion. Cette caractéristique est typique des régions semi-arides et arides ([Haddouche et al., 2008](#)).

La végétation naturelle dans la région est remarquablement pauvre, se limitant à quelques repousses de pâturages qui sont régulièrement broutées par des troupeaux de chameaux et de moutons ([Haddouche et al., 2008](#)).

La faible densité végétale observée dans la région expose les sols à l'érosion, principalement causée par les effets néfastes du vent et de l'eau. L'absence d'une couverture végétale protectrice rend les sols vulnérables aux conditions météorologiques, entraînant ainsi leur dégradation ([C.F, 2022](#)). Il est important de noter que la topographie, les conditions climatiques et les pratiques agricoles inadéquates, peuvent également aggraver le phénomène érosif ([F. Rey et al., 2004](#)).

## **I.6. Situation socio-économique**

Ain Sefra est géographiquement située le long de la route nationale n°06 et de la voie ferrée reliant Oran à Béchar. L'économie locale est principalement basée sur l'agriculture et l'élevage.

Ain Sefra est une région fortement tributaire de l'agriculture en tant que pilier économique prédominant. Les pratiques agricoles dans cette région sont adaptées aux caractéristiques environnementales spécifiques, marquées par une couverture végétale limitée et un climat aride. Parallèlement, l'élevage est une activité clé de l'économie locale. Les troupeaux de bétail, notamment les chameaux et les moutons, sont élevés dans la région pour fournir de la viande, du lait et des peaux ([D.S.A, 2022](#)).

Ces activités agricoles et d'élevage constituent les principaux moteurs économiques dans la région, assurant les moyens de subsistance des habitants et le développement local. ([D.S.A, 2022](#)).

## **I.7. Conclusion**

La zone d'étude est située au centre des monts des Ksour, et se caractérise par un relief diversifié résultant de l'activité tectonique de l'Atlas saharien. Le réseau hydrographique de la région comprend plusieurs oueds, dont les plus importants sont l'oued Sfissifa, l'oued Breidj, l'oued Tirkount et l'oued Tiout, qui jouent un rôle essentiel dans le drainage des eaux locales.

Le climat de la région est de type semi-aride à aride, avec des hivers froids mais courts et des étés chauds. Les précipitations annuelles sont relativement faibles et se limitent principalement aux trois mois du printemps.

La faible couverture végétale de la région favorise l'érosion des sols. Les espèces végétales dominantes sont l'armoise et l'alfa, qui sont utilisées comme alimentation pour le bétail. Les facteurs responsables de cette érosion des sols sont le vent, l'eau, la topographie et les pratiques agricoles inadéquates.

Les activités agricoles et l'élevage constituent les principaux piliers économiques d'Aïn Sefra, garantissant la prospérité des habitants et contribuant de manière significative au développement local.

CHAPITRE III

**Hydroclimatologie**

# Caractéristiques hydro-climatiques

## II. Introduction

Pour établir le bilan hydrique et optimiser l'utilisation des ressources disponibles, il est essentiel de bien connaître les paramètres climatiques d'une région, en particulier dans des zones arides comme le Sahara algérien.

L'étude hydro-climatique de la région a été menée en utilisant les informations recueillies par la station météorologique d'Ain Sefra et ce dans le but d'examiner les variabilités du régime pluviométrique et de cartographier ces données climatiques.

La base de données des précipitations et des températures disponibles couvre une période de 40 ans allant de 1979/80 à 2018/19.

Les coordonnées de la station météorologique de la région sont résumées dans le tableau ci-dessous.

**Tableau 1 : Coordonnées de la station d'Ain sefra, ONM (2021).**

Station	Code	X (m)	Y (m)	Altitude Z (m)	Période d'observation
Ain Sefra	605600	724838	3626956	1058	1979 à 2019

## II.2. Analyse des paramètres climatiques

### II.2.1. Les précipitations

Afin de pouvoir caractériser le régime hydrologique de la région, nous analyserons les différents paramètres climatiques à différentes échelles de temps, notamment mensuelles, annuelles et saisonnières.

#### II.2.1.1. Variations interannuelles des précipitations

La courbe des variations interannuelles des précipitations de la station pluviométrique d'Ain Sefra, montre un régime caractérisé par une irrégularité interannuelle. L'année 1991/1992 apparait comme la plus arrosée de la série, avec des précipitations de 376,92 mm. Quant à l'année 2000/2001, elle se distingue comme la plus sèche de la série, avec des précipitations de 39,90 mm (Fig.04). Dans l'ensemble de la période étudiée, les précipitations moyennes annuelles enregistrées, sont de l'ordre de 183,10 mm.

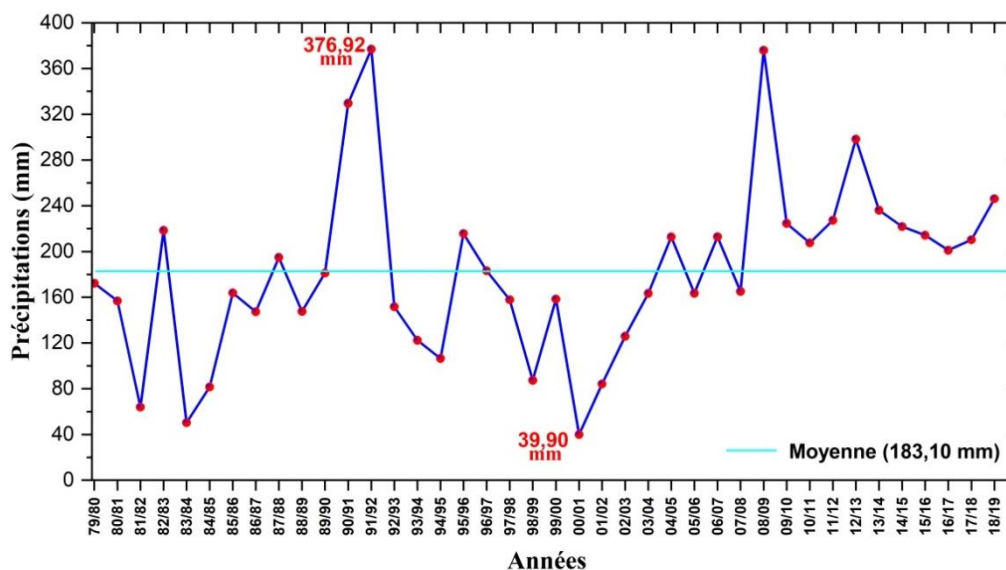


Figure 4. Variations interannuelle des précipitations (1979-2019)

### II.2.1.2. Variations moyennes mensuelles des précipitations

Afin de mettre en évidence la variabilité du régime pluviométrique de la région étudiée (Tableau 02), l'analyse à grand échelle de la variation mensuelle des précipitations est tout à fait pertinente. Dans cette étude, nous utiliserons une période de 40 ans (1979-2019), comme mentionné plus haut.

Tableau 2. Variations moyennes mensuelles et saisonnières des précipitations (1979-2019)

Mois	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Jui.	Jul.	Aou.
P (mm)	10,50	19,75	16,83	13,75	16,90	16,20	25,50	18,50	24,42	8,51	4,60	7,64
Saisons	Automne			Hiver			Printemps			Été		
	P (mm)			46,85			68,42			20,75		
	P (%)			25,60			37,39			11,34		

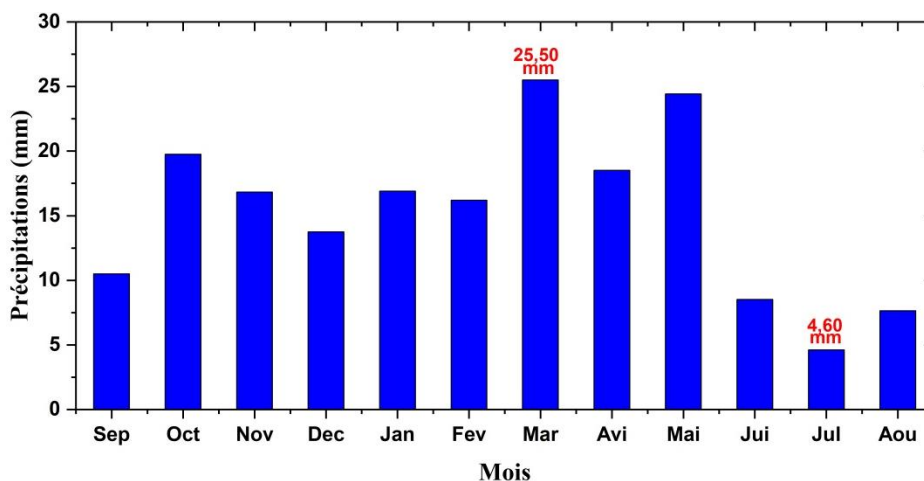


Figure 5. Histogramme des Variations moyennes mensuelles des précipitations (1979-2019)

L'analyse de l'histogramme de la variation mensuelle des précipitations sur une période de 40 ans (Fig. 05), révèle que mars est le mois le plus humide avec une moyenne mensuelle de 25,50 mm. D'autre part, juillet est le mois le plus sec avec une pluviométrie mensuelle moyenne de 4,60 mm.

### II.2.1.3. Variations moyennes saisonnières des précipitations

Le graphe de variation saisonnière des précipitations (Tableau 2), montre clairement que le printemps est la saison la plus arrosé avec 68,42 mm, tandis que l'automne et l'hiver sont presque identiques avec respectivement 47,08 mm et 46,85 mm. L'été est la saison la plus sèche avec 20,75 mm (Fig.6).

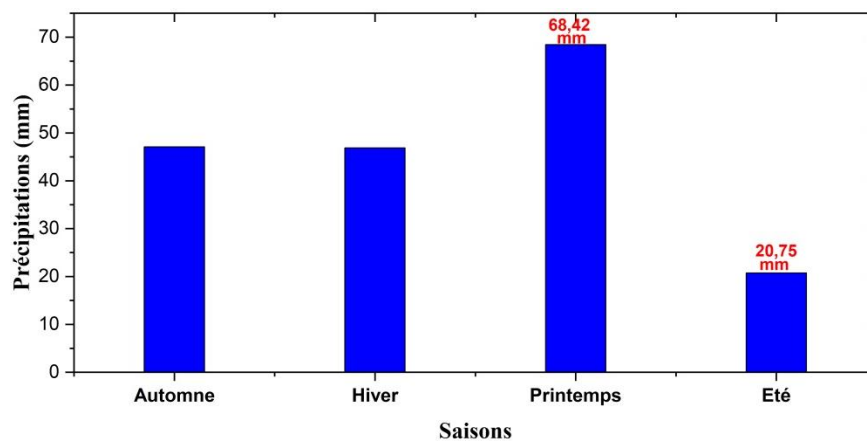


Figure 6. Histogramme des variations moyennes saisonnières des précipitations (1979-2019)

### II.2.1.4. Coefficient pluviométrique

Le coefficient de pluviométrie ( $C_p$ ) est un variable climatique. Il permet de déterminer les années excédentaires ou déficitaires de précipitations pour une station donnée. Il est défini comme le rapport entre la pluviométrie de l'année considérée et la pluviométrie moyenne (Tableau 3).

$$C_p = P/P_{moy}$$

$C_p$  : Coefficient de pluviométrie

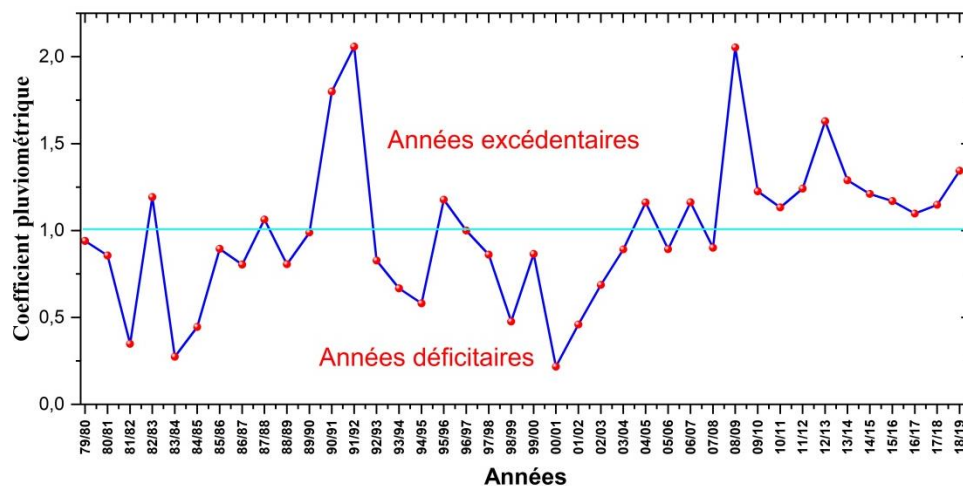
$P$  : Pluviométrie de l'année considérée (mm)

$P_{moy}$  : Pluviométrie moyenne d'une période d'année donnée

- Si  $C_p > 1$ , cela signifie un excédent de précipitations.
- Si  $C_p < 1$ , il s'agit d'un déficit de précipitations.

**Tableau 3. Coefficient pluviométrique à la station d'Ain Sefra (1979-2019)**

<b>Années</b>	<b>79/80</b>	<b>80/81</b>	<b>81/82</b>	<b>82/83</b>	<b>83/84</b>	<b>84/85</b>	<b>85/86</b>	<b>86/87</b>	<b>87/88</b>	<b>88/89</b>
<b>Cp</b>	0,94	0,86	0,35	1,19	0,27	0,45	0,89	0,80	1,06	0,81
<b>Années</b>	<b>89/90</b>	<b>90/91</b>	<b>91/92</b>	<b>92/93</b>	<b>93/94</b>	<b>94/95</b>	<b>95/96</b>	<b>96/97</b>	<b>97/98</b>	<b>98/99</b>
<b>Cp</b>	0,99	1,80	2,06	0,83	0,67	0,58	1,18	1,00	0,86	0,48
<b>Années</b>	<b>99/00</b>	<b>00/01</b>	<b>01/02</b>	<b>02/03</b>	<b>03/04</b>	<b>04/05</b>	<b>05/06</b>	<b>06/07</b>	<b>07/08</b>	<b>08/09</b>
<b>Cp</b>	0,87	0,22	0,46	0,69	0,89	1,16	0,89	1,16	0,90	2,05
<b>Années</b>	<b>09/10</b>	<b>10/11</b>	<b>11/12</b>	<b>12/13</b>	<b>13/14</b>	<b>14/15</b>	<b>15/16</b>	<b>16/17</b>	<b>17/18</b>	<b>18/19</b>
<b>Cp</b>	1,23	1,13	1,24	1,63	1,29	1,21	1,17	1,10	1,15	1,34



**Figure 7. Variations du coefficient pluviométrique (1979-2019)**

Les résultats obtenus (Fig.7) pour le Cp indiquent une variation entre les années excédentaires et déficitaires, sur un total de 40 années, 19 sont identifiées comme excédentaires, tandis que 21 sont considérées comme déficitaires.

## II.2.2. Les températures

Ce paramètre revêt un intérêt particulier, car il permet d'évaluer l'évapotranspiration et le déficit d'écoulement, simultanément sur les échelles temporelles annuelles et saisonnières. Ces éléments sont essentiels pour estimer le bilan hydrique d'une région donnée.

### II.2.2.1. Variations des températures moyennes interannuelles

La représentation des variations des températures sur la période considérée permet de déduire que l'année la plus froide est 1992/93, avec une moyenne annuelle de 15,03 °C. L'année la plus chaude est 2010/11, avec une moyenne annuelle de 20,14 °C (Fig.8).

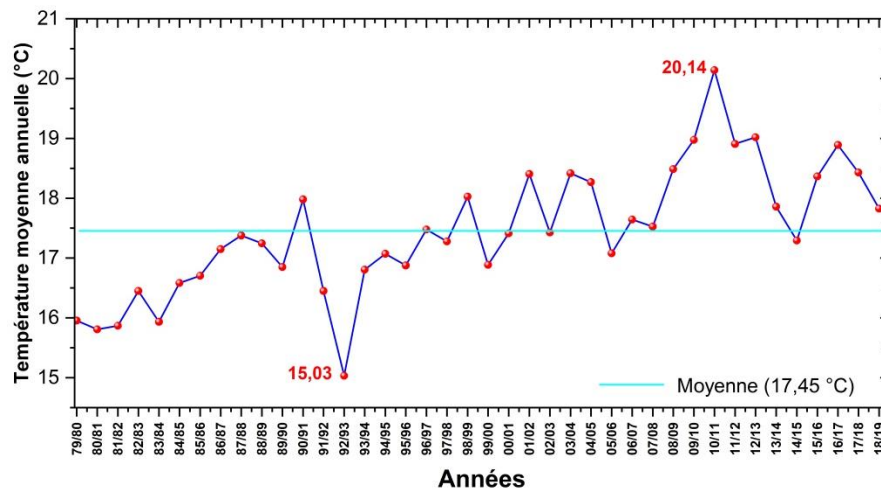


Figure 8. Variations des températures moyennes interannuelles (1979-2019)

### II.2.2.2. Variations des températures moyennes mensuelles

La figure 9 montre les températures mensuelles, avec des maximas allant de 13,28 à 38,25°C et des minimas comprises entre 1,1 et 20,93°C. Les variations moyennes vont de 7,19°C à 29,59°C. Ces variations mensuelles de température sont principalement dues à des conditions climatiques différentes selon les saisons. Les mois de juin, juillet et août, qui correspondent à la période estivale, sont les plus chauds de l'année avec des températures avoisinant les 40°C. En revanche, les mois de décembre, janvier et février, correspondent à la saison hivernale, sont caractérisés par les températures les plus froides (Tableau 04).

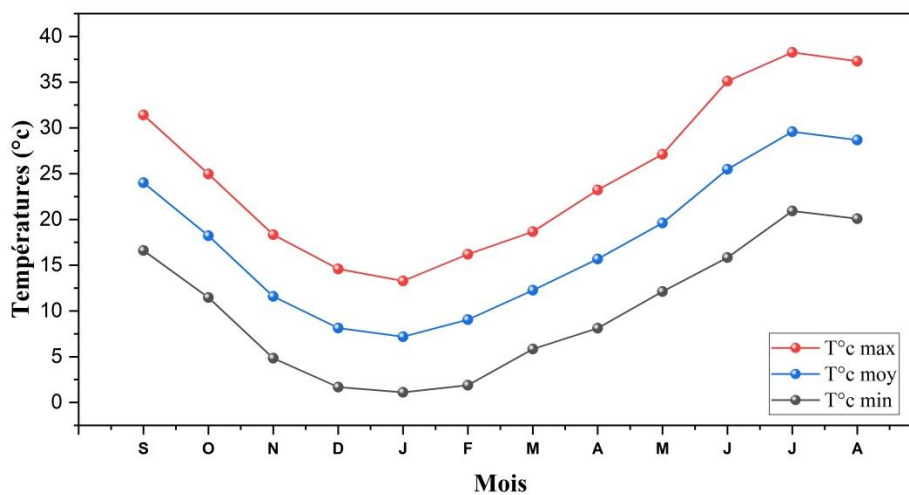


Figure 9. Variations des températures moyennes mensuelles (1979-2019)

**Tableau 4. Températures moyennes mensuelles et saisonnières (1979-2019)**

	Automne			Hiver		Printemps			Été			
	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Jui.	Jul.	Aou.
<b>T°c max.</b>	31,41	24,96	18,34	14,58	13,28	16,2	18,67	23,22	27,12	35,12	38,25	37,28
	<b>24,9</b>			<b>14,69</b>		<b>23</b>			<b>36,88</b>			
<b>T°c moy.</b>	24,01	18,21	11,59	8,13	7,19	9,04	12,25	15,67	19,62	25,48	29,59	28,68
	<b>17,94</b>			<b>8,12</b>		<b>15,85</b>			<b>27,92</b>			
<b>T°c min.</b>	16,6	11,46	4,84	1,68	1,1	1,88	5,83	8,12	12,12	15,84	20,93	20,08
	<b>10,97</b>			<b>1,55</b>		<b>8,69</b>			<b>18,95</b>			

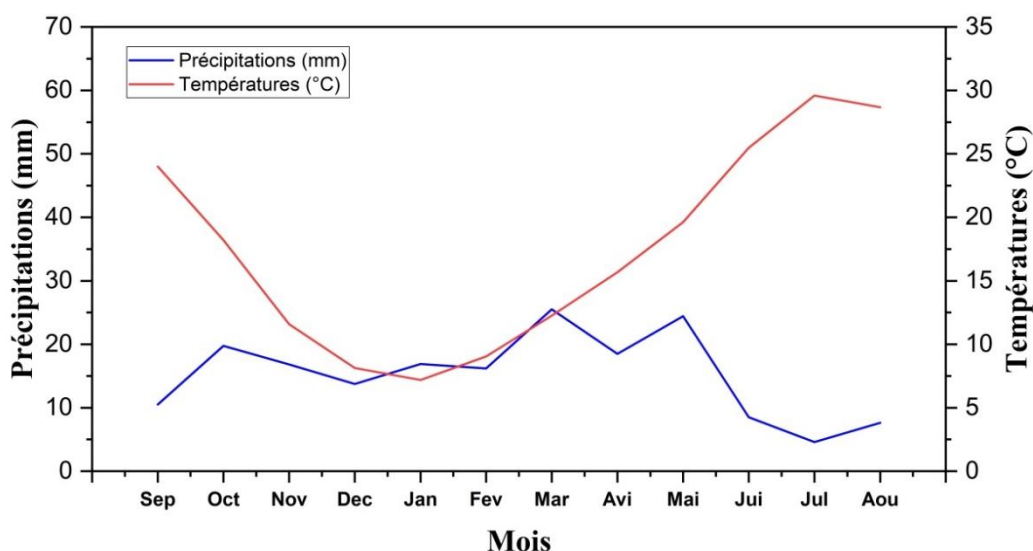
### II.3. Etude du régime climatique

#### II.3.1. Diagramme Ombro-thermique de Gaussen Bagnouls

Le diagramme pluvio-thermique est utilisé pour déterminer les périodes sèche et humides. D'après [Gaussen et Bagnouls \(1957\)](#), un climat est considéré comme sec lorsque les pluies totales sont inférieures ou égales à deux fois les températures moyennes ( $P \leq 2 T^{\circ}\text{C}$ ).

**Tableau 5. Températures et précipitations moyennes mensuelles (1979-2019)**

	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Jui.	Jul.	Aou.
<b>P (mm)</b>	10,50	19,75	16,83	13,75	16,90	16,20	25,50	18,50	24,42	8,51	4,60	7,64
<b>T(°C)</b>	24,01	18,21	11,59	8,13	7,19	9,04	12,25	15,67	19,62	25,48	29,59	28,68



**Figure 10. Diagramme Ombro-thermique (1979-2019)**

En examinant le diagramme pluviothermique (Tableau 5), on peut dire que la période humide n'est que de deux mois en janvier et mars, tandis le reste de l'année est sec (Fig.10).

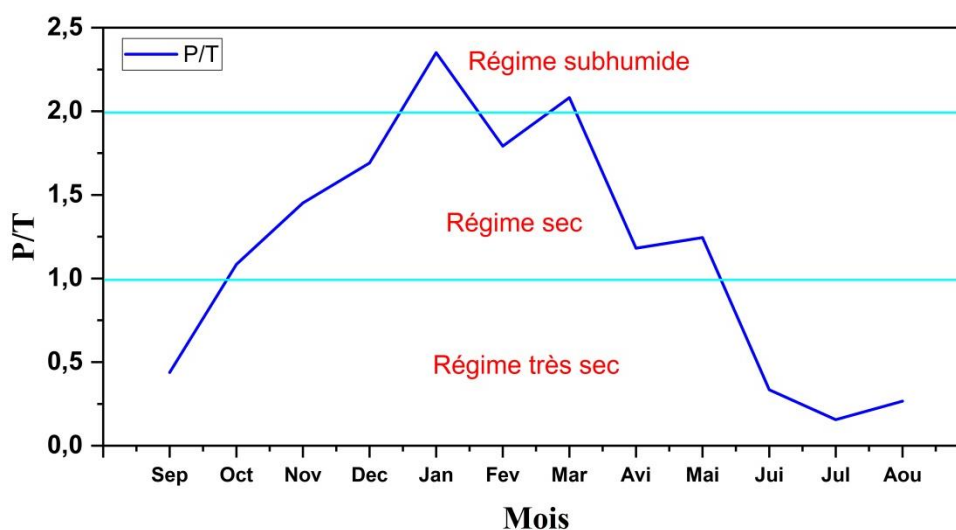
### II.3.2. Méthode d'Euverte

La méthode d'Euverte repose sur deux critères fondamentaux, à savoir les températures et les précipitations mensuelles, pour déterminer l'humidité du sol. Cette approche permet de classifier le régime climatique en quatre catégories selon le rapport P/T (Tableau 6).

- $P/T < 1$  : Régime très sec
- $1 < P/T < 2$  : Régime sec
- $2 < P/T < 3$  : Régime subhumide
- $P/T > 3$  : Régime humide.

**Tableau 6. Rapport P/T pour la Station d'Ain Sefra (1979-2019)**

	Sep.	Oct.	Nov.	Dec.	Jan.	Fev.	Mar.	Avr.	Mai	Jui.	Jul.	Aou.
<b>P (mm)</b>	10,50	19,75	16,83	13,75	16,90	16,20	25,50	18,50	24,42	8,51	4,60	7,64
<b>T(°C)</b>	24,01	18,21	11,59	8,13	7,19	9,04	12,25	15,67	19,62	25,48	29,59	28,68
<b>P/T</b>	0,44	1,08	1,45	1,69	2,35	1,79	2,08	1,18	1,24	0,33	0,16	0,27



**Figure 11. Classification du régime climatique selon la méthode d'Euverte (1979-2019)**

La méthode d'Euverte illustre un régime climatique subhumide pendant les mois de janvier et mars, avec un rapport P/T supérieur à 2. En contraste, la période estivale de juin à septembre est caractérisée par un régime très sec. En contrepartie, le reste de l'année présente un régime sec avec des rapports P/T compris entre 1 et 2 (Fig.11).

### II.3.3. Indice annuel d'aridité de De Martonne

L'indice annuel d'aridité de De Martonne est déduit par la présente équation :

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

I : indice annuel d'aridité ;

P : Précipitation annuelle totale (mm) ;

T : Température annuelle moyenne (°C).

En fonction de l'indice d'aridité, De Martonne a établi cette classification du climat

- $I < 5$  : Hyperaride
- $5 < I < 7,5$  : Désertique
- $7,5 < I < 10$  : Steppique
- $10 < I < 20$  : Semi-aride
- $20 < I < 30$  : Tempéré
- $I > 30$  : Humide.

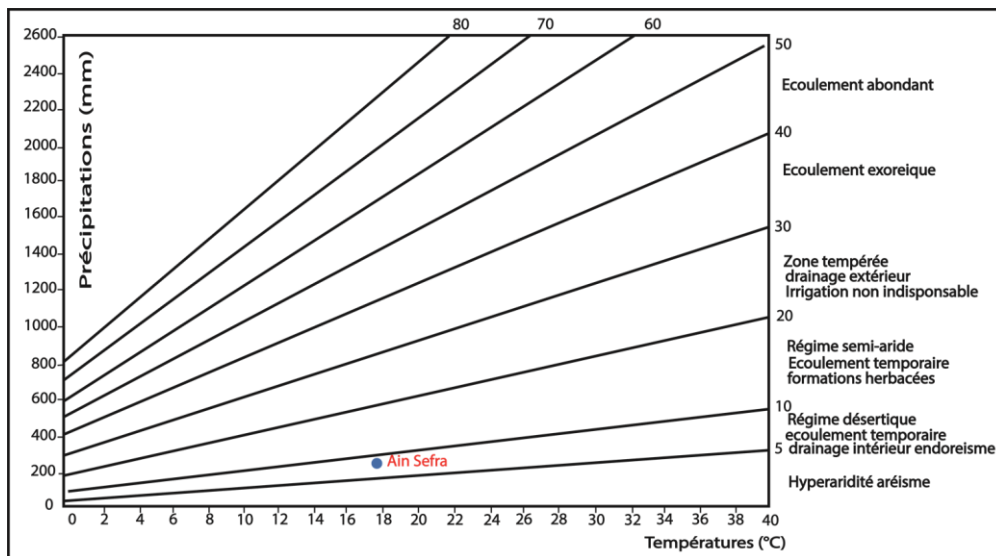


Figure 12. Abaque de l'indice d'aridité de D. Martonne

Pour notre bassin versant, avec  $P = 183,10$  mm et  $T = 17,45^{\circ}\text{C}$ , le calcul de I a donné 6,66 (Fig.12). Cette valeur est comprise entre 5 et 7,5, ce qui indique que la région est soumise à un régime désertique marqué par un écoulement temporaire. La valeur de cet indice caractérise parfaitement la région où l'influence saharienne est prédominante en été.

### II.3.4. Climagramme de Louis Emberger

Le quotient pluviométrique ou indice climatique d'Emberger (1955), est largement utilisé en Algérie pour définir le type de climat. Cet indice est représenté graphiquement par un abaque, dont l'axe des abscisses représente la température moyenne minimale de la saison froide, et l'axe des ordonnées représente la valeur du  $Q_2$ , qui dépend des précipitations moyennes annuelles ainsi que des moyennes des températures minimales et maximales respectivement du mois le plus froid et du mois le plus chaud. La formule suivante est utilisée pour calculer ce quotient :

$$Q_2 = \frac{2000 \cdot P}{(M^2 - m^2)}$$

$Q_2$  : Quotient pluviométrique d'Emberger ;

P : Précipitation moyenne annuelle (mm) ;

M : Température moyenne maximale du mois le plus chaud ( $^{\circ}\text{K}$ ) ;

m : Température moyenne minimale du mois le plus froid ( $^{\circ}\text{K}$ ) ;

$T (^{\circ}\text{K}) = T(^{\circ}\text{C}) + 273,15$  ( $^{\circ}\text{K}$ ) : degrés Kelvin.

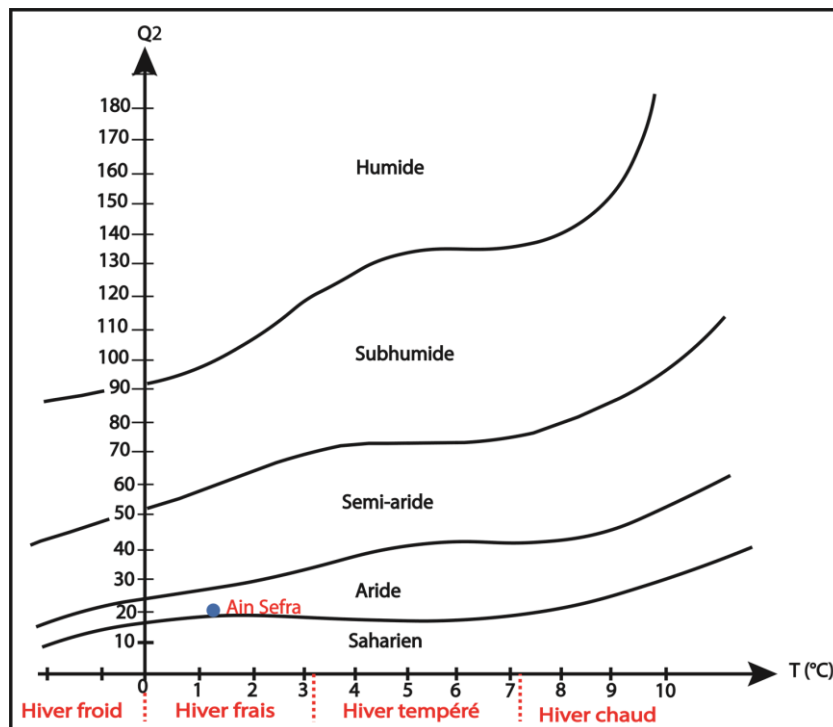


Figure 13. Climagramme d'Emberger (Station Ain Sefra)

Pour la station d'Ain Sefra, les valeurs sont les suivantes :  $P = 183,10$  mm,  $M = 311,25$   $^{\circ}\text{K}$  et  $m = 274,1$   $^{\circ}\text{K}$ . Par conséquent,  $Q_2 = 16,8$ . Cette valeur est ensuite reportée sur un climagramme pluviométrique (Fig.13). L'analyse de ce graphique montre qu'Ain Sefra est située dans une zone climatique aride avec des hivers frais.

## Essai de bilan hydrologique

### II.4. Introduction

L'objectif de l'élaboration du bilan hydrologique consiste à faciliter la compréhension du fonctionnement hydrologique d'un bassin en estimant les différents termes de ce bilan. Il vise également à faciliter la compréhension des effets induits par la diversité des précipitations et des températures sur le bilan hydrologique pour un lieu et une période donnés.

### II.5. Matériels et méthodes

#### II.5.1. Données

L'élaboration du bilan hydrique de la région étudiée est établie à partir des relevés climatiques effectués par la station météorologique d'Ain Sefra, dont il est question dans la première partie de ce chapitre.

#### II.5.2. Méthodes

Le bilan hydrologique du bassin d'Ain Sefra a été établi selon la méthode de [Thorntwaite \(1948\)](#). Son établissement nécessite une connaissance précise des apports et des pertes qui le composent. Ce bilan est calculé à l'aide de la formule :

$$P = ETR + R + I \pm \Delta S$$

P : Précipitation annuelle moyenne (mm)    ETR : évapotranspiration réelle (mm)

R : ruissellement moyen ou écoulement de surface (mm)

I : infiltration profonde ou recharge (mm)     $\Delta S$  : variation du stock d'eau dans le sol (mm).

La démarche utilisée consiste d'abord à estimer l'évapotranspiration potentielle et réelle, sur la base de formules empiriques proposées par plusieurs auteurs. Ensuite, la lame d'eau écoulée (E) est estimée en soustrayant l'évapotranspiration réelle des précipitations brutes. Cette lame d'eau écoulée est ensuite répartie entre l'écoulement de surface (R) et l'infiltration profonde (I).

L'équation de la lame d'eau écoulée peut donc s'écrire de la manière suivante :

$$E = R + I = P - ETR$$

E : lame d'eau écoulée (mm).

### II.6. Termes du bilan

Dans la région d'Ain Sefra, le bilan hydrologique est influencé par divers facteurs, tels que les précipitations, le ruissellement, l'infiltration et l'évapotranspiration. Ces facteurs sont

essentiels pour connaître les débits d'eau entrants et sortants, ce qui permet de comprendre et de modéliser le comportement global du système hydrique étudié.

### II.6.1. Précipitations

Les précipitations présentent une variabilité temporelle et spatiale. Les données recueillies auprès de la station météorologique d'Ain Sefra révèlent des valeurs moyennes annuelles variant de 39,90 mm à 376,92 mm, ce qui témoigne de leur irrégularité d'une année à l'autre.

Pour prendre en compte de la variabilité spatiale des précipitations dans le calcul du bilan hydrologique, nous utilisons la valeur moyenne annuelle de celles-ci et qui est de 183mm.

La carte représentant la répartition spatiale des précipitations (Fig.15) indique une diminution de la pluviométrie du nord au sud, ainsi qu'une augmentation vers l'est.

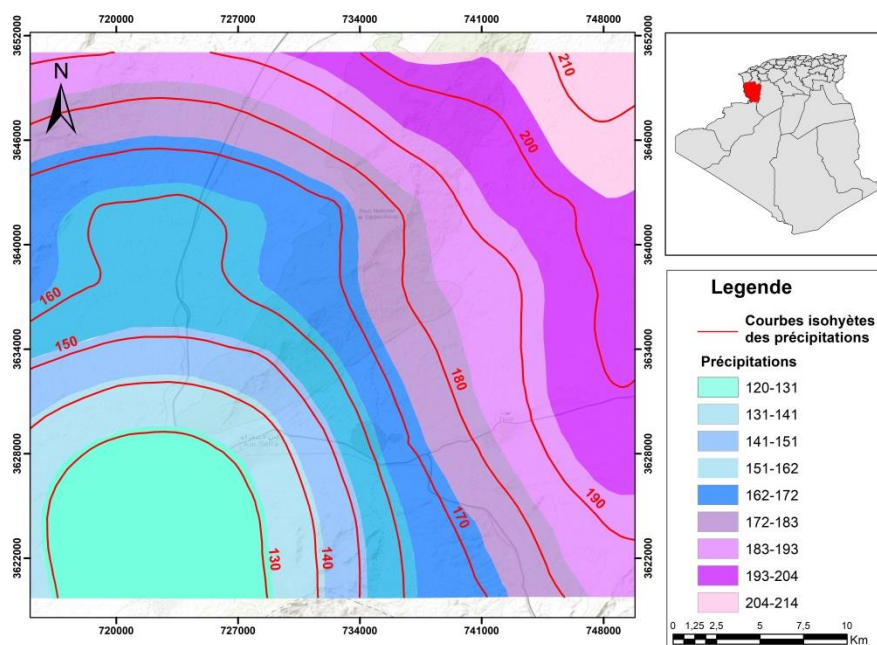


Figure 14. Carte de répartition spatiale des précipitations

### II.6.2. Réserve facilement utilisable

Il s'agit d'un paramètre qui mesure l'aptitude du sol à retenir l'eau. Thornthwaite et Mather (1957) définissent la RFU comme la quantité d'eau stockée dans le sol qui peut être utilisée facilement par les racines des plantes. Elle varie de 0 à 200 mm, en fonction des caractéristiques du sol et du sous-sol. Ce paramètre est estimé en appliquant la formule

développée par Hallaire (1960), qui calcule la RFU en tenant compte de différentes variables.

$$RFU = \frac{(C - F)}{100} \cdot h \cdot D + 30\text{mm}$$

C : Capacité de rétention aux champs ;

F : Limite inférieure de l'eau absorbable par les plantes ;

h : Profondeur du sol (mm) ;

D : Densité apparente du sol (Hallaire propose de prendre  $D = 1$ )

30mm : Correspondent au déracinement capillaire.

Les valeurs de (C - F) dépendent de la nature du sol. Selon Hallaire, les valeurs typiques sont les suivantes : C - F = 5 % pour un sol sableux- limoneux, C - F = 10 % à 15 % pour un sol limoneux et C - F = 20 % pour un sol argilo-limoneux.

Dans notre cas, il est à rappeler que la plupart de nos terrains sont constitués principalement de sols sablo-argileux, nous pouvons donc prendre une valeur de C - F = 5 %, et comme la profondeur du sol est variable, nous choisissons  $h = 400\text{mm}$ , ce qui correspond à la profondeur moyenne d'enracinement des cultures observée dans la zone étudiée.

À la lumière de ces considérations, nous estimons la RFU à 50mm.

### **II.6.3. Evapotranspiration potentielle et réelle**

L'évapotranspiration est divisée en deux composantes distinctes : l'évapotranspiration potentielle (ETP) et l'évapotranspiration réelle (ETR).

#### **II.6.3.1. Evapotranspiration potentielle (ETP)**

Pour évaluer l'évapotranspiration potentielle, des méthodes basées sur les données climatologiques sont utilisées. Le choix de la méthode dépend toutefois de la disponibilité de ces informations liées au climat. Parmi les différentes formules empiriques disponibles, le choix s'est porté sur celles développées par Thornthwaite et Serra.

##### **II.6.3.1.1. Méthode de Thornthwaite**

Thornthwaite (1948) a proposé une formule fondée essentiellement sur la mesure des températures de l'air :

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

ETP : Evapotranspiration potentielle du mois considéré (mm) ;

t : Température moyenne mensuelle du mois considéré (°C) ;

a : Indice lié à la température :  $a = I. \left( \frac{1,6}{100} \right) + 0,5$  ;

I : Indice thermique annuel :  $I = \sum i$  ;

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

$$ETP_C = ETP.K$$

ETP<sub>C</sub> : Evapotranspiration potentielle mensuelle corrigée (mm)

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée (mm)

K : Coefficient de correction mensuel.

Le tableau ci-dessous récapitule les résultats de l'évapotranspiration potentielle.

**Tableau 7. Evapotranspiration potentielle corrigée par la méthode de Thornthwaite (Période 1979-2019)**

<b>Paramètres</b> <b>Mois</b>	<b>T (°C)</b>	<b>i</b>	<b>E.T.P non corrigée (mm)</b>	<b>K</b>	<b>ETP corrigée (mm)</b>
<b>Septembre</b>	24,01	10,69	109,28	1,03	112,56
<b>Octobre</b>	18,21	7,04	65,28	0,98	63,97
<b>Novembre</b>	11,59	3,56	28,32	0,89	25,20
<b>Décembre</b>	8,13	2,08	14,56	0,88	12,81
<b>Janvier</b>	7,19	1,73	11,52	0,9	10,37
<b>Février</b>	9,04	2,44	17,76	0,87	15,45
<b>Mars</b>	12,25	3,87	31,04	1,03	31,97
<b>Avril</b>	15,67	5,61	49,12	1,08	53,05
<b>Mai</b>	19,62	7,88	75,20	1,18	88,74
<b>Juin</b>	25,48	11,69	121,60	1,17	142,27
<b>Juillet</b>	29,59	14,65	161,76	1,2	194,11
<b>Aout</b>	28,68	13,98	152,33	1,14	173,66
<b>Année</b>	17,45	85,22	838	***	<b>924,17</b>

L'examen des résultats synthétisés dans tableau 7 permet de constater une diminution de l'évapotranspiration potentielle d'octobre à janvier, puis une augmentation à partir de février, pour atteindre des valeurs maximales en juillet et août. Ce paramètre reflète une corrélation avec les températures moyennes mensuelles.

#### **II.6.3.1.2. Méthode de SERRA**

SERRA a simplifié la formule de Thornthwaite avec une approximation plus qu'adéquate des expressions.

$$i = 0.09.T^{3/2}$$

$$a = 1,6 \cdot \frac{I}{100} + 0,5$$

T: Température moyenne annuelle

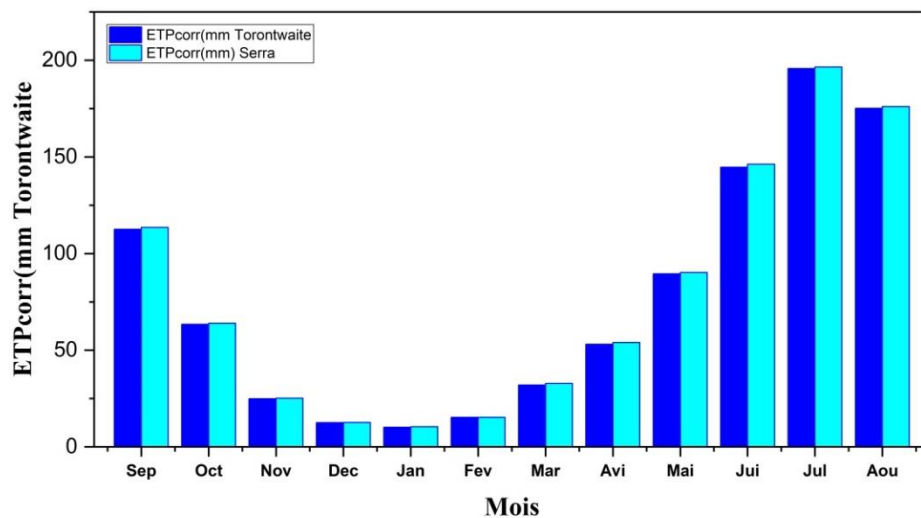
I : Indice thermique =  $\sum i$

Les résultats de calculs de l'évapotranspiration potentielle (PET), effectués selon la méthode de Serra, sont consignés dans le tableau ci-après.

**Tableau 8. Evapotranspiration potentielle corrigée par selon la méthode SERRA (Période 1979-2019)**

Paramètres Mois	T (°C)	i	E.T.P non corrigée (mm)	K	ETP corrigée (mm)
<b>Septembre</b>	24,01	10,59	110,24	1,03	113,55
<b>Octobre</b>	18,21	6,99	65,92	0,98	64,60
<b>Novembre</b>	11,59	3,55	28,64	0,89	25,49
<b>Décembre</b>	8,13	2,08	14,72	0,88	12,95
<b>Janvier</b>	7,19	1,73	11,84	0,9	10,66
<b>Février</b>	9,04	2,44	17,76	0,87	15,45
<b>Mars</b>	12,25	3,86	31,84	1,03	32,80
<b>Avril</b>	15,67	5,58	49,92	1,08	53,91
<b>Mai</b>	19,62	7,82	75,84	1,18	89,49
<b>Juin</b>	25,48	11,57	122,88	1,17	143,77
<b>Juillet</b>	29,59	14,49	162,40	1,2	194,88
<b>Aout</b>	28,68	13,82	153,12	1,14	174,56
<b>Année</b>	17,45	84,52	845	***	<b>932,11</b>

Le [tableau 8](#) montre une nette diminution de l'évapotranspiration potentielle (ETP) d'octobre à janvier, avant une augmentation à partir de février, pour aboutir à des valeurs maximales en juillet et en août. Ces résultats suivent la même tendance que ceux obtenus avec la méthode Thornthwaite ([Fig.15](#)).



**Figure 15. Variation mensuelle de l'évapotranspiration corrigée selon les méthodes développées par Thornthwaite et SERRA**

### II.6.3.2. Evapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle est la quantité d'eau réellement perdue par l'évaporation du sol et la transpiration des plantes. Elle peut être estimée par de nombreuses méthodes.

#### II.6.3.2.1. Formule de TURC

M.Turc (1954) a formulé une équation servant à estimer l'évapotranspiration réelle moyenne annuelle en fonction de la hauteur annuelle des précipitations et de la température moyenne annuelle (Tableau 9).

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

ETR : Evapotranspiration réelle (mm);

P : Précipitation moyenne annuelle (mm) ;

T : Température moyenne annuelle (°C) ;

L : pouvoir évaporant =  $300 + 25T + 0,05T^3$ .

Tableau 9. Évaluation du déficit d'écoulement (TURC)

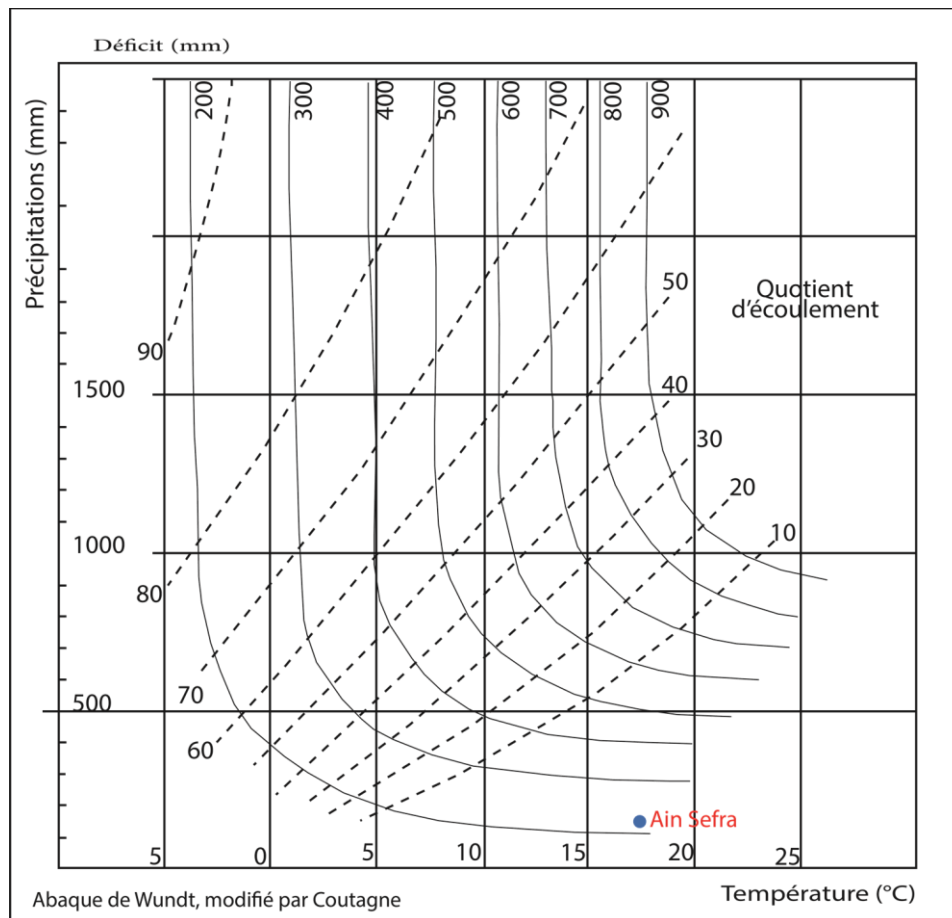
Station	P (mm)	T (°C)	L	ETR (mm)
Ain Sefra	183	17,45	1002	187

#### II.6.3.2.2. Formule de WUNDT

Le graphique modifié de l'abaque de Wundt, développé par Coutagne (Fig.16), offre un outil visuel pour obtenir la valeur de l'évapotranspiration réelle. Cette méthode s'articule sur les données de précipitations moyennes annuelles et de température moyenne annuelle (Tableau 10).

Tableau 10. Évaluation du déficit d'écoulement (WUNDT)

Station	P (mm)	T (°C)	ETR (mm°)
Ain Sefra	183	17,45	220



**Figure 16. Abaque de Wundt (Déficit d'écoulement)**

### II.6.3.2.3. Méthode de P. VERDEIL

Le diagramme de VERDEIL permet une estimation du déficit d'écoulement en fonction du pluviomètre moyenne annuelle (Tableau 11).

En utilisant ce diagramme, la valeur du pluviomètre moyenne annuelle ( $P = 183 \text{ mm}$ ) est tracée sur la droite  $P = f(D)$ , ce qui permet de lire un déficit d'écoulement d'environ  $187 \text{ mm}$  (Fig.17).

**Tableau 11: Déficit d'écoulement ( VERDEIL)**

Station	P (mm)	T (°C)	ETR (mm)
Ain Sefra	183	17,45	<b>187</b>

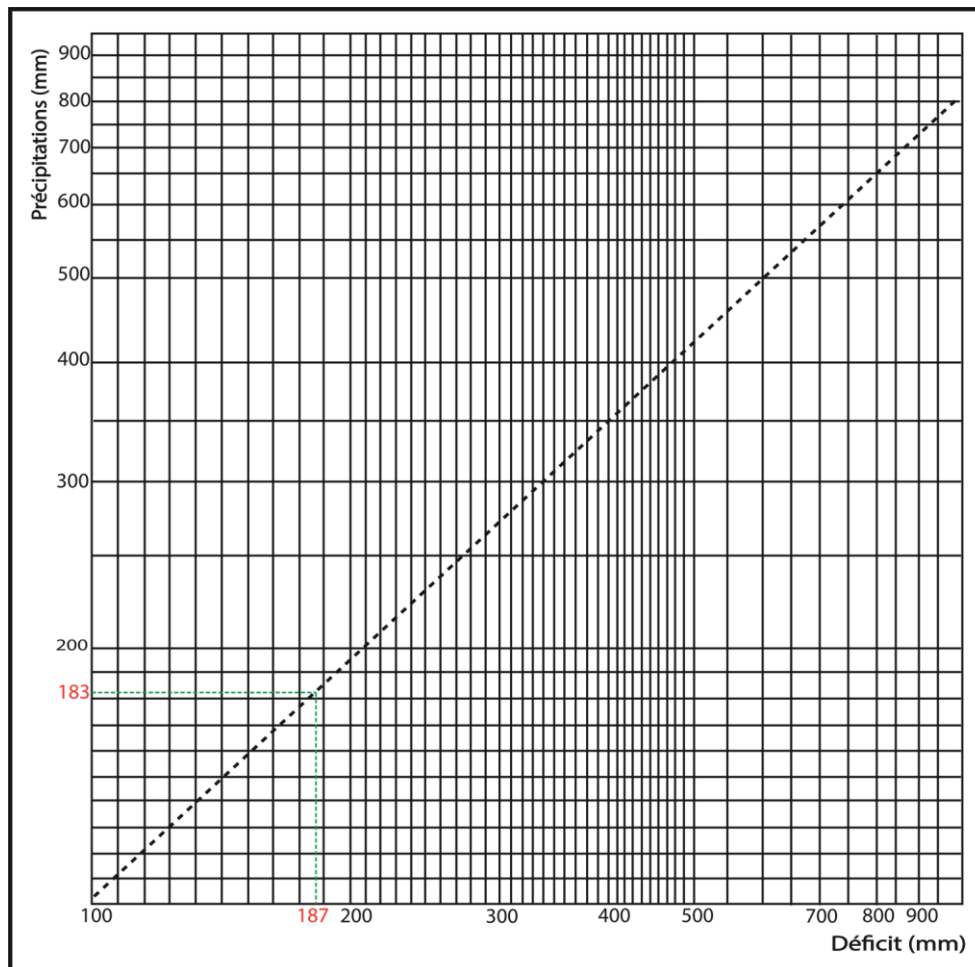


Figure 17. Détermination du déficit d'écoulement selon P. VERDEIL

#### II.6.3.2.4. Méthode du bilan hydrique de Thornthwaite

La méthode de calcul de l'évapotranspiration réelle dépend de la réserve facilement utilisable par le sol. La capacité de saturation maximale du sol varie en fonction du régime climatique. Dans les zones humides, Thornthwaite a indiqué que la saturation du sol se produit lorsque le sol retient une quantité d'eau égale à 100 mm. Cependant, dans les régions arides et semi-arides, cette quantité peut être diminuée à 50 mm, car le sol ne serait pas saturé tout le temps.

Pour établir un bilan mensuel, plusieurs situations peuvent être envisagées :

- Si  $P \geq ETP$ , alors  $ETR = ETP$ . Dans ce cas, il y a un excès hydrique ( $P-ETP$ ). Une partie de cet excès va remplir la RFU, tandis que le reste contribuera au ruissellement et/ou à l'infiltration profonde.
- Si  $P < ETP$ , alors  $ETR = P + RFU$ , jusqu'à ce qu'un équilibre avec l'ETP soit atteint.
- Si la  $RFU = 0$ , un déficit agricole (DA) se produit  $DA = ETP - ETR$ .

Tableau 12. Bilan hydrologique de Thornthwaite (1979-2019)

Mois	P (mm)	ETP (mm)	RFU (mm)	ETR (mm)	Da (mm)	EXC (mm)
Sep.	10,50	112,56	0,00	10,50	102,06	0,00
Oct.	19,65	63,97	0,00	19,65	44,32	0,00
Nov.	16,83	25,20	0,00	16,83	8,37	0,00
Dec.	13,75	12,81	0,94	12,81	0,00	0,94
Jan.	16,90	10,37	7,47	10,37	0,00	6,53
Fev.	16,20	15,45	8,22	15,45	0,00	0,75
Mar.	25,50	31,97	1,75	25,50	6,47	0,00
Avi.	18,50	53,05	0,00	18,50	34,55	0,00
Mai	24,42	88,74	0,00	24,42	64,32	0,00
Jui.	8,51	142,27	0,00	8,51	133,76	0,00
Jul.	4,60	194,11	0,00	4,60	189,51	0,00
Aou.	7,64	173,66	0,00	7,64	166,02	0,00
Année	183,00	924,17		<b>174,78</b>	749,38	8,22

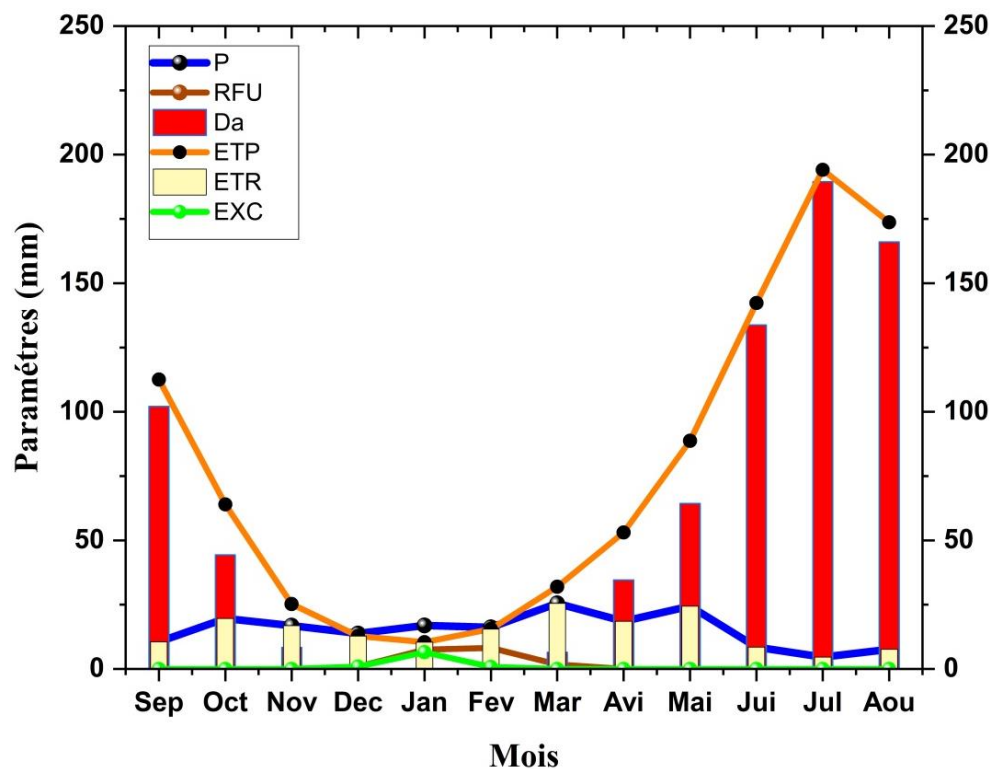


Figure 18. Représentation du bilan de Thornthwaite (1979-2019)

## II.7. Interprétation du bilan

L'analyse des informations présentées au [tableau 12](#) et au [Figure 18](#) met en évidence les résultats suivants:

- Sur une base annuelle, il est constaté que l'évapotranspiration réelle (ETR) s'élève à 174,78 mm, représentant ainsi 95,51% du total des précipitations.

- À l'échelle mensuelle, il est observé une distinction nette entre deux périodes : la première, s'étendant de décembre à février, se caractérise par des précipitations supérieures à l'évapotranspiration potentielle (ETP), tandis que la seconde période, de mars à novembre, présente l'inverse.

- Il convient de noter que l'ETP arrive à son maximum en juillet, avec une valeur de 194,11 mm, et son minimum en janvier, avec seulement 10,37 mm.

- C'est à compter du mois de décembre que la régénération de la réserve débute, atteignant son pic en mois de février avec 8,92 mm, puis commence à diminuer jusqu'à son épuisement.

- Une diminution de la RFU est observée à compter de mars, ce qui entraîne un déficit agricole estimé à environ 749,38 mm.

## II.8. Résultats de l'ETR calculée par les différentes méthodes

Le tableau présenté ci-dessous synthétise les différentes valeurs de l'ETR et de l'ETP.

**Tableau 13. Résultats récapitulatifs des valeurs d'évapotranspiration potentielle et évapotranspiration réelle**

ETP (mm)	Méthode	Thornthwaite			Serra	Moyenne (mm)
	Valeur		924,17		932,11	<b>928,14</b>

ETR (mm)	Méthode	Turc	Wundt	Verdeil	Thornthwaite	Moyenne (mm)
	Valeur		187	220	187	174,78

L'évapotranspiration réelle obtenue par les différentes méthodes montre des valeurs très similaires, avec une moyenne de 192,66 mm. Cependant, les méthodes de Turc et de Verdeil donnent une évapotranspiration égale aux précipitations ( $P = ETR$ ), ce qui signifie que la totalité des précipitations sont évaporées, ce qui ne reflète pas la situation réelle.

Par contre, la méthode de Wundt donne une évapotranspiration supérieure aux précipitations ( $ETR > P$ ), ce qui la rend inapplicable dans notre cas. En revanche, la méthode du bilan hydrique de Thornthwaite semble donner un résultat acceptable, avec une ETR de **174,78** mm

inférieure aux précipitations annuelles moyennes (**183 mm**), représentant ainsi **95,50%** des précipitations (Tableau 13).

## II.9. Estimation du ruissellement (Ecoulement de surface)

La lame d'eau écoulee (pluie efficace), englobe à la fois les ruissellements, qui correspondent aux écoulements de surface, et les infiltrations, qui désignent les écoulements souterrains. Le ruissellement (R) peut être calculé par la formule de Tixeront-Berkaloff, sous la condition que  $P < 600\text{mm}$ .

$$R = \frac{P^3}{3 \cdot (ETP)^2}$$

R : Ruissellement de surface (mm) ;

P : Précipitation annuelle moyenne (mm) ;

ETP : Evapotranspiration potentielle annuelle moyenne (mm).

Dans notre cas, nous utiliserons la méthode de Tixeront et Berkaloff pour quantifier la lame d'eau ruisselée et les résultats obtenus sont exposés dans le [tableau 14](#).

**Tableau 14. Ruissellement de surface (Tixeront et Berkaloff)**

<b>P (mm)</b>	<b>ETP (mm)</b>	<b>R (mm)</b>	<b>Coefficient de ruissellement R/P en %</b>
183	924,17	<b>2,39</b>	<b>1,31</b>

## II.10. Estimation de l'infiltration

L'estimation de la lame d'eau qui s'infiltré dans le sol est effectuée à l'aide de la formule globale du bilan hydrologique.

$$P = ETR + R + I \quad \text{D'où} \quad I = P - (ETR + R)$$

P : Précipitation annuelle moyenne (mm) ;

ETR : Evapotranspiration réelle annuelle moyenne (mm) ;

R : Ruissellement de surface (mm) ;

I : Infiltration annuelle moyenne (mm).

Les résultats du calcul de la lame d'eau infiltrée sont exposés de façon systématique dans le tableau ci-dessous :

**Tableau 15. Résultats de la lame d'eau infiltrée**

<b>P (mm)</b>	<b>ETR (mm)</b>	<b>R (mm)</b>	<b>I (mm)</b>	<b>Coefficient d'infiltration en %</b>
183	174,78	2,39	<b>5,83</b>	<b>3,19</b>

## II.11. Lamme d'eau écoulee (E)

$$E = R + I$$

$$E = 2,39 + 5,83 = 8,22 \text{ mm Soit } 4,50 \% \text{ des précipitations moyennes annuelles.}$$

## II.12. Interprétation du bilan hydrologique

Tableau 16. Différentes éléments du bilan hydrologique

P (mm)	ETR (mm)		R (mm)		I (mm)	
	%	mm	%	mm	%	mm
183	174,78	95,50	2,39	1,31	5,83	3,19

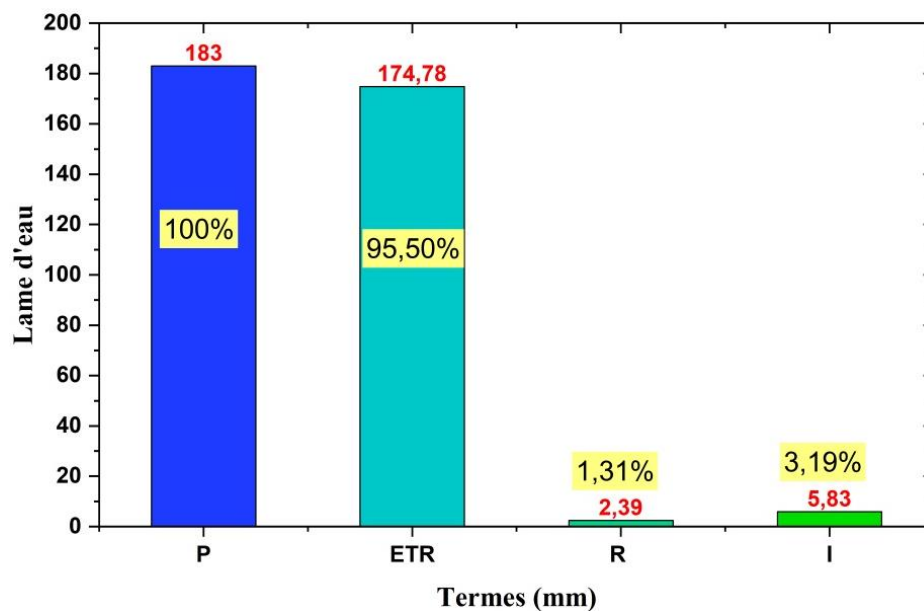


Figure 19. Termes du bilan hydrologique bassin versant d'Ain Sefra

La détermination du bilan hydrologique de la région considérée (Tableau 16) fait apparaître que les précipitations se répartissent de la manière suivante : 95,50% des précipitations (174,78 mm) sont restitués à l'atmosphère par l'évapotranspiration, 1,31% de ces précipitations se manifestent sous forme d'eaux de ruissellement (2,39 mm), qui s'écoulent principalement vers les oueds et 3,19% comme d'une lame d'eau infiltrée (5,83 mm), qui recharge les nappes souterraines (Fig.19).

