



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



Université Echahid Larbi Tébessi – Tébessa
Faculté des Sciences Exactes et des Sciences de la Nature et de la vie
Département de Sciences de la Terre et de l'Univers

MEMOIRE DE MASTER

Domaine : Sciences de la Terre et L'Univers.

Filière : Géologie

**Spécialité :
Hydrogéologie**

Thème :

**Etude hydrochimique de la qualité des eaux
de la source Ain Dhiba-Tébessa-**

Présenté par :

Berkani MOAD

Devant le jury :

Président : Aoun Mounira	MCB	Université Echahid Cheikh Larbi Tebessi-Tébessa
Rapporteur : Seghir Karima	Professeur	Université Echahid Cheikh Larbi Tebessi-Tébessa
Examineur : Gouaidia Layachi	Professeur	Université Echahid Cheikh Larbi Tebessi-Tébessa

Session 1/Juin 2026
Année universitaire : 2026 /2025



REMERCIEMENT

Je tiens d'abord à remercier en premier lieu et avant tout, notre DIEU le tout puissant qui m'a donné la force et la patience pour effectuer le présent travail.

Je remercie mes très chers parents pour leur soutien et leur patience.

Je remercie profondément les deux personnes qui m'ont apporté un énorme soutien : Madame Seghir Karima, d'avoir encadrée et suivie mon travail de près, avec sa rigueur scientifique, ses conseils durant l'évolution de ce travail ainsi qu'avec sa gentillesse, et Madame Ghodbane Nihad, qui m'a beaucoup encouragé.

Mes remerciements vont également aux membres du jury qui m'ont fait l'honneur d'accepter de juger mon travail ; qu'ils soient assurés de ma profonde gratitude.

Je tiens à remercier l'ensemble du corps professoral de mon Master « Hydrogéologie » qui m'a inculqué des connaissances théoriques et pratiques non négligeables dans le cadre de ma formation.

Je voudrais aussi remercier mes enseignants du département des Sciences de la Terre et de l'Univers de l'université de Tébessa, ainsi que le chef de département.

Mes remerciements vont également au staff administratif et technique de l'hydraulique et l'ANRH de Khenchela, spécialement Ghodbane Nihade et l'entrepreneur Abd Alkader ceux qui m'ont aidé pour faire mes analyses d'eau liées à mon thème de travail, sans oublier bien sûr mes amis et ma famille ceux qui m'ont soutenu pendant cette étape de mes études

Enfin, je remercie tous ceux qui ont participé, de près ou de loin, à l'accomplissement de ce travail.

Dédicace

Je dédie ce modeste travail

A mes chers parents, pour tous leurs sacrifices, leur amour, leur tendresse, leur soutien et leurs prières tout au long de mes études.

A ma sœur Bouthaina pour son encouragement, et son soutien moral.

A mes chers frères Habib, El Mouaatassim Billah et Diaa pour leur appui et leur encouragement.

A toute ma famille surtout Mes cousins Riadh et Abbes pour leur soutien tout au long de mon parcours universitaire.

A mes chers amis Raouf, Wail, Hamza, Rami, Mohamed, Riadh, Khalil, Tarek et Monsif et a tous les amis (es) d'étude surtout ceux de ma promo : hydrogéologie

A tous ceux qui, par un mot, m'ont donné la force de continuer.

ملخص

تهدف هذه الدراسة إلى توصيف الجودة الهيدروكيميائية لمياه منبع عين الذبية بولاية تبسة وتحديد العوامل المتحكممة في تمعدنها. أظهرت الدراسات الجيولوجية والهيدروجيولوجية أن المنبع يتغذى من خزان جوفي كارستي متطور في الصخور الكلسية الإيوسينية المتشققة ضمن مناخ شبه جاف يتميز بتذبذب التساقطات.

أوضحت التحاليل الفيزيائية والكيميائية أن المياه ذات تمعدن متوسط وتتميز بسيادة أيونات الكالسيوم والبيكربونات والكبريتات، مع وجه هيدروكيميائي كلسي-بيكربوناتي سائد. ويرتبط التركيب الكيميائي للمياه أساساً بإذابة الصخور الكلسية والدولوميتية والجبسية، إضافة إلى التفاعلات بين الماء والصخور. كما أظهرت النسب الهيدروكيميائية ومؤشر التبادل القاعدي وجود تبادل أيوني عكسي داخل الخزان الجوفي. وتميزت النقطتان P2 و F1 بتأثير أكبر للكلوريدات، مما يعكس ظروفاً هيدروجيولوجية محلية خاصة.

تشير النتائج إلى أن مياه المنبع ذات نوعية جيدة ومناسبة للاستعمالات العادية والري، غير أن هشاشة النظام الكارستي تستوجب المتابعة الدورية لضمان المحافظة المستدامة على هذه الموارد المائية.

الكلمات المفتاحية: عين الذبية، تبسة، خزان كارستي، هيدروكيمياء، جودة المياه، التمدن، التبادل الأيوني

Résumé

Cette étude vise à caractériser la qualité hydrochimique des eaux de la source d'Aïn Dhiba (Tébessa) et à identifier les processus contrôlant leur minéralisation. Les investigations géologiques, hydrogéologiques et hydrochimiques montrent que la source est alimentée par un aquifère karstique développé dans les calcaires éocènes fracturés, sous un climat semi-aride marqué par une recharge irrégulière.

Les analyses révèlent une minéralisation modérée dominée par les ions calcium, bicarbonates et sulfates, avec un faciès hydrochimique principalement bicarbonaté calcique. La composition chimique des eaux est essentiellement contrôlée par la dissolution des calcaires, des dolomies et du gypse, ainsi que par les interactions eau-roche. Les rapports hydrochimiques et l'indice d'échange de base mettent en évidence un processus généralisé d'échange cationique inverse au sein de l'aquifère. Les points P2 et F1 se distinguent par une influence chlorurée plus marquée, reflétant des conditions hydrogéologiques locales particulières.

Les résultats montrent que les eaux de la source présentent une qualité globalement satisfaisante pour les usages courants et l'irrigation. Toutefois, la vulnérabilité naturelle du système karstique nécessite un suivi régulier afin de préserver durablement cette ressource en eau.

Mots-clés : Aïn Dhiba, Tébessa, aquifère karstique, hydrochimie, qualité des eaux, minéralisation, échanges ioniques.

Abstract

This study aims to characterize the hydrochemical quality of Ain Dhiba spring waters (Tébessa, Algeria) and to identify the main processes controlling their mineralization. Geological, hydrogeological, and hydrochemical investigations indicate that the spring is fed by a karst aquifer developed within fractured Eocene limestones under a semi-arid climate with irregular recharge conditions.

The results reveal moderately mineralized waters dominated by calcium, bicarbonate, and sulfate ions, corresponding mainly to a calcium-bicarbonate hydrochemical facies. Water chemistry is primarily controlled by the dissolution of limestone, dolomite, and gypsum, together with water-rock interactions. Hydrochemical ratios and the base-exchange index indicate the occurrence of generalized reverse cation exchange within the aquifer. Samples P2 and F1 exhibit a stronger chloride influence, reflecting locally distinct hydrogeological conditions.

Overall, the spring water shows satisfactory quality for irrigation and common uses. However, the natural vulnerability of the karst system highlights the need for continuous monitoring to ensure sustainable groundwater protection.

Keywords: Ain Dhiba, Tébessa, karst aquifer, hydrochemistry, water quality, mineralization, ion exchange.

Sommaire

Tableau des matières

I. Introduction générale et objectifs d'étude.....	1
II. Chapitre 1 : Cadre général et milieu physique.....	5
.1 Situation géographique.....	6
2. Aperçu géomorphologiques	7
3. Réseau hydrographique	8
4. La couverture végétale.....	9
III. Chapitre 2 : Cadre géologique de la région d'étude.....	10
1. Introduction.....	11
2. Stratigraphique	11
a) <i>Le trias</i>	11
b) <i>Le Jurassique</i>	11
c) <i>Le Barrémien</i>	12
d) <i>L'Aptien</i>	12
e) <i>L'Albien</i>	13
f) <i>Le Vraconien</i>	13
g) <i>Le Céno-manien</i>	13
h) <i>Le Turonien</i>	14
i) <i>Le Coniacien-Santonien</i>	14
j) <i>Le Campanien</i>	14
k) <i>Le Maestrichtien</i>	15
l) <i>Le Paléocène</i>	15
m) <i>L'Éocène</i>	15
n) <i>Le Miocène</i>	15
o) <i>Le Pliocène</i>	15
p) <i>Le Quaternaire</i>	16
3. Tectonique	18
IV. Chapitre 3: hydroclimatologie de la région d'étude	21
1. Introduction.....	22
2. Présentation du bassin versant.....	23
a) <i>Contexte régional élargi</i>	24
3. Données climatiques de la région.....	27

a)	<i>Réseau des stations météorologiques</i>	27
b)	<i>Les précipitations</i>	27
c)	<i>Les températures</i>	29
d)	<i>L'évaporation et l'évapotranspiration.....</i>	32
4.	<i>Analyses climatiques.....</i>	33
a)	<i>Régime climatique.....</i>	33
b)	<i>Indice climatique.....</i>	34
5.	<i>Bilan hydrique du bassin versant.....</i>	38
a)	<i>Étude de l'évapotranspiration</i>	38
b)	<i>Bilan hydrique par la méthode de C. W. Thornthwaite.....</i>	41
c)	<i>Comportement hydrologique du bassin.....</i>	43
d)	<i>Conclusion.....</i>	44
V.	Chapitre 4 : Hydrogéologie et Conditions d'émergence de la source Ain Dhiba	46
1.	<i>Introduction.....</i>	47
2.	<i>Structure du système</i>	48
3.	<i>Condition hydrogéologiques d'émergence des sources</i>	48
4.	<i>L'étude de la piézométrie</i>	51
5.	<i>Les conditions aux limites de la nappe.....</i>	52
6.	<i>Les cartes de transmissivité et perméabilité</i>	53
a)	<i>Transmissivité</i>	53
b)	<i>Perméabilité.....</i>	54
7.	<i>Variabilité de débit de Ain Dhiba</i>	54
8.	<i>CONCLUSION</i>	57
VI.	CHAPITRE 05 : étude de la qualité chimique des eaux de la source Ain Dhiba)	58
1.	<i>Introduction.....</i>	59
2.	<i>Méthodes d'étude</i>	59
a)	<i>Prélèvement des échantillons d'eau</i>	59
b)	<i>Les analyses au laboratoire</i>	63
3.	<i>Traitement des résultats.....</i>	69
a)	<i>Balance ionique</i>	69
b)	<i>Type d'eau de la source</i>	70
c)	<i>Diagramme de PIPER</i>	71
d)	<i>Diagramme de Schoëller-Berkaloff</i>	73

4.	<i>Interprétation des résultats</i>	74
a)	<i>Les éléments chimiques majeurs</i>	74
5.	<i>Courbes de variations des éléments physico-chimiques en fonction du temps</i> .	77
a)	<i>Courbes de variations des éléments physiques (Conductivité, TDS, Salinité, TH) en fonction du temps</i>	77
b)	<i>Courbes de variations des éléments chimiques (Anions et Cations) en fonction du temps</i>	79
6.	<i>Variabilité inter-éléments</i>	81
a)	<i>Relation source-puits (paramètres physiques)</i>	82
b)	<i>Relation source-puits (Anions)</i>	83
c)	<i>Relation source-puits (Cations)</i>	84
d)	<i>Relation Conductivité vs les ions majeurs</i>	85
e)	<i>Les Chlorures (Cl⁻) vs ions majeurs</i>	87
f)	<i>Sodium (Na⁺) vs les ions majeurs</i>	89
g)	<i>Les cations (Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺) VS Bicarbonate (HCO₃⁻) et Sulfate (SO₄²⁻)</i>	91
h)	<i>Le Magnésium (Mg²⁺) vs Calcium (Ca²⁺) et Potassium (K⁺)</i>	92
7.	<i>Influence des conditions climatiques (précipitation)</i>	93
8.	<i>Aptitude à l'irrigation des eaux de la source et origine de la salinité</i>	94
a)	<i>La sodisation</i>	94
b)	<i>Le Diagramme de Wilcox</i>	95
9.	<i>Caractérisation hydrogéochimique</i>	96
a)	<i>Rapports caractéristiques</i>	96
b)	<i>Indice d'échange de base</i>	97
10.	<i>Conclusion</i>	98
VII.	<i>Conclusion générale</i>	99
VIII.	<i>Bibliographie</i>	103

Liste des figures

Figure 1 : Schéma explicatif de l'émergence karstique.....	4
Figure 2 : situation géographique de la région d'étude. (Google, 2026).....	6
Figure 3 : Limites naturelles de la zone d'étude. (DJIHAD, 2025).....	8
Figure 4 : Carte du réseau hydrographique. (Rahal, 2025).....	9
Figure 5 : Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue (A.Degaichia, 2014).....	17
Figure 6 : Esquisse structurale du fossé d'effondrement de Tébessa et ses Abords (G., 1956) modifiée (Degaïchia A, 2013).	18
Figure 7 : Bassin versant de Tébessa (GHRIEB, Géographie, 2011)	23
Figure 8 : Carte de pentes de la zone d'étude. (DJIDEL. Chikha Belgacem., 2018)	25
Figure 9 : Carte de réseau hydrographique. (DJIDEL. Chikha Belgacem., 2018).....	26
Figure 10 : Précipitation moyenne mensuelle pour une période de 30 ans (1991-2020). (Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tébessa - infoclimat, s.d.).....	28
Figure 11 : Précipitation moyenne annuelle pour une période de 30 ans (1991-2020). (Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tébessa - infoclimat, s.d.).....	29
Figure 12 : Température moyenne mensuelle pour une période de 30 ans (1991-2020) (Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tébessa - infoclimat, s.d.).....	30
Figure 13 : Température moyenne annuelle pour une période de 30 ans (1991-2020) (Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tébessa - infoclimat, s.d.).....	31
Figure 14 : Image explicative (transpiration et évapotranspiration) (syage.org, s.d.).....	32
Figure 15 : Abaque de l'indice de l'aridité de De Martonne.	35
Figure 16 : Abaque de l'Indice d'aridité annuel de DE Martonne.	36
Figure 17 : Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est algérien. (A M., 2005)	37
Figure 18 : Abaque de WUNDT modifié par COUTAGNE. (DJEBASSI, 2021).....	40
Figure 19 : carte de position d'Ain DHIBA et le rôle de la fracturation et le contacte marneux. Dj Dyr Nord de la région d'étude (O.Hamad, 2021)	50
Figure 20 : coupe géologique 01 présentant l'émergence de la source	51
Figure 21 : Coupe géologique 02 présentant l'émergence de la source Ain Dhiba.....	51
Figure 22 : Carte piézométrique (ANRH, Juin 1994. Plaine de Tébessa).....	52
Figure 23 : Carte Géologique et des conditions aux limites. Géologie d'après CGG 1970.	53
Figure 24 : carte de Transmissivité plaine de Tébessa Mai 2005	53
Figure 25 : carte de perméabilité plaine de Tébessa Mai 2005	54
Figure 26 : Débit mensuel mesuré de la source Ain Dhiba.....	55
Figure 27 : Précipitations mensuelles de l'année 2026 (Tébessa, 2026).	56
Figure 28 : photos de la source au moment du prélèvement effectué.....	61
Figure 29: pH mètre	63
Figure 30 : Appareil de mesure de Conductivité, Salinité, TDS au laboratoire.	64
Figure 31 : Dispositif expérimental pour le dosage de l'Alcalinité (TAC) par Titrimétrie.....	65
Figure 32 : Photomètre à Flamme.....	68

Figure 33 : Représentation des analyses chimiques des eaux de la source de Ain Dhiba et les puits et les forage aval selon le diagramme de PIPER.....	72
Figure 34 : Représentation des analyses chimiques des eaux de puits selon le diagramme de Schoeller-Berkaloff.	73
Figure 35 : Courbes de variations des éléments physiques en fonction du temps.....	78
Figure 36 : Courbes de variation des Cations en fonction du temps.....	79
Figure 37 : Courbes de variation des Anions en fonction du temps.....	80
Figure 38 : Variation des paramètres physiques des échantillons étudiés.....	82
Figure 39 : Variation des paramètres chimiques (Anions) des échantillons étudiés.	83
Figure 40 : Variation des paramètres chimiques (Cations) des échantillons étudiés.	84
Figure 41 : Corrélation entre la conductivité et les ions majeurs.....	85
Figure 42 : Corrélations entre les Chlorures (Cl-) et les ions majeurs.	87
Figure 43 : Corrélations entre (Na+) et les ions majeurs.....	89
Figure 44 : Corrélation des cations (Ca ²⁺ , Mg ²⁺ , K ⁺) VS Bicarbonate (HCO ₃ ⁻) et Sulfate (SO ₄ ²⁻)	91
Figure 45 : Corrélation de Magnésium (Mg ²⁺) vs Calcium (Ca ²⁺) et Potassium (K ⁺)..	92
Figure 46 : Représentation des analyses des eaux selon le diagramme de Wilcox.....	95

Liste des tableaux

Tableau 1 : Récapitulatif des phases tectoniques des Monts du Mellègue	20
Tableau 2 : Les longueurs d'ordres des cours d'eau dans la cuvette de Tébessa. (DJIDEL. Chikha Belgacem., 2018).....	26
Tableau 3 : Tableau de critère de la station (Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tébessa - infoclimat, s.d.).....	27
Tableau 4 : Précipitations moyennes mensuelles à la station de Tébessa.....	27
Tableau 5 : Température moyenne mensuels de la région de Tébessa.....	30
Tableau 6 : Caractéristiques climatiques clés de la région de Tébessa.....	33
Tableau 7 : Indice d'aridité de E. DE Martonne et type de climat.....	35
Tableau 8 : Indice d'aridité mensuel. Bassin de Tébessa.....	36
Tableau 9 : Résultats de calcul de l'ETP selon la formule de C. W. Thornthwaite.	41
Tableau 10 : Bilan hydrique selon la méthode de C.W. Thornthwaite.	42
Tableau 11 : Estimation du ruissellement selon la méthode de Tixeront-Berkaloff.	43
Tableau 12 : Estimation de l'infiltration dans le bassin de Tébessa.	44
Tableau 13 : Mesures du débit de la source d'Ain Dhiba	55
Tableau 14 : Relevés pluviométriques mensuels de la région de Tébessa. (Tébessa, 2026)	56
Tableau 15 : Les résultats de la balance ionique.	70
Tableau 16 : Rapports caractéristiques des eaux de Ain Dhiba.....	96
Tableau 17 : Valeurs de l'indice d'échange de base	97

Introduction générale et objectifs d'étude

L'eau constitue une ressource naturelle essentielle au développement socio-économique et au maintien des écosystèmes. Dans les régions semi-arides, comme celle de Tébessa, la disponibilité et la qualité des ressources en eau représentent un enjeu majeur face à l'augmentation des besoins liés à la croissance démographique et aux activités anthropiques.

Les eaux souterraines, en particulier celles issues des sources naturelles, jouent un rôle fondamental dans l'approvisionnement en eau potable, à l'irrigation et dans l'industrie, parfois dans les usages thermaux.

Toutefois, la qualité de ces eaux dépend étroitement des caractéristiques géologiques, hydrogéologiques et climatiques du milieu, ainsi que des interactions eau-roche et des éventuelles sources de pollution.

Les sources d'eau associées aux affleurements calcaires, notamment ceux d'âge éocène, constituent une composante essentielle des systèmes hydrogéologiques en milieu karstique. Ces formations, largement répandues dans plusieurs régions du nord de l'Algérie, y compris dans la région de Tébessa, jouent un rôle important dans le stockage et la circulation des eaux souterraines. (John Wiley & Sons Ltd, 2007)

Les calcaires éocènes se caractérisent par une lithologie dominante carbonatée, composée principalement de la calcite (CaCO_3). Sous l'effet des eaux météoriques enrichies en dioxyde de carbone (CO_2), ces roches subissent des phénomènes de dissolution chimique, conduisant à la formation des structures karstiques telles que les fissures, les diaclases, les cavités et les conduits souterrains. Ce processus, connu sous le nom de karstification, confère aux formations calcaires une perméabilité secondaire élevée. (Fetter, Applied Hydrogeology, 2001)

Dans ce contexte, les eaux s'infiltrant rapidement à travers les discontinuités du massif calcaire et circulent dans des réseaux souterrains complexes. Les sources apparaissent généralement aux points de résurgence, souvent localisées au contact entre les formations perméables (calcaires) et les formations imperméables sous-jacentes (marnes ou argiles). Ces sources peuvent être pérennes ou temporaires, en fonction des conditions hydrologiques et climatiques. (C.A.J. Appelo, 2004)

Du point de vue hydrochimique, les eaux issues des calcaires éocènes présentent généralement un faciès bicarbonaté calcique, résultant de la dissolution du carbonate de

calcium. Elles se caractérisent par une minéralisation modérée à élever, une dureté importante et une forte concentration en ions calcium (Ca^{2+}) et bicarbonates (HCO_3^-). La qualité de ces eaux peut être influencée par plusieurs facteurs, notamment la durée de contact eau-roche, la vitesse d'écoulement et les apports externes d'origine anthropique. (Nichols, 2009)

Par ailleurs, les aquifères calcaires présentent une grande vulnérabilité à la pollution en raison de leur forte perméabilité et de la faible capacité de filtration naturelle. Les contaminants peuvent ainsi se propager rapidement dans le réseau karstique, affectant directement la qualité des eaux des sources. (Nichols, 2009)

En résumé, les sources issues des affleurements calcaires éocènes sont étroitement liées aux processus de karstification et aux caractéristiques structurales du milieu. Leur étude est essentielle pour la compréhension du fonctionnement des aquifères karstiques et pour une gestion durable des ressources en eau.

Dans ce contexte, l'étude hydrochimique constitue un outil indispensable pour :

- Comprendre la composition chimique des eaux.
- Identifier leur origine.
- Déterminer les processus de minéralisation.
- Evaluer leur aptitude à différents usages.

Elle repose sur l'analyse des paramètres physico-chimiques et des éléments majeurs dissous, permettant ainsi de définir le faciès chimique des eaux et d'interpréter leur évolution.

Pour identifier la variabilité chimique des eaux de la source de Ain Dhiba, nous avons proposé ce thème. En se basant sur des études antérieures et des données chimiques inédites, nous avons pu préparer ce mémoire.

Objectifs de l'étude

L'objectif principal de ce travail est de réaliser une étude hydrochimique des eaux de la source Ain Dhiba située dans la région de Tébessa, afin d'évaluer sa qualité chimique et de mieux comprendre son fonctionnement hydrogéochimique.

Plus spécifiquement, cette étude vise à :

- Déterminer les caractéristiques physico-chimiques des eaux (pH, température, conductivité, salinité,...etc.)
- Analyser la composition chimique des eaux à travers les principaux ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-)
- Identifier le faciès hydrochimique des eaux à l'aide de diagrammes appropriés (Piper, Schoeller, etc.)
- Évaluation de variations des éléments physico-chimiques en fonction du temps ;
- Évaluer la qualité des eaux et leur aptitude à différents usages (consommation humaine, et agricole)
- Détecter d'éventuelles sources de pollution ou d'altération de la qualité des eaux.

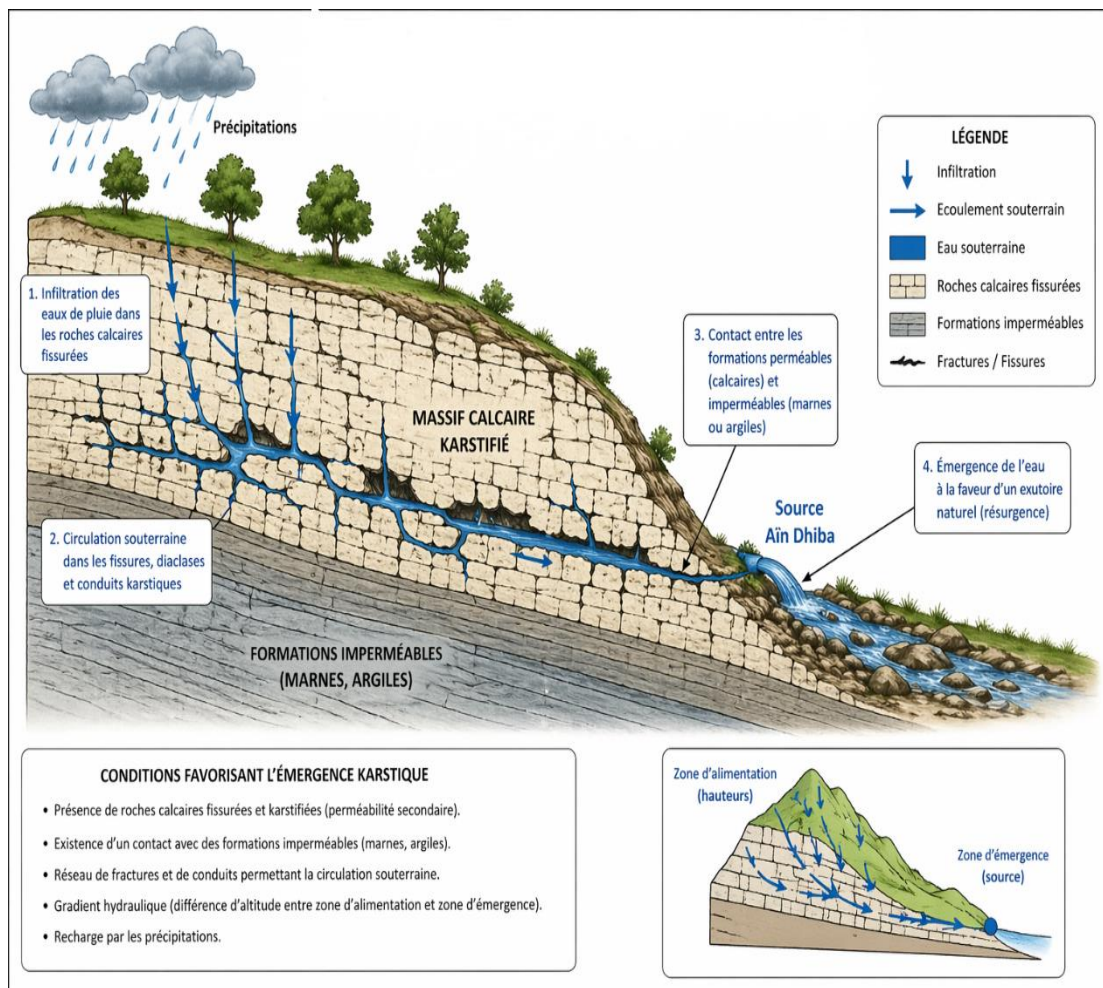


Figure 1 : Schéma explicatif de l'émergence karstique

Chapitre 1 : Cadre général et milieu physique

1. Situation géographique

La wilaya de Tébessa est située à l'extrême Est de l'Algérie, à la frontière Algéro-Tunisienne. Elle se trouve à environ 240 km au sud de Annaba, à 200 km au sud-est de Constantine et à 90 km au nord de Bir el Ater (Figure 2).

La région étudiée s'inscrit dans le domaine de l'Atlas saharien oriental, plus précisément dans la partie orientale des monts des Nementcha.

Administrativement, la zone d'étude est limitée :

- Au nord par la daïra de Morsott.
- Au nord-est par les daïras de Ras El Ayoun et El Kouif.
- À l'ouest par la commune de Gourigour.
- Au sud-ouest par la daïra de Bir Mokadem.
- Au sud-est par les daïras d'El Ma El Abiod et El Houdjbet.
- À l'est par la frontière Tunisienne.

La source d'Ain Dhiba est localisée au nord du bassin versant Tébessa–Bekkaria–Hammamet. Ses coordonnées géographiques sont :

- $X = 35^{\circ}27'26,94''$
- $Y = 8^{\circ}09'10,84''$
- $Z = 893 \text{ m}$



Figure 2 : situation géographique de la région d'étude. (Google, 2026)

La plaine de Tébessa–Morsott appartient au bassin versant de la Medjerda, plus précisément au sous bassin de l’oued Mellègue. Son altitude moyenne varie entre 750 m au nord et 900 m au sud. Elle présente une orientation générale nord-ouest/sud-est et correspond à une dépression fermée de surface d’environ 600 km².

Elle est limitée au nord par Djebel Zitouna, au sud par Djebel Tazbent, à l’ouest par Djebel Matloug et à l’est par Djebel Djebissa et Bouroumane. Le drainage de la plaine est assuré par des oueds comme oued Oued Chabro, oued Ksob, oued Bouakous, oued Serdiès, qui engendrent, au nord de Morsott, de petites zones marécageuses.

La population de la commune de Tébessa est estimée à environ 80 000 habitants, caractérisée par sa jeunesse et un taux d’urbanisation élevé. La ville de Tébessa constitue le chef-lieu de la wilaya, dont la population atteint près de 360 000 habitants sur une superficie de 13 396 km². La majorité des habitants est concentrée dans la ville de Tébessa et dans les centres urbains voisins tels que Bekkaria, Boulhef-Dyr, Hammamet, Bir D’heb, Ain Fodha et Morsott.

2. Aperçu géomorphologiques

Les limites géomorphologiques de la région sont définies par plusieurs ensembles montagneux. Au nord, on trouve les monts de Dyr, Belkefif et El Kouif. Les monts de Gouraye, Djebissa et El Mouhad constituent les limites nord-est et Est, tandis qu’au sud se situent les monts de Bouroumane, Doukkane et Es’Sén. À l’ouest, les monts de Belkefif, Serdiès et Kecherid marquent la limite de la région.

L’évolution morphologique de cette zone a donné naissance à des reliefs caractéristiques des terrains sédimentaires. Ceux-ci se distinguent par une opposition entre les faibles pentes au centre de la plaine (environ 2 %) et les pentes plus fortes au niveau des bordures (jusqu’à 18 %). Ces reliefs résultent d’un ensemble de structures plissées (synclinaux et anticlinaux) dominées par des formations calcaires et marneuses datant du Crétacé (de l’Aptien au Maastrichtien) et du Paléogène, avec également la présence de formations triasiques.

Au niveau des monts septentrionaux, la transition entre les hautes plaines de la Mellègue et les monts de Tébessa se traduit par un rétrécissement des plaines et par la présence de vallées perchées, notamment celles de Dyr et de Bou Rbaïa. Les structures plissées de cette zone sont souvent affectées par des failles transversales.

Au sud, le fossé d'Ain Chabro coupe les monts des Nementcha, perturbant la symétrie initiale des reliefs. Plus à l'est de Djebel Doukkane, le relief devient plus complexe, formant une barrière orientée ouest-est, puis s'inclinant vers le nord-est, fermant ainsi la plaine de Tébessa. Cette barrière est constituée de petits massifs tels que Djebel Anouel, Azmor, Bouramane et Djebissa.

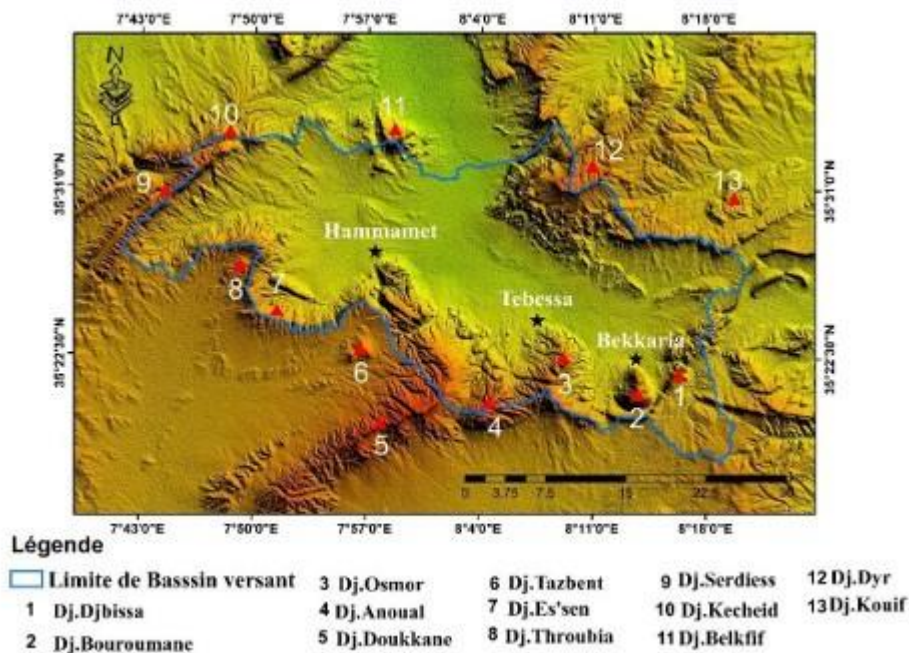


Figure 3 : Limites naturelles de la zone d'étude. (DJIHAD, 2025)

3. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique de la plaine de Tébessa–Morsott est dominé par l'oued El-Kébir, qui prend le nom d'oued Ksob après sa confluence avec l'oued Chabro. La majorité des cours d'eau présente un régime temporaire, lié aux précipitations irrégulières de la région (Figure 4).

