REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université ECHAHID CHEIKH LARBI TEBESSI
- TEBESSA-
Faculté des Sciences Exactes, Sciences de la Nature et de la Vie
Département des Sciences de la Terre et l'Univers
Thèse de doctorat
Domaine : Sciences de la Terre et de l'Univers
Filière :Geologie
Spécialité:Hydrogéologie

Apport de la géochimie isotopique, de l'hydrochimie et de la télédétection à la connaissance de la zone de contact entre les aquifères alluvionnaires et les aquifères carbonatés de bordures :

Cas de la plaine de Hammamet (N.E Algérien).

Présenté par : HAMAILI Iklass

Devant le jury :

Boubaya Djamel	Professeur	President	UNIV de Tébessa
Guefaifia Omar	MCA	Examinateur	UNIV de Tébessa
Baali Fethi	Professeur	Directeur de thése	UNIV de Tébessa
Fehdi Chemseddine	Professeur	Co-Directeur de thése	UNIV de Tébessa
Ghrieb Lassaad	Professeur	Examinateur	UNIV de Guelma

Date de soutenance :

23/10/2025

Remerciement

En premier lieu, je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers Allah, Le Tout-Puissant, dont la miséricorde et la guidance ont rendu possible l'aboutissement de ce travail. Sa sagesse infinie a éclairé mon chemin et m'a donné la force de persévérer dans les moments les plus exigeants de cette recherche.

Je souhaite témoigner de ma reconnaissance la plus sincère envers mes éminents directeurs de thèse, le Professeur **Chemseddine FEHDI** et le Professeur **Fethi BAALI**. Votre expertise scientifique, votre rigueur intellectuelle et votre soutien indéfectible ont été les piliers fondamentaux de ce travail. Vous avez été bien plus que des guides académiques : des mentors, des soutiens inébranlables et de véritables phares dans les moments d'incertitude. Votre confiance en moi, alors même que je doutais, a été un cadeau précieux. Vos conseils, toujours dispensés avec bienveillance et rigueur, ont façonné ma pensée. Votre patience face à mes questionnements et vos encouragements constants ont été mon moteur. Merci, du plus profond du cœur, pour tout ce que vous m'avez apporté, bien au-delà de ce travail.

Je tiens à exprimer ma profonde considération aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail :

- **M. Djamal BOUBAYA**, Professeur à l'Université de Tébessa, pour avoir honoré cette soutenance en présidant le jury ;
- **M. Lassaad GHRIEB**, Professeur à l'Université de Guelma ;
- **M. Omar GUEFAIFIA**, Maître de conférences A, à l'Université de Tébessa. Leur présence aujourd'hui constitue un grand privilège, et leurs commentaires seront précieux pour l'amélioration de ce travail.

Mes remerciements les plus vifs vont également à **M. Hacene HAMAIDIA**, Ingénieur de Laboratoire, au niveau des laboratoires des Sciences de la Terre à l'Université de Tébessa, pour son soutien logistique et académique tout au long de ce parcours doctoral.

Au **Professeur Traugott SCHEYTT**, je souhaite dire toute ma reconnaissance. Votre accueil à l'Université de Freiberg a représenté bien plus qu'une opportunité académique : une véritable ouverture intellectuelle et culturelle. Nos échanges transdisciplinaires ont considérablement enrichi ma perspective scientifique.

À mes enseignants du Département des Sciences de la Terre et de l'Univers : vous avez semé en moi les graines du savoir. Chaque cours, chaque discussion informelle, chaque conseil a contribué à faire de moi le chercheur que je suis aujourd'hui. Merci pour votre transmission, votre disponibilité et votre engagement sans faille.

Dédicace

Cette thèse est l'aboutissement d'un long chemin que je n'aurais pu parcourir sans le soutien indéfectible de ceux qui m'ont accompagné.