Il convient de noter que dans les milieux à climat de type aride ou semi-aride, une bonne part des pluies est reprise par l'évaporation, mais il y a aussi une partie qui s'infiltré, dont le coefficient d'infiltration est estimé de 2 à 10% par A. Clair 1956, Ces résultats sont largement cohérents avec ceux que nous venons d'obtenir.

## II.13. Conclusion

L'hydro-climatologie occupe une place essentielle dans les études hydrogéologiques, en effet, elle permet de caractériser le régime climatique et d'identifier les éléments du bilan hydrologique tels que les précipitations (P), la réserve facilement utilisable (RFU), l'évapotranspiration potentielle (ETP) et réelle (ETR), le ruissellement (R) et l'infiltration (I).

L'analyse de la série de données sur les précipitations pour la période de 1979 à 2019 a révélé une pluviométrie moyenne de 183,10 mm. La température moyenne annuelle enregistrée est d'environ 17,45°C, avec des températures relativement basses en hiver (1,1°C) et élevées en été (38,25°C).

Le climat dans cette zone est de type aride, avec des hivers froids et des étés chauds et secs. En se basant sur le diagramme pluviothermique de Gaussen et Bagnols, il est observé que la région présente une période humide limitée aux mois de janvier et mars, tandis que le reste de l'année est caractérisé par une période sèche. Une observation similaire est faite en utilisant la méthode d'Euvert, où les mêmes périodes sont identifiées. Ce qui signifie une bonne corrélation entre les deux méthodes.

L'indice d'aridité annuel de De Martonne pour la région étudiée, qui est de 6,66, indique un régime désertique avec un écoulement temporaire.

Le fonctionnement hydrologique du bassin d'Ain Sefra se caractérise par une prédominance de l'évapotranspiration (ETR) par rapport aux autres éléments du bilan sur la période allant de 1979 à 2019, avec une valeur moyenne annuelle de 174,78 mm. L'augmentation significative des températures durant les périodes estivales a donc entraîné une augmentation de l'évapotranspiration (95,50%), ce qui a eu un impact sur les réserves en eau disponibles.

D'autre part les valeurs observées pour le ruissellement (1,31%) et l'infiltration (3,19%) sont relativement faibles, ce qui n'assure pas un renouvellement permanent de la réserve d'eau facilement utilisable (RFU). Cela entraîne un déficit agricole de 749,38, nécessitant un apport en eau supplémentaire, en particulier pendant les mois d'été.

CHAPITRE III  
**Cadre Géologique**

### III.1. Introduction

L'Algérie se divise en deux parties, qui diffèrent l'un de l'autre à la fois par l'histoire et géologie. Le premier est le domaine septentrional, qui se situe dans le nord de l'Algérie, appartenant à la Chaîne Alpine, édifiée au cours du Tertiaire et reste instable à ce jour. Le second est le domaine méridional saharien, qui est relativement stable depuis la fin du Précambrien. La limite entre eux est marquée par la faille sud atlasique, qui longe le flanc sud de l'Atlas saharien.

Les Monts des Ksour font, qui relèvent de l'Atlas Saharien, sont une chaîne intracontinentale édifiée au cours du Tertiaire. Elle constitue l'avant-pays de la chaîne alpine d'Afrique du Nord, également appelée Maghrébides. Cette chaîne s'étend sur plus de 1000 km, formant une barrière naturelle entre le nord et le sud de l'Algérie. Elle se caractérise principalement par des dépôts mésozoïques, en particulier le Jurassique qui est bien développé.

Les Monts des Ksour ont fait l'objet de plusieurs travaux de recherche géologiques portant sur l'évolution de l'Atlas saharien, particulièrement le Mésozoïque. Les premières recherches remontent à [Pouyanne et Peron en 1882](#), ainsi qu'à [Welsch en 1890](#), qui ont réalisé une exploration préliminaire de la géologie régionale. Plusieurs cartes géologiques de l'Atlas Saharien ont été établies par [Flamand \(1911\)](#). L'intérêt pour la période jurassique des Monts des Ksour remonte à la fin du 18<sup>ème</sup> siècle, où les premières études étaient principalement d'ordre stratigraphique (e.g., [Arkell & Lucas, 1953](#) ; [Lasnier, 1965](#) ; [Bassoullet, 1966](#)). De plus, des chercheurs tels que [Flamand, 1911](#); [Laffitte, 1939](#); [Cornet, 1952](#) se sont intéressés à l'aspect tectonique et cartographique de la région, mettant en évidence l'accident Nord-atlasique. [Busson, 1970](#), a fait une synthèse fondamentale sur le Mésozoïque saharien en établissant une corrélation entre le domaine saharien et le domaine atlasique. Ultérieurement, des travaux de thèse réalisés par des géodynamiciens ainsi que des études plus récentes, souvent inédites, ont été menés, notamment par [Douihasni, 1976](#) ; [Kazi-Tani, 1986](#) ; [Aït Ouali, 1991](#) ; [Mekahli, 1998](#) ; [Yelles-Chaouche et al., 2001](#); [Sebane, 2007](#) ; [Meddah, 2010](#) ; [Kacemi, 2013](#). Ces travaux portent principalement sur la stratigraphie, la paléontologie et la géodynamique du bassin ksourien.

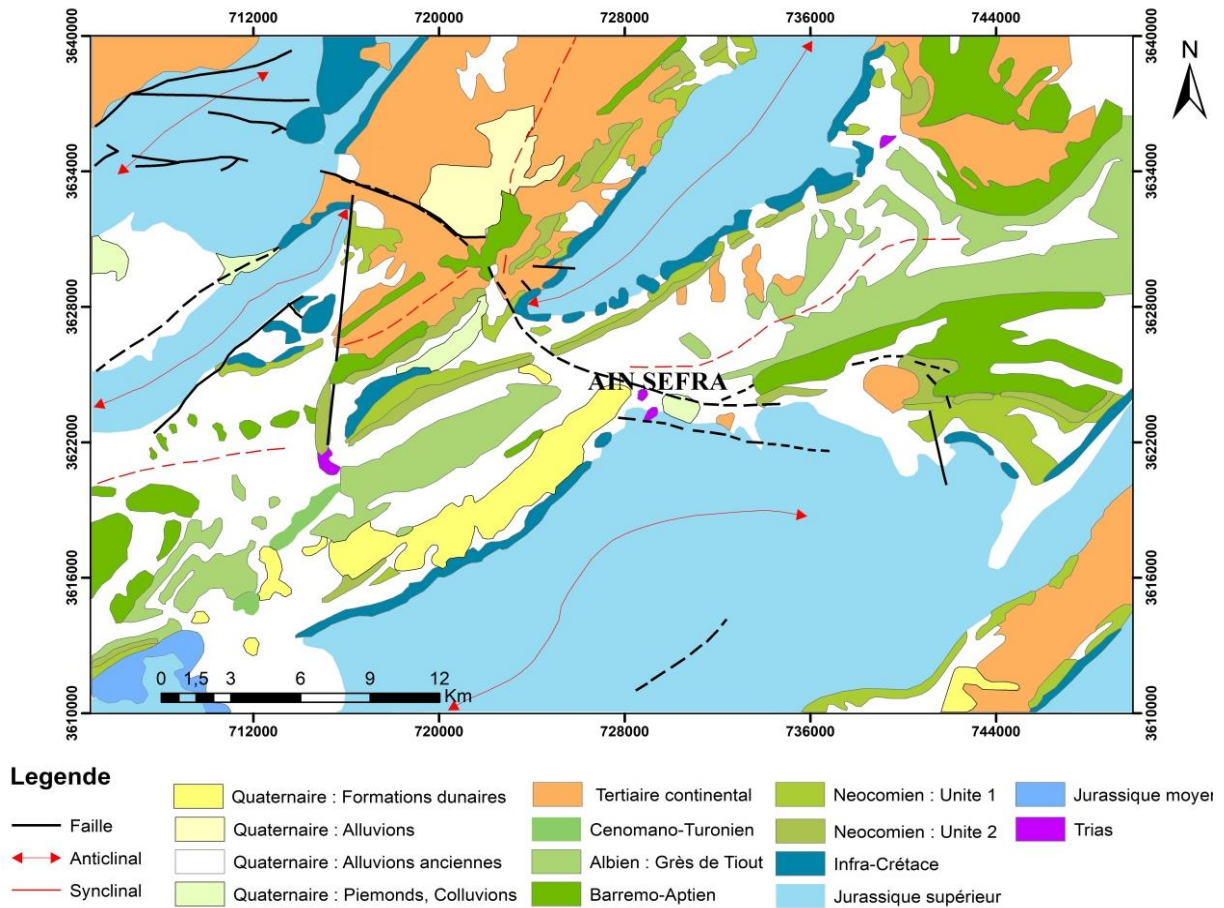
### III.2. Cadre général

L'Atlas saharien s'étend sur approximativement 1200 km, suivant une orientation Sud-ouest vers Nord-est, depuis le Haut Atlas marocain à l'ouest jusqu'à l'Atlas tunisien à l'est. Au nord, la chaîne de l'Atlas saharien est en juxtaposition avec le domaine des Hauts Plaines. Sa limite méridionale correspond à une dislocation tectonique majeure (faille Sud Atlasique), le long de laquelle l'Atlas Saharien est renversé sur la plateforme saharienne. Il comprend une série de petites chaînes longues de quelques centaines de kilomètres. En suivant une trajectoire d'Ouest en Est, on peut distinguer les Monts des Ksour, le Djebel Amour, les Monts de l'Ouled-Naïl, les Monts des Aurès, les Monts du Nememcha-Mzab et les Monts du Melegue. La zone d'étude choisie pour cette recherche fait partie des Monts des Ksour.

La sédimentation mésozoïque se fait dans de petits bassins formés à la suite d'un rift triasique. Elle est représentée généralement par des argiles versicolores, des évaporites, interrompues sporadiquement par des coulées occasionnelles de lave basaltique (e.g., diapir d'Aïn Ouarka) (Meddah, 2017). Au cours du Jurassique inférieur et moyen, les conditions marines prévalaient et le bassin du Ksour se comble par une épaisse série sédimentaire. Le renouvellement des processus de rifting augmente de nouveau l'espace disponible (accommodation) et grâce à une subsidence intense, les plateformes carbonatées ont été noyées. Le Jurassique inférieur et moyen sont caractérisés par d'épaisses séries de calcaires, de grès et de marnes (e.g., Formation de Brèche de Raknet El Kahla), qui se sont accumulés tout au long de cette période (Bassoullet, 1973 Mekahli, 1998). Au-dessus duquel s'installe des dépôts silicoclastiques principalement continentaux, d'une épaisseur d'environ 3000 m, allant du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (Formations de Djara, Aissa, Tiloula et Tiout). La structuration de la sédimentation mésozoïque s'est faite pendant de l'Éocène et de l'Oligocène (Dewey et al., 1973). Les unités jurassiques formaient des crêtes séparées par de larges synclinaux composés de formations datées du Crétacé inférieur. Les corniches calcaires Cénomano-Turonien (Formation de Rhoundjaïa) occupent le sommet des synclinaux (Benyoucef et al., 2017).

### III.3. Lithostratigraphie

La série lithostratigraphique de la région se caractérise principalement par des dépôts détritiques épais (Fig.20). Ces sédiments se sont progressivement accumulés au fil du temps, couvrant une longue période allant du Trias jusqu'au Quaternaire récent (Annexe 1) :



**Figure 20. Carte géologique de la région d'Ain Sefra, Gamier, 1972, modifiée**

### III.3.1. Mésozoïque

Le Mésozoïque forme la majeure partie des reliefs topographique existants dans la région. Il est composé de terrains datant du Trias, du Jurassique et du Crétacé.

#### III.3.1.1. Trias

Le Trias représente les formations géologiques les plus anciennes identifiées dans la région. Il se distingue par son affleurement dans une position stratigraphique anormale, se manifestant principalement sous la forme de masses diapiriques ou d'éjections au sein des séries encaissantes, suite à de grandes cassures de directions diverses. Les dépôts triasiques se composent principalement d'argiles versicolores et d'évaporites, avec des occurrences sporadiques de coulées de lave basaltique (Bassoullet, 1973 ; Douihasni, 1976 ; Meddah, 2008, 2010).

Les principaux affleurements du Trias dans la région sont répartis comme suit :

- Au niveau de Belhandjir : Une bande accidentée s'étendant du Nord au Sud met en évidence l'exposition des matériaux triasiques;

- Au Sud d'Ain Sefra : Les versants nord du Djebel Mekther présentent de nombreux percements du Trias ;
- Au Sud de Tiout près d'Ain Sefra, un anticlinal révèle plusieurs pointements du Trias, partiellement recouverts par des formations plus récentes ;
- À proximité du village d'Ain Ouarka, les dépôts Triasiques affleurent dans une dépression sous forme de diapirs en contrebas du Djebel Chémariikh, à travers un réseau de failles multiples ;
- Dans les environs de Sfissifa, du Djebel Souiga et au Nord-ouest du Djebel Rhoundjaia, quelques petits pointements triasiques sont observés.

### **III.3.1.2. Jurassique**

Les formations du Jurassique et leurs épaisseurs, sont bien définis. En effet, ces formations occupent les principales structures anticlinales de Djebel Souiga, Djebel Mélah, Djebel Chémariikh, Djebel Djara, Djebel Zerga, Djebel Aïssa, Djebel Mekther et Djebel Morghad. Plusieurs auteurs, notamment [Bassoullet, 1973](#) ; [Douihasni, 1976](#) ; [Aït Ouali, 1991](#) ; [Mékahli et Elmi, 1997](#), [Mékahli, 1998](#) ; et [Kacemi, 2013](#), ont subdivisées ces formations du Jurassique en trois groupes : Jurassique inférieur (Lias), Jurassique moyen (Dogger) et Jurassique supérieur (Malm).

#### **III.3.1.2. 1. Lias**

Le Lias est constitué d'une épais série sédimentai d'environ 400 m. Il se compose principalement de deux ensembles distincts:

- Le Lias inférieur et moyen compose de dolomies claires, de calcaires et passées marneuses et argileuses de couleur lie de vin (e.g., Formation de Chemarikh, Alternances de Aïn Ouarka),
- Le Lias supérieur constitue de calcaires, de grès et de marnes (e.g., Formation d'Aïn El Rhezala).

#### **III.3.1.2. 2. Dogger**

Les dépôts du Dogger forment les flancs des grands anticlinaux de la région. Ils se scindent en trois ensembles bien distincts :

- Ensemble marno-calcaire de l'Aalénien-Bajocien, d'une épaisseur de 95 m, est principalement composé de marnes grises. On y trouve également des niveaux de calcaire et des grès ferrugineux (Reknet El Kahla),

- Ensemble marneux attribué au Bajocien supérieur (Formation de Téniet El Klakh) : Cet ensemble d'environ 500 m d'épaisseur est composé d'une alternance d'argiles et de grès à la base, surmontés de marnes vertes entrecoupées de calcaires oolithiques attribués au Bajocien,
- Un ensemble calcaro-dolomitique attribué au Bajocien supérieur-Bathonien inférieur (Formation de Tifkirt) : Cet ensemble de 540 m d'épaisseur, se caractérise par une alternance de calcaires, de grès, d'argiles et de calcaires dolomitiques à oolithes.

### **III.3.1.2. 3. Malm**

Il correspond à une puissante série, presque entièrement détritique, qui forme l'essentiel des reliefs. Cette série occupe les principaux Djebels de la région, à savoir Djebel Aïssa, Mekther et Morghad. Il se compose de deux formations distinctes:

- Formation de Djara, d'une épaisseur de 470 m, est composée de successions de grès, d'argilites et de dolomies. Elle est attribuée à l'Oxfordien,
- Formation d'Aïssa, d'une épaisseur de 480 m, est principalement constituée de grès et d'argiles. Elle appartient au kimméridgien.

### **III.3.1.3. Passage Jurassique-Crétacé**

Cette série de transition présente une épaisseur d'environ 370 m et correspond à la formation de Tiloula d'âge Tithonien-Néocomien. Cette formation est composée d'argiles intercalées avec des niveaux gréseux et de la dolomie sous forme de bancs minces. Elle représente un repère stratigraphique et structural majeur, soulignant le début des vastes synclinaux à fond plat ([Kacemi, 2013](#)).

### **III.3.1.4. Crétacé**

#### **III.3.1.4.1. Crétacé inférieur (Continental intercalaire)**

Le crétacé inférieur constitue la grande partie des affleurements mésozoïques de la région, occupant les vastes synclinaux de Garet Kheil, Tirkount, Benhandjir-Skhouna et Slih-Maader. La formation dominante dans cette région est la formation de Tiout, qui remonte au Barrémien-Aptien-Albien. Cette formation est d'une épaisseur considérable, atteignant 1065m, principalement, et se compose de grès à dragées de quartz et d'argiles ([Kacemi, 2013](#)). Elle est divisée en trois membres distincts :

- Membre inférieur (115 m) : Il occupe les crêtes et est formé de grès grossiers de teinte rose à rougeâtre, présentant des dragées de quartz et un ciment argileux,
- Membre médian (790 m) : Ce membre se trouve dans les plaines et les dépressions. Il est caractérisé par des alternances de couches d'argile et de grès,
- Membre supérieur (160 m) : Il occupe la Dalàa de Tiout, ce membre est principalement composé de grès de teinte rougeâtre avec des dragées de quartz, intercalés de bancs d'argiles.

#### **III.3.1.4.2. Crétacé supérieur**

La succession sédimentaire qui recouvre la Formation de Tiout du Crétacé inférieur peut être divisée en trois formations lithostratigraphiques principales : La formation d'El Rhelida (Vraconnien=Albien supérieur), la Formation de Mdaouer (Cénomaniens inférieur) et la Formation de Rhoundjaïa (Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur).

##### **III.3.1.4.2.1. Vraconnien (Albien supérieur)**

Le Vraconnien, qui correspond à la formation de Rhelida selon [Bassoullet, 1973](#), se superpose directement à la formation de Tiout attribué au Crétacé inférieur. Cette formation est principalement composée de dépôts siliciclastiques et carbonatés. Son épaisseur varie de 150 m au Djebel Mdaouer à 160 m au Djebel El Rhelida ([Benyoucef et al., 2017](#)).

##### **III.3.1.4.2.2. Cénomaniens inférieur**

Le Cénomaniens inférieur est représenté par la formation de Mdaouer ([Bassoullet, 1973](#)). Cette dernière est constituée de dépôts évaporitiques. Son épaisseur varie de 120 m au Djebel Mdaouer à 130 m au Djebel El Rhelida ([Benyoucef et al., 2017](#)).

##### **III.3.1.4.2.3. Cénomaniens supérieur -Turonien inférieur**

Elle est représenté par la formation de Rhoundjaïa, et est dominée par des dépôts carbonatés. Son épaisseur varie de 90 m au Djebel Mdaouer, à 100 m au Djebel Rhoundjaïa, et enfin à 115 m au Djebel El Rhelida ([Benyoucef et al., 2017](#)).

#### **III.3.2. Cénozoïque**

Les formations cénozoïques sont localisées dans les dépressions et sont représentées par des dépôts continentaux ou lagunaires du Tertiaire continental et du Quaternaire ([Bassoullet, 1973](#) ; [Douhasni, 1976](#)).

### **III.3.2.1. Tertiaire Continental**

Le Tertiaire continental est composé de dépôts crétacés, issus du démantèlement des reliefs de bordures par différents processus d'érosion. Cette formation se caractérise par la présence de plusieurs unités distinctes :

- Une formation Mio-Pliocène, constituée de couches argilo-gréseuses de teinte rouge, entrecoupées de niveaux gypseux ;
- Une formation pliocène d'épaisseur significative, constituée de conglomérats hétérométriques connus sous le nom de "Poudingues de ksour".
- Une croûte horizontale de 1 à 2 m, composée de calcaire blanchâtre.

### **III.3.2.2. Quaternaire**

Il est constitué principalement des dépôts détritiques, souvent variés. Nous distinguons dans le Quaternaire :

- Les limons anciens, communément appelés formations tuffacées. Ces dépôts se composent d'alternances de limons et de microconglomérats, et parfois des dépôts gypso-salins,
- Les colluvions de piémonts, par ailleurs, représentent des accumulations de cailloutis cimentés par du carbonate. Ces dépôts constituent ce que l'on appelle les brèches de pente,
- Les alluvions anciennes, un autre type de dépôt quaternaire, se sont formées à une époque antérieure dans les cours d'eau. Elles se composent majoritairement de sables, d'argiles et de conglomérats,
- Les alluvions récentes se sont déposées ultérieurement dans les lits des oueds actuels. Ces dépôts résultent du comblement progressif des fonds de vallées par des sédiments transportés. Leur composition prédominante se caractérise par une association de sable et d'argile, formant une matrice sablo-argileuse,
- Enfin, les formations éoliennes, également observées, se forment sous l'action du vent. Elles se manifestent par l'accumulation de sable, donnant ainsi naissance à des dunes caractéristiques. Ces formations dunaires sont particulièrement abondantes dans la partie nord et nord-est du Djebel Mekther.

### **III.4. Géologie locale de la zone d'étude**

Les coupes géologiques réalisées par [Rahmani A. \(2010\)](#) à travers le synclinal d'Ain Sefra nous ont permis de reconnaître la série stratigraphique suivante ([Fig. 21](#)) :

**III.4.1. Trias :** Il est connu par les argiles versicolores bariolées gypso-salines, les roches vertes éruptives (ophites) associées à des marnes et argiles bariolées. Il affleure en quelques pointements, le plus souvent en relation avec les fracturations, notamment à Belhandjir, Djebel Mekhter, et au Sud de Tiout ([Fig.22](#)).

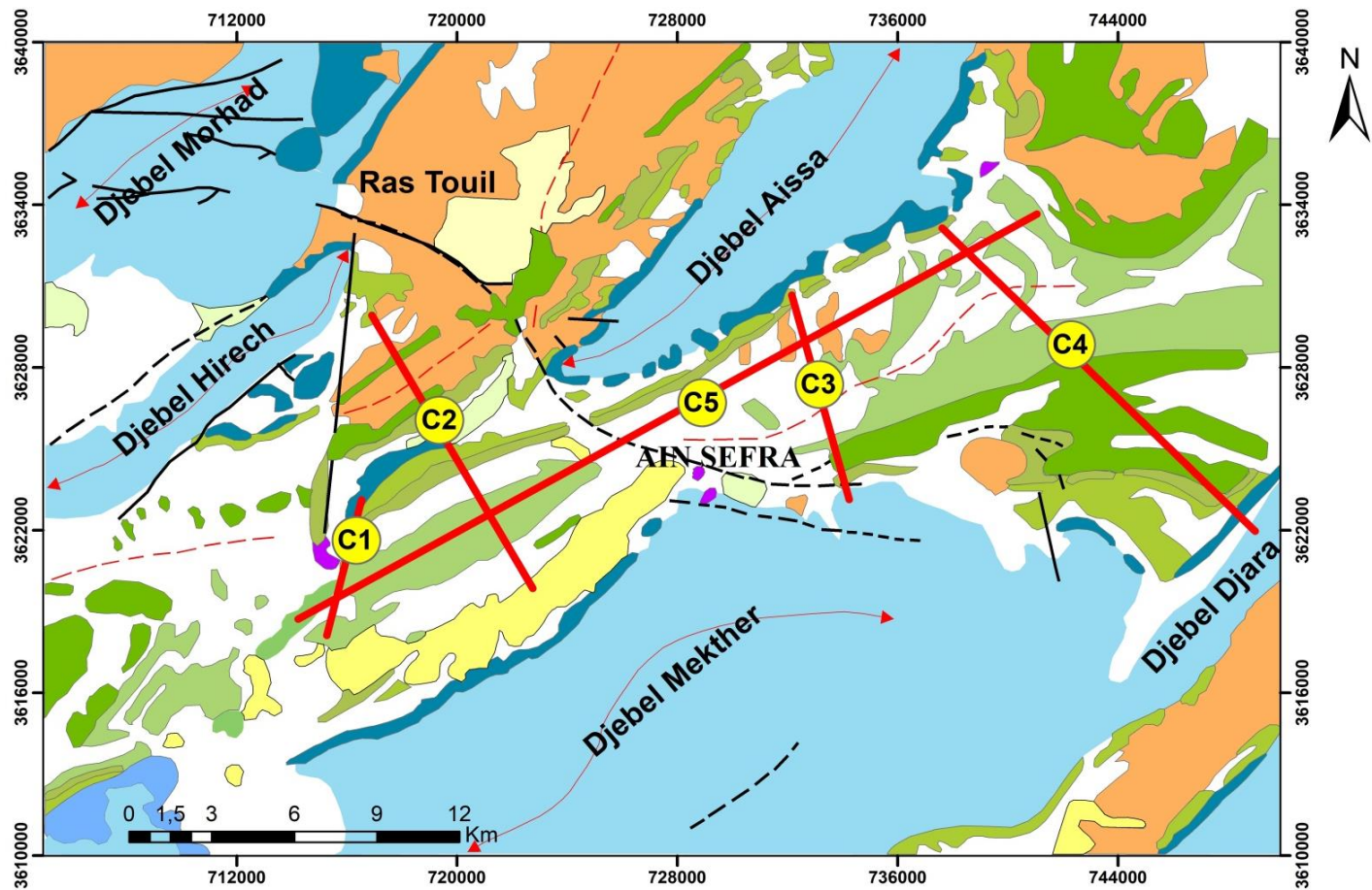
**III.4.2. Jurassique supérieur :** Il s'agit d'une puissante série argilo-gréseuse qui forme la quasi-totalité des Djebels Morhad, Hairech, Mekter et Aïssa. Elle est constituée de grès massifs, des argiles pélitiques et des calcaires fissurés au sommet ([Fig.22](#)).

**III.4.3. Néocomien :** Seule la partie supérieure de cette série est visible. Elle se caractérise par des alternances régulières de bancs de grès fins à moyens, de couleur blanche ou verdâtre, et d'argile gypseuse (Formation de Tiloula). L'épaisseur de cette formation varie significativement d'un endroit à l'autre. Typiquement, elle forme une et délimite les synclinaux à fonds plats par une ou plusieurs bancs gréseux ([Fig.23](#) et [Fig.24](#)).

**III.4.4. Crétacé inférieur (Barrémo-Aptien-Albien) :** Il s'agit d'un complexe puissant de grès blancs d'une épaisseur de 1065m. Cette masse gréseuse à dragées de quartz forme l'essentiel des synclinaux de Belhandjir-Aïn Séfra, Aïn Séfra-Tiout et celui de Garet El Kheil ([Fig.25](#) et [Fig.26](#)).

**III.4.5. Tertiaire continental :** Il est bien visible dans la cuvette de Garet El Kheil et à l'Est de la ville d'Ain Sefra. Il est constitué de couches argilo-gréseuses de teinte rouge, entrecoupées de niveaux gypsifères et de carapace calcaire ([Fig.22](#)).

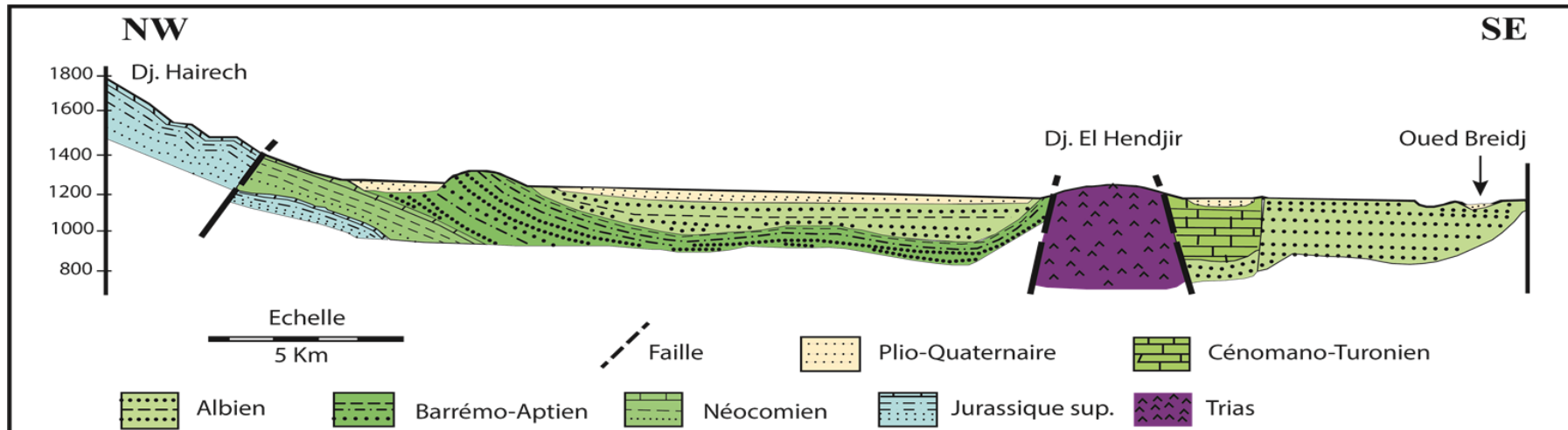
**III.4.6. Quaternaire :** Ce terme est utilisé pour décrire les dépôts d'alluvions anciennes, les alluvions d'oueds, les formations dunaires, les éboulis de pente et les formations tufacées ([Fig.23](#)).



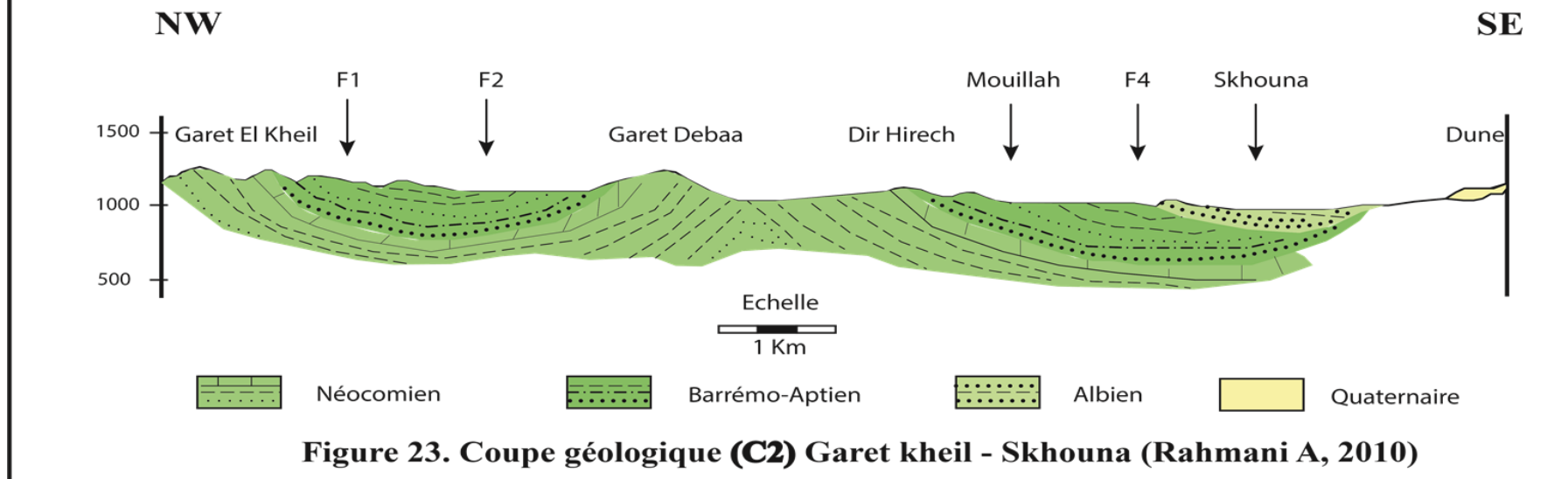
**Legende**

—	Faille	Quaternaire : Formations dunaires	Tertiaire continental	Neocomien : Unite 1	Jurassique moyen
◀▶	Anticlinal	Quaternaire : Alluvions	Cenomano-Turonien	Neocomien : Unite 2	Trias
—	Synclinal	Quaternaire : Alluvions anciennes	Albien : Grès de Tiout	Infra-Crétace	C1 Coupe géologique
		Quaternaire : Piemonds, Colluvions	Barremo-Aptien	Jurassique supérieur	

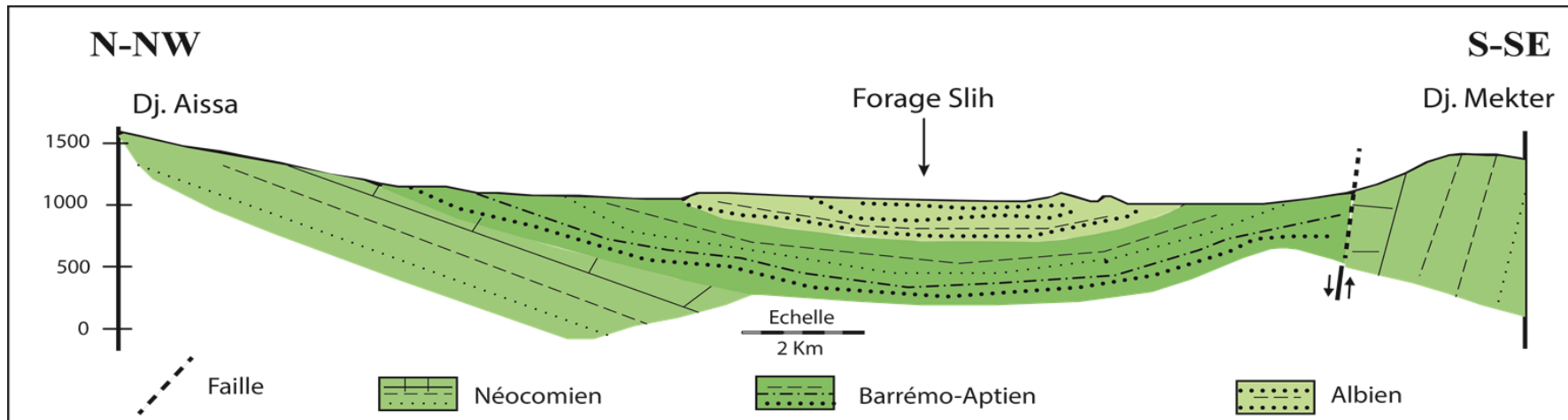
**Figure 21. Coupes géologiques à travers le synclinal d'Ain Sefra réalisées par Rahmani A. (2010)**



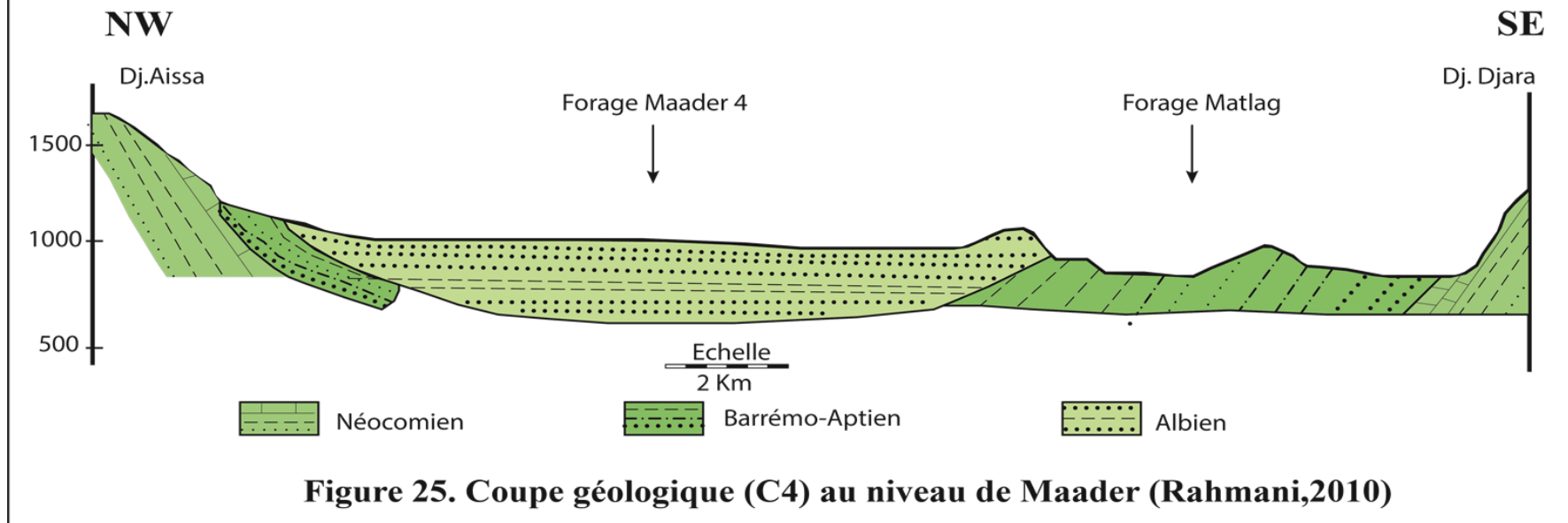
**Figure 22. Coupe géologique (C1) passant par Belhandjir (Rahmani A, 2010)**



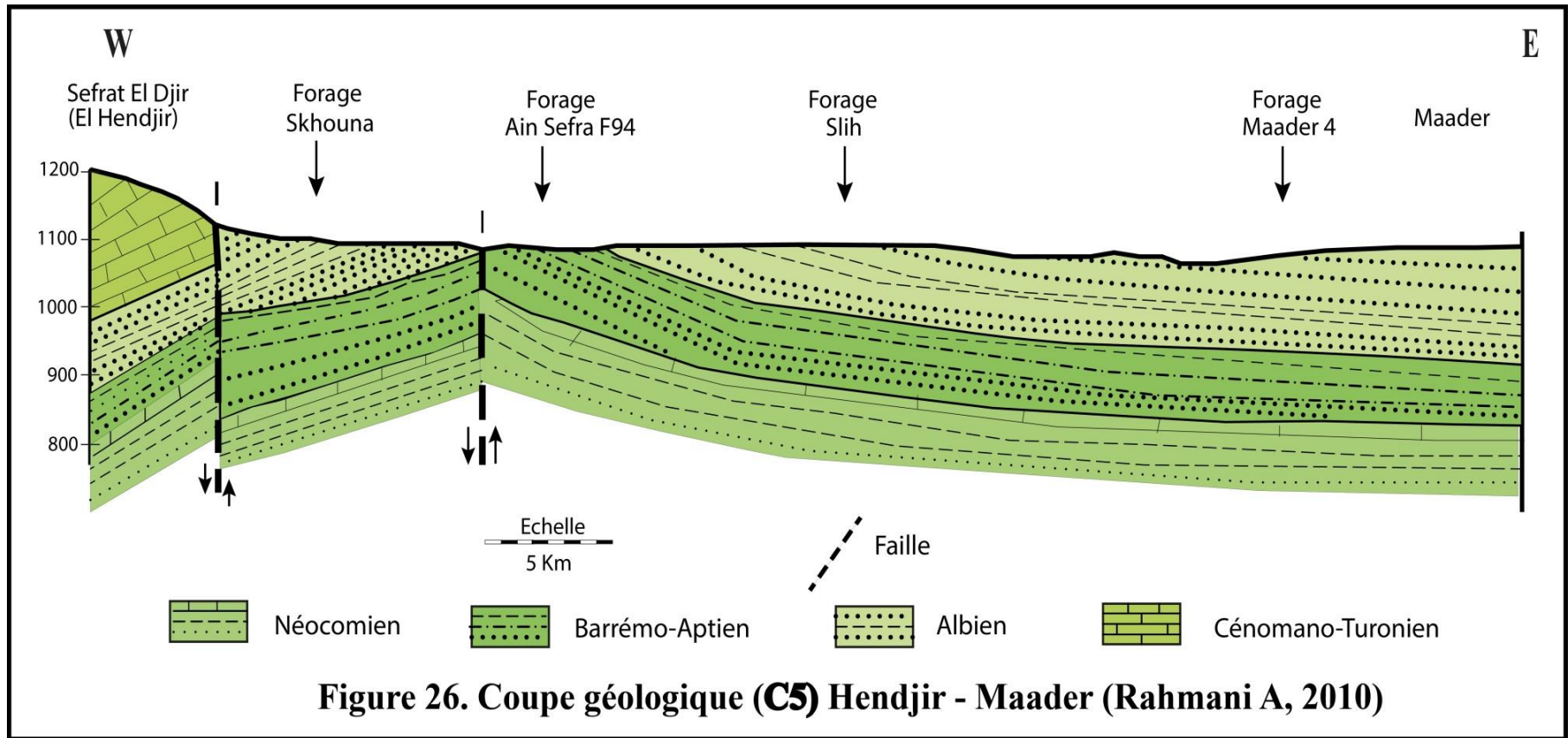
**Figure 23. Coupe géologique (C2) Garek kheil - Skhouna (Rahmani A, 2010)**



**Figure 24. Coupe géologique (C3) au niveau de Slih (Rahmani,2010)**



**Figure 25. Coupe géologique (C4) au niveau de Maader (Rahmani,2010)**



### **III.5. Conclusion**

Ce chapitre permet de caractériser en détail les composantes géologiques d'Ain Sefra. A l'échelle régionale, cette zone fait partie de l'Atlas Saharien occidentale, également appelé monts des Ksour. Ces structures montagneuses ont été affectées par un style tectonique atlasique caractérisé par des anticlinaux coiffés, pincés, faillés, ainsi que des synclinaux à fond large.

Du point de vue stratigraphique, la région est formée essentiellement d'épaisses séries de dépôts détritiques allant du Trias au Quaternaire récent, avec une prédominance de formations Mésozoïques. Les terrains mésozoïques, d'épaisseurs variables, ont subi des fractures importantes et des plissements profonds. Les Djebels de la région se présentent comme des anticlinaux recouverts de formations jurassiques, composées que de grès massifs, d'argiles pélitiques et de calcaires fissurés. Les cuvettes correspondent quant à elles à des synclinaux à fond plat, remplis de sédiments crétacés et plio-quaternaires.

Les coupes géologiques (C1, C2, C3, C4 et C5) réalisées à travers la zone d'étude mettent en évidence la structure synclinale du bassin d'Ain Sefra et montrent que ce dernier est formé par d'une couverture sédimentaire d'âge secondaire, tertiaire et quaternaire. Le secondaire est formé au Trias par des dépôts d'argiles gypso-salines et des roches éruptives ophitiques. Ces formations sont surmontées par des dépôts du Jurassique et du Crétacé, dominés par des séries puissantes de grès, d'argiles et de calcaires. Le tertiaire est représenté par des couches argilo-gréseuses, entrecoupées de niveaux gypsifères et de carapace calcaire. Le quaternaire qui termine la série sédimentaire est représenté par des dépôts alluvionnaires variables comprenant des grès, des limons récents, des conglomérats et des argiles.

## CHAPITRE IV

# Cadre Hydrogéologique

#### **IV.1. Cadre hydrogéologie**

Les études hydrogéologiques consistent à identifier les formations aquifères et à préciser la géométrie des réservoirs profonds. De même la détermination des paramètres hydrodynamiques ainsi que leurs propriétés hydrogéologiques permettent d'appréhender le fonctionnement du système aquifère.

Afin de mieux expliquer les mécanismes de fonctionnement des réservoirs d'eau souterraine, on s'est basé sur les résultats de l'étude géophysique menée par la Compagnie Générale de Géophysique en 1977 (CGG, 1974), ainsi que sur l'analyse des coupes des forages hydrauliques existants.

#### **IV.2. Identification de différentes formations aquifères**

Le système hydrogéologique de la région d'Ain Sefra est un système multicouche; avec une multitude d'horizons. Il débute par les formations aquifères du Jurassique supérieur, constituées d'alternances de grès et d'argile, qui affleurent généralement aux pieds des Djebels Aïssa, Mekter, Hirech et Morhad. Ces formations sont surmontées par la formation de Tiloula, attribuée au Néocomien et formée d'une succession de formations argileuses et gréseuses. Ensuite, on trouve un ensemble gréseux (formation de Tiout) du membre supérieur du Crétacé inférieur (Barrémo-Aptien-Albien) appelé aussi le Continental Intercalaire, avec une double porosité d'interstice et de fissure. Cette formation est intercalée avec des couches argileuses rougeâtres. Sur cet ensemble sédimentaire, vient se déposer des formations Plio-Quaternaire formées essentiellement de calcaire, de grès, d'alluvions et de sables dunaires (Tableau 17).

**Tableau 17. Caractéristiques hydrogéologiques des différentes formations à travers le synclinal d'Ain Sefra**

Formation	Epoque	Etage	Lithologie	Caractéristiques hydrogéologiques	Remarques
	<b>Plio-Quaternaire</b>		Alluvions, calcaire, grès, argile et sables dunaires	<b>Formation perméable Faible ressource</b>	Continuité Tertiaire / Quaternaire - pas de limite claire
Tiout	<b>Crétacé inférieur</b>	Albien	Grès à dragées de quartz Alternance de grès et d'argile	<b>Aquifère multicouche perméable du Crétacé inférieur</b>	Principale ressource de la région d'Ain Sefra
		Aptien	Argile Alternance de grès compacts et fissurés et d'argile	<b>Aquifère multicouche perméable du Crétacé inférieur</b>	Constitue un écran peu perméable entre l'Albien et le Barrémien
		Barrémien	Alternance de grès à dragées de quartz et argile lie de vin		
		Néocomien	Alternance de grès et d'argile Alternance d'argile et de grès fins Alternance de grès, argile et de niveaux dolomitiques Alternance d'argile et de grès fins à moyen	<b>Semi-perméable Substratum</b>	Constitue un écran peu perméable entre les formations du Crétacé inférieur et celles du Jurassique supérieur
Aïssa	<b>Jurassique supérieur</b>	Portlandien Kimmeridgien Oxfordien	Calcaires fissurés Alternance de grès et d'argile Alternance d'argile, de grès et de dolomie	<b>Aquifère multicouche peu perméable du Jurassique supérieur</b>	Aquifère profond Ressource importante AEP et irrigation

Les principaux aquifères identifiés dans la région étudiée sont de bas en haut comme suit:

- L'aquifère multicouche du Jurassique supérieur,
- Les aquifères multicouches du Crétacé inférieur ou du Continental Intercalaire .

En raison de la présence d'un substratum relativement continu, constitué de formations semi-perméables d'âge Néocomien et qui délimite les aquifères superficiels des formations de l'aquifère profond, il est communément admis que le système aquifère profond est composé de nappe "captive". Cette dernière se caractérise par des horizons aquifères qui interagissent soit directement par les couches perméables, soit par des failles affectant les formations géologiques, facilitant ainsi la circulation de l'eau. Par conséquent, deux types de nappes se distinguent dans ce contexte :

- Nappe semi-captive à captive ;
- Nappe semi-captive ou libre.

### **IV.3. Identification des nappes**

#### **IV.3.1. Nappe semi captive à captive : Nappe du Jurassique supérieur**

Cette nappe forme un système aquifère multicouche, avec une alternance de niveaux détritiques hétérogènes, principalement composés de grès et d'argile, du Jurassique supérieur. En profondeur, les formations deviennent à prédominance argileuse et reposent sur une formation argilo-carbonatée. Elle est recouverte d'une formation imperméable d'argile gypseuse et de grès du Néocomien. Cette nappe est exploitée par de nombreux forages, avec des débits variant entre 07 et 15 l/s, notamment, dans les régions de Sfisifa et Moghrar. Cependant, au niveau d'Ain Sefra et Tiout, nous constatons que seuls les niveaux gréseux perméables sont susceptibles de contenir une nappe. Ces niveaux de grès affleurent aux contreforts des Djebels Aissa, Mekter, Hairech et Morhad. Bien que ces horizons s'étendent sur une vaste superficie, ils ne donnent naissance qu'à un nombre limité de sources. En effet, le débit maximal mesuré dans ces sources est de l'ordre de 2 l/s, ce qui est relativement faible.

#### **IV.3.2. Nappes semi captives ou libres**

##### **IV.3.2.1. Nappe Barrémo-Aptienne**

Il s'agit d'une formation à composante gréso-argileuse, avec de grès à dragées de quartz, de grès compacts parfois fissurés et d'argiles rougeâtres. Ces derniers occupent généralement

les dépressions topographiques. Cependant, en raison de la fréquence des discontinuités des affleurements Barrémo-Aptiens, le débit des sources émergentes est limité.

Le substratum est constitué de formations néocomiennes, semi-perméables, essentiellement composée par des argiles et des niveaux de grès fins.

Toutes les formations du néocomien sont imperméables, à l'exception des grès fins à faible perméabilité.

#### **IV.3.2.2. Nappe Albienne**

Elle est composée de formations détritiques principalement, compose de grès à dragées de quartz, de grès et d'argile.

Cette nappe est considérée comme le principal réservoir d'eau de la région, de ce fait, elle est exploitée par de nombreux forages et puits. En effet, les grandes sources de la région forment des exutoires naturels pour cette nappe.

#### **IV.4. Caractéristiques hydrogéologiques du système aquifère**

L'étude des ressources hydriques est étroitement liée à la compréhension de la nature géologique du réservoir. Il en est de même pour leur extension, à la fois horizontale et verticale, matérialisant l'épaisseur.

De ce fait, la base de données hydrogéologique obtenue grâce aux coupes de forages et sondages électriques, offre une perspective précieuse sur la géométrie du système aquifère de la région.

##### **IV.4.1. Géométrie des réservoirs à l'aide de données géophysiques**

La géophysique est l'une des approches les plus utilisées en hydrogéologie, en particulier la prospection électrique à l'aide de sondages verticaux. Cette méthode, en conjonction avec les données de la géologie, permet également de mesurer la résistivité du sol en dépendent de la profondeur et de définir la géométrie du bassin hydrogéologique.

Cette partie présente les principaux résultats découlant de l'analyse et de l'interprétation de 46 sondages électriques effectués par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG, 1974) dans la région d'Ain Sefra. L'interprétation de ces sondages électriques verticaux a permis

d'approfondir notre compréhension de la nature et de la géométrie du système aquifère. Plus précisément, elle a permis d'accomplir les objectifs suivants :

- L'identification des zones potentiellement intéressantes de l'aquifère ;
- Délimiter l'extension des niveaux aquifères gréseux du Barrémo-Aptien et Albien ;
- Le meilleur choix pour l'implantation future de nouveaux forages ;
- Comprendre le rôle de la tectonique dans la circulation des eaux souterraines.

Les 46 sondages électriques sont répartis sur 9 profils principaux orientés Nord-Ouest Sud-Est, espacés d'environ 2 km. La longueur de ligne AB, égale à 4000 m, est choisie de façon à atteindre dans la mesure du possible, les formations du Jurassique supérieur au cœur du synclinal.

#### IV.4.1.1. Echelle de résistivité-lithologie

La combinaison des données géologiques et géophysiques a permis l'établissement d'une échelle de résistivité des principaux types de roches de la région, et d'identifier les formations perméables ayant particulièrement l'intérêt hydrogéologique (Tableau 18) :

**Tableau 18. Echelle des corrélations résistivités-lithologie (CGG, 1974)**

Résistivités ( $\Omega.m$ )	Lithologique	Age des formations
15-30	Argiles rouges	Mio-Pliocène
50-200	Grés et sables	
100-300	Alternance de grés et d'argiles	Crétacé Inférieur
20-40	Argiles avec rares passées gréseuses	
300-500	Grés à stratification oblique et niveau argileux de faible épaisseur	Jurassique
100-300	Ophites emballées dans un matériel argileux	Trias
15-30	Argiles gypso-saline	

#### IV.4.1.2. Interprétations des Coupes géoélectriques

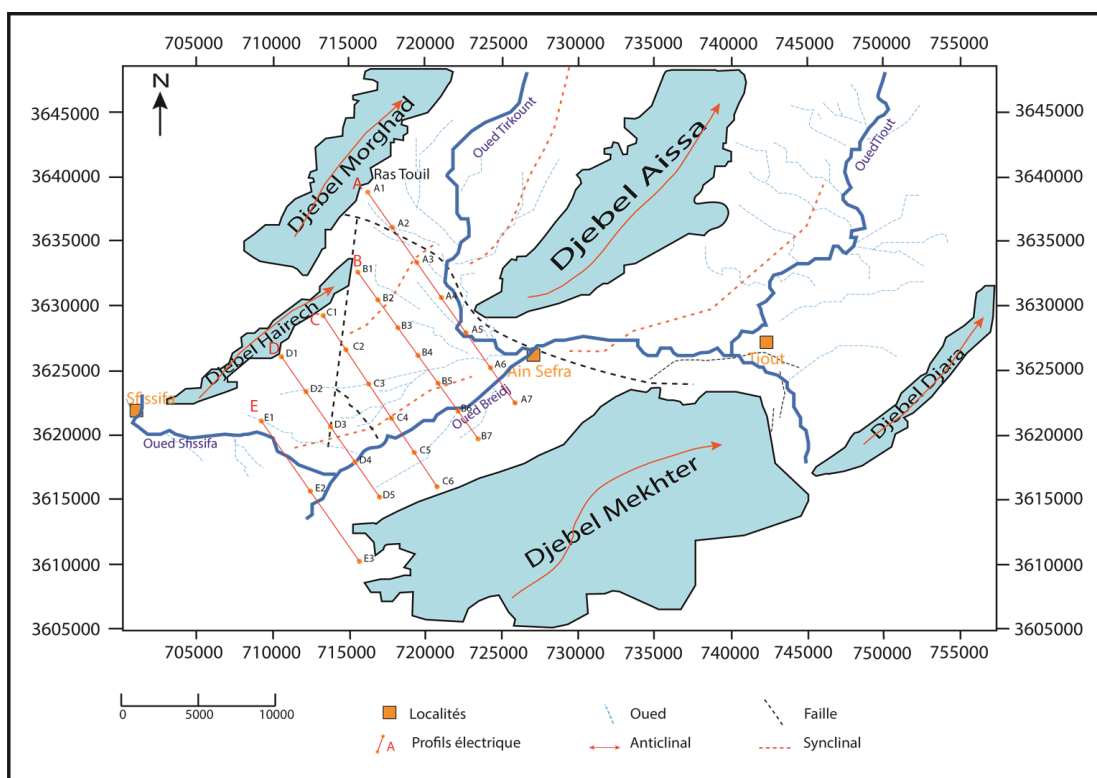
Les coupes géoélectriques réalisées (Fig. 27) fournissent des informations utiles pour l'étude géologique de la région. Elles permettent notamment :

- De connaître les caractéristiques des différentes formations géologiques, en particulier

celles qui pourraient constituer des aquifères potentiels. Ces aquifères sont représentés ici par des marqueurs résistants, notamment les grès et sables du Mio-Pliocène, les alternances de grès et d'argiles du Crétacé inférieur, les grès à stratification oblique et les fines couches d'argile du Jurassique.

- Étudier les éventuelles connexions hydrogéologiques entre ces formations, ce qui permet de comprendre les flux et les échanges d'eau souterraine dans le système aquifère.
- Cartographier les discontinuités électriques observées, qui pourraient correspondre à des structures géologiques telles que des failles ou des plis.

Ces informations, obtenues à partir des coupes géoélectriques, semblent très importantes afin de mieux caractériser et comprendre de la géométrie du système aquifère de la région d'Ain Sefra.



**Figure 27. Carte de position des sondages électriques (CGG, 1974)**

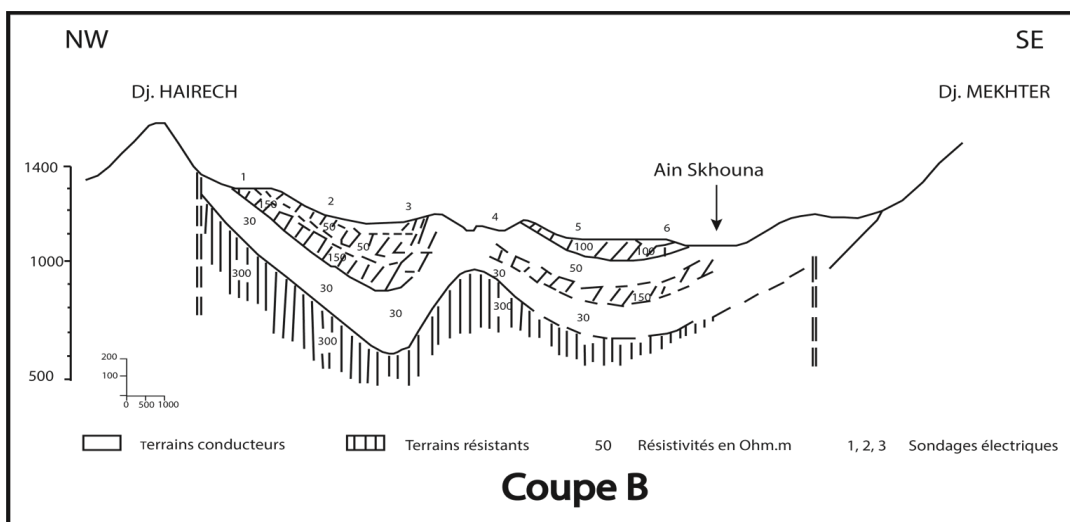
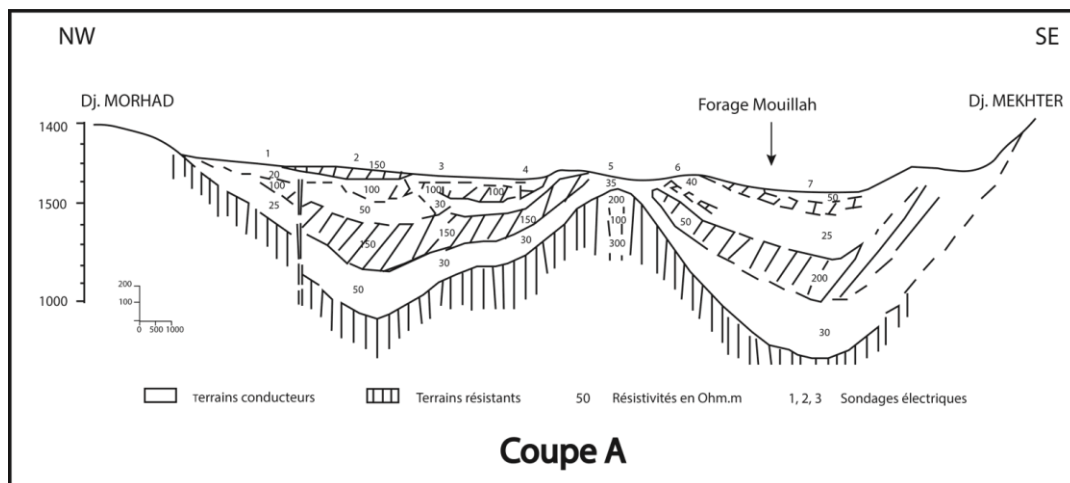
**Coupe A (Fig.28) :** La coupe géoélectrique a révélé la présence deux structures synclinales plissées profondes, séparées par un haut fond anticlinal. Le Jurassique est caractérisé par une résistivité de 300  $\Omega.m$ , tandis que celle du Crétacé est comprise entre 100 et 150  $\Omega.m$ , avec deux niveaux conducteurs de 20 à 30  $\Omega.m$ .

Au centre du synclinal, le Jurassique supérieur est atteint à 800 mètres de profondeur. Il est représenté par une formation multicouche de grès à intercalation argileux résistante.

**Coupes B et C (Fig.28)** : Ces coupes géoélectriques montrent une structure plissée en synclinal. Le Crétacé inférieur, moins résistant, affiche une résistivité de 150 à 200  $\Omega$ .m. Il est limité par un toit conducteur dont la résistivité varie entre 25 et 50  $\Omega$ .m, ainsi qu'un mur conducteur caractérisé par une résistivité de 20 à 30  $\Omega$ .m.

Le Trias diapirique apparaît à la faveur des accidents sub-verticaux profonds, dans la région de Belhandjir. Il est composé d'une formation conductrice d'argile gréseuse, intercalée entre de formations ophitiques résistantes.

L'interprétation des coupes géoélectriques a révélé deux résultats significatifs. Tout d'abord, la présence d'un compartiment structural, résultant d'un mouvement dextre. Ce compartiment se distingue par un déplacement vers le Nord-Ouest de la structure du Djebel Hairech, ainsi qu'une augmentation de la résistivité du terrain du Crétacé inférieur vers le Sud et le Sud-Ouest, en raison de l'augmentation des niveaux gréseux. De plus, les formations gréseuses deviennent plus épaisses au Sud, alors que les formations argileuses sont plus importantes au Nord (Tirkount). Enfin, le diapirisme est provoqué par des failles sub-verticales profondes dans la région de Belhandjir.



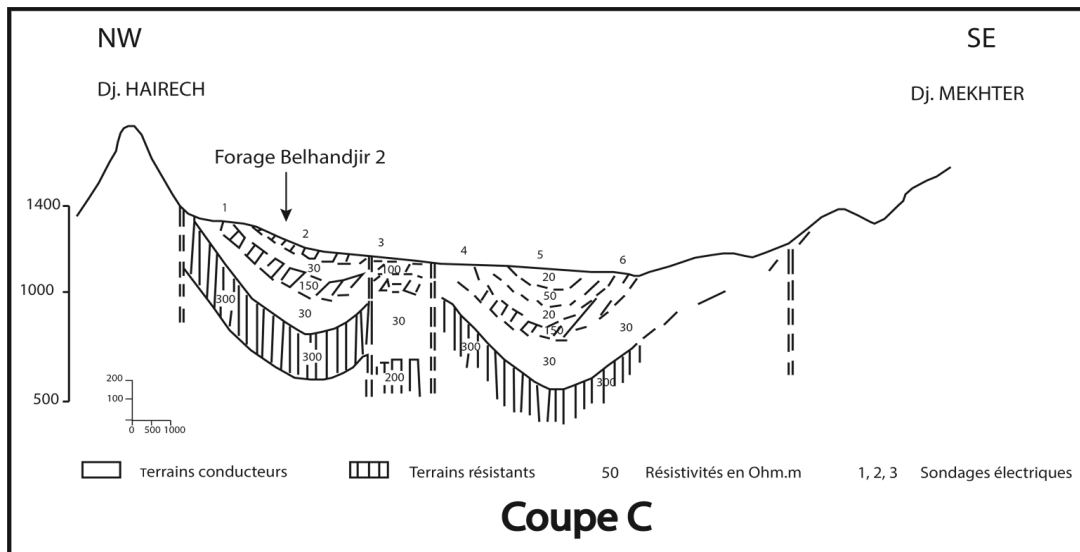


Figure 28. Coupes géoélectriques transversales (A,B et C) Nord-Ouest Sud-Est dans la région d'Ain Sefra (CGG.1974)

#### IV.4.1.3. Carte du toit du Jurassique

Cette carte ci-dessous (Fig. 29) fait apparaître une structure plissée affectée par la faille passant d'Ain Sefra à Ras Touil, ainsi qu'un anticlinal médian au Sud concordant avec le prolongement du Djebel Aissa.