Globalement, le réseau hydrographique est peu développé en raison de la faible pluviométrie. Il est constitué de petits oueds temporaires associés à des vallées larges et bien marquées.

L'oued Chabro constitue une exception, avec un écoulement permanent alimenté principalement par le système aquifère local. Son régime est également influencé par les précipitations, notamment orageuses, qui surviennent généralement à la fin du printemps et en été. L'écoulement global des eaux se fait du sud vers le nord, ce qui est caractéristique des oueds de la région.

Chapitre 2 : Cadre géologique de la région d'étude

1. Introduction

La région de Tébessa est constituée essentiellement des formations suivantes :

- Des formations triasiques diapiriques disloquant des formations adjacentes au niveau du Djebel Djebissa;
- Des formations carbonatées représentées par d'importantes couches calcairo-marneuses et des marnes d'âge Crétacé à Tertiaire
- Certaines de ces formations sont observables au niveau des bordures de la plaine de Tébessa ;
- Un important dépôt alluvionnaire du Mio-Plio-Quaternaire repose en discordance sur les formations précédentes et forme ainsi le remplissage du fossé d'effondrement de Tébessa ; cette formation est observable notamment au piedmont des reliefs accidentés.

2. Stratigraphique

a) Le Trias

Le Trias affleure en de nombreux endroits grâce à des pointements diapiriques, qui auraient été observés pour la première fois à l'Éocène. Il constitue la majeure partie du Dj. Djebissa à l'extrémité est de la plaine. On le retrouve au sud du Dj. Belkfif, près du Dj. Hameimet Nord, et enfin au nord de Morsott, où l'affleurement s'étend largement en direction d'El Aouinet et de Souk Ahras.

Le Trias est la plus ancienne formation datée des monts de Tébessa et du Mellègue. Il est caractérisé par sa couleur rouge lie-de-vin et comprend des marnes bariolées gypsifères emballant des blocs ou amas rocheux divers (dolomies, cargneules, calcaires dolomitiques, grès micacés, etc.) (A.Degaichia, 2014).

Il est caractérisé par de grandes masses de gypse gris bleuté et parfois rougeâtre, ainsi que par des argiles vertes et bariolées. Ce faciès indique l'existence d'importantes lagunes où ont été déposées de grandes quantités de marne, de gypse et probablement de sel.

b) Le Jurassique

Un lambeau de dolomie daté du Jurassique a été rencontré dans le diapir triasique de Hamimat Meskhouta, sur la feuille à 1/50.000 de Ain Télijdène au sud de Tébessa. L'épaisseur importante des formations anté-aptiennes qui caractérise le sillon Aurès-Kef ne

permet pas l'affleurement des dépôts jurassiques dans la zone d'étude, mais ils ont été recoupés par des sondages pétroliers en dehors des zones diapiriques (M B. , 1974).

c) Le Barrémien

Les affleurements du Barrémien sont rares, ils sont exclusivement limités aux parties centrales de certaines structures anticlinales (exemple: Djebel Bou Roumane, Djebel Mesloula et Djebel Boukhadra). Ils sont essentiellement représentés par des calcaires, des dolomies, des grès, et des marnes. L'épaisseur des dépôts du Barrémien est d'environ 200m. Les formations du Barrémien se sont déposées sur un haut fond assez proche de la surface (G D. , 1956). Ces conditions de sédimentation se sont poursuivies jusqu'au début de l'Aptien.

d) L'Aptien

Sur de vastes étendues, l'Aptien revêt une grande importance dans "la zone des diapirs" de la région de Tébessa en raison de la nature de ses dépôts et de leur développement substantiel (300 à 600 mètres d'épaisseur). Il est caractérisé par des roches carbonatées néritiques qui se sont formées dans des eaux chaudes peu profondes. Ces conditions ont favorisé le développement de processus organogènes de la sédimentation, conduisant à la formation de diverses structures. À l'Aptien, la mer était plus étendue qu'au Barrémien. Le phénomène le plus remarquable de cette période est la formation de récifs sur des rides allongées. Généralement, les dépôts aptiens présentent deux faciès essentiels (G D. , 1956) :

- Faciès clastique, marno-gréseux à intercalations de bancs calcaro-gréseux ou calcaro- argileux
- Faciès de calcaires récifaux organo-détritiques.

La formation aptienne commence par un Aptien principalement marneux, caractérisé par une alternance de marnes, d'argiles, de grès et de calcaires à gastéropodes, mollusques et échinodermes. Cet Aptien marneux est surmonté par un Aptien calcaire, constitué de puissants blocs calcaires à ciment dolomitique, bioclastiques avec des orbitolines, des rudistes et qualifiés de récifaux (G D. , 1956).

Au cours de l'Aptien supérieur, la région de Tébessa a vu l'émergence de nombreuses plates-formes isolées dont l'architecture est influencée par les remontées diapiriques (G D. , 1956). Ce complexe fait partie du domaine des haut-fond qui séparait, pendant l'Aptien, un

domaine profond (le sillon de Sellaoua) d'un autre très subsident (le sillon atlasique oriental). Ces faciès aptiens annoncent une régression à la fin de l'Aptien.

e) L'Albien

Il convient de signaler une série monotone de marnes à argiles de couleur gris foncé, avec des intercalations de calcaires à marnes noires. Son épaisseur varie de 20 à 150 mètres.

Généralement, la formation albienne commence par un faciès carbonaté qualifié de « récifal » dans sa partie inférieure, puis devient marneux et marno-calcaire dans sa partie moyenne à supérieure. Dans la région de Tébessa, elle est caractérisée par une faune benthique dans des zones peu profondes. À l'Albien supérieur, la couverture albo-aptienne est interrompue par le Trias, ce qui entraîne le redressement des couches et la complexification des structures (plis évasés, plis en champignon, etc.) généralement scellées par le Vraconien ((A B. , 1993); (A O. , 1987)).

Ce faciès passe, vers le haut, à des marnes grises foncées et noires accompagnées par des assises de calcaires marneux gris foncés et noirs. Par endroit, les marnes finement litées admettent en intercalation de minces bancs de silices marneuses et des calcaires noirs.

f) Le Vraconien

Le Vraconien ou « Albien terminal » (Vila JM, 1995) affleure avec l'Albien dans toute la région. Ses dépôts albiens sont constitués par une série monotone essentiellement marno-argileuse. Des marnes, argiles, argiles sablonneuses et argilites y sont aussi rencontrées. Par endroit, le Vraconien transgressif est conglomératique à la base présente un remaniement d'élément triasique. La puissance du Vraconien varie entre 480 m et 600 m (Dubourdieu G, 1950). Avec sa sédimentation marno-argileuse, le Vraconien forme un écran immédiat et exerce un contrôle principal sur la minéralisation polymétallique.

g) Le Cénomani

Il est représenté par une série monotone de marnes grises et gris verdâtre à nombreux filons calcaïques. Dans les niveaux supérieurs, les marnes passent à des calcaires marneux à composants gréseux avec des intercalations de calcaires gréseux (0,1 à 0,3 m). La puissance du Cénomani varie entre 600 et 900 m.

Cette période est caractérisée par des décrochements traduisant un raccourcissement NE-SW (A O. , 1987). À l'approche du Turonien, la sédimentation change rapidement tandis que les fossiles disparaissent. Les marnes argileuses sont remplacées par des couches riches

en carbonate de chaux (G D. , 1956). La limite supérieure du Cénomaniens est difficilement distinguable (G D. , 1956).

h) Le Turonien

Les dépôts du Turonien constituent les flancs des grands anticlinaux et synclinaux de la région. Ils sont représentés par des calcaires marneux en plaquettes gris foncé à noire, à la base, surmontés par une assise massive (80 à 100m) de calcaires beiges ou rosés, et des dolomies ou des calcaires dolomitiques. Les calcaires massifs ont un caractère récifal (Djebissa et Hammamet) ainsi qu'on témoigne les Rudistes recueillis. Au-dessus de ces formations, le Turonien, épais de 150m, comprends de haut en bas : des marnes noires gypsifères. Des marno-calcaires gris en plaquettes à altération blanchâtre et de nouveau des marnes noires souvent lumachelles et rognoneuses. Vers la base, un banc de calcaire à lumachelles fossilifère augmente d'épaisseur et prend un aspect récifal au-dessus des sources de Tébessa. (A.Degaichia, 2014).

À partir du Turonien inférieur, les conditions abyssales qui prévalaient commencent à évoluer vers des conditions de mer chaude moins profonde. Au Turonien supérieur, une mer relativement profonde s'installe avec l'accumulation d'une assise marneuse. Ce régime persiste jusqu'au Campanien.

i) Le Coniacien-Santonien

Par manque de critère de distinction (faune caractéristique) les formations du Coniacien-Santonien ne sont pas subdivisées. Elles sont localisées dans les limites d'anticlinaux et synclinaux dans toute la région. Ces deux étages sont représentés par des marnes argileuses grises, verdâtres et gris jaunâtre à plaquettes de calcite fibreuse et intercalation de marnes à lumachelles. Leur épaisseur varie de 200 à 500 m. (A.Degaichia, 2014).

j) Le Campanien

On y attribue au Campanien inférieur une formation homogène de marnes argileuses. Cependant les parties médianes et supérieures de cette formation sont dominées par des calcaires blancs à minces intercalations de marnes et de calcaires marneux. La puissance de cette formation varie entre 300m et 600 m. (A.Degaichia, 2014)

k) Le Maestrichtien

La base de cet étage est composée par des calcaires gris intercalés de minces lits de marne grise-vertes. Dans la partie médiane de la série, les calcaires deviennent plus compacts et refferment de multiples 26 intercalations d'argilites et de marnes argileuses. La puissance du Maestrichtien varie de 250m à 300m.

Le régime sédimentaire du Campanien supérieur et du Maestrichtien indique toujours la persistance des mêmes conditions de dépôts dans un milieu peu profond et une mer chaude, avec une prédominance de calcaires crayeux rarement récifaux (Chevenine A., 1989).

l) Le Paléocène

Il est caractérisé, à sa base, par une puissante série (300m) de marnes noires ou jaunâtres semblables à celles du Maestrichtien supérieur. Des marnes et calcaires marneux à silex renfermant plusieurs niveaux phosphatés où des dents de Squales sont fréquentes se développent dans sa partie sommitale.

m) L'Éocène

Les dépôts de l'Eocène affleurent dans les parties Nord et Sud de la région. Ils sont représentés par des calcaires massifs à silex en bancs épais, de 50 à 60m, renfermant des Nummulites. A sa base, 5m de calcaires marneux blancs à silex.

n) Le Miocène

Les dépôts d'âge Miocène reposent en discordance sur les formations plus anciennes et forment leur couverture. Ils se rencontrent au sud et au nord de la région d'étude et sont composés de conglomérat, grès, argiles, marnes et calcaires lacustres. La puissance du Miocène varie de 50m à 200m. Les travaux de M. Hamimed (2004) indiquent la présence de trois unités miocènes (Burdigalien, Langhien-Serravalien et Tortonien) et se traduisent par trois cycles eustatiques à conglomérats transgressifs, composés de cycles sédimentaires d'ordre 2 ou 3 suivant la dynamique des nappes sédimentaires.

o) Le Pliocène

Sur l'échelle des temps géologiques, le Pliocène est la plus récente époque géologique du Néogène. S'étendant de 5.3 à 2.6 Ma millions d'années (depuis que le Gelasien est classé dans le Pléistocène), il est suivi du Pléistocène et précédé par le Miocène. Cette période a

été dénommée par Charles Lyell à partir du grec (pleion, "plus") et (kainos, "nouveau"), plus récent en référence aux mammifères déjà essentiellement modernes.

Les dépôts du Pliocène comportent des sables quartzeux et des argiles rougeâtres ainsi que des conglomérats polygéniques bien cimentés. La formation recouvre largement les calcaires éocènes de la bordure Nord du fossé d'effondrement de Tébessa et les calcaires maastrichtiens de la bordure NE. Les sables quartzeux du Pliocène sont abondants au voisinage de Djebel Djebissa. Ils contiennent des bois fossiles silicifiés. Dans la littérature, il est mentionné sans distinction avec le Mio-Pliocène, sinon ses sédiments sont attribués à tort au Quaternaire. Notre étude le différencie par rapport aux autres étages géologiques et identifie ses variations lithologiques, pétrographiques et sédimentologiques dans la zone étudiée.

p) Le Quaternaire

Les dépôts quaternaires sont distribués dans les parties basses des reliefs et couvrent des surfaces importantes (plaines et vallées actuelles). Ils sont formés de croûtes calcaires, limons éboulis, cailloutis et de poudingues. Le Quaternaire, d'origine continentale, est d'une puissance de 10 à 30 m (G D. , 1956). On y rencontre des formations clastiques continentales couvrant les pentes des massifs et remplissant les vallées. On distingue de bas en haut (G., 1956):

- Travertins déposés par les sources de Tébessa et de Tenoukla ;
- Alluvions actuelles ;
- Limons récents, développés surtout dans la grande vallée de l'Oued Kébir ;
- Croûte calcaire : C'est un dépôt superficiel dû à l'évaporation d'eau chargée de calcaire, développé sur les alluvions caillouteuses anciennes ;
- Alluvions anciennes de piedmont : C'est des formations de bordure de la plaine de Tébessa, argileuses ou caillouteuses. Dans le premier cas, elles sont constituées à partir des marnes sénoniennes à l'Ouest et au NE de Tébessa, dano-montiennes au NW, cénomaniennes au SE et dans le second cas, à partir des calcaires maastrichtiens à l'Ouest et au NE, éocènes au N, turoniens à l'Est, enfin d'éléments très divers aux flancs du Djebel Djebissa. Ce sont, généralement, des cônes d'éjection ;
- Matériel d'épandage ancien en terrasse formé de cailloutis et d'argiles ;

- Matériel d'épandage ancien composé d'éboulis et de cônes de déjection ravinés par les oueds actuels ;
- Les cailloutis anciens du Djebel Djebissa qui sont perchés sur les argiles à gypse du Trias ou sur les marnes cénomaniennes.

La figure 5 présente une colonne stratigraphique de toutes les formations géologiques présente dans la région de Tébessa :

		Lithologie	Epaisseur (m)	Description lithologique
M E S O Z O I C E N E	Quaternaire		⑥ 10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.
	Paléogène	Miocène	⑤ 10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grès quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.
		Eocène	200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.
	Cénozoïque	Maest.	250-300	Calcaires gris clairs, calcaires crayeux et marnes argileuses avec intercalation d'argiles dans la partie supérieure.
		Campan.	500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyenne et supérieure.
		Con-Sant.	500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.
		Turo	④ 180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.
		Cénom.	③ 900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux.
		Vracon.	② 500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.
		Albien	480-600	Marnes grises et gris-foncées, noires dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.
		Clans	100-200	Marnes grises, gris-jaunes partiellement avec des intercalations de calcaires.
	Jurassique	Aptien	① 300-600	1- Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grès calcaires. 2- Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.
		Barém	< 250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grès à Mesloul).
		?		
	Trias		< 700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grès à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolomitiques.

**Figure 5 : Colonne stratigraphique synthétique des monts du Mellègue
(A.Degaichia, 2014)**

3. Tectonique

Les grands traits de la géologie de la "zone des diapirs" dans les monts du Mellègue et de Tébessa appartenant à l'Atlas saharien sont bien connus grâce aux nombreuses études ou notes géologiques déjà publiées. Il s'agit principalement de dépôts méso-cénozoïques et de divers recouvrements épicontinentaux et continentaux plio-quaternaires (Figure 6). L'ensemble de ces formations y compris le Plio-Quaternaire est percé par le Trias à faciès lagunaire (A.Degaichia, 2014).

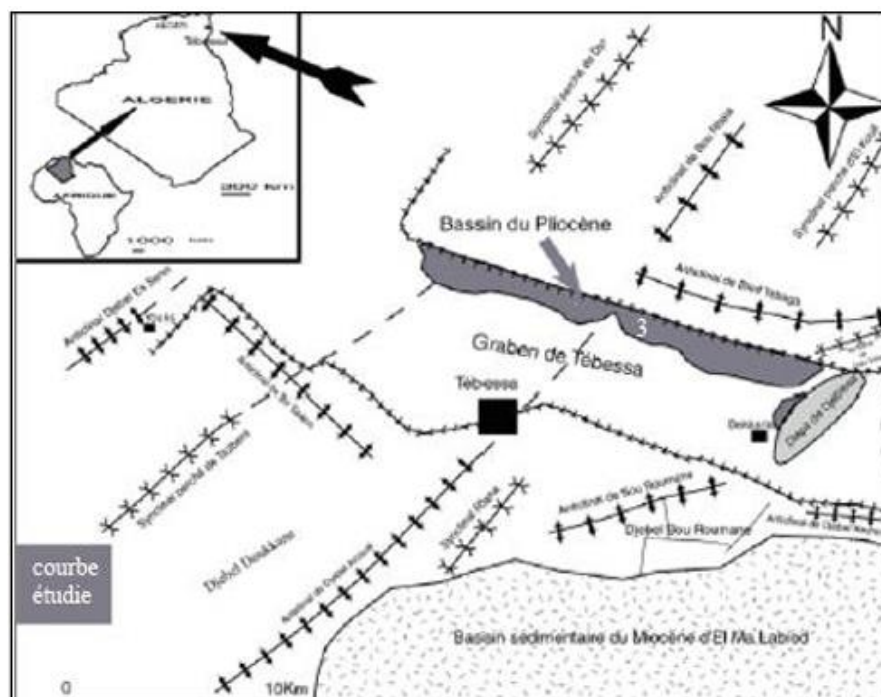


Figure 6 : Esquisse structurale du fossé d'effondrement de Tébessa et ses Abords (G., 1956) modifiée (Degaïchia A, 2013).

Ces séries sédimentaires ont été plissées suivant une direction NE-SW suite à la phase compressive atlasique dont l'âge a été souvent discuté (G D. , 1956) (G D. , 1956). Ces plis sont tronqués ultérieurement par des fossés d'effondrements d'orientation NW-SE résultant d'une activité tectonique distensive post-Miocène inférieur (L, 1956) (G D. , 1956). Cette tectonique tant compressive que distensive est toujours accompagnée par une ascension de masses triasiques. Les manifestations diapiriques sont considérées polyphasées ((G D. , 1956); (A O. , 1987); (Perthuisot V H. N., 1987); (A B. , 1993); (A B. , 1993); (Kowalski

WM, 2000). Ces fossés sont comblés par des dépôts plio quaternaires pouvant atteindre une puissance de 170 m dans le fossé de Tébessa-Morsott et près de 300 m dans celui de Kasserine (Dubourdieu G, 1950) (A.Degaichia, 2014).

L'âge de ces fossés d'effondrement est très discuté. Ces fossés résultent d'une intense activité tectonique distensive post Miocène inférieur pour certains auteurs tels que, Castany, (1951 et 1954); G.Dubourdieu,(1986); 32 David, (1956); Kazi Tani, (1986);A.Othmanine,(1987), alors que pour d'autres, Bismuth, (1973); Chihi, (1984); Chihi et al., (1984) ; Chihi et Ben Ayed, (1991) ; Chihi et Philip, (1999), les premières manifestations sont enregistrées au Crétacé et l'effondrement majeur s'est réalisé au Pliocène (A.Degaichia, 2014).

Dans la zone d'étude, on observe une succession des phases tectoniques distensives et compressives. La tectonique distensive d'âge crétacé-éocène est responsable de la formation d'un bassin subsident, où les dépôts y oscillent fréquemment entre des faciès néritiques et des faciès deltaïques, ou même franchement continentaux. La tectonique compressive de l'Eocène terminal (phase fini-lutétienne et priabonienne), avec une contrainte maximale de direction NW-SE est responsable des plissements appartenant à la phase atlasique ((G D. , 1956); (M T. J., 1976); (A O. , 1987); (Perthuisot V R. H., 1988); (A B. , 1993); (A B. , 1993); (Kowalski WM, 2000)) (A.Degaichia, 2014).

La phase tectonique du Pliocène inférieur est responsable des plis orientés W-E ; elle est développée dans la zone de Tébessa ((G., 1956); (A Z. , 1990)). Cette phase a transformé les directions atlasiques en créant de nouvelles structures, comme l'anticlinal de Bled Tebega, le Synclinal de Draa Snouber, l'Anticlinal de Bir Salem et les anticlinaux de Dj. Kechrid, Dj. Sif Bou Roumane, Dj. Khorza, Dj. Tella et Dj. Anoual, qui ont conservé certaines directions structurales de la phase atlasique, visible dans la structure compliquée du Dj. Bou Roumane.

Le plissement du Pliocène inférieur de Dj. Kechrid a facilité l'apparition des séries basales du Miocène aux limites du bassin d'El Ma Labiod, près de Mechta ben Falia et Aioun et Ksob. Le stade distensif de cette phase a provoqué l'effondrement du fossé de Foussana, avec l'effondrement partiel de l'anticlinal de Dj. Kechrid. L'effondrement du fossé de Foussana était, probablement, contemporain de l'effondrement du fossé de Morsott et il précédait l'effondrement du fossé de Tébessa.

La phase distensive du Pliocène supérieur a facilité le diapirisme à Dj. Djebissa et elle est bien connue en Tunisie où de nombreux travaux l'ont mise en évidence ((E, 1980); (A S. , 1986); (M C. , 1988); (N, 1988); (Perthuisot V R. H., 1988)). L'action du Trias est ressentie déjà à l'Albo-Aptien par la condensation des séries albo-aptiennes au niveau des intumescences triasiques (A O. , 1987).

La deuxième phase compressive locale, du Plio-Quaternaire s'est manifestée par des plis de direction NNW-SSE parallèles au fossé de Morsott et que nous appellerons « Anticlinal de Dj. Belkfif » et « Synclinal de l'Oued Faid El Obbiz ».

La phase distensive du Pliocène supérieur a donné naissance au fossé de Tébessa avec l'effondrement et le basculement des certaines structures antérieures, d'autre part cette phase a réactivé la montée du diapir de Djebissa, dont la prolongation occidentale est probablement responsable du redressement des séries miocènes de la partie nord de Hadjer Seram avec le Turonien en dessous (A.Degaichia, 2014).

Le tableau suivant résume l'ensemble des phases tectoniques :

Tableau 1 : Récapitulatif des phases tectoniques des Monts du Mellègue (Degaichia A, 2013)

Phases tectoniques	Conséquences
Phase distensive d'âge crétacé-éocène	- Formation d'un bassin subsident, où les dépôts y oscillent fréquemment entre des faciès néritiques et des faciès deltaïques, ou même franchement continentaux.
Phase compressive fini-lutétienne et priabonienne	- Plissements appartenant à la phase atlasique dirigées NE-SW
Phase compressive du Pliocène inférieur	- Plis orientés W-E ; - Création de nouvelles structures, comme l'anticlinal de Bled Tebega, le Synclinal de Draa Snouber, l'Anticlinal de Bir Salem et les anticlinaux de Dj. Kechrid, Dj. Sif Bou Roumane, Dj. Khorza, Dj.Tella et Dj. Anoual.
Phase distensive du Pliocène inférieur	- Effondrement du fossé de Foussana ; - Effondrement partiel de l'anticlinal de Dj. Kechrid ; - Effondrement du fossé de Morsott.
Phase compressive du Pliocène supérieur	- Plis de direction NNW-SSE parallèles au fossé de Morsott.
Phase distensive du Pliocène supérieur	- Individualisation du fossé de Tébessa avec l'effondrement et le basculement des certaines structures antérieures ; - Réactivation du diapir de Djebissa.

Chapitre 3: hydroclimatologie de la région d'étude

1. Introduction

L'hydroclimatologie se situe à l'interface entre climatologie et hydrologie. Elle sert à comprendre comment le climat contrôle le cycle de l'eau pluie, neige, évaporation, ruissellement, nappes et comment cette dynamique affecte la disponibilité de la ressource en eau et les extrêmes : crues, sécheresses.

Hydroclimatologie est l'étude des interactions entre le système climatique et le cycle hydrologique à différentes échelles de temps et d'espace. Elle vise à comprendre la moyenne, la variabilité, les tendances et les extrêmes du cycle de l'eau dans un contexte climatique (sécheresses prolongées, périodes riches et pauvres en crues).

Elle est définie comme l'étude de l'influence du climat sur les eaux continentales ou de l'humidité atmosphérique et de l'eau à la surface, près de la surface terrestre (précipitations, évapotranspiration, neige, glaciers, nappes, cours d'eau).

Elle relie les modes climatiques à la variabilité des débits, niveaux de lacs et nappes améliore les prévisions saisonnières à interannuelles et la gestion des ressources en eau. (McGregor, 2017) (Legates, 2000) (Chiew, 2024)

L'analyse des conditions hydroclimatiques de court terme (précipitations antécédentes, évapotranspiration) aide à délimiter et caractériser les zones humides et les cours d'eau pour la réglementation et la planification. (al. K. S., 2022)

L'intensification du cycle de l'eau sous climat plus chaud modifie régimes de précipitations, fréquences de crues et persistance des sécheresses, avec impacts majeurs sur sociétés et écosystèmes.

Le climat pilote une grande partie du cycle de l'eau: il contrôle la répartition des précipitations, de l'évaporation, de l'évapotranspiration, de la neige, du ruissellement et de l'humidité des sols, donc la quantité d'eau stockée et transférée entre atmosphère et surface. La relation fonctionne aussi dans l'autre sens: le cycle de l'eau influence le climat par la vapeur d'eau, la chaleur latente, l'humidité des sols et la neige, qui modulent les températures et les régimes de pluie. C'est pour cela que l'hydroclimatologie étudie ces interactions conjointes plutôt que le climat ou l'hydrologie séparément. (Legates, 2000) (Teale, 2020)

2. Présentation du bassin versant

Un bassin versant est une portion de territoire où toutes les eaux de pluie, de ruissellement et des cours d'eau convergent vers un même exutoire, comme une rivière, un lac ou la mer. Il est délimité par les lignes de crête qui séparent les écoulements vers différents milieux.

Le bassin versant de Tébessa renvoie surtout au bassin de l'Oued El Kabir / Wadi Mellègue qui draine la région de Tébessa, à l'extrême est de l'Algérie, à la frontière tunisienne, en zone semi-aride (al J. N., 2019).

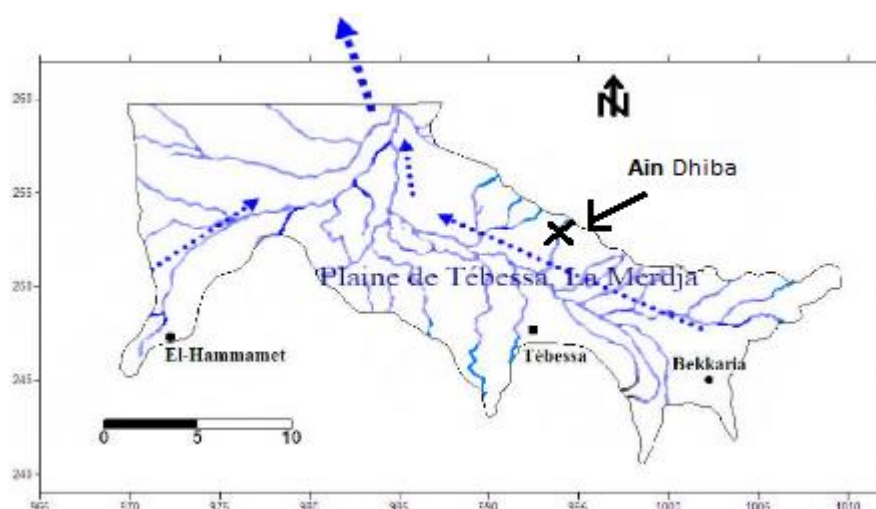


Figure 7 : Bassin versant de Tébessa (GHRIEB, Géographie, 2011)

- Le bassin aval de l'Oued Mellègue, auquel appartient une partie du bassin de Tébessa, est localisé au nord de Tébessa et s'étend aussi vers la Tunisie.
- Le bassin de Tébessa qui concerne la ville fait partie du bassin de la Mellegue, l'un des 17 grands bassins hydrographiques algériens.

Pour le bassin urbain de Tébessa (bassin de l'Oued El Kabir) l'exutoire situé à environ 8,041°E ; 35,48°N.

L'extension de bassin versant de Tébessa est limitée Au nord par montagnes de Guenifda et Djebel Eddir, au sud les montagnes Talla, Joua et Dokan, à l'ouest plateau de Tazbant et au centre/nord : ville de Bakaria entre Djebel Gharab, Jebel Jbissa et Boureman, l'Altitudes de ce bassin est 770 m (bord de l'Oued El Kabir au nord) à 1625 m (monts Dokan au sud).

La ville de Tébessa occupe environ 2 998 ha à l'intérieur de ce bassin.

a) Contexte régional élargi

Le bassin versant de Tébessa s'insère dans la région des Hautes Plaines de l'Est algérien. Sur le plan de la planification et de la gestion des ressources en eau, le bassin de Tébessa s'intègre dans les entités suivantes :

Circonscription Hydrographique : Il appartient au district du Constantinois-Seybouse-Mellegue (CSM), géré par l'Agence de Bassin Hydrographique de l'Est.

Unité de Drainage (Sous bassin) : Il constitue la zone amont du vaste bassin versant de l'Oued Mellegue.

Système Transfrontalier : L'Oued Mellegue étant l'affluent majeur de l'Oued Medjerda, le bassin de Tébessa est donc le point de départ d'un système hydrologique international se jetant dans la Méditerranée (Tunisie). (M C. , 2007)

Nature Morpho-Hydrologique : C'est un bassin semi-endoréique des Hautes Plaines. Bien qu'il soit drainé vers l'aval, sa structure en "fossé d'effondrement" fait converger toutes les eaux (sources et ruissellement) vers la dépression centrale de la Merdja avant leur évacuation.

➤ **Hydrologie :**

- Le traitement de l'image satellitaire MNT Par Global Mapper et Arc Gis a permis de délimiter le bassin versant de Tébessa ainsi que la détermination du réseau hydrographique et la réalisation de la carte des pentes (Figure 8).
- **Carte des pentes :**

La distribution des altitudes du bassin versant de Tébessa montre que la majeure partie de ce bassin (60%) est située entre les cotes (210 m à 1000 m).

D'après la figure 7, on a révélé que notre zone d'étude est caractérisée par cinq classes des pentes en fonction d'altitude qui sont :

- Classe 1 : de 0 à 2% située entre l'altitude 210 m et 780 m.
- Classe 2 : de 2 à 5 % située entre l'altitude 780 m et 1000 m.
- Classe 3 : de 5 à 10% située entre l'altitude 1000 m et 1100 m.
- Classe 4 : de 10 à 20 % située entre l'altitude 1100 m et 1280 m.

- Classe5 : > 20 % située entre l'altitude 1280 m et 1380 m.