À mes parents, dont l'amour inconditionnel, les sacrifices et la confiance absolue ont été le fondement de ce parcours. Sans vous, rien de cela n'aurait été possible.

À mes frères Akram et Amrou, à ma sœur Yana, et, cette thèse est aussi la vôtre. Vous l'avez portée avec moi par vos rires qui dissipaient mes doutes, vos encouragements discrets et cette force tranquille que seule une famille peut offrir. Vous fûtes mes plus fidèles supporters et mon plus sûr refuge. Sans oublier mon petit ange Timur, dont la présence veille dans chaque page.

À mon partenaire Nizar Merci d'avoir porté avec moi ce fardeau quand la route devenait trop lourde, et d'avoir cru en moi même lorsque je doutais de tout.

Table des matières

Remercîment
Dédicace
Table des matières V
Liste des Figures IX
Liste des tableaux XII
Résumé XII
Introduction générale 16
CHAPITRE I : Le Milieu d'étude 4
1. Contexte géographique. 5
2. Géomorphologie : 5
3. Végétation : 7
4. Cadre Climatique : 8
4.1. Pluviométrie : 8
4.2. Hydrologie. 10
4.2.1 Introduction : 10
4.2.2 Les paramètres géométriques : 11
4.2.3 Hydrographie : 12
4.2.4 Apport liquide : 12
Conclusion : 13
CHAPITRE II : Géologie 14
Introduction 14
1. La litho-stratigraphie : 14
2. Synthèse de la géologie régionale : 15
3. Géologie structurale et télédétection. 18
3.1 Introduction : 18
3.2 Méthodologie : 18
3.2.1 Extraction visuelle : 18
3.2.2 Extraction automatique : 18
3.3 La cartographie des linéaments : 19
3.4 L'orientation des linéaments : 20
3.4.1 La famille Nord Est − Sud-ouest 21
3.4.2 La famille Est − Ouest 22
3.4.3. La famille Nord − Sud 24
3.5 Densité et connectivité des linéaments 24
4. Géométrie de l'aquifère : 25

4.1 Introduction : 25
4.2 Interprétation des coupes géo-électriques de la zone d'étude : 25
4.2.1 La prospection géo-électrique dans la plaine de Hammamet : 25
4.2.2 Le profil géo-électrique (R) : 26
4.2.3 Le profil géo-électrique (Q) : 27
4.3 Interprétation de la carte de remplissage du quaternaire 27
4.3.1 Le remplissage du Quaternaire dans la plaine de Hammamet (Figure 23) . 27
CHAPITRE III : Hydrogéologie, Hydrodynamique Et Modélisation des eaux souterraine 29
I: Hydrogéologie..... **Error! Bookmark not defined.**
1. Introduction : 30
2. Les unités hydrogéologiques : 30
2.1 La nappe des calcaires Maestrichtiens dans la région de Tazbent 30
2.3. L'aquifère des alluvions quaternaires et actuelles : 30
3.1. La source d'Ain Youkous : 31
II. Hydrodynamique 33
1. La Piézométrie : 33
1.1. Introduction : 33
1.2. Généralité sur la piézométrie de l'aquifère : 33
1.3. Comparaison entre la piézométrie de 2010 et 2022 : 34
1.4. Conditions aux limites du sous bassin Versant de Hammamet 36
III : Modélisation 36
1. Introduction 36
2. Étapes de la modélisation : 37
3. Formulations mathématiques 38
3.1. Loi de Darcy 38
3.2. Équation de conservation de la masse 38
3.3. Équations d'état 38
3.4. Équation de diffusivité 39
4. Résolution par la méthode les différences finies 39
5. Conditions initiales et conditions aux limites 41
5.1. Conditions initiales 41
5.2. Conditions aux limites 41
5.3. Limite à potentiel imposé (condition de Dirichlet) 41
5.4. Limites à flux imposé (condition de Newman) 41
5.5. Condition de Fourrier 41
5.5.1. Conditions de surface libre 41