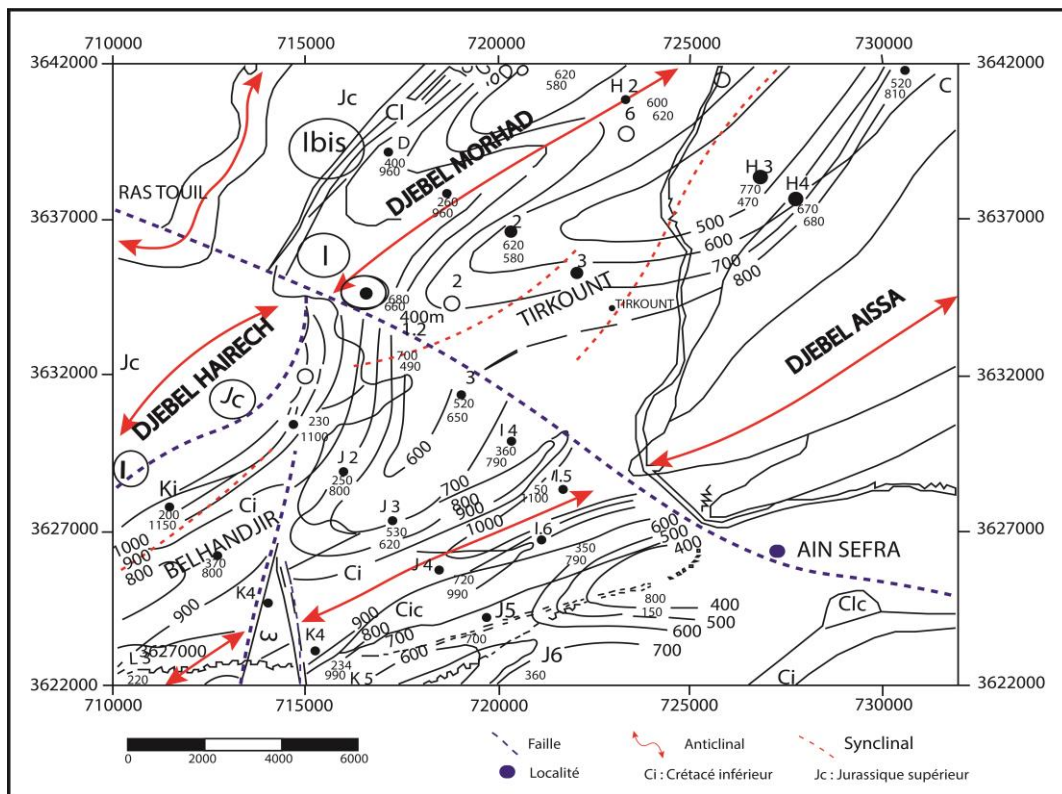


Figure 29. Carte du toit du Jurassique supérieur du synclinal d'Ain Sefra (CGG 1974)

#### IV.4.2. Géométrie des réservoirs à l'aide des données de coupes hydrogéologiques

Dans la région en question de nombreux points d'eau ont été réalisés pour répondre aux besoins variés (Fig. 30). Les profondeurs atteintes dépendent essentiellement des objectifs fixés lors de leurs réalisations (Annexe 2).

Pour définir les limites géométrique du système aquifère et d'examiner les relations entre les différents niveaux aquifères, nous avons établi six coupes hydrogéologiques, deux longitudinales et quatre transversales (Fig.30).

Les coupes sont choisies selon la disponibilité des logs lithostratigraphiques des forages et suivant leur répartition géographique. Les corrélations forment ainsi, un quadrillage couvrant la quasi-totalité du bassin.

Les coupes en question, ont permis de définir de manière précise les préceptes suivants :

- L'extension des différents niveaux aquifères;
- Les grands axes tectoniques, influencés par la proximité de la flexure sud atlasique.

Ces informations sont d'une grande valeur pour comprendre la distribution spatiale des réservoirs aquifères, de leurs propriétés géologiques et contribuent ainsi à une gestion efficace des ressources en eau souterraine dans la région.

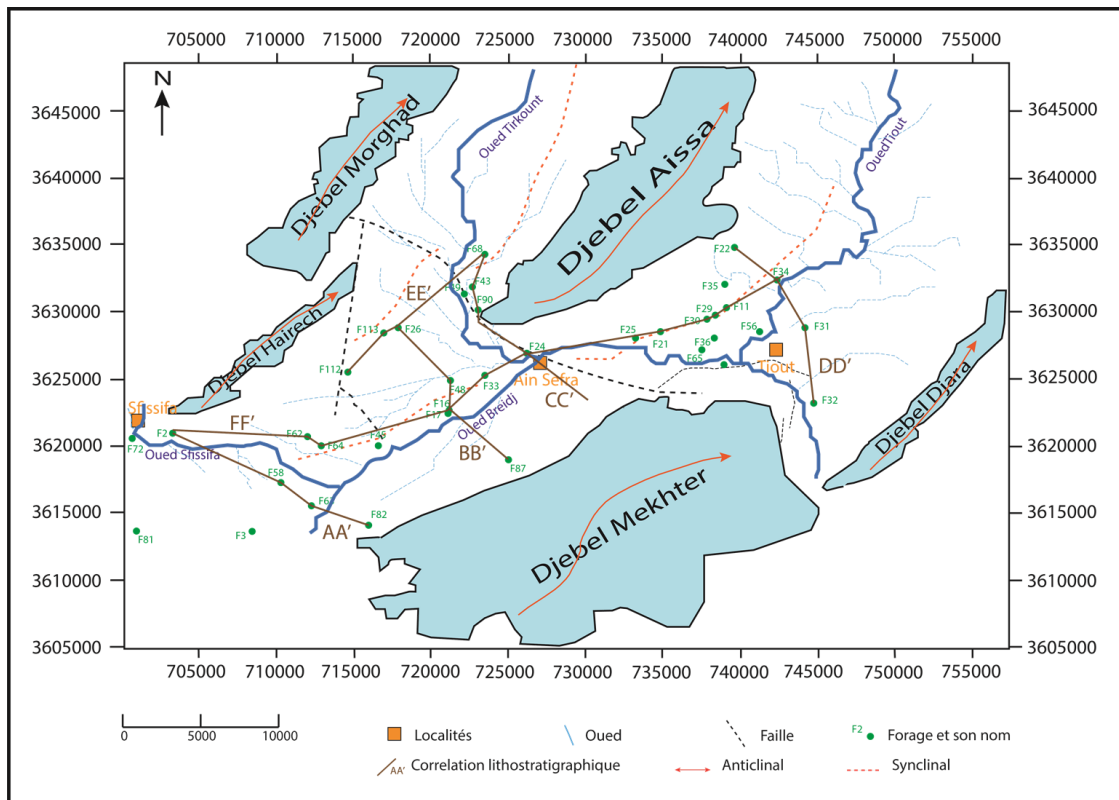


Figure 30. Localisation des coupes hydrogéologiques

### **IV.4.3. Interprétation des coupes hydrogéologiques**

L'analyse des coupes hydrogéologiques a révélé une hétérogénéité lithologique remarquable. Les formations lithologiques sont disposées en structures plissées, influencées par la tectonique cassante, provoquant l'effondrement ou la surrection de certains compartiments par rapport à d'autres. Cette dynamique tectonique a en conséquence joué un rôle déterminant, dans la configuration actuelle des structures géologiques. Cette observation souligne l'importance de l'appréhension des forces tectoniques dans l'étude des formations géologiques. Ce sujet est examiné ultérieurement dans le détail en chapitre morphostructurale.

#### **IV.4.3.1. Coupes transversales d'orientation Nord-Ouest Sud-Est**

##### **IV.4.3.1.1. Partie Ouest de la cuvette : Coupe AA'**

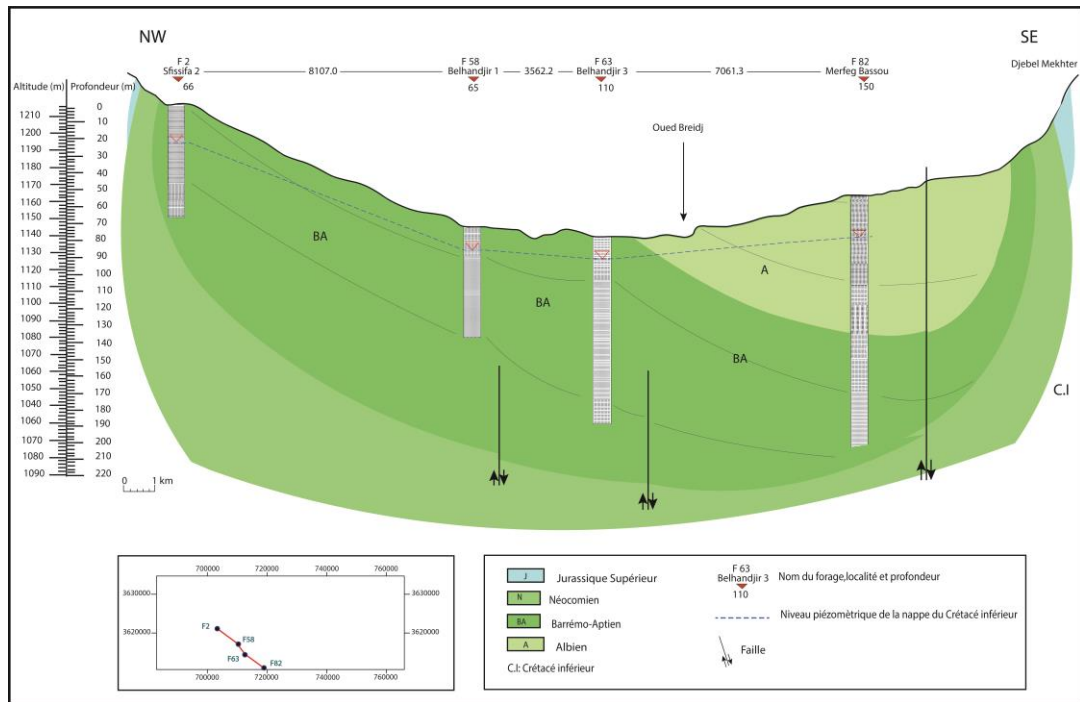
La coupe AA' (Fig. 31) s'étend du Nord-Ouest au Sud-Est le long de la bordure occidentale de la zone d'étude. De la région de Sfisifa au Nord-Ouest jusqu'aux contreforts du Djebel Mekhter au Sud-Est. Cette coupe passe par les forages de Sfisifa F2, Belhandjir<sub>1</sub> (F58), Belhandjir<sub>3</sub> (F63) et Merfeg Bassou (F82). Elle montre l'extension des dépôts du Crétacé inférieur, dont l'épaisseur dépasse 150 m au niveau du forage F82, soulignant l'importance de l'effondrement, au niveau de cette partie, sous l'effet de failles sub-verticales profondes.

Cette coupe illustre la structure hydrogéologique de la partie Sud-Ouest du synclinal Ain-Sefra, et traduit le plongement accentué du Barrémo-Aptien du nord-ouest vers sud-est, avec une épaisseur régulière sous les recouvrements albiens. La formation Barrémo-Aptien présente une double porosité d'interstice et de fissures et forme, ainsi une nappe libre à semi captive. Elle est constituée de grès massifs et fissurés, de grès quartzeux à dragées de quartz et d'argile en lie-de-vin.

La formation de grès albien apparaît comme une petite cuvette dissymétrique, avec une épaisseur irrégulière du nord-ouest vers sud-est. Cette formation est caractérisée par une porosité d'interstice et de fissures et forme ainsi une nappe libre. Elle est représentée par des grès grossiers à nombreuses dragées de quartz.

Le substratum imperméable de ces deux nappes est composé d'argiles et des grès fins du Néocomien.

Les dépôts gréseux du jurassique caractérisé par de forts pendages, ne sont visibles que sur les flancs des bordures.



**Figure 31. Coupe lithostratigraphique AA'**

#### IV.4.3.1.2. Partie centrale de la cuvette : Coupe BB' et CC'

De direction nord-ouest et sud-est la coupe transversale BB' (Fig.32) est limitée au sud par Djebel Mekhter et au nord-est par le Djebel Hairech. Elle traverse les forages Ain Sefra<sub>2</sub> (F26), Mouillah F48, Ain Sefra<sub>4</sub> (F16) et Skhouna<sub>4</sub> (F87). Parallèlement à la coupe BB', la coupe CC' est jalonnée par les forages Tirkount<sub>3</sub> (F68), Tirkount<sub>2</sub> (F43), Ain Tirkount F90 et Ain Sefra<sub>1</sub> (F24). Cette coupe montre l'étendue des dépôts du Crétacé inférieur, qui atteignent une épaisseur de plus de 300 m au niveau des forages F26 et F68, soulignant le niveau d'effondrement dans cette partie, par le jeu des failles, en particulier la faille Ras Touil.

Les coupes BB' et CC' présentent des caractéristiques similaires à la coupe précédente AA', avec un épaissement et un enrichissement par de formation argileuse du Crétacé inférieur dans la partie Nord et Nord-Ouest.

Au nord-ouest et au sud-est, ces coupes montrent le rôle déterminant de la faille Ras Touil dans l'affleurement des grès du Crétacé inférieur au centre de la cuvette.

De plus, ces coupes mettent en évidence les variations latérales de l'épaisseur et de la lithologie des formations aquifères du Barrémo-Aptien et de l'albien. En effet, l'épaisseur des grés du Barrémo-Aptien et de l'albien devient de plus en plus augmente du Nord vers le Sud. Ces variations de l'épaisseur et du faciès sont intimement liées aux conditions de sédimentation, qui dépendent du plissement du substratum néocomien profond (Coupe BB').

Sur la coupe CC' (Fig.33), on observe des alluvions plio-quaternaires recouvrant les formations barrémo-aptiennes, dans la région de Tirkount. Ces dépôts sont relativement peu épais, et sont en continuité hydraulique avec l'aquifère sous-jacent. Il convient de noter que les failles dans cette partie ont provoqué le soulèvement de l'aquifère du barrémo-aptien, qui est parfois recouverte par des dépôts Plio-Quaternaires, ce qui assure une certaine continuité hydraulique entre les deux formations aquifères.

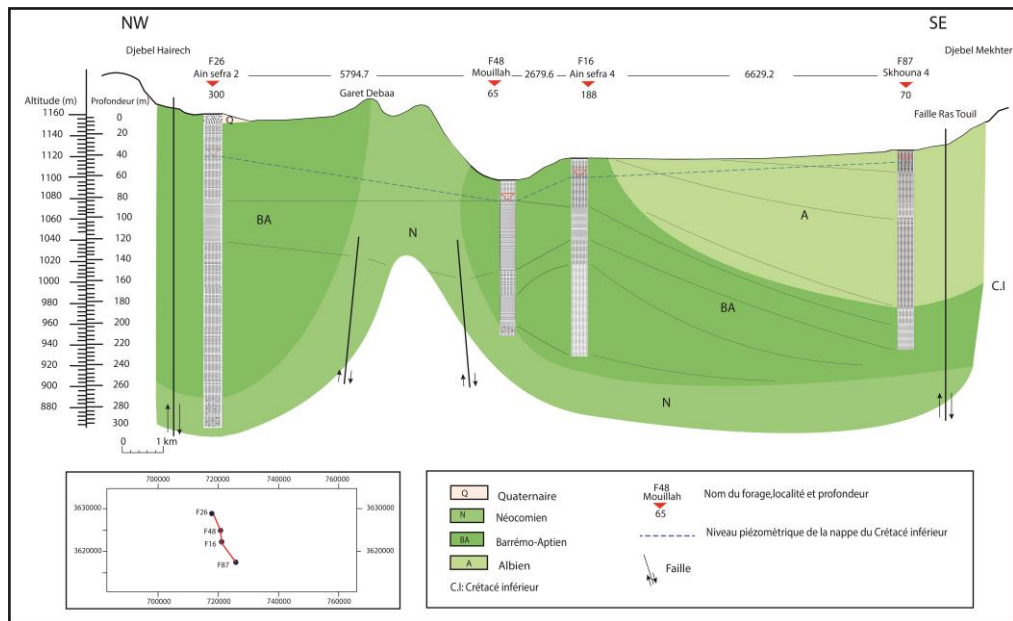


Figure 32. Coupe lithostratigraphique BB'

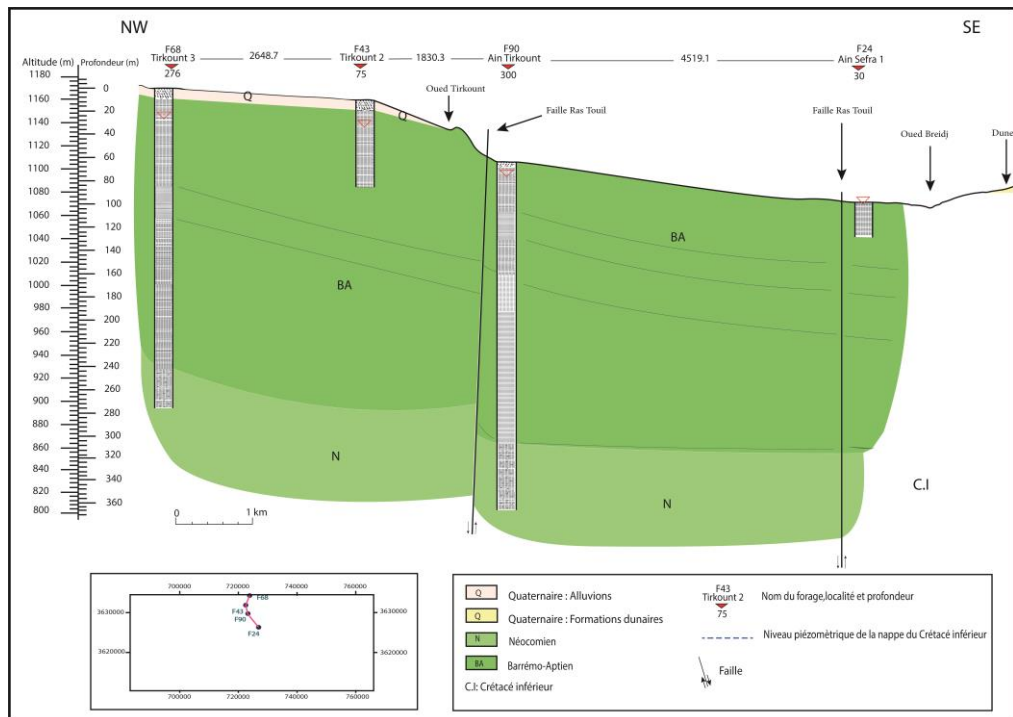


Figure 33. Coupe lithostratigraphique CC'

#### IV.4.3.1.3. Partie Est de la cuvette : Coupe DD'

Cette coupe transversale illustre la structure hydrogéologique de l'extrémité est de la région, qui est limitée au sud-est par Djebel Djara et au nord-ouest par le Djebel Aissa.

Elle passe par les forages Maader<sub>5</sub> (F22), Maader<sub>3</sub> (F34), Tiout<sub>2</sub> (F31) et Matlag<sub>2</sub> (F32) (Fig.34). Cette coupe a permis de voir les changements latéraux d'épaisseur et de la lithologie des différents niveaux aquifères du Crétacé inférieur. En effet, l'épaisseur des grès de l'Albien augmente en allant du sud-est vers le nord-ouest, tandis que les aquifères barrémo-aptiens s'amincissent au sud-est du bassin.

La partie Sud-Est de la coupe montre l'envoyage profond de la formation Barrémo-Aptienne sous une épaisse formation albienne.

Le toit de l'albien affleure en surface et son épaisseur augmente. Le substratum est constitué d'une alternance d'argile gypseuse et de grès fins. Cependant, il est remarquable que les grès en affleurement soient plus grossiers et plus homogènes, ce qui confère à cet aquifère albien libre une perméabilité élevée.

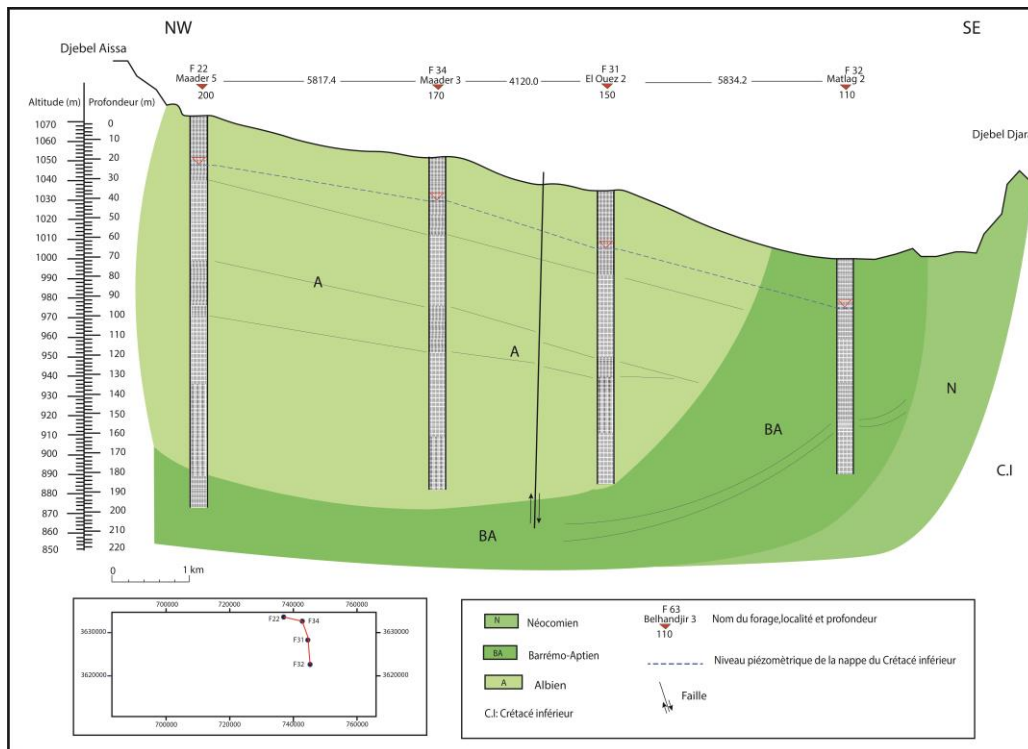


Figure 34. Coupe lithostratigraphique DD'

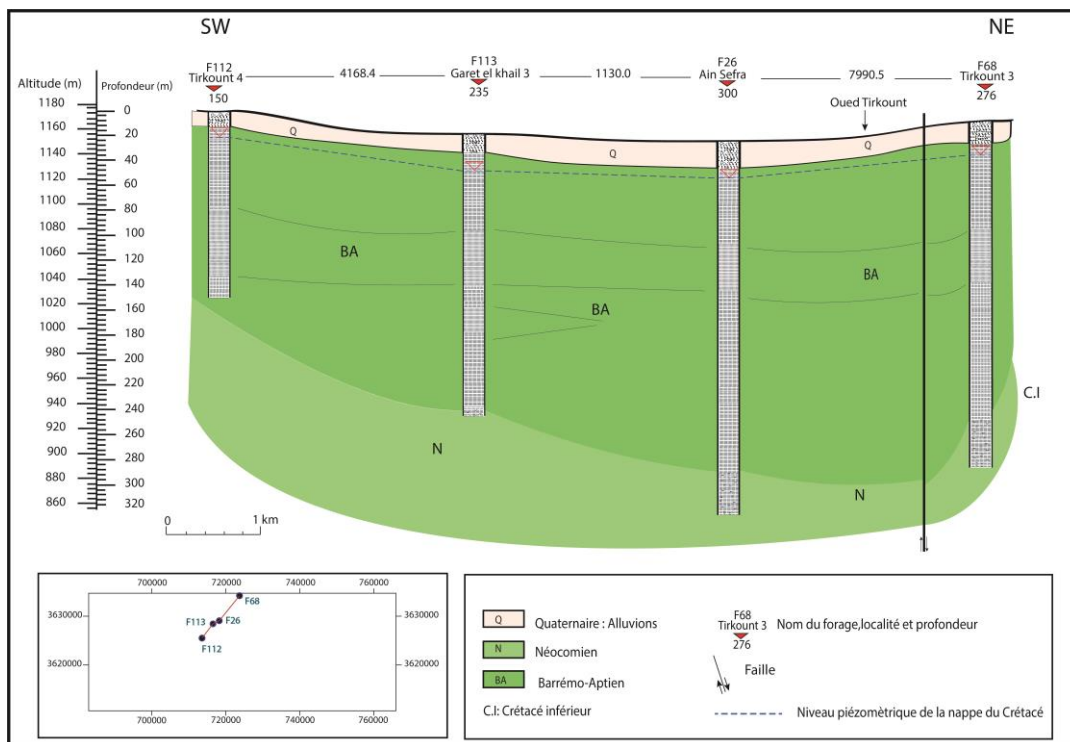
#### IV.4.3.2. Coupes longitudinales d'orientation Sud-Ouest Nord-Est

##### IV.4.3.2.1. Partie Nord de la cuvette : Coupe EE'

La coupe EE' (Fig.35) décrit l'évolution de la série du Crétacé inférieur, dans la partie

septentrionale du bassin de Tirkount. Elle relie les forages Tirkount<sub>3</sub> (F68), Ain Sefra (F26), Garet el khail<sub>3</sub> (F113) et Tirkount<sub>4</sub> (F112). L'interprétation de cette coupe longitudinale, illustre les variations horizontales de l'épaisseur des différents niveaux aquifères, où l'Albien n'apparaît pas dans cette partie du bassin. Le Barremo-Aptien est plus épais et plus fin, avec une prédominance d'argile, au fur et à mesure que l'on se déplace du Sud vers le Nord du bassin. En fait, l'épaisseur des grès du Barrémo-Aptien reste régulière de l'Ouest vers l'Est. Ces dépôts reposent sur un écran néocomien imperméable.

Dans cette région, les dépôts très grossiers du Plio-Quaternaire se superposent directement sur les formations du Barrémo-Aptien.



**Figure 35. Coupe lithostratigraphique EE'**

#### IV.4.3.2.2. Partie Centrale de la cuvette : Coupe FF'

Cette corrélation orientée sensiblement Sud-Ouest Nord-Est (Fig.36) longe la quasi-totalité de la zone étudiée. Elle s'étend depuis la région de Sfissifa à l'Ouest jusqu'à la région de Maader à l'Est. Cette coupe passe par les forages Sfissifa<sub>2</sub> (F2), Belhandjir<sub>2</sub> (F62), Belhandjir<sub>4</sub> (F64), Ain Sefra<sub>4</sub> (F16), Ain Sefra<sub>3</sub> (F33), Ain Sefra<sub>1</sub> (F24), Slih (F21), Maader<sub>2</sub> (F30), Maader<sub>1</sub> (F29), Tiout<sub>3</sub> (F11) et Maader<sub>3</sub> (F34).

La coupe révèle la structure hydrogéologique de la partie centrale du synclinal Ain-Sefra, où la faille Ras Touil a contribué à la compartimentation des formations réservoirs. En effet, cet accident tectonique de direction Nord-Ouest-Sud-Est se trouve au centre de la cuvette,

et déduite à partir de l'étude géophysique. Elle constitue l'accident majeur de l'effondrement. La coupe montre deux structures synclinales profondément plissées, séparées par un haut-fond anticlinal. L'interprétation de la coupe montre également les changements latéraux des épaisseurs des différents niveaux aquifères. En effet, les niveaux réservoirs augmentent progressivement et deviennent de plus en plus importants dans la partie Sud-Ouest de la cuvette. Ces variations d'épaisseur et de faciès sont étroitement liées aux conditions de sédimentation, qui sont influencées par le plissement du substratum profond. Ce substratum est composé d'argiles et des grès fins du Néocomien. Les grès jurassiques, en raison de leurs forts pendages, ne sont visibles que sur les flancs de bordures.

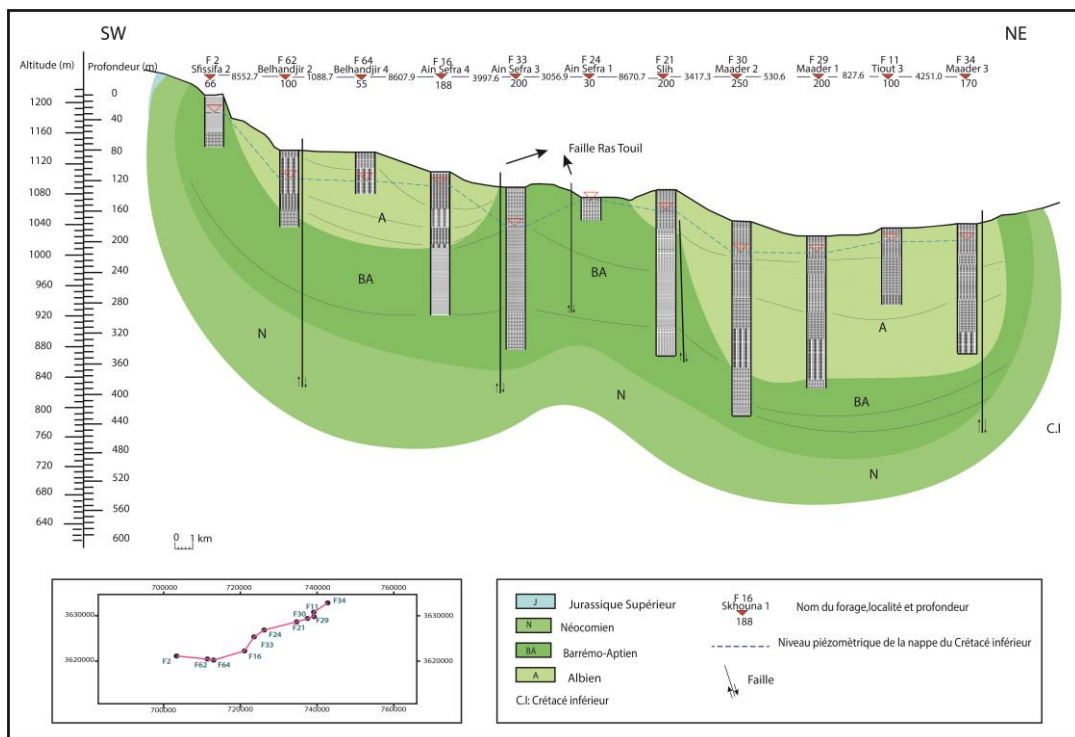


Figure 36. Coupe lithostratigraphique FF'

#### IV.5. Paramètres hydrodynamiques de la nappe du Crétacé inférieur

##### IV.5.1. Transmissivité

Le paramètre hydrodynamique de la transmissivité est un élément clé pour l'évaluation des caractéristiques d'un aquifère. Bien que des essais de pompage soient nécessaires pour mesurer ce paramètre, aucune campagne de ce type n'a été réalisée dans le cadre de cette étude. C'est grâce aux données recueillies à partir des études antérieures, que les valeurs sont attribuées. La nappe du Crétacé inférieur présente des valeurs de transmissivité relativement hétérogènes, variant entre  $5 \cdot 10^{-5}$  et  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s. Certaines valeurs particulièrement élevées (de l'ordre de  $10^{-3}$  à  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s) sont enregistrées le long de l'axe du synclinal, où les formations

gréseuses sont très épaisses et bien fissurées. À l'inverse, les plus faibles valeurs de transmissivité (de l'ordre de  $5.10^{-5}$  à  $5.10^{-4}$  m<sup>2</sup>/s) sont observées dans les formations argileuses au centre d'Ain Sefra, ainsi que dans la région de Tirkount (Bouguelfda M., 2013).

La variation de ce paramètre hydrodynamique, peut être expliquée par l'hétérogénéité de la nature lithologique des formations aquifères d'une zone à l'autre.

#### **IV.5.2. Coefficient d'emmagasinement**

Le coefficient d'emmagasinement (S) est un autre paramètre clé pour l'évaluation des caractéristiques d'un aquifère.

Les valeurs du coefficient d'emmagasinement pour les grès de la formation Tiout sont déduites à partir d'essais de pompage. Les valeurs se situent entre  $6,8.10^{-3}$  et  $1,01.10^{-1}$  (Bouguelfda M., 2013).

#### **IV.6. Etude de la piézométrie de la nappe du Crétacé inférieur**

L'objectif de la présente étude est de renforcer notre compréhension du fonctionnement hydrodynamique, de la nappe du Crétacé inférieur. Dans cette perspective, une analyse approfondie des cartes piézométriques élaborées dans la région d'Ain Sefra est entreprise. Cette approche permet de surveiller de manière précise les variations du niveau piézométrique de la nappe pendant une long période.

Divers chercheurs ont travaillé sur la cartographie de la surface piézométrique, de la nappe du Crétacé inférieur dans la région. Tout d'abord, Mansour en 2007 a réalisé une étude approfondie de la piézométrie régionale des Monts des Ksour, considérée comme une référence essentielle pour de nombreuses études hydrogéologiques. Par la suite, Rahmani en 2008 a développé une cartographie plus rigoureuse de la piézométrie dans la région d'Aïn Séfra, mise par la suite à jour en 2012. Enfin, nous avons élaboré une nouvelle cartographie piézométrique en mai 2022.

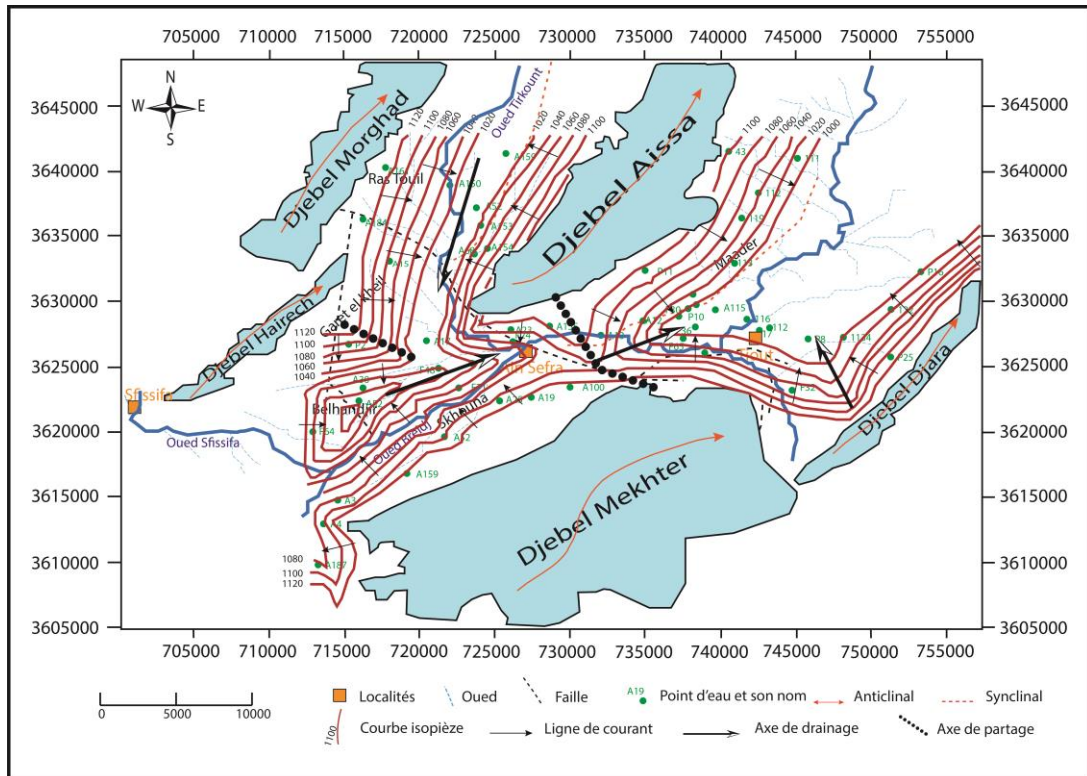
##### **IV.6.1. Piézométrie de la nappe en 2007**

L'examen de la carte piézométrique (Fig.37) élaborée par Mansour en 2007 dans la localité d'Ain Sefra, révèle la convergence de l'écoulement souterrain vers les zones de drainage, selon trois directions principales:

- Un écoulement vers l'Ouest-Sud-Ouest (WSW), se dirigeant vers la cuvette piézométrique de Belhendjir.

- Un écoulement vers l'Est-Nord-Est (ENE), convergeant vers la cuvette piézométrique de Dalaât Tiout.
- Un écoulement vers le Nord-Nord-Est (NNE), dirigé vers le synclinal de Tirkount - Mékalis.

Ces observations, mettent en évidence l'existence de deux lignes de partage des eaux souterraines, résultant des conditions structurales, qui ont entraîné l'étranglement de la cuvette d'Aïn Séfra en gouttières synclinales.



**Figure 37. Carte piézométrique de la nappe du Crétacé inférieur (Mansour H., 2007)**

#### IV.6.2. Piézométrie de la nappe en 2008

La carte piézométrique d'Ain Sefra (Fig.38), établie en 2008 par A. Rahman, révèle les éléments suivants :

Dans la partie nord de la région, l'écoulement des eaux souterraines se manifeste selon deux directions distinctes. Dans la dépression de Tirkount, l'écoulement se fait du Nord-Est vers Sud-Ouest, tandis que dans la zone de Gareit Kheil, l'écoulement prend une direction opposée, du Sud-Ouest vers le Nord-Est. Les lignes de courant indiquent clairement que les eaux drainées proviennent des flancs sud du Djebel Hairech et des flancs nord du Djebel Aissa. Il est important de noter que dans cette zone, la nappe est drainée par l'Oued Tirkount. De plus, une ligne de partage des eaux sépare les synclinaux de Gareit Kheil et de Skhouana.

Quant à la partie Sud de la région, l'écoulement souterrain global se dirige de l'Est vers l'Ouest, avec une dépression piézométrique localisée à Skhouana. Cette dernière est identifiée comme une zone de captage des eaux. Les eaux sont drainées au Nord par le Djebel Aissa et vers le Sud par le Djebel Mekhter. Une ligne de partage des eaux, d'origine structurale, sépare les synclinaux de Gareit Kheil et Benhandjir, correspondant aux appointements triasiques.

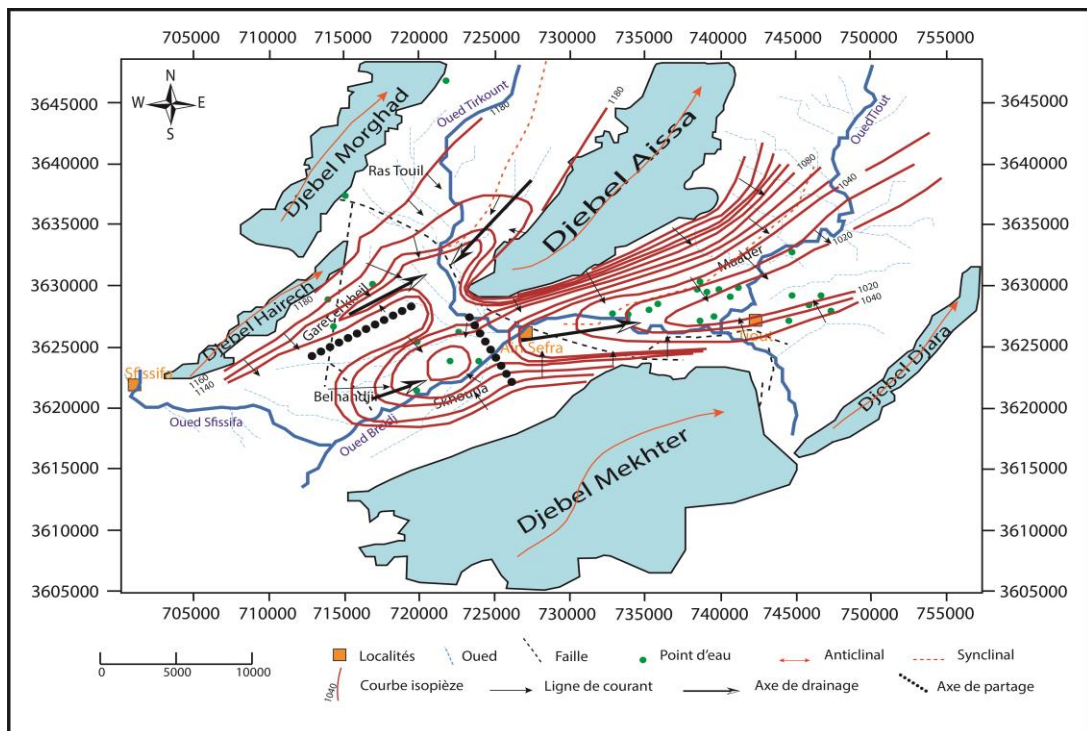


Figure 38. Carte piézométrique (Septembre 2008, Rahmani A.)

### IV.6.3. Piézométrie de la nappe en 2012

La carte piézométrique d'Ain Sefra (Fig.39), élaborée en 2012 par A. Rahman, montre une situation analogue à la carte du 2008, tout en exhibant de nouvelles informations concernant les parties est et sud-ouest de la région en question.

Dans la partie Sud-Ouest, plusieurs observations méritent d'être soulignées. Tout d'abord, un écoulement de la nappe est observé du nord-ouest vers le sud-est, convergeant vers l'Oued Breidj. De plus, au Sud-Ouest, un écoulement se fait vers l'Oued Sfisifa. . En outre, une ligne de partage des eaux d'origine structurale apparaît, correspondant à l'extension de l'anticlinal de Djebel Aissa.

Concernant la partie Est, les eaux souterraines s'écoulent dans une direction nord-est\_sud-ouest. Les lignes de courant indiquent un drainage des eaux du Nord-Ouest de Djebel Aissa et du Sud-Est de Djebel Affezouz. Une dépression piézométrique est observée dans la région de Slih-Maader, et son exutoire n'est autre que les sources de Tiout qui émergent le long de l'oued Tiout.

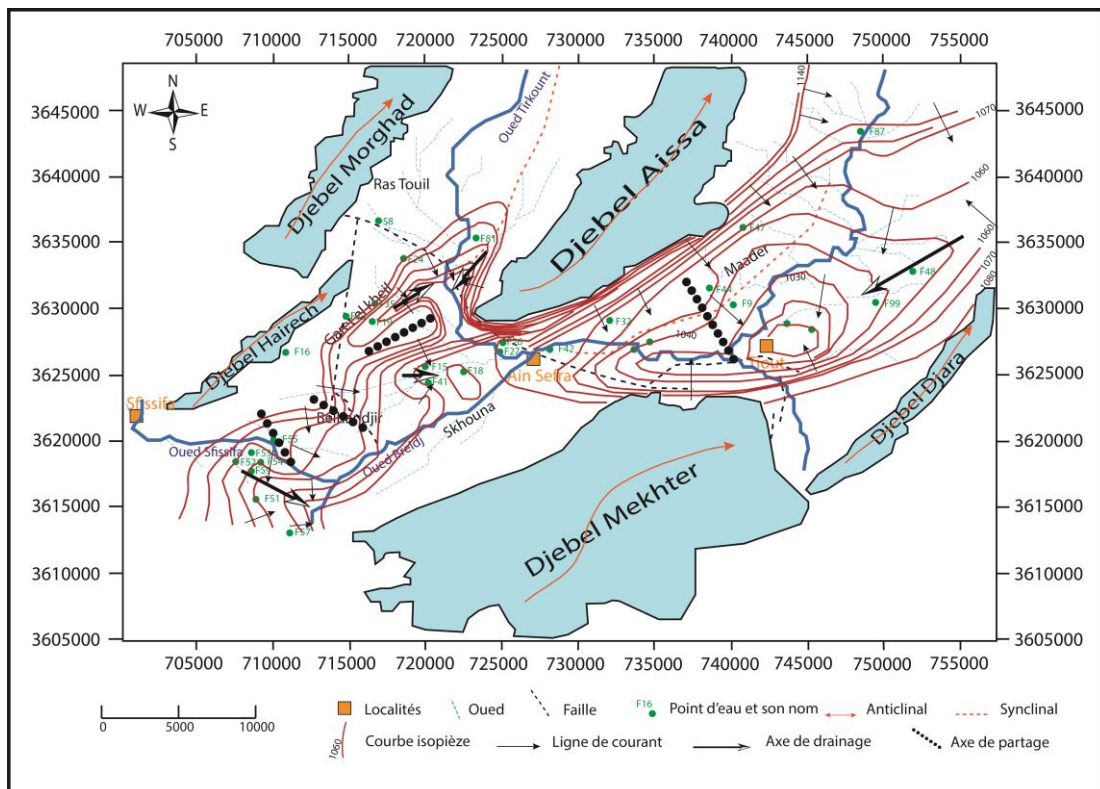


Figure 39. Carte piézométrique (Septembre 2012, Rahmani A.)

#### IV.6.4. Piézométrie de la nappe en 2022

Une campagne piézométrique a été menée au cours du mois de mai 2022 dans la région étudiée. Cette campagne a intéressé trente-sept (37) forages captant les eaux de la nappe du Crétacé inférieur. Le choix des points d'eau est principalement basé sur leur répartition spatiale, afin de réaliser une carte couvrant l'ensemble de la zone d'étude (Fig.40).

L'examen de cette carte illustrée des écoulements souterrains s'effectuant dans le sens des années antérieures (2007,2008 et 2012), ce qui traduit la persistance du même régime d'écoulement.

On peut distinguer quatre grandes zones :

- Une zone **Nord**, où l'écoulement souterrain converge vers la zone de drainage, suivant une direction du nord-est vers sud-ouest (dépression de Tirkount) et du sud-ouest vers le nord-est (Garet El Kheil). En général, la surface piézométrique met en évidence une nappe convergente drainée par l'Oued Tirkount. Cette nappe est alimentée par les reliefs de bordure (formations jurassiques) tels que Djebel Aissa, Djebel Morghad et Djebel Hairech.

La morphologie piézométrique se caractérise par la présence d'un cône de dépression dans cette partie, où les lignes de courants sont convergentes. On observe également des courbes piézométriques très serrées dans la partie Nord-Est, ce qui témoigne d'un fort gradient hydraulique. Les formes topographiques de la région et la prédominance des formations argileuses dans la partie Nord (Tirkount) peuvent être à l'origine du fort gradient. Les courbes isopièzes sont peu espacées dans la partie Sud-Ouest avec un gradient hydraulique très faible, indiquant un écoulement lent lié à la topographie de la région.

On remarque également que la région est caractérisée par une ligne de partage des eaux, séparant les synclinaux de Garet Kheil et de Skhouna, de direction Est-Ouest à partir de l'extrême Sud-Ouest du Djebel Aissa.

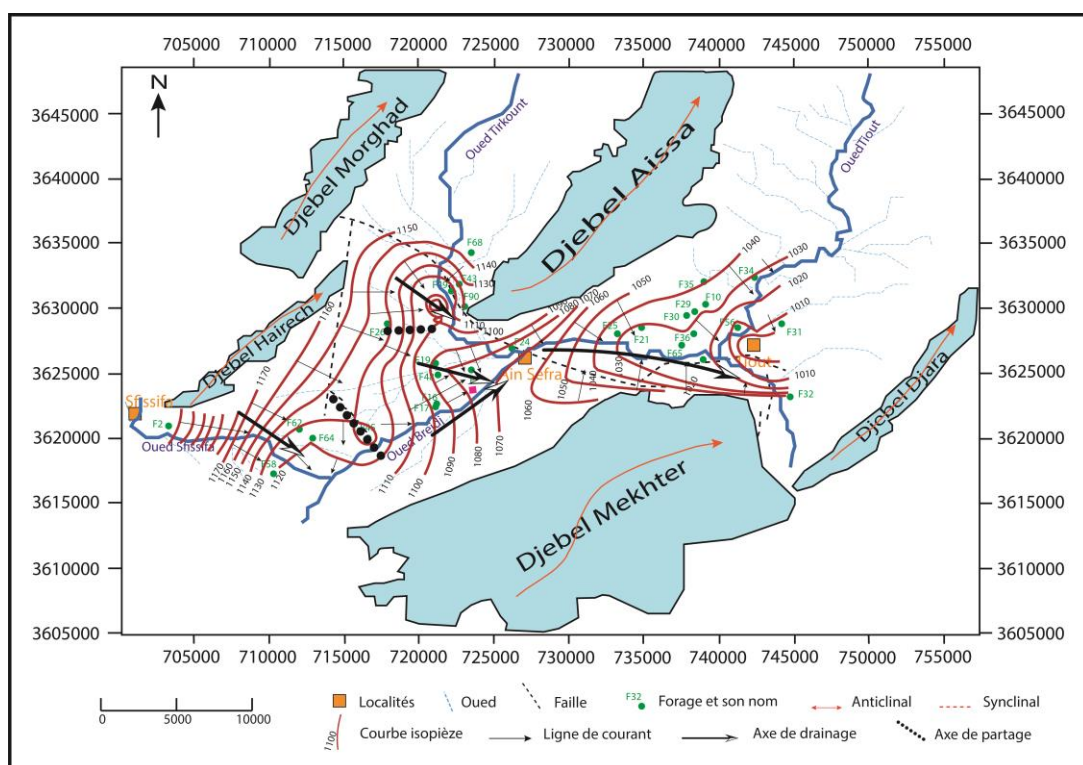
- Une zone **Sud-Ouest**, caractérisée par des isopièzes très rapprochées, indique un gradient hydraulique élevé, originaire de la topographie de la région. L'écoulement dans cette zone, se fait de l'Ouest vers l'Est, de sorte à alimenter l'Oued Sfissifa.

L'alimentation dans cette partie provient principalement, des Djebels Hairech et Bou Amoud.

- Une zone **Centrale** (Belhandjir-Aïn Séfra), caractérisée par la présence de sources (Aïn Skhouna et Djara) dues à l'affleurement de la surface piézométrique dans la région de Belhandjir-Aïn Séfra. L'écoulement souterrain de cette nappe s'effectue de l'Ouest vers l'est, avec une dépression piézométrique au niveau de Skhouna, où les lignes de courants convergent vers l'oued Breidj.

De plus, on observe que la région est également marquée par une ligne de partage des eaux de type structurale dans la zone de Belhandjir, de direction Nord-Ouest Sud-Est. En général, les courbes piézométriques sont espacées, ce qui reflète un faible gradient et une forte perméabilité des formations.

- Une zone **Est**, caractérisée par un écoulement souterrain de direction Sud-Ouest Nord-Est. Les lignes de courant indiquent un drainage dérivant du Nord-Ouest de Djebel Aissa et du Sud-Est de Djebel Affezouz. Dans la région Slih-Maader, on observe une dépression piézométrique avec un exutoire constitué par les sources de Tiout s'écoulant le long de l'oued Tiout.



**Figure 40. Carte piézométrique de la nappe du Crétacé inférieur (Mai 2022)**

#### **IV.7. Conclusion**

L'étude hydrogéologique a permis de définir deux systèmes aquifères multicouches, superposés et distincts par leur caractère lithologique et géométrique. Le premier système, correspond au Jurassique supérieur, constitué de niveaux détritiques hétérogènes, de grès à intercalation d'argile, formant ainsi la nappe profonde.

Le second système est lié au Crétacé inférieur, se compose de grès à dragées de quartz, de grès compacts et fissurés, et des d'argiles rougeâtres. Il est constitué de deux nappes superficielles semi-captives ou libres, la nappe Barrémo-Aptienne et la nappe Albienne.

L'étude géophysique a révélé des valeurs des résistivités mettant en évidence l'alternance de niveaux conducteurs et résistants. Ces derniers sont corrélés aux formations gréseuses et argileuses, constituant le système aquifère. Cette étude a également permis d'identifier la structure synclinale en cuvette, des formations géologiques plissées et affectées par des accidents tectoniques.

L'analyse des paramètres hydrodynamiques a dévoilé une variation des valeurs de transmissivité allant de  $5.10^{-5}$  m<sup>2</sup>/s pour les formations argileuses à  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s pour les formations gréseuses fissurées à. Quant aux valeurs du coefficient d'emmagasinement, ces dernières varient de  $6,8.10^{-3}$  à  $1,01.10^{-1}$ .

L'examen des cartes piézométriques des années 2007, 2008, 2012 et 2022 montre la persistance d'un même régime d'écoulement souterrain. Dans la dépression de Tirkount, la surface piézométrique met en évidence une nappe convergente drainée par l'Oued Tirkount, alimentée par les reliefs jurassiques de bordure. Le gradient hydraulique élevé est lié à la topographie de la région et à la prédominance des formations argileuses. À Sfissifa, l'écoulement se fait de l'ouest vers l'est, et la nappe alimente l'oued Sfissifa à partir des reliefs de bordure. Dans la partie centrale de Belhandjir à Aïn Séfra, l'écoulement souterrain s'effectue de l'Ouest vers l'Est, avec une dépression piézométrique au niveau de Skhouana, où les lignes de courants convergent vers l'oued Breidj.

De la région d'Aïn Séfra à Maader, l'écoulement souterrain se dirige du Sud-Ouest au Nord-Est, avec une dépression piézométrique dans la région de Slih-Maader drainée par les sources de Tiout.

## CHAPITRE V

# **Analyse morpho-structurale**

## **V.1. Introduction**

L'étude morpho-structurale est une approche qui permet de mettre en évidence les relations entre le relief du terrain et les caractéristiques lithologiques et structurales du substratum. Cette discipline a été largement développée ces derniers temps, surtout dans l'industrie pétrolière, comme en témoignent les travaux de [Griboulard \(1983\)](#) et [Deffontaines \(1990\)](#).

Les objectifs de l'analyse morphostructurale sont de comprendre les processus géologiques qui ont façonné les formes et les structures géologiques et d'identifier les relations entre la morphologie (reliefs, vallées, montagnes, etc.) et les structures géologiques (failles, plis, intrusions magmatiques, etc.).

Ces objectifs nécessitent l'utilisation de techniques basées sur une combinaison de l'analyse morpho-structurale et d'un ensemble varié de sources de données telles que des cartes géologiques, des cartes topographiques, des photographies aériennes, des images satellites et des modèles numériques de terrain (MNT). Ces données seront traitées à l'aide de techniques de télédétection et d'interprétation visuelle afin d'étudier et de comprendre les relations complexes entre les caractéristiques de déformation (fractures anciennes ou récentes) et les formes de relief observées.

Dans cette étude, nous nous focaliserons spécifiquement sur le bassin d'Ain Sefra comme zone d'étude. Nous mobiliserons divers techniques de télédétection et de SIG, notamment l'analyse des cartes géologiques et topographiques, l'utilisation de modèles numériques de terrain (MNT) et l'interprétation des images satellitaires. Ces approches nous permettront d'analyser en détail les paramètres morphométriques et morphostructuraux de la région.

Ce chapitre est donc structuré en deux parties principales : la première partie traite les caractéristiques morphométriques, tandis que la seconde se concentre sur une analyse approfondie des caractéristiques structurales.

## **V.2. Analyse morphométrique**

La présente étude consiste à définir les aspects morphométriques du bassin versant d'Ain Sefra et de ses sous-bassins, afin d'acquérir une connaissance approfondie des facteurs impactant son fonctionnement hydrologique. Pour ce faire, notre recherche s'appuie sur une méthodologie basée sur l'analyse d'un modèle numérique de terrain (MNT) issu du site de la compagnie Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar (ALOS PALSAR).

Il s'agit d'un MNT avec 12,5 m de résolution spatiale. Cette image a été traitée dans le logiciel ArcGIS afin de ressortir les paramètres morphométriques du bassin. L'analyse de ces caractéristiques repose principalement sur l'identification d'indices géométriques et physiques, tels que les indices de forme, de relief et de réseau hydrographique (Fig.41).

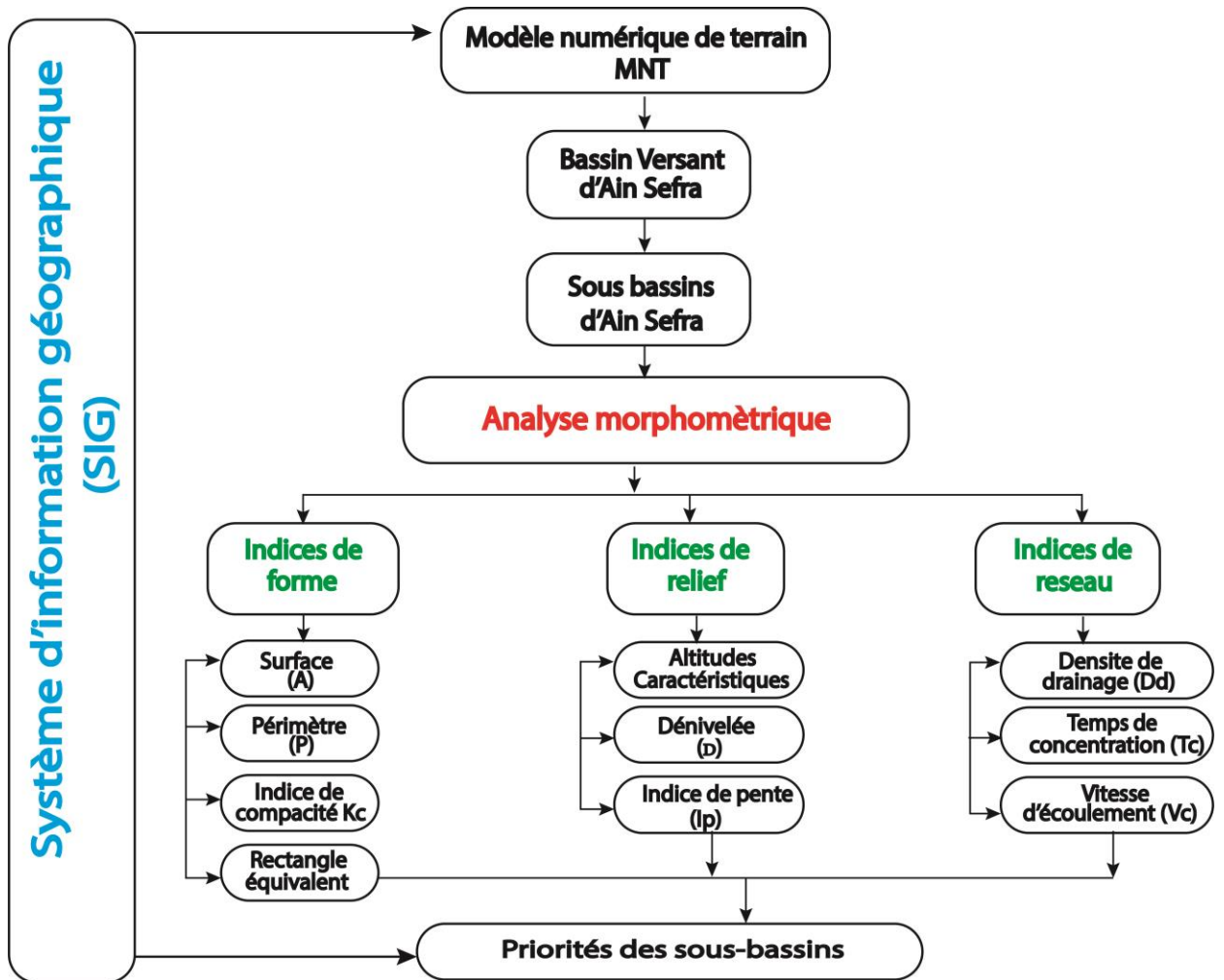


Figure 41. Méthodologie d'analyse morphométrique du bassin versant

Le bassin hydrologique d'Ain Sefra fait partie du vaste bassin d'oued Namous et se compose de trois sous-bassins versants : oued Breidj, oued Tirkount et oued Tiout (Fig.42).

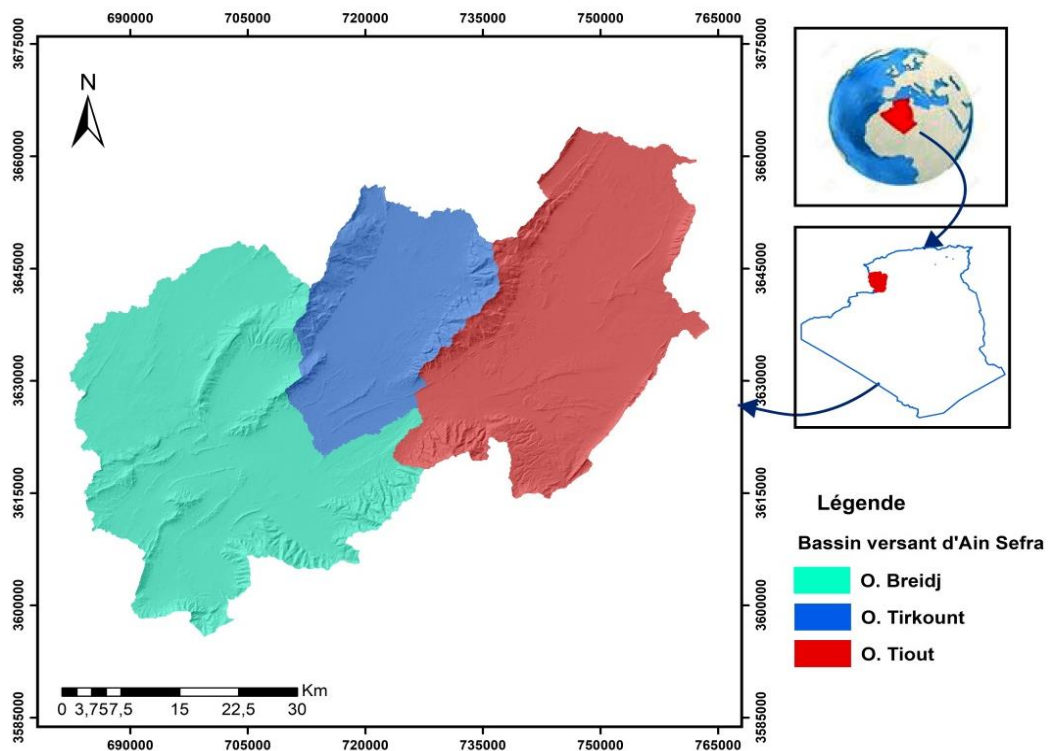


Figure 42. Carte des sous-bassins

Le comportement hydrologique de ce bassin versant est matérialisé par les indices morphométriques suivants :

### V.2.1. Indices de forme

**V.2.1.1. La surface du bassin versant**, également appelée surface drainante, correspond à l'aire géographique qui reçoit les précipitations et alimente les cours d'eau. Elle est généralement exprimée en km<sup>2</sup>.

**V.2.1.2. Le périmètre du bassin** correspond à la longueur de sa ligne de contour, généralement mesurée en km.

**V.2.1.3. L'indice de compacité de Gravelius (1914)**, qui représente le rapport entre le périmètre du bassin versant (P) et le périmètre d'un cercle ayant la même superficie. Il est exprimé par la formule suivante (Roche, 1963) :

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

$K_c$  : Indice de compacité de Gravelius, A : Surface du bassin versant (km<sup>2</sup>),

P : Périmètre du bassin (km).

Si :  $K_c < 1$  : Bassin versant de forme circulaire,  $K_c = 1,12$  : Bassin versant a une forme d'un carré,  $K_c > 1,12$  : Bassin versant allongé.

**V.2.1.4. Le rectangle équivalent**, également connu sous le nom de rectangle de Gravelius, est un concept géométrique qui représente une transformation du bassin versant. Cette transformation implique une conversion en une forme rectangulaire tout en préservant la superficie, le périmètre, l'indice de compacité et la répartition hypsométrique d'origine. Les dimensions du rectangle équivalent, sa longueur et sa largeur, sont déterminées à partir de l'indice de compacité en utilisant l'expression suivante :

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

L : Longueur du rectangle équivalent en Km,  $K_c$  : Indice de compacité

A : Superficie du B.V en Km<sup>2</sup>

La largeur de rectangle équivalent est donnée par la relation suivante :  $l = A/L$

A : Surface du rectangle équivalent ainsi que du B.V (Km<sup>2</sup>), L : Longueur du rectangle équivalent en Km, l : Largeur du rectangle équivalent en Km.