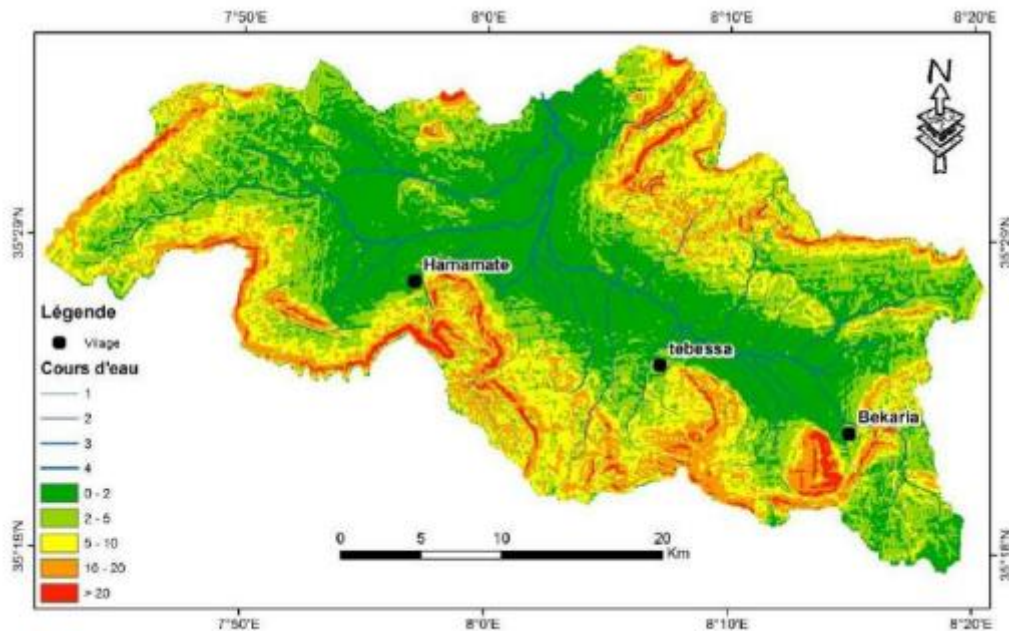


Figure 8 : Carte de pentes de la zone d'étude. (DJIDEL. Chikha Belgacem., 2018)

a. Caractéristique de la forme du bassin versant

Les caractéristiques morphométriques du bassin versant de Tébessa ont été déterminés à partir du logiciel Arc Gis le bassin versant à une superficie de 998 km² pour un périmètre de 195.4 km la forme du bassin versant conditionne le temps de réponse aux précipitations.

- **Indice de compacité ou coefficient de Gravelius :** Ce coefficient « Kc » caractérise la compacité et compare la forme du bassin versant.

$$Kc = \frac{0.28P}{\sqrt{A}} = 1.73$$

Où : **P** : Périmètre (km)

A : Surface du bassin versant (Km²)

Si : **Kc ≤ 1** : Bassin versant de forme circulaire

Kc = 1.12 : Bassin versant de forme carrée

$K_c \geq 1.12$: Bassin versant allongé

Dans notre cas $K_c = 1.73$ donc le bassin versant de Tébessa à une forme allongée.

1) Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique fait référence aux caractéristiques géographiques et physiques de la plaine et des cours d'eau d'une région donnée. Le réseau hydrographique dans le bassin de Tébessa est très développé, près de 470 km de cours d'eau drainent ce bassin versant (Tab.2) (Figure 9).

Tableau 2 : Les longueurs d'ordres des cours d'eau dans la cuvette de Tébessa. (DJIDEL. Chikha Belgacem., 2018)

N° d'ordre	Ordre 1	Ordre 2	Ordre 3	Ordre 4
Longueur (km)	252.2	143.5	64	10
Pourcentage (%)	53.7	30.5	13.7	2.1

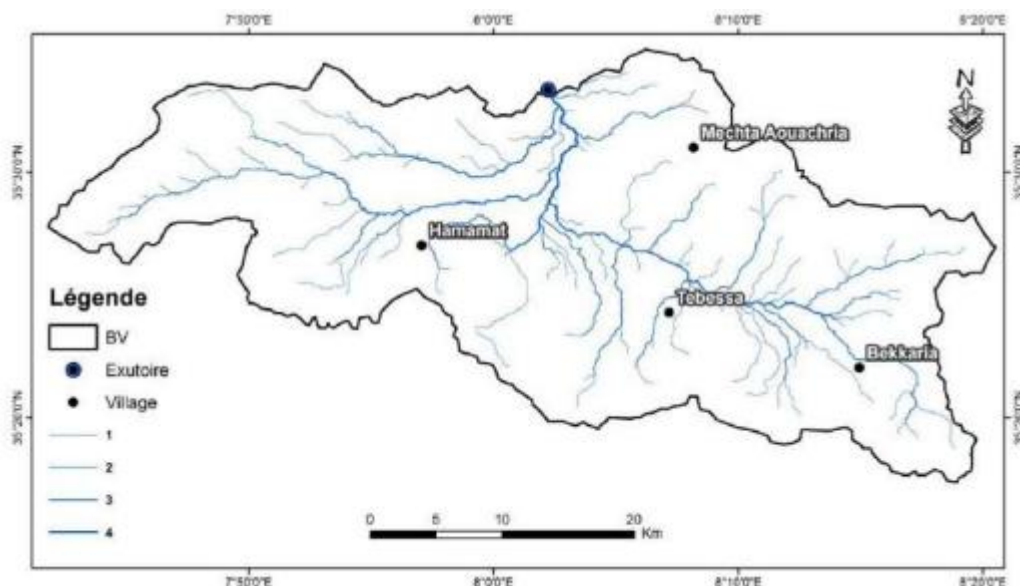


Figure 9 : Carte de réseau hydrographique. (DJIDEL. Chikha Belgacem., 2018)

3. Données climatiques de la région

a) Réseau des stations météorologiques

La station météorologique de Tébessa gérée par l'office national de la météorologie, située à une altitude de 813 m, avec des coordonnées géographiques de 35,48° de latitude Nord et 8,13° de longitude Est. Les données climatiques exploitées dans cette étude couvrent la période allant de 1991 à 2020. (Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tébessa - infoclimat, s.d.)(Tab.3)

Tableau 3 : Tableau de critère de la station (Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tébessa - infoclimat, s.d.)

Critères	Altitude(m)	Longitude Est	Latitude Nord	Période
Tébessa	881	8,13°	35,48°	1991-2020

b) Les précipitations

Définition : En météorologie et en hydrologie, la précipitation désigne l'ensemble de l'eau qui tombe de l'atmosphère et atteint la surface terrestre. C'est une composante clé du cycle de l'eau et la principale entrée d'eau pour les bassins versants. En général, Il s'agit du coefficient pluviométrique et des répartitions saisonnières, mensuelles et annuelles.

a. Les précipitations mensuelles

Le tableau ci-dessous présente les précipitations moyennes enregistrées au niveau de la station :

Tableau 4 : Précipitations moyennes mensuelles à la station de Tébessa pour une période de 30 ans (1991-2020).

P (mm)	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC	Totale
1991-2020	28,5	25,1	39,3	40,0	45,8	44,1	17,1	32,0	56,1	45,5	36,8	34,9	445,3

Une moyenne mensuelle des précipitations a été calculée sur une série des 30 ans pour la station Tébessa, L'étude de l'évolution des précipitations mensuelles nous ont permet de mettre en évidence d'une part une moyenne mensuelle avec des maximums de 45,8mm au mois de Mai, et un minimum au mois de juillet 17,1mm (Tab.4).

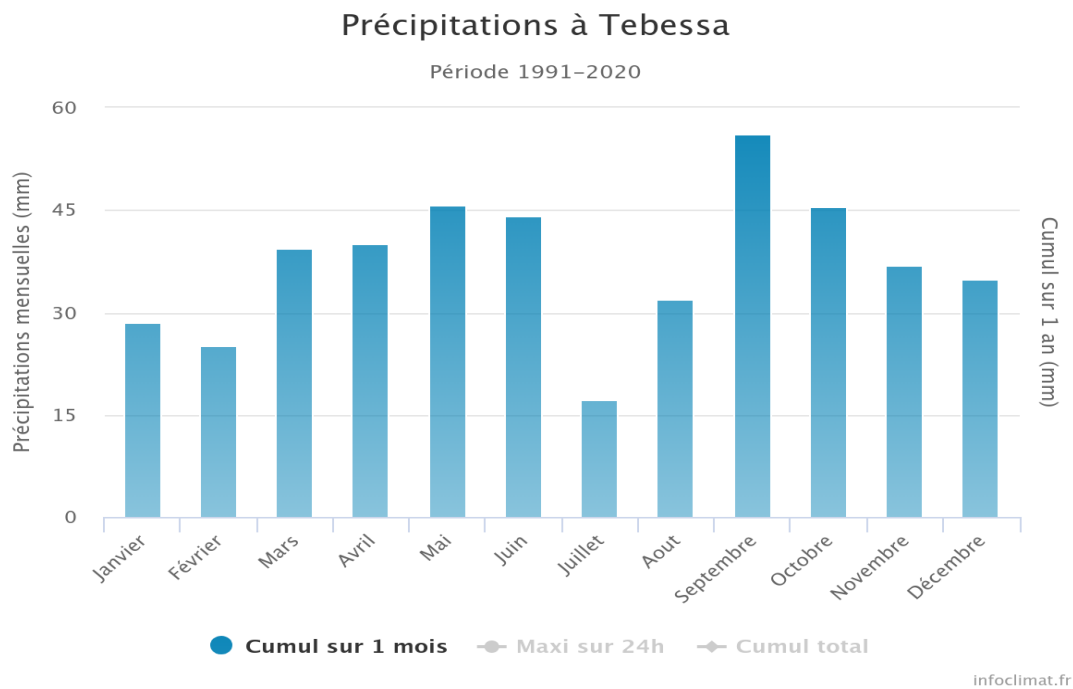


Figure 10 : Précipitation moyenne mensuelle pour une période de 30 ans (1991-2020). (Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tébessa - infoclimat, s.d.)

Le graphique des précipitations mensuelles à Tébessa montre une répartition irrégulière des pluies au cours de l'année. On observe que les précipitations sont relativement faibles en été : avec un minimum enregistré en juillet, tandis qu'elles augmentent progressivement à partir de l'automne pour atteindre un maximum en septembre et octobre (Figure 10). Cette variation saisonnière reflète un climat de type semi-aride, caractérisé par une saison sèche en été et une saison humide en automne et en hiver.

a. Les précipitations annuelles et leur variabilité

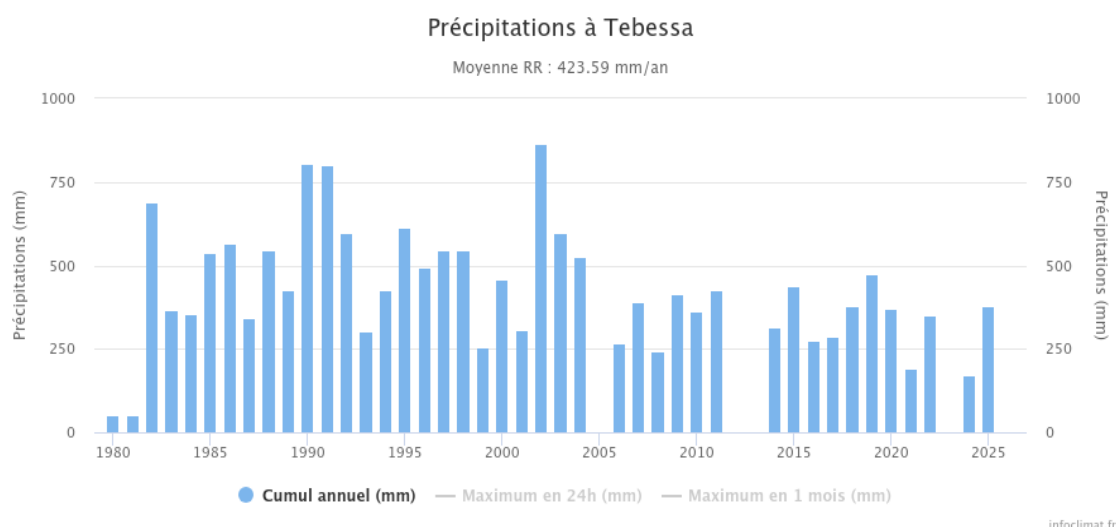


Figure 11 : Précipitation moyenne annuelle pour une période de 30 ans (1991-2020). (Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tebessa - infoclimat, s.d.)

Le graphique des précipitations annuelles à Tébéssa montre une variabilité importante d'une année à l'autre. On remarque des années relativement humides, notamment autour des années 1990 et au début des années 2000, où les précipitations dépassent 700 mm, tandis que d'autres années sont plus sèches avec des valeurs parfois inférieures à 300 mm. En moyenne, les précipitations annuelles sont d'environ 423,6 mm, ce qui confirme le caractère semi-aride du climat de la région (Figure 11).

c) Les températures

La température est l'un des paramètres les plus significatifs pour caractériser le climat. Son importance se manifeste dans les tentatives d'évaluer le taux d'évaporation, l'évapotranspiration, le déficit d'écoulement, entre autres, qui sont tous des éléments essentiels pour estimer le bilan hydrologique.

a. Les Températures mensuelles

L'analyse des températures est basée sur des observations effectuées au niveau de la station de Tébéssa (Tab.5).

Tableau 5 : Température moyenne mensuels de la région de Tébessa pour une période de 30 ans (1991-2020).

T°	JAN	FEV	MAR	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEP	OCT	NOV	DEC	Totale
1991-2020	7,2	7,9	11,0	14,2	19,0	23,8	27,2	26,7	22,5	18,0	12,1	8,2	16,5

Il est important de noter que, en effet, les températures sont plus fraîches en hiver, tandis qu'elles augmentent en été, en particulier dans notre région, en raison de l'effet du vent du Sud. Pour mieux illustrer cette variabilité, nous avons réalisé la représentation graphique suivante :

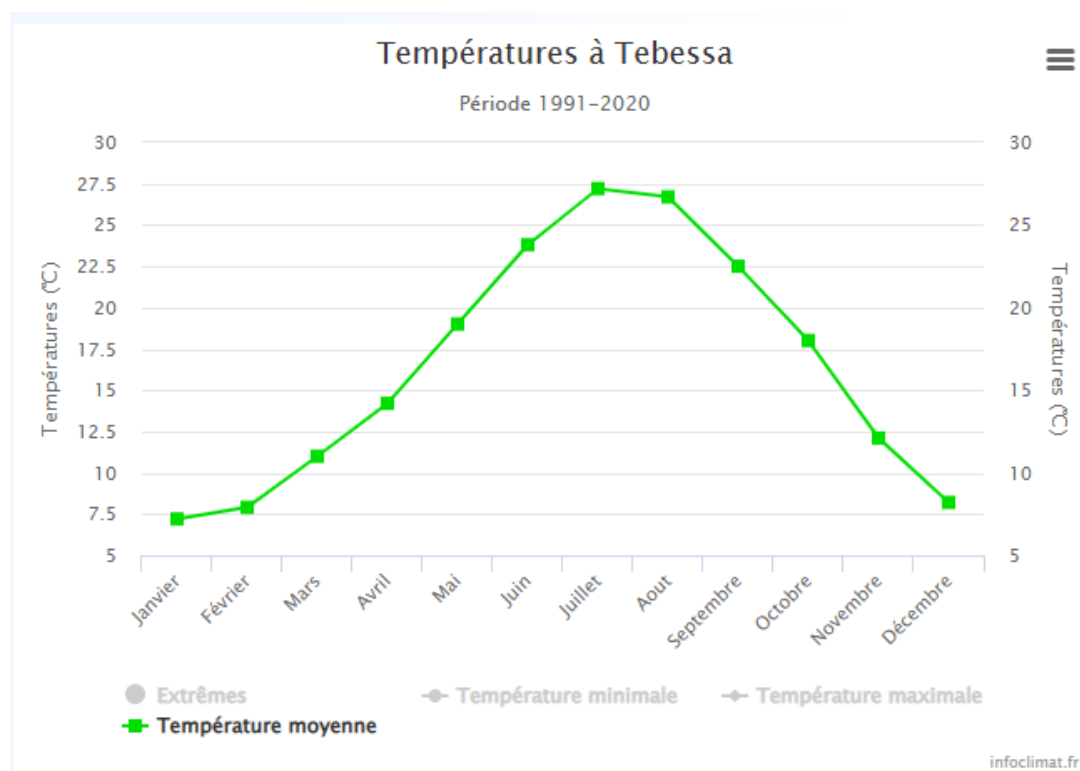


Figure 12 : Température moyenne mensuelle pour une période de 30 ans (1991-2020) (Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tébessa - infoclimat, s.d.)

Le graphique des températures moyennes mensuelles à Tébessa montre une évolution progressive au cours de l'année. Les températures sont basses en hiver, avec des valeurs autour de 7 à 8 °C en janvier et février, puis elles augmentent progressivement pour atteindre un maximum en juillet (environ 27 °C). Ensuite, elles diminuent à partir de l'automne pour revenir à des valeurs faibles en hiver. Cette variation traduit un climat caractérisé par des étés chauds et des hivers relativement frais.

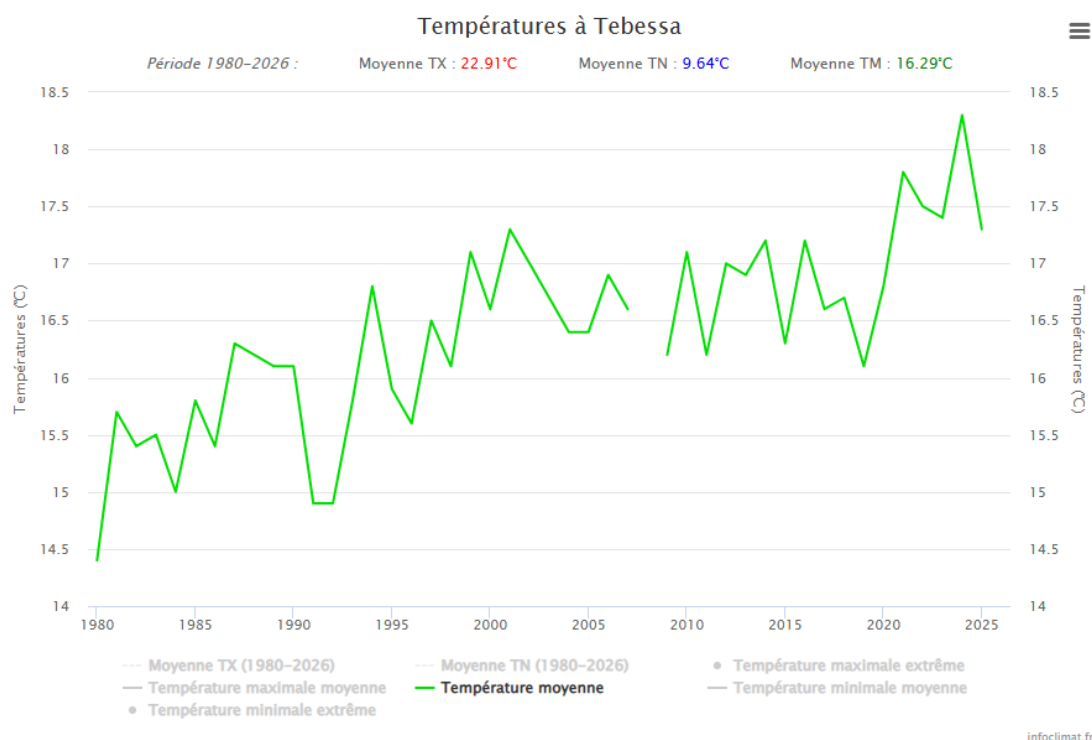


Figure 13 : Température moyenne annuelle pour une période de 30 ans (1991-2020)
(Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tebessa - infoclimat, s.d.)

b. Les températures moyenne annuelles et leur variabilité

Le graphique des températures moyennes annuelles à Tébéssa montre une évolution légèrement croissante au cours de cette période. On observe des fluctuations d'une année à l'autre, mais la tendance générale indique une augmentation progressive des températures. Les valeurs varient globalement entre environ 15 °C et 18 °C, avec une moyenne annuelle d'environ 16,5 °C (Figure 12). Cette évolution peut être liée aux changements climatiques et reflète un réchauffement progressif dans la région.

- ✓ La température et l'évaporation sont fortement liées, mais pas de façon linéaire ni universelle. Plus chaud signifie en général plus d'évaporation potentielle, surtout en milieux humides et bien alimentés en eau ; en milieux secs, la chaleur peut au contraire réduire l'évaporation réelle en asséchant les sols et la végétation. Pour analyser cette relation en climatologie, il faut toujours tenir compte du contexte : disponibilité en eau, humidité de l'air, rayonnement, vent et type de surface.

d) L'évaporation et l'évapotranspiration

L'évaporation est le passage de l'eau liquide vers l'atmosphère à partir des surfaces libres, du sol ou de l'eau interceptée ; l'évapotranspiration est l'ensemble de ces pertes par évaporation, auquel s'ajoute la transpiration des plantes. En d'autres termes, l'ET représente la sortie d'eau de la surface terrestre vers l'air, et c'est une composante majeure du cycle hydrologique. (Allen) (Ke Zhang, A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation , 2016) (Figure 14).

Son importance est simple: c'est l'une des principales pertes d'eau d'un bassin versant ou d'un système agricole. Les revues consultées soulignent qu'une estimation précise de l'ET est cruciale pour la gestion des ressources en eau, le calcul des besoins en irrigation, l'amélioration de l'efficacité d'utilisation de l'eau, et l'évaluation des impacts du climat. (Mesut Bariş, 2024) (I. Ghiat, 2021).

Pour l'estimation, les approches les plus utilisées sont les bilans d'énergie et les formules de type Penman–Monteith; quand les données sont limitées, on recourt aussi à des méthodes plus simples comme Hargreaves ou Priestley–Taylor. Les mesures directes incluent la lysimétrie et la covariance de tourbillons, et les estimations à grande échelle s'appuient souvent sur la télédétection, avec des produits et modèles comme SEBAL, METRIC, SSEBop, MOD16 ou GLEAM. (Ke Zhang, A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation , 2016) (I. Ghiat, 2021) (M. Jensen, 2016).

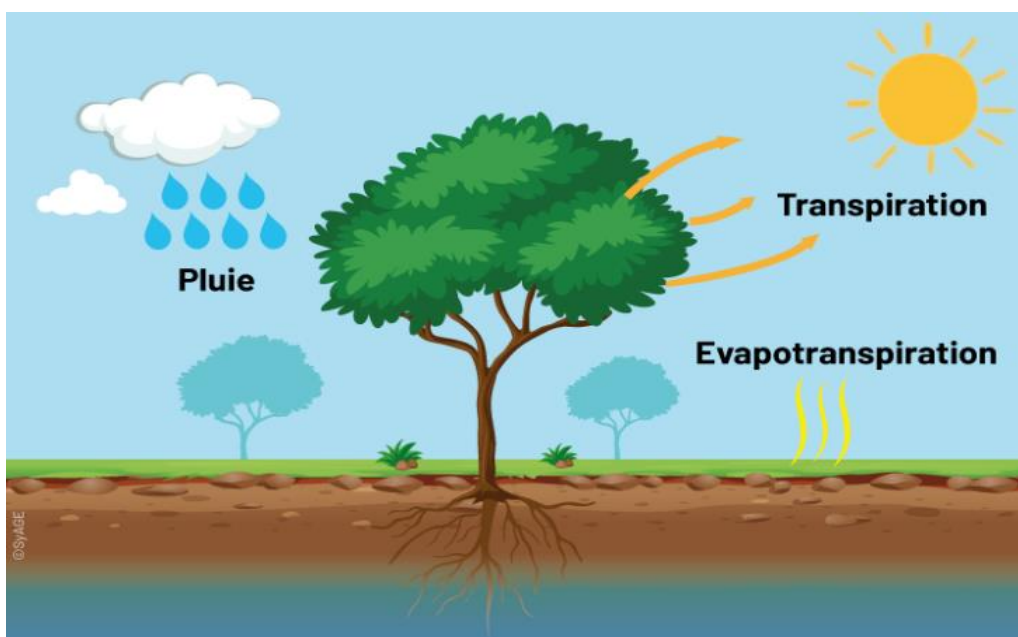


Figure 14 : Image explicative (transpiration et évapotranspiration) (syage.org, s.d.)

4. Analyses climatiques

a) Régime climatique

Le bassin versant de Tébessa est décrit dans les sources comme un milieu à régime climatique semi-aride, avec une forte irrégularité des ressources et des précipitations d'une année à l'autre. (Guerrad Ch, 2017)

Les sources ajoutent un contraste saisonnier net: été très chauds et secs, hivers froids et plus humides. Elles insistent aussi sur des pluies souvent torrentielles, donc sur une alternance entre déficit hydrique et épisodes de ruissellement violent. (A. Hadjela, 2021).

❖ **Contexte climatique de la région de Tébessa**

- La province de Tébessa, au nord-est de l'Algérie, présente un climat semi-aride à aride, avec étés très chauds (souvent $> 40^{\circ}\text{C}$) et hivers frais avec gelées épisodiques (Tab.6)
- Les précipitations annuelles sont faibles et très variables, de l'ordre de 200 à 400 mm/an, ce qui favorise les sécheresses fréquentes.
- Les fortes taux d'évapotranspiration aggravent le déficit hydrique, même quand il pleut.

❖ **Caractéristiques climatiques essentielles à Tébessa**

❖ **Variabilité saisonnière et sécheresse**

Tableau 6 : Caractéristiques climatiques clés de la région de Tébessa

Élément	Description
Type de climat	Semi-aride à aride
T° estivales	Souvent $> 40^{\circ}\text{C}$
Hiver	Plus frais, gelées possibles
Pluviométrie annuelle	~200–400 mm, très variable
Risque dominant	Sécheresses récurrentes, stress hydrique

- L'étude sur Tébessa suit la dynamique de la sécheresse à l'aide d'indices de végétation (VCI), de température (TCI) et de santé de la végétation (VHI) dérivés de MODIS (2001–2024).
- Elle montre des périodes de sécheresse sévère à extrême (2005–2006, 2009–2010, 2022–2023), touchant surtout les zones centrales et sud de la province.
- Le TCI est très sensible aux variations saisonnières de température, indiquant des saisons chaudes marquées.
- La baisse tendancielle de VCI, TCI et VHI suggère un durcissement des conditions de sécheresse avec le temps, probablement en lien avec le changement climatique.

Le régime climatique de Tébessa est dominé par un climat chaud, sec, très variable, avec peu de pluie concentrée sur une courte période et de longues saisons sèches. La variabilité saisonnière se traduit surtout par des épisodes répétés de sécheresse, qui semblent s'aggraver dans le temps, augmentant le stress sur la végétation et les ressources en eau.

b) Indice climatique

a) Indice d'aridité

L'indice d'aridité de De Martonne est un indice climatique simple qui combine précipitations et température pour caractériser le degré de sécheresse (ou d'humidité) d'un climat. Il est très utilisé pour cartographier les zones arides, semi-arides ou humides. Qui

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

peut être aisément calculé à l'aide de la formule suivante :

Avec : I : indice d'aridité.

P : précipitation annuelle moyenne (mm).

T : température annuelle moyenne (°C).

Suivant les valeurs de (I) obtenues, DE. Martonne a établi la classification suivante :

- $I < 5$: le climat est hyperaride ;
- $5 < I < 7.5$: il est désertique ;
- $7.5 < I < 10$: on parle de climat steppique ;
- $10 < I < 20$: il est semi-aride ;

- $20 < I < 30$: le climat est tempéré.

Tableau 7 : Indice d'aridité de E. DE Martonne et type de climat.

<i>Paramètre</i> <i>Bassin</i>	<i>Précipitation (mm)</i>	<i>Température (°C)</i>	<i>Indice d'aridité</i>	<i>Observation</i>
Tébessa	445.3	16.50	16.80	Climat Semi-aride

✓ Par application sur cette période d'étude : **I = 16,8**

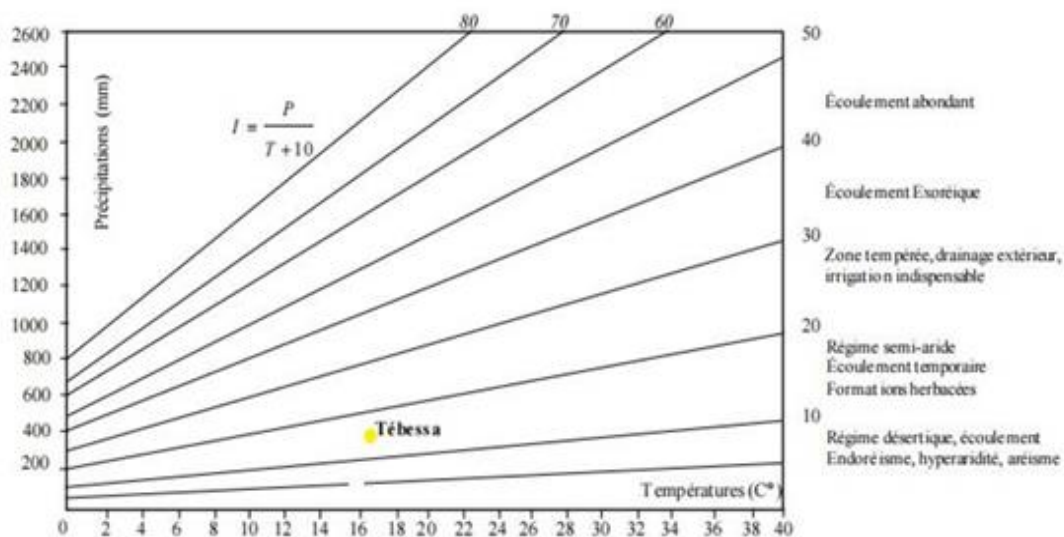


Figure 15 : Abaque de l'indice de l'aridité de De Martonne.

D'après la valeur de (I) (à Tébessa), 16.80, ce graphique confirme que le climat annuel est semi-aride.

b) L'indice d'aridité mensuel

Un indice d'aridité mensuel est un nombre calculé pour chaque mois à partir de variables climatiques (surtout précipitations et température ou évapotranspiration potentielle) pour décrire à quel point le climat est sec ou humide ce mois-là (Tab.8) (Figure 16). Il permet de suivre la saisonnalité de l'aridité, utile pour l'agriculture, l'eau et les

$$I = \frac{12P}{T + 10}$$

sécheresses. Qui peut être aisément calculé à l'aide de la formule suivante :

Avec : **I** : Indice d'aridité mensuel.

P : Précipitations moyennes mensuelles en mm

T° : Température moyenne mensuelle en °C.

Tableau 8 : : Indice d'aridité mensuel. Bassin de Tébessa

Mois Station	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juill	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec
Tébessa	19.88	16.82	22.45	19.83	18.95	15.65	5.51	10.46	20.71	19.5	19.98	23.01

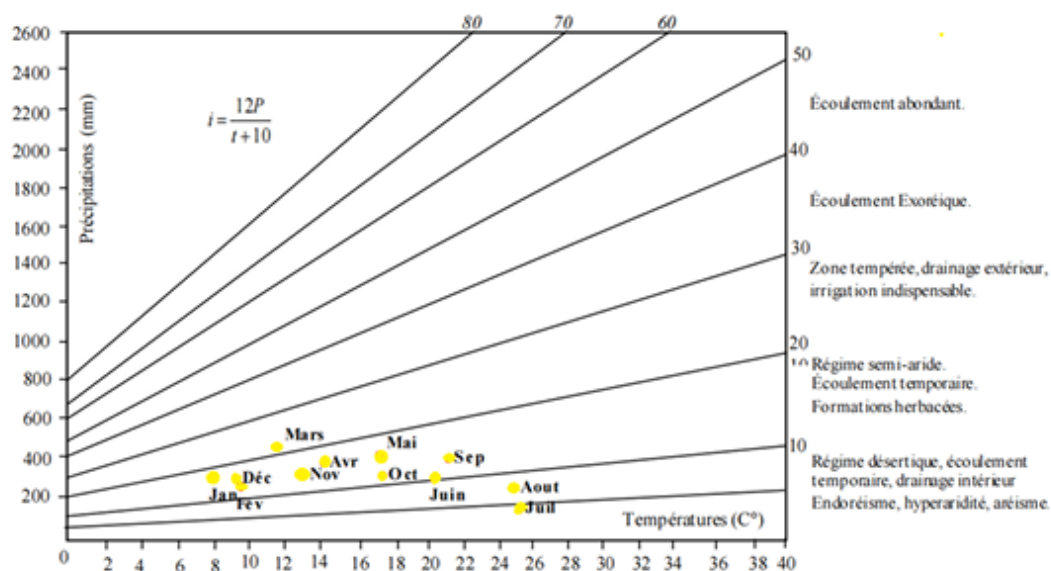


Figure 16 : Abaque de l'Indice d'aridité annuel de DE Martonne.

c) Indice pluviométrique de Paul Moral

L'indice pluviométrique de Moral (IM), qui utilise aussi la hauteur annuelle des précipitations (en mm) et les températures moyennes annuelles en °C (Figure 17). Cet indice permet de dire :

- Si $IM < 1$ on a climat sec.
- Si $IM > 1$ on a climat humide.