6. Les étapes de l'élaboration du modèle 41
6.1. Introduction des données 41
6.2. Calage du modèle 42
6.3. Exploitation du modèle 42
7. Modèle conceptuel hydrogéologique du sous bassin de Hammamet 42
7.1. Entrée de la nappe de Hammamet 42
7.1.1. Alimentation par infiltration des eaux pluviales 42
7.1.2. Alimentation par infiltration des eaux des oueds 44
7.1.3. Écoulement souterraine inter-nappes 44
7.2. Sortie des eaux 44
7.3. Exploitation par Puits de surface et Forages 44
8. Élaboration du modèle numérique de l'aquifère de Mio-plio-quaternaire. 44
8.1. Introduction 44
8.2. Logiciel de modélisation 44
8.3. Maillage du domaine 45
8.4. Données prises en compte 48
8.5 Calage du modèle 49
8.6. En régime permanent 49
8.7. En régime transitoire 50
Conclusion 52
CHAPITREI : Hydrochimie descriptive et analytique. 53
1.Introduction 54
2. Les données disponibles 54
3. Matériels et moyens d'analyse 54
4. Evolution des paramètres physico-chimiques 55
4.1. La conductivité électrique 56
4.2. La température et le pH 57
4.3. Le calcium et Magnésium 58
4.4. Le sodium 61
4.5. Le potassium 61
4.6. Les bicarbonates 63
4.7. Les chlorures 65
4.8. Les sulfates 66
5. Détermination des faciès hydrochimiques 67
5.1. Interprétation par le diagramme de Piper 67
5.2. Interprétation par le diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF 68

6. Etude de l'évolution des minéraux et des éléments dissous (Calculs Thermodynamiques)..... 69
6.1. Introduction 69
6.2. Equilibres chimiques et indices de saturation 70
6.3 Interprétation des résultats..... 73
6.3.1. Variation des indices de saturation par rapport aux saisons :..... 73
6.3.2. Variation des indices de saturation par rapport au minéraux étudiés :..... 77
CHAPITRE III : Modélisation hydrogéochimique par outil PHREEQC. 93
1. Introduction 94
2. Capacités de PHREEQC..... 94
3. Traitement de données et interprétation des résultats : 95
4. Interprétation du tableau des données : 96
4.1. Concentration des ions : 100
Conclusion..... 103
Isotopie 104
1. Introduction 104
2. Utilisation des informations isotopiques en hydrogéologie 104
3. Caractérisation isotopique des précipitations 108
4. Échantillonnage et méthodes d'analyse 109
5. Isotopes environnementaux..... 109
Conclusion..... 110
CONCLUSION GÉNÉRALE..... 112
Résultats 113
Constats et recommandations 115
Perspectives..... 115
Bibliographie..... 116