**Tableau 19. Indices de forme du bassin versant d'Ain Sefra et ses sous bassins**

Indices de forme	Unité	Sous bassins			Bassin versant d'Ain Sefra
		Oued Breidj	Oued Tirkount	Oued Tiout	
Superficie	Km <sup>2</sup>	1321	574	1047	2942
Périmètre	Km	204	102	157	310
$K_c$		1,57	1,19	1,36	1,6
L (Km)		88	34	52	133
l (Km)		15	17	20	22

Les résultats de l'analyse morphométrique du bassin versant d'Ain Sefra ([Tableau 19](#)) montrent que les valeurs de l'indice de compacité  $K_G$  sont supérieures à 1,12, ce qui traduit la forme allongée du bassin. De plus, les dimensions du rectangle équivalent pour le bassin sont respectivement de 133 km pour la longueur et de 22 km pour la largeur. Ainsi, la longueur est six fois plus grande que la largeur. Ceci confirme la forme allongée du bassin.

## V.2.2. Indices de relief

**V.2.2.1. Hypsométrie du bassin versant :** Les courbes hypsométriques illustrent la répartition des altitudes en fonction du cumul de leurs surfaces topographiques. Ces courbes fournissent une perspective générale sur la pente du bassin versant.

Les altitudes dans le bassin versant d'Ain Sefra vont de 984 m à 2276 m (Fig.43) et sont répartis par tranche (Tableau 20).

**Tableau 20. Répartition des surfaces suivant les tranches d'altitudes du B.V. d'Ain Sefra**

Classe d'altitude (m)	Surface partielle (km <sup>2</sup> )	Surface partielle (%)	Surface cumulée (km <sup>2</sup> )	Surface cumulée (%)
<b>2200-2276</b>	0,36	0,01	0,36	0,01
<b>2100-2200</b>	3,70	0,13	4,06	0,14
<b>2000-2100</b>	14,42	0,49	18,47	0,63
<b>1900-2000</b>	31,26	1,06	49,73	1,69
<b>1800-1900</b>	43,07	1,46	92,80	3,15
<b>1700-1800</b>	64,48	2,19	157,28	5,35
<b>1600-1700</b>	94,54	3,21	251,82	8,56
<b>1500-1600</b>	140,71	4,78	392,53	13,34
<b>1400-1500</b>	351,39	11,94	743,92	25,29
<b>1300-1400</b>	762,29	25,91	1506,21	51,20
<b>1200-1300</b>	740,01	25,15	2246,23	76,36
<b>1100-1200</b>	574,25	19,52	2820,48	95,88
<b>984-1100</b>	121,34	4,12	2941,82	100,00
	<b>2941,82</b>	<b>100</b>		

Le bassin d'Ain Sefra montre une courbe décroissante (Fig.44). En effet, l'intégrale hypsométrique est de l'ordre de 0,47 pour l'ensemble du bassin et ses sous-bassins. Cette valeur indique que le bassin est mature et qu'il présente des processus d'érosion avancés.

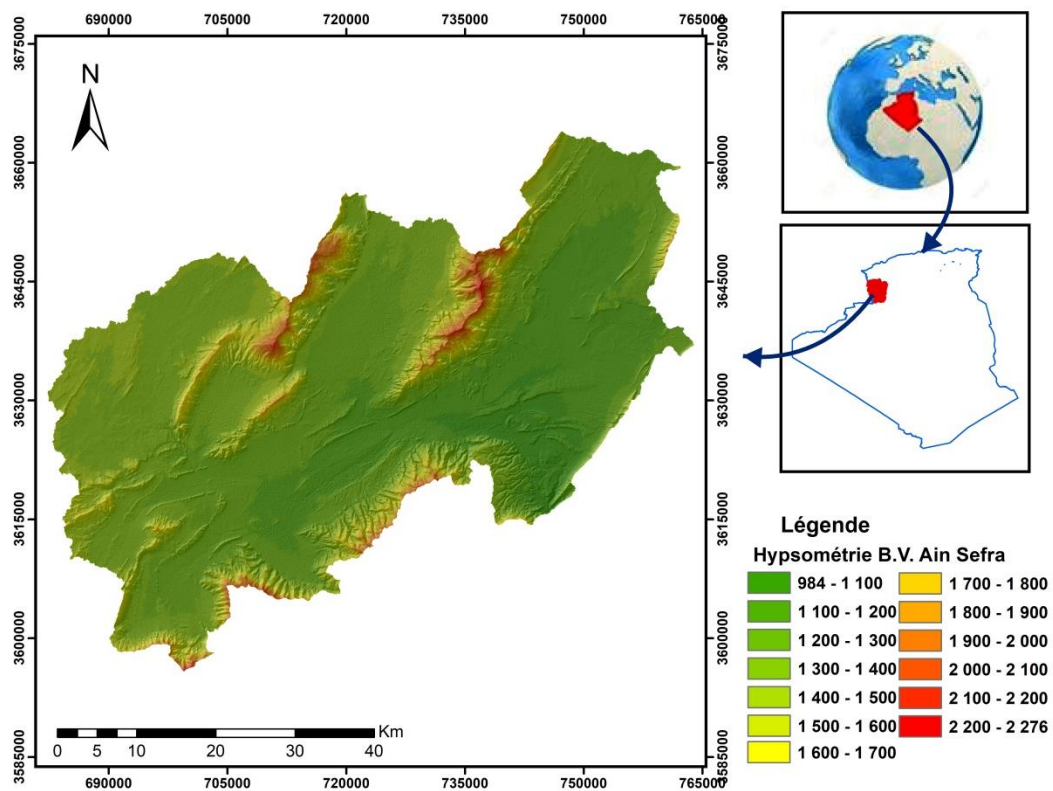


Figure 43. Carte hypsométrique du bassin versant d'Aïn Sefra

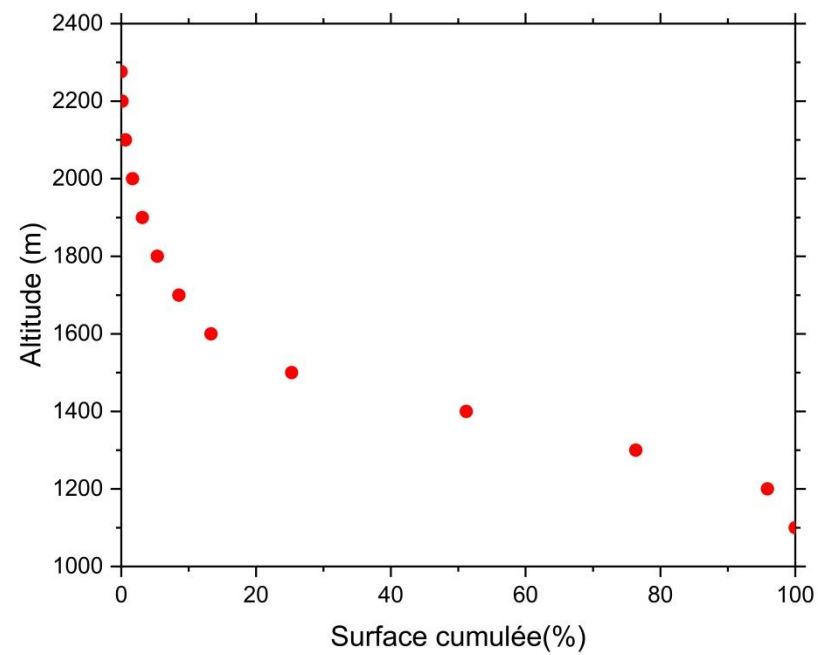


Figure 44. Courbe hypsométrique du sous bassin versant d'Aïn Sefra

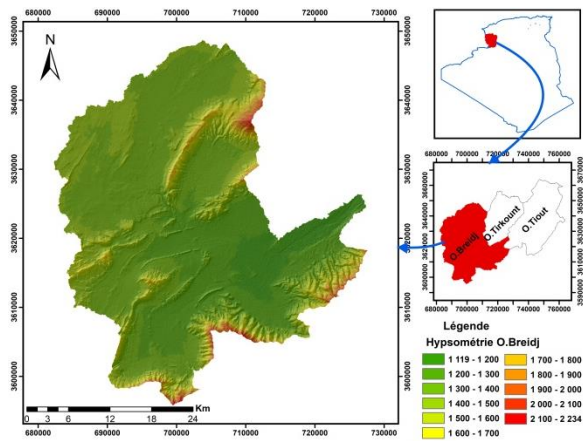


Figure 45. Carte et Courbe hypsométrique du sous bassin versant d'Oued Breidj

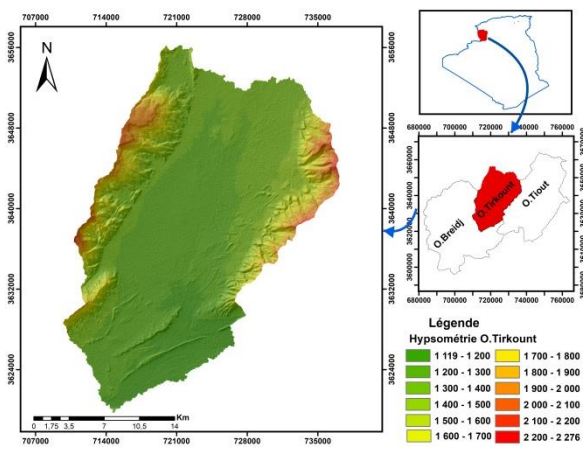
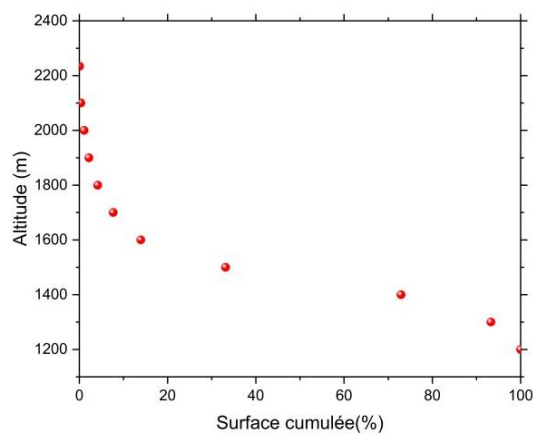


Figure 46. Carte et Courbe hypsométrique du sous bassin versant d'Oued Tirkount

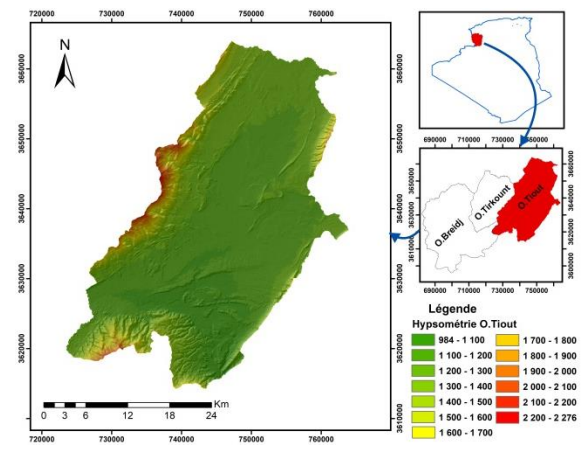
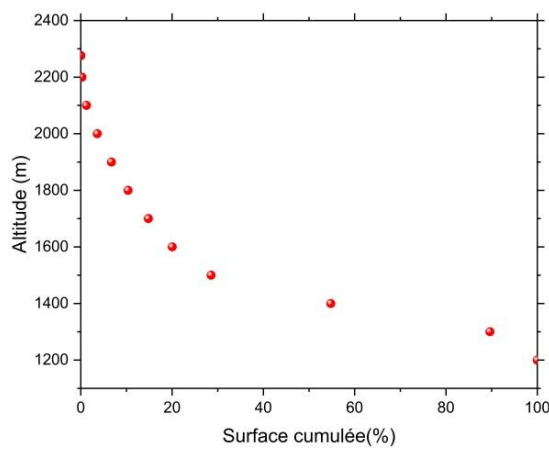
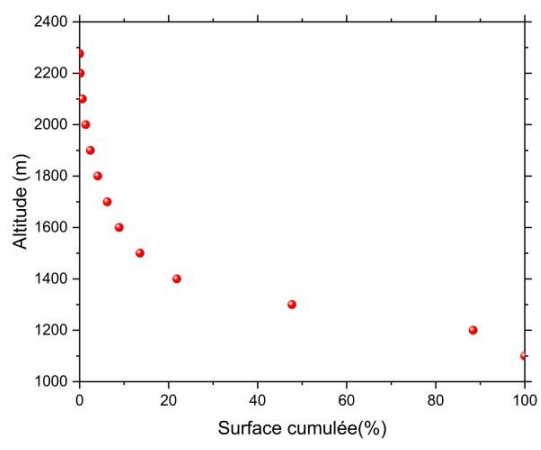


Figure 47. Carte et Courbe hypsométrique du sous bassin versant d'Oued Tiout



Les courbes hypsométriques (Fig.43, 44, 45, 46 et 47) fournissent une description détaillée des altitudes du bassin et de ses sous-bassins. Ces courbes permettent d'extraire plusieurs caractéristiques du relief (Tableau 21). Il s'agit notamment de :

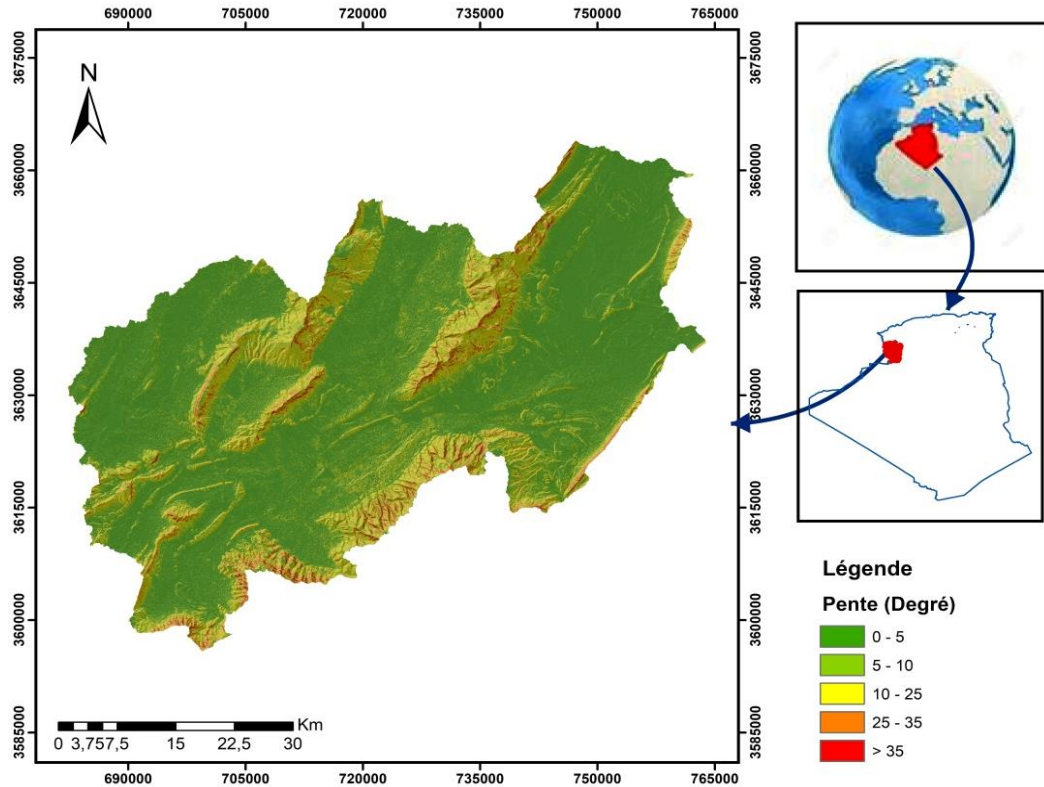
- L'altitude minimale (**H<sub>min</sub>**) et l'altitude maximale (**H<sub>max</sub>**) qui représentent les altitudes les plus basses et les plus élevées respectivement,
- L'altitude médiane (**H50%**) est définie comme l'altitude à laquelle la surface du bassin est divisée en deux parties égales,
- L'altitude moyenne (**H<sub>moy</sub>**), représente la valeur moyenne des altitudes dans le bassin,
- Les altitudes correspondant à 5% (**H5%**) et 95% (**H95%**) de la surface permettent d'évaluer les niveaux extrêmes du relief,

**V.2.2.2. Dénivelé (D)** est déterminé en soustrayant l'altitude correspondant à 95% de la surface (H95%) de l'altitude correspondant à 5% de la surface (H5%),

**V.2.2.3. L'indice de pente (I<sub>g</sub>).**

**Tableau 21. Caractéristiques du relief du bassin versant d'Ain Sefra**

Altitudes Caractéristiques	Unité	Symbol es	Valeurs			
			Oued Breidj	Oued Tirkount	Oued Tiout	Total Bassin
Altitude maximale	m	H <sub>max</sub>	2234	2276	2276	2276
Altitude minimale	m	H <sub>min</sub>	1119	1119	984	984
Altitude moyenne	m	H <sub>moy</sub>	1430	1380	1260	1380
Altitude médiane	m	H <sub>1/2</sub> (H50%)	1460	1420	1300	1400
Altitude du 5% de la surface	m	H5%	1760	1940	1740	1800
Altitude du 95% de la surface	m	H95%	1280	1260	1150	1200
Dénivelée simple (m)	m	D	480	680	590	600
Indice de pente globale	m/km	I <sub>g</sub>	5,45	20	11,35	4,51
Dénivelée spécifique	m	D <sub>s</sub>	198,11 (Relief assez fort)	479,20 (Relief fort)	367,28 (Relief fort)	244,62 (Relief assez fort)



**Figure 48. Carte de pente du bassin versant d'Ain Sefra**

Le relief étudié à travers la carte des pentes (Fig.48) permet de classer les bassins dans les classes R5 (relief assez fort) et R6 (relief fort).

Le tableau 22 présenté ci-dessous, résultant de la carte des pentes, met en évidence le partage du bassin versant en trois grandes zones :

- Zone à très faible pente (moins de 5%) représentant 57,90 % de la surface du bassin ;
- Zone à pente moyenne (de 5 à 25 %) soit 37,37 % de la surface du bassin ;
- Zone à forte pente (plus de 25%) occupant 4,73 % de la surface du bassin.

**Tableau 22. Répartition des classes de pentes du bassin versant d'Ain Sefra**

Classe de pente	Surface partielle (km <sup>2</sup> )	Surface cumulée (%)
>35	23,16	0,79
25-35	115,93	3,94
10-25	541,08	18,39
5-10	558,32	18,98
0-5	1703,33	57,90
	<b>2941,82</b>	<b>100</b>

### V.2.3. Indices de réseau hydrographique

**V.2.3.1. Densité de drainage ( $D_d$ )** représente la longueur totale du réseau de drainage en fonction de l'unité de surface d'un bassin versant (Horton, 1945). Elle est influencée par divers facteurs, notamment la géologie du terrain, la capacité d'infiltration du sol, les conditions climatiques et le couvert végétal (Humbert, 1990).

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{A}$$

$D_d$  : densité de drainage en (km/km<sup>2</sup>) ;  $L_i$  : Somme des longueurs de tous les thalwegs y compris le talweg principal (km);  $A$  : Superficie du bassin versant (km<sup>2</sup>).

**V.2.3.2. Temps de concentration** se réfère à la durée requise pour que la première goutte de pluie tombée au point le plus éloigné d'un bassin versant pour atteindre son exutoire. Pour calculer ce paramètre, nous avons utilisé la formule de GIONDOTTI :

$$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1,5L_p}{0,8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$$

$T_c$  : Temps de concentration ;  $A$  : superficie du bassin (km<sup>2</sup>) ;  $L_p$  : longueur du talweg principal (km);  $H_{moy}$  : Attitude moyenne ;  $H_{min}$  : Altitude minimale.

**V.2.3.3. Vitesse d'écoulement ( $V_e$ )** : Elle est définie par la formule suivante :

$$V_e = \frac{L_p}{T_c}$$

Où :  $V_e$  : Vitesse d'écoulement de l'eau en m/s ;  $L_p$ : Longueur du talweg principal (m) ;  
 $T_c$  : Temps de concentration (heures)

**Tableau 23. Caractéristiques du réseau hydrographique du bassin versant d'Ain Sefra**

Caractéristiques	Unité	Symboles	Valeurs		
			O. Breidj	O. Tirkount	O. Tiout
Somme des longueurs de tous les thalwegs y compris le talweg principal	km	$L_i$	1880	710	1456
Longueur du talweg principal	km	$L_p$	60,76	35,57	35,12
Densité de drainage	km/km <sup>2</sup>	$D_d$	1,42	1,24	1,39
Temps de concentration	heures	$T_c$	17	11:40	14
Vitesse d'écoulement d'eau	m/s	$V_e$	1	0,87	0,71

### **V.3. Analyse structurale**

La présente partie vise à évaluer les effets de la tectonique sur la morphologie de la région étudiée et sur les caractéristiques du système aquifère existant. Pour cela, nous avons procédé à l'analyse des anomalies du réseau hydrographique et sur l'analyse des linéaments à partir des cartes géologiques, topographiques, images satellites et du modèle numérique de terrain, comparées aux interprétations sondages électriques réalisés par la Compagnie Générale de Géophysique (CGG 1974) dans la région d'Ain Safra, ainsi que sur la relecture et la réinterprétation des travaux existants.

#### **V.3.1. Extraction des linéaments**

À la surface de la terre, les linéaments apparaissent comme des discontinuités dans le relief ou dans la couverture du sol. Ils sont généralement causés par des cassures et des failles dans la structure du socle rocheux. Ces linéaments sont associés généralement à des failles, des fractures, des axes de plissements et des contacts lithologiques.

Plusieurs études menées dans différents contextes géologiques ont montré que ces structures linéaires sont des indicateurs fiables pour l'exploration des eaux souterraines (J-P. Faillat 1986 ; M. Magowe et al. 1999; V. T. Tam et al., 2004).

La cartographie des linéaments représente une approche très efficace dans la cartographie géologique et la recherche des ressources souterraines dans les régions fracturées. Ces régions, fonctionnant à la fois comme drains et réservoirs. Les réseaux de fractures constituent les principaux chemins d'écoulements des eaux souterrains.

L'étude de la fracturation repose largement sur la télédétection. En effet, le traitement des données satellitaires est indispensable à l'évaluation des ressources naturelles et à la cartographie de surface (Lloyd 1999; Jackson 2002; Krishnamurthy et al. 2007).

Dans le but d'avoir une bonne connaissance de l'état de fonctionnement du système aquifère dans la zone d'étude, l'application de la cartographie des linéaments basée sur des images satellites (Sentinel-2, AlosPalsar) est d'un grand intérêt. Cette démarche nécessite l'utilisation de différentes techniques de traitement d'images.

#### **V.3.2. Anomalie de drainage**

L'étude des anomalies de drainage représente un paramètre essentiel pour l'analyse morpho-structurale. On définit les anomalies hydrographiques comme des déviations locales du réseau

hydrographique régional et/ou de son modèle de ruissellement, en accord avec la structure géologique régionale et/ou topographique (Howard, 1967).

La présence d'une anomalie de drainage souligne un écart entre l'écoulement gravitaire (du point le plus haut vers le plus bas) et la réalité observée sur le terrain. Les drains dont l'écoulement ne suit pas la grande pente du terrain peuvent être considérés comme anormaux, indiquant des hétérogénéités sédimentaires ou structurales, voire une possible néotectonique (Deffontaines, 1990).

### V.3.3. Matériels et méthodologie

#### V.3.3.1. Matériels

Dans ce présent travail, la base de données utilisées pour l'extraction des linéaments sont de plusieurs types :

1. **Données satellitaires :** Les données satellitaires sont constituées d'images satellitaires optiques du capteur Sentinel-2 de l'Agence spatiale européenne (ESA), elles ont été acquises le 06 février 2024 et 21 février 2024 depuis le site web du Copernicus Open Access Hub (<https://scihub.copernicus.eu/>). Ces données ont un niveau de traitement Level-1C, c'est-à-dire corrigées des distorsions géométriques. Le capteur Sentinel-2 est équipé d'un imageur multispectral (MSI) à large bande et à haute résolution spatiale. Il enregistre des images dans 13 bandes spectrales dans les domaines du visible et de l'infrarouge, allant de 10 à 60 mètres de résolution spatiale. 4 bandes (VNIR) sont utilisées pour cette étude, avec une résolution spatiale de 10 m, il s'agit donc de: B2 (bleu), B3 (vert), B4 (rouge), B8 (proche infrarouge). En ce qui concerne les images radar du capteur PALSAR (Phased Array L-band Synthetic Aperture Radar) du satellite japonais ALOS, une image ont été acquise le 17 juillet 2023 avec une résolution de 12,5 dans la bande L ( $\lambda = 20$  cm) et en polarisation HH.

#### 2. Données Géo scientifique :

- **Données géologiques :** Extraite de la carte géologique de la région d'Ain Sefra, (Galmier, 1972) à l'échelle 1:100 000, la carte géologique de la région d'Ain Sefra-Mechria (Vachakidze, 1934) à l'échelle 1:200 000 et de la carte géologique de la région d'Ain Sefra, (ANRH, 2008) à l'échelle 1:200 000.

- **Données topographiques :** Deux cartes topographiques sont utilisées. La carte topographique d'Ain Sefra, réalisée par l'Institut Géographique National en 1957

à l'échelle 1:100 000 et la carte topographique d'Ain Sefra, réalisée par l'Institut Géographique National en 1966, à l'échelle 1:200 000.

- **Données hydrographiques :** Elles sont représentées par deux cartes du réseau hydrographique d'Ain Sefra, (ANRH, 2008 et 2009) aux échelles 1:200 000 et 1:500 000.

### 3. Logiciels :

- Le traitement des images a été exécuté à l'aide du logiciel ENVI 5.6, un outil complet de visualisation et de traitement d'images issues de la télédétection, ainsi que du logiciel SIG (ArcGis® version 10.8).

- Le traitement statistique du réseau de fractures a été réalisé à l'aide du logiciel ROCKWORKS 16, un outil de traitement et de modélisation des données Géo-scientifiques.

#### V.3.3.2. Méthodologie pour le traitement des données

L'organigramme (Fig.49) ci-dessous illustre les différentes opérations de traitement effectuées pour extraire les linéaments.

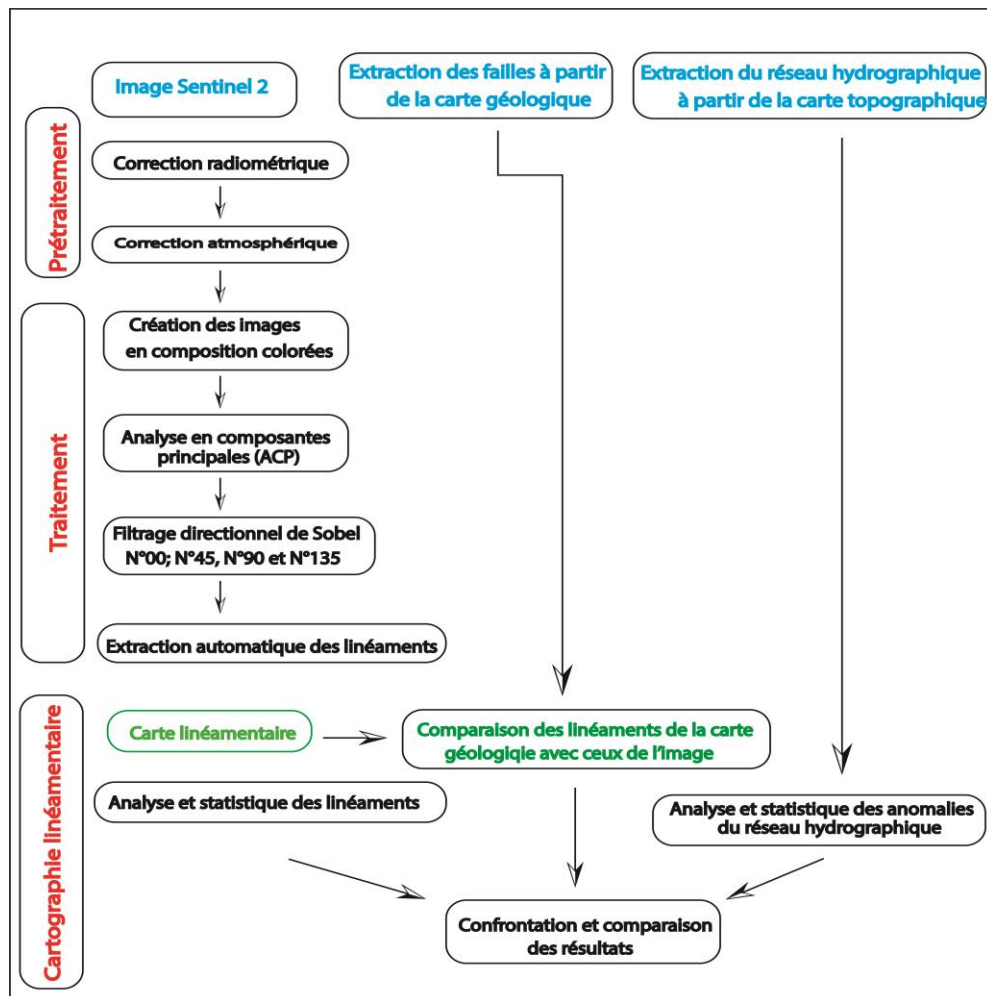


Figure 49. Organigramme de la méthodologie de travail

### **V.3.3.2.1. Transformation et prétraitement des images Sentinel-2**

Les images de télédétection à l'état brut contiennent des erreurs liées aux capteurs. Pour garantir la bonne qualité des données d'imagerie satellite et de maximiser leur utilisation potentielle, le prétraitement des images est une étape indispensable. Ce processus comprend des corrections radiométriques et atmosphériques pour éliminer les influences des particules atmosphériques perturbatrices des images. Pour notre étude, une fois que l'image optique de Sentinel-2 a été bien géo-référencée, nous avons procédé à des traitements radiométriques.

### **V.3.3.2.2. Traitement numérique des images Sentinel-2**

#### **V.3.3.2.2.1. Visualisation en niveau de gris**

C'est une étape très importante qui sert à visualiser les images en niveau de gris et de créer une base de données des formations et de leurs signatures spectrales. Cette étape a été réalisée à l'aide d'une carte géologique. Une fois les formations localisées sur cette carte, une superposition avec les différentes bandes est nécessaire pour extraire les formations géologiques associées aux structures et réseaux linéaires présents sur les cartes géologique et topographique.

#### **V.3.3.2.2.2. Analyse en composante principale (ACP) des images satellitaires**

L'analyse en composante principale est une technique statistique avancée fréquemment employée en géologie structurale pour extraire et analyser les caractéristiques essentielles des données multidimensionnelles, tout en réduisant leur redondance. Elle consiste à transformer les données initiales à un groupe de variables orthogonales, appelée composante principale, classées par ordre d'importance selon de la variance expliquée. Cette approche permet une simplification efficace des données, tout en conservant les informations géologiques essentielles.

Dans le cas des images Sentinel-2, l'ACP est appliquée principalement aux bandes spectrales ayant une résolution spatiale de 10 mètres (bandes 2, 3, 4 et 8). Ces bandes, qui couvrent le spectre visible et le proche infrarouge, sont particulièrement bien adaptées à l'analyse des surfaces terrestres et offrent une résolution suffisante pour distinguer les structures géologiques à moyenne échelle. L'application de l'ACP à ces bandes réduit la complexité des données spectrales, tout en mettant en évidence les discontinuités lithologiques, les failles et autres structures géologiques.

Cette méthode appliquée aux images Sentinel-2 offre une combinaison puissante de haute résolution spatiale et de profondeur spectrale, permettant une cartographie structurale détaillée et fiable. Elle permet notamment d'identifier et de caractériser les linéaments tels que les failles, souvent cruciales pour comprendre les processus tectoniques régionaux et évaluer le potentiel hydrogéologique de la zone d'Ain Safra.

#### **V.3.3.2.2.3. Les filtres directionnels**

Le but de l'utilisation des filtres directionnels est de trouver la méthode la plus efficace pour déterminer les linéaments correspondant à des discontinuités lithologiques ou structurales dans les images. Ces filtres optimisent les performances du linéament en créant un effet d'ombre optique adapté à l'image, donnant l'impression qu'elle est éclairée par une lumière rasante (Marion, 1987). Le logiciel Envi est un outil de traitement, souvent utilisé en géologie structurale, il permet d'identifier les linéaments structuraux par rupture radiométrique.

#### **V.3.4. Cartographie linéamentaire**

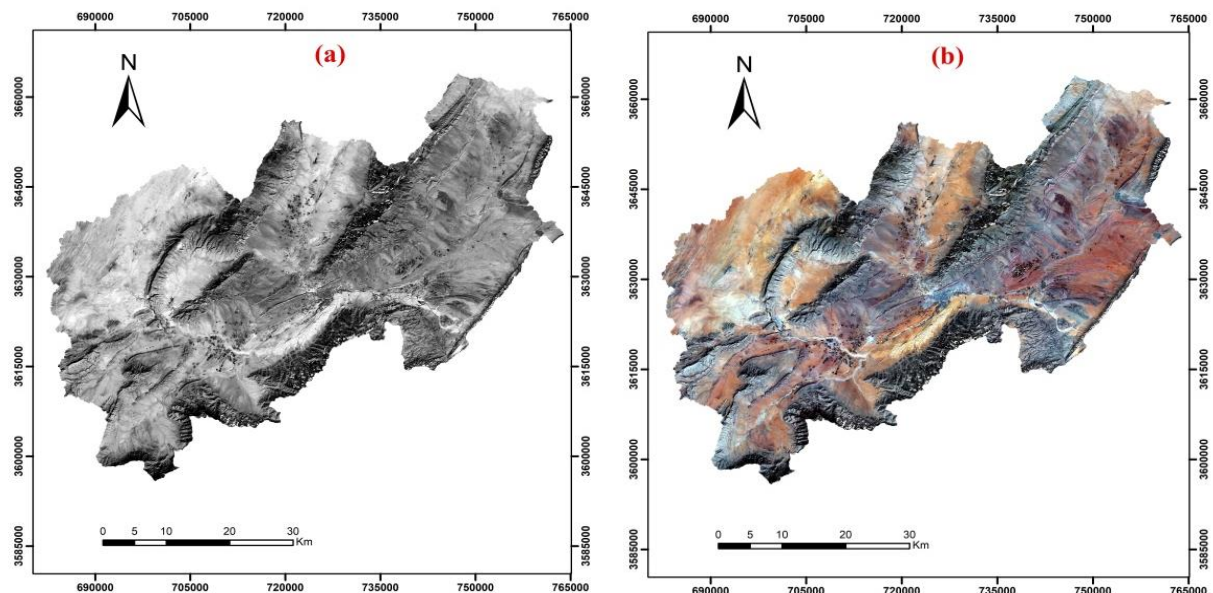
Après la phase de traitement par les filtres directionnels, les images sont importées dans le logiciel ArcGis pour dresser la carte linéamentaire et créer une base de données. La première composante principale traitée par le filtre directionnel montre les discontinuités les plus importantes de l'image, où elle peut être utilisée pour identifier les linéaments tracés comme des failles et dessiner une carte structurale sur ArcGis.

Pour l'analyse des structures linéaires, on utilise des diagrammes appelés rosaces directionnelles, souvent utilisés en géologie pour visualiser l'agencement spatiale des linéaments. Un programme utilisé dans Rockworks, pour dessiner automatiquement ces rosaces à partir d'une couche vectorielle dans un fichier ArcGis.

Après l'extraction des linéaments, l'analyse statistique met en évidence les principales directions. La région d'Ain-Sefra a connu plusieurs épisodes tectoniques qui ont contribué à sa structuration, ce qui engendre un grand nombre de linéaments. L'analyse des images satellites révèle des linéaments qui illustrent cette fracturation.

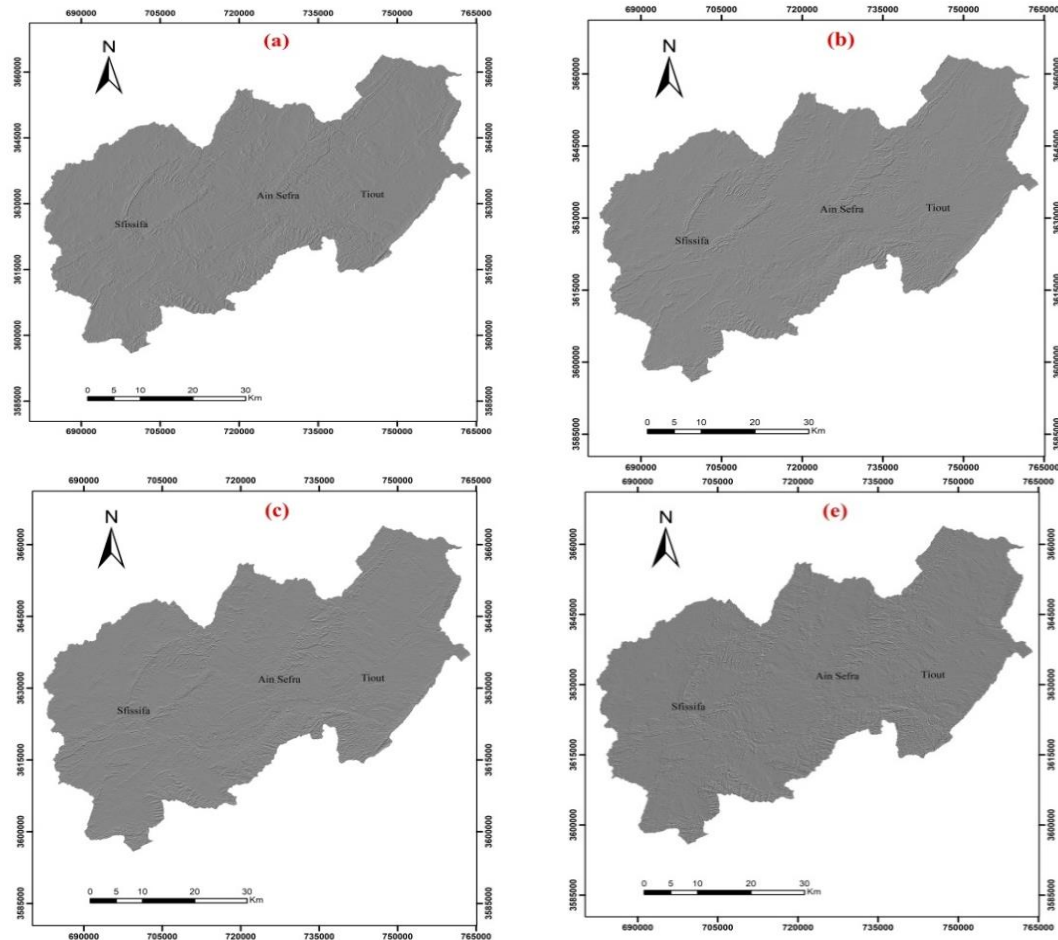
### V.3.4.1. Extraction des linéaments

La première composante principale (PC1) capte 90% de la variance globale (Fig.50a). Cette composante contient le maximum d'information (les linéaments qui sont plus visibles dans l'ACP1 que dans l'image brute). Les composantes CP2 et CP3, contiennent également des informations plus subtiles qui ne doivent pas être négligées, et qui sont essentielles pour l'analyse des linéaments géologiques. Ces composantes nous permettent de différencier des structures spécifiques, telles que d'autres linéaments secondaires, souvent invisibles sur les images brutes. Lorsqu'elles sont visualisées en mode RVB (rouge, vert et bleu), les composantes CP1, CP2 et CP3 révèlent des contrastes clairs, ce qui rend l'interprétation géologique plus aisée (Fig.50b).



**Figure 50. a) Composante principale 1 PC1 b) Combinaison de couleurs par analyse en ACP**

Pour nos données ACP sur le sentinel-2, la majeure partie de l'information (au moins 90%) se trouve dans CP1, raison pour la quel, nous avons choisi l'application du filtrage à cette première composante principale. Pour simplifier l'extraction des linéaments, des filtres directionnels Sobel avec une fenêtre de 5×5 sont appliqués à l'image CP1 issue de l'analyse en composante principale de l'image optique de Sentinel-2. Ces filtres mettent en évidence les variations spectrales alignées dans chaque direction, permettant de discerner les structures orientées à partir des images filtrées dans les directions N00°, N45°, N90° et N135°. Par conséquent, les linéaments sont extraits automatiquement à partir de ces images filtrées (Fig.51).



**Figure 51. Filtres directionnels de Sobel à 00°, 45°, 90° et 135°**

L'analyse de l'image satellite Sentinel-2 a permis de cartographier 591 linéaments (Fig.52), totalisant une longueur d'environ 4011 km. Ces structures varient de 0,46 à 81,21 km de long, avec une moyenne de 6,79 km. La carte obtenue et le diagramme en rose (Fig.53 (a)) révèlent trois orientations prédominantes : WNW-ESE (N110° à N130°), NW-SE (N130° à N150°) et E-W (N90° à N110°). D'autres orientations N-S (N350° à N10°), NNW-SSE (N150° à N170°) et NE-SW (N50° à N70°) sont également identifiées. Enfin, les orientations ENE-WSW (N70° à N90°) et NNE-SSW (N10° à N30°) sont moins fréquentes.

Il convient de noter que ces résultats ont été confirmés par d'autres auteurs (Mohiddine et al. 2012 et Kacemi 2013).

L'histogramme de la Figure 53 (b) montre clairement la prédominance des linéaments WNW-ESE, qui constituent 23,18 % de l'ensemble des données. Les directions NW-SE, E-W, N-S, NNW-SSE et NE-SW sont ensuite les plus représentées avec des fréquences respectives de 19,29%, 17,60%, 12,01%, et 11,33% et 8,80%. Les autres directions sont minoritaires (7,79%).

En ce qui concerne l'histogramme de la Figure 53 (c) révèle la distribution des orientations structurales en fonction de leur longueur. Les structures orientées NW-SE dominent, représentant 20,96 % de la longueur totale, suivies par les fractures WNW-ESE (18,53 %). Les linéaments N-S, NNW-SSE et les failles NNE-SSW contribuent respectivement à 15,03%, 11,66 % et 5,42 % de la longueur totale.

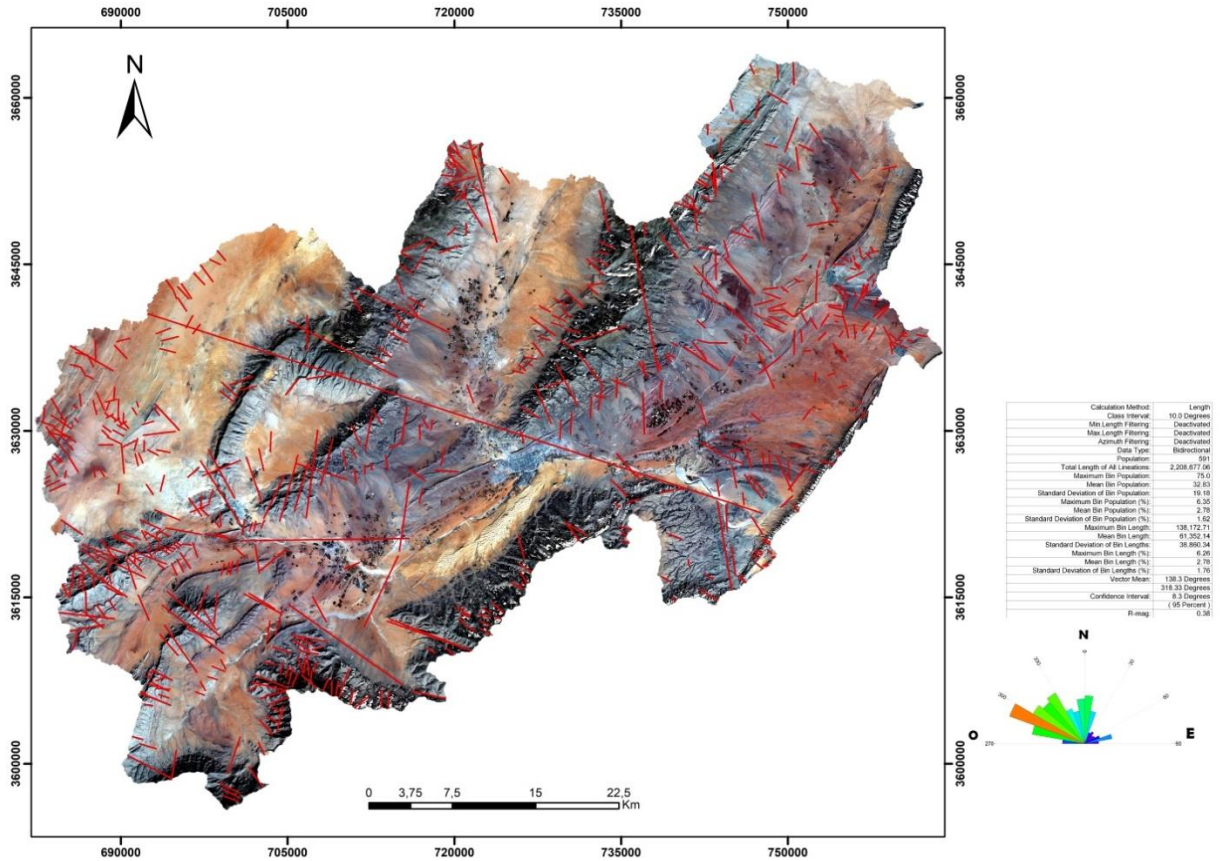


Figure 52. Carte des linéaments dérivée d'images satellites de la zone d'étude

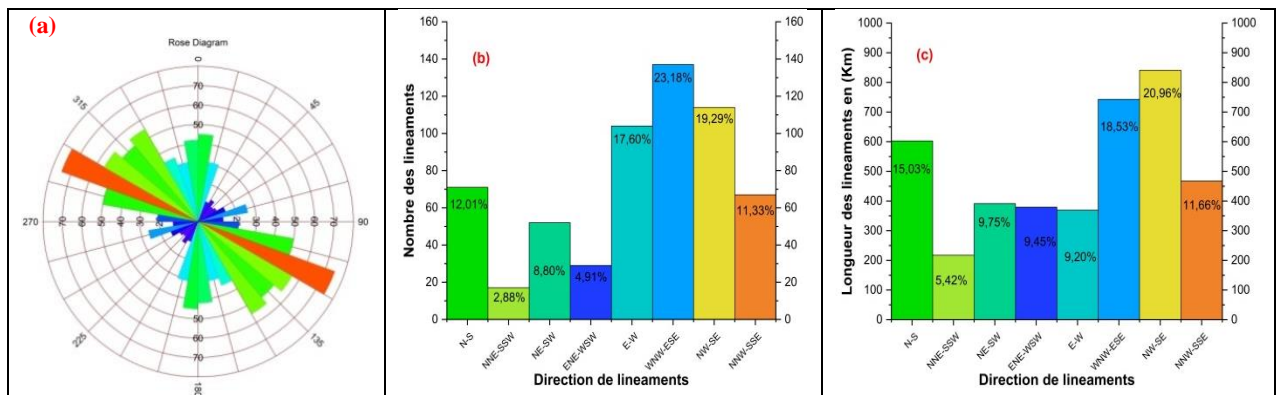
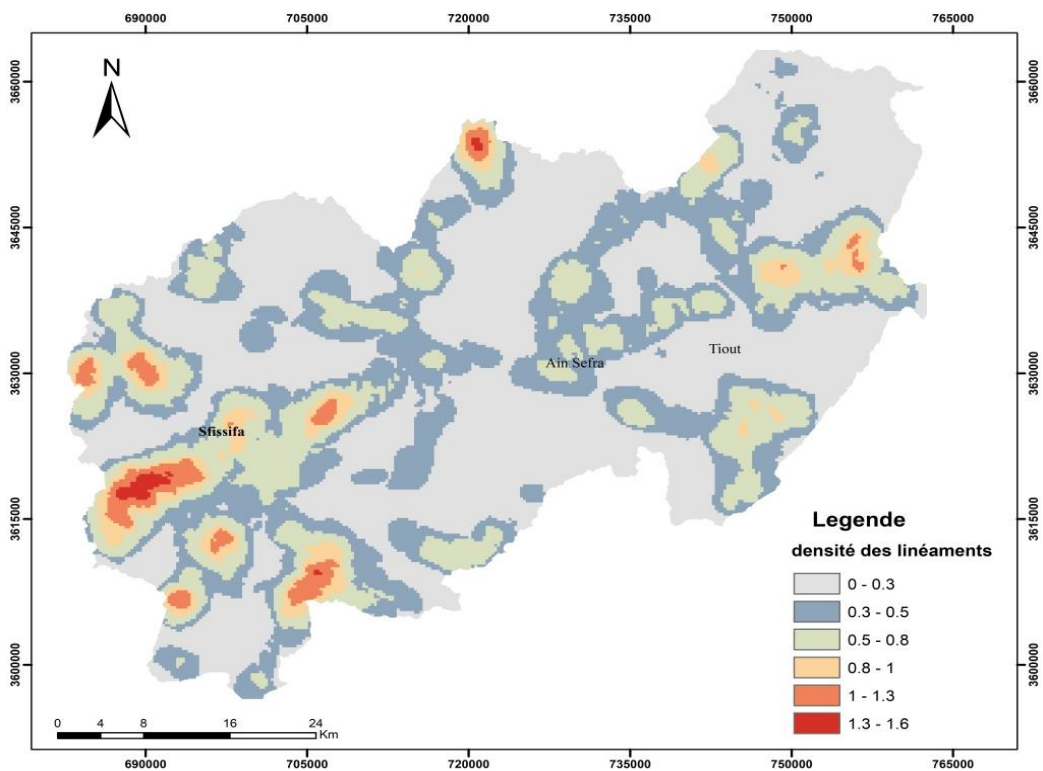


Figure 53. Analyse statistique directionnelle. (a) : Rosace directionnelle des linéaments dérivée d'images satellites (b) : Histogramme des linéaments en classe selon leur nombre (c) : Histogramme des linéaments en classe selon leur longueur

Les linéaments extraits ont ensuite été examinées à l'aide de cartes de densité des linéaments. L'analyse de densité est une méthode utilisée pour évaluer la fréquence des linéaments par unité de surface (Hung et al., 2005). Une carte de densité (Fig.54) est créée pour identifier les zones à forte densité structurale. La carte de densité des linéaments montre que les zones grises correspondent à une faible densité de linéaments par unité de surface (nombre/km<sup>2</sup>), et des zones rouges présentent une forte densité de 1,3 à 1,6 par km<sup>2</sup>. Il est également observé que les linéaments sont plus élevés dans les anticlinaux jurassiques. En outre, il est évident que la plupart des zones situées à proximité des failles majeures montrent également une densité élevée de linéaments.



**Figure 54. Carte de densité des linéaments**

### V.3.4.2. Confrontation des réseaux de fractures avec la géologie structurale et la géophysique

La zone étudiée est marquée par une activité tectonique complexe et multidirectionnelle. Elle est principalement affectée par un réseau de failles conjuguées WNW-ESE, NW-SE et E-W, en association avec d'autres fractures secondaires découlant d'une importante activité tectonique mésozoïque (Galmier 1972 et Bassoulet 1973). Ce réseau de failles conjuguées a permis d'individualiser cette région en horst et graben (Kacemi 2013 et Mekahli et al., 2004). L'activité tectonique a donné naissance à la morphologie structurale actuelle.

La comparaison entre la carte des linéaments dérivée du traitement d'images sentinel-2, les cartes géologiques de la région (Fig.55) et les résultats géophysiques montre une grande concordance des directions de fractures dominantes (N110° à N130°, N130° à N150°, N90° à N110° et N70° à N90°). Toutefois, la carte des linéaments, générée grâce au traitement d'image satellitaire, révèle de nombreuses failles non cartographiées sur la carte géologique.

Dans l'ensemble, cette comparaison a révélé les caractéristiques tectoniques suivantes :

- La région a été intensément plissée et fracturée. Le réseau de fractures est multidirectionnelle affectant tous les terrains du Trias au Quaternaire.
- La faille Ras Touil - Ain Sefra est la faille tectonique la plus importante de la région. Il s'agit d'une faille normale de direction moyenne de N150° (NW - SE), qui recoupe transversalement les anticlinaux de Djebel Hirech, Morhad, Dir Hirech et Djebel Aissa. Cette faille a provoqué l'effondrement de la région de Garet Deba - Hirech, par rapport à la partie nord représentée par le synclinal entre Aissa et Morhad.
- Une série de failles de même direction est marquée dans la zone d'étude, affectant principalement les formations Jurassique.
- Les failles NE-SW sont à l'origine des principaux oueds de la zone d'étude.
- Le diapirisme triasique est causé par des failles subverticales profondes dans la région de Belhandjir (Meddah, 1998).

Cet ensemble de réseau de fractures joue un rôle essentiel dans la communication ou la compartimentation, le mouvement des eaux souterraines et les sources et leur condition d'émergence.

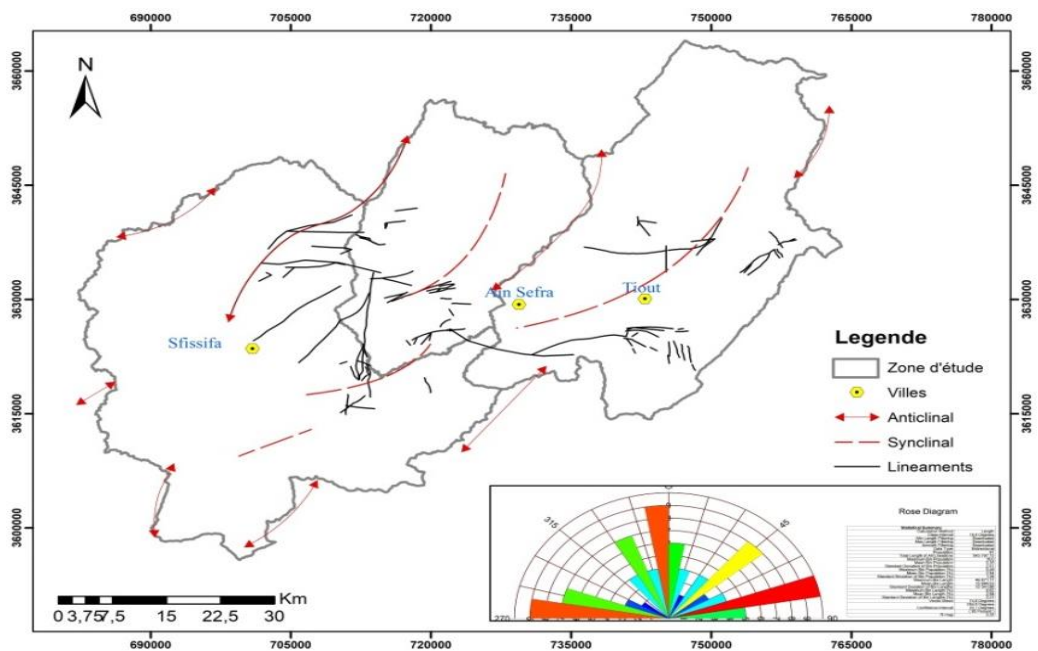


Figure 55. Linéaments de la carte géologique



### V.3.4.4. Importance des linéaments pour la circulation des eaux souterraines

Le réseau de fractures et de linéaments participe activement la circulation des eaux souterraines. Ces discontinuités structurales, agissent comme des conduits naturels, influençant considérablement l'écoulement souterrain. Elles peuvent former des zones de recharge ou de décharge pour les aquifères.

La confrontation de la carte des réseaux de linéaments avec la carte de répartition spatiale des forages (Fig.57) démontre une corrélation spatiale significative entre les forages à débit élevé et la présence de linéaments. A contrario, les forages à faible débit ne présentent pas d'organisation particulière vis-à-vis des linéaments.

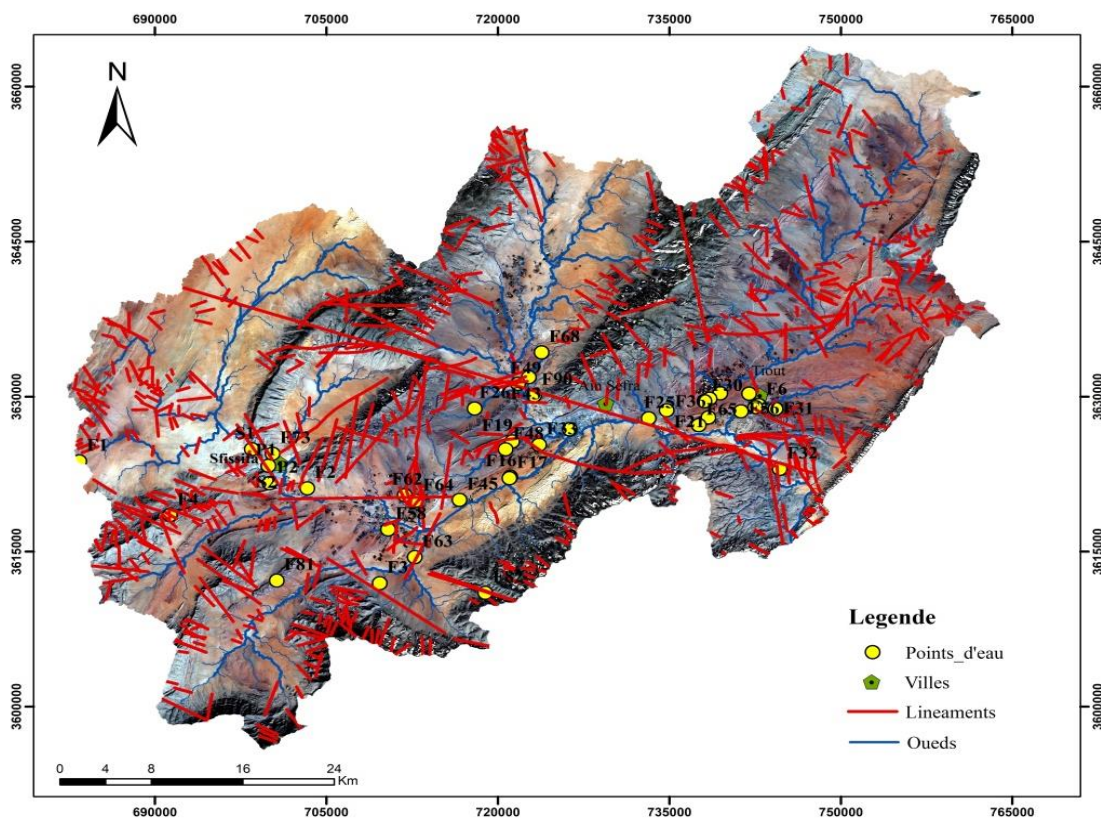


Figure 57. Carte synthèse des linéaments et des forages

## V.4. Conclusion

Ce chapitre nous a permis d'identifier les indices morphométriques et l'influence du réseau de fractures sur le fonctionnement hydrogéologique du bassin versant d'Ain Sefra.

Le bassin versant d'Ain Sefra a été étudié à partir d'un MNT pour l'extraction automatique, à l'aide des données de télédétection et des SIG, de ses caractéristiques morphométriques. Ce bassin versant s'étale sur une superficie de 2942 km<sup>2</sup> et présente un périmètre de 310 km. Il est caractérisé par un relief faible à fort et une forme allongée au regard de la valeur de

l'indice de Gravelius ( $KG = 1,6$ ). De point de vue hypsométrique, les altitudes varient entre 984 m et 2276 m. L'intégrale hypsométrique est de l'ordre de 0,47, indiquant un bassin mature et a donc atteint un stade d'érosion relativement développé.

Cette configuration topographique et géomorphologique résulte d'une activité tectonique complexe et multidirectionnelle.

L'examen des réseaux de fractures dans cette région montre l'existence des orientations dominantes des linéaments. L'analyse statistique des linéaments indique des directions préférentielles WNW-ESE, NW-SE et E-W.

La validation du réseau de fracture sur la carte géologique a montré l'existence de ces linéaments, dont certains ont été validés par les résultats géophysiques. Ces résultats ont confirmé que certains linéaments sont associés à des fractures profondes, qui sont des chemins de circulation des eaux.

## CHAPITRE VI

# **Hydrogéochimie et qualité des eaux souterraines**

## **VI.1. Introduction**

La compréhension des mécanismes qui contrôlent la qualité des eaux fournit des informations précieuses sur les caractéristiques des réservoirs et sur l'hydrodynamique souterraine. En effet, les réactions chimiques comme la dissolution, la précipitation et l'échange de bases, se produisent le long de l'écoulement et dépendent principalement du temps de séjour, ce qui modifie la composition chimique des eaux souterraines (Apodaca et al., 2002).

Dans la région étudiée, la chimie de l'eau est quelque peu spéciale en raison des conditions de l'aridité prononcée où l'évaporation est très forte alors que les précipitations sont irrégulières. Les propriétés des réservoirs et la pente naturelle du sol favorisent l'infiltration de l'eau dans les aquifères. Ces indicateurs, et parfois la nature argileuse du réservoir, exercent une pression particulière sur la minéralisation de l'eau.

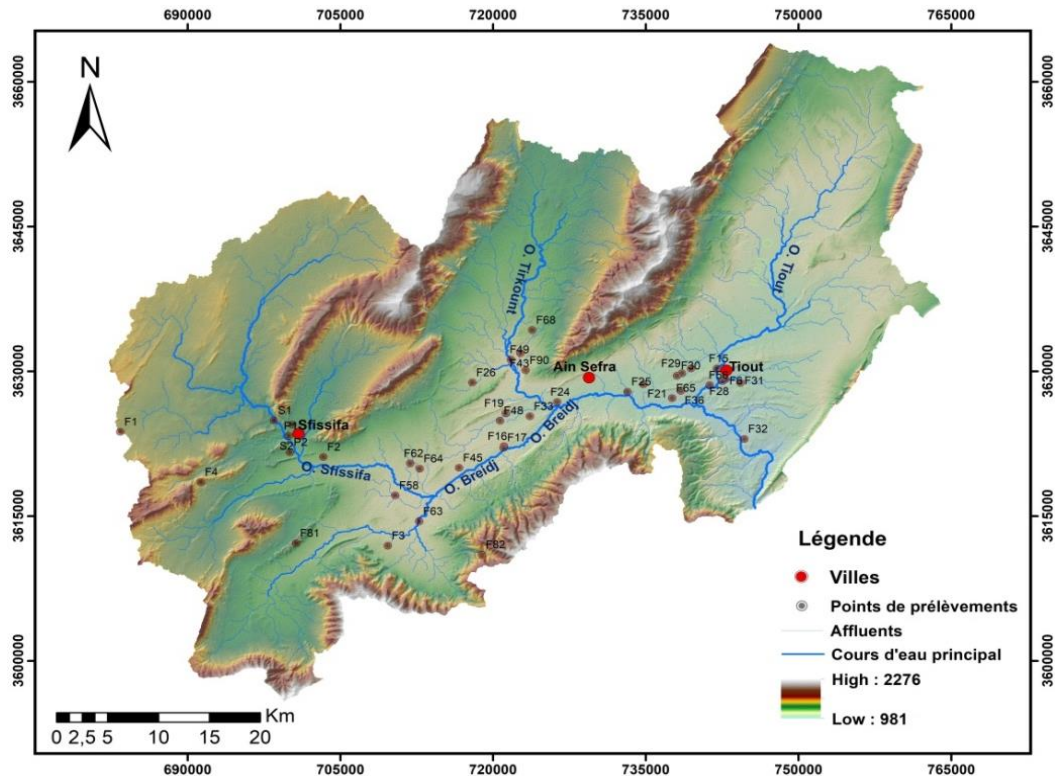
Le présent chapitre s'intéresse à l'étude de la distribution spatiale des principaux ions majeurs, l'identification des faciès et l'origine des eaux souterraines, les processus hydrochimiques prédominant, pour comprendre les facteurs responsables de la minéralisation et pour évaluer la qualité de cette ressource, son degré de potabilité et son aptitude à l'irrigation.