Qui peut être aisément calculé à l'aide de la formule suivante :

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

Par application de cette étude :

$P = 445,3 \text{ (mm)}$

$T = 16,5 \text{ } ^\circ\text{C}$

$IM = 1,44$

On peut dire que le climat de la plaine de TEBESSA est à la limite sec-humide, c'est-à-dire qu'il peut être qualifié de semi-aride.

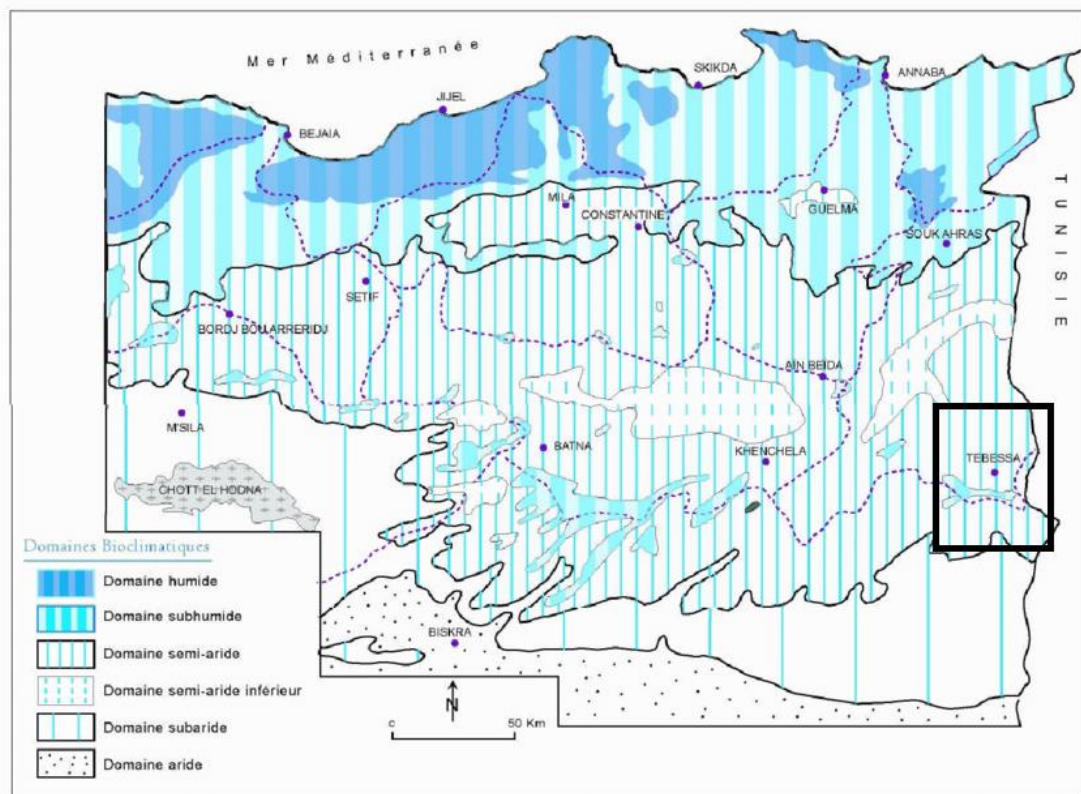


Figure 17 : Carte simplifiée des zones bioclimatiques de l'Est algérien. (A M., 2005)

5. Bilan hydrique du bassin versant

Le bilan hydrique est la relation quantitative entre les entrées et les sorties d'eau dans un système donné (sol, bassin versant ou aquifère), permettant d'évaluer la disponibilité en eau sur une période déterminée. (Fetter, Applied Hydrogeology, 1980) . On peut utiliser la formule suivante :

$$P = ETR + R + I$$

Avec : **P** : Précipitations annuelles (mm).

ETR : Evapotranspiration réelle annuelle (mm).

R : Ruissellement (mm).

I : Infiltration (mm).

a) Étude de l'évapotranspiration

C'est un facteur essentiel du cycle de l'eau. Il représente la quantité totale d'eau (mesurée en millimètres) évaporée de la surface du sol, combinant à la fois les effets de l'évaporation et de la transpiration des plantes. Sa mesure est complexe car elle dépend de plusieurs facteurs interdépendants tels que l'humidité, la température, l'insolation et la couverture végétale.

a) **Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR)**

C'est une partie de l'évapotranspiration potentielle (ETP) qui varie en fonction de la quantité d'eau stockée dans le sol. Si les pertes en eau d'un sol sont égales ou dépassent la quantité d'eau facilement disponible dans le sol, elles atteignent l'ETP. Dans le cas d'une disponibilité insuffisante, ces pertes sont limitées à un montant inférieur, connu sous le nom d'évapotranspiration réelle. (G C. , 1983). Son estimation peut être effectuée en utilisant soit la formule de L. Turc, soit celle de Coutagne.

✓ Formule de Coutagne

La formule de Coutagne est une méthode empirique utilisée en hydrologie pour estimer le déficit d'écoulement (D) annuel d'un bassin versant en fonction de la pluviosité (P) et de la température moyenne (T). Elle permet de déterminer la lame d'eau écoulée. Peut être comparé à l'évapotranspiration réelle (ETR).

$$D = P - m \cdot P^2 \longleftrightarrow ETR = P - m \cdot P^2 \quad \text{Avec : } m = 1 / (0.8 + 0.16 T)$$

D : Déficit.

P : Précipitation.

m : coefficient régional.

T : Température.

ETR : Evapotranspiration réelle annuelle.

- Pour appliquer cette formule il faut que : **1,25m < P < 5m**

Cette formule n'est donc pas applicable car la condition $0.125\lambda < P < 0.5\lambda$ n'est pas satisfaite.

✓ **Formule de L. Turc**

Cette formule permet de calculer directement l'évapotranspiration réelle (ETR) annuelle d'un bassin versant à partir de la hauteur annuelle de précipitations et de la température moyenne annuelle. C'est la méthode la plus répandue.

$$D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

ETR : évapotranspiration réelles (mm).

P : précipitation moyenne annuelle en (mm).

L : Est la température moyenne annuelle en C° ou $300 + 25T + 0.05$.

- Par application de cette méthode à le bassin versant de Tébessa :

$$L = 937,1 \quad / \quad P = 445,2 \text{ (mm)} \quad / \quad T = 16,5^\circ$$

Donc : **ETR = 419,6 (mm)**

✓ **Méthode de Wundt**

La valeur de l'évapotranspiration réelle (ETR) ou du déficit d'écoulement (De) est obtenue à partir d'un graphique (Fig. 23), qui prend en compte la température et les précipitations annuelles. En reportant les données (température, précipitation) du bassin de Tébessa sur ce graphique, l'ETR déduite est d'environ 419.6 mm, ce qui correspond à presque 100% des précipitations. Le coefficient d'écoulement ne dépasse pas 10% (Figure 18)

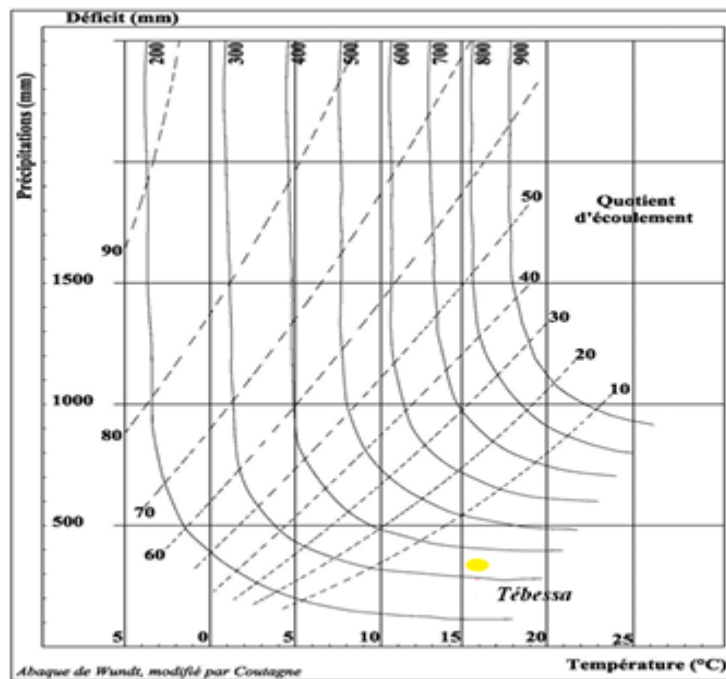


Figure 18 : Abaque de WUNDT modifié par COUTAGNE. (DJEBASSI, 2021)

b) Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

✓ Formule de C.W. Thornthwaite

L'estimation de l'évapotranspiration potentielle non corrigée peut être réalisée en utilisant la formule de C.W. Thornthwaite, qui prend en considération les températures moyennes

$$ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a \equiv mm \quad \text{Avec} \quad I = \sum_{i=1}^{12} i \quad \text{et} \quad i = \left(\frac{T}{5} \right)^{1.514}$$

mensuelles et l'indice thermique. Elle est exprimée par :

L'exposant (a) est déterminé à partir de l'expression de Serra, simplifiée à partir de la longue formule de C.W. Thornthwaite (Tab.9) :

$$a = \frac{1.6}{100} \cdot I + 0.5$$

Avec : **ETP** : évapotranspiration potentielle du mois considéré (mm).

i : indice thermique mensuel.

T : température moyenne mensuelle du mois considéré (°C).

I : indice thermique annuel.

L'évapotranspiration potentielle corrigée peut être calculée en utilisant un coefficient correctif (k) qui varie en fonction de la latitude, comme le décrit l'expression suivante :

$$ETP = 16 \left(\frac{10T}{I} \right)^a . k$$

Avec : **K** : Coefficient de correction (ou d'ajustement mensuel).

Les résultats de calcul sont synthétisés dans les tableaux suivants :

Tableau 9 : Résultats de calcul de l'ETP selon la formule de C. W. Thornthwaite pour une période de 30 ans (1991-2020)..

Moi paramètre	Sep	Oct.	Nov.	Déc	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	août
I	9.75	6.95	3.81	2.11	1.73	1,99	3,3	4,85	7,54	10,61	12.99	12.63
ETPnc	101.56	68.73	34.3	17.36	13.82	16,26	29,03	45,38	75,5	112,05	141.55	137.03
K	1.03	0.97	0.86	0.81	0.87	0,85	1,03	1,1	1,21	1,22	1.24	1.16
ETPc	104.6	66.66	29.49	14.06	12.02	13,82	29,9	29,91	91,41	136.7	175.52	158.95

La valeur totale de l'évapotranspiration potentielle (ETP) de **883.04mm/an.**

b) Bilan hydrique par la méthode de C. W. Thornthwaite

Pour créer le bilan mensuel par la méthode de C.W. Thornthwaite, on prend en compte l'évapotranspiration moyenne (réelle et potentielle) (Tab.10).

Ce bilan cela dépend sur les hypothèses suivantes :

- La satisfaction de l'évapotranspiration réelle (ETR) est prioritaire par rapport à l'écoulement.
- Le calcul de l'ETR peut être réalisé selon deux scénarios :
 - Si : $P > ETP$; donc : $ETR = ETP$
 - Si : $P < ETP$; donc : $ETR = RFU + P$

Ce bilan repose sur les paramètres suivant :

T° : température mensuelle (°C).

Pr : précipitation mensuelle (mm).

i : indice thermique.
(mm).

RFU : réserve facilement utilisable

ETR : évapotranspiration réelle (mm).

K : coefficient de latitude.

ETP : évapotranspiration potentielle (mm).

Def : déficit agricole (mm).

BE : bilan d'eau.

EXC : excédent (mm).

**Tableau 10 : Bilan hydrique selon la méthode de C.W. Thornthwaite pour une période de 30 ans
(1991-2020)..**

Moi paramètre	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	ANNEE
T	22,5	18	12.1	8,2	7,2	7,9	11	14,2	19	23,8	27,2	26,7	16,5
I	9,75	6,75	3.81	2,11	1,73	1,99	3,3	4,85	7,54	10,61	12,99	12,63	78,26
K	1,03	0.97	0,86	0,81	0,87	0,85	1,03	1,1	1,21	1,22	1,24	1,16	/
ETP	104,6	66.66	36.8	14,06	12,02	13,82	29,9	49,91	91,41	136,7	175,52	158,95	883,04
P	56,1	45.5	36.8	34,9	28,5	25,1	39,3	40	45,8	44,1	17,1	32	445,2
BE	-48,5	-21.1	7.31	20,84	16,48	11,28	9,4	-9,91	-45,6	-92,6	-158,4	-126,9	-437,74
RFU	0	0	7,31	28,15	29	29	29	19,09	0	0	0	0	/
ETR	56,1	45,5	29.49	14.06	12.02	13.82	29.9	49.91	64.89	44.1	17.1	32	408,89
Def	48,5	21,16	0	0	0	0	0	0	26,52	92,6	158,42	126,95	474,15
Exc	0	0	0	0	15,63	11,28	9,4	0	0	0	0	0	36,31

➤ Pour effectuer une vérification, on utilise l'une des expressions suivantes :

$$P = \sum ETR + \sum Exc \equiv mm.$$

$$ETP = \sum ETR + \sum Def \equiv mm.$$

Par application numérique : **P = 408,89 + 36,31 = 445,2**

$$ETP = 408,89 + 474,15 = 883,04$$

c) Comportement hydrologique du bassin

a) Ecoulement de surface (Ruissellement)

Tixeront-Berkaloff créer une formule empirique qui convient généralement aux bassins hydrologiques en climat semi-aride à aride, est basée sur la théorie suivante :

- Lorsque les précipitations augmentent, le ruissellement tend à une grandeur similaire (avec déduction de l'évapotranspiration réelle plafonnée à la valeur de l'évapotranspiration potentielle).
- Si les précipitations diminuent, le ruissellement diminue également et le rapport ruissellement/précipitations tend vers zéro.

$$R = \frac{P^3}{3ETP^2} \equiv m \quad \text{Si } P < 600\text{mm}.$$

$$R = \frac{P^3}{3} \equiv m \quad \text{Si } P > 600\text{mm}. \quad \text{Avec :}$$

R : ruissellement (m).

ETP

: évaporation potentielle (m), moyenne à l'échelle du bassin.

P

: précipitation moyenne annuelle (m), prise comme lame d'eau moyenne reçue à l'échelle du bassin.

Tableau 11 : Estimation du ruissellement selon la méthode de Tixeront-Berkaloff pour une période de 30 ans (1991-2020)..

<i>Paramètre</i> <i>Bassin</i>	<i>Précipitation (mm)</i>	<i>ETP (mm)</i>	<i>R (mm)</i>
<i>Tébessa</i>	445.2	883.04	37.72

b) L'infiltration

On calcule l'infiltration (**I**) par l'équation suivant (Tab.12) :

$$I = P - ETR - R$$

Avec : **I** : infiltration efficace moyenne annuelle (mm).

P : précipitation moyenne annuelle (mm).

ETR : évapotranspiration réelle annuelle (mm).

R : ruissellement annuel (mm).

Tableau 12 : Estimation de l'infiltration dans le bassin de Tébessa.

Paramètre Bassin	Précipitation		Évapotranspiration		Ruissellement		Infiltration	
	<i>P</i> (mm)	<i>P</i> %	<i>ETR</i> (mm)	<i>ETR</i> %	<i>R</i> (mm)	<i>R</i> %	<i>I</i> (mm)	<i>I</i> %
Tébessa	445.2	100	408.89	91.84	37.72	8.47	Négative	

Le tableau du bilan hydrique du bassin de Tébessa montre que la majorité des précipitations (445,2 mm) est perdue par évapotranspiration, qui représente environ 91,84 %. Le ruissellement reste faible avec seulement 8,47 %, tandis que l'infiltration est considérée comme négative, ce qui indique une absence de recharge significative des nappes. Ces résultats reflètent un climat semi-aride marqué par une forte évaporation et une faible disponibilité en eau souterraine.

d) Conclusion

Cette enquête montre que la zone géographique considérée est caractérisée par un climat semi-aride, emblématique des hautes plaines, qui se caractérisent traditionnellement par des températures élevées pendant les mois d'été et des conditions très glaciales en hiver.

Le phénomène du Sirocco peut se manifester à tout moment du cycle annuel, bien que sa prévalence soit particulièrement prononcée pendant la saison estivale.

En outre, les conséquences des épisodes de gel sont souvent graves. Les précipitations, malgré leur distribution spatiale et temporelle inégale, se caractérisent souvent par leur intensité et leur grossier. Les précipitations annuelles moyennes totalisent environ 445,2 mm/an, tandis que la température moyenne oscille autour de 16,5 °C. En résumé, le bilan hydrologique révèle un déficit ; l'évapotranspiration réelle moyenne est d'environ 408,89 mm/an, ce qui représente près de 91,84 % du total annuel des précipitations. Le volume de ruissellement est minime et représente environ 8,47 % de l'ensemble des précipitations.

Le processus d'infiltration présente une caractéristique néfaste, indiquant que la reconstitution du système aquifère ne dépend pas exclusivement de l'infiltration ; elle provient plutôt principalement des marges calcaires.

Chapitre 4 : Hydrogéologie et Conditions
d'émergence de la source Ain Dhiba

1. Introduction

L'étude hydrogéologique des sources constitue une discipline fondamentale pour comprendre la dynamique des eaux souterraines et leur interaction avec la surface. Elle ne se limite pas à une simple cartographie, mais s'inscrit dans une démarche de gestion durable des ressources en eau.

Pour comprendre le comportement hydrodynamique de ces systèmes, plusieurs moyens et méthodes sont nécessaires. Parmi ceux-ci, on trouve l'étude des conditions aux limites, de la perméabilité, de la transmissivité, du sens d'écoulement, ainsi que des relations complexes entre ces paramètres. De plus, il est important de considérer la fonction capacitive du réservoir, la répartition spatiale des charges et des potentialités hydrauliques.

L'examen de la série stratigraphique nous permet d'indiquer les formations susceptibles d'être aquifères ; ainsi que la formation imperméable qui jouent le rôle d'un substratum :

Les formations perméables

- Les calcaires maestrichtiens fissurés avec des Inocérâmes ;
- Les calcaires éocènes fissures qui constituent le cœur de la synclinale perche du Djebel-Dyr.

Les formations imperméables

- Les formations marneuses du Dano-Montien (paléocène)
- Les formations campaniennes.

Les études géophysiques effectuées sur la région Nord de la zone d'étude, montrent que les calcaires Maestrichtiens sont favorable à la présence des réservoirs aquifères fissures grâce à :

- La mise en place d'une structure en cuvette et synclinale
- Un nombre important de faille affectant la zone d'étude
- Une épaisseur importante des formations calcaireuses (150à200m) ;
- Son extension favorable à une infiltration permanente par le réseau de fissuration.

2. Structure du système

L'analyse de la structure géologique et hydrogéologique a révélé une complexité dans le système aquifère de la région. Nous avons identifié deux horizons significatifs: l'un dans les formations calcaires, principalement le long des bordures, et l'autre dans les formations alluviales, telles que les argiles remaniées, les cailloutis et les sables.

La source de Ain Dhiba situer dans les formations calcaires d'âge Eocène.

La nappe des calcaires et le milieu fissuré

Le milieu fissuré est principalement composé de formations calcaires, comprenant celles du Turonien, du Maestrichtien et de l'Éocène. Les calcaires de l'Éocène sont souvent situés à des profondeurs relativement faibles, en particulier le long des bordures Nord-Est de la région. En revanche, au centre, ces calcaires sont rarement atteints par les forages en raison de leur profondeur, estimée entre 500 mètres et 2000 mètres selon M. Zerdazi.

Ce milieu présente un potentiel hydraulique significatif, manifesté par plusieurs sources émergeant le long de ces formations, telles que celles Ain Dhiba et Ain Kissa (au nord-est), de Bouakous (au sud-ouest) et de Gaâgaâ à l'ouest.

Le forage F9, l'un des deux forages implantés à Boulhef Dyr, exploite les calcaires du Maestrichtien du Dyr. Selon une étude géophysique réalisée par le défunt Professeur Kachi S., ces forages atteignent une profondeur de 150 mètres et ont fourni un débit de 60 litres par seconde lors des essais à l'air lift, entraînant un rabattement de 0,4 mètre. Par la suite, le niveau d'eau s'est stabilisé à 26 mètres.

3. Condition hydrogéologiques d'émergence des sources

D'après les travaux précédents menés dans la région, l'apparition des sources est intimement liée à l'état de fracturation des formations géologiques. L'analyse des différents profils hydrogéologiques a conduit à l'identification de trois principaux mécanismes d'émergence (A.Degaichia, 2014; O.Hamad, 2021) :

Le premier type (Émergence par barrage lithologique et fracturation) : Ce cas s'observe lorsque l'eau converge vers un exutoire suite à une intense fracturation de la roche, assurant

ainsi la vidange continue de la nappe. L'émergence est souvent forcée par la présence d'une barrière imperméable, traduite par la remontée des marnes campaniennes en aval (typiquement liée à la structure synclinale de Djebel Dyr). L'exemple parfait est la source d'Ain Zerga, issue de l'aquifère maastrichtien. Dans ce secteur, le transit des eaux souterraines est facilité par un réseau de failles importantes (20 à 30 cm), des plans de stratification (5 à 10 cm) ainsi que des cavités karstiques pouvant atteindre 60 cm de diamètre.

Le deuxième type (Émergence par contact tectonique) : Il s'agit des exutoires fonctionnant comme des sources de « trop-plein », dont le débit réagit directement aux épisodes pluvieux. L'eau jaillit à la surface à cause d'un contact géologique anormal généré par une faille, mettant en contact les calcaires aquifères du Maastrichtien avec les marnes campaniennes. C'est le cas de la source d'Ain Boukhadra, caractérisée par une faille distensive (orientée NE-SW) colmatée par de la calcite. La source de Benrahmoune obéit à la même logique structurale, bien que son alimentation se fasse via des dépôts alluvionnaires d'âge Quaternaire.

Le troisième type (Émergence liée aux fossés d'effondrement) : Dans ce schéma, c'est la tectonique régionale qui dicte l'apparition des sources, à l'image de la fosse d'effondrement de Tébessa. L'eau remonte principalement le long des failles normales (d'orientation Est-Ouest) situées à l'intersection entre les calcaires maastrichtiens et la couverture marneuse sus-jacente. Sur le plan du fonctionnement hydrodynamique, ces exutoires du secteur Sud-Ouest sont également considérés comme des sources de débordement (Figure 19).

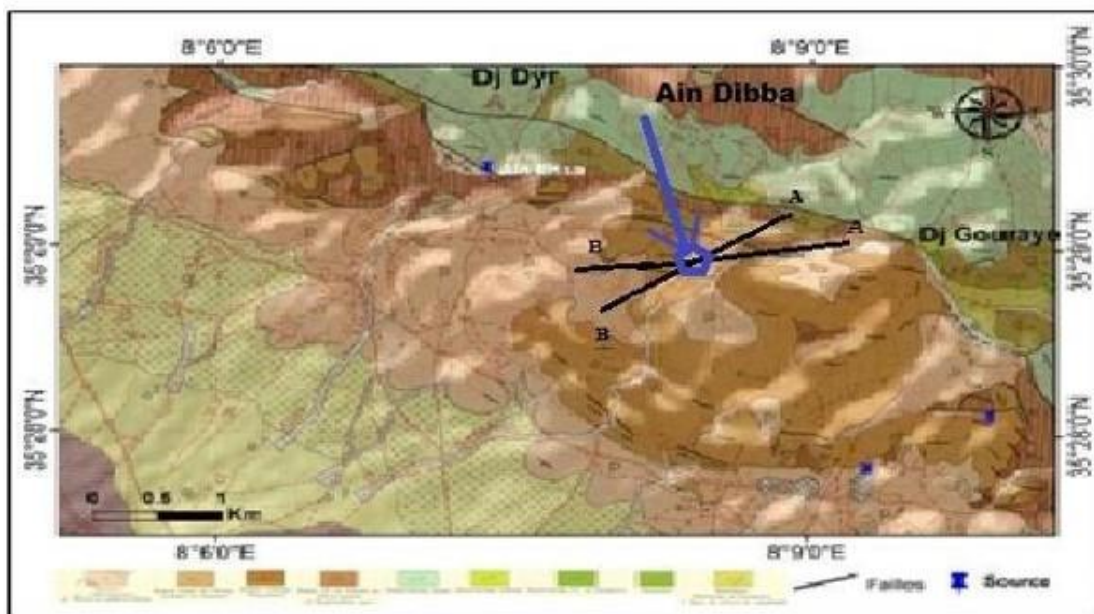


Figure 19 : carte de position d'Ain DHIBA et le rôle de la fracturation et le contact marneux. Dj Dyr Nord de la région d'étude (O.Hamad, 2021)

Cas de la source d'Ain Dhibba : Pour le cas de Ain Dhibba l'interprétation des coupes géologiques établies montre que la source s'émerge des calcaires karstifiés de l'Éocène suite d'une faille au niveau de Kef Djelma où les formations marneuses du Maestrichien Inférieur affleurent. La fracturation des calcaires Eocènes favorise une circulation souterraine active de type epikarst selon l'étude de Hamad, 2021.

Effectivement, à partir de la morphologie de l'extension des formations calcaireux d'âge éocène (coupes 1,2) , et les cavités de tailles petites-à moyennes, on peut dire que la nappe des calcaires éocènes peut être considérée comme un réservoir karstique de type épikarst. D'un autre côté, une surélévation du substratum imperméable des marnes grises du Maestrichien inférieur et moyen au niveau des piedmonts du Dj.Gouraye peuvent contribuer à l'émergence de la source (coupe 1,2). Ce phénomène d'émergence, nous l'avons constaté à la source principale du réservoir aquifère Maastrichtien de Ain Zerga, où la circulation des eaux se fait suivant des fractures de grande dimensions (20 à 30 cm), des joints stratification de 5 à 10 cm d'épaisseur et des poches karstique de 40 à 60 cm de diamètre.

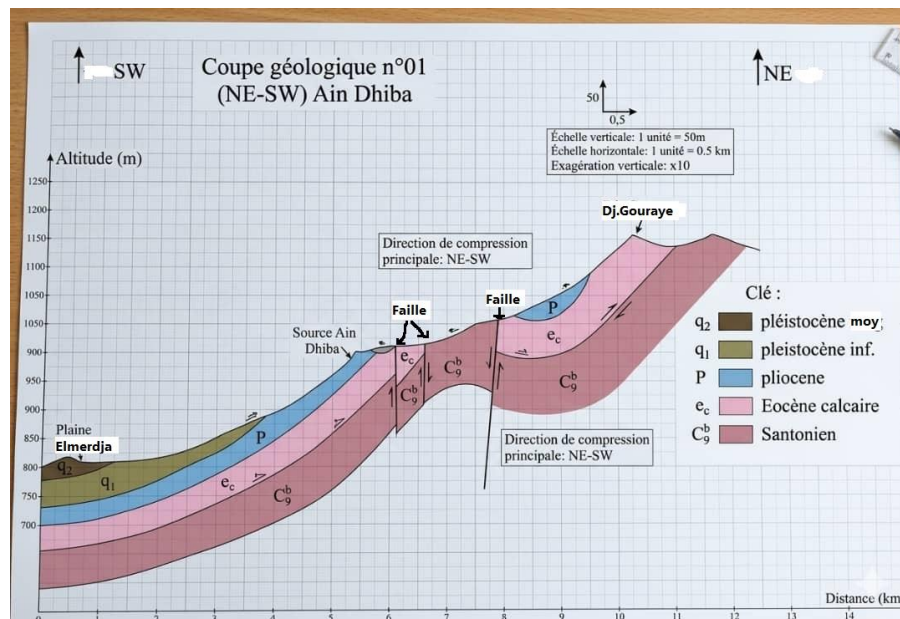


Figure 20 : coupe géologique 01 présentant l'émergence de la source

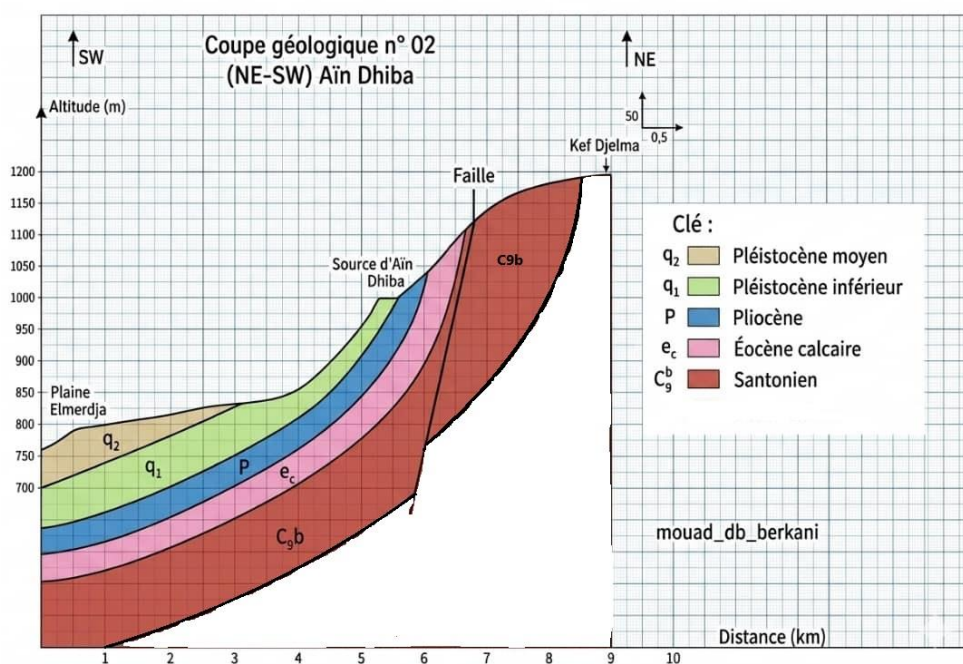


Figure 21 : Coupe géologique 02 présentant l'émergence de la source Ain Dhiba

4. L'étude de la piézométrie

La cartographie piézométrique est un outil indispensable pour la gestion et la préservation des ressources en eau souterraine, en fournissant des données essentielles pour une prise de décision éclairée en matière de gestion des aquifères (Figure 22).

La carte piézométrique établie par l'ANRH, 1994 (Figure 22) montre que le sens général de l'écoulement des eaux souterraines est de Sud-Est au Nord-Ouest. D'un autre côté, cette carte montre qu'il y a une direction secondaire des eaux souterraines allant de l'Ouest vers l'Est de la plaine, et ce, au niveau de la zone de Ain chabro. La carte montre aussi les zones à flux entrant qui assurent un débit de recharge naturel important. Ces zones se localisent spécialement dans les bordures Nord-Est et Sud-Ouest.