## **VI.2. Matériels et méthodes**

### **VI.2.1. Echantillonnage et méthodes d'analyses**

Une campagne d'échantillonnage en mai 2022 a été menée, couvrant 43 points d'eau (forages, puits, sources) dans la région. Les endroits de prélèvement des échantillons ont été choisis de manière à pouvoir couvrir l'ensemble du territoire en question (Fig.58).

Les paramètres physico-chimiques mesurés in-situ sont : la température (T°C), le potentiel hydrogène (pH) et la conductivité électrique (CE). Ces paramètres ont été mesurés à l'aide d'un appareil portable multi-paramètres. Les analyses chimiques ont été effectuées au laboratoire de l'Algérienne Des Eaux (ADE) de Tindouf. Les éléments chimiques qui ont été analysés sont : le Calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ), le Magnésium ( $\text{Mg}^{2+}$ ), le Sodium ( $\text{Na}^+$ ), le Potassium ( $\text{K}^+$ ); les Chlorures ( $\text{Cl}^-$ ), le Sulfate ( $\text{SO}_4^{2-}$ ); les Bicarbonates ( $\text{HCO}_3^-$ ); les Nitrates ( $\text{NO}_3^-$ ) et le Résidu Sec. Les méthodes de dosage utilisées sont celles recommandées par Rodier (Rodier, 1996): la volumétrie, la colorimétrie et la spectrophotométrie.



**Figure 58. Localisation des points de prélèvements**

### **VI.1.2.2. Contrôle de la fiabilité des analyses chimiques**

Le calcul de la balance ionique est couramment utilisé pour évaluer la fiabilité des résultats des analyses chimiques. Elle est exprimée en pourcentage (%), et est vérifiée pour tous nos échantillons en appliquant un test de validité à l'aide de la formule :

$$BI = \left[ \frac{\sum A - \sum C}{\sum A + \sum C} \right] * 100$$

$\sum A$  : La somme des anions en méq/l,       $\sum C$  : La somme des cations en méq/l.

Pour  $BI \leq 5\%$ , l'analyse est considérée comme acceptable. Sinon, elle sera rejetée.

Les résultats de calcul de la balance ionique sur nos échantillons montrent qu'ils sont tous inférieurs à 5 %, ce qui indique une bonne qualité des analyses réalisées.

## **VI.3 Résultats et discussions**

### **VI.3.1. Analyse statistiques des paramètres physico-chimiques**

Le tableau 24 ci-dessous résume les statistiques descriptives des paramètres mesurés. Il est admis que lorsque le coefficient de variation (Cv) est inférieur à 50%, cela indique une homogénéité des niveaux observés entre les valeurs minimales et maximales. A L'inverse,

lorsque le Cv supérieur à 50%, cela montre un écart important par rapport à la moyenne de toutes les observations.

**Tableau 24. Caractéristiques statistiques des analyses physicochimiques des eaux souterraines**

	Ca <sup>2+</sup> mg/l	Mg <sup>2+</sup> mg/l	Na <sup>+</sup> mg/l	K <sup>+</sup> mg/l	Cl <sup>-</sup> mg/l	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> mg/l	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/l	NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> mg/l	CE µs/cm	T °C	pH
Min	42,87	21	16,9	1	24,1	45	83	0	500	17,85	6,7
Max	467	179	1269	42	2000	1465	395	77	6380	46	8,5
Moy	147,25	69,88	157,54	8,25	267,60	389,23	229,25	18,15	1671,98	20,54	7,75
δ	92,17	34,99	211,92	6,61	335,91	345,95	62,83	13,26	1303,26	4,15	0,51
<b>Cv%</b>	<b>62,59</b>	<b>50,08</b>	<b>134,52</b>	<b>80,13</b>	<b>125,52</b>	<b>88,88</b>	<b>27,41</b>	<b>73,05</b>	<b>77,95</b>	<b>20,21</b>	<b>6,55</b>

Min: Minimum, Max: Maximum, Moy: Moyenne arithmétique, δ : Ecart type, Cv: Coefficient de variation (%).

Les résultats des coefficients de variation des paramètres physico-chimiques vont de 6,55 à 134,52. Ces coefficients de variation diffèrent d'une variable à l'autre et peuvent être classés en trois groupes (Fig.59) :

- **Groupe 1 (Cv < 50%)** : Englobe les variables de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, T°C et pH, avec des valeurs respectives de 27,41, 20,22 et 6,55, ce qui suggère une amplitude réduite entre les valeurs minimales et maximales. Cela met en évidence une distribution spatiale homogène des ions HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>.

- **Groupe 2 (100 < Cv > 50%)** : Regroupe les variables de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, K<sup>+</sup>, CE, NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, Ca<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup> avec des valeurs (88,88, 80,13, 77,95, 73,05, 62,59 et 50,08) chacune, ce qui témoigne d'une certaine hétérogénéité dans leur distribution spatiale, généralement cause par l'augmentation de leur concentration lors de leur parcours souterrain dans le bassin.

- **Groupe 3 (Cv > 100%)** : Comprend des variables de Na<sup>+</sup> et Cl<sup>-</sup> avec des valeurs de 134,52 et 125,52, dont l'origine évaporitique du sodium et du chlorure, leur permet d'acquérir des concentrations de plus en plus élevées.

Il convient de noter que ce coefficient renseigne sur la variabilité de la distribution spatiale des paramètres étudiés, ce qui est principalement dû au fait que les eaux appartiennent à différents aquifères multicouches dont les processus hydrochimiques, comme la dissolution, la précipitation et l'échange de bases, se déroulent tout au long de l'écoulement.

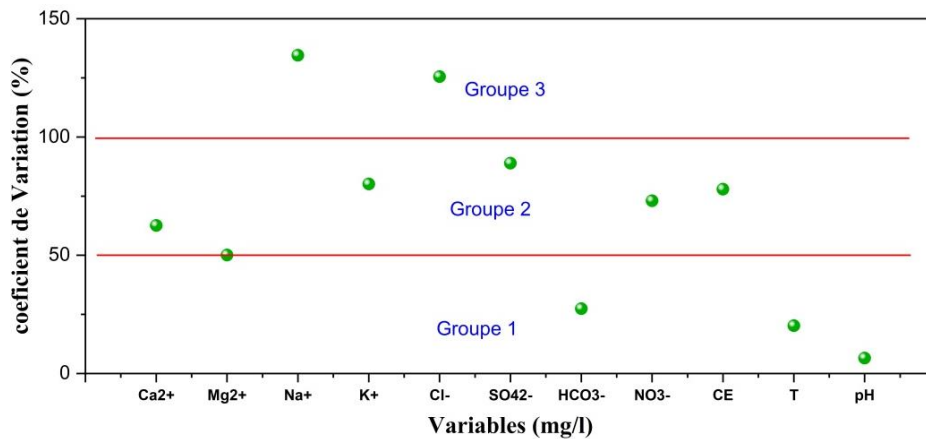


Figure 59. Coefficient de variation des variables physico-chimiques

### VI.3.2. Analyse des principaux paramètres physico-chimiques

Les normes de la qualité fixent des teneurs limites de potabilité. A cet effet, nous examinerons les paramètres de qualité de l'eau des échantillons collectés dans la zone d'étude pour évaluer leur conformité aux normes de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS, 2017) ainsi qu'aux normes algériennes de potabilité (Tableau 25).

Tableau 25. Paramètres de qualité de l'eau de boisson

Paramètres physicochimiques	Unité	Norme Algérienne (2014)	Valeurs guides OMS (2017)
Température	C°	25	25
Ph	Unité pH	6 < pH < 9	6,5 < pH < 8,5
Conductivité à 20°C	µS/cm	2800	2000
Turbidité	NTU	5	5
TDS	mg/l	1000	500
Calcium (Ca <sup>2+</sup> )	mg/l	200	100
Magnésium (Mg <sup>2+</sup> )	mg/l	150	50
Sodium (Na <sup>+</sup> )	mg/l	200	150
Potassium (K <sup>+</sup> )	mg/l	12	12
Chlorure (Cl <sup>-</sup> )	mg/l	500	250
Sulfates (SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> )	mg/l	400	250
Bicarbonates (HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	mg/l	/	120*
Nitrates (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> )	mg/l	50	50

\*OMS (2011)

#### VI.3.2.1. Température de l'eau (T°C)

La température de l'eau souterraine est un facteur très important pour les réactions chimiques dans l'eau. La température de l'eau varie en fonction de différents facteurs, dont la température extérieure, les saisons, la nature géologique ainsi que la profondeur du niveau d'eau par rapport à la surface du sol.

Les températures mesurées in situ oscillent entre 17,85 et 46°C, avec une moyenne de 20,53°C (Tableau 24). Toutes les valeurs enregistrées ne dépassent pas les normes de potabilité (25°C) à l'exception de celle du S9 (46°C) qui correspond à la source de Hammam Ain-Ouarka (Fig.60).

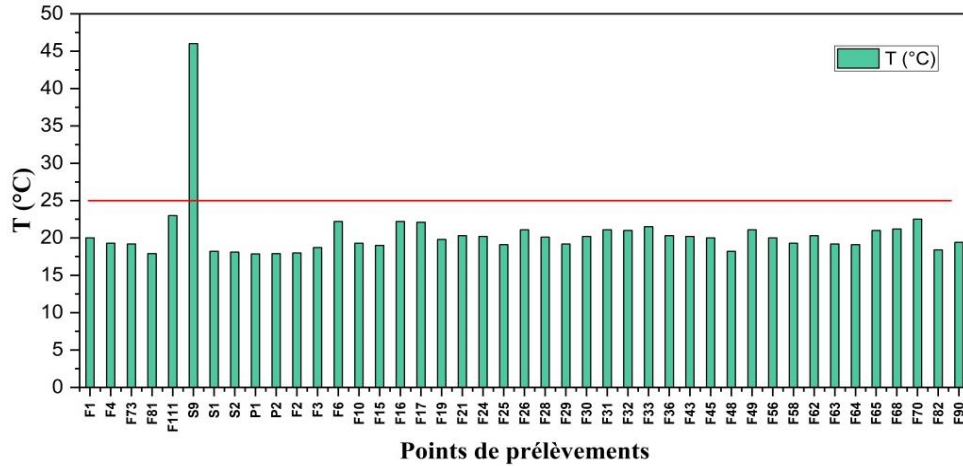


Figure 60. Variation des températures dans les eaux souterraines du bassin d'Ain Sefra

### VI.3.2.2. Potentiel hydrogène (pH)

Le pH est une mesure de la concentration des ions  $H^+$  présents dans l'eau. Le pH se définit comme les logarithmes décimaux des inverses de  $H^+$  et  $OH^-$

$$pH = \log ([H^+]^{-1}) = -\log [H^+]$$

Ainsi, le pH représente le degré d'acidité ou d'alcalinité en fonction de la concentration en ions  $H^+$ , il varie en fonction de la force ionique :

- $pH < 7$  : Solution acide,
- $pH = 7$  : Solution neutre (eau pure),
- $pH > 7$  : Solution alcaline ou basique = évaporation intense.

Le pH des eaux mesurées in situ varie entre 6,7 et 8,5. La moyenne est de 7,75 (Tableau 24).

L'analyse des résultats montre que tous des points échantillonnés sont dans les limites des normes de potabilité algérienne et celles recommandées par l'OMS (Fig.61).

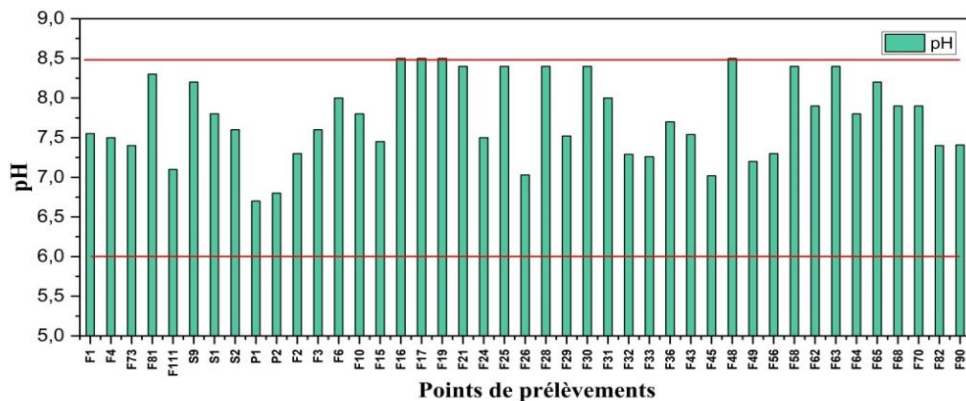


Figure 61. Variation du pH dans les eaux souterraines du bassin d'Ain Sefra

### VI.3.2.3. Conductivité électrique (CE)

La conductivité électrique représente la capacité de l'eau à conduire le courant électrique. C'est l'inverse de la résistivité électrique. Sa variation peut être utilisée pour surveiller les changements dans la chimie de l'eau.

Les valeurs de conductivité électrique mesurées in situ dans la zone d'étude sont comprises entre 500 et 6380  $\mu\text{S}/\text{cm}$  (Tableau 24). Elles présentent des variations spatiales importantes (Fig.62) progressant d'une manière générale d'Ouest vers l'Est, avec des faibles valeurs constatées dans les points d'eau proches des zones de recharge, notamment les oueds pour les eaux de la nappe du Crétacé inférieur et les reliefs de bordure pour les eaux de la nappe du Jurassique supérieur. Des conductivités élevées sont observées vers le centre et pourraient être en partie liées au taux d'évaporation élevé qui règne dans la région, en particulier dans la zone d'évaporation au centre du synclinal. La valeur de conductivité la plus forte est enregistrée dans les eaux de la source thermique de Hammam Ain-Ouarka (La conductivité augmente également avec la température de l'eau (OMS, 1994).

Sur l'ensemble des points d'eau échantillonnés, 75% présentaient des valeurs de conductivité inférieures à la limite imposée par l'OMS (2000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). 25% des eaux présentaient des valeurs de conductivité élevées, ce qui peut s'expliquer par l'augmentation de la salinité.

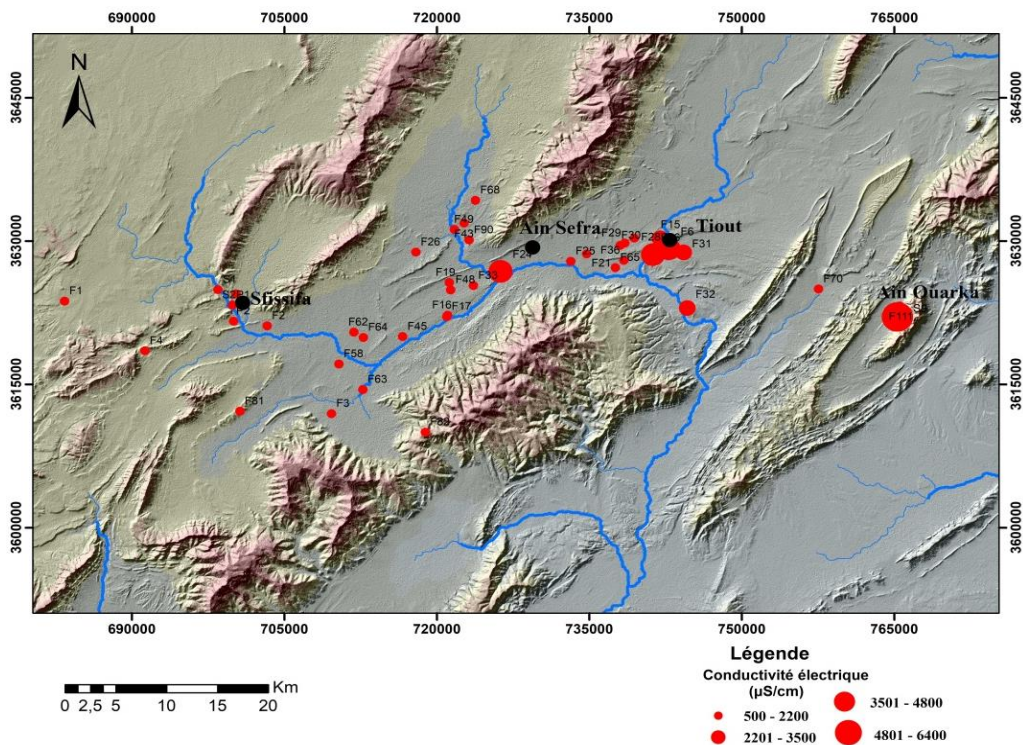
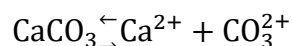


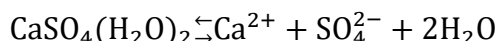
Figure 62. Répartition spatiale des valeurs de la conductivité électrique ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ) dans les eaux souterraines du bassin d'Ain Sefra

#### VI.3.2.4. Le Calcium (Ca<sup>2+</sup>)

Le calcium est l'un des éléments alcalino-terreux et joue un rôle majeur dans la dureté de l'eau. Sa concentration varie en fonction des terrains traversés. Le calcium provient principalement de la dissolution des roches carbonatées en présence du gaz carbonique, selon l'équation suivante :

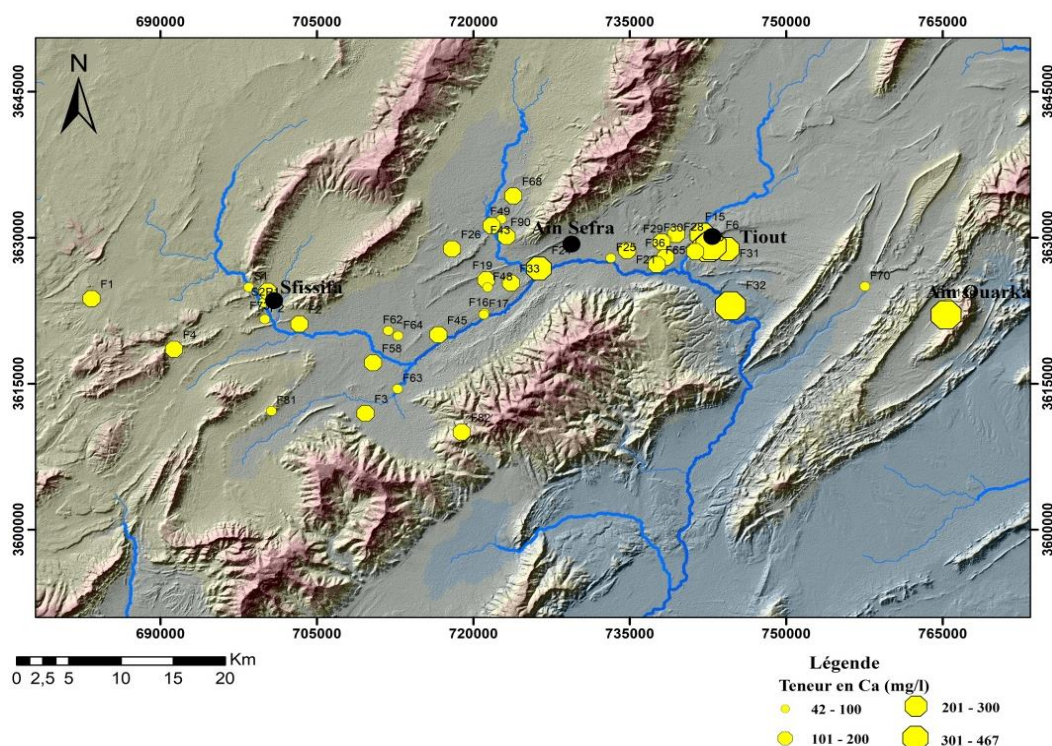


De même, il provient des formations gypseuses (CaSO<sub>4</sub>(H<sub>2</sub>O)<sub>2</sub>), qui se dissout facilement :



La présence de calcium dans l'eau est un facteur important à prendre en compte en raison de son impact sur la qualité et l'utilisation de cette ressource.

Les concentrations du Ca<sup>2+</sup> varient de 42,87mg/l à 467mg/l, avec une valeur moyenne de 147,25mg/l (Tableau 24). Parmi les échantillons analysés, 63% ont dépassé la limite souhaitable de calcium pour l'eau potable (100mg/l) (OMS, 2017).



**Figure 63. Répartition spatiale des teneurs de calcium (mg/l) dans les eaux souterraines du bassin d'Ain Sefra**

L'examen de la carte de répartition du calcium (Fig.63) montre que les fortes concentrations (> 200 mg/l) se situent dans la partie Nord-Est et Est de la zone d'étude, tandis que la partie centrale et la partie Sud-Ouest sont caractérisées par des teneurs inférieures à 200 mg/l.

L'apport du calcium est assuré au Nord par la dissolution des formations jurassiques carbonatées. Cependant, il est étroitement lié à la dissolution des formations gypseuses, en

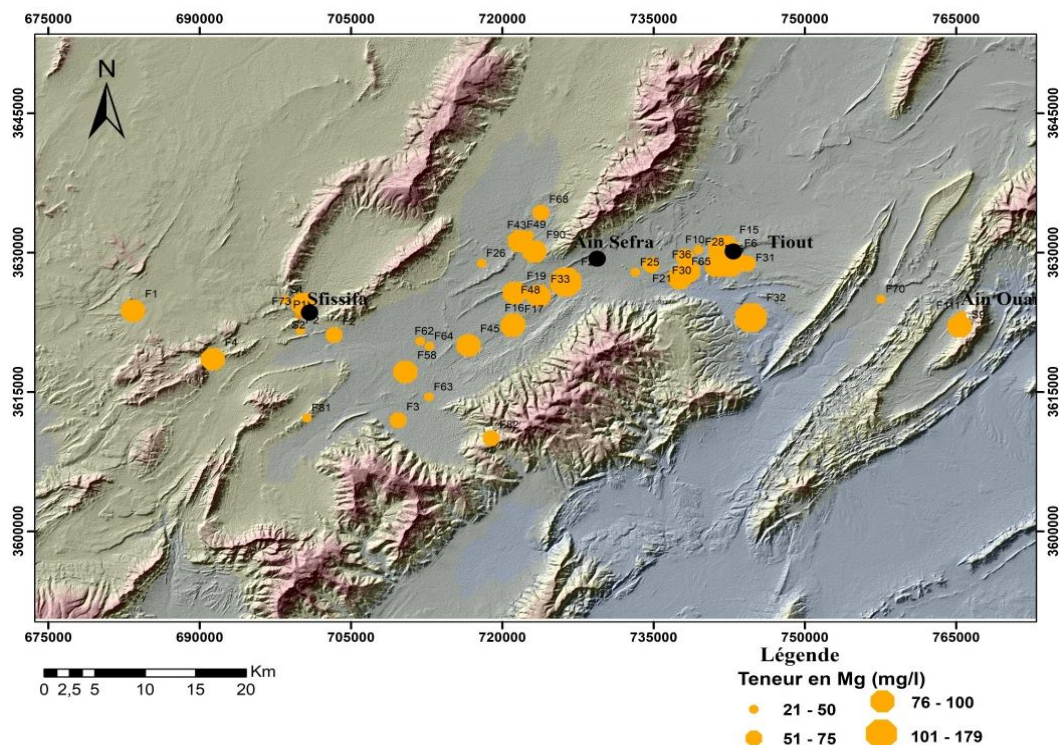
raison du grand nombre de failles qui affectent la région et qui entraînent la remontée des dépôts gypseux du Trias.

### VI.3.2.5. Magnésium ( $Mg^{2+}$ )

Le magnésium est souvent présent en association avec le calcium et provient de la dissolution des formations carbonatées (dolomies et calcaires dolomitiques). Sa présence contribue à la dureté de l'eau.

La teneur en magnésium des points d'eau analysés varie entre 21 et 179 mg/l, avec une valeur moyenne de 69,88 mg/l (Tableau 24). Il est à préciser que 63% des échantillons dépassent la limite souhaitable de magnésium fixée à 50 mg/l (OMS, 2017).

La carte la répartition spatiale des concentrations de magnésium dans la zone d'étude (Fig.64), montre que les valeurs les plus élevées (plus de 140 mg/l) sont principalement observées dans la partie orientale, tandis que les valeurs dans les parties occidentale et centrale sont inférieures à 100 mg/l. Le magnésium provient en partie des monts environnants, où l'on trouve des calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur. De plus, la présence de niveaux d'argile intercalés dans les différentes formations multicouches du Jurassique supérieur et du Crétacé inférieur pourrait également contribuer à la présence du magnésium.

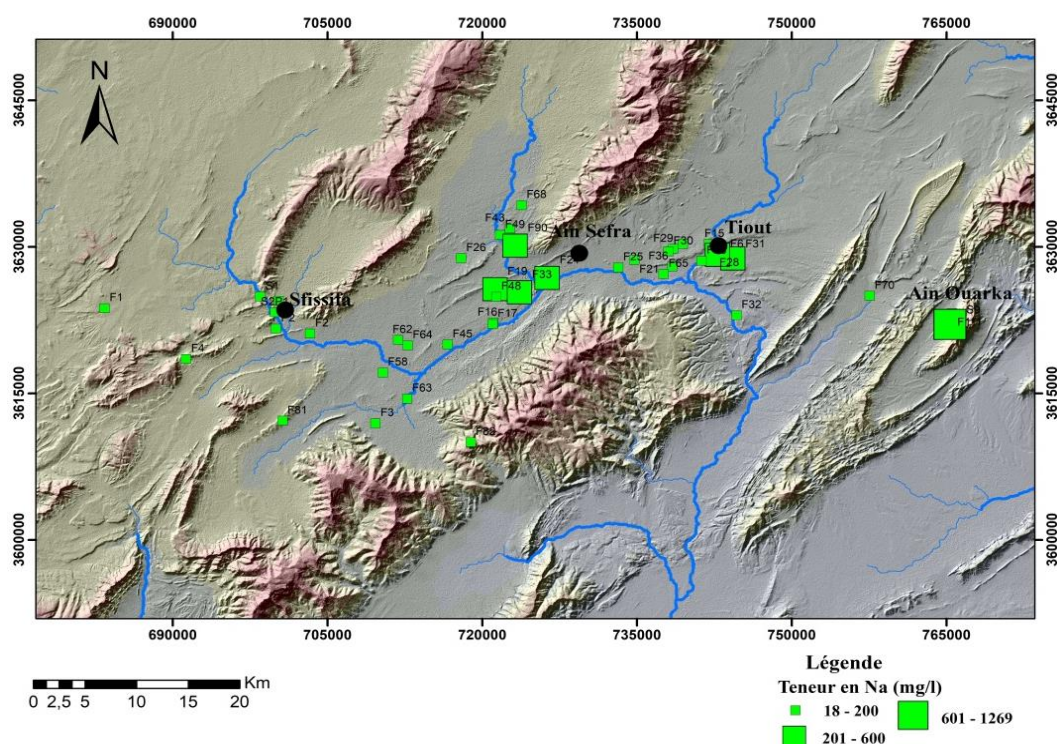


**Figure 64. Répartition spatiale des teneurs du magnésium (mg/l) dans les eaux souterraines du bassin d'Ain Sefra**

### VI.3.2.6. Sodium (Na<sup>+</sup>)

L'origine de cet élément est liée principalement à la dissolution des formations salifères et à l'effet de la salinité marine. Il joue un rôle important pour l'irrigation à cause du fait de son effet sur la perméabilité des sols.

La teneur en sodium des points d'eau analysés varie entre 16,9 et 1269 mg/l, avec une valeur moyenne de 161,08 mg/l (Tableau 24). 56% des échantillons dépassent la limite souhaitable du sodium fixée à 200 mg/l (OMS, 2017), la même valeur préconisée par les normes algériennes.



**Figure 65. Répartition spatiale des teneurs du sodium (mg/l) dans les eaux souterraines du bassin d'Ain Sefra**

L'analyse de la carte de répartition spatiale de cet élément (Fig.65), montre que les plus grandes concentrations se localisent dans le centre synclinal, ainsi que dans sa partie est. Cette distribution est principalement attribuable à l'influence de l'évaporation, qui entraîne une augmentation de la salinité, ainsi qu'au lessivage des terrains argileux et marneux prévalent dans la région. On peut ajouter un autre facteur qui joue un rôle important, c'est la faille Ras Touil qui a affecté les formations crétacées et qui semble être à l'origine de la remontée de dépôts argileux néocomiens, ainsi que de formations gypseuses du Trias. En revanche, les parties ouest et sud-ouest se caractérisent par de faibles concentrations, en raison de l'extension des formations gréseuses qui y prédominent.

### VI.3.2.7. Potassium ( $K^+$ )

Le potassium provient de processus d'altération des formations silicatées (gneiss, schiste), ainsi que de l'altération des argiles potassiques et de la dissolution des engrais chimiques. Il se distingue par sa moindre abondance dans l'eau par rapport au sodium, au calcium et au magnésium, et se trouve rarement présent à des concentrations dépassant les 20 mg/l.

Les concentrations de  $K^+$  dans les points d'eau analysés varient entre 1 et 42 mg/l (Tableau 24). Les plus fortes concentrations se trouvent au niveau des terrains à forte activité agricole. 93% des points d'eau (Fig.66) ne dépassent pas la norme de potabilité qui est de 12 mg/l (OMS, 2017).

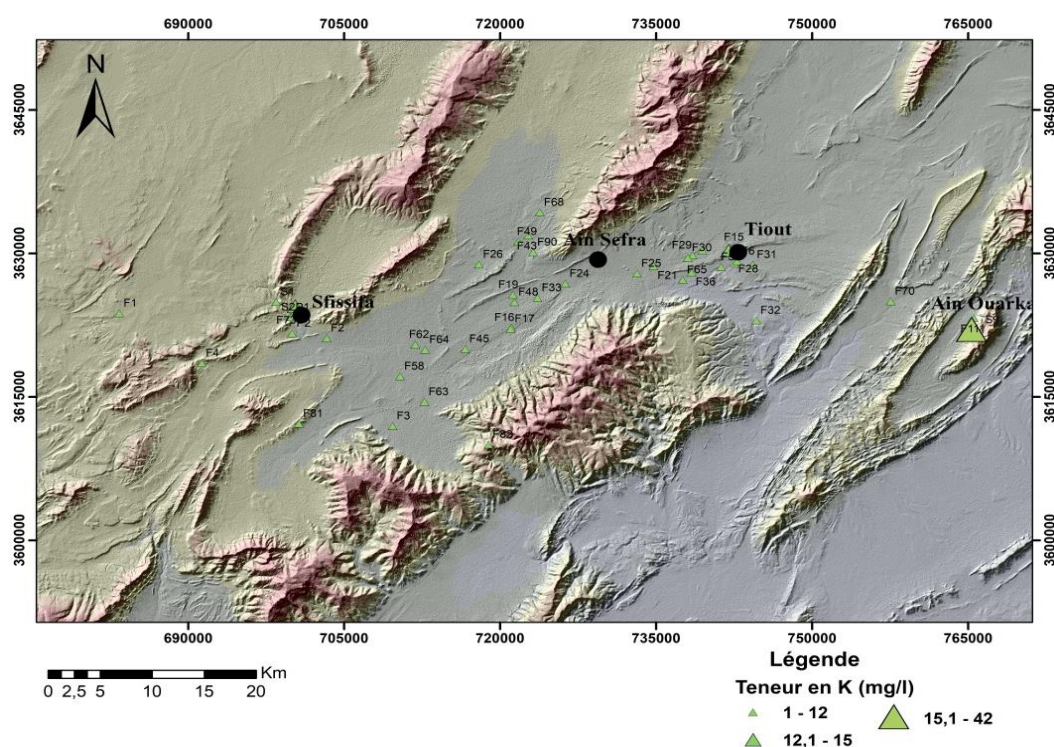


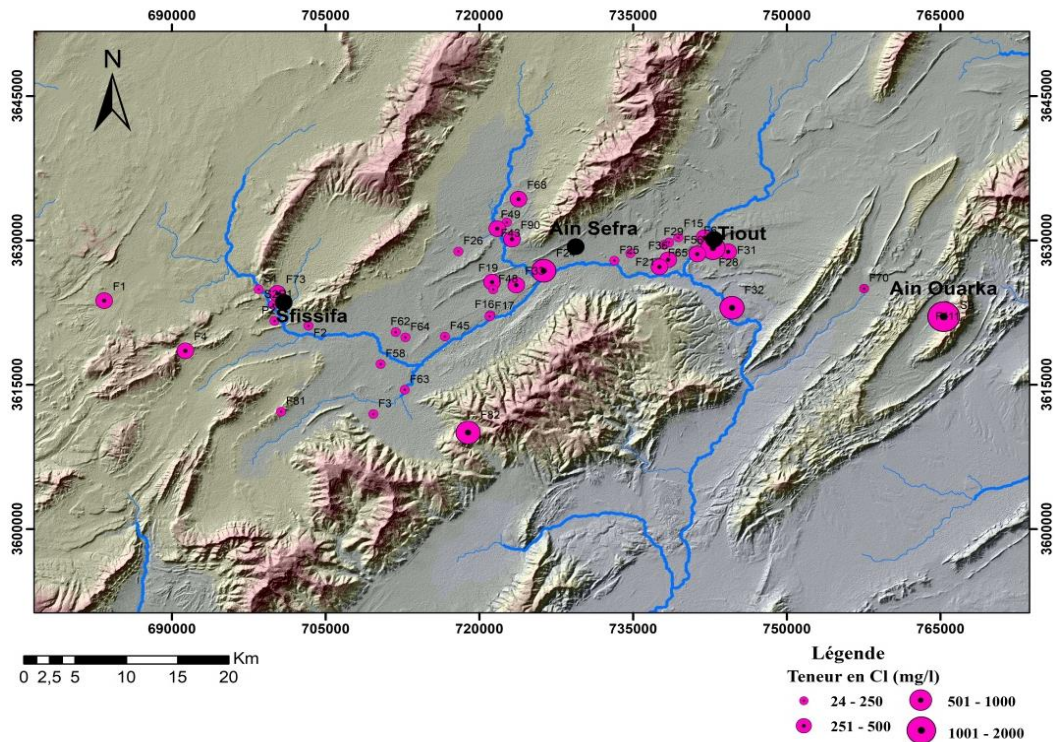
Figure 66. Répartition spatiale des teneurs de potassium (mg/l) dans les eaux souterraines du bassin d'Ain Sefra

### VI.3.2.8. Chlorures ( $Cl^-$ )

Les chlorures sont largement présents dans les eaux naturelles, généralement sous forme de sels de sodium (NaCl) et de potassium (KCl). Leur présence dans l'eau est essentiellement due à la dissolution des sels naturels, provoquée par le lessivage des terrains gypseux, marneux ou argileux, ainsi que par l'évapotranspiration intense. ).

La teneur en chlorures des points d'eau analysés oscillent entre 24,1 et 2000 mg/l, avec une valeur moyenne de 284,73 mg/l (Tableau 24).

La carte de la variabilité spatiale des teneurs en chlorures montre que les faibles teneurs (< 500 mg/l) se trouvent au Nord et à l'Ouest du synclinal, alors que les fortes teneurs sont localisées l'Est (Fig.67).

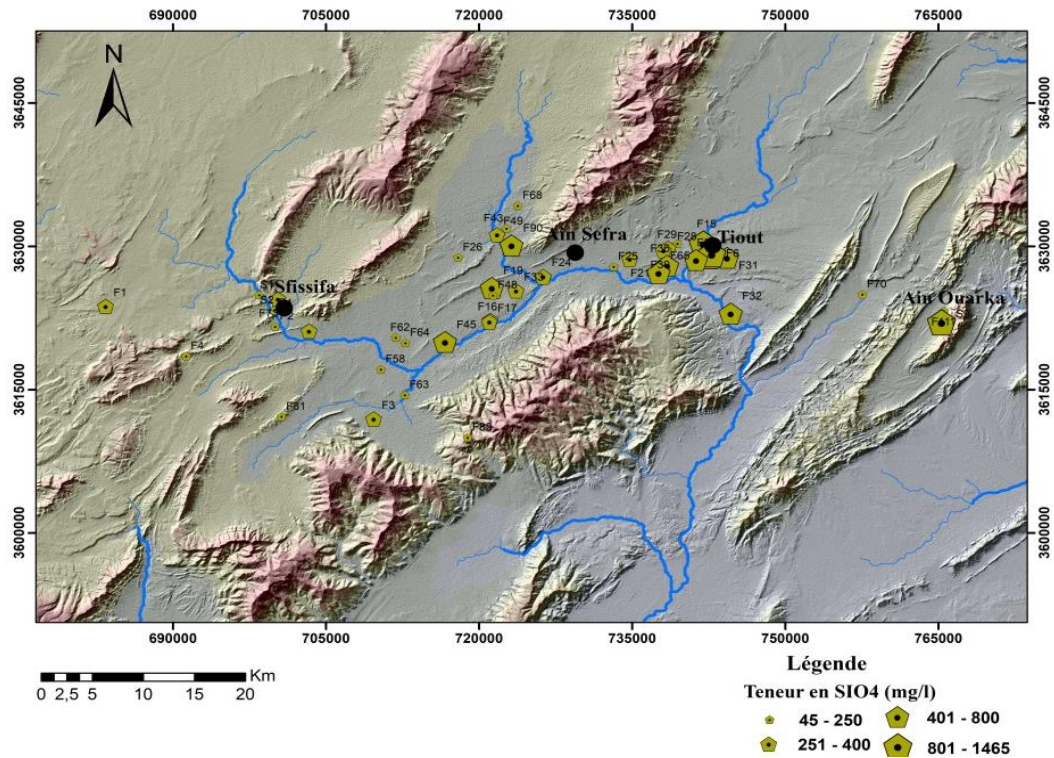


**Figure 67. Répartition spatiale des teneurs en chlorures (mg/l) dans les eaux souterraines du bassin d'Ain Sefra**

### VI.3.2.9. Sulfates ( $\text{SO}_4^{2-}$ )

Les sulfates proviennent de la dissolution du gypse ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), de l'anhydrite ( $\text{CaSO}_4$ ), de l'oxydation du soufre des roches sédimentaires et/ou de pollution urbaine, industrielle et agricole. Les ions sulfates sont très solubles et leur concentration est très variable dans les eaux naturelles. Des concentrations élevées de cet élément peuvent engendrer des problèmes en matière d'irrigation et de l'abreuvement.

Les concentrations des sulfates sont très hétérogènes, s'étalant de 45 mg/l à 1465 mg/l, avec une moyenne de 389,23 mg/l (Tableau 24). L'analyse cartographique de la répartition de cet élément (Fig.68) révèle une augmentation progressive des concentrations d'Ouest vers l'Est, dans le même sens que l'écoulement des eaux souterraines. Cette augmentation peut être principalement attribuée à la dissolution des sulfates provenant du gypse, ainsi qu'au lessivage des engrais utilisés dans les périmètres agricoles.

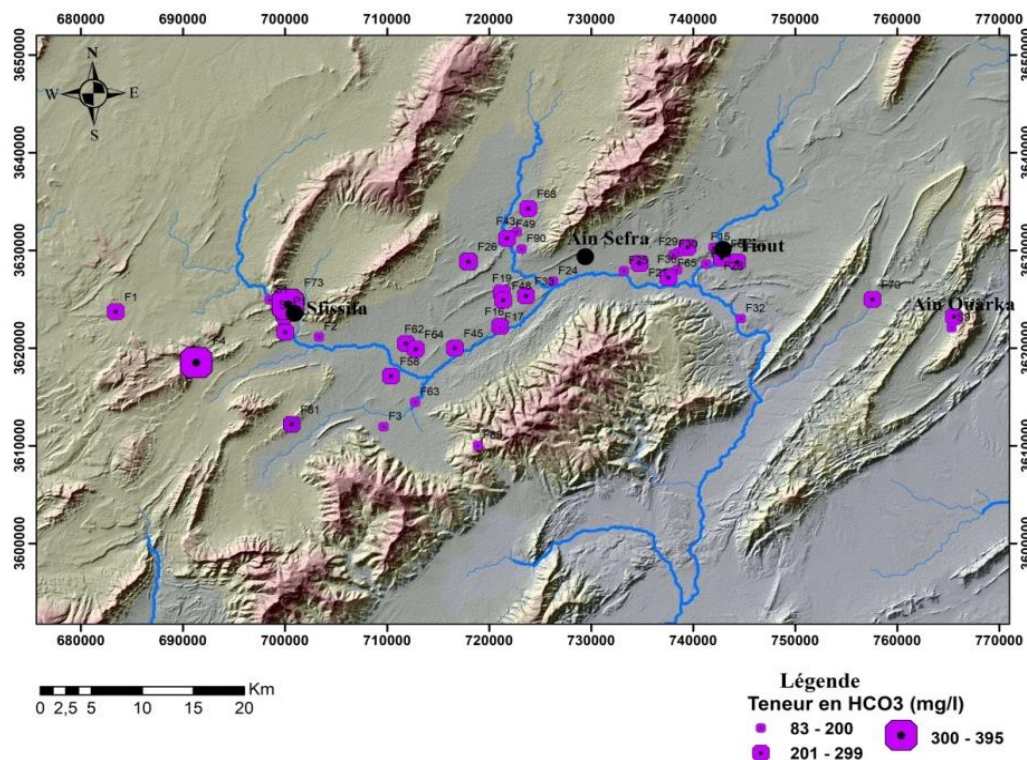


**Figure 68. Répartition spatiale des teneurs en sulfates (mg/l) dans les eaux souterraines du bassin d'Ain Sefra**

#### **VI.3.2.10. Bicarbonates ( $\text{HCO}_3^-$ )**

La présence de bicarbonates dans l'eau est due à la dissolution des roches carbonatées par des eaux chargées en gaz carbonique. Leur concentration dans l'eau est fonction de la concentration du  $\text{CO}_2$  dissout, de la température de l'eau et du pH de l'eau.

Les concentrations des bicarbonates dans les eaux souterraines dans la zone d'étude sont très hétérogènes et varient entre 83 et 395 mg/l avec une moyenne de 229,25mg/l (Tableau 24). La totalité des points échantillonnés (Fig.69) dépassent la limite standard de 120 mg/l (OMS, 2011).

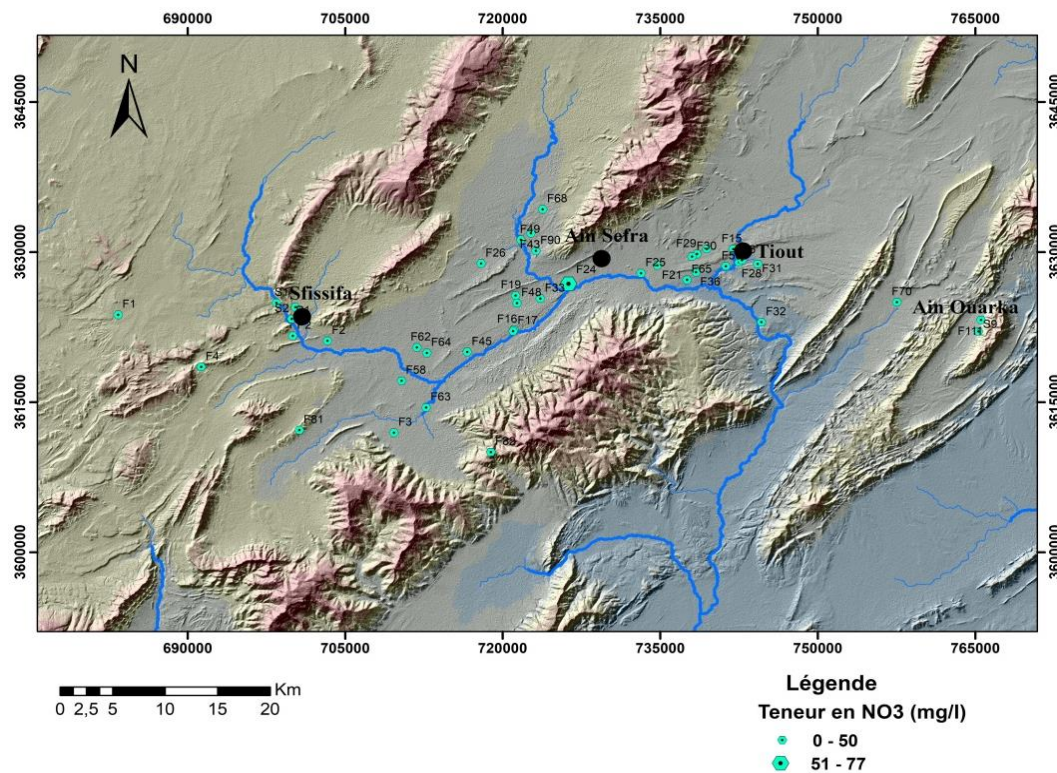


**Figure 69. Répartition spatiale des teneurs en bicarbonates (mg/l) dans les eaux souterraines du bassin d’Ain Sefra**

### VI.3.2.11. Nitrates ( $\text{NO}_3^-$ )

La présence des nitrates dans les eaux souterraines est directement reliée à l'utilisation intensive d'engrais chimiques. La détection de ces ions dans un échantillon d'eau constitue un indicateur de pollution. Ces ions peuvent être d'origine naturelle, provenant du sol lui-même, ou de sources de pollution telles que l'industrie chimique ou les engrais azotés.

Les concentrations en nitrates relevées dans les points d'eau analysés varient entre 0 et 77 mg/l, avec une moyenne de 18,15 mg/l (Tableau 24). Les teneurs enregistrées dans le bassin (Fig.70) sont en général conformes à la norme fixée à 50 mg/l (OMS, 2017), à l'exception du forage F24. Cette anomalie peut être attribuée à des facteurs d'origine anthropique.



**Figure 70. Répartition spatiale des teneurs en nitrates (mg/l) dans les eaux souterraines du bassin d’Ain Sefra**

### VI.3.3. Facies chimiques des eaux

Afin de caractériser et de classer les eaux souterraines de la zone d’étude, les résultats de 43 points d’eau prélevés ont été analysés et représentés sur des diagrammes hydrochimiques. Ces diagrammes ont pour but de faciliter l’interprétation des caractéristiques de l’eau.

Selon la classification de Stabler, huit faciès ont été identifiés (Tableau 26). Parmi ceux-ci, le faciès sulfaté calcique est le plus prédominant avec 25,58% des échantillons analysés. Le faciès bicarbonaté calcique représente 23,26 % des échantillons, tandis que les faciès chloruré sodique, sulfaté magnésien, chloruré calcique, sulfaté sodique, chloruré magnésien et bicarbonaté magnésien représentent respectivement 13,95 %, 11,63 %, 9,30 %, 6,98 % et 4,65 % des échantillons analysés. Cette répartition des faciès chimiques reflète l’influence marquée des formations évaporitiques et carbonatées, qui se manifeste par la prédominance des sulfates, des chlorures et des bicarbonates.

**Tableau 26. Types de faciès chimiques des eaux de la région d'étude selon Stabler**

Faciès	%	Faciès	%	Faciès	%
Sulfaté calcique	<b>25,58</b>	Chloruré calcique	9,30	Bicarbonaté calcique	<b>23,26</b>
Sulfaté magnésien	11,63	Chloruré magnésien	4,65	Bicarbonaté magnésien	4,65
Sulfaté sodique	6,98	Chloruré sodique	<b>13,95</b>		

### VI.3.3.1. Diagramme de Piper

L'analyse des échantillons par projection sur le diagramme de Piper (Piper, 1944) a permis d'identifier quatre types de faciès hydrochimiques dans la zone d'étude (Fig.71):

- L'eau chlorurée-sulfatée-calcique et magnésienne (Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-Cl type) représente 62,80 % des échantillons, témoigne de l'influence de la dissolution de formations évaporitiques dans la composition chimique des eaux souterraines. Cette dissolution a généré plusieurs éléments chimiques, notamment des sulfates, des chlorures, du calcium et du magnésium.
- L'eau de type Ca-Cl, qui représente 20,90 % des échantillons
- Le faciès bicarbonaté calcique et magnésien (Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> type), observé dans 11,60 % des échantillons, est attribué à l'infiltration des eaux de pluie dans les formations carbonatées fissurées présentes sur les reliefs de bordure. Cette infiltration conduit à l'acquisition d'un faciès de type calcite.
- Le type d'eau chlorurée sodique (Na-Cl type), qui représente 4,70 % des échantillons analysés, est lié à la dissolution des formations gypsifères (CaSO<sub>4</sub>).

Il convient de souligner que la transition d'un faciès à un autre met en évidence la complexité des processus hydrogéochimiques qui régissent la salinité des eaux de ces aquifères.

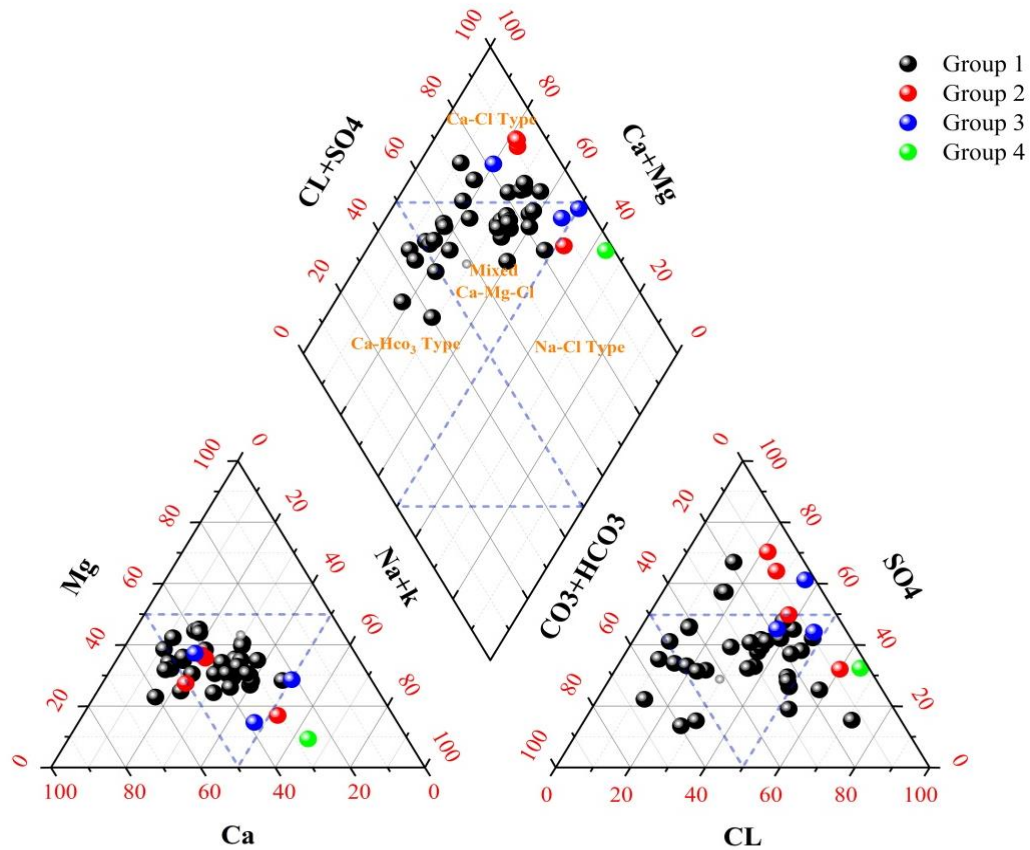


Figure 71. Diagramme de Piper des échantillons d'eaux de la région d'étude

### VI.3.3.2. Diagramme de Schoeller-Berkaloff

La représentation des analyses chimiques des eaux souterraines sur le diagramme de Schoeller-Berkaloff (1962), confirme les résultats obtenus à partir du diagramme de Piper. Ces analyses permettent de classer les échantillons d'eau en fonction de différents types, chacun ayant une composition chimique distincte (Fig.72). En effet, certains échantillons présentent des concentrations relativement élevées en sulfate, chlorure, calcium et magnésium, indiquant une origine liée à un faciès de type Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-Cl. D'autres échantillons sont caractérisés par des concentrations élevées en chlorure et de sodium, suggérant une origine liée à un faciès de type Na-Cl. Enfin, certains échantillons sont caractérisés par des teneurs élevés en bicarbonate, calcium et magnésium, reflétant un faciès Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>.

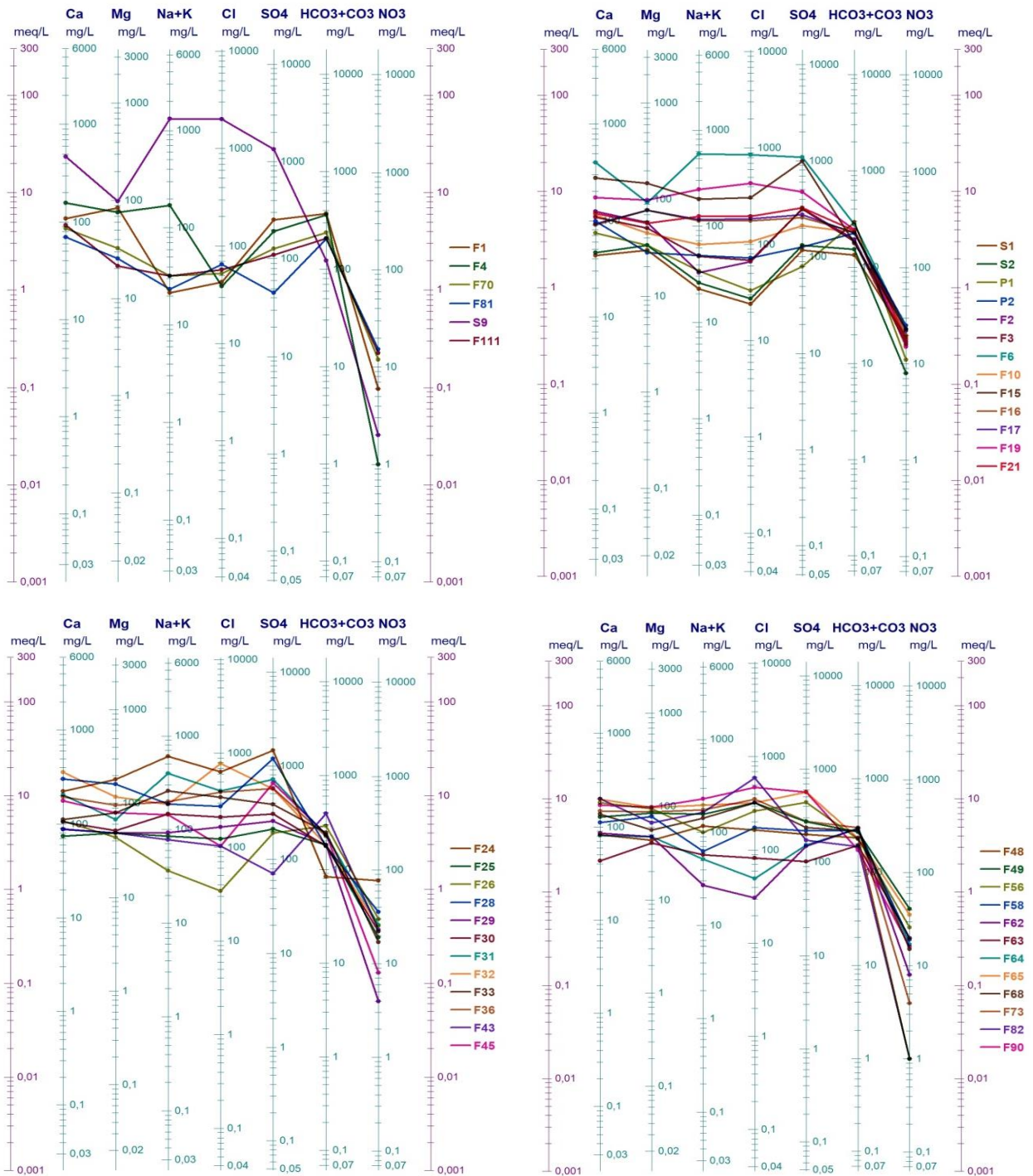


Figure 72. Diagrammes de Schoeller et Berkalfolof des échantillons d'eaux de la région d'étude

### VI.3.3.3. Diagramme de Chadha

La représentation des échantillons sur le diagramme de Chadha (Chadha, 1999) permet de décrire les différents types d'eau et d'identifier l'évolution des processus hydrochimiques qui contrôlent la chimie des eaux souterraines dans la zone d'étude. La représentation graphique des données (Fig.73) a révélé que la grande majorité des échantillons (93,02 %) se positionnent dans le 6<sup>ème</sup> champ (eau de type échange inverse d'ions Ca-Mg-Cl/SO<sub>4</sub>), révélant des eaux de type Ca-Mg-Cl, où les alcalino-terreux ( $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ) dominent les alcalins ( $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ ) et les acides forts ( $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$ ) dépassent les acides faibles ( $\text{HCO}_3^-$ ), ce qui confirme les résultats obtenues à partir du diagramme de Piper et du diagramme de Schoeller-Berkaloff. D'autre part, 4,65 % des échantillons se trouvent dans le 7<sup>ème</sup> champ (eau de mer Na-Cl), ce qui indique une prédominance des cations alcalins par rapport aux cations alcalino-terreux, ainsi qu'une prédominance des anions acides forts par rapport aux anions acides faibles. Le reste des échantillons (2,33%) se situe dans le champ 5<sup>ème</sup> (eau de recharge Ca-Mg-HCO<sub>3</sub>). Les résultats obtenus à partir du diagramme de Chadha s'accordent de manière cohérente avec ceux issus des diagrammes de Piper et de Schoeller-Berkaloff.

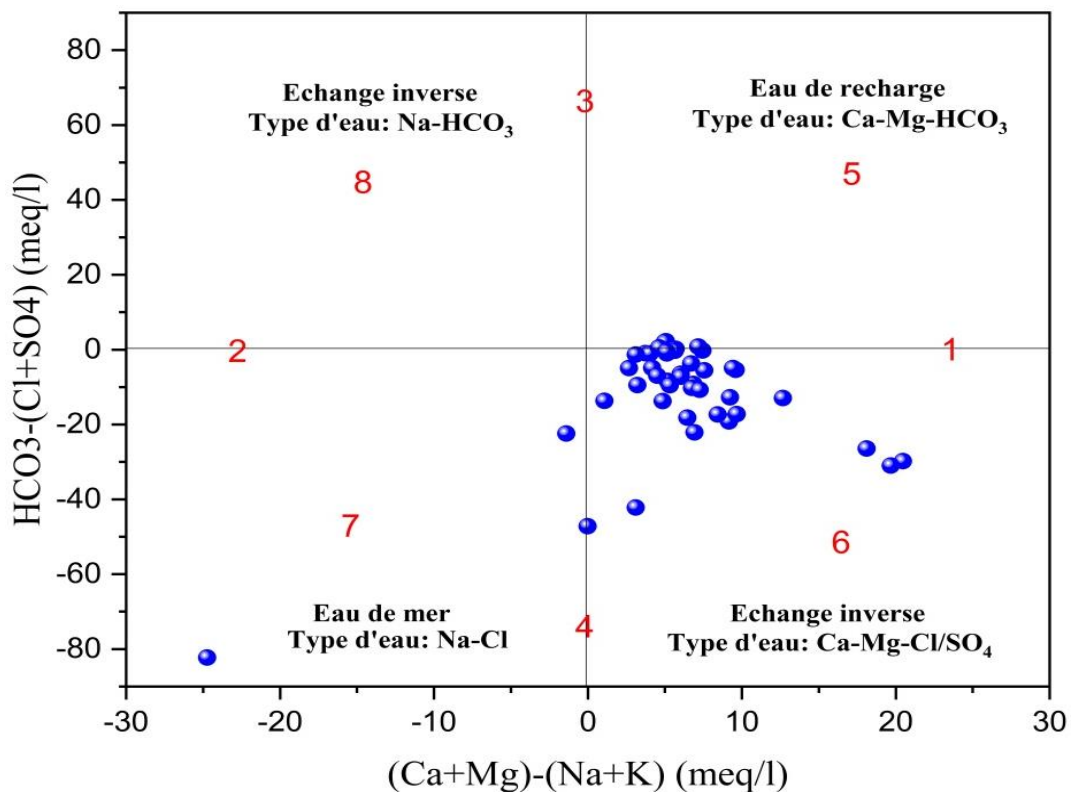


Figure 73. Diagramme de Chadha des échantillons d'eaux de la région d'étude

#### **VI.4. Analyses statistiques multivariées**

Les études sur la chimie de l'eau des systèmes aquifères souterrains grâce à de nouvelles approches méthodologiques intégrant des techniques statistiques multivariées ont été largement utilisées pour faciliter l'interprétation des variables hydrogéochimiques. Ces approches statistiques multivariées sont souvent le moyen le plus efficace pour traiter de grandes quantités d'informations générées par les données hydrochimiques (Join et al., 1997). Au cours de la dernière décennie, l'utilisation de ces techniques par de nombreux chercheurs à travers le monde a donné de bons résultats dans l'interprétation des processus hydrogéochimiques (Güler et al., 2002 ; Belkhiri et al., 2012 ; Foued et al., 2017 ; Hamma et al., 2024).

Dans cette étude, le logiciel OriginLab® (OriginLab, 2022) a été utilisé pour effectuer des analyses statistiques multivariées, en particulier l'analyse en composantes principales (ACP) et l'analyse hiérarchique en grappes (HCA).

##### **VI.4.1. Analyse en Composantes Principales**

L'analyse en composantes principales (ACP) est une approche statistique utilisée pour le traitement de données multidimensionnelles, notamment dans le cadre d'études du comportement hydrochimique des aquifères. Elle est basée sur des variables centrées et réduites, permettant d'explorer les relations entre différentes variables chimiques et d'identifier des groupes présentant des comportements similaires.

Dans ce sens, une analyse en composantes principales a été réalisée afin d'analyser les données statistiques issues des analyses physico-chimiques de 11 variables et 43 individus (forages, puits et sources) répartis sur l'ensemble de la zone d'étude.

###### **VI.4.1.1. Matrice de corrélation**

La matrice de corrélation est un outil statistique qui permet d'évaluer la force de la relation entre deux ou plusieurs variables. Elle se présente sous la forme d'un tableau contenant les coefficients de corrélation correspondant à chaque paire de variables étudiées. Les corrélations sont exprimées par des valeurs situées entre -1 et 1, reflétant le degré de corrélation, allant de l'absence de corrélation à la corrélation positive.