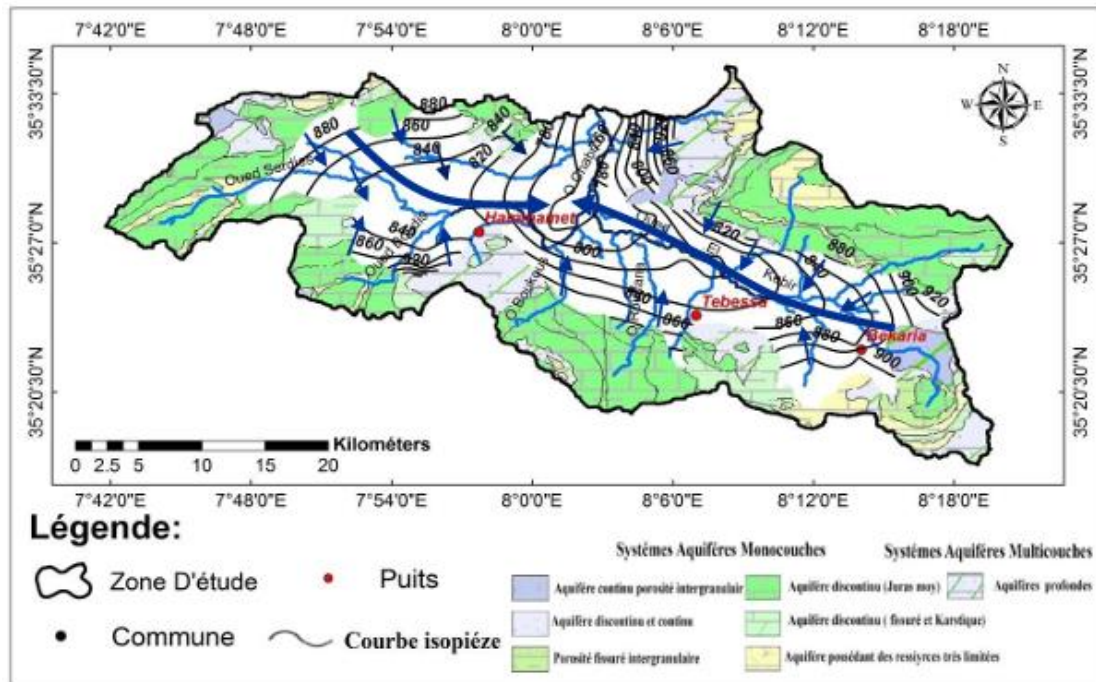


Figure 22 : Carte piézométrique (ANRH, Juin 1994. Plaine de Tébessa).

5. Les conditions aux limites de la nappe

Le milieu fissuré est alimenté par les précipitations, telles que les pluies et la fonte des neiges, grâce à son étendue et à la multiplication et la largeur des fissures, surtout aux bordures (Figure 23).

Les failles qui affectent ces bordures mettent en contact direct avec les formations imperméables, l'eau s'écoule horizontalement jusqu'à une zone de faible altitude (zone d'émergence) et va sortir comme une source d'émergence.

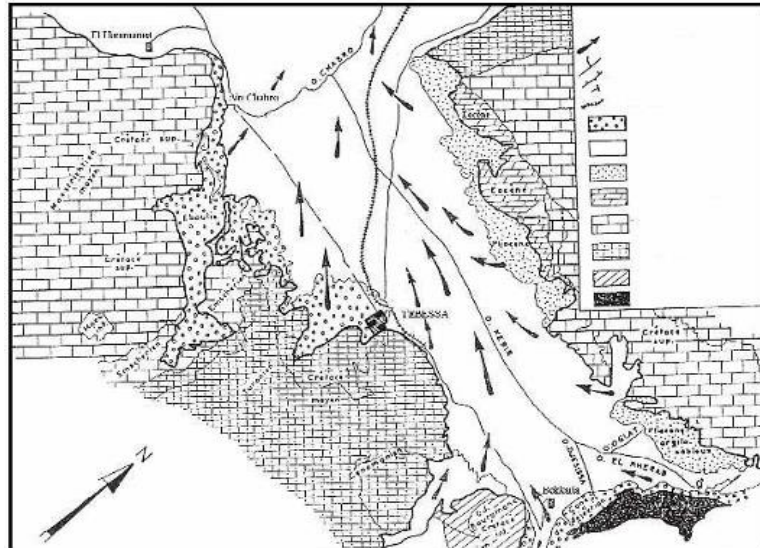


**Figure 23 : Carte Géologique et des conditions aux limites.
Géologie d'après CGG 1970.**

6. Les cartes de transmissivité et perméabilité

a) Transmissivité

Ce paramètre diminue de manière significative. Au centre de la plaine, les valeurs sont faibles, en raison des formations argileuses et marneuses. Cependant, sur les bordures méridionales calcaires, les valeurs augmentent et deviennent plus importantes (Figure 24).

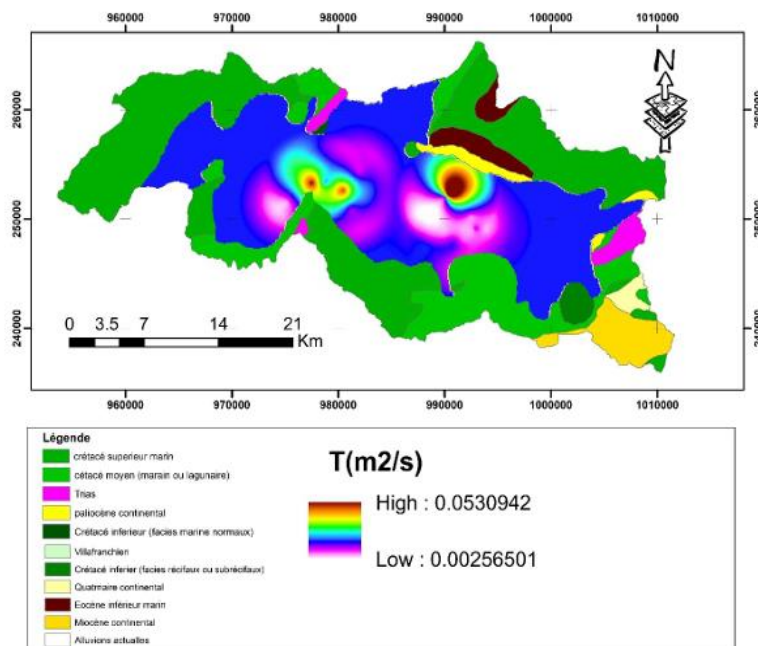


Figure 24 : carte de Transmissivité plaine de Tébessa Mai 2005

b) Perméabilité

Secteur d'Ain Dhiba : Caractérisé par des valeurs élevées de perméabilité (Figure 25).

- Bordure méridionale : Caractérisée par des valeurs élevées, en raison de l'influence des calcaires de bordure qui alimentent la nappe latéralement. Cette variation est due à l'hétérogénéité géologique de ce secteur.

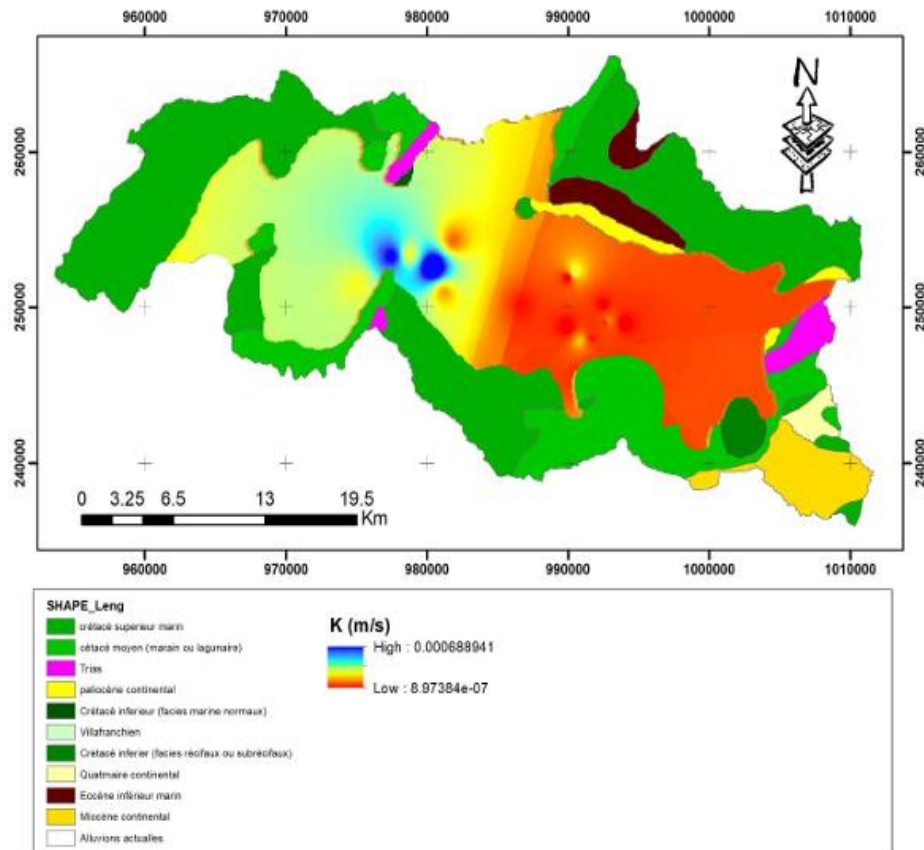


Figure 25 : carte de perméabilité plaine de Tébessa Mai 2005

7. Variabilité de débit de Ain Dhiba

Nous avons suivi le débit de la source de Ain Dhiba pendant une période de 3 mois et chaque mois on a mesuré deux fois (Février, Mars, Avril) de l'année 2026 (Figure 26).

La variabilité de débit en fonction du temps présente des informations sur le régime d'écoulement de la source au cours de l'année et les conditions de sa recharge naturelle.

Tableau 13 : Mesures du débit de la source d'Ain Dhiba

La date	Q (l/s)
04-Février-2026	0,212
16-Février-2026	0,232
03-Mars-2026	0,240
18-Mars-2026	0,257
05-Avril-2026	0,389
14-Avril-2026	0,282

Les débits enregistrés étaient faibles et dépendent des précipitations ce qui confirme l'alimentation directe de la source par les infiltrations instantanées des pluies tombées dans la région. Les résultats sont représentés dans le graphe suivant :

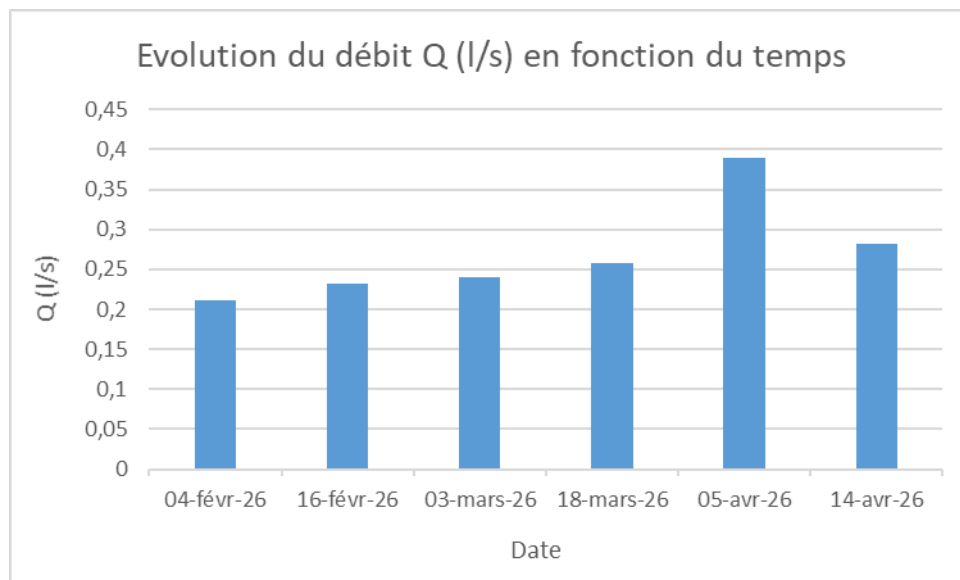


Figure 26 : Débit mensuel mesuré de la source Ain Dhiba

Les débits observés sont régulièrement bas et présentent une relation directe avec les précipitations.

Le tableau (Tab.14) et la figure (Figure 27) suivant présentent les données de précipitation de l'année d'étude :

Tableau 14 : Relevés pluviométriques mensuels de la région de Tébessa. (Tébessa, 2026)

Mois	Précipitation cumulées (mm)
janvier	49,8
Février	8,6
Mars	71,2
Avril	11
Mai	21,2

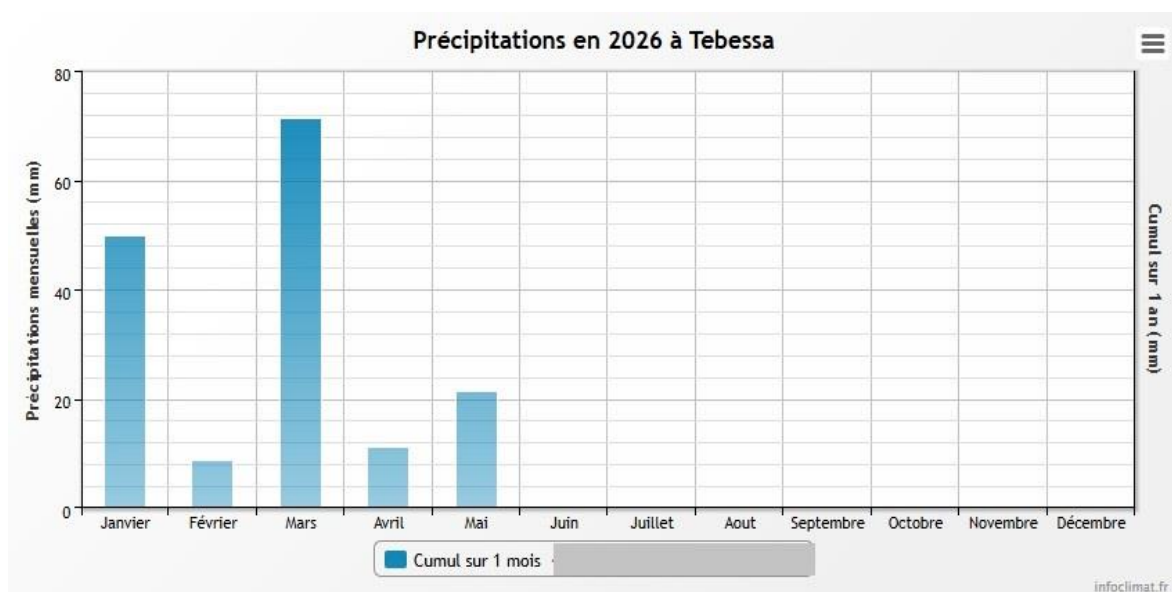


Figure 27 : Précipitations mensuelles de l'année 2026 (Tébessa, 2026).

Ces relevés prouvent clairement l'influence du climat sur notre zone d'étude.

8. CONCLUSION

Ain Dhiba exploite un contexte hydrogéologique particulier caractéristique des environnements carbonatés. Cela résulte de l'interaction des aspects géologiques, structuraux et hydrodynamiques de l'aquifère. La source est liée à des affleurements calcaires qui devraient dater de l'Éocène, présentant une fracturation importante et une karstification marquée. Cela confère au réservoir une perméabilité secondaire élevée et favorise l'infiltration rapide des eaux météoriques ainsi que leur circulation à travers des conduits souterrains.

L'apparition de la source est typique au contact lithologique entre des formations perméables (calcaires) et des formations imperméables, qui peuvent être des marnes ou des argiles. Ce contact joue le rôle d'un barrage hydraulique, où les eaux souterraines doivent affleurer afin d'atteindre cette surface, provoquant ainsi une remontée. Les conditions structurales géologiques sont essentielles pour la localisation de la source. La nappe karstique s'écoule plus facilement le long des failles, des fractures et des diaclases. Ainsi, un système de fractures pourrait contrôler la source d'Ain Dhiba, permettant la concentration et la canalisation des écoulements hydrologiques.

D'un point de vue hydrodynamique, toute l'alimentation de la source est assurée principalement par les pluies de précipitation qui s'infiltrent dans les formations calcaires affleurantes. Les variations saisonnières des précipitations peuvent affecter le régime d'écoulement et donc le débit de la source. Mais la présence d'un réservoir karstique peut fournir un certain stockage et rendre l'écoulement relativement continu dans le temps.

CHAPITRE 05 : étude de la qualité chimique des
eaux de la source Ain Dhiba)

1. Introduction

La qualité de l'eau revêt une importance particulière, car elle constitue un enjeu environnemental crucial et un facteur déterminant dans divers domaines d'utilisation. Le processus de chimisme des eaux est étroitement lié à certains paramètres, tels que la nature géologique du milieu récepteur et le temps de séjour ou la vitesse de circulation des eaux. Ces facteurs peuvent agir conjointement ou séparément.

Le chimisme est régulé par des équilibres calco-carboniques (Ca^{2+} , HCO_3^-), associés à l'impact d'éléments d'origine biologique (NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+) ou naturelle (Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^-). De telles interactions influencent la teneur de l'eau en éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-). Plusieurs facteurs conditionnent les concentrations de ces éléments naturels, comme les paramètres climatiques, l'activité anthropique et les échanges entre l'eau et la roche.

Dans le cadre de notre étude, pour étudier la qualité chimique des eaux souterraines de la source de Ain Dhiba, nous avons étudié sa variabilité dans le temps, ainsi que les différentes corrélations inter-éléments entre les paramètres physico-chimiques et pour obtenir les objectifs scientifiques tracés, nous avons utilisé les données physico-chimiques des campagnes d'échantillonnage réalisées durant l'année 2026 à savoir les mois (Février, Mars, Avril 2026) comparés avec d'autres échantillons du mois de Novembre 2025.

2. Méthodes d'étude

a) Prélèvement des échantillons d'eau

Le prélèvement des échantillons d'eau a été effectué manuellement à partir d'un point de captage de la source. Les échantillons ont été prélevés dans des bouteilles en polyéthylène de 0.5 L, rincées une fois par l'eau distillée ensuite deux fois avec l'eau à analyser, puis fermées hermétiquement pour ne pas laisser les bulles d'air entrer. Les bouteilles ont été conservées dans une glacière (entre 1°C à 5°C) jusqu'au moment de l'analyse. Les analyses ont été réalisées au niveau du laboratoire de ADE Khenchela, laboratoire de l'université et quelque paramètre dans un laboratoire privé.





Figure 28 : photos de la source au moment du prélèvement effectué

Le matériel et méthodes utilisés par Ces laboratoires pour l'opération de mesure et d'analyse des échantillons sont :

➤ **Dispositifs de prélèvement et instrumentation de laboratoire**

- Bouteille en plastique propre,
- Bécher
- Pipette graduée
- Erlen Meyer
- Fiole jaugée
- Éprouvette
- Tube à essai
- Burette
- Portoir
- Cuve en verre

➤ **Matériel analytique et instruments de mesure**

- Spectrophotomètre d'absorption moléculaire
- Spectrophotomètre de flamme
- Balance de précision
- pH - mètre
- Thermomètre
- Conductimètre
- Réfrigérateur
- Chronomètre
- Agitateur magnétique

➤ **Les réactifs**

- Nitrate d'argent (AgNO_3)
- Solution alcoolique de phénolphtaléine
- Acide chlorhydrique (HCl)
- Tampon ammoniacal
- Complexomate de magnésium
- EDTA disodique
- Oxalate d'ammonium
- Alizarine complexons
- Solution de méthyl orange (hélianthine)
- Nitrate de lanthane
- Acétone
- Chlorure de Baryum (BaCl_2)
- Nitroprussiate de sodium
- Solution alcoolique de phénol
- Solution veydante
- Solution de griess
- Cadmium métallique
- Tween 20

b) Les analyses au laboratoire

La caractérisation des eaux souterraines concerne essentiellement l'analyse des paramètres de base (pH, température, conductivité), des ions majeurs. La conductivité, la température et le pH permettent de définir les caractéristiques fondamentales de l'eau.

A. Les analyses physiques

a. Mesure du potentiel d'hydrogène (pH)

La mesure du pH est effectuée par un pH mètre électronique relié à une électrode en verre. L'électrode est introduite dans l'eau à analyser et la lecture se fait directement sur l'enregistreur électronique quand l'affichage est stabilisé. L'électrode a été d'abord étalonnée dans une solution tampon de pH égal à 7 et à 4 puis introduite dans l'eau à analyser.



Figure 29: pH mètre

b. Mesure de (Conductivité, Salinité, TDS, Température)

Pour la mesure simultanée des paramètres physiques (Température, Conductivité Électrique, TDS et Salinité), nous avons utilisé un Multiparamètre portable. Le protocole a débuté par un étalonnage rigoureux de l'appareil à l'aide de solutions tampons certifiées afin de garantir la précision des capteurs. Lors de chaque mesure, la sonde a été rincée à l'eau distillée, puis immergée directement dans l'échantillon d'eau. Après une légère agitation pour éliminer les bulles d'air au niveau des électrodes, nous avons attendu la stabilisation du signal avant de relever les valeurs affichées à l'écran. Ce procédé a été systématiquement répété pour chaque échantillon, en veillant au nettoyage systématique de la sonde entre deux mesures pour éviter toute contamination croisée (Figure 30).



Figure 30 : Appareil de mesure de Conductivité, Salinité, TDS au laboratoire.

Les analyses chimiques

a. Détermination de l'alcalinité

La détermination du TA et du TAC est basée sur la neutralisation d'un certain volume d'eau par un acide minéral dilué, en présence d'un indicateur coloré.

- **Détermination de TA :** Nous prélevons 100 ml d'eau à analyser, ajouter une à deux gouttes de solution de phénolphtaléine. Une coloration rose doit alors se développer. Dans le cas contraire, le TA est nul, ce qui se produit, en général, pour les eaux naturelles dont le pH est inférieur à 8,3. Verser ensuite l'acide dans l'erlenmeyer. À

l'aide d'une burette en agitant constamment et ceci jusqu'à décoloration complète de la solution. Soit V_1 , le volume (ml) d'acide utilisé pour obtenir le virage.

- **Détermination de TAC :** Nous utilisons l'échantillon traité précédemment ou le prélèvement primitif s'il n'y a pas eu coloration. Ajouter deux gouttes de solution de méthylorange et titrer de nouveau avec le même acide jusqu'au virage du jaune au



Figure 31 : Dispositif expérimental pour le dosage de l'Alcalinité (TAC) par Titrimétrie.

jaune orangé. Soit V_2 , le volume (ml) d'acide utilisé pour obtenir le virage.

b. Détermination de la dureté totale (TH)

Les alcalinoterreux présents dans l'eau sont amenés à former un complexe du type chélate avec le sel disodique de l'acide éthylène diamine tétra acétique (EDTA). La disparition des dernières traces d'éléments libres à doser est décelée par le virage d'un indicateur spécifique, le noir ériochrome en milieu convenablement tamponné pour empêcher la précipitation du magnésium. La méthode permet de doser la somme des ions calcium et magnésium.

Introduire 50 ml de l'échantillon dans une fiole, ajouter 4 ml de la solution tampon et 3 gouttes de l'indicateur mordant noir 11. La solution doit se colorer en violet et son pH doit être de 10.

Titrer immédiatement à l'aide de la solution d'EDTA tout en continuant d'agiter. Verser lentement, puis par goutte dès que la couleur de la solution commence à virer du violet au bleu. Le virage est atteint lorsque la couleur ne doit plus changer avec l'ajout d'une goutte supplémentaire de la solution d'EDTA.

La teneur globale en calcium et en magnésium ($\text{Ca} + \text{Mg}$) est donnée par l'équation :

$$C_{\text{Ca}+\text{Mg}} = C_1 V_1 / V_0$$

$C_{\text{Ca}+\text{Mg}}$: teneur globale en calcium et en magnésium (mg/l).

C_1 : concentration de la solution de l'EDTA (mM/l).

V_0 : volume de l'échantillon (ml).

V_1 : volume de la solution de l'EDTA utilisé pour le titrage (ml) (ISO 6059-1984 (F)).

c. Dosage du calcium :

Titrer les ions calcium avec une solution aqueuse de l'EDTA à pH compris entre 12 et 13. L'acide hydroxy-2-(hydroxy-2-sulfito-4-naphtylazo-1) -1-naphtalénecarboxylique ($\text{CH}_{14}\text{N}_2\text{O}_7\text{S} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$) Qui forme un complexe rouge avec le calcium est utilisé comme indicateur. Le magnésium est précipité sous forme d'hydroxyde de sodium et n'interfère pas lors du dosage. Lors du titrage, l'EDTA réagit tout d'abord avec les ions calcium libres, puis avec les ions combinés avec l'indicateur qui vire alors de la couleur rouge à la couleur bleu clair.

Introduire 50 ml de l'échantillon préparé dans une fiole, ajouter 2 ml de la solution de NaOH (2M) et environ 0,2 g de l'indicateur HSN. Ajouter la solution d'EDTA jusqu'au virage de la couleur. La teneur en calcium, exprimée en milligrammes par litre, est donnée par l'équation suivante :

$$C_{\text{Ca}} = C_1 \times V_1 \times A / V_0$$

C_{Ca} : teneur en calcium (mg/l).

C_1 : la concentration en EDTA (mM).

V_0 : le volume de la prise d'essai (ml).

V_1 : le volume de la solution de l'EDTA utilisé pour le dosage (ml).

A : masse atomique relative du calcium (ISO 6058 : 1984)

d. Détermination du magnésium

La détermination du magnésium, exprimée en milligrammes par litre, est donnée par la formule suivante :

$$C_{Mg} = C_{Ca+Mg} - C_{Ca}$$

C_{Mg} : teneur en magnésium (mg/l).

C_{Ca+Mg} : teneur globale en calcium et en magnésium.

C_{Ca} : teneur en calcium.

e. Dosage des chlorures (méthode de Mohr)

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

Introduire 100 ml de l'échantillon, ajouter 1 ml d'indicateur de chromate de potassium K_2CrO_4 (coloration jaunâtre), et titrer la solution par addition, goutte à goutte, de solution de nitrate d'Argent $AgNO_3$ jusqu'à ce que la solution prenne une couleur rougeâtre.

f. Dosage du potassium et du sodium par spectrophotométrie d'émission à flamme

Lorsqu'une solution est pulvérisée dans une flamme, l'eau ou le solvant s'évapore ; les sels et leurs produits de décomposition sont dissociés à l'état d'atomes ou de radicaux. Ceux-ci sont excités par l'énergie thermique de la flamme. Leur retour à l'état fondamental s'accompagne de l'émission d'une radiation de fréquence caractéristique de l'élément mis en solution et dont l'intensité est fonction de sa concentration.

- Dosage du potassium

Pour doser le potassium, il faut dissoudre 1,907 g de KCl dans un litre d'eau distillée. Cette solution a ainsi une concentration égale à 1000 mg/l de potassium. A partir de cette

solution, préparer quotidiennement une solution de 10 mg/l. Faire passer, au photomètre à flamme, la solution de 10 mg/l trois fois, et ça doit afficher « 10 ». Ensuite, faire passer les échantillons. Si la concentration en potassium dépasse 10 mg/l, procéder à la dilution de l'échantillon.

- **Dosage du sodium :**

Il s'agit de peser 2,54g de NaCl, les dissoudre dans l'eau distillée et compléter à un litre. Cette solution a une concentration de 1000 mg/l de sodium, elle sera conservée. Par dilution, préparer quotidiennement une solution de 10 mg/l. Faire passer, au photomètre à flamme la solution de 10 mg/l trois fois, et ça doit afficher « 10 ». Ensuite, faire passer l'échantillon. Si la concentration en sodium dépasse 10 mg/l, procéder à la dilution de l'échantillon.



Figure 32 : Photomètre à Flamme.

g. Détermination des sulfates

Les ions sulfates de l'échantillon réagissent avec le baryum du sulfate pour former un précipité de sulfate de baryum.

La méthode consiste à prendre 100 ml d'eau à analyser et ajouter 5 ml de la solution stabilisante. Ajouter 2 ml de chlorure de baryum. Laisser le temps de contact, passer au spectrophotomètre à $\lambda=420$ nm.

Remarque : Si la conductivité dépasse les 500 $\mu\text{S}/\text{cm}$, nous procédons à la dilution de l'échantillon.

3. Traitement des résultats

Les résultats d'analyse physico-chimique des eaux de la nappe d'Ain Dhiba pour la période hautes eaux 2026 sont traités et interprétés comme suivant :

a) Balance ionique

La méthode de la balance ionique permet de contrôler la qualité des analyses effectuées sur les éléments majeurs. Cette démarche de validation est un préalable indispensable à la présentation des résultats d'analyse et à leur interprétation. Le calcul des balances ioniques se fonde sur la relation suivante :

$$BI = \frac{[\sum \text{cations} - \sum \text{anions}]}{[\sum \text{cations} + \sum \text{anions}]} * 100$$

La balance ionique est l'expression d'une différence entre les charges positives (cations) et les charges négatives (anions). La théorie physique suppose la neutralité des charges au sein des échantillons d'eau, c'est-à-dire une égalité entre la somme des charges positives (cations) et la somme des charges négatives (anions).

Généralement, une erreur inférieure à 5% à 10% est considérée comme excellente, mais des écarts allant jusqu'à 15% restent tolérables selon le contexte hydrogéologique et la précision des appareils de mesure.

Les résultats de la balance ionique pour nos échantillons sont consignés dans le tableau ci-dessous.

Tableau 15 : Les résultats de la balance ionique.

Echantillon	Balance ionique
S1	-11%
S2	-11%
S3	-11%
S4	-11%
S5	-10%
S6	-11%
S7	?
P5	-100%
P2	+7%
P3	-28%
F1	+5%

Analyse des résultats

- **Les source S1 à S6 :** Présentent des valeurs entre -10% à -11%. Ces valeurs sont acceptables et permettent l'exploitation des données hydrochimiques. (Le bilan du point S7 n'a pas pu être calculé).
- **Le forage F1 et le puits P2 :** Affichent d'excellents résultats avec des valeurs de +5% (pour F1) et +7% (pour P2). Ces valeurs témoignent d'une très bonne précision analytique au laboratoire.
- **Le puits (P3) :** Affiche un écart négatif plus important de l'ordre de -28%. Ce déficit en cations peut s'expliquer par la présence d'autres éléments chimiques dissous non quantifiés lors des analyses, ou par une légère incertitude analytique.
- **Le point (P5) :** L'erreur de -100% est mathématiquement logique, car cet échantillon ne contient pas de données ioniques (uniquement des paramètres physiques in situ).

b) Type d'eau de la source

D'après les résultats des analyses physico-chimiques, on distingue principalement deux faciès hydrochimiques pour les eaux étudiées :

- **Le premier faciès :** c'est le faciès qui caractérise la majorité des échantillons (S1 à S7 et P3). Ce faciès montre une dominance des ions Calcium (Ca^{2+}) et le Bicarbonates (HCO_3^-) donc le faciès est Bicarbonaté Calcique.
- **Le deuxième faciès :** c'est le faciès qui caractérise les échantillons très minéralisés (P2 et F1). Ce faciès montre une dominance des ions Sodium (Na^+) et Chlorures (Cl^-) donc le faciès est Chloruré Sodique.

c) **Diagramme de PIPER**

Le diagramme de Piper permet de représenter plusieurs échantillons d'eau simultanément. Il est composé de deux triangles permettant de représenter le faciès cationique et le faciès anionique lorsque la minéralisation augmente. L'interprétation des résultats d'analyses hydrochimiques a permis d'avoir une idée sur les faciès chimiques des eaux souterraines de la région de Ain Dhiba.