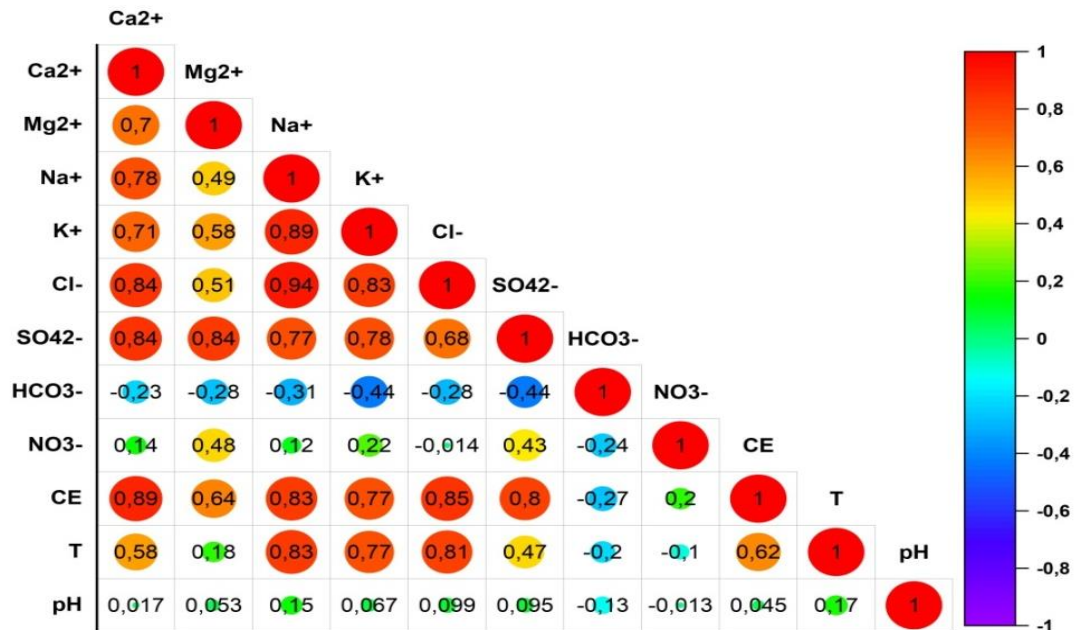


Figure 74. Matrice de corrélation des différents paramètres physico-chimiques

L'analyse de la matrice de corrélation (Fig.74) des différentes variables étudiées a révélé l'existence de corrélations significatives plus ou moins importantes entre les ions examinés:

- La conductivité électrique est parfaitement corrélée avec le calcium, le magnésium, le sodium, le potassium, les chlorures et les sulfates, avec des coefficients de corrélation respectifs de 0,89, 0,64, 0,83, 0,77, 0,85 et 0,80. Ces résultats indiquent que la minéralisation des eaux souterraines est principalement influencée par les sulfates, les chlorures, le calcium et le sodium.

- Les chlorures montrent une corrélation positive avec les sulfates ( $r = 0,68$ ), alors que les sulfates sont fortement corrélés au calcium ( $r = 0,84$ ), au magnésium ( $r = 0,84$ ), au sodium ( $r = 0,77$ ) et au potassium ( $r = 0,78$ ). Ces observations suggèrent une possible origine commune de ces éléments, liée à la nature du réservoir.

- Le calcium est bien corrélé avec le magnésium ( $r=0,70$ ) ; ce qui témoigne d'une même origine liée à la nature du réservoir et aux phénomènes d'échange de bases.

#### VI.4.1.2. indices d'adéquations à l'analyse factorielle

##### VI.4.1.2.1. Indice de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO)

L'indice de Kaiser-Meyer-Olkin est une mesure de la qualité globale des données pour effectuer une analyse factorielle. L'indice KMO varie entre 0 et 1, où une valeur proche de 1 indique une adéquation élevée des données pour l'analyse factorielle, tandis qu'une valeur

proche de 0 suggère que les données peuvent ne pas être appropriées pour cette méthode d'analyse. Son objectif est de déterminer si les données sont suffisamment corrélées pour extraire des facteurs significatifs.

#### VI.4.1.2.2. Test de sphéricité de Bartlett

Le test de sphéricité de Bartlett est un test statistique utilisé pour évaluer l'hypothèse nulle selon laquelle les variables observées sont non corrélées. En d'autres termes, il vérifie si la matrice de corrélation entre les variables est une matrice d'identité. Son objectif est de déterminer si les variables sont suffisamment corrélées pour justifier l'utilisation d'une analyse factorielle.

L'adéquation de nos données à l'Analyse Factorielle/Analyse en Composantes Principales (AF/APC) a été évaluée en utilisant les tests de sphéricité de Bartlett et de Kaisere-Meyer-Olkin (KMO).

Les résultats obtenus pour l'ensemble des données sont les suivants (Tableau 27) : le test de sphéricité de Bartlett a donné un résultat de Chi-carré ( $\chi^2$ ) de 588,02 pour un degré de liberté de 55, avec un niveau de signification de 0,000. La valeur du coefficient de Kaiser-Meyer-Olkin (KMO) a été calculée à 0,63. Ainsi, il est observé que notre indice KMO se situe dans la plage de 0,6 à 0,7, ce qui indique un niveau d'adéquation moyen des données. Cependant, il est important de noter que cet indice est significativement élevé par rapport au seuil de signification de Bartlett ( $< 0,05$ ). Par conséquent, ces tests démontrent que nos données sont adéquates pour une analyse factorielle.

**Tableau 27. Indice KMO et test de Bartlett**

<b>Indice de Kaiser-Meyer-Olkin</b>		0,63
pour la mesure de la qualité d'échantillonnage.		
<b>Test de sphéricité de Bartlett</b>	Khi-deux approx.	588,02
	ddl	55
	Signification	0,000

#### VI.4.1. 3. Valeurs propres et axes factoriels

La détermination du nombre de facteurs à extraire lors de l'application de l'analyse factorielle (AF) repose sur l'utilisation du critère établi par Kaiser (Kaiser, 1960). Selon ce critère, seuls les facteurs présentant des valeurs propres supérieures à 1 doivent être retenus. Les facteurs dont les valeurs propres sont inférieures à 1 ne contribuent pas de manière significative à l'explication de la variance des données et peuvent être négligés.

Une fois les facteurs extraits, la rotation Varimax permet de les réorganiser de manière à simplifier leur interprétation. L'objectif de la rotation Varimax est de maximiser la variance des coefficients de chargement des variables sur un seul facteur, tout en minimisant la variance des coefficients de chargement des autres facteurs.

Dans le cadre de cette analyse, trois facteurs (F1, F2 et F3) ont été conservés, ce qui représente 81,68% de la variance totale. Cette proportion est considérée comme suffisante pour identifier les principales variations de l'hydrochimie de la région d'étude (Tableau 28).

**Tableau 28. Valeurs propres et pourcentage de variance cumulé**

	<b>F1</b>	<b>F2</b>	<b>F3</b>
<b>Valeur propre</b>	<b>6,32413</b>	<b>1,58568</b>	<b>1,07486</b>
<b>% variance</b>	57,4920	14,4153	9,7714
<b>% cumulé</b>	57,4920	71,9073	<b>81,6788</b>

**Le facteur F1** représente 57,49% de la variance totale et regroupe les variables CE, T°, Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> dans le pôle positif (Tableau 29). Ce facteur peut être interprété comme un axe caractérisant le processus de minéralisation des eaux souterraines dans la zone d'étude, étant donné sa corrélation significative avec la plupart des éléments analysés. En effet, les éléments qui définissent ce facteur proviennent d'un long temps de mise en solution suite au contact eau-roche. Le regroupement de la majorité des variables liées à la minéralisation, autour de cet axe met en évidence l'influence de l'altération-hydrolyse sur le processus dans la mise en solution des ions.

**Le facteur F2** qui exprime 14,42% de la variance totale est essentiellement défini par Mg<sup>2+</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> et NO<sub>3</sub><sup>-</sup> au pôle positif (Tableau 29). La présence de nitrate indique donc une forte contribution des activités anthropiques dans la minéralisation des eaux souterraines.

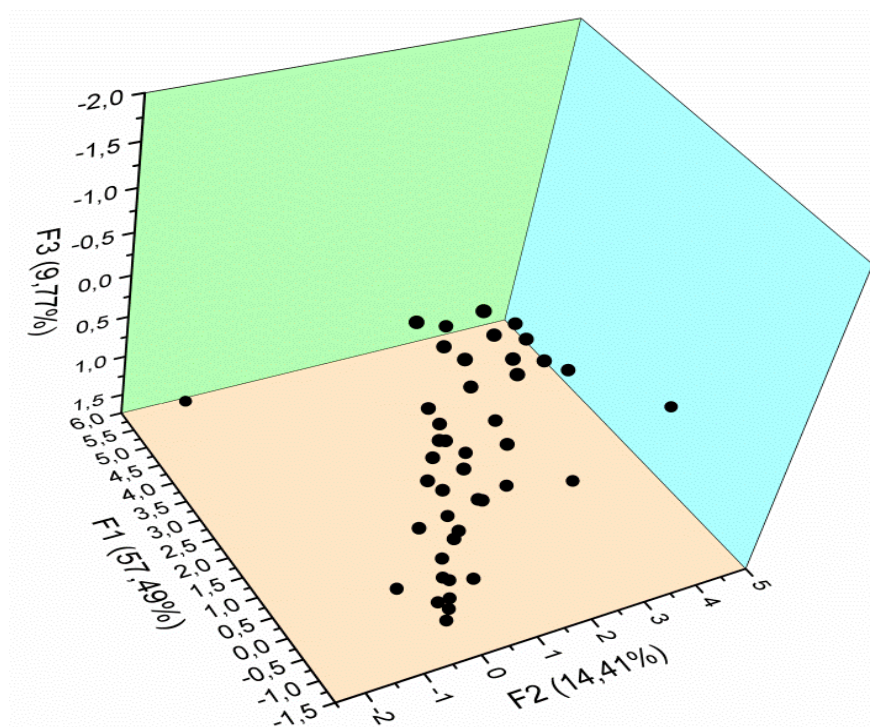
**Le facteur F3**, qui est responsable de 9,77 % de la variance totale, est déterminé par pH au pôle positif et HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> au pôle négatif (Tableau 29). Cet axe explique l'effet de pH sur l'équilibre calco-carbonique dans le système aquifère. La concentration de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> dans les eaux souterraines est probablement régie par l'infiltration des eaux de pluie dans les aquifères.

**Tableau 29. Score de l'ACP après rotation Varimax**

Paramètres chimiques	PCs		
	F 1	F 2	F 3
CE	<b>0.87039</b>	0.32179	-0.02488
T	<b>0.86512</b>	-0.21453	0.21694
pH	0.03598	-0.06993	<b>0.86984</b>
Ca <sup>2+</sup>	<b>0.85489</b>	0.33626	-0.08951
Mg <sup>2+</sup>	0.47358	<b>0.75804</b>	-0.03427
Na <sup>+</sup>	<b>0.94112</b>	0.13303	0.15998
K <sup>+</sup>	<b>0.85963</b>	0.28113	0.16735
Cl <sup>-</sup>	<b>0.96386</b>	0.05672	0.07896
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	<b>0.70561</b>	<b>0.64085</b>	0.09573
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0.20426	-0.42241	<b>-0.53194</b>
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	-0.07597	<b>0.85071</b>	0.05299

La valeur en gras indique une charge significative du paramètre de l'eau.

L'analyse de projection des trois facteurs (F1xF2xF3) dans un nuage de points à trois dimensions (3D) révèle que la majeure partie de la variance des données est représentée (Fig. 75). Cette projection met en évidence une variation des propriétés chimiques des échantillons, tout à fait conforme avec les groupements dérivés de la classification ascendante hiérarchique (CAH). Par ailleurs, la distribution peu dispersée des échantillons d'eau suggère une origine chimique similaire.



**Figure 75. Projection des facteurs en 3D (F1xF2xF3)**

#### VI.4.2. Classification ascendante hiérarchique (CAH)

L'analyse hiérarchique ascendante est une méthodologie couramment utilisée dans la classification des données hydrogéochimiques (Schot & Van Der Wal, 1992 ; Alberto et al. 2001 ; Belkhiri et al., 2012 ; Bouaicha F et al., 2017 ; Hamma et al., 2024). L'objectif de la CAH est de regrouper des objets similaires au sein d'un même groupe, appelé grappe ou cluster, tout en les distinguant des objets appartenant à d'autres groupes. La qualité de la classification est déterminée à la fois par le niveau de similarité (ou d'homogénéité) entre les éléments d'un même cluster et par le niveau de dissimilarité avec les autres clusters (Everitt et al., 2011).

Pour cette étude, la CAH en Q-mode a été appliquée en utilisant la distance Euclidienne comme mesure de distance, ou mesure de similarité entre les échantillons et la méthode de Ward (Ward,1963) comme règle de liaison pour la classification des données hydrogéochimiques des eaux de la région d'Ain Sefra.

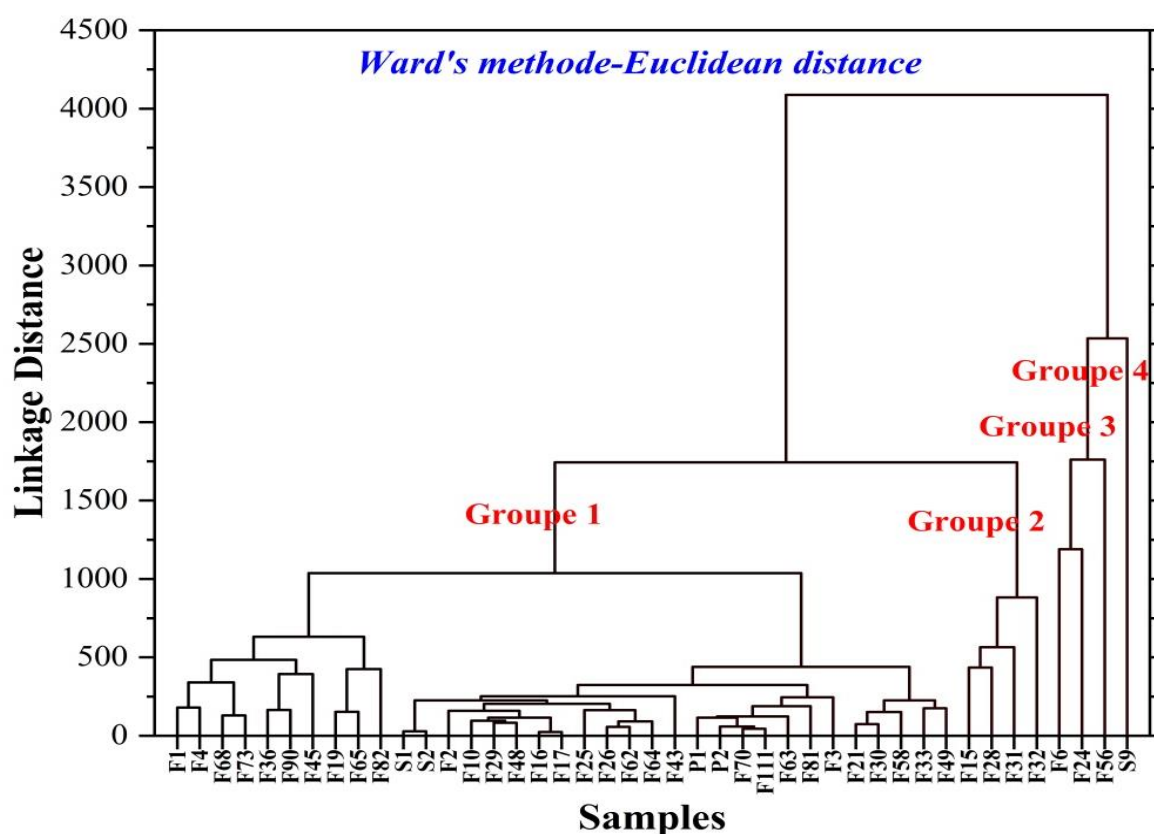


Figure 76. Dendrogramme de classification ascendante hiérarchisée en Q-mode.

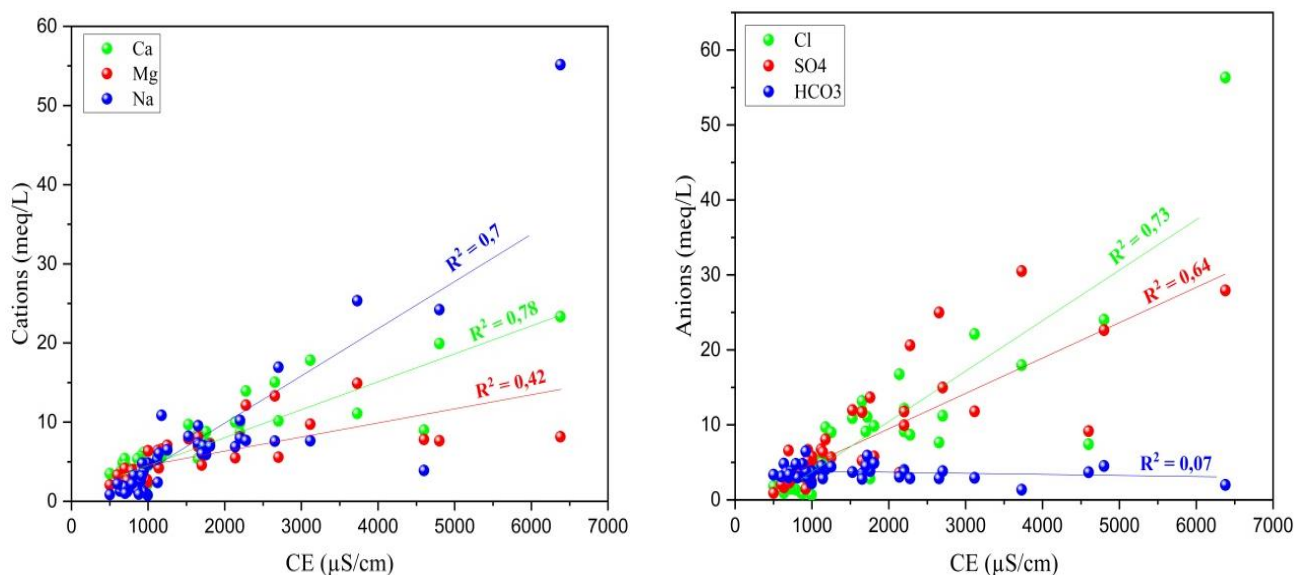
Le résultat de la classification a montré selon le dendrogramme (Fig.76), que les eaux de la région peuvent être classées en quatre groupes où la conductivité électrique semble être un facteur distinctif majeur avec des concentrations croissantes dans tous les groupes.

**Le groupe 1** est formé par trente-cinq points (F1, S1, S2, P1, P2, F2, F3, F4, F10, F16, F17, F19, F21, F25, F26, F29, F30, F33, F36, F43, F45, F48, F49, F58, F62, F63, F64, F65, F68, F70, F73, F81, F82, F90, et F111), avec une valeur moyenne de CE égale à 1161,14  $\mu\text{S}/\text{cm}$ , indiquant une faible salinité et donc de l'eau douce ( $\text{CE} < 1500 \mu\text{S}/\text{cm}$ ).  $\text{Ca}^{2+}$  est le cation dominant tandis que  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{HCO}_3^-$  sont les anions dominants. Par conséquent ce groupe correspond aux faciès chlorurée sulfatée calcique et magnésienne ( $\text{Ca-Mg-SO}_4\text{-Cl}$ ) et bicarbonaté calcique, et magnésienne ( $\text{Ca-Mg-HCO}_3$ ). Ils correspondent aux échantillons prélevés à proximité des zones de recharge à savoir les oueds pour les eaux de la nappe du Crétacé inférieur ainsi que les reliefs de bordures pour celle du Jurassique supérieur.

**Le groupe 2** est composé des points d'eau F15, F28, F31 et F32 qui caractérisent les eaux à salinité moyenne ou intermédiaire ( $2276 < \text{EC} < 3116 \mu\text{S}/\text{cm}$ , moyenne = 2686,5  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ),  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Na}^+$  sont les cations dominants, le Magnésium montre une augmentation de ces teneurs. Le chlorure ( $\text{Cl}^-$ ) est également abondant en dominant les bicarbonates et avec les sulfates ( $\text{SO}_4^{2-}$ ), ils forment les anions majoritaires de ce groupe. Les membres de ce groupe correspondent au faciès  $\text{Ca-Na-SO}_4\text{-Cl}$  (sulfatée calcique et chlorurée sodique). Ce groupe correspond essentiellement aux échantillons prélevés au niveau de l'aquifère du crétacé inférieur et plus exactement à proximité de la zone évaporatoire d'où l'influence de l'évaporation sur l'augmentation de la salinité dans ce secteur. On peut ajouter un autre facteur qui joue un rôle important, c'est le lessivage des terrains argileux et marneux surtout que la région située entre Ain Sefra et Tiout est marquée par une extension des formations argileuses du Crétacé.

**Le groupe 3** comprend 3 échantillons d'eau (F6, F24, F56) qui caractérisent les eaux à salinité élevée, avec une valeur moyenne de CE égale à 4376  $\mu\text{S}/\text{cm}$ . Dans ce groupe on note la dominance des cations  $\text{Na}^+$  sur les  $\text{Ca}^{2+}$ , on note aussi l'augmentation des teneurs des chlorures par rapport aux groupes 1 et 2. Le faciès de ce groupe sera  $\text{SO}_4\text{-Cl-Na-Ca}$  (chlorurée calcique). Il est influencé par la dissolution et lessivage des formations salifères (argilo-gypso-salines) triasiques localisées au Sud de la ville de Tiout vers Djebel Djaara.

**Le groupe 4** contient un seul échantillon d'eau, ce de la source thermale d'Ain Ouarka (S9). L'eau souterraine est fortement minéralisée avec une conductivité excessivement forte  $CE = 6380 \mu\text{S/cm}$ .  $\text{Na}^+$  et  $\text{Cl}^-$  sont les ions les plus dominants, ce qui indique un faciès d'eau Na-Cl. La composition physico-chimique d'eau de ce groupe est influencée par la nature géologique des formations triasiques d'Ain Ouarka (sel gemme et du gypse).



**Figure 77. Evolution des éléments majeurs en fonction de la conductivité**

Les principaux éléments cationiques présentent de bonnes corrélations avec la conductivité. La pente de la droite du sodium est plus forte que celles du calcium et du magnésium, traduisant un enrichissement plus important en chlorures (Fig.77). De même l'évolution des anions en fonction de la conductivité montre que les chlorures et les sulfates évoluent fortement en fonction de la salinité de l'eau. Tandis que les bicarbonates évoluent plutôt en sens inverse avec la conductivité électrique (Fig.77).

La minéralisation de l'eau est principalement gouvernée par la présence d'éléments salifères et gypsifères dans les eaux appartenant aux groupes 2, 3 et 4. En ce qui concerne les eaux du 1<sup>er</sup> groupe, qui sont faiblement minéralisées, on observe une absence d'augmentation des niveaux d'anions.

L'évolution hydrochimique se fait par un appauvrissement progressif en bicarbonates et par un enrichissement en sulfates, chlorures, calcium et sodium. L'augmentation des sulfates est à rapporter d'une part au changement de faciès des formations crétacé inférieur qui deviennent plus argileuses et plus gypseuses et d'autre part à la pollution par les engrais consécutifs à l'agriculture existante de part et d'autre de principaux oueds (Sfissifa, Tirkount, Breidj et Tiout). L'accroissement des teneurs des chlorures est dû à des injections triasiques le long de l'accident Ras-Touil - Ain-sefra, au pied du Djebel Mekter, le long de la faille Belhandjir, au Sud de localité de Tiout et dans la région d'Ain Ouarka.

## **VI.5. Processus hydrogéochimiques**

### **VI.5.1. Origine de la minéralisation**

La chimie des eaux souterraines circulant dans les différents systèmes aquifères est intrinsèquement liée à la composition minéralogique des formations géologiques. Les réactions entre les matériaux aquifères et les eaux souterraines (interactions eau-roches) jouent un rôle significatif dans le processus de minéralisation naturelle de l'eau. Afin de mieux comprendre les facteurs clés qui contrôlent l'évolution chimique des eaux souterraines dans la zone d'étude et de déterminer l'origine de chaque élément chimique, il est nécessaire d'effectuer des corrélations entre les différents ions et d'examiner le comportement des éléments dérivant d'une même origine au sein du système hydrogéologique étudié.

Différents diagrammes binaires et rapports caractéristiques sont utilisés pour identifier les processus d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines.

#### **VI.5.1.1. Diagrammes binaires et origine des éléments dominants**

Pour préciser les principaux processus responsables de la minéralisation des eaux souterraines dans le bassin d'Ain Sefra, nous avons établi des corrélations entre les éléments chimiques à l'aide de diagrammes binaires. Ces diagrammes consistent à représenter sur un graphique 2D l'évolution d'un élément ou d'un rapport ionique en fonction d'un autre élément.

Le graphique représentant la relation  $\text{SO}_4^{2-}$  -  $\text{Ca}^{2+}$  (Fig.78) montre une bonne corrélation des points d'eau, avec un  $R^2$  de 0,71. De plus, il démontre que 60,50% des points se situent en dessous de la droite de pente 1:1 qui correspond à la droite de dissolution des minéraux évaporitiques (gypse ou anhydrite), indiquant un déficit en  $\text{Ca}^{2+}$  par rapport à  $\text{SO}_4^{2-}$ . En outre, 39,50 % des points d'eaux présentent un excès en  $\text{Ca}^{2+}$  par rapport à  $\text{SO}_4^{2-}$ .

L'interprétation du graphique révèle deux tendances : d'abord une évolution simultanée des sulfates et du calcium (dissolution des évaporites), suivie d'une diminution du calcium au fur et à mesure que les sulfates continuent d'évoluer.

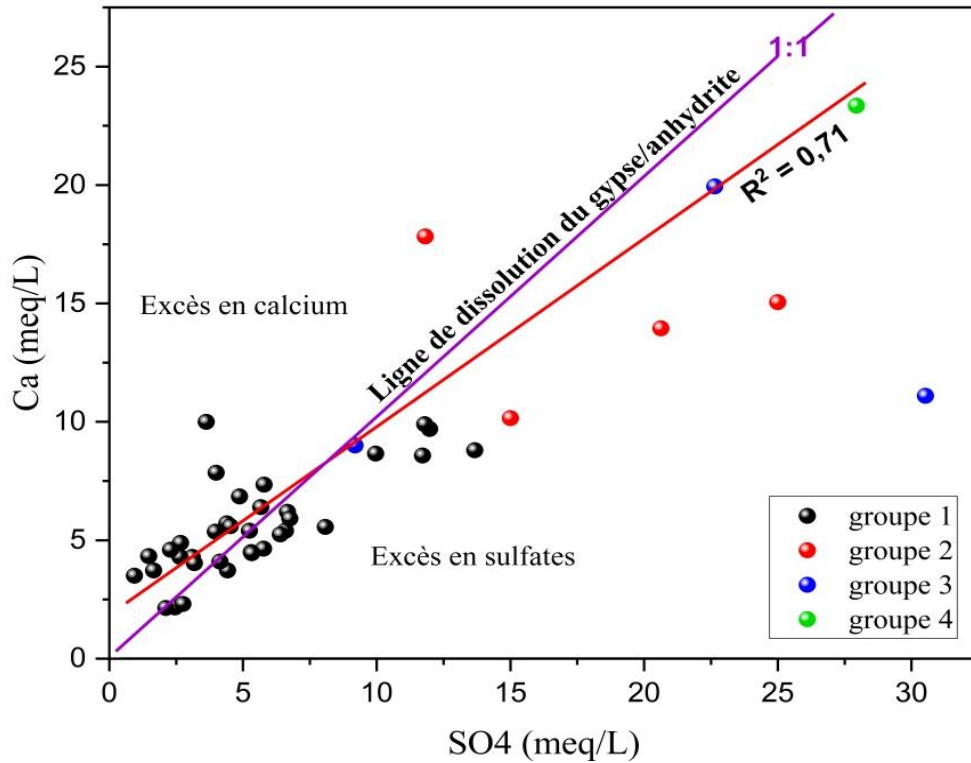
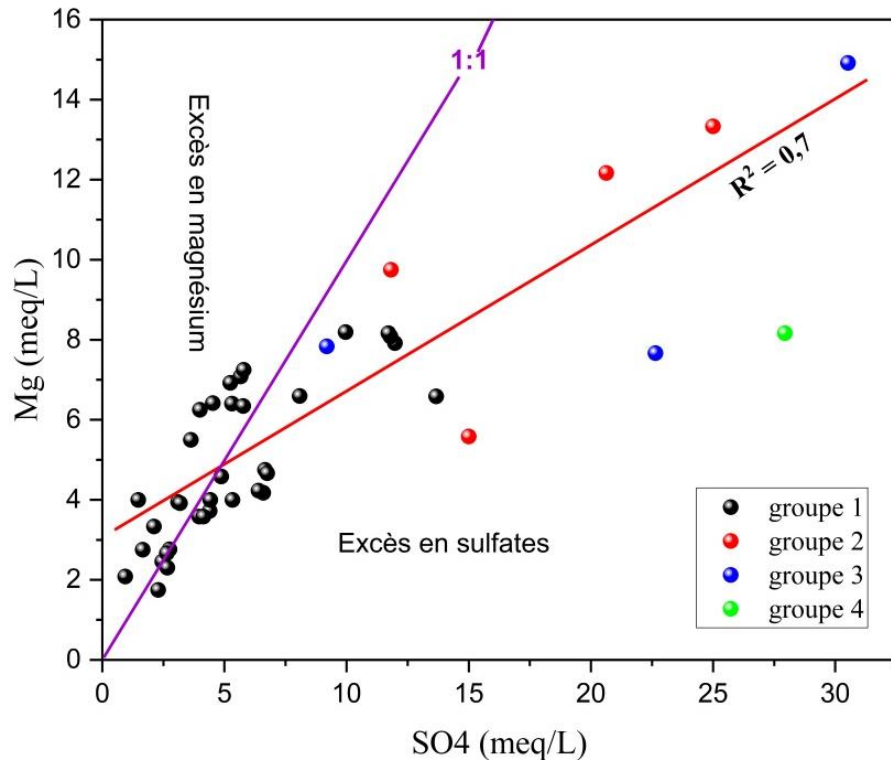


Figure 78. Diagramme  $\text{SO}_4^{2-}$  vs  $\text{Ca}^{2+}$

Le diagramme mettant en relation les ions  $\text{SO}_4^{2-}$  -  $\text{Mg}^{2+}$  (Fig.79), illustre une bonne corrélation des points d'eau, avec un coefficient de corrélation ( $R^2$ ) de 0,70, et permet d'observer une évolution comparable de ces deux éléments à celle du diagramme précédent. Les concentrations évoluent pratiquement de la même manière le long de la droite 1:1, suggèrent une origine commune de ces deux éléments liée aux formations évaporitiques.



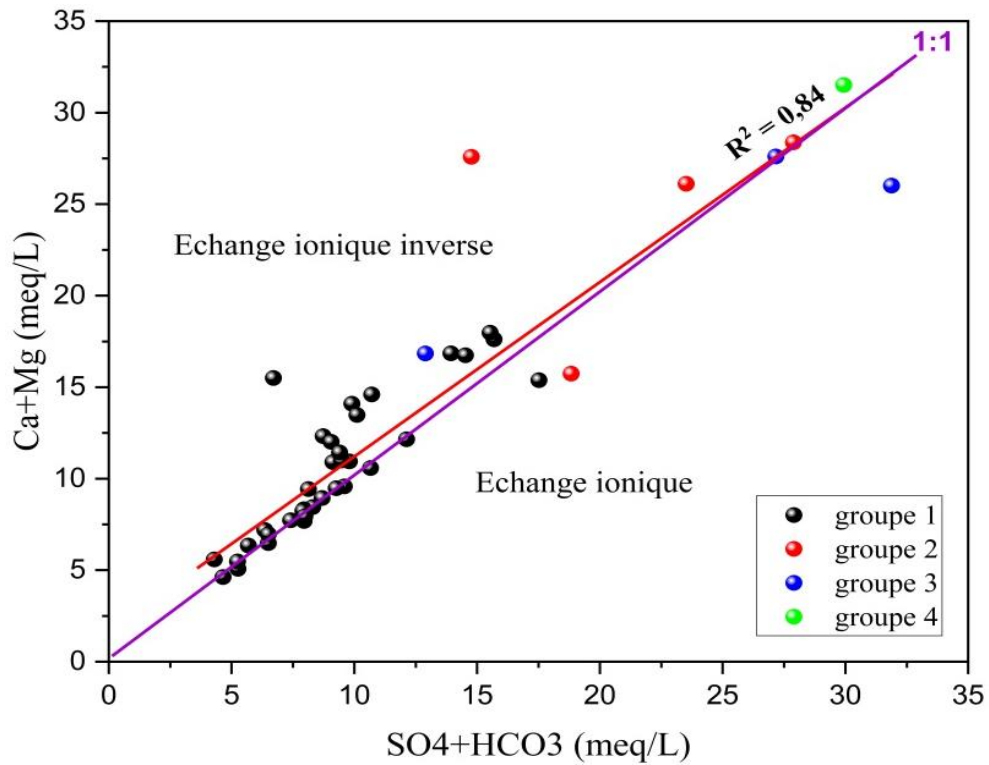


Figure 80. Diagramme  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  vs  $\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^-$

La variation de  $\text{SO}_4^{2-}$  en fonction  $\text{Na}^+$  (Fig.81) donne une bonne corrélation linéaire ( $R^2 = 0,60$ ). L'examen de cette relation met en évidence une évolution proportionnelle presque identique, même si un excès de sulfates peut être observé en quelques points.

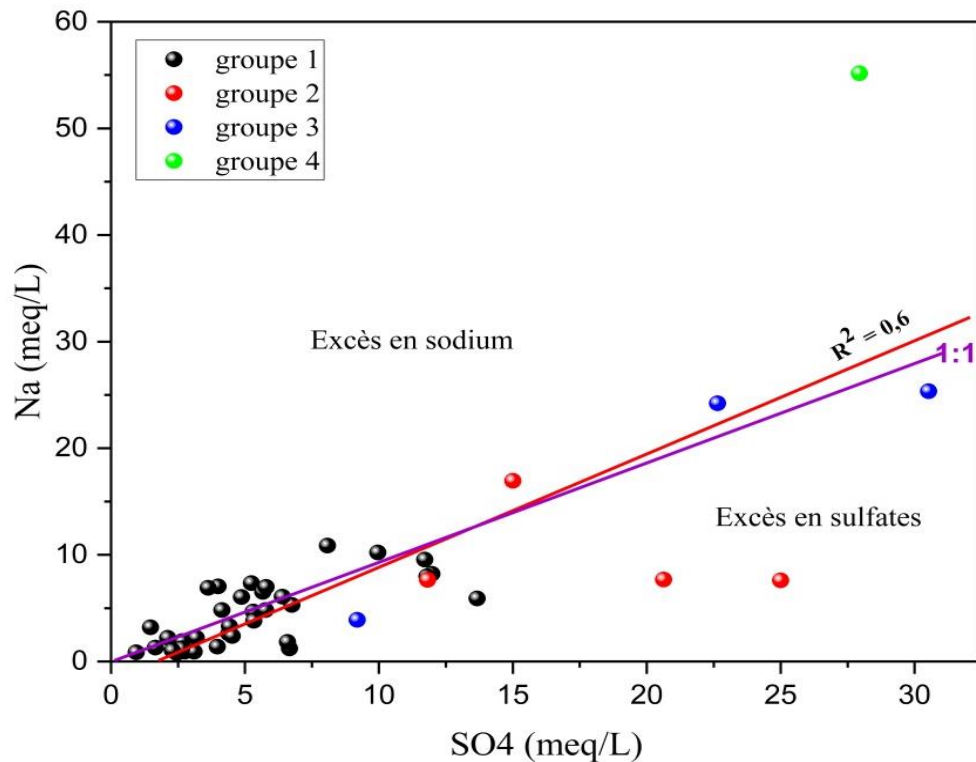


Figure 81. Diagramme  $\text{SO}_4^{2-}$  vs  $\text{Na}^+$

Etant donné la prédominance des faciès chlorure et sulfate dans la zone d'étude, il est très important de vérifier la corrélation entre les ions  $\text{SO}_4^{2-}$  et  $\text{Cl}^-$ . Le graphique (Fig.82) fait apparaître une dispersion des données, indiquant une évolution proportionnelle des deux éléments et suggérant donc une origine salifère commune. En outre, le graphique révèle la présence de certains points avec un excès de sulfates, tandis que d'autres montrent un excès de chlorures. Cette observation reflète la dominance d'un faciès par rapport à l'autre.

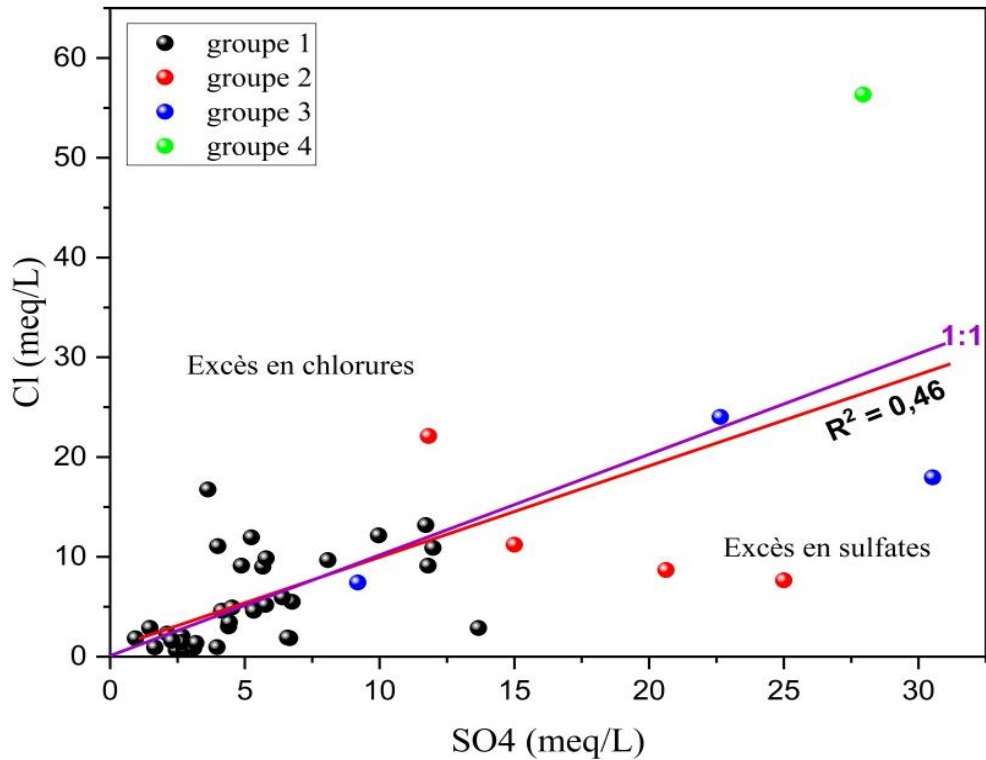


Figure 82. Diagramme  $\text{SO}_4^{2-}$  vs  $\text{Cl}^-$

Dans les eaux naturelles, la présence de  $\text{Na}^+$  et de  $\text{Cl}^-$  est attribuée à la dissolution de l'halite dans les formations triasiques. Toutefois, les chlorures comme le sodium peuvent avoir d'autres origines (naturelles ou anthropiques).

Le diagramme  $\text{Na}^+$  versus  $\text{Cl}^-$  (Fig.83) montre une bonne corrélation entre ces deux éléments, avec un coefficient de corrélation ( $R^2$ ) de 0,88. Sur ce diagramme, les points situés en dessous de la droite caractéristique de la dissolution des halites, traduisant la prédominance des chlorures par rapport au sodium. Le déficit en  $\text{Na}^+$  s'explique par le phénomène d'échange ionique inverse entre l'eau et l'aquifère, qui entraîne l'adsorption de  $\text{Na}^+$  et la libération de  $\text{Ca}^{2+}$ . Les points situés au-dessus de la pente 1:1 présentent un excès de  $\text{Na}^+$ , qui peut s'expliquer par l'existence d'une origine autre que la halite, le phénomène d'échange de bases où les ions  $\text{Na}^+$  sont libérés et remplacés par des ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$ .

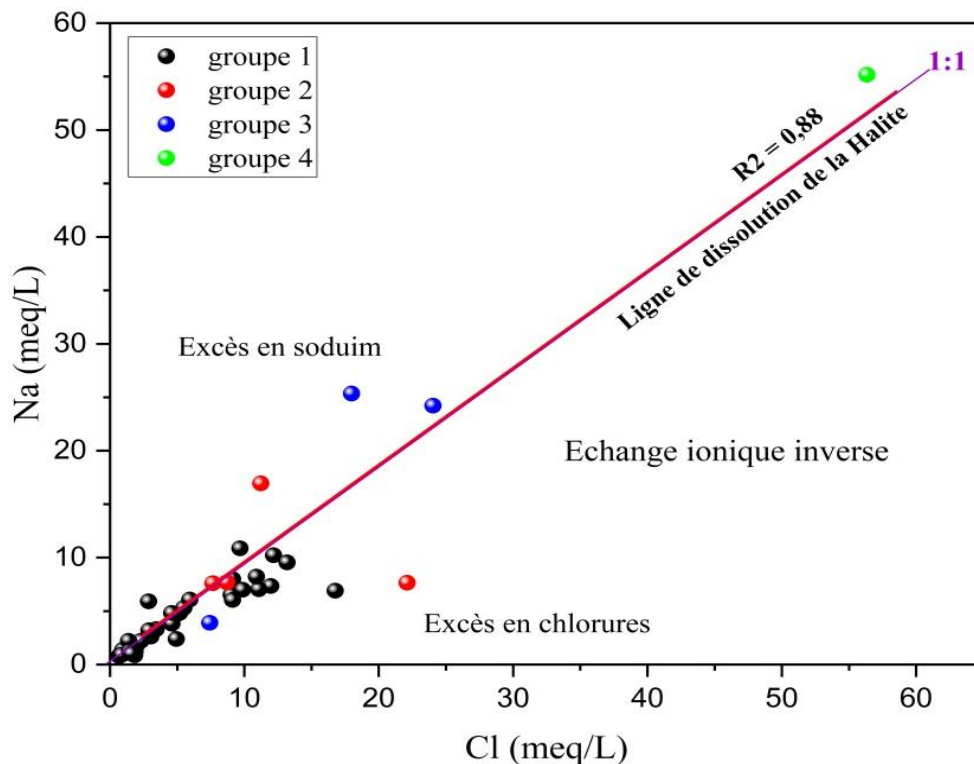


Figure 83. Diagramme  $\text{Na}^+$  vs  $\text{Cl}^-$

Le diagramme  $\text{Ca}^{2+}$  -  $\text{Cl}^-$  montre une bonne corrélation entre ces deux éléments, avec un coefficient de corrélation ( $R^2$ ) de 0,71. L'examen de cette relation met en évidence une évolution proportionnelle des chlorures et du calcium (Fig.84). Cette relation confirme l'existence du faciès chloruré calcique.

Quelques des points se situent au-dessus de la droite de pente 1:1 qui correspond à la dissolution d'évaporite, traduisant un excès en calcium.

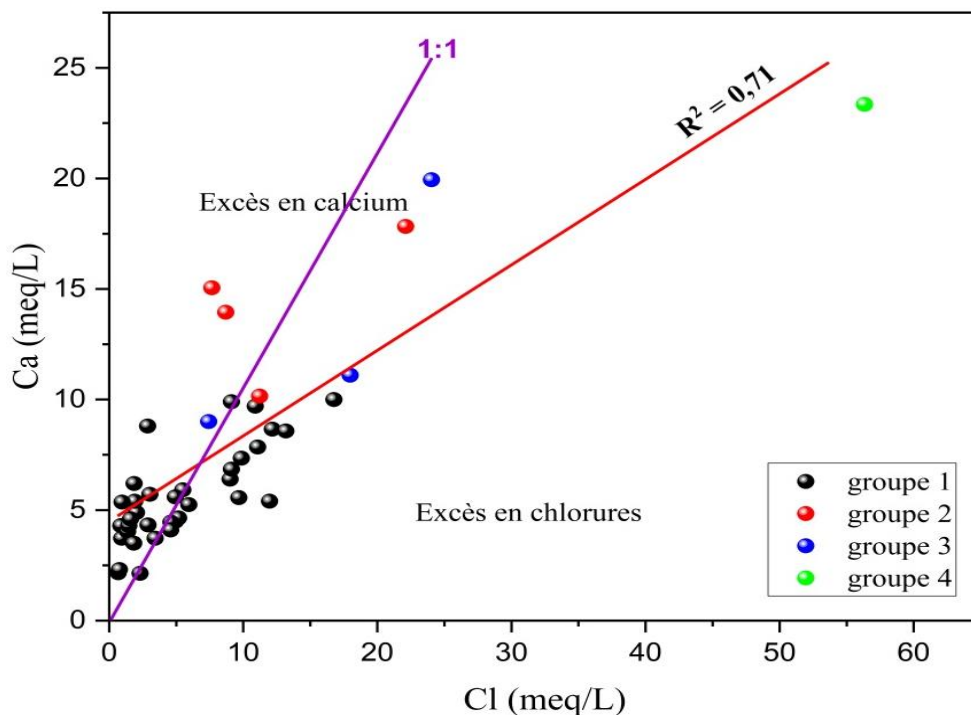


Figure 84. Diagramme  $\text{Ca}^{2+}$  vs  $\text{Cl}^-$

La représentation graphique de tous les points d'eau analysés sur le diagramme  $\text{Ca}^{2+}/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$  vs  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$  (Fig.85) montre que 63% des échantillons présentent l'état naturel, tandis que 32,60% subissent un échange de base et 4,40% des points présentent un excès en calcium points.

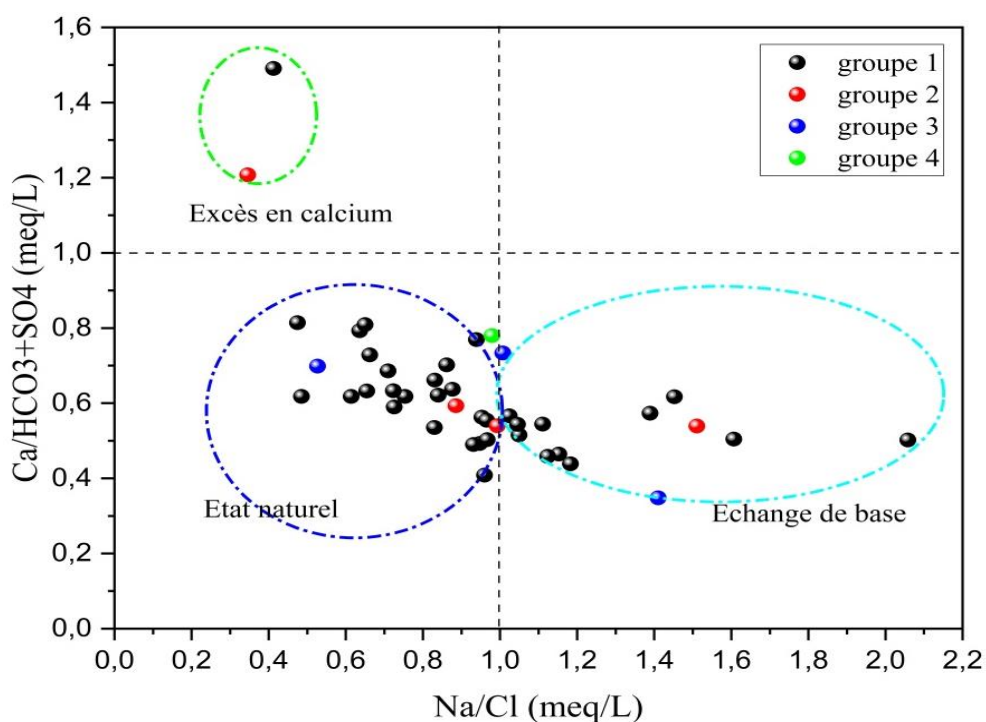


Figure 85. Diagramme  $\text{Ca}^{2+}/(\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-})$  vs  $\text{Na}^+/\text{Cl}^-$

L'analyse du diagramme  $\text{HCO}_3^-/(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$  en fonction de la conductivité électrique (Fig. 86) a permis de mettre en évidence deux pôles distincts. Le premier est carbonaté, représentant 11,60% des points d'eau. Il est caractérisé par une dominance des ions  $\text{HCO}_3^-$  à des valeurs de conductivité variables. Le second pôle est évaporitique (gypsifère), représentant 88,40% des points d'eau, et est caractérisé par une dominance des ions  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ .

L'évolution de la conductivité électrique débute par des valeurs relativement faibles (<600  $\mu\text{S}/\text{cm}$ ), qui sont liées aux formations carbonatées des bordures, caractérisent les points d'eau avec un faciès bicarbonaté calcique et magnésien. Lorsque les eaux souterraines s'écoulent au contact avec des formations argilo-gypsifère et des dépôts évaporitiques, elles s'enrichissent en ions  $\text{Cl}^-$  et  $\text{SO}_4^{2-}$ , ce qui entraîne une augmentation très importante des valeurs de la conductivité, qui dépassant les 6000  $\mu\text{S}/\text{cm}$ .

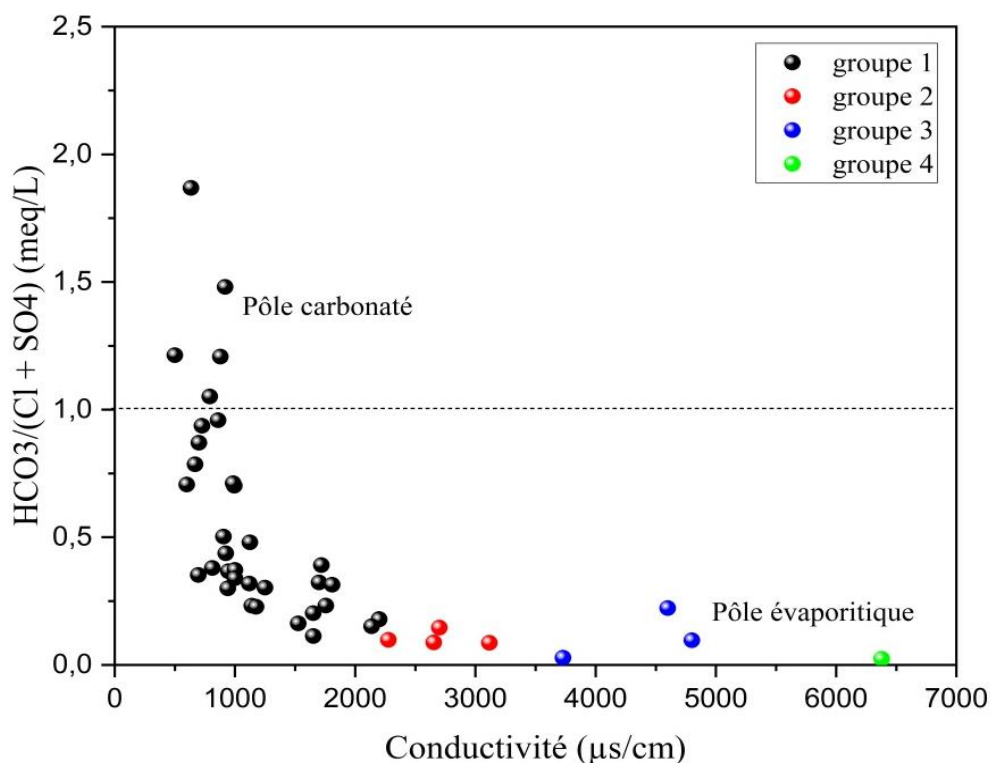


Figure 86. Diagramme  $\text{HCO}_3^-/(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-})$  vs conductivité électrique

Le diagramme  $(\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-})$  vs la conductivité électrique (Fig.87) peut être utilisé pour déterminer lequel entre ces deux ions est responsable de la minéralisation des eaux souterraines dans la zone d'étude.

L'interprétation du graphe a révélé que la majorité des points d'eau présente un rapport  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$  inférieur à 1, indiquant la dominance des ions  $\text{SO}_4^{2-}$  sur  $\text{Cl}^-$ , ce qui confirme la dominance d'un faciès gypsifère (sulfaté). Certains points d'eau présentent des valeurs  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$  supérieures à 1, indiquant une origine chlorurée calcique et sodique, résultant de la dissolution de la halite.

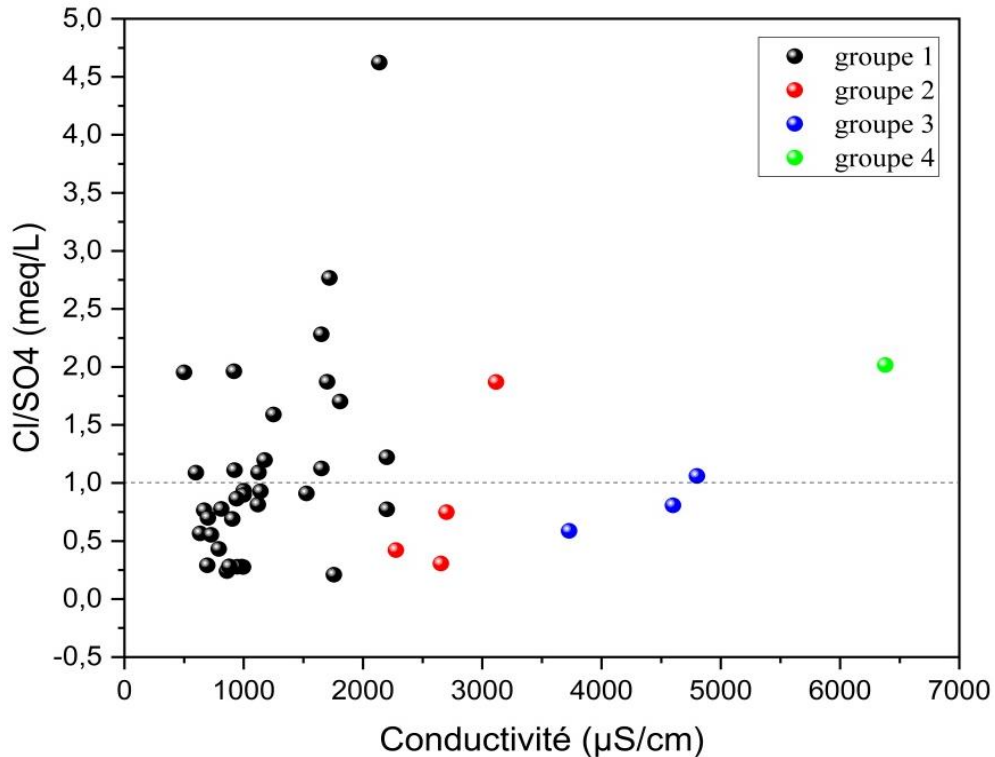


Figure 87. Diagramme  $\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{2-}$  vs conductivité électrique

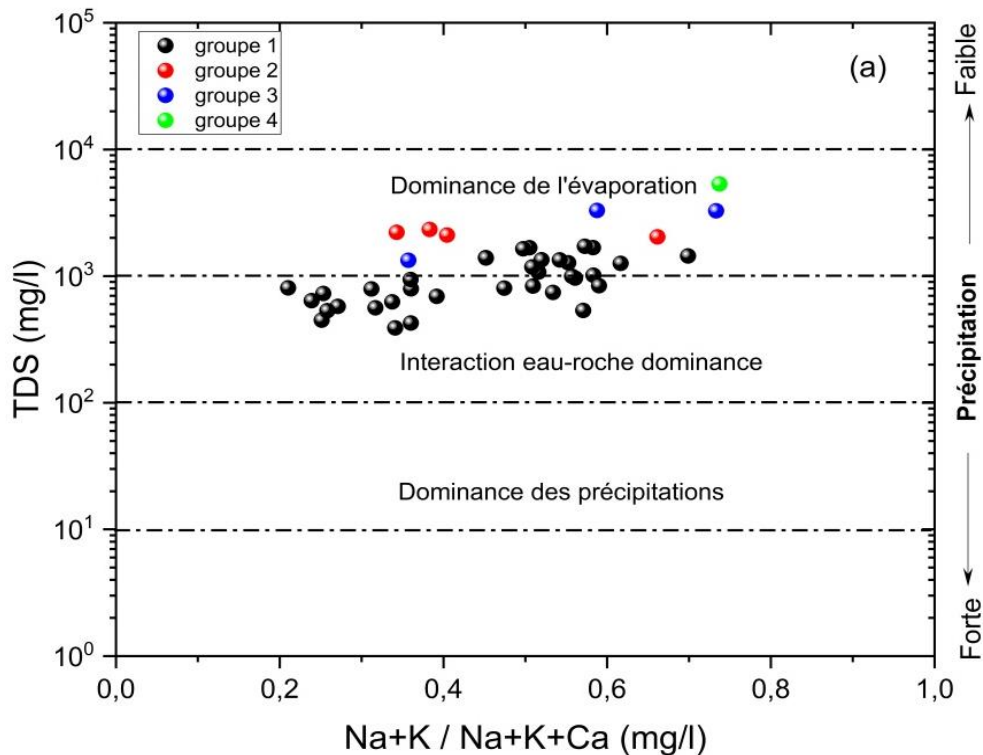
### VI.5.1.2. Diagrammes de Gibbs

Les trois mécanismes qui contrôlent les composants chimiques des eaux naturelles sont les précipitations atmosphériques, l'interaction eau-roche et l'évaporation (Apodaca et al., 2002). Les diagrammes de Gibbs (Gibbs, 1970) ont été largement utilisés pour représenter ces mécanismes de contrôle de l'hydrochimie des eaux souterraines et pour établir la relation entre la composition de l'eau et les caractéristiques lithologiques de l'aquifère.

Le graphique semi-logarithmiques de Gibbs est une méthode importante pour analyser l'évolution de l'hydrochimie des eaux souterraines, basée sur les rapport de  $[(\text{Na}+\text{K})/(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca})]$  et  $[\text{Cl}/(\text{Cl}+\text{HCO}_3)]$  en fonction des valeurs du solide dissous (TDS).

Les diagrammes de Gibbs (Fig.88) montrent que les rapports  $(Na+K)/(Na+K+Ca)$  et  $Cl/(Cl+HCO_3)$  varient respectivement de 0,2 à 0,7 et de 0,1 à 0,9. Tous les échantillons d'eau souterraine se répartissent entre la zone de dominance de l'interaction eau-roche et celle de dominance de l'évaporation. Environ 51% des échantillons suggèrent une altération chimique des minéraux constituant la roche, qui influence la qualité des eaux souterraines par la dissolution des carbonates de roche dans les zones de recharge. Tous ces échantillons appartiennent uniquement au 1er groupe. Environ 49 % des échantillons représentent une dominance d'évaporation, ce qui signifie que les échantillons des groupes (1, 2, 3 et 4) sont donc influencés par l'évaporation.

Les diagrammes de Gibbs montrent que lorsque la concentration des solides dissous (TDS) augmente, les rapports  $(Na + K)/(Na+K+Ca)$  et  $Cl/(Cl+HCO_3)$  augmentent également, ce qui est dû à une augmentation du temps de résidence des eaux souterraines, accompagnée d'une interaction entre la roche et l'eau dans ces aquifères multicouches.



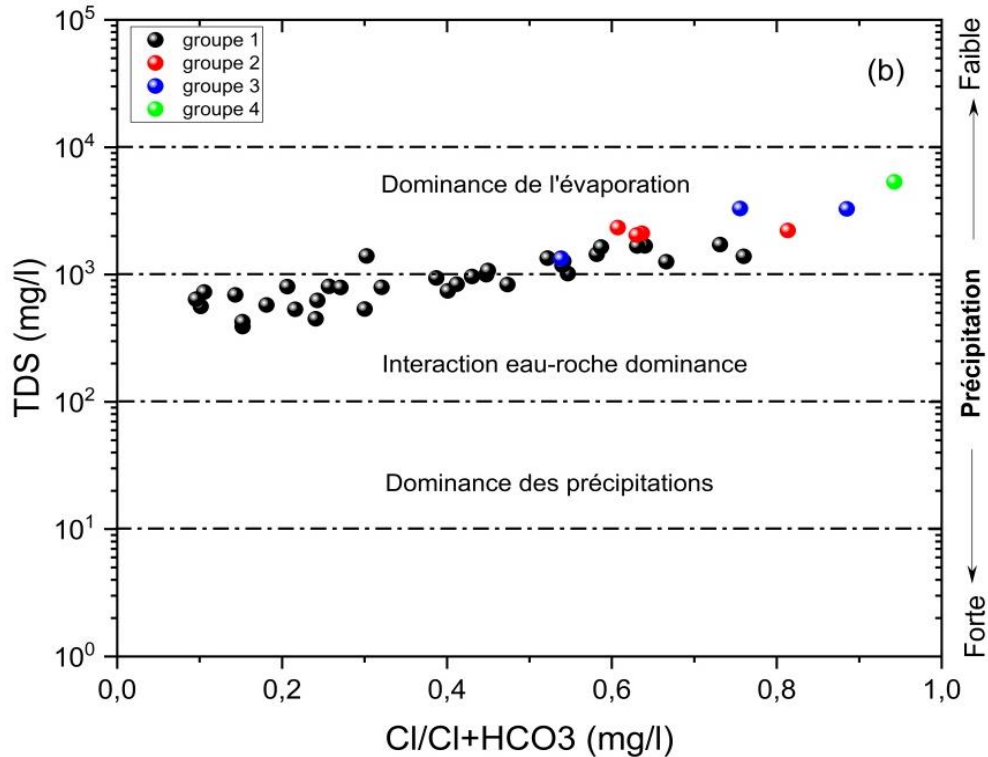


Figure 88. Représentation graphique des points d'eau sur le diagramme de Gibbs

### VI.5.1.3. Diagrammes de Gaillardet

Les diagrammes de Gaillardet (Gaillardet et al., 1999) ont été utilisés comme celles de Gibbs pour comprendre les effets des différents processus de l'hydrochimie des eaux. Les différents échantillons d'eau analysés ont été classés selon leur composition chimique en utilisant ces diagrammes.

Le diagramme de Gaillardet illustre dans la figure 89(a)  $(Ca/Na)/(HCO_3/Na)$  que presque tous les échantillons des quatre groupes se situent dans la zone d'altération des silicates et de dissolution des carbonates, ce qui indique que l'altération des roches silicatées et carbonatées est la source principale de la chimie des eaux souterraines dans la zone d'étude. La figure 89(b)  $(Ca/Na)/(Mg/Na)$  montre aussi que la plupart des échantillons des quatre groupes sont regroupés entre la zone d'altération des silicates et la dissolution des évaporites, ce qui indique que l'altération des roches silicatées et carbonatées et les réactions chimiques combinées contrôlèrent la composante majeure des eaux souterraines dans la zone d'étude.