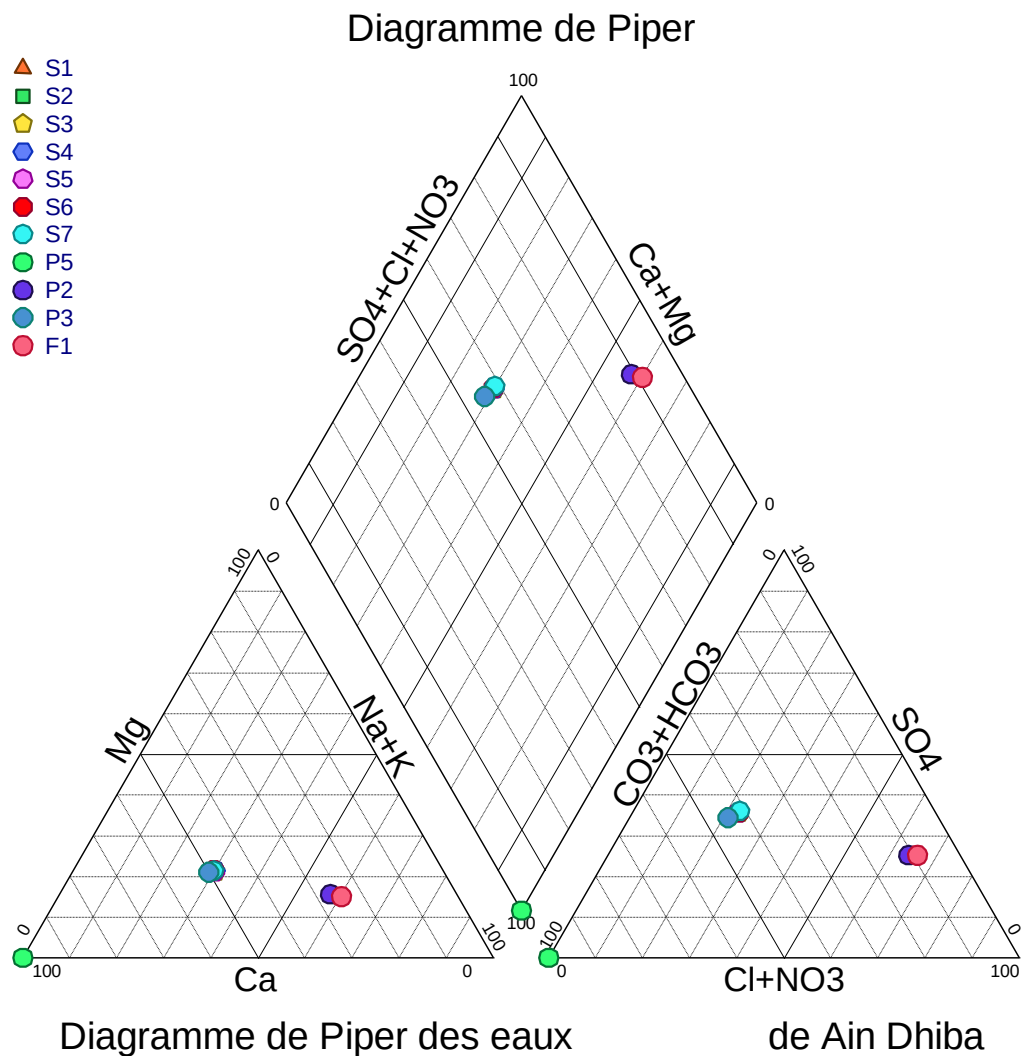


Figure 33 : Représentation des analyses chimiques des eaux de la source de Ain Dhiba et les puits et les forage aval selon le diagramme de PIPER (2026).

Le diagramme montre la dominance de deux faciès chimiques :

- Faciès Bicarbonaté Calcique: S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7 et P3.
- Faciès Chloruré Sodique : P2 et F1

d) Diagramme de Schoëller-Berkaloff

Le diagramme de Schoëller-Berkaloff permet de représenter le faciès chimique de plusieurs échantillons d'eaux. Chaque échantillon est représenté par une ligne brisée. La concentration de chaque élément chimique est figurée par une ligne verticale en échelle logarithmique. La ligne brisée est formée en reliant tous les points qui représentent les différents éléments chimiques.

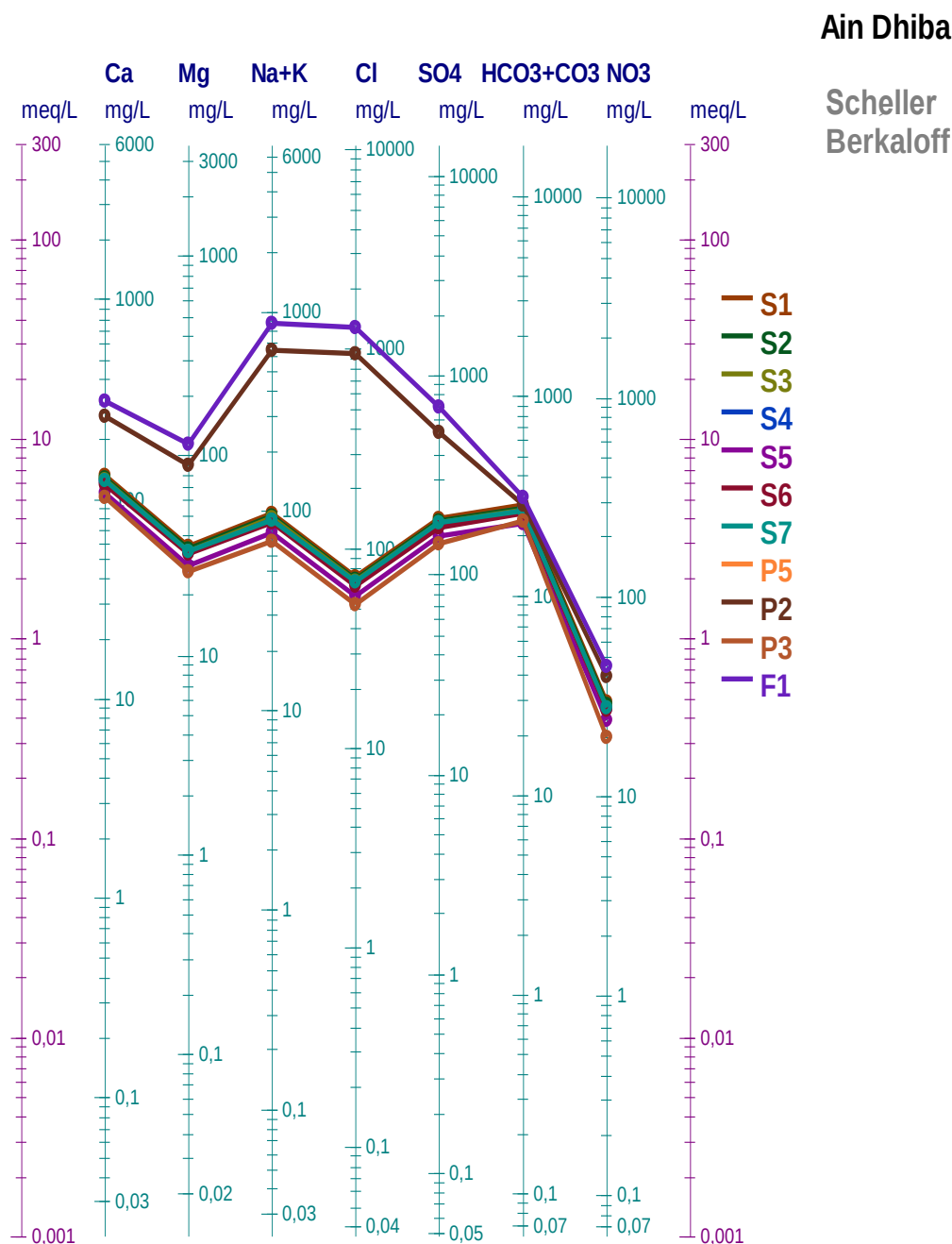


Figure 34 : Représentation des analyses chimiques des eaux selon le diagramme de Schoeller-Berkaloff (2026).

Le diagramme de Schoeller-Berkaloff des eaux de Ain Dhiba selon leur degré de minéralisation globale donne deux groupes d'échantillons sont :

- **Groupe à forte minéralisation** : Représenté par les courbes supérieures (P2 et F1), contient des concentrations élevées en Chlorures (Cl^-) ? Sodium et Potassium ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$).
- **Groupe à minéralisation faible à moyenne** : Représenté la majorité des échantillons par les courbes inférieures (S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7 et P3), contient une forte superposition, ce qui indique une grande homogénéité chimique.

4. Interprétation des résultats

a) Les éléments chimiques majeurs

Les différentes méthodes d'analyse employées au laboratoire de l'ADE de Khenchela visent principalement à détecter les éléments chimiques majeurs suivants :

- Cations: Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+
- Anions: Cl^- , HCO_3^- , SO_4^{2-} , NO_3^-

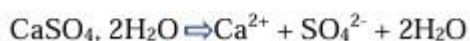
L'objectif de ces analyses est de déterminer les caractéristiques physico-chimiques des eaux de la source de Ain Dhiba et les puits qui existent aux alentours.

A. Les cations

a) **Le calcium (Ca^{2+})**

La présence des ions Ca^{2+} dans l'eau est principalement liée à deux origines naturelles :

1. La dissolution des formations carbonatées (CaCO_3) :
2. La dissolution des formations gypseuses ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) :



La concentration moyenne en calcium dans cette région atteint 152,8 mg/l. Les teneurs en calcium varient entre un minimum égale 102 mg/l et un maximum de 310 mg/l.

L'écart faible entre les valeurs extrêmes témoigne d'une grande variation des teneurs en ion Ca^{2+} , qui proviennent de deux origines naturelles distinctes : la dissolution des

formations carbonatées d'âge Eocène et des formations gypsifères au niveau des affleurements de Trias (Dj. Djebissa à l'Est). Cette diversité géologique dans la région contribue à la variabilité observée dans les concentrations en calcium dans les eaux souterraines.

Les concentrations les plus élevées sont surtout observées aux échantillons P2 et F1, avec des valeurs allant de P2= 269 mg/l et F1= 310 mg/l en raison de la dissolution des formations carbonatées d'âge Eocène et des formations gypsifères au niveau des affleurements de Trias (Dj. Djebissa à l'Est).

b) Le magnésium Mg^{2+}

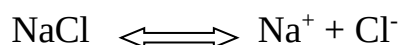
Ses origines sont comparables à celles du calcium, car le Magnésium provient de la dissolution des formations carbonatées riches en magnésium, telles que la magnésite et la dolomite, selon les relations suivantes :



La concentration moyenne en Magnésium dans cette région atteint 45,85 mg/l. Les teneurs en Magnésium varient entre un minimum égale 26 mg/l et un maximum de 115 mg/l.

c) Le sodium Na^+

L'origine du Sodium est principalement liée à la dissolution des formations salifères et aux échanges entre l'eau et les formations salines. La dissolution des minéraux salifères se fait selon la relation suivante :



La concentration moyenne en sodium est d'environ 210,5 mg/l. Les concentrations les plus élevées se trouvent dans les échantillons P2 et F1 avec des valeurs de : P2= 620 mg/l et F1= 850 mg/l. on peut expliquer ces valeurs par l'influences des terrains triasiques (Dj. Djebissa à l'Est de la plaine) et l'influence des lentilles d'argile et de marne.

B. Les anions

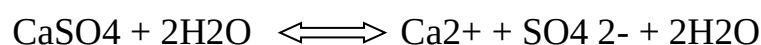
a) Les chlorures Cl^-

Les chlorures peuvent provenir de diverses sources : l'intrusion des eaux marines, la contamination par des eaux usées, ou la dissolution des sels par le lessivage des terrains salifères. La dissolution de ces sels est très facile, ce qui explique leur présence en fortes concentrations dans les eaux ayant traversé des formations argilo-sableuses ou argileuses.

Les concentrations en Chlorures allant de valeurs minimale P3= 52 mg/l et une valeur maximale F1= 1300 mg/l et une valeur moyenne 277,1 mg/l. Les source (S1 à S7) ainsi que le puits P3 affichent de faibles concentration inférieures à 80 mg/l. A l'inverse, les points P2= 950 mg/l et F1= 1300 mg/l affichent une minéralisation excessive qui dépassent la norme Algérienne (500 mg/l) et la norme de l'OMS (250 mg/l), cette anomalie positive indique une forte influence évaporitique ou un phénomène de lessivage de formation salifères.

b) Les sulfates SO_4^{2-}

Les Sulfates présents dans l'eau peuvent provenir de la dissolution des formations gypseuses, comme l'indique la réaction chimique suivante :



À l'échelle de notre plaine, cet ion provient de la dissolution du gypse présent dans les marnes cénomaniennes et du lessivage des dépôts évaporitiques. Les concentrations en Sulfates allant de valeurs minimales P3= 142 mg/l et une valeur maximale F1= 690 mg/l et une valeur moyenne 259,8 mg/l.

La majorité des échantillons analysés respectent les normes Algérienne (400 mg/l) et OMS (200 mg/l). Cependant, deux dépassements notables sont P2 avec 520 mg/l et F1 avec 690 mg/l. Cet enrichissement simultané en Chlorures et en Sulfates confirme l'interaction des eaux souterraines avec des formations géologiques évaporitiques, notamment la dissolution du gypse.

c) Les bicarbonates HCO_3^-

Les bicarbonates proviennent de la dissolution des roches carbonatées et gypsifères. Cette dissolution s'effectue selon l'équation suivante :



La concentration en HCO_3^- dans les points analysés varie entre un minimum de S5= 230 mg/l et un maximum de F1= 310 mg/l, avec une valeur moyenne de 267,5 mg/l.

d) Les Nitrates NO_3^-

Les nitrates NO_3^- constituent un excellent indicateur de la pollution d'origine anthropique (rejets urbains ou fertilisants agricoles). Les analyses montrent des concentrations variant de P3= 20 mg/l à F1= 45 mg/l et une moyenne de 29,85 mg/l. L'ensemble des échantillons analysés se situe dans les limites acceptables, aucun point ne dépassant la norme algérienne et la norme OMS établies à 50 mg/l.

5. Courbes de variations des éléments physico-chimiques en fonction du temps

a) Courbes de variations des éléments physiques (Conductivité, TDS, Salinité, TH) en fonction du temps

Afin de suivre l'évolution de la qualité des eaux dans le temps, nous avons représenté graphiquement les variations des paramètres physiques (Conductivité, TDS, Salinité, TH) en fonction du temps. La figure ci-dessous montre ces variations :

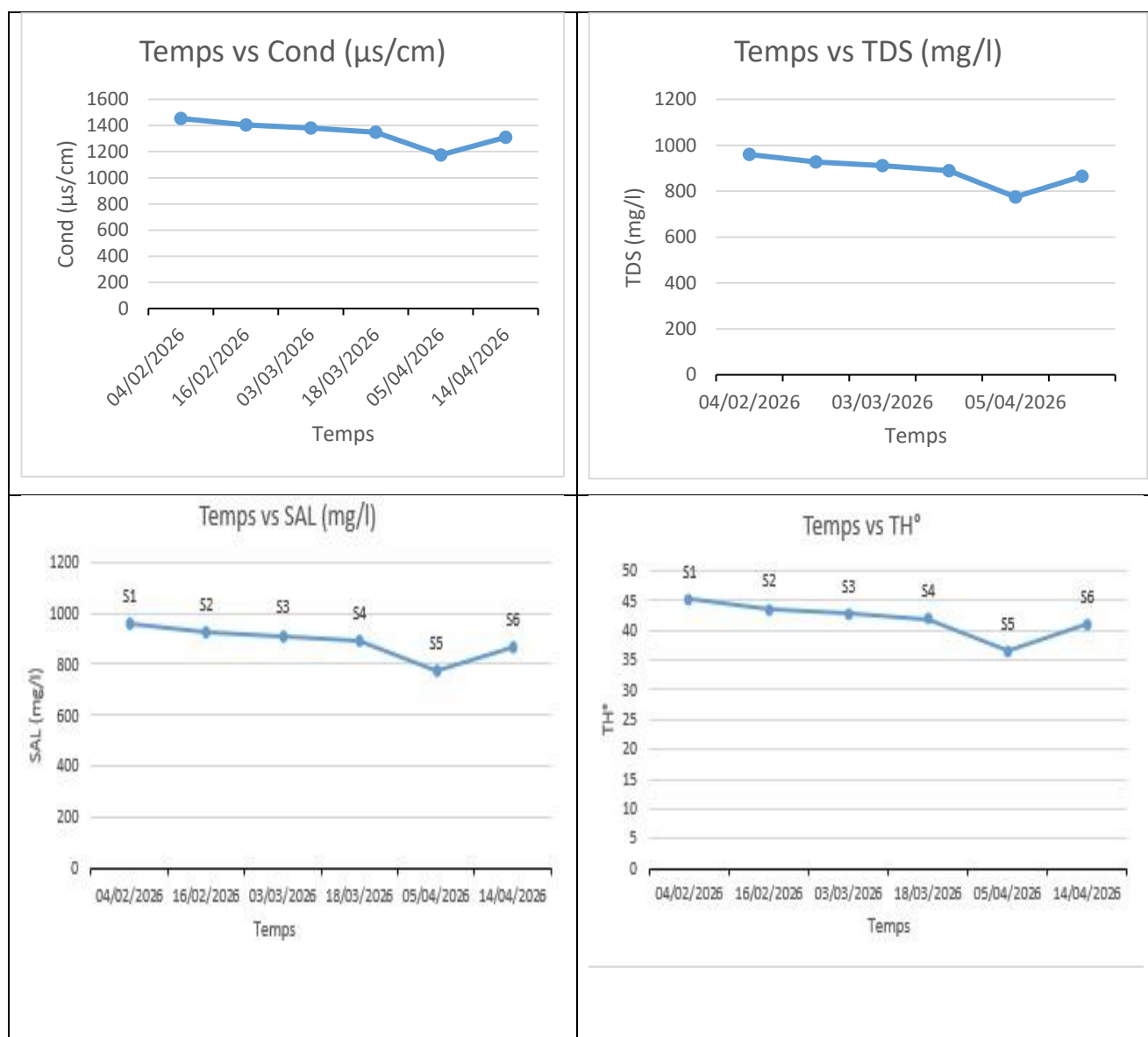


Figure 35 : Courbes de variations des éléments physiques en fonction du temps

D'après la figure ci-dessus, on remarque que les quatre paramètres physiques présentent une allure similaire et une même évolution au cours du temps.

Les valeurs enregistrent une diminution progressive allant du mois de février jusqu'à atteindre un minimum au début du mois d'avril (échantillon S5 du 05/04/2026).

À partir de l'échantillon (S6), on observe une légère remontée des concentrations pour l'ensemble des paramètres. Cette baisse de la charge minérale globale durant cette période s'explique probablement par l'effet de dilution. En effet, l'infiltration des eaux météoriques vient recharger les eaux de la source Ain Dhiba, ce qui entraîne naturellement une diminution de la concentration des éléments chimiques.

b) Courbes de variations des éléments chimiques (Anions et Cations) en fonction du temps

a) **Les Cations** : Les figures suivantes représentent la variation des teneurs en cations majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) en fonction du temps, ce qui permet de suivre la dynamique hydrochimique de ces éléments.

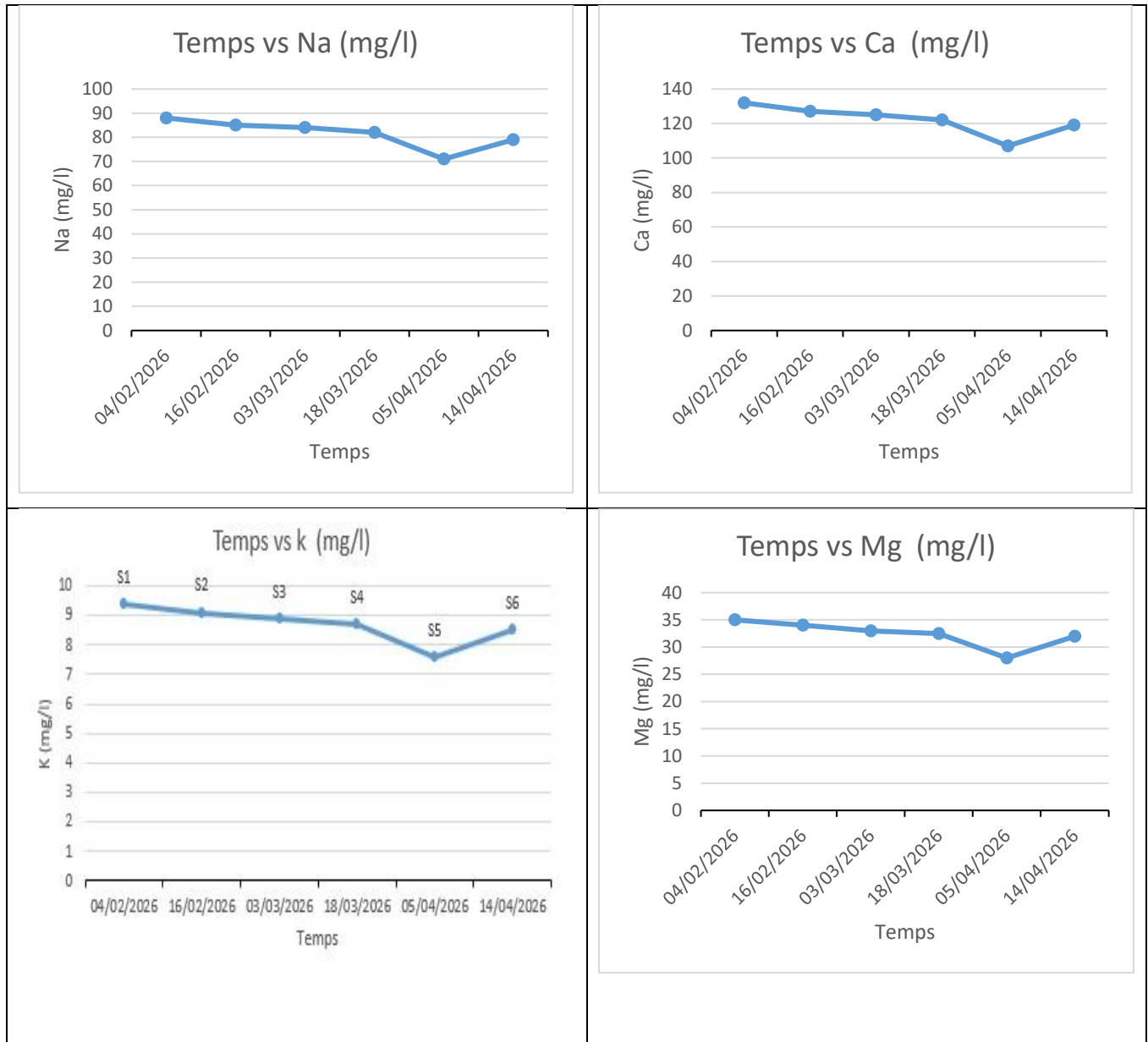


Figure 36 : Courbes de variation des Cations en fonction du temps

Les courbes de variation temporelle des cations majeurs aient une évolution similaire et synchrone pour l'ensemble de ces éléments. L'évolution peut être divisée en trois phases :

- De S1 à S4 : Les concentrations des cations sont relativement stables, marquant un état d'équilibre hydrochimique des eaux de la source.

- Dans S5 (Début d'Avril) : on remarque une chute généralisée des teneurs pour tous les cations. Cette chute s'explique probablement par un effet de dilution.
- Dans S6 : Les concentrations s'approcher de leurs valeurs initiales. Ce qui indique la fin de l'influence directe de la recharge rapide et une reprise de l'interaction eau-roche.

b) Les anions : Les figures suivantes représentent la variation des teneurs en anions majeurs (HCO_3^- , NO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-}) en fonction du temps, ce qui permet de suivre la dynamique hydrochimique de ces éléments.

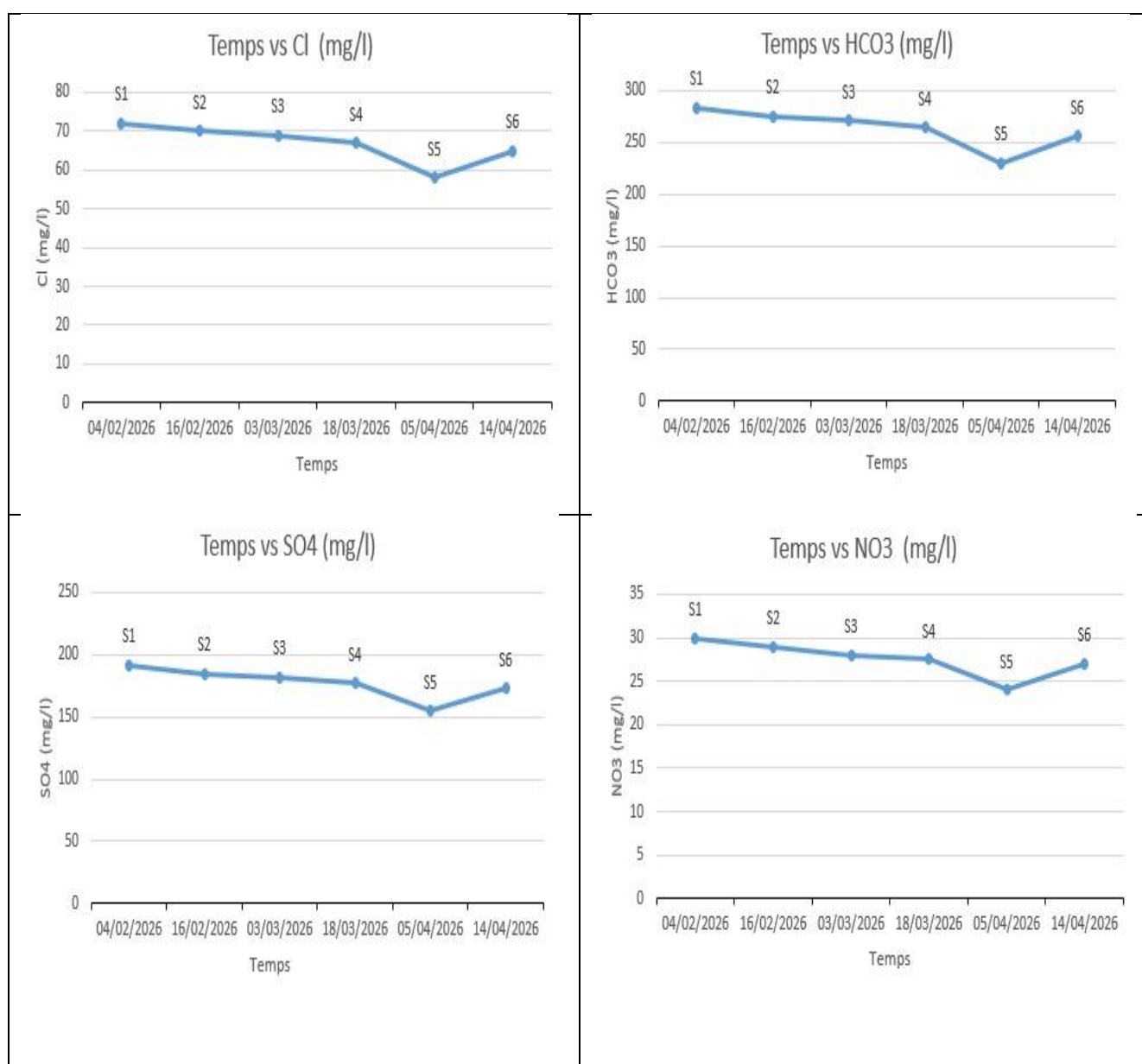


Figure 37 : Courbes de variation des Anions en fonction du temps

Interprétation des résultats

Les courbes de variation des anions montrent une dynamique temporelle et synchronisée. Cette évolution se divise également en trois phases :

- De S1 à S4 : Les teneurs en anions diminuent très légèrement, qui représentant l'état d'équilibre de l'eau de la source.
- Dans S5 (Début d'Avril) : On observe une chute des concentrations de tous les anions. Ce phénomène probablement est l'effet de dilution à cause de l'infiltration rapide des eaux de précipitation printanières pour recharger l'aquifère et fait baisser la charge minérale globale.
- Dans S6 : Les concentrations augmentent à nouveau, ce qui indique la fin de recharge directe et la reprise l'interaction eau-roche.

En résumé, les graphes temporels des paramètres physico-chimiques contiennent une dynamique hydrochimique homogène. La variation la plus marquante la baisse généralisée des minéralisations observée au début d'Avril (S5) qui explique l'effet de dilution lié à la recharge par les précipitations printanières.

6. Variabilité inter-éléments

L'étude de la variabilité inter-éléments constitue une étape importante pour comprendre l'origine des minéraux dissous dans les eaux. Cette étude vise à croiser les différentes données entre elles. L'objectif principal de ces corrélations est d'identifier les affinités existantes entre les éléments chimiques et de confirmer les processus géochimiques responsables de la minéralisation.

Nous avons sélectionné et présenté ci-dessous les graphiques les plus significatifs qui expliquent le chimisme de la source (Ain Dhiba).

a) Relation source-puits (paramètres physiques)

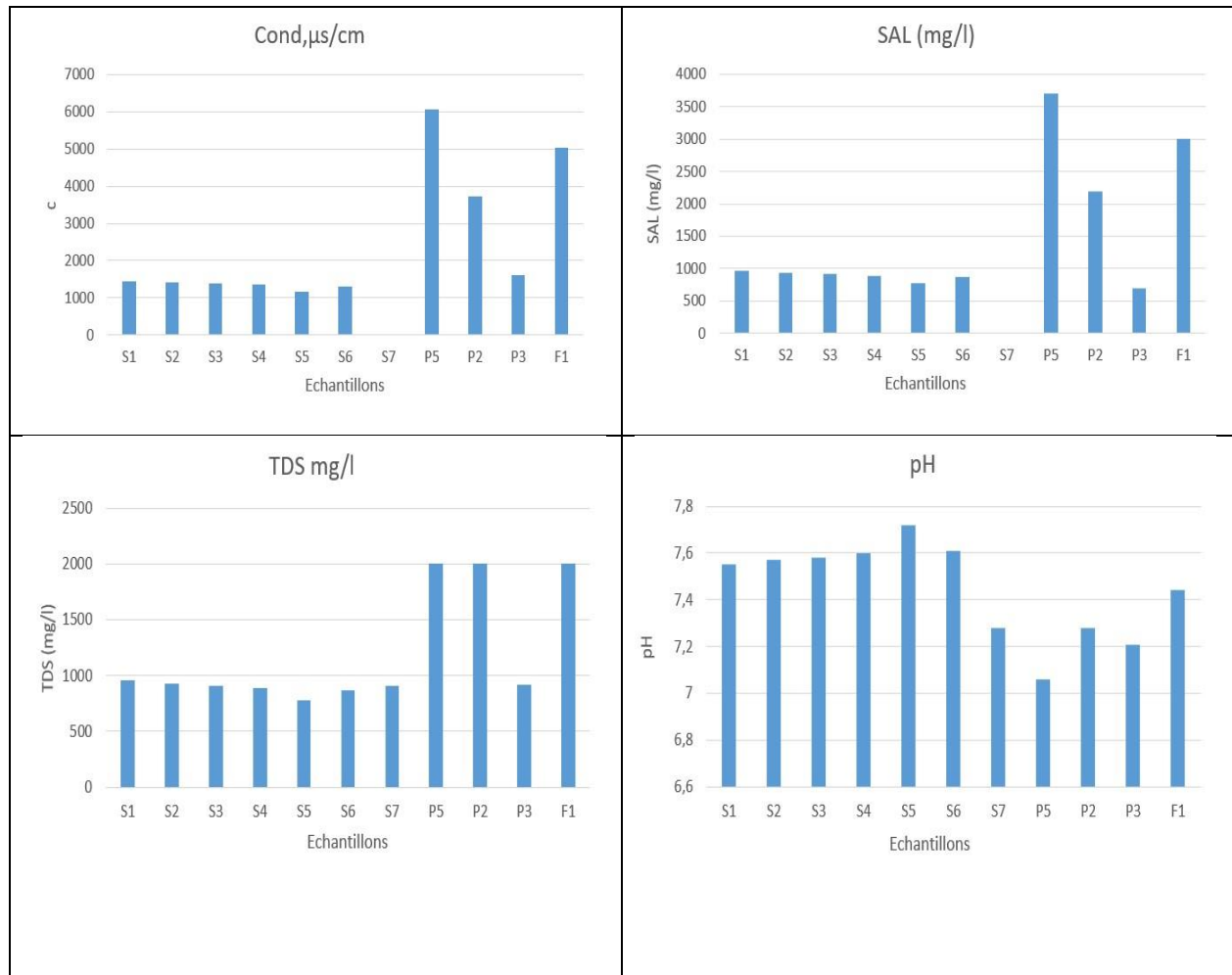


Figure 38 : Variation des paramètres physiques des échantillons étudiés.

Interprétation

Ces graphiques mettent en évidence deux groupes d'eaux :

Groupe 1 (les sources (S)) : Se caractérise par une minéralisation faible et stable, associée à un pH légèrement basique.

Groupe 2 (puits et forage) : Présente une très forte minéralisation. Les paramètres Cond, SAL et TDS contiennent une même évolution. L'échantillon P5 marque le maximal point, tandis que la charge de P2 reste supérieure à P3. Le pH de ce groupe est baissé.

b) Relation source-puits (Anions)

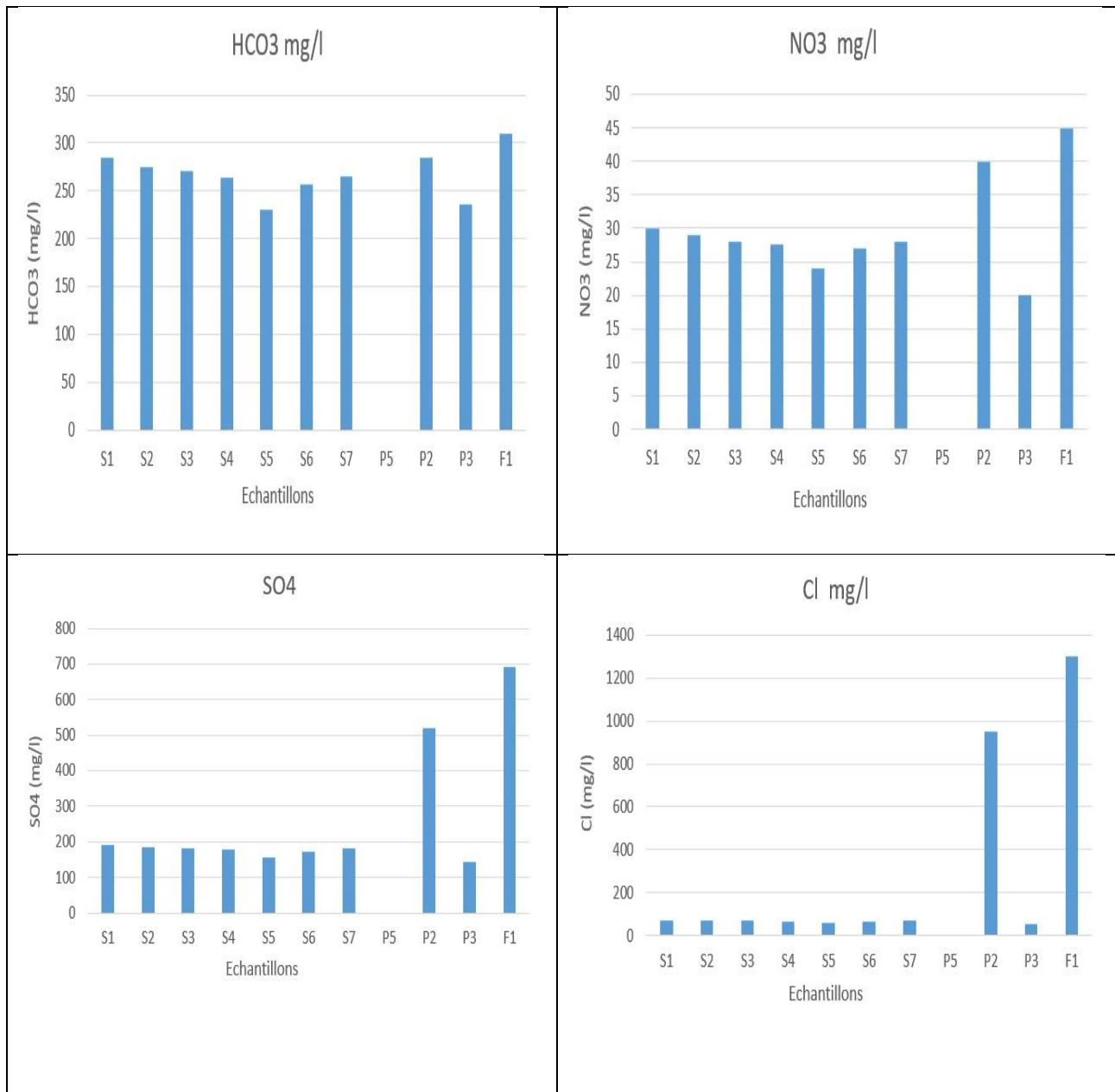


Figure 39 : Variation des paramètres chimiques (Anions) des échantillons étudiés.

Interprétation

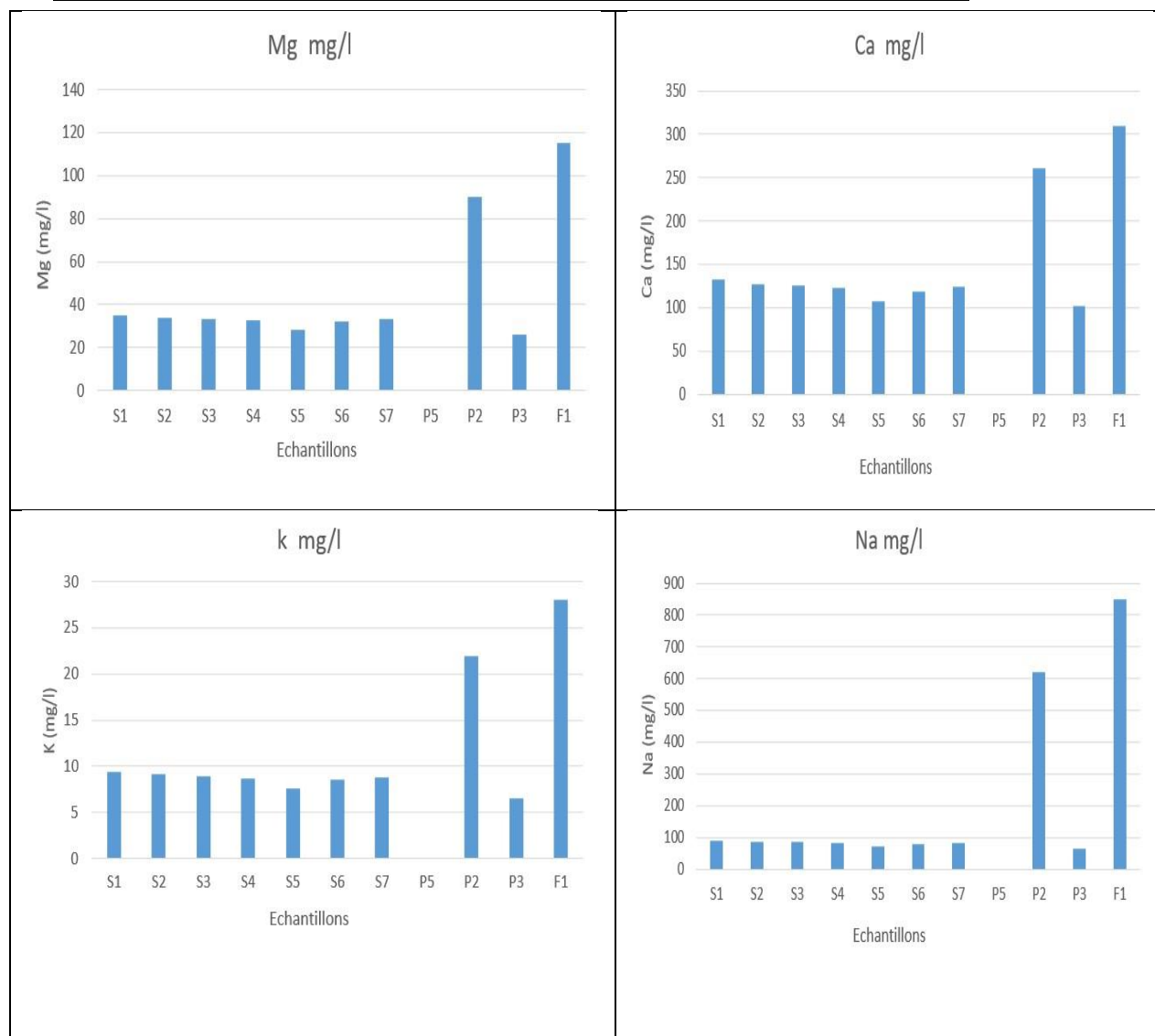
On observe dans les graphes des concentrations des anions une stabilité des concentrations des échantillons (S1 à S7 et P3) sont stables et homogènes.

Une forte minéralisation des échantillons (P2 et F1) et une augmentation très marquée des teneurs, particulièrement pour les chlorures (Cl⁻) et les sulfates (SO₄²⁻). Cela indique une forte minéralisation locale.

Le (NO₃⁻) est un indice de pollution, les fortes concentrations de nitrates enregistrés en P2 et F1 (entre 40 et 45 mg/l) indique qu'il y a un impact anthropique, probablement lié aux activités agricoles ou des rejets des eaux usées.

c) Relation source-puits (Cations)

Figure 40 : Variation des paramètres chimiques (Cations) des échantillons étudiés.



Interprétation

L'analyse des graphes des concentrations en cations montre un même comportement comme dans les anions :

Une stabilité géochimique des échantillons (S1 à S7 et P3) les teneurs de l'ensemble des cations restent faibles pour ces échantillons, ce qui indiquant une composition homogène.

On observe dans les échantillons (P2 et F1) une augmentation de la minéralisation des cations dans ces deux points.

L'évolution parallèle des cations et des anions confirme que les eaux des points P2 et F1 sont soumises à un enrichissement minéral intense et se diffèrent aux eaux de la source (S1 à S7).

d) Relation Conductivité vs les ions majeurs

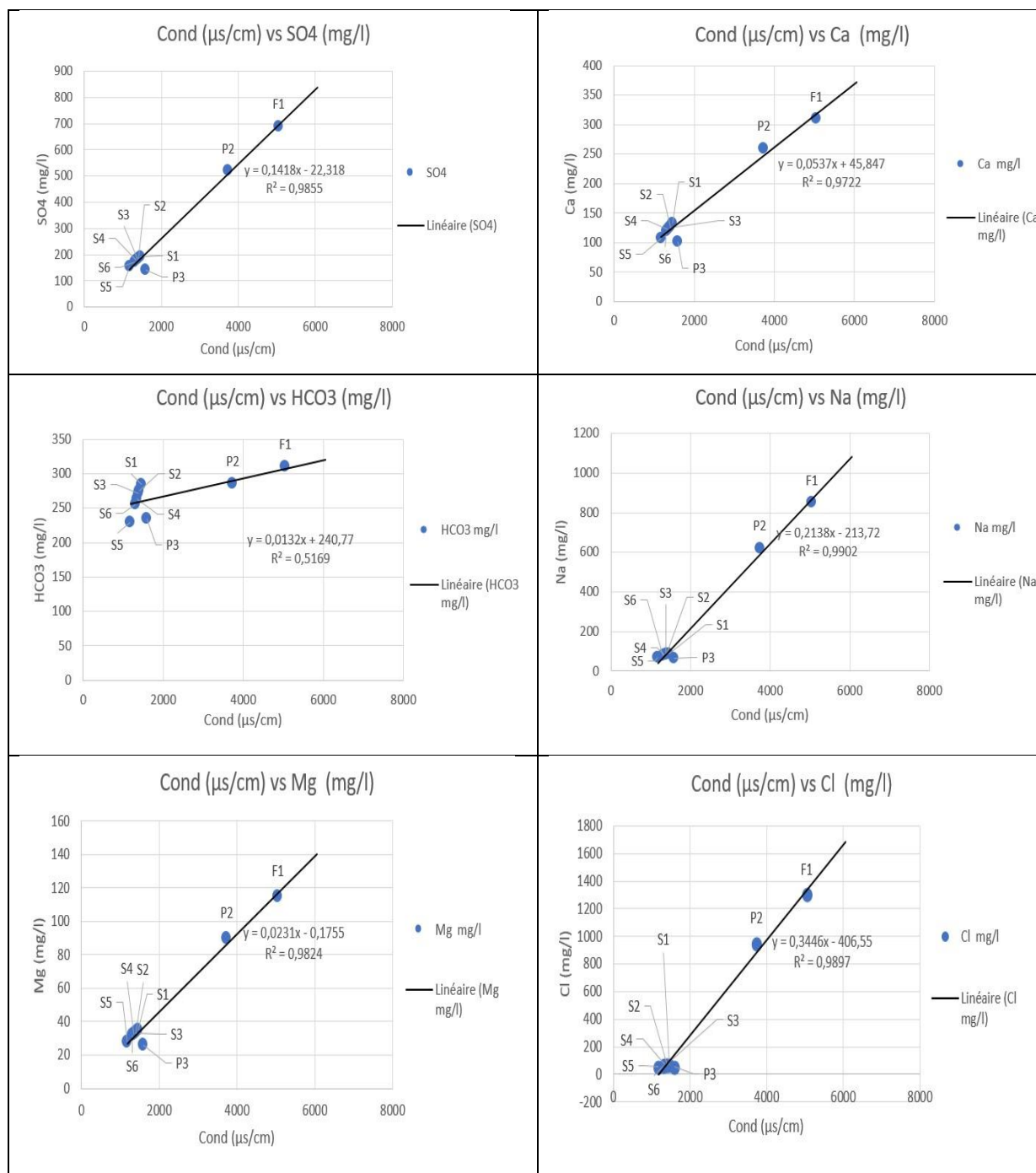


Figure 41 : Corrélation entre la conductivité et les ions majeurs.

Interprétation des résultats

Pour les ions à forte corrélation ($R^2 = 0.9$)

On a vu qu'une très forte corrélation positive existe entre la conductivité électrique et les ions (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-}). Cette corrélation linéaire indique que ces éléments sont les ions majeurs qui contrôlent la minéralisation de l'eau. L'augmentation de ces ions avec la conductivité reflète l'influence directe des formations géologiques traversées. La prédominance des chlorures, du sodium et des sulfates témoigne généralement de la dissolution de roches évaporitiques (telles que le gypse et l'halite), tandis que le calcium et le magnésium sont souvent liés au lessivage des roches carbonatées (comme la dolomie et le calcaire).

Pour les Bicarbonates ($R^2 = 0.5169$)

La corrélation observée est moyenne à faible. Contrairement aux autres éléments, la concentration en bicarbonates n'évolue pas avec la conductivité électrique globale. Cette corrélation est en réalité très caractéristique en hydrogéologie. La teneur en (HCO_3^-) dépend principalement de la pression partielle en CO_2 dans le sol et de l'altération chimique rapide des formations carbonatées superficielles lors de l'infiltration des eaux météoriques. Quand les eaux souterraines atteignent l'état de saturation des minéraux carbonatés, la concentration en (HCO_3^-) se stabilise.

e) Les Chlorures (Cl⁻) vs ions majeurs

Les Chlorure (Cl⁻) est un traceur hydrochimique conservatif.

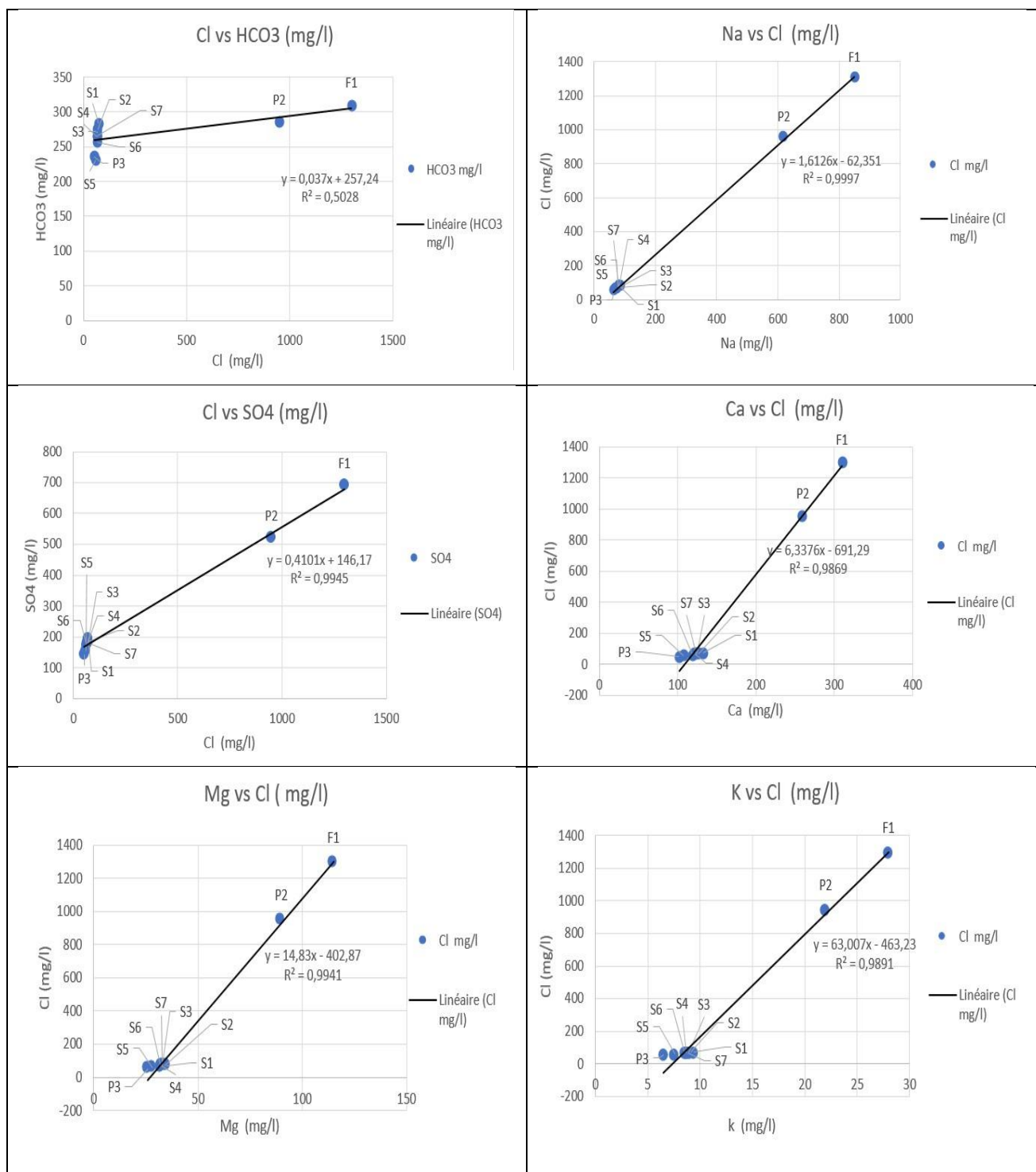


Figure 42 : Corrélations entre les Chlorures (Cl⁻) et les ions majeurs.

Interprétation des résultats

1. Pour les ions à forte corrélation ($R^2 > 0.9$)

Une très forte corrélation positive est observée entre les chlorures et l'ensemble des ions (Na^+ , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+). La corrélation est parfaite entre (Na^+) et (Cl^-) $R^2=0.9997$, traduit la dissolution de l'halite (NaCl). Parallèlement, l'augmentation des chlorures s'accompagne d'une hausse des sulfates, du calcium et du magnésium, ce qui indique que l'allongement du temps de séjour des eaux favorise la dissolution des formations évaporitiques (halite, gypse/anhydrite) et des formations carbonatées profondes.

2. Pour les Bicarbonates ($R^2 = 0.5$)

Les bicarbonates montrent une corrélation relativement faible avec les chlorures. L'acquisition des ions (HCO_3^-) se produisant principalement dans la zone non saturée et les horizons superficiels sous l'influence du (CO_2). Les eaux atteignent rapidement un équilibre thermodynamique (saturation). Ainsi, même si l'eau continue de s'infiltrer plus profondément causée à augmenter son temps de séjour et la teneur en bicarbonates reste stable par cet équilibre chimique.

f) Sodium (Na^+) vs les ions majeurs

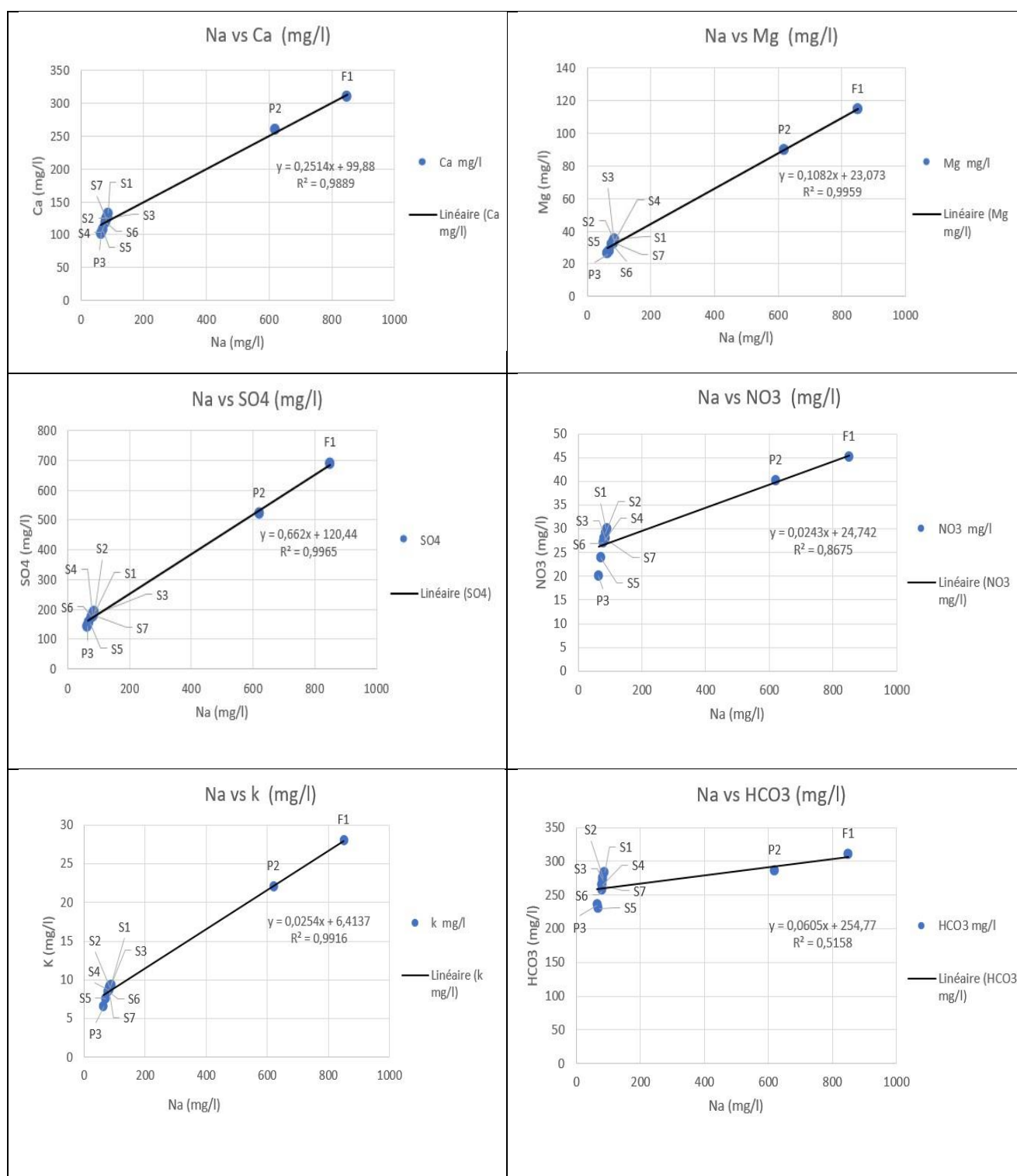


Figure 43 : Corrélations entre (Na^+) et les ions majeurs.

Interprétation des résultats

On observe une corrélation positive forte pour les trois relations étudiées. Les coefficients de détermination ($R^2 = 0.98$), ce qui traduit une évolution parfaite de ces éléments chimiques au sein des différents points d'eau échantillonnés.

La forte corrélation entre les ions (Na^+) et les ions (SO_4^{2-}) ($R^2 = 0.9965$) ainsi que le (Ca^{2+}) ($R^2 = 0.9889$) indique une dissolution des minéraux évaporitiques. Lors de son infiltration ou son écoulement souterrain, l'eau lessive des formations salines complexes contenant des chlorures (halite) et des sulfates (gypse ou anhydrite).

L'excellente corrélation avec le magnésium ($R^2 = 0.9959$) indique que la géologie comporte aussi des formations carbonatées magnésiennes (comme la dolomie) ou des marnes gypsifères. L'enrichissement parallèle en sodium, calcium et magnésium indique qu'il y a une interaction eau-roche intense et homogène.

Une forte corrélation positive entre les concentrations en sodium et en nitrates ($R^2 = 0.86$). En hydrochimie, la présence de nitrates (NO_3) est souvent considérée comme un indicateur de pollution d'origine anthropique (telle que l'utilisation d'engrais agricoles ou les rejets d'eaux usées). Cette augmentation indique que la minéralisation de ces eaux (surtout pour les points P2 et F1) est fortement impactée par externes polluants.

Une corrélation moyenne entre le sodium et les bicarbonates ($R^2 = 0.51$). Cela indique que la relation entre ces deux éléments n'est pas importante. Les bicarbonates (HCO_3) proviennent principalement de sources naturelles de l'interaction eau-roche (comme la dissolution des roches carbonatées). La corrélation modérée indique que le sodium possède d'autres sources d'enrichissement (anthropiques) qui diffèrent de l'origine géologique des bicarbonates.

g) Les cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+}) VS Bicarbonate (HCO_3^-) et Sulfate (SO_4^{2-})

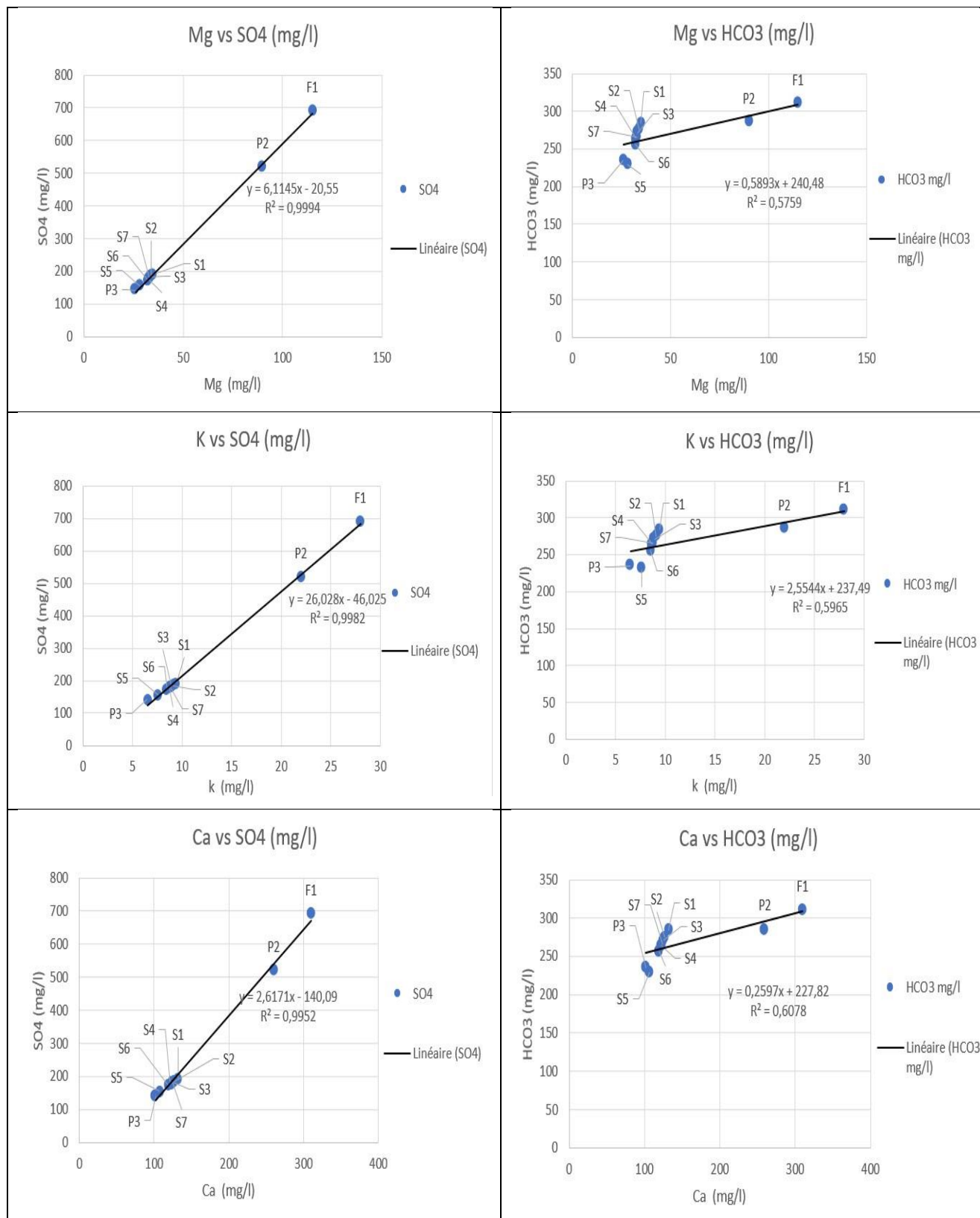


Figure 44 : Corrélation des cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^{+}) VS Bicarbonate (HCO_3^-) et Sulfate (SO_4^{2-})

Interprétation des résultats

On observe une bonne corrélation positive entre les cations majeurs et les ions sulfates, ($R^2 = 0,9$). Cette relation indique une origine commune de ces éléments. Dans un contexte hydrogéologique, cela traduit généralement une forte influence de la dissolution des formations évaporitiques (comme le gypse).