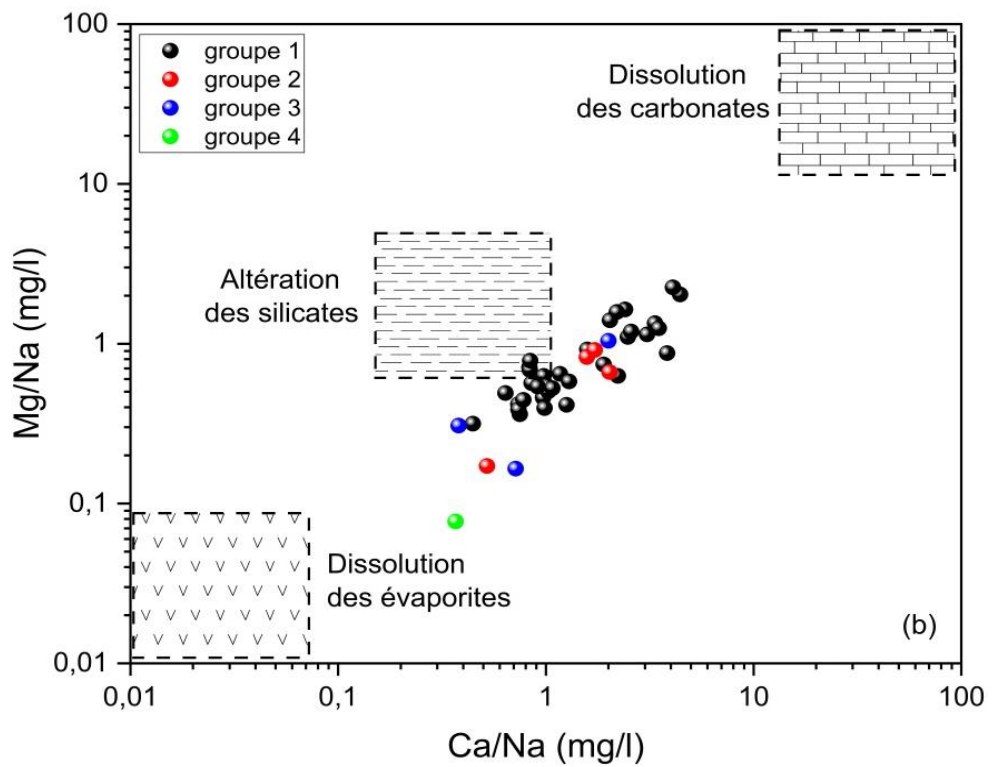
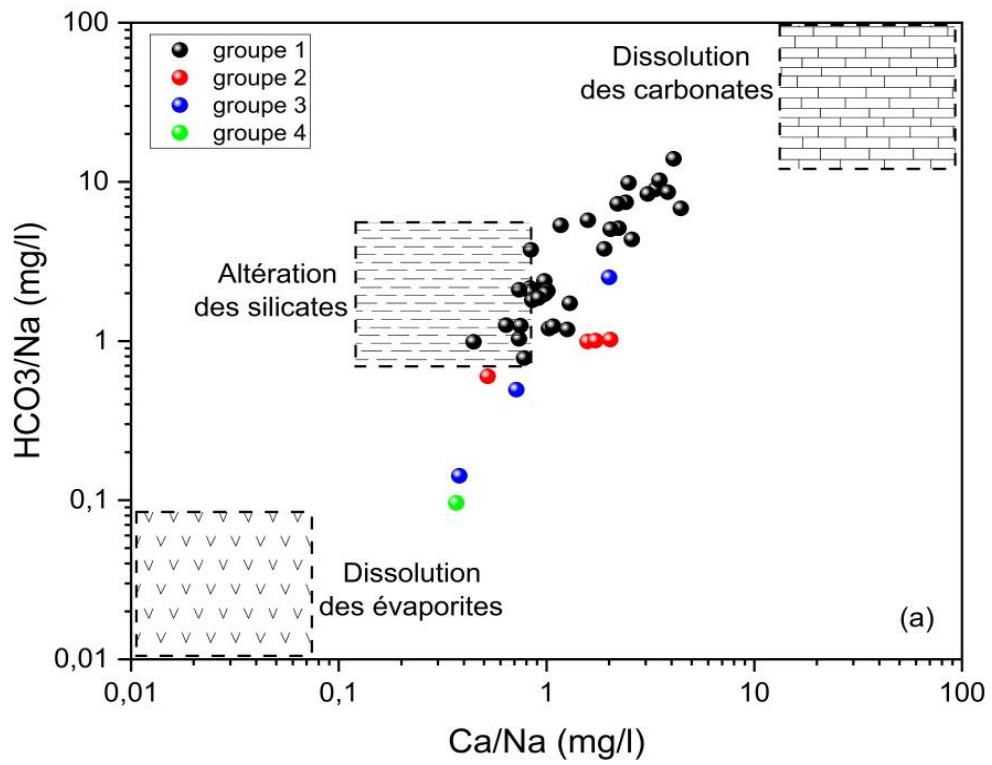


Figure 89. (a) et (b) Représentation graphique des points d'eau sur le diagramme de Gaillardet

#### VI.5.1.4. Phénomène d'échange de base

La composition chimique des eaux souterraines peut être modifiée par les échanges d'ions entre l'eau et la roche. Ces échanges peuvent se produire lors de la recharge de l'aquifère, ou pendant la longue période de séjour de l'eau dans l'aquifère. Pour évaluer ces échanges, on utilise les indices d'échanges de base (i.e.b), également appelés indices Chloro-Alcalins (CAI). Ces indices sont calculés à l'aide des équations de Scholler (Scholler, 1956):

$$\text{CAI 1} = (\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)) / \text{Cl}^- \quad (1)$$

$$\text{CAI 2} = (\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+)) / (\text{SO}_4^{2-} + \text{HCO}_3^- + \text{NO}_3^-) \quad (2)$$

Avec,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{NO}_3^-$  exprimés en meq/L

- Lorsque l'i.e.b. est négatif, les ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  de l'eau sont échangés contre les ions  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  des formations encaissantes.
- Si l'i.e.b. est positif, les ions  $\text{Na}^+$  et  $\text{K}^+$  de l'eau sont remplacés par les ions  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{Mg}^{2+}$  provenant des formations encaissantes.
- Un i.e.b. = 0, cela signifie qu'un équilibre chimique est atteint entre la composition chimique de l'eau et celle de la roche encaissante.

La figure 90 révèle que 56% des points d'eau analysés présentent des indices d'échange de bases positifs. Cela indique que l'eau échange des ions  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  contre  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  de roche encaissante. Inversement, 44% des points d'eau affichent des indices d'échange de bases négatifs. Ce résultat suggère que la roche encaissante libère des ions  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  dans l'eau, tout en fixant les ions  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$  présents dans l'eau.

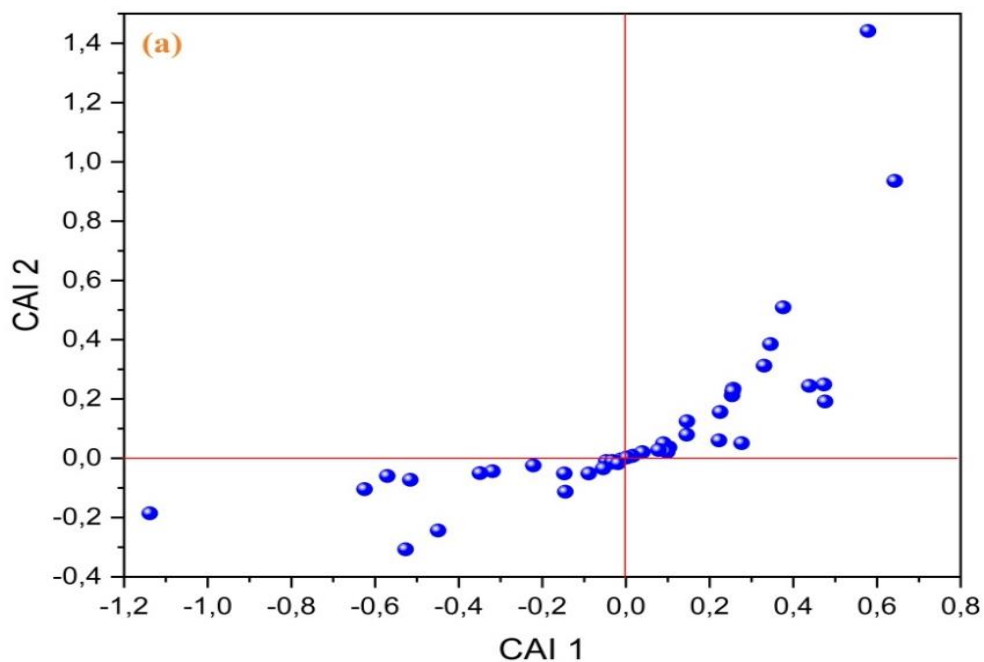


Figure 90 (a). Diagramme d'échange d'ions : Indices chloro-alcalins 1 et 2 (CAI 1 et CAI 2)

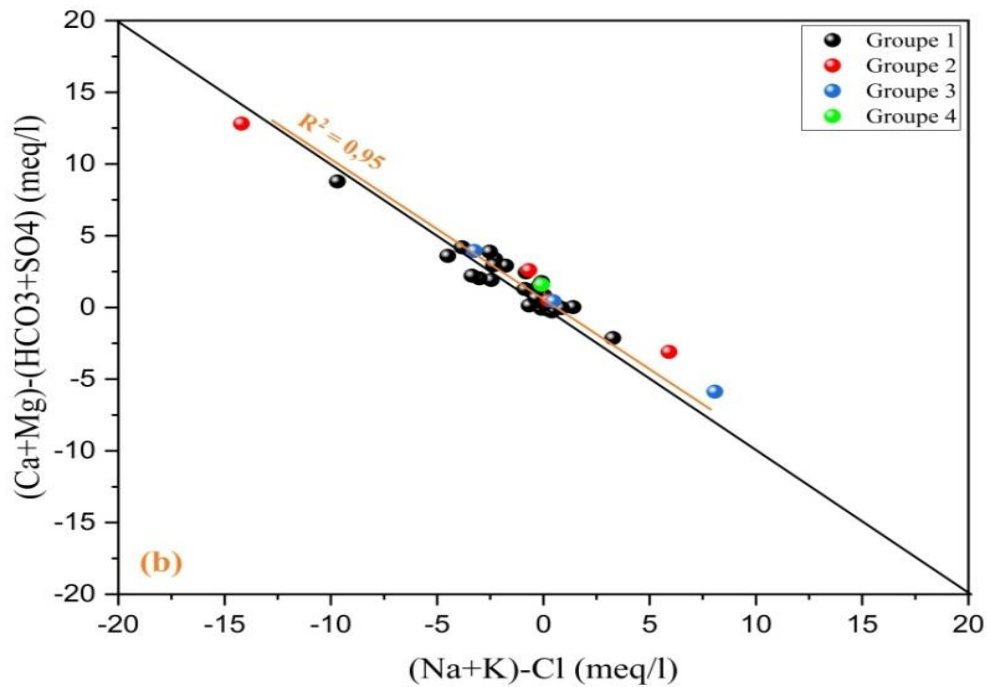


Figure 90 (b). Diagramme  $[(Na^+ + K^+) - Cl^-]$  vs  $[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (HCO_3^- + SO_4^{2-})]$

## V.5.2. Modélisation géochimique

### VI.5.2.1. Indices de saturation des eaux

L'indice de saturation est une mesure importante du degré d'équilibre entre l'eau et les minéraux solubles. La chimie de l'eau est acquise par l'interaction de l'eau avec les roches encaissantes. Cette interaction dépend principalement des réactions chimiques qui contrôlent la mise en solution ou la précipitation.

Pour comprendre l'évolution de la chimie des eaux le long de l'écoulement souterrain dans la zone d'étude, une simulation à l'aide du code PHREEQC (Parkhurst et Appelo, 1999) a été réalisée. Cette simulation a permis de calculer les indices de saturation (IS) des minéraux dissous dans l'eau et d'aborder la spéciation de ces minéraux. Ceci a permis aussi, d'évaluer l'état de saturation des eaux qui contrôlent le chimisme et l'état d'équilibre avec les phases solides (Appelo and Postma, 1996 ; Drever, 1997).

L'indice de saturation (IS) d'un minéral est défini par le logarithme du rapport des produits d'activité ionique (PAI) sur le produit de solubilité ( $K_{sp}$ ) à une température donnée.

$$IS = \log (PAI / K_{sp})$$

Généralement l'équilibre eau-roche est atteint lorsque  $IS=0$ . Si  $IS>0$ , l'eau est sursaturée, la précipitation des minéraux est nécessaire pour atteindre l'équilibre, par contre si  $IS<0$ , l'eau

est sous-saturée, la dissolution des minéraux est nécessaire pour atteindre l'équilibre (Yidanaa et al., 2008).

Dans la région d'étude, les indices de saturation (IS) ont été déterminés pour l'ensemble des échantillons collectés, et les résultats obtenus sont synthétisés dans le tableau 30.

Les indices de saturation calculés révèlent une réaction importante entre l'eau et les évaporites d'une part, et les carbonates d'autre part. Dans la région d'Ain Sefra, les formations du Jurassique supérieur sont constituées de carbonates comme la calcite, la dolomite et l'aragonite. Les évaporites, quant à elles, comprennent le gypse, l'halite et l'anhydrite, qui témoignent des principaux événements tectoniques de la région.

La figure 91 montre que les eaux souterraines sont sursaturées en ce qui concerne la plupart des phases minérales (calcite, dolomite, aragonite, gypse et anhydrite) et sont probablement responsables de la composition hydrochimique. D'autre part, les échantillons d'eau souterraine sont en état de sous-saturation par rapport à la halite, ce qui reflète un temps de contact relativement long avec ce minéral pour permettre sa dissolution le long du chemin de l'écoulement souterrain.

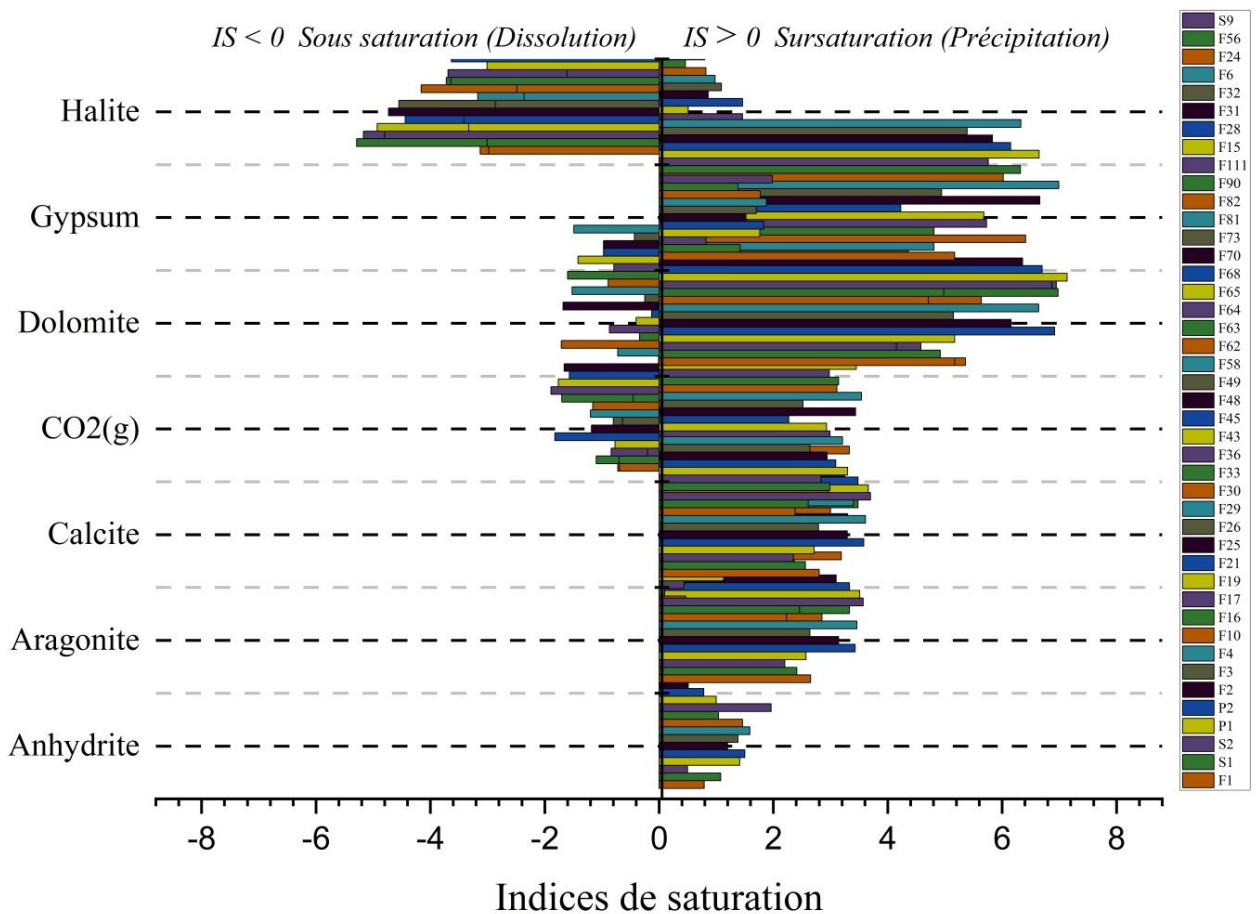


Figure 91. Indices de saturation pour différents points d'eau

**Tableau 30. Résumé statistique des indices de saturation des minéraux dans les eaux souterraines à l'aide de PHREEQC**

	Aragonite CaCO <sub>3</sub>	Calcite CaCO <sub>3</sub>	Dolomite CaMg(CO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub> (g)	Anhydrite CaSO <sub>4</sub>	Gypsum CaSO <sub>4</sub> 2H <sub>2</sub> O	Halite NaCl
<b>Groupe 1</b>							
Min	1,81	1,96	3,53	-1,76	0,05	0,42	-5,29
Max	3,51	3,66	7,14	0,34	1,13	5,17	-2,98
Moy	2,74	2,89	5,55	-0,89	0,63	1,10	-3,98
δ	0,47	0,47	1,00	0,60	0,28	0,76	0,73
<b>Groupe 2</b>							
Min	2,57	2,71	6,92	-1,82	1,20	1,52	-3,41
Max	3,43	3,58	5,85	-0,64	1,50	1,83	-2,86
Moy	2,95	3,09	0,86	-1,10	1,37	1,70	-3,12
δ	0,41	0,41	5,15	0,53	0,13	0,13	0,30
<b>Groupe 3</b>							
Min	2,23	2,38	4,71	-1,89	1,04	1,38	-3,64
Max	3,57	3,70	5,80	-0,45	1,96	1,98	-1,61
Moy	2,93	3,08	1,11	-1,18	1,51	1,75	-2,53
δ	0,68	0,68		0,59	0,38	0,26	0,84
<b>Groupe 4</b>							
Min	3,57	3,7	-1,89	6,87	1,96	1,98	-1,61
Max	3,57	3,7	-1,89	6,87	1,96	1,98	-1,61
Moy	3,57	3,7	0	6,87	1,96	1,98	-1,61
δ	0	0		0	0	0	0

Min: Minimum, Max: Maximum, Moy: Moyenne, δ : Ecart type.

#### VI.5.2.1.1. Les minéraux carbonatés

La figure 92 montre que tous les échantillons d'eau analysés sont sursaturés en minéraux carbonatés (aragonite, calcite et dolomite). Les indices de saturation (IS) de tous les échantillons sont supérieurs à zéro ( $IS > 0$ ), ce qui indique que la précipitation des minéraux est nécessaire pour atteindre l'équilibre dans l'aquifère. Il convient de souligner que la dissolution de la calcite est une réaction rapide et que l'eau peut atteindre la saturation en traversant la zone non saturée (Appelo and Postma, 1996). En revanche, la dissolution de la dolomite est une réaction plus lente, qui prend plusieurs mois par rapport à la calcite (Belkhiri et al., 2012).

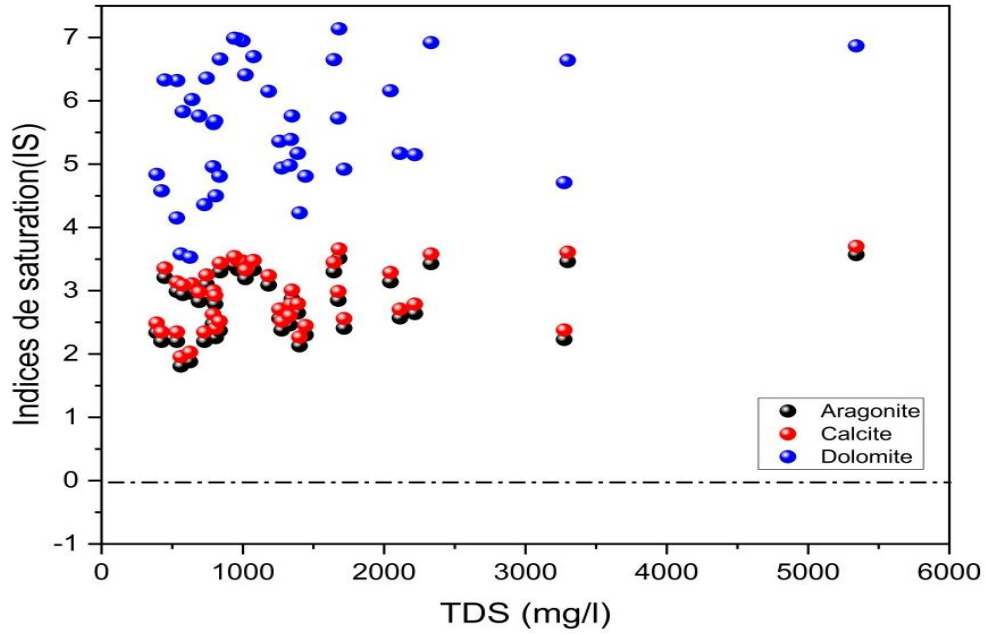


Figure 92. Relation entre TDS et IS des minéraux carbonatés

#### VI.5.2.1.2. Les minéraux évaporitiques

La figure 93 montre que les indices de saturation des échantillons d'eau du système aquifère étudié vis-à-vis de l'anhydrite et le gypse sont supérieurs à zéro ( $IS > 0$ ), ce qui indique une sursaturation par rapport à ces minéraux évaporitiques. Cependant, tous ces échantillons montrent des indices de saturation négatifs ( $IS < -1$ ) par rapport à l'halite témoignant d'un état de sous-saturation des eaux souterraines par rapport à ce minéral. De ce fait, une dissolution de l'halite est assez probable pour les eaux du système aquifère.

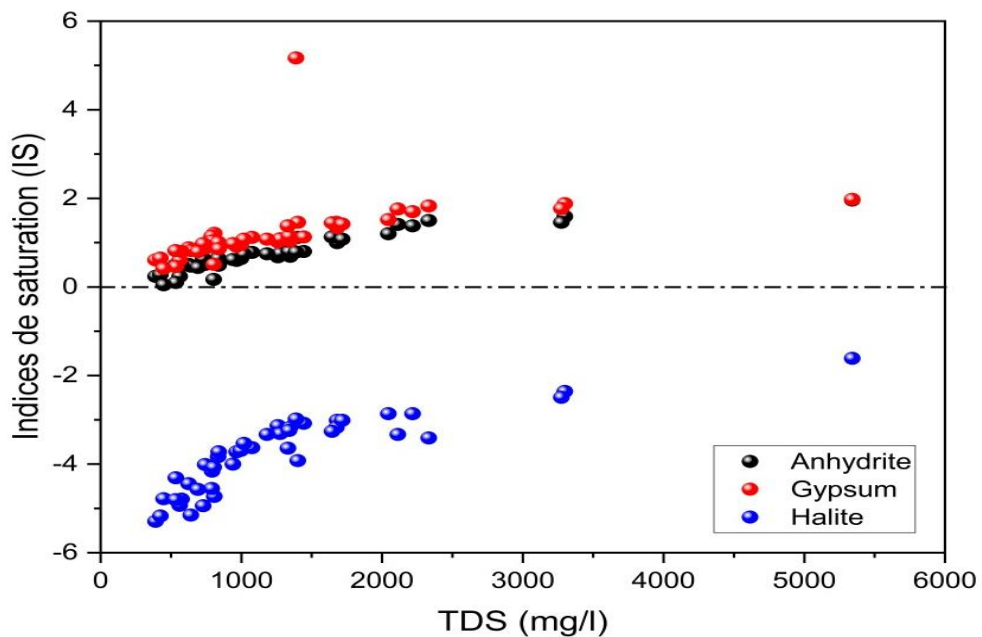
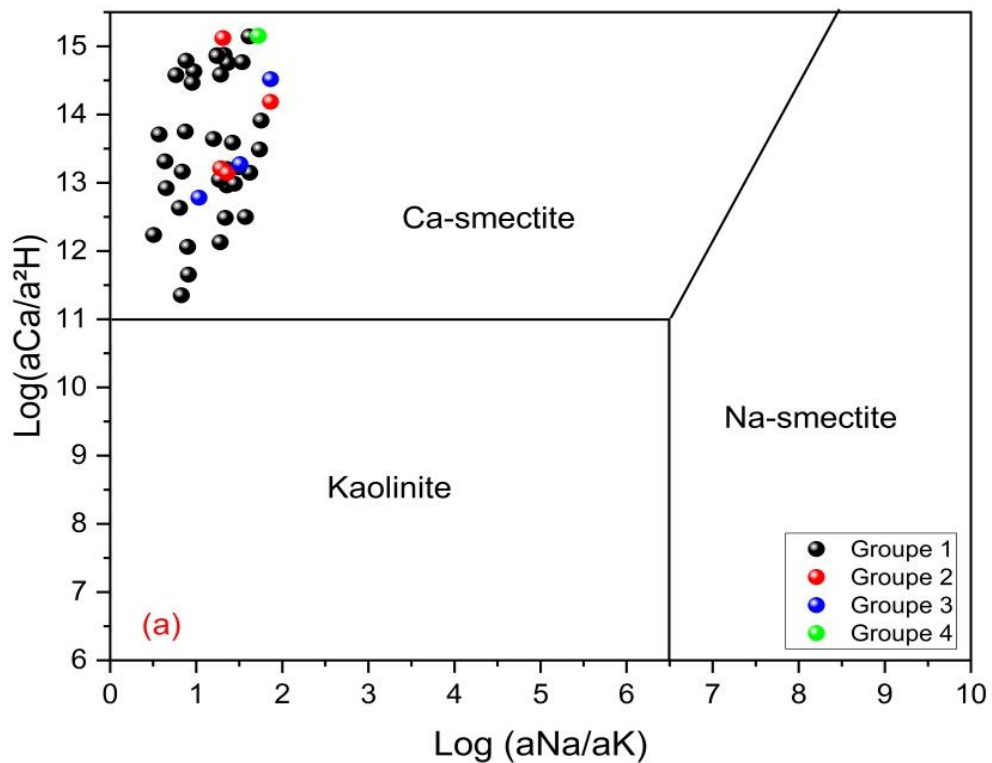


Figure 93. Relation entre TDS et IS des minéraux évaporitiques

### VI.5.2.2. Diagrammes d'équilibre

La classification des eaux souterraines par rapport aux diagrammes de stabilité minérale (Drever, 1997), montre que les quatre groupes d'eau sont représentés essentiellement dans le champ de stabilité de la Ca-smectite (Fig. 94(a), 94(b)), indiquant que l'équilibre avec cette phase minérale est l'un des principaux processus contrôlant la composition chimique de l'eau. Tandis que la figure 94(c), montre que les quatre groupes d'eau sont représentés dans le champ de stabilité de la Mg-smectite et de la Kaolinite. En revanche la distribution des échantillons dans ces diagrammes d'équilibre présente une relative dispersion des nuages de points. Cette dispersion montre qu'il existe une hétérogénéité hydrochimique dans l'acquisition de la minéralisation de l'eau.



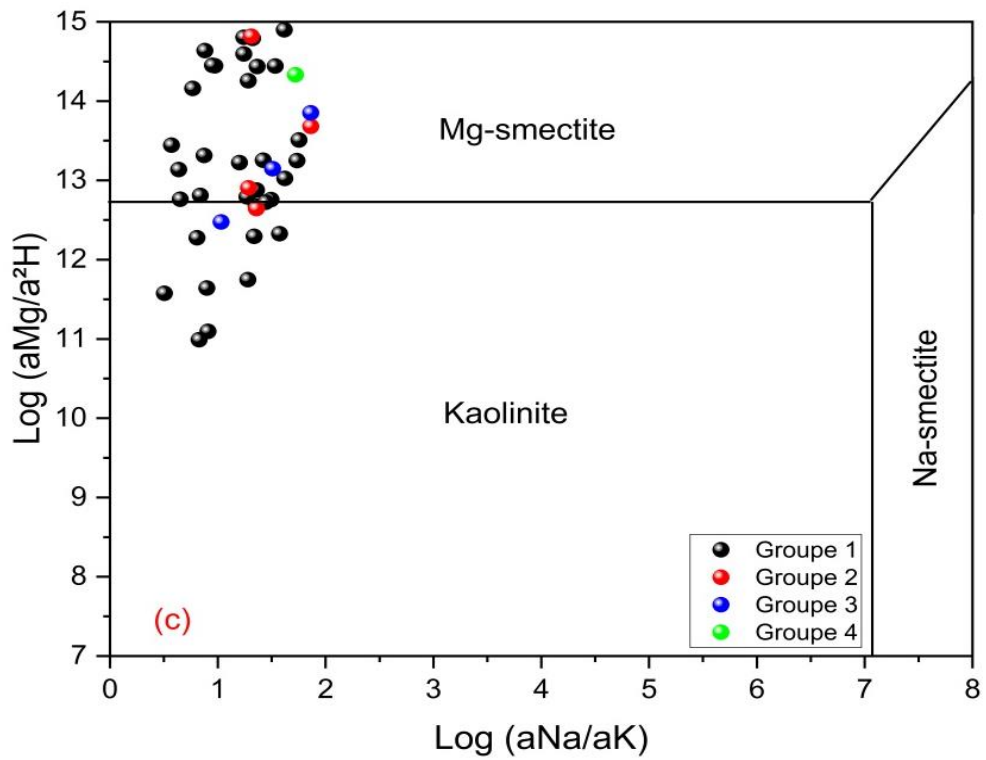
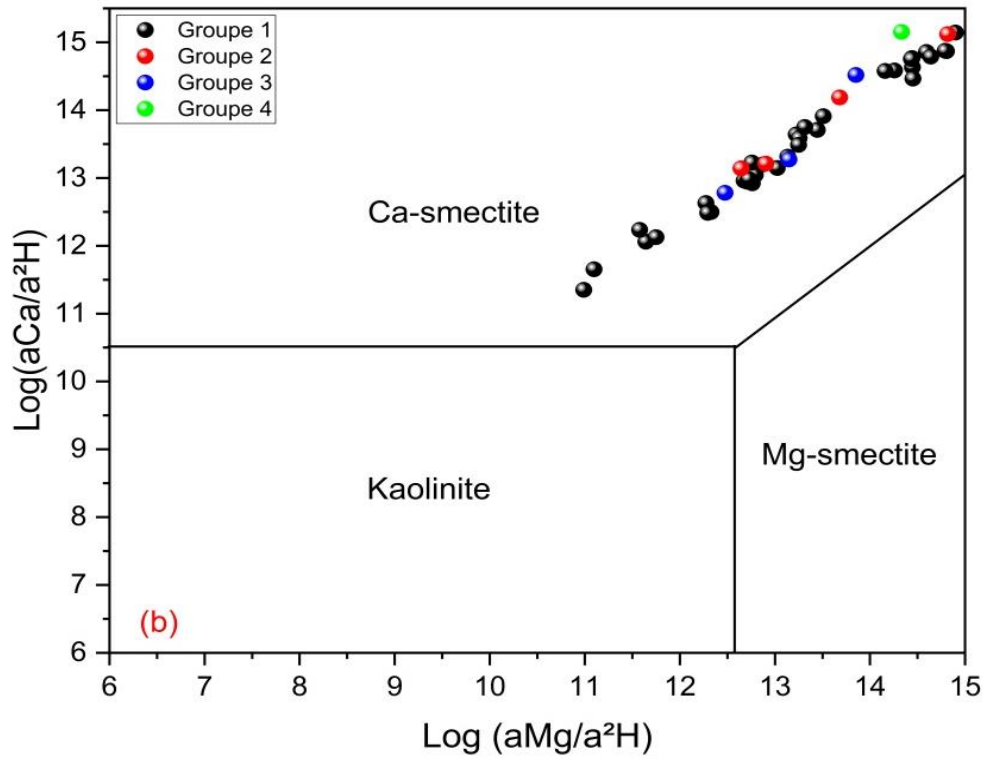


Fig. 94. (a, b, c) Diagrammes de stabilité minérale (Drever, 1997)

## **VI.6. Aptitude de l'eau à la consommation en AEP et à l'irrigation**

L'eau souterraine est d'une importance primordiale, presque partout dans le monde. Cependant, cette ressource qui était d'excellente qualité, est désormais exposée à des risques de pollution.

Les ressources en eau souterraines constituent la principale source d'approvisionnement pour les habitants de la région d'Ain-Sefra. Durant les dernières années, de nombreux forages ont été réalisés. Le nombre de ces points d'eau n'a cessé d'augmenter d'année en année, en raison de l'accroissement des besoins pour l'extension et la création de nouveaux périmètres irrigués, ainsi que pour répondre aux demandes en eau potable de la population locale. Toutefois, l'usage excessif des ressources souterraines et l'essor des activités humaines ont gravement affecté la qualité des eaux souterraines (Foster, 1995 ; Mor et al., 2006). C'est dans ce contexte que s'inscrit cette partie de notre étude, dont l'objectif est d'évaluer la qualité de cette ressource, de déterminer son degré de potabilité et son aptitude à l'irrigation.

## **VI.7. L'indice de qualité de l'eau (IQE)**

L'indice de qualité de l'eau (IQE) est une méthode mathématique à la fois simple et précieuse, pour évaluer la qualité globale des eaux souterraines en fonction de plusieurs critères qui permettent de savoir si elles conviennent à la consommation ou à l'irrigation (Jena et al., 2013). Il consiste à résumer de très grandes quantités de données sur la qualité de l'eau en termes simples (excellente, bonne, médiocre, très médiocre et inadaptée) afin de rendre les informations plus faciles à comprendre. En effet, cet indice fournit une image complète sur la qualité de l'eau aux décideurs et au grand public. L'IQE a été proposé pour la première fois par Brown et al. (1970). Puis modifié par Backman et al. (1998) et a été utilisé pour délimiter la qualité de l'eau pour une utilisation selon les normes de l'Organisation mondiale de la santé (OMS, 2017).

### **VI.7.1. Évaluation de qualité de l'eau pour la consommation (AEP)**

L'indice de qualité de l'eau (IQE) est calculé en utilisant une approche moyenne pondérée (Brown et al., 1970). Cette technique de classification de l'eau en fonction de sa pureté est réalisée sur la base des indicateurs de qualité de l'eau les plus habituelles. Cette procédure est la plus utilisée par les chercheurs du monde pour le calcul de l'IQE (Amadi, 2011 ; Amaliya et Kumar, 2015 ; Foued et al., 2019 ; Hamma et al., 2024).

La détermination de l'IQE a été effectuée à l'aide des équations ci-dessous de (1) à (4)

$$IQE = \frac{\sum_{i=1}^n q_i W_i}{\sum_{i=1}^n W_i} \quad (1)$$

où  $q_i$  sous-indice de qualité pour le  $i^{\text{ème}}$  paramètre,  $W_i$  poids unitaire de chaque paramètre,  $n$  nombre de paramètres.

#### Calcul de la valeur $q_i$

$$q_i = \left[ \frac{V_i - V_0}{S_i - V_0} \right] \quad (2)$$

Avec :  $V_i$  la valeur observée du  $i^{\text{ème}}$  paramètre,  $V_0$  la valeur idéale du  $i^{\text{ème}}$  paramètre dans l'eau pure,  $V_0$  zéro pour tous les paramètres sauf pour le  $\text{pH} = 7,0$ ,  $S_i$  valeur standard admissible du  $i^{\text{ème}}$  paramètre. le  $i^{\text{ème}}$  paramètre.

#### Calcul de la valeur $W_i$

Le calcul du poids unitaire  $W_i$  est inversement proportionnel à la valeur standard admissible  $S_i$  pour les paramètres de qualité de l'eau.

$$W_i = \frac{K}{S_i} \quad (3)$$

Avec :  $K$  est une constante de proportionnalité donnée par la relation (Kalavathy et al., 2011)

$$K = \frac{1}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{S_i}} \quad (4)$$

Cinq catégories de qualité peuvent être identifiées selon les valeurs de l'indice de qualité de l'eau IQE (Tableau 31).

**Tableau 31 : Classification de la qualité de l'eau selon l'IQEAs**

Valeur de l'IQEAs	Type d'eau
< 50	Excellente qualité
50-100.1	Bonne qualité
100-200.1	Mauvaise qualité
200-300.1	Très mauvaise qualité
> 300	inappropriée

Pour cette étude, dix (10) paramètres chimiques ont été utilisés afin d'évaluer la qualité globale de l'eau. Ces paramètres comprennent le pH, la conductivité électrique, le calcium, le magnésium, le sodium, Le potassium, le chlorure, le sulfate, le bicarbonate et le nitrate.

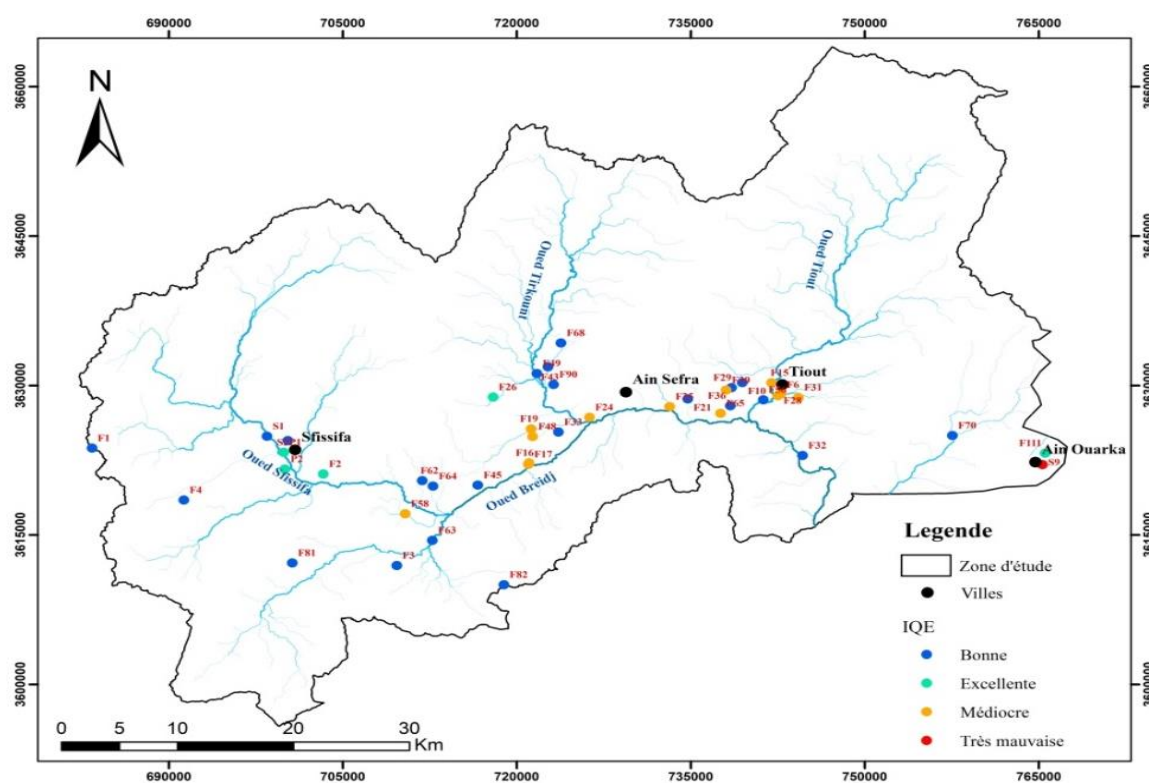
Les résultats des calculs sont présentés à l'annexe 3. L'analyse détaillée de ces résultats (Tableau 32) révèle que 11,63% d'eaux souterraines présentent une excellente qualité. En

outre, 55,81% des échantillons sont considérés comme de bonne qualité. Environ 30,23% sont de qualité médiocre, mais peuvent être adaptés à la consommation, notamment dans les milieux arides où les critères relatives à la teneur de certains sels, tels que les chlorures, les sulfates et du sodium, sont plus tolérants. Enfin, seulement 2,32% des échantillons sont de très mauvaise qualité et ne sont pas adaptés à un usage domestique pour l'approvisionnement en eau potable.

Il convient de souligner que tous les points d'eau captant l'aquifère du Jurassique supérieur présentent une bonne qualité, à l'exception de la source thermique d'Ain Ouarka (S9) qui est moins propre à l'usage domestique en AEP (Fig. 95).

**Tableau 32. Classes de l'indice IQEA et qualité des eaux souterraines de la région d'Ain Sefra**

Classe de l'IQEA	Qualité d'eau	N <sup>bre</sup> d'échantillons	% d'échantillons
< 50	Excellente	5	<b>11,63%</b>
50-100	Bonne	24	<b>55,81%</b>
100.1-200	Médiocre	13	<b>30,23%</b>
200.1-300	Très mauvaise	1	<b>2,32%</b>
> 300	inappropriée	0	<b>0,00%</b>



**Figure 95. Carte thématique de l'indice de qualité globale IQEA des eaux souterraines de la région d'Ain Sefra**

## VI.7.2. Évaluation de qualité de l'eau pour l'irrigation

Dans les régions arides et semi-arides, l'approvisionnement en eau d'irrigation est un facteur essentiel de la productivité agricole. Cela est particulièrement évident dans les milieux arides, où l'irrigation dépend entièrement des eaux souterraines. Par conséquent, la qualité de ces eaux souterraines est très importante pour le succès du développement agricole. L'aptitude de l'eau à l'usage agricole dépend de sa qualité et de sa composition. La détérioration de la qualité l'eau utilisé pour l'irrigation peut nuire la croissance des cultures et des plantes.

Pour déterminer l'adéquation de l'eau souterraine dans notre zone d'étude pour l'agriculture, nous avons utilisé plusieurs indices couramment employés, notamment :

- Le rapport d'adsorption de sodium (SAR)
- Le pourcentage de sodium (%Na)
- Le carbonate de sodium résiduel (RSC)
- Le risque de magnésium (MH)
- Le rapport de Kelly (KR)
- L'indice de perméabilité (PI)

Les résultats des calculs pour les différents paramètres (IQEIs) sont présentés dans l'[annexe 4](#).

### VI.7.2.1. Le rapport d'adsorption du sodium (SAR)

Le SAR est un outil clé pour évaluer la qualité de l'eau d'irrigation. En effet, l'eau riche en sels peut nuire aux cultures. La valeur du SAR permet de déterminer le niveau de risque associé à l'utilisation de cette eau pour l'irrigation. Le SAR mesure la teneur de sodium absorbée par le sol. Des valeurs élevées de SAR indiquent une forte concentration de sodium dans le sol, ce qui peut entraîner une réduction de sa porosité. Ce paramètre représente le pouvoir d'échange des ions calcium ( $\text{Ca}^{2+}$ ) et magnésium ( $\text{Mg}^{2+}$ ) par le sodium ( $\text{Na}^+$ ) au niveau des argiles et des colloïdes du sol. Le SAR a été défini par Richards en 1954 et se calcule à l'aide de la formule suivante :

$$\text{SAR} = \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})^2}}$$

Où, tous les ions sont exprimés en méq/l.

Sur la base de la SAR, l'eau peut être classée en quatre catégories qui sont : excellent (SAR < 10), bon (10 < SAR < 18), douteux (18 < SAR < 26) et inadéquat (SAR > 26).

L'analyse du SAR des échantillons ([Annexe 4](#)) a fait apparaître des valeurs de 0,45 à 13,90, avec une moyenne de 2,42. Par conséquent, 98% des échantillons sont de qualité excellente et 2% de bonne qualité ([Tableau 33](#)). De plus, l'absence de problèmes de salinité confirme leur aptitude à une utilisation agricole.

#### **VI.7.2.2. Le pourcentage de sodium (%Na)**

Le Na<sup>+</sup> est un élément essentiel qui, en excès, altère les propriétés du sol ([Srinivasamoorthy, 2004](#)). Lorsque la concentration en Na<sup>+</sup> est élevée dans l'eau d'irrigation, le Na<sup>+</sup> a tendance à être absorbé par les particules d'argile, déplaçant les ions Mg<sup>2+</sup> et Ca<sup>2+</sup>. Ce processus d'échange de Na<sup>+</sup> dans l'eau contre des ions Ca<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup> dans le sol diminue en fin de compte la capacité du sol à drainer l'eau, ce qui entraîne une réduction de la perméabilité du sol. Le pourcentage de sodium (%Na) est calculé à l'aide de la formule ci-dessous ([Wilcox, 1955](#)) :

$$\%Na = \frac{Na + k}{Ca + Mg + Na + K} \times 100 (\%)$$

Où tous les éléments sont exprimés en méq /l.

Selon la valeur du (Na%), on classe les eaux d'irrigation en fonction du risque sodique en cinq classes : excellente (Na% < 20), bonne (20 < Na% < 40), admissible (40 < Na% < 60), médiocre (60 < Na% < 80) et mauvaise (Na% > 80).

Les valeurs de Na% pour nos échantillons varient de manière significative, allant 10,94 à 64,09 avec une valeur moyenne de 29,18 ([Annexe 4](#)). Cette variation montre, que 28% des échantillons ont été classés comme excellents, 61% comme bons, 9% comme admissibles et 2% comme médiocres ([Tableau 33](#)).

#### **VI.7.2.3. Le carbonate de sodium résiduel (RSC)**

Outre le SAR et le Na%, l'excès de carbonate et de bicarbonate dans les eaux souterraines par rapport à la somme du calcium et du magnésium influence également l'inadéquation de l'eau à l'irrigation. Il s'agit du carbonate de sodium résiduel. Il est utilisé pour déterminer les effets négatifs des carbonates et des bicarbonates sur l'aptitude de l'eau à des fins agricoles. Le RSC est calculé à l'aide de la formule ci-dessous ([Eaton, 1950](#)):

$$\text{RSC} = (\text{HCO}_3 + \text{CO}_3) - (\text{Ca} + \text{Mg})$$

Où, tous les ions sont exprimés en méq/l.

L'eau dont le RSC est supérieur à 2,5 (>2,5) n'est pas appropriée pour l'irrigation, tandis que l'eau dont le RSC est inférieur à 1,25 (< 1,25) est bonne pour l'irrigation et celle dont le RSC est compris entre 1,25 et 2,5 (1,25-2,5) est mauvaise.

Les valeurs RSC de nos échantillons varient de -29,52 à -1,64, avec une valeur moyenne de -9,49 ([Annexe 4](#)). Il est important de noter que tous les échantillons d'eau souterraine appartiennent à la bonne catégorie, ce qui confirme l'adéquation de cette eau à l'usage agricole ([Tableau 33](#)).

#### **VI.7.2.4. Le risque de magnésium (MH)**

Le risque de magnésium est la quantité excessive de Mg<sup>2+</sup> sur Ca<sup>2+</sup>. L'excès de Mg<sup>2+</sup> affecte la qualité du sol donnant de faibles rendements agricoles. Le MH est calculé à partir de l'équation d'Eaton ([Eaton, 1950](#)) :

$$\%MH = \frac{\text{Mg}}{\text{Ca} + \text{Mg}} \times 100 (\%)$$

Où, tous les ions sont exprimés en méq/l.

L'eau est classée comme appropriée avec une valeur MH inférieure à 50% et inappropriée avec une valeur supérieure à 50%.

Selon l'annexe 4, les valeurs MH représentent une moyenne de 45,27, avec un maximum de 60,86 et un minimum de 25,91. L'analyse des valeurs MH ([Tableau 33](#)) montre que 74 % des échantillons d'eau souterraine ne présentent aucun risque de magnésium pour les sols irrigués. Toutefois, 26 % des échantillons d'eau souterraine étaient impropres à l'irrigation.

#### **VI.7.2.5. Le rapport de Kelly (KR)**

Le KR est un autre paramètre important qui peut être utilisé pour évaluer la qualité des eaux souterraines utilisées pour l'irrigation, en tenant compte de la teneur en sodium présente dans les eaux souterraines. Le KR a été défini par Kelley en 1963 et se calcule à l'aide de la formule suivante :

$$\text{KR} = \frac{\text{Na}}{\text{Ca} + \text{Mg}}$$

Où, tous les ions sont exprimés en méq/l.

Les valeurs du KR ([Annexe 4](#)) montrent une moyenne de 0,44, avec un maximum de 1,75 et un minimum de 0,11. Ce paramètre ne comporte que deux classes simples, à savoir convenable et non convenable. L'eau dont la valeur KR est inférieure à 1 ( $KR < 1$ ) est considérée comme appropriée pour l'irrigation, tandis que si elle est supérieure à 1 ( $KR > 1$ ), l'eau est inappropriée à l'irrigation (Kelley 1963). Le [tableau 33](#) montre que 95% des échantillons d'eau souterraine dans la zone d'étude sont adaptés à l'irrigation, tandis que 5% ne le sont pas.

#### **VI.7.2.6. L'indice de perméabilité (IP)**

L'aptitude des eaux souterraines à l'irrigation est évaluée sur la base des valeurs de l'indice de perméabilité (IP). La perméabilité du sol est affectée par l'utilisation à long terme de l'eau d'irrigation et est influencée par la teneur en sodium, calcium, magnésium et bicarbonate du sol ([Ehya et Saeedi 2018](#)). Doneen en 1964 a défini l'IP l'équation suivante :

$$PI = \frac{Na + \sqrt{HCO_3}}{Ca + Mg + Na} \times 100 (\%)$$

Où, tous les ions sont exprimés en méq/l.

Les résultats de l'[annexe 4](#) montrent que l'indice de perméabilité oscille autour d'une valeur moyenne de 42,10 avec un maximum de 65,28 et un minimum de 24,55. En utilisant l'IP pour évaluer l'adéquation des eaux souterraines à des fins d'irrigation, Doneen a classé les eaux souterraines en trois classes : Classe I (>75%), Classe II (25-75%), Classe III (<25%). Les classes I et II sont considérées comme bonnes pour l'irrigation, tandis que l'eau de la classe III est considérée comme inappropriée. Dans cette étude, la classification des échantillons d'eau souterraine sur la base des valeurs PI ([Tableau 33](#)). Les résultats indiquent que tous les échantillons appartiennent à la classe II, ce qui signifie que l'eau est bonne pour l'irrigation.

#### **VI.7.2.7. Classification des eaux d'irrigation par la méthode de Richards**

Le diagramme de Richards ([Richards, 1954](#)) est principalement utilisé pour évaluer le risque de salinisation du sol par l'eau d'irrigation. Il utilise la conductivité électrique (EC) et la valeur d'adsorption du sodium (SAR), également connue sous le nom de « pouvoir alcalinisant », qui est une mesure du risque de sodinisation du sol causé par l'irrigation.

En reportant les résultats des analyses des eaux souterraines de la zone d'étude sur ce diagramme (Fig.96), on constate que 11,52 % des échantillons appartiennent à la classe C2S1, ce qui indique une eau de bonne qualité, convenant à toutes les plantes. 67,44 % des échantillons d'eau appartiennent à la classe C3S1, ce qui indique une salinité élevée et une faible teneur en sodium dans les eaux souterraines ; ces eaux conviennent à l'irrigation de tous les types de sol et présentent peu de risques de sodium échangeable. Cependant, 18,61 % des échantillons tombent dans des champs à salinité très élevée (11,63 % en C4S1 ; 4,65 % en C4S2 et 2,33 % en C4S4), reflétant un danger d'alcalinité sur les sols et une salinité très élevée de ces eaux dans l'irrigation. Ce type d'eau souterraine ne convient pas à l'irrigation dans des conditions normales. Toutefois, il peut être utilisé occasionnellement dans des conditions particulières.

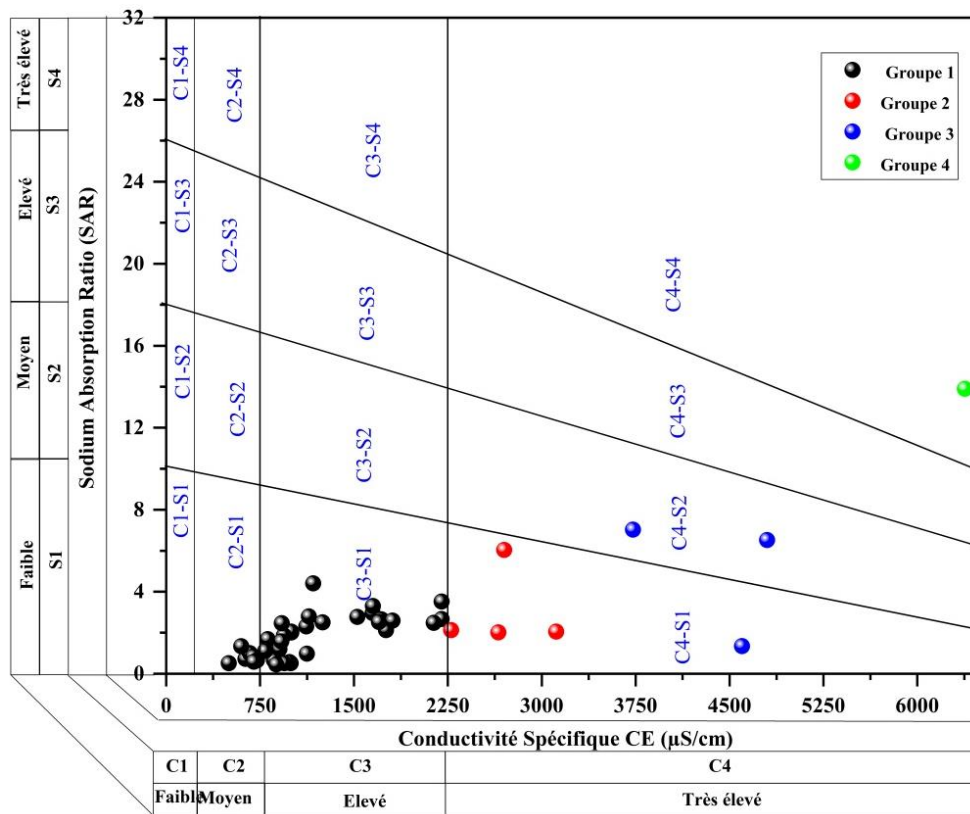


Figure 96. Diagramme de Richards

#### VI.7.2.8. Classification des eaux d'irrigation par la méthode de Wilcox

L'évaluation de la qualité de l'eau à des fins d'irrigation est en grande partie réalisée sur la base du pourcentage de sodium (Wilcox, 1955). Le pourcentage de sodium diminue la perméabilité du sol et conduit à un mauvais drainage du sol (Singaraja et al., 2014).

La classification des échantillons d'eau souterraine, basée sur les valeurs de Na%, est présentée dans le [tableau 33](#). Il montre que 28% des eaux souterraines sont d'excellente qualité pour l'irrigation. 61 % sont bonnes, 9 % sont qualifiées et 2 % sont douteuses pour l'irrigation. Le diagramme de Wilcox basé sur les valeurs de Na% et de conductivité électrique ([Fig.97](#)) montre que 16% des eaux souterraines sont d'excellente qualité pour l'irrigation. 58 % sont bonnes à admissibles, 14 % sont douteuses pour l'irrigation et 12 % sont impropres à l'irrigation. Les valeurs élevées de conductivité et de sodium dans les eaux souterraines (classe douteuse) indiquent des proportions élevées de salinité dans l'eau, ce qui réduit son aptitude à l'irrigation et entraîne des problèmes lors de son utilisation ([Fig.97](#)). Les argiles ont tendance à absorber de fortes concentrations de Na<sup>+</sup> dans l'eau d'irrigation et à déplacer Ca<sup>2+</sup> et Mg<sup>2+</sup> par échange d'ions, ce qui réduit la perméabilité et rend le sol mal drainé (Xiao et al. 2014).

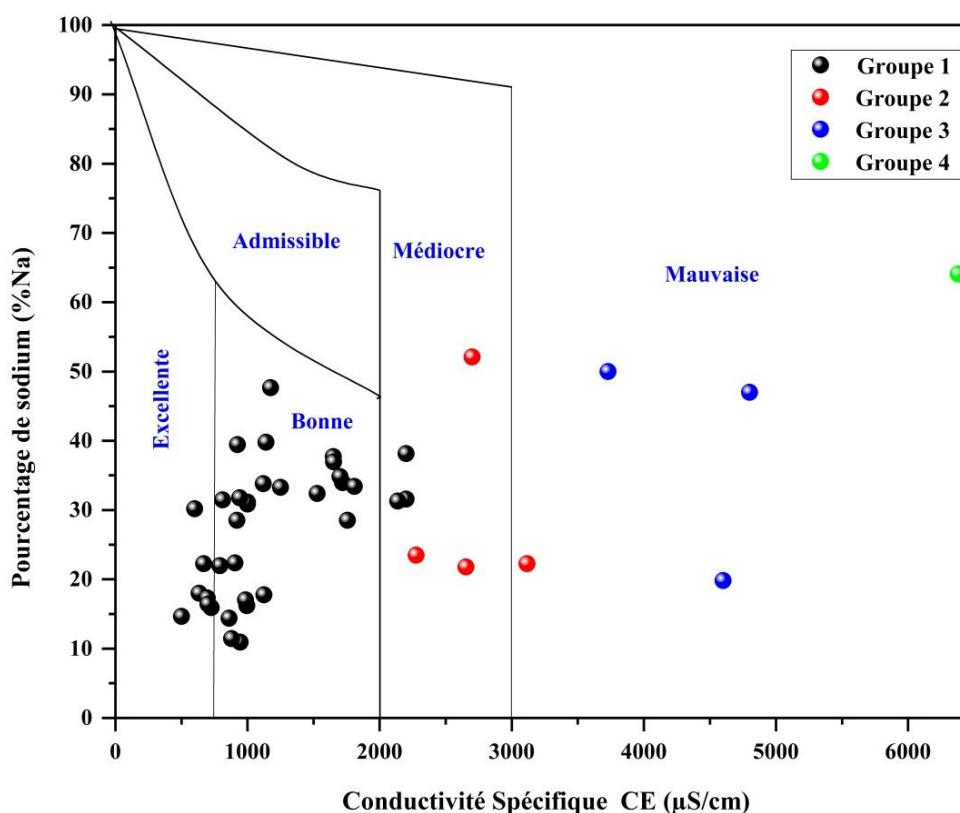


Figure 97. Diagramme de Wilcox

**Tableau 33. Valeurs des indices de qualité des eaux souterraines d'irrigation**

Indices	Classes	Classification de l'eau	Nombre d'échantillons	Pourcentage (%) d'échantillons
SAR (Richards 1954)	< 10	Excellente	42	98
	10–18	Bonne	1	2
	18–26	Mauvaise	0	0
	> 26	Inappropriée	0	0
Na % (Wilcox 1955)	< 20	Excellente	12	28
	20–40	Bonne	26	61
	40–60	Admissible	4	9
	60–80	Médiocre	1	2
	> 80	Mauvaise	0	0
RSC (Eaton 1950)	< 1,25	Bonne	43	100
	1,25–2,5	Mauvaise	0	0
	> 2,5	Inappropriée	0	0
MH (Paliwal 1972)	< 50	Appropriée	32	74
	> 50	Inappropriée	11	26
KR (Kelley 1963)	< 1	Appropriée	41	95
	> 1	Inappropriée	2	5
PI (Doneen 1964)	> 75	Classe I (Excellente)	0	0
	75–25	Classe II (Bonne)	43	100
	< 25	Classe III (Inappropriée)	0	0

## VI.8. Conclusion

Dans cette partie, les approches géochimiques ont permis d'apporter quelques éléments de réponse concernant les processus de minéralisation des eaux souterraines de la zone d'étude. En effet, il paraît que l'acquisition de la minéralisation augmente progressivement de l'amont vers l'aval, suivant le sens d'écoulement (W-E). Cette tendance suggère que le temps de séjour des eaux souterraines au sein du réservoir joue un rôle déterminant dans la dissolution des minéraux, et conduisant à une augmentation progressive de la salinité.

La distribution spatiale des éléments chimiques montre que le chimisme est fortement lié à la lithologie des formations géologiques, suite à la dissolution des formations carbonatées et des formations évaporitiques.

La détermination graphique des faciès chimiques à partir des diagrammes de Piper a permis de distinguer quatre types de faciès hydro-chimiques, dont le faciès dominant dans la zone d'étude est Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-Cl (62,80%), suivi de Ca-Cl (20,90%), Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> (11,60%) et Na-Cl (4,70%). La comparaison des types d'eau souterraine sur le diagramme de Chadha suggère que la variation de l'hydrogéochimie dans la zone d'étude est principalement attribuable à des processus simples de dissolution minérale ou de mélange d'eaux.

L'ACP a montré le changement de la majorité des éléments (Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) avec la conductivité (CE), lustrant ainsi, un pôle de minéralisation associé à l'interaction eau-roche, tandis que le second pôle est marqué par Mg<sup>2+</sup> et NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. La présence de nitrate indique donc une forte contribution des activités anthropiques dans la minéralisation des eaux souterraines. Le troisième pôle est marqué par les HCO<sub>3</sub>, lié à la dissolution des roches carbonatées.

L'analyse hiérarchique ascendante (CAH) en mode-Q a été réalisée et quatre groupes distincts d'eaux souterraines ont été identifiés sur la base de leur composition chimique. Le type Ca-Mg-HCO<sub>3</sub> a été trouvé près des bordures carbonatées, tandis que les types Ca-Mg-SO<sub>4</sub>-Cl, Ca-Cl et Na-Cl ont été observés dans les parties centrale et orientale du synclinal.

L'analyse des rapports caractéristiques révèle que l'altération des roches est le principal facteur influençant la qualité des eaux souterraines, avec une contribution secondaire de l'évaporation et de l'échange d'ions.

Enfin, L'évaluation des indices de saturation a démontré que les eaux souterraines sont sursaturées par rapport à la plupart des phases minérales, notamment les carbonates et les évaporites, tandis qu'elles sont sous-saturées en halite.

Et en dernier, nous concluons que la majorité des points d'eau de la région d'Ain Sefra sont acceptables et peuvent être utilisés pour l'approvisionnement en eau potable et l'irrigation, à condition que la salinité soit contrôlée pour assurer une utilisation rationnelle et durable de cette ressource.

**Conclusion générale**  
**Recommandations et perspectives**

# **Conclusion générale**

## **Recommandations et perspectives**

### **1. Conclusion générale**

Cette thèse a pour objectif principal la caractérisation et le fonctionnement du système hydrogéologique de la région d'Ain-Sefra, située dans la wilaya de Naâma, à travers des approches géochimiques.

La zone d'étude, d'une superficie de 2942 km<sup>2</sup>, se trouve dans les monts des Ksour,. Elle est caractérisée principalement par la présence de deux dépressions qui recueillent plusieurs cours d'eau, formant ainsi le bassin hydrographique de la région d'Ain Sefra. Ce dernier constitue la partie amont du grand bassin de l'Oued Namous.

L'analyse des données climatiques a qualifié la région un climat aride, avec des hivers froids et des étés chauds et secs. Les précipitations et les températures moyennes annuelles sont de l'ordre de 183,10 mm/an et 17,45°C respectivement. Les précipitations sont souvent variables et irrégulières d'une année à une autre et influencent directement le régime des cours d'eau ainsi que l'alimentation des nappes aquifères.

Le bilan hydrique est dans son ensemble est déficitaire, avec prédominance de l'évapotranspiration par rapport aux autres éléments du bilan. L'évapotranspiration réelle représente 95,50 % des précipitations, le ruissellement et l'infiltration sont relativement faibles (1,31 % et 3,19 % respectivement), ce qui entraîne un déficit agricole de 749,38 mm, nécessitant un apport d'eau supplémentaire, en particulier pendant les mois d'été.

La géologie du bassin est marquée par des terrains d'âge secondaire, tertiaire et quaternaire. Le secondaire est formé au Trias par des dépôts d'argiles gypso-salines et des roches éruptives ophitiques. Ces formations triasiques sont surmontées par de puissantes séries de grès, argiles et calcaires Jurassiques et Crétacés. Le tertiaire est représenté par des couches argilo-gréseuses. Le quaternaire est représenté par des dépôts alluvionnaires comprenant des grès, des limons, des conglomérats et des argiles.

De point de vue hydrogéologique la région est caractérisée par deux systèmes aquifères multicouches, superposés et distincts par leur caractère lithologique et géométrique. Le premier système, correspond au Jurassique supérieur, constitué de niveaux détritiques

hétérogènes, de grès avec a intercalations d'argiles, formant ainsi la nappe profonde. Le second système est lié au Crétacé inférieur, se compose de grès à dragées de quartz, de grès compacts et fissurés, et des d'argiles rougeâtres. Il est constitué de deux nappes superficielles semi-captives ou libres, la nappe Barrémo-Aptienne et la nappe Albiennne.