Une corrélation moyenne entre les cations majeurs et les ions de Bicarbonates ($R^2 \approx 0,5$). Les bicarbonates sont l'indicateur principal de la dissolution des roches carbonatées (calcaires, dolomies). Cette corrélation signifie que l'altération des roches carbonatées, n'est pas le processus qui contrôle la présence de ces cations dans les eaux étudiées.

h) Le Magnésium (Mg^{2+}) vs Calcium (Ca^{2+}) et Potassium (K^+)

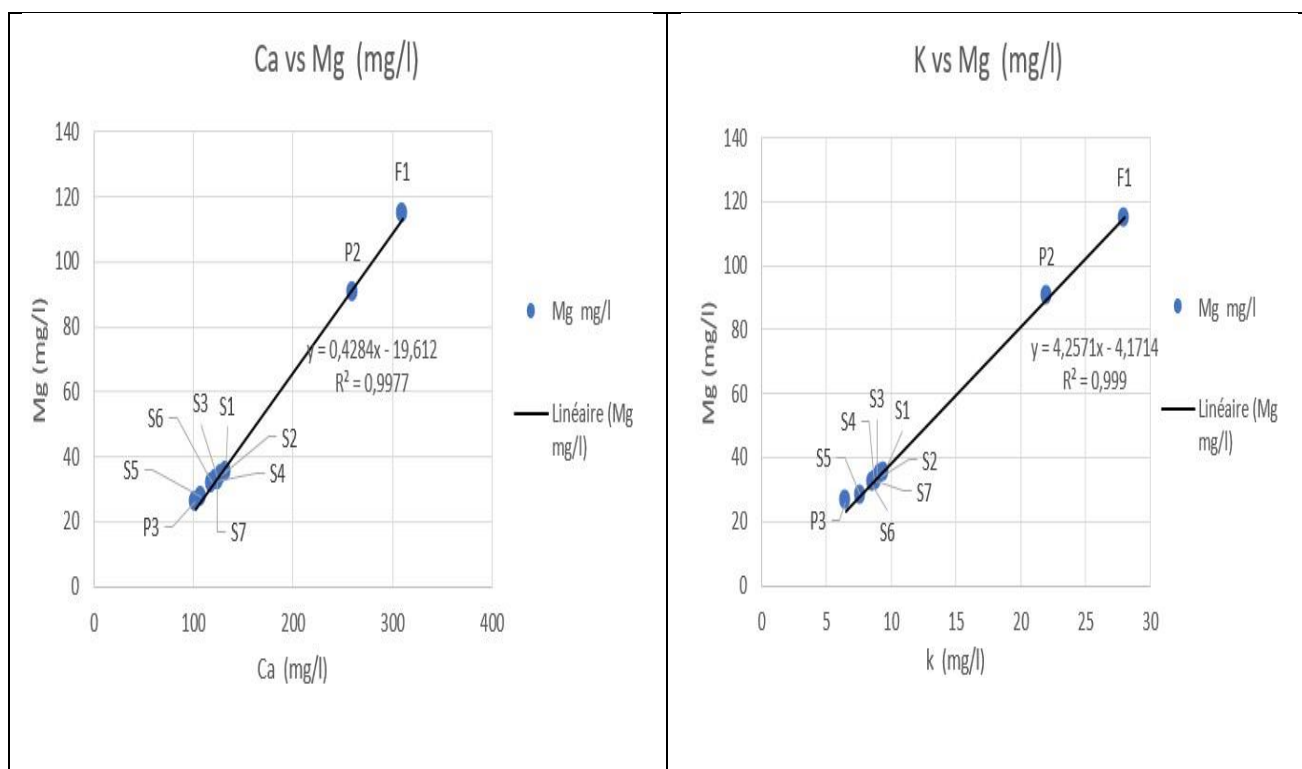


Figure 45 : Corrélation de Magnésium (Mg^{2+}) vs Calcium (Ca^{2+}) et Potassium (K^+)

Interprétation des résultats

Les deux graphiques donnent des corrélations positives presque parfaites. On remarque également une distribution étirée des points, contient des échantillons peu minéralisés (P3 et la série S) vers des échantillons très chargés (P2 et F1).

Cette corrélation proche de 1 ($R^2 > 0,99$) indique une évolution géochimique identique pour ces éléments.

Le couple Ca/Mg : Cet alignement parfait confirme la dissolution d'une matrice carbonatée homogène (probablement des calcaires dolomitiques ou systèmes karstiques), libérant le calcium et le magnésium de manière proportionnelle.

L'excellente corrélation linéaire ($R^2 \approx 1$) observée entre le magnésium, le calcium et le potassium traduit une origine commune. Cet alignement des échantillons sous forme de droite met en évidence un effet de mélange (mix) entre des eaux faiblement chargées et des eaux plus minéralisées, extrait de la dissolution d'une matrice rocheuse homogène (de type dolomitique) qui contrôle la chimie de l'aquifère.

7. Influence des conditions climatiques (précipitation)

L'évolution des paramètres hydrochimiques qu'on a analysés montre une relation très claire avec les conditions climatiques, et plus spécialement avec les précipitations. En regardant d'après les graphiques, on remarque une baisse presque générale des concentrations au début du mois d'avril, lors de l'échantillon S5.

Cette diminution s'explique tout simplement par l'arrivée des pluies printanières. Ces eaux de précipitations, s'infiltrant rapidement dans le sol pour rejoindre le système karstique au niveau des calcaires d'âge Eocène, source d'Ain Dhiba. Ce processus provoque ce qu'on appelle un effet de dilution. En d'autres termes, ce nouvel apport d'eau douce fait baisser temporairement la charge minérale globale de la nappe souterraine.

Ensuite, avec la diminution des précipitations vers l'échantillon campagne S6, on a remarqué que les concentrations chimiques commencent à remonter. Cela indique que l'effet de dilution baisse, permettant à l'eau de reprendre son processus naturel de minéralisation grâce à la dissolution des roches réservoir et l'interaction eau-roche.

Ces relevés prouvent clairement l'influence du climat sur notre zone d'étude. Les fortes précipitations du mois de mars sont l'origine directe de l'effet de dilution et de la baisse des paramètres physico-chimiques enregistrés en avril.

8. Aptitude à l'irrigation des eaux de la source et origine de la salinité

a) La sodisation

L'accumulation de sodium sur le complexe adsorbant des sols peut dégrader leurs propriétés physiques, leur capacité de drainage et donc leur perméabilité, ce qui conditionne la productivité des terres irriguées. Un excès de sodium par rapport aux alcalino-terreux dans le complexe adsorbant provoque une défloculation des argiles, entraînant une destruction du sol et une réduction de sa perméabilité et de sa porosité. En conséquence, l'eau d'irrigation stagne à la surface du sol et ne parvient plus jusqu'aux racines, ce qui affaiblit la végétation et rend le sol compact et asphyxiant. À proportions égales de sodium et d'alcalino-terreux dans la solution, la tendance à la sodisation du sol est d'autant plus forte que la concentration en cations totaux dans la solution est plus élevée. Ainsi, les risques de sodisation relatifs à une eau d'irrigation sont caractérisés par deux paramètres :

- Le Sodium Adsorption Ratio (SAR), qui rend compte du rapport entre les concentrations en sodium et en alcalino-terreux.
- La conductivité électrique de l'eau appliquée.

$$\frac{Na^+}{\sqrt{\frac{(Ca^{++} + Mg^{++})}{2}}}, (Na^+, Ca^{++}, Mg^{++}, \text{étant exprimés en } meq/l).$$

Cette grandeur peut être ajustée pour mieux tenir compte du calcium susceptible de demeurer sur le sol après une opération d'irrigation. L'U.S. (Salinity Laboratory) a proposé un diagramme qui, à partir des valeurs du SAR et de la conductivité, classe les eaux d'irrigation en fonction des risques de sodisation et de salinité (voir diagramme de Wilcox).

b) Le Diagramme de Wilcox

Les valeurs des facteurs ainsi obtenues sont reportées sur des diagrammes, en combinaison avec la conductivité électrique, pour enfin aboutir à la fameuse classification recherchée, quant à l'usage agricole de l'eau en question, dans les diverses pratiques culturales. Pour cette fin, nous utilisons le diagramme de Wilcox. (DJIHAD, 2025)

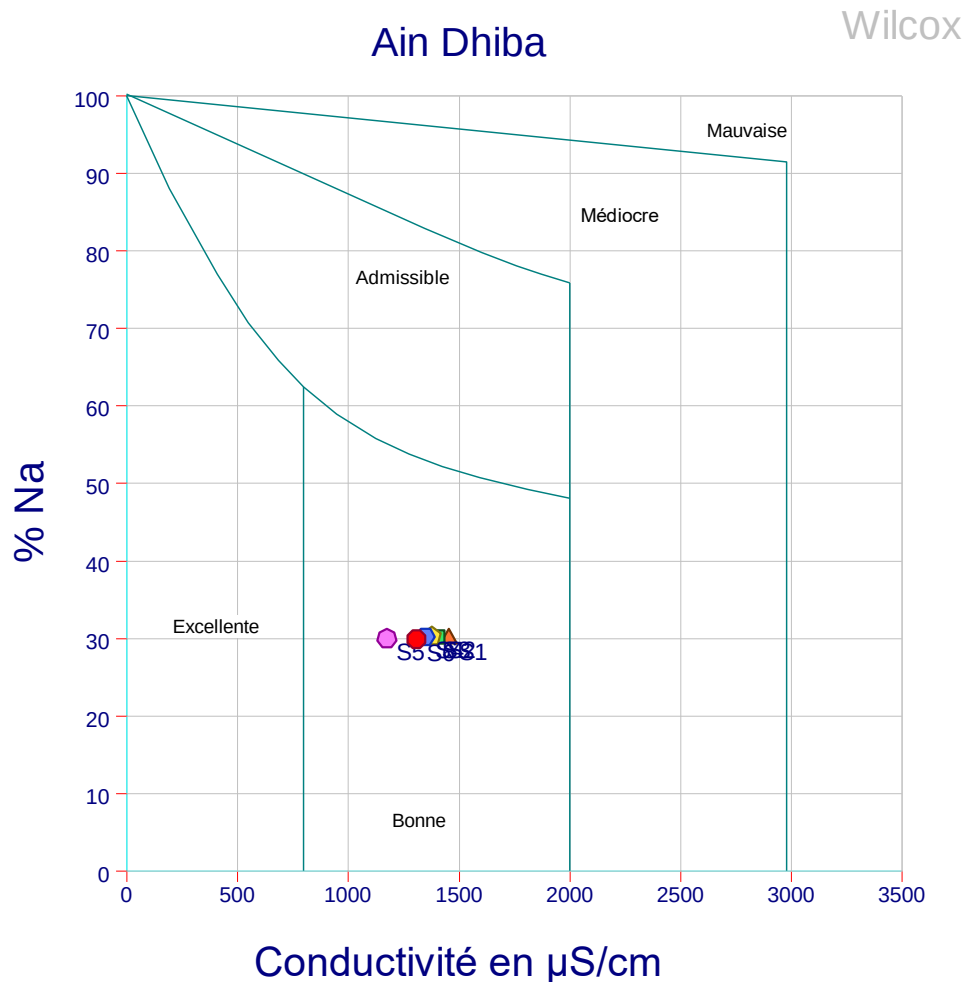


Figure 46 : Représentation des analyses des eaux selon le diagramme de Wilcox.

La projection des échantillons d'eau de la source d'Ain Dhiba sur le diagramme de Wilcox montre un regroupement très homogène. La totalité des points se situe dans le domaine des eaux de « Bonne » qualité pour l'irrigation.

Ce positionnement favorable s'explique par la combinaison de deux facteurs clés :

Une conductivité électrique modérée entre 1000 et 1500 $\mu\text{S/cm}$), indiquant une minéralisation globale acceptable.

Un faible pourcentage en sodium (Na^+)

Grâce à ces caractéristiques, les eaux d'Ain Dhiba ne présentent pas de risque majeur de salinisation. Elles sont donc considérées comme très favorables pour l'usage agricole.

9. Caractérisation hydrogéochimique

a) Rapports caractéristiques

L'utilisation des rapports caractéristiques pour une éventuelle information sur les échanges entre les ions chimiques dans les eaux de l'aquifère d'Ain Dhiba est primordiale, c'est à travers les rapports caractéristiques :

$$\frac{rMg^{2+}}{rCa^{2+}}, \frac{rSO_4^{2-}}{rCl^-} \text{ et } \frac{rHCO_3^-}{rCl^-}$$

Les résultats de ces rapports sont indiqués dans le tableau ci-dessous :

Tableau 16 : Rapports caractéristiques des eaux de Ain Dhiba.

Point d'eau	Rapports		
	$\frac{rMg^{2+}}{rCa^{2+}}$	$\frac{rSO_4^{2-}}{rCl^-}$	$\frac{rHCO_3^-}{rCl^-}$
S1	0,426	1,97	2,29
S2	0,43	1,954	2,284
S3	0,424	1,948	2,288
S4	0,427	1,957	2,297
S5	0,42	1,975	2,306
S6	0,431	1,967	2,289
S7	0,427	1,979	2,272
P2	0,555	0,403	0,174
P3	0,408	2,02	2,636
F1	0,6	0,391	0,138

- Le rapport rMg^{2+}/rCa^{2+} : Les valeurs calculées pour l'ensemble des points sont inférieures à 1. Cela s'explique par la prédominance de l'ion Calcium par rapport au Magnésium, ce qui indique que l'eau a obtenu sa minéralisation principalement par la dissolution des formations calcaires ($CaCO_3$) présentes dans la région d'Ain Dhiba.
- Le rapport $rHCO_3^-/rCl^-$: La majorité des points (S1 à S7 et P3) présentent des valeurs supérieures à 1. Cette prédominance de l'ion Bicarbonate par rapport aux chlorures indique que la source principale du bicarbonate est la dissolution des formations carbonatées. Les valeurs qui sont inférieures à 1 observées pour P2 et F1 suggèrent une influence plus marquée des chlorures qui indique que l'eau dans ces points contient une autre source de la dissolution.
- Le rapport rSO_4^{2-}/rCl^- : Les valeurs supérieures à 1 pour la plupart des échantillons (S1-S7 et P3) indiquent que l'origine des sulfates provient essentiellement de la dissolution des formations gypseuses présentes dans l'aquifère ou au cours de l'infiltration. Pour les points P2 et F1, les valeurs inférieures à 1 marquent une transition vers une minéralisation dominée par les chlorures, possiblement liée au lessivage de sels ou à un temps de séjour différent.

b) Indice d'échange de base

Les échanges ioniques entre les milieux (terrain ou réservoir) et les eaux encaissantes seront étudiés en considérant l'indice d'échange de base (i.e.b), dont l'équation est :

$$i.e.b = \frac{[(rCl^- - r(Na^+ + K^+))]}{rCl^-}$$

Avec : Cl^- , Na^+ et K^+ sont exprimés en méq/l.

Tableau 17 : Valeurs de l'indice d'échange de base

Points d'eaux	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	P2	P3	F1
i.e.b	-0,99	-0,993	-0,998	-1,014	-1,012	-0,992	-0,984	-0,024	-0,019	-0,029

À partir du tableau des indices d'échange de base, nous pouvons dire que tous les points d'eau étudiés (S1, S2, S3, S4, S5, S6, S7, P2, P3 et F1) ont un indice négatif. Cela montre l'existence d'un processus d'échange de base inverse. Cela signifie que les ions Calcium (Ca^{2+}) et Magnésium (Mg^{2+}) contenus dans l'eau sont fixés par le complexe absorbant (argiles) et libère des ions Sodium (Na^+) et Potassium (K^+) du réservoir géologique vers l'eau souterraine.

On observe une intensité d'échange très marquée pour les sources S1 à S7 avec des valeurs proches de -1. À l'inverse, les points P2, P3 et F1 présentent des indices proches de zéro (-0,02), ce qui suggère que le phénomène d'échange est nettement moins prononcé au niveau de ces points

10. Conclusion

L'analyse des différents diagrammes met en évidence la minéralisation des eaux de l'aquifère d'Ain Dhiba dépend par deux processus hydrogéochimiques liés au temps de séjour de l'eau :

Un processus superficiel et rapide (Pôle carbonaté) : Ce mécanisme est caractérisé par l'acquisition des ions bicarbonates (HCO_3^-) dans les couches superficielles. Ces eaux atteignent rapidement leur saturation par les minéraux carbonatés, ce qui explique la stagnation de leur concentration et leur faible corrélation avec la minéralisation globale.

Un processus profond et progressif (Pôle évaporitique) : Ce mécanisme est caractérisé par l'allongement du temps de séjour des eaux lors de leur infiltration et écoulement souterrain. Il se traduit par une dissolution continue des formations évaporitiques (halite, gypse/anhydrite) et des formations carbonatées magnésiennes (dolomie). Ce phénomène est clairement confirmé par la forte corrélation linéaire entre la conductivité électrique et les ions majeurs ($R^2 > 0.98$) et entre le traceur chlorure (Cl^-) et les ions majeurs (Na^+ , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+}).

En conclusion, le chimisme des eaux de la source Ain Dhiba résulte d'un enrichissement progressif contrôlé par le lessivage de la roche magasin et l'écoulement souterrain est long et en plus il y a une empreinte évaporitique initiale de l'eau d'infiltra

Conclusion générale

Cette étude a porté sur la caractérisation hydrochimique de la source d'Aïn Dhiba située au nord-est de la région de Tébessa. L'objectif principal était d'évaluer la qualité des eaux, de comprendre les mécanismes de leur minéralisation et d'identifier les facteurs géologiques, hydrogéologiques et climatiques qui contrôlent leur composition chimique.

Le premier chapitre a permis de présenter le cadre général de la région d'étude à travers ses caractéristiques géographiques, géomorphologiques, hydrographiques et environnementales. Cette analyse a montré que la région appartient à un contexte semi-aride marqué par une faible couverture végétale, un réseau hydrographique temporaire et une forte dépendance des ressources en eau aux précipitations.

Le deuxième chapitre a été consacré à l'étude géologique. Les résultats ont mis en évidence la grande diversité lithologique de la région, dominée par les formations carbonatées du Crétacé supérieur et de l'Éocène, ainsi que par la présence locale des affleurements triasiques évaporitiques. Cette organisation géologique constitue le principal facteur contrôlant la circulation des eaux souterraines et leur composition chimique.

Le troisième chapitre a permis d'analyser les conditions hydroclimatiques du bassin versant. Les données climatiques montrent que la région de Tébessa est soumise à un climat semi-aride caractérisé par une pluviométrie irrégulière, une forte évapotranspiration et des périodes fréquentes de sécheresse. Les calculs du bilan hydrique indiquent que la majeure partie des précipitations est perdue par évapotranspiration, ce qui limite les ressources renouvelables et réduit la recharge naturelle des aquifères.

Le quatrième chapitre a porté sur les conditions hydrogéologiques d'émergence de la source. L'étude a montré que la source d'Aïn Dhiba est alimentée principalement par les infiltrations des eaux météoriques dans les calcaires éocènes fracturés et karstifiés. Son émergence est favorisée par l'existence d'un contact entre les formations perméables carbonatées et les formations marneuses imperméables. Les mesures de débit ont également montré une relation directe entre les précipitations et les variations de l'écoulement, confirmant une recharge essentiellement pluviale.

Le cinquième chapitre a concerné l'étude hydrochimique et l'évaluation de la qualité des eaux. Les analyses physico-chimiques ont révélé une minéralisation globalement modérée à moyenne dominée par les ions calcium, magnésium, bicarbonates, chlorures et

sulfates. Les diagrammes hydrochimiques ont permis de distinguer principalement un faciès bicarbonaté calcique à tendance sulfatée, reflétant l'influence des formations carbonatées éocènes et, dans certains secteurs, des formations évaporitiques triasiques. Les corrélations statistiques ont montré que la minéralisation est principalement contrôlée par la dissolution des carbonates, des dolomies, du gypse et de l'halite. Les variations temporelles observées traduisent un effet de dilution lié aux épisodes de recharge pluviométrique. L'étude a également montré que les eaux de la source présentent une qualité satisfaisante pour l'irrigation et ne présentent pas de signes majeurs de pollution anthropique.

L'étude des rapports hydrogéochimiques caractéristiques a permis de mieux préciser les mécanismes de minéralisation des eaux. Les faibles valeurs du rapport Mg^{2+}/Ca^{2+} (<1) observées dans l'ensemble des échantillons traduisent la prédominance des processus de dissolution des calcaires éocènes, avec une contribution secondaire des formations dolomitiques. Les rapports SO_4^{2-}/Cl^- supérieurs à l'unité dans la majorité des échantillons témoignent d'une influence significative de la dissolution des formations gypseuses, tandis que les rapports HCO_3^-/Cl^- élevés reflètent la dominance des processus carbonatés associés à la recharge météorique récente. En revanche, les points P2 et F1 présentent des rapports nettement plus faibles en SO_4^{2-}/Cl^- et HCO_3^-/Cl^- , indiquant une évolution hydrochimique plus avancée caractérisée par un temps de séjour plus long et une influence accrue des formations évaporitiques. Ces résultats confirment l'existence de deux pôles géochimiques contrôlant la composition des eaux : un pôle carbonaté superficiel et un pôle évaporitique profond.

L'étude de l'indice d'échange de base (i.e.b) a mis en évidence des valeurs négatives pour l'ensemble des échantillons, indiquant l'existence d'un processus généralisé d'échange de base inverse au sein de l'aquifère. Ce mécanisme correspond à la fixation des ions calcium et magnésium sur les surfaces argileuses et à la libération concomitante des ions sodium et potassium dans les eaux souterraines. Ce phénomène est particulièrement marqué dans les sources S1 à S7, tandis qu'il demeure plus faible dans les points P2, P3 et F1. Ces résultats, associés aux rapports hydrochimiques caractéristiques, confirment que la minéralisation des eaux est principalement contrôlée par la dissolution des formations carbonatées et gypseuses ainsi que par les échanges cationiques eau-roche. La majorité des eaux présente une dominance des ions calcium, bicarbonates et sulfates, alors que les points P2 et F1 se

distinguent par une influence chlorurée plus importante, traduisant des conditions hydrogéologiques locales spécifiques.

De manière générale, les résultats obtenus démontrent que le fonctionnement hydrochimique de la source d'Aïn Dhiba est fortement lié aux interactions eau-roche, à la structure karstique de l'aquifère et aux conditions climatiques régionales. La qualité des eaux reste globalement bonne, mais la vulnérabilité naturelle des systèmes karstiques nécessite une surveillance régulière afin de préserver cette ressource stratégique.

Recommandations

- Assurer un suivi saisonnier et pluriannuel de la qualité physico-chimique des eaux de la source.
- Mettre en place un réseau permanent de surveillance des débits et de la recharge.
- Réaliser des analyses complémentaires des éléments traces métalliques et des paramètres microbiologiques.
- Délimiter les périmètres de protection de la source afin de prévenir toute contamination future.
- Développer des études isotopiques pour mieux identifier les zones de recharge et les temps de résidence des eaux.
- Intégrer la source d'Aïn Dhiba dans une stratégie régionale de gestion durable des ressources en eau souterraine.
- Sensibiliser les populations locales à la protection des zones de recharge et à la préservation de la qualité des eaux.

Bibliographie

- A, B. (1993). Minéralisations périadiapiriques de l'Aptien calcaire: les carbonates de fer du gisement hématitique de . *Thèse de Doctorat, Université Paris VI*, 209.
- A, M. (2005). *Fig 22 - uploaded by Djamel Athmania*. Récupéré sur ResearchGate: https://www.researchgate.net/figure/Carte-simplifiee-des-zones-bioclimatiques-de-lEst-algerien-Dapres-Mebarki-A-2005_fig9_311680472
- A, O. (1987). Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sidéritique autour du fossé de Tebessa-Morsott . *Thèse de 3ème Cycle, Université* , 221.
- A, S. (1986). Les gisements de Pb, Ba et Fe du Dj. Sata (Tunisie du centre-nord). Minéralisations épigénétiques dans le Crétacé néritique de la bordure d'un diapir de Trias. Gisements de Sidi- Amour, Ben-Salem et de Sata Fer. *Thèse de 3ème Cycle, Université de Paris VI, France*, 250.
- A, Z. (1990). Etude gravimétrique du môle d'Ain M'lila et de l'Atlas saharien septentrional. *Thèse de Doctorat des Sciences, Faculté des Sciences, Université de Lausanne*, 227.
- A. Hadjela, R. A. (2021). Facing floods in Tébessa City, Eastern Algeria, a morphometric and cartographic approach to prioritize intervention in the City's sub-watersheds using GIS and remote sensing. *Journal of Fundamental and Applied Sciences*.
- A.Degaichia. (2014). Sédimentologie et paléoenvironnements des sédiments du pliocène du fossé . *Atlas saharien oriental, nord de l'Algérie*.
- al, J. N. (2019). The usefulness of alos-palsar dem data for drainage extraction in semi-arid environments in The Iishana sub-basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*.
- al, Y. H. (2021). Modelling of potential groundwater artificial recharge in the transboundary Algero-Tunisian Basin (Tebessa-Gafsa): The application of stable isotopes and hydroinformatics tools . *Irrigation and Drainage*.
- al., A. H. (2018). Hydrogeochemical characterization of water mineralization in Tebessa-Kasserine karst system (Tuniso-Algerian Transboundry basin). *Euro-Mediterranean Journal for Environmental Integration*.
- al., A. H. (2021). Facing floods in Tébessa City, Eastern Algeria, a morphometric and cartographic approach to prioritize intervention in the City's sub-watersheds using GIS and remote sensing. *Journal of Fundamental and Applied Sciences*.
- al., K. S. (2022). Evaluation of climatic and hydroclimatic resources to support the US Army Corps of Engineers Regulatory Program. *Kent Sparrow et al*.
- al., M. S. (2023). Analysis of rainfall and temperature variability for agricultural water management in the Upper Genale River Basin, Ethiopia. *Scientific African*.

- Allen, M. J. (s.d.). *Evaporation and Evapotranspiration Processes*.
- Bosworth, G. R. (1997). Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics* 282, 39-82.
- C.A.J. Appelo, D. P. (2004). *Geochemistry, Groundwater and Pollution*. London: Earth Sciences, Engineering & Technology.
- Chevenine A., P. Y. (1989). Rapport sur les résultats de l'étude géologique complémentaire des feuilles 124 (Oued Kebarite), 125 (Ouenza), 150 (El . *Partie 1, texte (1987-1988) O.R.G.M. Algérie (Rapport inédit)*. .
- Chiew, F. H. (2024). Climate change and water resources. *Australasian Journal of Water Resources*, 3.
- Degaïchia A, L. R. (2013). Sédimentologie et paléoenvironnements du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa (Atlas saharien oriental, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National*, 24 (3), 189-207.
- DJEBASSI, T. (2021). Caractérisation et cartographie des risques de pollution, par outil SIG, . *Doctorat L M D, Université de Tébessa*.
- DJIDEL. Chikha Belgacem., B. D. (2018). Etude Hydrologique et Hydrogéologique de la région de Tébessa par application de la télédétection et SIG. *DSPACE at Kasdi Merbah University Ouargla* , 40.
- DJIHAD, R. (2025). Etude hydrogéologique et impact des changements climatiques sur la source d'Ain Dhiba, région de tébessa. *Mémoire de fain d'étude*, 85.
- Dubourdiou G, D. G. (1950). Observations tectoniques dans les environs de Tebessa et de l'Ouenza (Algérie). *Bulletin du Service Géologique de France*, 5ème série, t. XX,, 257-266.
- E, L. (1980). Gisements de Pb-Zn et diapirisme du Trias salifère en Tunisie septentrionale. Les concentrations péri-diapiriques du district minier de Nefate-Fedj-el Adoum. . *Thèse Doct. 3ème cycle, Métallogénie, Lab. Géol. Appl., Univ.Paris VI*,, 280.
- Fetter, C. W. (1980). *Applied Hydrogeology*. Prentice Hall (Pearson Education).
- Fetter, C. W. (2001). *Applied Hydrogeology. Fourth Edition*, 310.
- G, C. (1983). *Principes et méthodes de l'hydrogéologie*. Paris: Ed. DUMOND.
- G, D. (1956). Étude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisiens). . *Thèse des Sciences, Paris, Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Bulletin* , 659.
- G., D. (1956). Carte géologique de Tébessa. *Carte géologique de Tébessa*., 206.
- GHRIB, A. (2011). *Géographie*. Récupéré sur [memoireonline: https://www.memoireonline.com/12/12/6595/m_L-acquisition-de-la-salinite-des-eaux-souterraines-en-zone-semi-aride-Cas-de-la-nappe-du-bassin-d4.html](https://www.memoireonline.com/12/12/6595/m_L-acquisition-de-la-salinite-des-eaux-souterraines-en-zone-semi-aride-Cas-de-la-nappe-du-bassin-d4.html)

- GHRIEB, A. (2011). *Géographie*. Récupéré sur memoireonline: <https://www.memoireonline.com/12/12/6595/L-acquisition-de-la-salinite-des-eaux-souterraines-en-zone-semi-aride-Cas-de-la-nappe-du-bassin-d.html>**
- Google. (2026, juin 01). *Google earth*. Récupéré sur earth.google: <https://earth.google.com/web/search/T%c3%a9bessa/@35.46612378,8.24139116,1037.07104967a,52342.0416107d,35y,0h,0t,0r/data=CiwiJgokCYW1oYrk8TNAEYO1oYrk8TPAGeRUz3KLvUhAIQbr0MqJ6UnAQgIIATIpCicKJQohMXR5MkxWSE1nT1BYb2tCOVlpVTMzV0Vobk51Ym54MFhyIAE6AwoBMEICCABKCA>**
- Guerrad Ch, C. F. (2017). Water Resources Potentialities in the Wadi Mellegue Basin, Tebessa Region, Northeastern Algeria. *Journal of Geography and Geology*.**
- I. Ghat, H. M.-A. (2021). A Review of Evapotranspiration Measurement Models, Techniques and Methods for Open and Closed Agricultural Field Applications . *Water*.**
- John Wiley & Sons Ltd. (2007). Karst Hydrogeology and Geomorphology. *Derek Ford and Paul Williams*, 1.**
- Ke Zhang, J. K. (2016). A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation . *Wiley Interdisciplinary Reviews*.**
- Ke Zhang, J. K. (2016). A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation . *Wiley Interdisciplinary Reviews: Water*.**
- Kowalski WM, H. M. (2000). Diapirisme polyphasé ou glacier de sel albien? Dilemme du matériel triasique des confins algéro-tunisiens. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie. Vol.11, n°1,, 29-60*.**
- L, D. (1956). Etude géologique des monts de la haute Medjerda. Thèse Sci. *Thèse Sci. Paris. Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, N.S. Bull, n°11, , 304*.**
- Legates, D. (2000). An Introduction. *The Professional Geographer*.**
- M, B. (1974). Etude géologique de la région des Hamimat (SE Constantinois). *Application à la recherche pétrolière des confins algéro-tunisiens., 127*.**
- M, C. (1988). Succession distension-compression dans le sillon tunisien. Secteur de Nebeur, El Kef, Tunisie centre nord. *Thèse ès Science, Univ. Nice, France,, 143*.**
- M, C. (2007). Lithostratigraphie, Sédimentologie et Modèles de Bassins des dépôts néogènes de la région de Biskra, de part et d'autre de l'Accident Sud Atlasique (Zibans, Algérie). *Thèse de Doctorat d'état, 479*.**
- M, T. J. (1976). Le gisement de sidérite du Dj. Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de mer aptienne. . *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du nord, 67, 3-4*.**
- M. Jensen, R. A. (2016). Evaporation and Evapotranspiration Processes.**

- McGregor, G. (2017). Hydroclimatology, modes of climatic variability and stream flow, lake and groundwater level variability. *Progress in Physical Geography*, 28.
- Mesut Barış, M. T. (2024). A review on models, products and techniques for evapotranspiration measurement, estimation, and validation. *Environmental Quality Management*.
- N, H. (1988). Les concentrations de Zn, Pb, Sr, (Ba), dans le cortex des diapirs de Trias salifère; exemple du diapir . 1063-1066.
- Nichols, G. (2009). Sedimentology and Stratigraphy. *WILEY-BLACKWELL*, 85.
- Normales et records climatologiques 1991-2020 à Tebessa - infoclimat.* (s.d.). Récupéré sur infoclimat.fr: <https://www.infoclimat.fr/climatologie/normales-records/1991-2020/tebessa/valeurs/60475.html>
- O.Hamad. (2021). Vulnerability characterization for multi-carbonate aquifer systems in semiarid climate, case of Algerian–Tunisian transboundary basin. *International Journal of Energy and Water Resources*.
- Perthuisot V, H. N. (1987). Concentration métallique (Pb-Zn) sous un surplomb diapirique: exemple du J. Bou Khil (Tunisie septentrionale). *Bull. Soc. Géol. Fr. III*, 6.
- Perthuisot V, R. H. (1988). Style et importance des déformations antétraconiennes dans le Maghreb Oriental: exemple du diapir du Jebel Slata (Tunisie centrale). *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), IV, 3,, 391-398.
- DJIHAD, R. (2025). étude hydrogéochimique et impact des changements climatiques sur la source Ain dibba, région de Tébessa. *Présenté en vue de l'obtention du diplôme de MASTER* , 8.
- syage.org. (s.d.). *L'évapotranspiration, un régulateur naturel face au dérèglement climatique.* Récupéré sur syage: <https://www.syage.org/article/evapotranspiration-regulateur-naturel/>
- Teale, N. (2020). Hydroclimatology and Climate Variability . *Geography*.
- Tébessa, S. m. (2026, Mai 25). *Climatologie de l'année 2026*. Récupéré sur infoclimat.fr: <https://www.infoclimat.fr/climatologie/annee/2026/tebessa/valeurs/60475.html>
- Vila JM, F. H.-C.-D. (1995). Le chenal gréseux de l'Oligocène terminal et le Miocène de Sidi Affif dans leur cadre structural Est algérien: Origine saharienne .