Les coupes établies à partir des données de forages et des sondages électriques ont permis de préciser la géométrie des réservoirs aquifères. Les résultats ont démontré une structure synclinale en cuvette, des formations géologiques plissées et affectées par des accidents tectoniques. L'activité tectonique a engendré des plis de direction NE-SW, accompagnés d'une série de failles multidirectionnelles.

Les cartes piézométriques établies pour les années 2007, 2008, 2012 et 2022 ont révélé un écoulement convergent des bordures vers le centre du bassin et l'existence de deux dépressions piézométriques dans la région d'Aïn Séfra à Maader et Skhouana, attribuables à la surexploitation de la nappe du Crétacé inférieur à des fins agricoles.

Les indices morphométriques du bassin versant de l'Ain Sefra extrait automatique, à travers l'utilisation des techniques de télédétection et SIG, montrent que ce bassin est caractérisé par un relief faible à fort et une forme allongée au regard de la valeur de l'indice de Gravelius ( $KG = 1,6$ ). De point de vue hypsométrique, les altitudes varient entre 984 m et 2276 m. Ces caractéristiques topographique et géomorphologique résultant d'une activité tectonique complexe et multidirectionnelle affectant tous les terrains du Trias au Quaternaire.

L'analyse du réseau de fractures montre des orientations dominantes  $N110^\circ$  à  $N130^\circ$ ,  $N130^\circ$  à  $N150^\circ$ ,  $N90^\circ$  à  $N110^\circ$  et  $N70^\circ$  à  $N90^\circ$ . La faille Ras Touil - Ain Sefra, une faille normale majeure  $N150^\circ$  (NW - SE), ayant causé l'effondrement de la région de Garet Deba - Hirech, par rapport à la partie Nord représentée par le synclinal entre Aissa et Morhad. Les failles NE-SW sont à l'origine des oueds existants. Enfin, des failles subverticales profondes sont à l'origine du diapirisme triasique observé dans la zone.

Les résultats des analyses chimiques de 43 échantillons d'eau prélevés ont montré que la minéralisation des eaux souterraines dans la zone d'étude augmente progressivement de l'amont vers l'aval, suivant la direction d'écoulement (W-E). Ces eaux présentent une grande variation dans la chimie des eaux souterraines, avec quatre faciès d'eaux souterraines distincts identifiés sur la base de leur composition chimique. Le faciès bicarbonaté calcique, et magnésienne caractérisent les eaux provenant des bordures carbonatées, tandis que les faciès chlorurée-sulfatée-calcique et magnésienne, chlorurés calcique et chlorurés sodique

proviennent des formations gypsifères, en particulier dans les parties centrale et orientale du synclinal. La distribution spatiale des éléments chimiques montre que le chimisme est fortement lié à la lithologie des formations géologiques. Les indices chloroalcalins CAI.1 et CAI.2 suggèrent un échange direct d'ions entre les eaux souterraines et l'aquifère durant leur séjour ou leur déplacement.

Ces résultats ont été vérifiés par une analyse statistique multivariée comprenant l'analyse en composantes principale (ACP) et la classification ascendante hiérarchique (CAH). L'ACP a été utilisé pour expliquer la variance totale des données, en projetant les variables sur trois axes factoriels principaux (F1, F2 et F3). F1 est lié aux paramètres de salinité associés à l'interaction eau-roche (EC, T°, Ca<sup>2+</sup>, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Cl<sup>-</sup> et SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>), tandis que F2 est marqué par les paramètres Mg<sup>2+</sup> et NO<sub>3</sub><sup>-</sup>. La présence de nitrates sur cet axe indique donc une forte contribution anthropique à la minéralisation des eaux souterraines. F3 est marqué par HCO<sub>3</sub>, lié à la dissolution des roches carbonatées. Le HCA a mis en évidence quatre familles d'eau en fonction de leur minéralisation : Le premier groupe de faible salinité (CE < 1500 µS/cm), le deuxième groupe (G2) de salinité moyenne ou intermédiaire (2276 < EC < 3116 µS/cm, moyenne = 2686,5 µS/cm), le troisième groupe 3 salinité élevée, avec une valeur moyenne de CE égale à 4376 µS/cm et le groupe 4 L'eau souterraine est fortement minéralisée avec une conductivité excessivement forte CE = 6380 µS/cm.

L'analyse des rapports caractéristiques et la modélisation géochimique ont montré que l'altération des roches est le principal facteur influençant la qualité des eaux souterraines, avec une contribution secondaire de l'évaporation et de l'échange d'ions.

L'évaluation des indices de saturation a démontré que les eaux souterraines sont sursaturées par rapport à la plupart des phases minérales, notamment les carbonates et les évaporites, tandis qu'elles sont sous-saturées en halite.

L'évaluation de l'aptitude des eaux souterraines à l'approvisionnement en eau potable et à l'irrigation, basée sur divers indices hydrogéochimiques, indique une qualité globalement acceptable et peut être utilisée, à condition que la salinité soit contrôlée pour garantir une utilisation rationnelle et durable de cette ressource.

## **2. Recommandations et perspectives**

A terme de cette étude, plusieurs actions peuvent être entreprises pour mieux appréhender le système aquifère de la région. De ce fait, plusieurs recommandations et perspectives sont envisageables :

- Réalisation des sondages électriques verticaux de dispositif AB égal à 8000 m, permettant une profondeur d'investigation supérieure à 800 m, pour atteindre la nappe profonde du Jurassique;
- Réalisation au minimum quatre forages de reconnaissance de profondeur moyenne 900 m afin de traverser toutes les formations aquifères dans le bassin;
- Réalisation de nouveaux piézomètres afin d'améliorer le suivi piézométrique.
- Réalisation d'une étude isotopique sur les eaux souterraines, qui pourrait également apporter une contribution certaine, en particulier pour le traçage des eaux récentes liées à la recharge.
- Mettre fin aux fonçages illicites non autorisés par les autorités compétentes et sans l'accord préalable de l'Agence nationale des ressources en eau (ANRH);
- Inciter les autorités compétentes du secteur de l'eau à ne pas accorder l'octroi d'autorisations de forage par battage dans les formations multicouches de nature sableuses et argileuses. Ce type de forage conduit fréquemment au colmatage des parois des puits, réduisant ainsi considérablement les débits exploités. Il est également impératif de sensibiliser les agriculteurs à ce phénomène.
- Mettre en œuvre des mesures pour contrôler les activités anthropiques telles que l'exploitation excessive de la ressource, l'élimination inappropriée des déchets et l'utilisation d'engrais et de pesticides dans les pratiques agricoles. Ces mesures peuvent contribuer à réduire l'impact des activités humaines sur le système des eaux souterraines;
- Surveiller et gérer les ressources en eaux souterraines de la région afin de garantir leur utilisation durable et le maintien de leur qualité. Cela nécessite des analyses régulières de la qualité de l'eau, une gestion appropriée des taux d'extraction de l'eau et la mise en œuvre de meilleures pratiques de gestion dans l'agriculture et l'utilisation des terres.

Enfin, l'étude révèle que la gestion future des ressources en eau souterraine dans cette région doit impérativement prendre en compte les variations de la salinité pour assurer une utilisation rationnelle et durable de cette ressource précieuse. Pour optimiser cette gestion, il est recommandé d'intégrer les technologies de télédétection et de systèmes d'information géographique (SIG). Ces technologies permettront de mieux appréhender la variabilité spatiale et temporelle de la qualité et de la disponibilité des eaux souterraines.

À l'avenir, les recherches dans ce domaine pourraient se concentrer sur l'étude de l'impact du changement climatique sur les ressources en eaux souterraines dans la région, ainsi que sur la mise en œuvre de solutions innovantes telles que la recharge artificielle et le dessalement pour augmenter les ressources en eau dans la région.

## **Références bibliographiques**

## *Références bibliographiques*

- Ait Ouali R. (1991).** Le rifting des Monts des Ksour au Lias: Organisation du bassin, diagénèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb. Thèse Doct. ès Sci. U.S.T.H.B. 302 p.
- Alberto W.D., María del Pilar D., María Valeria A., Fabiana P.S., Cecilia H.A. & María de los Ángeles B. (2001).** Pattern Recognition Techniques for the Evaluation of Spatial and Temporal Variations in Water Quality. A Case Study. *Water Research* 35: 2881–2894
- Amadi A. N. (2011).** Assessing the Effects of Aladimma Dumpsite on Soil and Groundwater Using Water Quality Index and Factor Analysis. *Australian Journal of Basic and Applied Sciences*, 5, 763-770.
- Amaliya N.K., Kumar S.P. (2015).** Status of Pond Waters for Irrigation in Kanyakumari District, Tamilnadu, India, *Asian J. Research Chem* 8(4): April 2015; Page 253-256  
<https://doi.org/10.5958/0974-4150.2015.00043.7>
- Apodaca LE., Bails J.B. & Smith C.M. (2002).** Water quality in shallow alluvial aquifers, upper colorado river basin, colorado, 1997. *J Am Water Resources Assoc* 38:133–149.  
<https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2002.tb01541.x>
- Appelo CAJ, Postma D. (1996).** *Geochemistry. Groundwater & Pollution*, Rotterda
- Arkell W.J et Lucas G. (1953).** Découverte récente du genre *Ermoceras* Douvillé dans l'Atlas saharien occidental. Conséquence stratigraphiques et pélaéogéographiques. *C. R. Acad. Sci., Paris*, t. 236, p. 2257- 2259.
- Backman B., Bodiš D., Lahermo P., S. Rapant S. & T. Tarvainen (1998).** Application of a groundwater contamination index on Finland and Slovakia. *Environ. Geol.* 36 55-64. 1997.
- Bagnouls F. & Gaussen H. (1957).** Les climats biologiques et leur classification. *Annales de Géographie* 66: 193–220.
- Bassoulet J.P. (1966).** Présence de Lotharingien daté par ammonites dans l'Atlas saharien sud oranais (Algérie). *C. R. Som. Soc. Géol. France*, 4, p. 157-158.
- Bassoulet J.P. (1973).** Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental. Thèse es Sciences, Paris. 2 t., 497 p. BASSOULLET J.P. (1966).- Présence de Lotharingien daté par ammonites dans l'Atlas saharien sud oranais (Algérie). *C. R. Som. Soc. Géol. France*, 4, p. 157-158.

- Belkhiri L., Mouni L. & Tiri, A., (2012).** Water–rock interaction and geochemistry of groundwater from the Ain Azel aquifer, Algeria. *Environmental Geochemistry and Health* 34: 1–13.
- Bensaïd A. (2006).** SIG et télédétection pour l'étude de l'ensablement dans une zone aride : Le cas de la wilaya de Naama (Algérie). -Thèse Doctorat –Université Joseph Fourier-Grenoble 1 – 318 p.
- Benyoucef M., Mebarki K., Ferré B., Adaci M., Bulot L.G., Desmares D., Villier L., Bensalah M., Frau C., Ifrim C. & Malti F.-Z. (2017).** Litho- and biostratigraphy, facies patterns and depositional sequences of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria), *Cretaceous Research* (2017), <https://doi.org/10.1016/j.cretres.2017.05.013>.
- Bougueda M. (2013).** Modélisation de la nappe du crétacé inférieur de la gouttière synclinale d'El Maader (monts des ksour - Atlas Saharien Occidental) Mémoire Magister - Université de Tlemcen – 93 p. 59 fig.20 tab.
- Brown R. M., McClelland N. I., Deininger R. A. and Tozer R. G. (1970).** A Water Quality Index: Do We Dare, *Water Sewage Works*, Vol. 117, No. 10, 1970, pp. 339-343.
- Busson G. (1970).** Le Mésozoïque saharien, 2<sup>ème</sup> partie: Essai de synthèse des données des sondages algérotunisiens. Publ. Centre de Rech. Zones arides. CNRS. Paris. Mém. Géol., n° 11, 2 vol.
- Castany G. (1982).** Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Edition Dunod Paris -238 p.
- Chadha D.K. (1999).** A proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical data. *Hydrogeol J* 7:431–439. <https://doi.org/10.1007/s100400050216>
- Clair A. (1956).** Eude Hydrogéologique du Chott Ech chergui supplément scientifique N° 7 4e trimestre 1955- 1e trimestre 1956 Bulletin annexe au n° 27 de « Terre et Eaux »
- Compagnie Générale de Géophysique (CGG) (1974).** Etudes géophysiques dans la région d'El Bayadh-Zone Mekalis-Tirkount-El Hendjir - Rapport inédit-
- Cornet A. (1952).** L'Atlas saharien sud-Oranais. XIXème Congr. Géol. Intern., Alger. Monographie régionale, 1ère sér., 12, 51 p., 9 fig., 1 pl.
- D.S.A (Direction des Services Agricoles de la wilaya de Naâma), (2022).** Rapport interne, 5p.
- Deffontaines B. (1990).** Développement d'une méthodologie morphonéotectonique et morphostructurale ; analyse des surfaces enveloppes, du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrains ; Application au Nord- Est de la France. Thèse, Univ. Paris VI, France, 230 p.

- Dewey J. F., Pitman W. C., Ryan W. B. F., Bonnin, J. (1973).** Plate tectonics and the evolution of the Alpine system: Geological Society of America Bulletin 84, 3137–3150.
- Doneen LD (1964).** Notes on water quality in agriculture. published as a water science and engineering, Paper 4001, Department of Water Sciences and Engineering, University of California, Davis.
- Douihasni M. (1976).** Etude géologique de la région d'Ain Ouarka-Bousseghoun (partie central des Mont des Ksour). Analyse structurale. Thèse 3ème cycle Univ. Oran, 272 p., 52 fig., 4pl.
- Drever J.I. (1997).** The geochemistry of natural water: surface and groundwater environments, 3rd edn. Prentice Hall, New Jersey
- Eaton FM (1950).** Significance of carbonates in irrigation waters. Soil Sci 69:123–134. <https://doi.org/10.1097/00010694-195002000-00004>
- Ehya F, Saeedi, F (2018).** Assessment of groundwater quality in the Garmez area (Southeastern Khuzestan province. SW Iran) for drinking and irrigation uses: Carbonates Evaporites. <https://doi.org/10.1007/s13146-018-0481-7>
- Emberger L. (1955).** Une classification biogéographique des climats. Recueil. Trav. Lab. Géol. Zool. Fac. Sci. Montpellier. pp : 3-43.
- Everitt B.S, Landau S., Leese M. & Stahl D. (2011).** Cluster Analysis. Wiley
- Faillat J-P. (1986) :** Aquifères fissurés en zone tropicale humide : structure hydrodynamique et hydrochimie. Thèse de Doctorat d'État, Université des Sciences Techniques du Languedoc (France), 1986, 536 p.
- Flamand G.B.M. (1911).** Recherche géologiques et géographiques sur le haut Pays d'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoire du sud). Thèse, Univs. Lyon, France, 47: 1980-1001, 16 pl., 2 cart., 157 fig.
- Foster, S.S.D. (1995).** Groundwater for Development—An Overview of Quality Constraints. In: Nash, H. and Mc Call, G.J.H., Eds., Groundwater Quality, 17th Special Report, Chapman and Hall, London, 1-3.
- Foued B., Hénia D., Lazhar B., Nabil M. & Nabil C. (2017).** Hydrogeochemistry and geothermometry of thermal springs from the Guelma region, Algeria. J Geol Soc India 90:226–232. <https://doi.org/10.1007/s12594-017-0703-y>
- Gaillardet J., Dupré B., Louvat P. & Allègre C.J. (1999).** Global silicate weathering and CO<sub>2</sub> consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. Chem Geol 159:3–30. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00031-5)

- Galmier D. (1972).** Photogéologie de la région d'Ain Sefra (Algérie). Thèse Doctorat d'Etat. Faculté Sc. Paris. 320 p., 9 cartes.
- Gibbs RJ (1970).** Mechanisms controlling world water chemistry. *Science* 170:1088–1090. <https://doi.org/10.1126/science.170.3962.1088>
- Gravelius H. (1914).** Grundrifi der gesamten Gewässerkunde. Band I: Flufikunde (Compendium of Hydrology, vol. I. Rivers, in German). Goschen, Berlin, Germany.
- Griboulard R. (1983).** Analyse morphostructurale de la Méséta côtière septentrionale et du proche plateau continental (Maroc). *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 33, 25 p.
- Güler C., Thyne GD., McCray J.E. & Turner K.A. (2002).** Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeol J* 10:455–474. <https://doi.org/10.1007/s10040-002-0196-6>
- Haddouche I., Toutain B., Saidi S. et Mederbal K. (2008).** Comment Concilier Développement Des Populations Steppiques Et Lutte Contre La Désertification? Cas de la wilaya de Nâama (Algérie). *New Medit*, vol 7, n.3, (September 2008), p. 25-31
- Hamma B, Alodah A, Bouaicha F, Bekkouche M.F, Barkat A, Hussein E (2024).** Hydrochemical assessment of groundwater using multivariate statistical methods and water quality indices (WQIs) *Applied Water Science* (2024). <https://doi.org/10.1007/s13201-023-02084-0>
- Hamma B, Bekkouche M.F, Bouaicha F, Elnagdy K.A, Alzaed A, Barkat A, Randazzo A, Anduallem M.S (2025).** Hydrogeochemical Assessment of Groundwater for Agricultural Suitability in the Ksour Mountains, Algeria. *Scientific reports-Nature* (2025). <https://doi.org/10.1038/s41598-025-20352-8>
- Horton R.E. (1945).** Erosional Development of Streams and Their Drainage Basins, *Geolo. Soc. of Am. Bull.* 56 (3), 275 – 370
- Howard, A. D. (1967) :** Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. *Bull. Am. Ass. Petr. Geol.*, Tulsa, 51 (11) 2246-3428.
- Humbert J. (1990).** Intérêt de la densité de drainage pour régionaliser les données hydrologiques en zone montagneuse.
- Hung, L. Q., Batelaan, O., De Smedt, F. (2005).** Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study: Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. *Remote Sensing for Environmental Monitoring, GIS Applications, and Geology* V, 5983, 182–193.
- Jackson, T.J., 2002 :** Remote sensing of soil moisture. Implications for groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10: 40–51.

- Jena, V., Dixit, Gupta, S. (2013).** Assessment Of Water Quality Index Of Industrial Area Surface Water Samples International Journal of ChemTech Vol.5, No.1, pp 278-283.
- Join J.L., Coudray J. & Longworth K. (1997).** Using principal components analysis and Na/Cl ratios to trace groundwater circulation in a volcanic island: the example of Reunion. J Hydrol 190:1–18. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03070-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03070-3)
- Kacemi A. (2013).** Evolution lithostructurale des Monts des Ksour (Atlas Saharien Algérie) au cours du Trias et Jurassique: Géodynamique, Typologie du bassin et Télégession. Thèse doctorat d'état, univ. Tlemcen. 229p, 88 fig., 18 pl.
- Kaiser H.F. (1960).** The application of electronic computers to factor analysis. Educ Psychol Measur 20:141–151. <https://doi.org/10.1177/001316446002000116>
- Kalavathy S., Rakesh Sharma T., Sureshkumar P. (2011).** Water Quality Index of River Cauvery in Tiruchirappalli district, Tamilnadu. Arch Environ Sci (2011), 5, 55-61
- Kazi Tani N. (1986).** Evolution géodynamique de la bordure Nord-africaine: le domaine intraplaque nord algerien. Approche megaséquentielle. Thèse ès Sci. Univ. de Pau. 2 tomes, 871 p. 347 fig.
- Kelley WP (1963).** Use of saline irrigation water. Soil Sci 95:385–391. <https://doi.org/10.1097/00010694-196306000-00003>
- Krishnamurthy J., Venkatesa Kumar N., Jayaraman V. & Manivel M. (2007) :** An approach to demarcate ground water potential zones through remote sensing and a geographical information system. International Journal of Remote Sensing 17: 1867–1884.
- Lafitte R. (1939).** Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. Bull. Soc. Geol., France, (5), 9, pp. 135-139, 1 pl., 8 fig.
- Lasnier J. (1965).** Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique du Jurassique des Hautes Plaines algériennes 'Aïn sefra, Méchéria, Nador, Hodna).- Thèse 3ème Cycle, Univ., Paris, inédite, 171 p.
- Lloyd, J.W. (ed.), 1999 :** Water resources of hard rock aquifers in arid and semi-arid zones. Unesco (Paris): 284 str
- Magowe M., and Carr J.R. (1999) :** Relationship between lineament and ground water occurrence in western Bostwana, Ground Water, 37(2), 1999, 282-286.
- Mansour H. (2007).** Hydrogéologie du Continental Intercalaire et du Complexe Terminal en domaine aride. Exemple des Monts des Ksour (Atlas Saharien Occidental – Algérie) Thèse Doctorat d'Etat Université d'Oran-407 p.162 fig.8 Pl.
- Marion A. (1987).** Introduction aux techniques de traitement d' image. Editions Eyrolles, Paris, 278 pp.

- Martonne D. (1942).** Nouvelle carte mondiale de l'indice d'aridité. *Annale de géographie*, n° 288. Oct-Nov., pp : 241-250.
- Meddah A. (1998).** Etude géologique des appareils diapiriques de l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour). Essai de synthèse sur les diapirs atlasiques. *Mém. Mag. USTHB*, Alger, 174p, 52fig. (inédit.).
- Meddah A. (2010).** La province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) dans le bassin des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). Thèse Doctorat, Univ. Oran, p. 139, 54 fig.
- Meddah A. , Bertrand H., Seddiki A., Tabeliouna M. (2017).** The Triassic-Liassic volcanic sequence and rift evolution in the Saharan Atlas basins (Algeria). Eastward vanishing of the Central Atlantic magmatic province. <https://doi.org/10.1344/GeologicaActa2017.15.1.2>
- Mekahli L. (1998).** Évolution des Monts des Ksour (Algérie) de l'Hettangien au Bajocien. Biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. Document Université Claude Bernard, Lyon. 1998. 319 p., 67 fig., 49 pl.
- Mekahli L., Elmi S. (1997).** Datation de l'Hettangien inférieur dans les Dolomie du Chémariikh (Atlas saharien, Algérie) : enregistrement d'événements sédimentaires, tectoniques et eustatiques. Le 1<sup>er</sup> Colloque National sur le Jurassique Marocain (1er CNJM), les 28 & 29 septembre 1999, Rabat (Maroc).
- Mekahli L., Elmis S., Benhamou M. (2004):** Biostratigraphy, sedimentology and Tectono-Eustatic events of the lower and the middle Jurassic of the Ksour Mountains (Western Saharian Atlas. Southern Algeria) 32nd international geological congress. Italia 2004. volume 5 p37-54.
- Mohiddine F., Toumi M. A. (2012) :** Etude par imagerie satellitale LANDSAT 7 ETM+ de la zone ouest des Monts des Ksour (Atlas Saharien) Algérie. Mémoire d'Ingénieur d'Etat en géologie, université de Tlemcen.
- Mor S., Ravindra K., De Visscher A., Dahiya R.P, Chandra A. (2006).** Municipal solid waste characterization and its assessment for potential methane generation: A case study <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2006.04.014>
- OMS (2011).** Guidelines for Drinking Water Quality, 4th ed.; World Health Organization: Geneva, Switzerland, pp. 1–518
- OMS (2017).** Guidelines to Drinking-water Quality (fourth edition), (NLM classification : WA 675). OMS, (2017) 564 p.
- OriginLab (2024).** Origin(Pro) OriginLab Corporation Northampton, MA, USA
- Parkhurst D.L, Appelo C.A.J. (1999).** User's guide to PHREEQC (Version 2): A computer program for speciation, batch-reaction, onedimensional transport, and inverse geochemical calculations. <https://doi.org/10.3133/wri994259>

- Piper A.M. (1944).** A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. Trans AGU 25:914. <https://doi.org/10.1029/TR025i006p00914>
- Pouyanne et Peron (1882).** Carte géologique provisoire d'Alger et d'Oran, avec texte explicatif. C.R. 10° Congr. Ass. France. Avanc.Sc., Alger.
- Rahmani A. (2010).** Apport des S.I.G. dans la caractérisation hydrodynamique et hydrochimique de la nappe du Crétacé inférieur de la région d'Ain Sefra (Atlas Saharien Occidental –Algérie-) Mémoire Magister - Université de Tlemcen – 120 p., 74 fig.19 tab.
- Rey, F., Ballais, J.-L., Marre, A., & Rovéra, G. (2004).** Rôle de la végétation dans la protection contre l'érosion hydrique de surface. Comptes Rendus Geoscience, 336(11), 991–998. <https://doi:10.1016/j.crte.2004.03.012>
- Richard L.A. (1954).** Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. Agriculture handbook 60. US Department of Agriculture, Washington DC. <http://dx.doi.org/10.1097/00010694-195408000-00012>
- Roche M. (1963) :** Hydrologie de surface, ORSTOM. Éditions Gauthier-Villars Paris.430p.
- Rodier J. (1996).** L'analyse de l'eau naturelle, eaux résiduaires, eau de mer, 8ème édition, Dénod, Paris, 1383 p.
- Schoeller H. (1962).** Les eaux souterraines. Hydrologie dynamique et chimique. Recherche, exploitation et évaluation des ressources. Paris : Masson et Cie, 1962, 642 p.
- Scholler H. (1956).** Application aux eaux de gisement de pétrole. Paris : Société Technip, 1956, 213 p.
- Schott, P.p., Van Der Wal, J. (1992).** Human impact of regional groundwater composition through intervention in natural flow patterns and changes in land use. Journal of Hydrology 134, 297 – 313
- Sebane A. (2007).** Etudes contitative et séquentielle de l'évolution des peuplements micropaléontologique en Algérie occidentale au cours du Jurassique inférieure et moyenne Doc. Etat D'ES Science, Univ. Oran, 207 p., 45 fig., 25 pl.
- Singaraja C, Thivya C, Chidambaram S, Thilagavathi R, Anandhan P, Sarathidasan J, Prasanna MV (2014).** Determination of the utility of groundwater with respect to the geochemical parameters: a case study from Tuticorin District of Tamil Nadu (India). Environ Dev Sustain 16:689–721. <https://doi.org/10.1007/s10668-013-9502-9>
- Srinivasamoorthy K, Gopinath M, Chidambaram S, Vasanthavigar M, Sarma V.S. (2014).** Hydrochemical Characterization and Quality Appraisal of Groundwater from Pungar Sub Basin, Tamilnadu, India. J. King Saud Univ.-Sci. 2014, 26, 37–52. <https://doi.org/10.1016/j.jksus.2013.08.001>

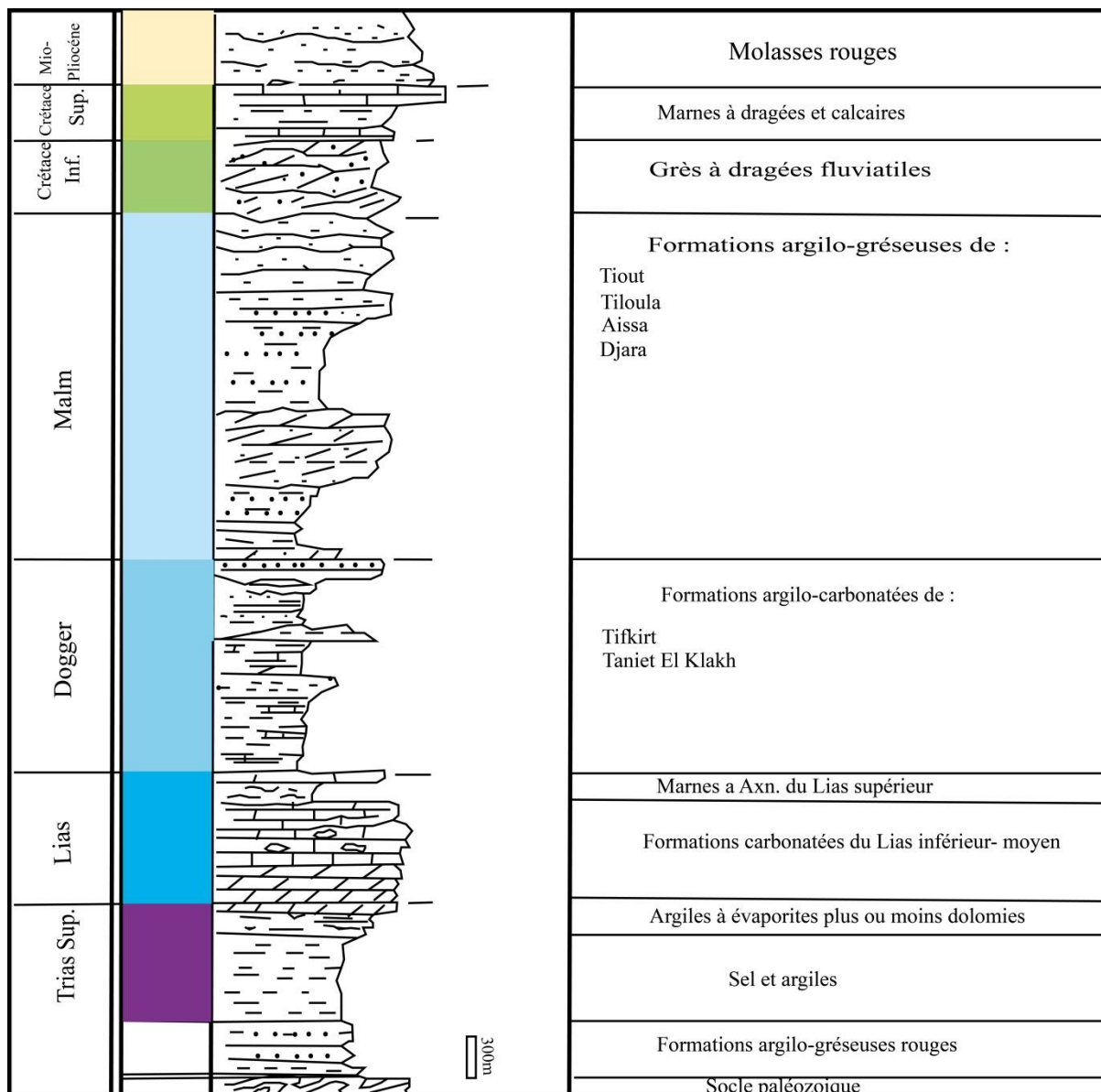
- Tam V. T., De Smedt F., Batelaan O. and Dassargues A. (2004)** : Study on the relationship between lineaments and borehole specific capacity in a fractured and karstified limestone area in Vietnam, *Hydrogeology Journal*, 12(6), 2004, 662-673.
- Thornthwaite C.W. & Mather J.R. (1957)**. Calculating Thornthwaite and Mather's actual evapotranspiration using an approximating function
- Thornthwaite C.W. (1948)**. "The Water Balance," *Publications in climatology VIII (1)*: 1-104, Drexel Institute of Climatology, Centerton, NJ.
- Turc L. (1954)**. Le bilan d'eau des sols: relation entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. 3e journées de l'Hydraulique, Alger. pp 36 - 43.
- Verdeil P. (1988)**. Abaque pour le calcul du déficit d'écoulement en Algérie. *Sem. Sci. Terre*, Alger
- Ward J.H. (1963)**. Hierarchical grouping to optimize an objective function. *J Am Stat Assoc* 58:236–244. <https://doi.org/10.1080/01621459.1963.10500845>
- Welsch J. (1890)**. Les terrains jurassiques dans les environs de Tiaret, Freneda et Saïda. *Bull. Soc. Géol. France*, (3), 18, pp 428-440, 6 fig.
- Wheater H., Sorooshian S. & Sharma K.D. (2008)**. Hydrological modelling in arid and semi-arid areas. *International hydrology series*. Cambridge ; New York: Cambridge University Press.
- Wilcox LV (1955)**. Classification and use of irrigation waters. U.S. US Department of Agriculture Circular 969, Washington, U.S. Department of Agriculture, DC, p. 19
- Wundt W. (1937)**. Beziehungen zwischen den Mittelwerten von Niederschlag, Abfluss, Verdunstung und Lufttemperatur für die Landflächen der Erde. *Deutsche. Wasserwirtschaft*. 4 p., 1
- Yelles-Chaouche A.K., Ait ouali R., Bracene R., Derder MEM & Djellit H. (2001)**. Chronologie de l'Ouverture du bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie) au début du Mésozoïque. *Bull. Soc. Géol. France*, t. 172, n°3, pp. 285-292, 5 fig.
- Yidanaa SM, Ophoria D, Banoeng-Yakubo B (2008)**. A multivariate statistical analysis of surface water chemistry data—the Ankobra Basin, Ghana. *J Environ Manag* 86(1):80–87 <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2006.11.023>

# **Annexes**

# Annexes

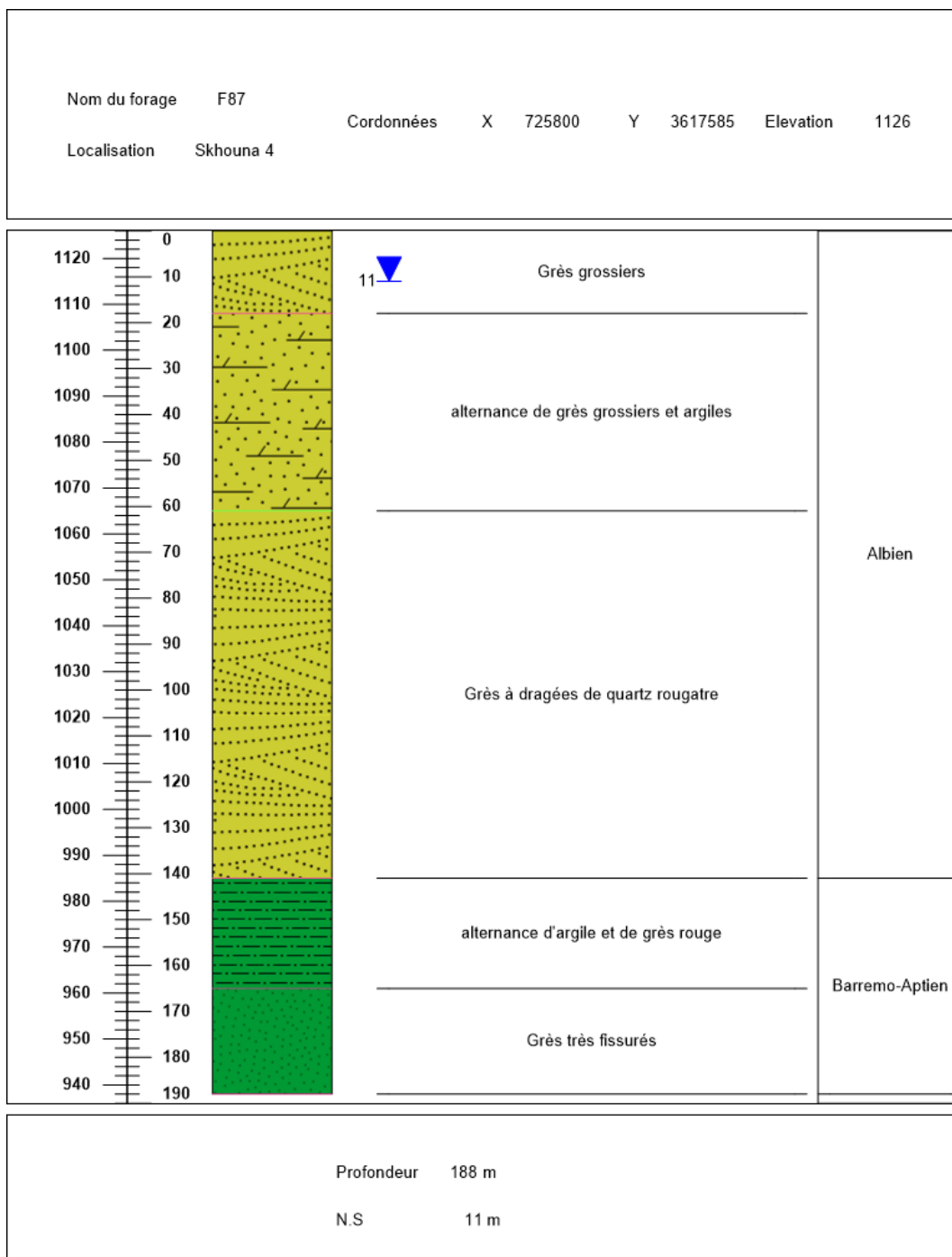
## Annexe 1

**Annexe 1. La série méso-cénozoïque des Monts des Ksour (Ait Ouali, 1991)**



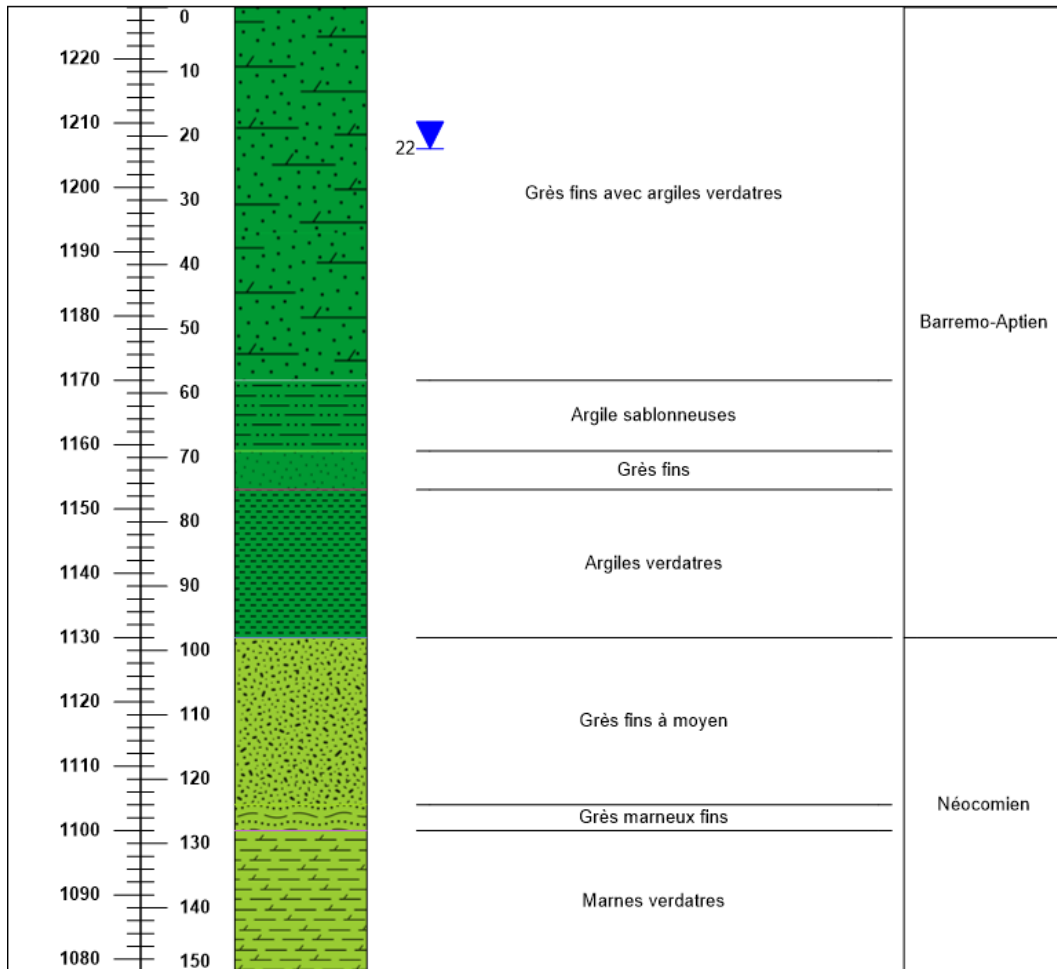
## Annexe 2

### Annexe 2. Log litho-stratigraphique du forage F87 (DRE- Naâma)



## Annexe 2. Log litho-stratigraphique du forage F73 (DRE- Naâma)

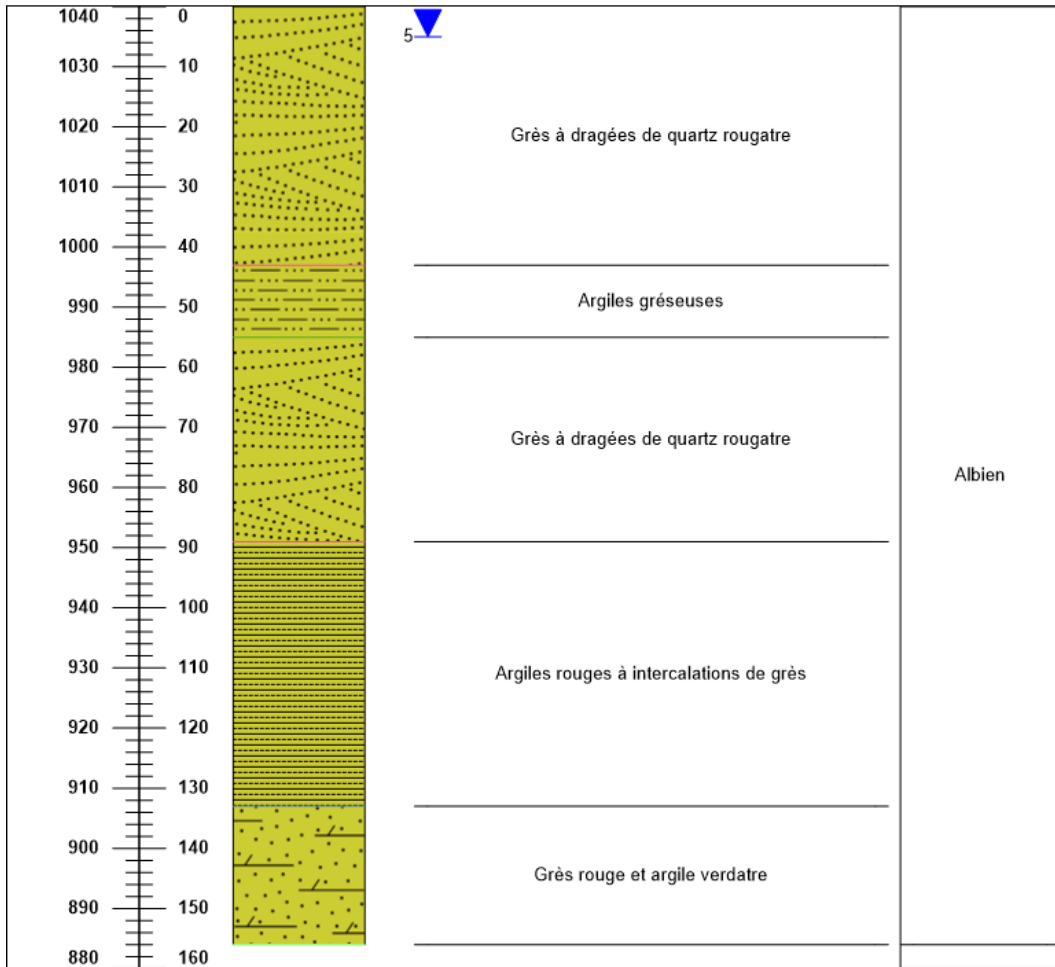
Nom du forage	F73	Cordonnées	X	700282	Y	3624479	Elevation	1228
Localisation	Sfissifa 4							



Profondeur	150 m
N.S	22 m

## Annexe 2. Log litho-stratigraphique du forage F65 (DRE- Naâma)

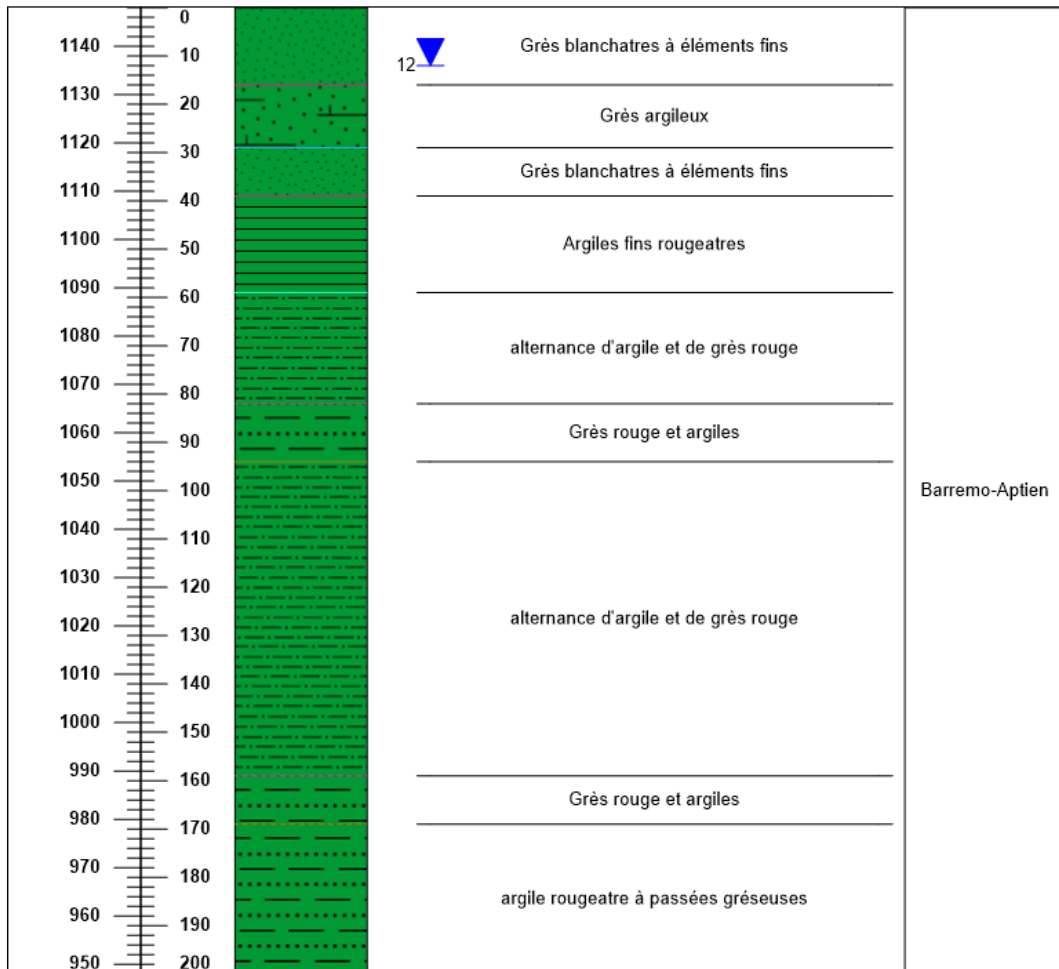
Nom du forage	F65	Cordonnées	X	737585	Y	3627228	Elevation	1040
Localisation	Tiout 2							



Profondeur	156 m
N.S	5 m

## Annexe 2. Log litho-stratigraphique du forage F59 (DRE- Naâma)

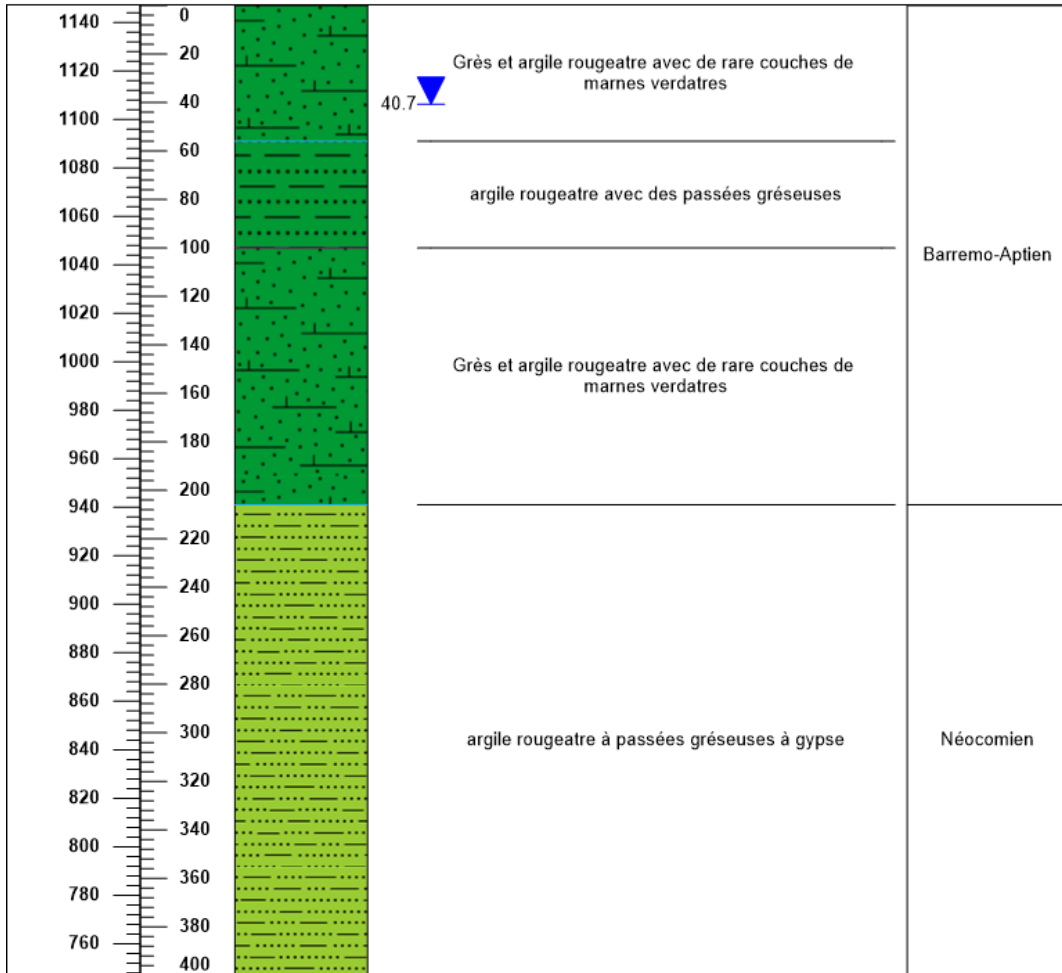
Nom du forage	F59	Cordonnées	X	710394	Y	3618944	Elevation	1148
Localisation	Belhandjir 5							



Profondeur	200 m
N.S	12 m

## Annexe 2. Log litho-stratigraphique du forage F25 (DRE- Naâma)

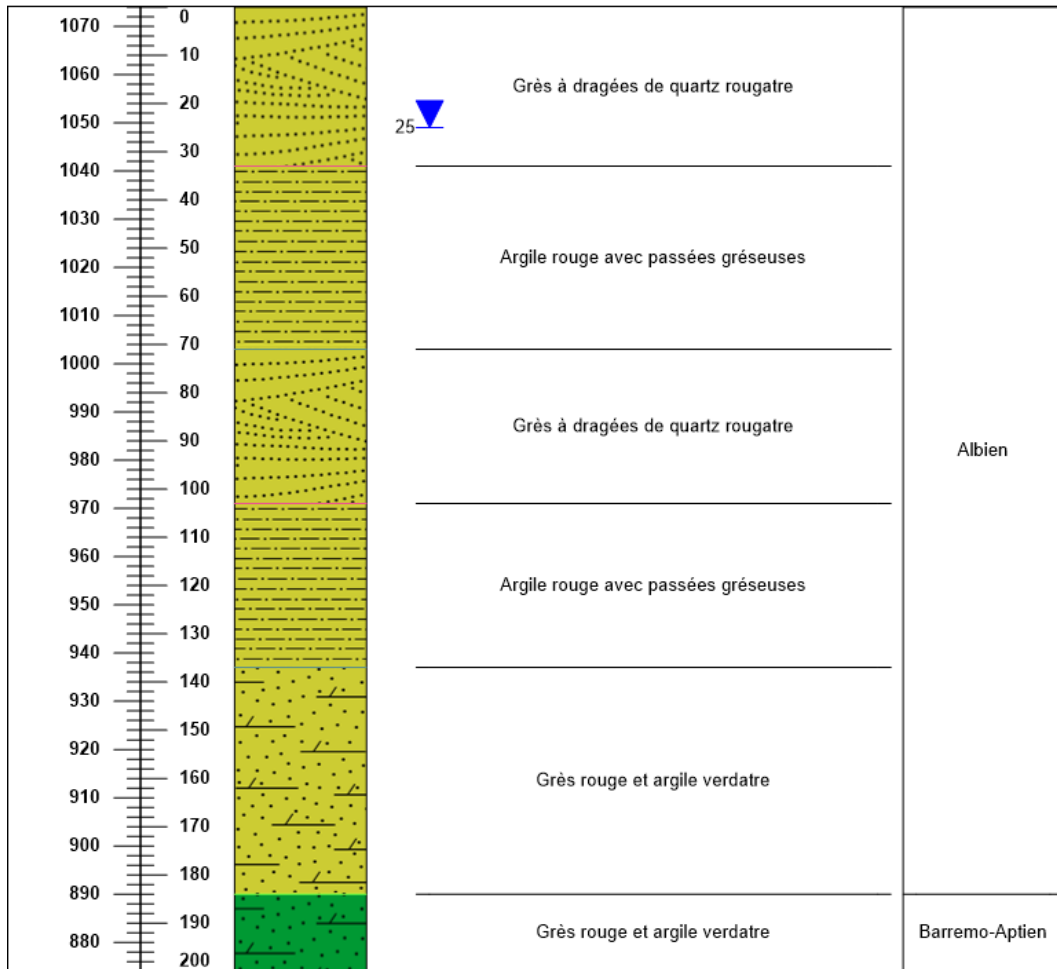
Nom du forage	F25	Cordonnées	X	724813	Y	3624910	Elevation	1147
Localisation	Ain Sefra							



Profondeur	400 m
N.S	40 m

## Annexe 2. Log litho-stratigraphique du forage F22 (DRE- Naâma)

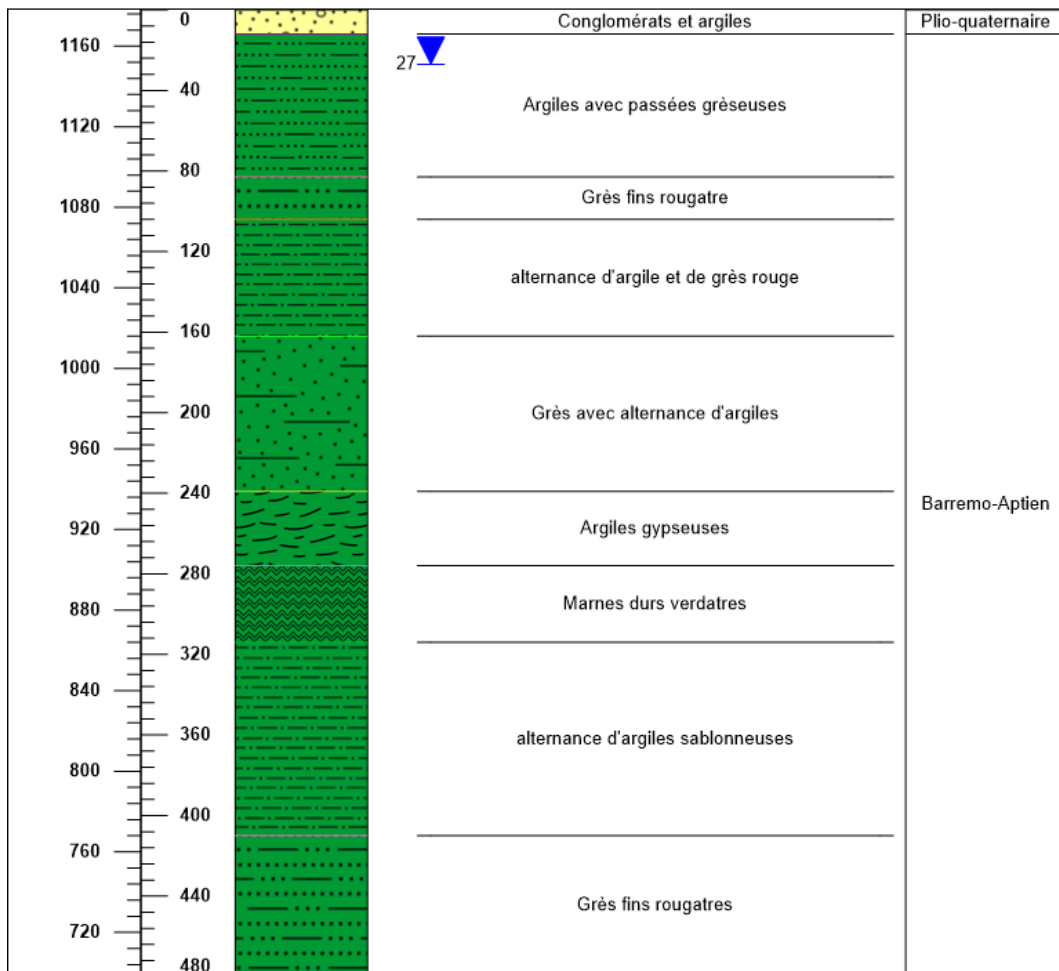
Nom du forage	F22	Cordonnées	X	737000	Y	3633600	Elevation	1074
Localisation	Maader 5							



Profondeur	200 m
N.S	25 m

## Annexe 2. Log litho-stratigraphique du forage F116 (DRE- Naâma)

Nom du forage	F116	Cordonnées	X	717000	Y	3626500	Elevation	1178
Localisation	Tirkount 5							



Profondeur	479 m
N.S	27 m

## Annexe 3

**Annexe 3. Résultats de calcul de l'IQEP de l'aptitude de l'eau à consommation en AEP**

Points d'eau	IQE	Qualité d'eau	Points d'eau	IQE	Qualité d'eau	Points d'eau	IQE	Qualité d'eau
F1	64,60	Bonne	F26	36,22	Excellente	F68	74,56	Bonne
S1	59,32	Bonne	F29	53,17	Bonne	F70	66,88	Bonne
S2	51,66	Bonne	F30	103,01	Médiocre	F73	82,18	Bonne
P1	16,06	Excellente	F33	63,22	Bonne	F81	80,76	Bonne
P2	24,65	Excellente	F36	88,77	Bonne	F82	62,22	Bonne
F2	49,02	Excellente	F43	59,54	Bonne	F90	79,49	Bonne
F3	65,20	Bonne	F45	55,29	Bonne	F111	39,62	Excellente
F4	73,93	Bonne	F48	102,45	Médiocre	F15	101,11	Médiocre
F10	68,64	Bonne	F49	64,06	Bonne	F28	147,84	Médiocre
F16	110,65	Médiocre	F58	109,85	Médiocre	F31	100,80	Médiocre
F17	108,58	Médiocre	F62	74,73	Bonne	F32	88,76	Bonne
F19	121,45	Médiocre	F63	93,24	Bonne	F6	130,76	Médiocre
F21	98,13	Bonne	F64	59,52	Bonne	F24	155,85	Médiocre
F25	104,01	Médiocre	F65	123,20	Médiocre	F56	74,44	Bonne
						S9	229,24	Très mauvaise

## Annexe 4

Annexe 4. Valeurs calculées pour divers paramètres (IQEI) de l'aptitude de l'eau à l'usage agricole

Points d'eau	Chloro-Alkali Indices I	Chloro-Alkali Indices II	SAR	Na%	RSC	MH	KR	PI
F1	0,38	0,51	2,96	37,73	-8,83	56,19	0,60	46,84
S1	-0,32	-0,04	0,51	16,22	-2,42	53,20	0,17	41,90
S2	-0,35	-0,05	0,57	17,03	-2,56	54,48	0,18	41,71
P1	-0,52	-0,07	0,72	17,99	-1,64	42,50	0,20	45,02
P2	-0,01	0,00	1,01	22,27	-3,50	32,04	0,27	42,10
F2	0,28	0,05	0,52	10,94	-7,82	43,38	0,11	24,55
F3	-0,05	-0,01	0,83	17,32	-6,58	43,61	0,19	31,20
F4	0,35	0,39	2,65	33,95	-8,20	44,33	0,50	44,80
F10	0,10	0,04	1,20	22,40	-5,69	39,46	0,28	37,76
F16	0,02	0,01	2,01	30,89	-7,09	58,74	0,43	42,62
F17	0,04	0,02	2,06	31,17	-7,28	57,71	0,44	42,69
F19	0,15	0,12	3,52	38,15	-12,87	48,60	0,61	45,12
F21	0,02	0,01	2,31	33,83	-6,67	44,10	0,50	45,84
F25	-0,03	-0,02	1,69	31,48	-4,74	51,77	0,43	45,69
F26	-0,57	-0,06	0,66	14,39	-4,22	40,06	0,16	34,48
F29	0,15	0,08	1,86	31,80	-5,47	47,34	0,45	45,24
F30	-0,05	-0,03	2,80	39,79	-6,61	44,63	0,64	49,98
F33	-0,14	-0,11	4,41	47,68	-8,11	54,23	0,89	55,95
F36	0,23	0,16	2,77	32,41	-13,90	44,94	0,47	39,27
F43	-0,15	-0,05	1,58	28,52	-1,85	48,03	0,39	49,91
F45	-1,14	-0,19	2,13	28,54	-11,53	42,80	0,38	36,98
F48	-0,09	-0,05	2,46	39,45	-3,86	46,64	0,63	54,20
F49	0,25	0,21	2,51	33,28	-9,04	52,53	0,48	43,14
F58	0,47	0,25	0,98	17,77	-7,48	53,40	0,20	31,39
F62	-0,22	-0,02	0,45	11,46	-3,44	47,84	0,11	33,91

## Annexe 4

### Annexe 4. Valeurs calculées pour divers paramètres (IQEI) de l'aptitude de l'eau à l'usage agricole

Points d'eau	Chloro-Alkali Indices I	Chloro-Alkali Indices II	SAR	Na%	RSC	MH	KR	PI
F63	-0,03	-0,01	1,34	30,21	-2,35	60,86	0,40	51,82
F64	-0,63	-0,10	1,11	22,01	-3,15	49,27	0,28	43,37
F65	0,09	0,05	2,67	31,60	-14,25	44,95	0,44	38,23
F68	0,33	0,31	2,53	34,85	-6,91	40,09	0,53	46,75
F70	0,10	0,02	0,65	15,93	-3,11	38,28	0,17	38,86
F73	0,26	0,23	2,59	33,43	-9,68	49,66	0,48	42,67
F81	0,48	0,19	0,52	14,66	-2,22	37,31	0,16	41,88
F82	0,58	1,44	2,48	31,32	-12,42	35,48	0,45	38,68
F90	0,25	0,23	3,31	36,97	-13,92	48,77	0,57	42,74
F111	0,22	0,06	0,59	16,43	-2,96	27,56	0,16	39,03
F15	0,08	0,03	2,13	23,48	-23,23	46,59	0,29	27,79
F28	-0,03	-0,01	2,02	21,81	-25,50	46,98	0,27	25,86
F31	-0,53	-0,31	6,04	52,12	-11,90	35,47	1,08	57,85
F32	0,64	0,94	2,06	22,29	-24,63	35,34	0,28	26,59
F6	-0,02	-0,02	6,52	47,02	-23,08	27,77	0,88	50,84
F24	-0,45	-0,24	7,03	50,02	-24,66	57,34	0,97	51,62
F56	0,44	0,24	1,35	19,85	-13,14	46,51	0,23	28,13
S9	0,00	0,00	13,90	64,09	-29,52	25,91	1,75	65,28
<b>Min</b>	-1,14	-0,31	0,45	10,94	-29,52	25,91	0,11	24,55
<b>Moy</b>	0,01	0,10	2,42	29,18	-9,49	45,27	0,44	42,10
<b>Max</b>	0,64	1,44	13,90	64,09	-1,64	60,86	1,75	65,28
<b>σ</b>	0,35	0,29	2,36	11,87	7,37	8,45	0,31	8,85