Liste des figures

Figure 1: Situation géographique de la zone d'étude. 5
Figure 2: Carte des altitudes de la plaine de Hammamet. 6
Figure 3: Carte géomorphologique de la zone d'étude. 7
Figure 4: carte de la couverture végétale 7
Figure 5: Variation des précipitations annuelles (mm) à la station de Hammamet (2010/2023). 9
Figure 6: Variation des températures annuelles (°C) à la station de Hammamet (2010/2023). 10
Figure 7:Réseau hydrographique de la zone de Hammamet. 11
Figure 8: Variation de l'apport annuel moyen (2010/2023) 13
Figure 9: Coupe géologique traversant la plaine de Hammamet. 16
Figure 10: Colonne stratigraphique da la région de Hammamet (in Zerrouki.H). 16
Figure 11: Esquisse géologique des environs de Hammamet (d'après W.M. Kowalsky, 2002) 17
Figure 12: Organigramme de la méthodologie de travail. 19
Figure 13: Carte des linéaments et leurs densités de la région d'étude. 20
Figure 14:carte des Rosace de la zone d'étude. 21
Figure 15:faille de direction SW-NE (In.Chelih le 20/02/2011). 21
Figure 16:faille de direction SW-NE (In.Chelih le 20/02/2011). 22
Figure 17:faille de direction E –W (In.Chelih le 20/02/2011). 23
Figure 18:faille de direction W-E (In.Chelih le 20/02/2011). 23
Figure 19:faille de direction N-S faite (In Chelih 20/02/2011). 24
Figure 20: Plan de situation des sondages géoélectriques de la plaine d'El Hammamet (In Loukam.S 2012). 26
Figure 21: Profil géoélectrique « R » (In Loukam.S 2012). 27
Figure 22: Profil géo-électrique « Q » (In Loukam.S 2012). 27
Figure 23: Carte de remplissage Quaternaire dans la plaine de Hammamet (In Loukam.2012). 28
Figure 24:A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Youkous. **B.** Source Ain Youkous. 31
Figure 25: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Youkous. 31
Figure 26:A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Gaagaa.**B.** Le captage de la source Ain Gaagaa. 32
Figure 27: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Gaagaa. 32
Figure 28: Carte d'inventaire des points d'eau. 34
Figure 29: Cartes piézométriques faite par Chelih en 2010. 35
Figure 30: Cartes piézométrique de 2022 (Hamaili I). 35
Figure 31: Processus de construction d'un modèle (Wels, 2012). 37
Figure 32:. Bilan des flux sur une maille. 40
Figure 33: Zone d'étude en 3D. 46
Figure 34: Toit des calcaires 47
Figure 35: Mur des calcaires 47
Figure 36: Conditions aux limites de l'aquifère alluvionnaire du sous bassin versant de Hammamet. 49
Figure 37: Reconstitution de l'état piézométrique en régime permanent, 2010. 50
Figure 38: Reconstitution de l'état piézométrique en régime transitoire, 2022. 51
Figure 39: Corrélation du nuage de points pour la calibration du modèle (2022). 51
Figure 40: Photos de laboratoire (Allemagne 2023) 55

Figure 41: Evolution de la conductivité électrique dans les sources (sep 2021-juin 2022)..... 57
Figure 42: Evolution du PH dans les sources (sep 2021-juin 2022). 58
Figure 43: Evolution du Calcium et Magnésium dans les sources (sep 2021-juin 2022). 60
Figure 44: Evolution Du Sodium dans les sources (sep 2021-juin 2022). 61
Figure 45:le cycle du potassium dans le sol (Tisdale et al, 1993). 62
Figure 46: Evolution du potassium dans les sources (sep 2021-juin 2022). 63
Figure 47: Relation entre les valeurs de pH et HCO 3 en relation avec l'équilibre de carbonate PCO2 (modifié d'après Freeze et Cheery, 1979, in Fehdi 2008). 64
Figure 48: Evolution Des bicarbonatées dans les sources (sep 2021-juin 2022). 65
Figure 49: Evolution Des chlorures dans les sources (sep 2021-juin 2022). 66
Figure 50: Evolution Des Sulfates dans les sources (sep 2021-juin 2022). 67
Figure 51: Diagramme de Piper période de 2021-2022. 68
Figure 52:diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF période de 2021-2022..... 69
Figure 53: Variation du coefficient d'activité du Ca2+ selon les trois formes de l'équation de Debey-Hückel..... 72
Figure 54:État des minéraux carbonatés dans l'eau de surface dans la période de l'automne. 74
Figure 55:État des minéraux évaporitiques dans l'eau de surface dans la période de l'automne. 74
Figure 56:État des minéraux carbonatés dans l'eau de surface dans la période de l'hiver. 75
Figure 57:État des minéraux évaporitiques dans l'eau de surface dans la période de l'hiver. 75
Figure 58:État des minéraux carbonatés dans l'eau de surface dans la période du printemps. 76
Figure 59:État des minéraux évaporitiq+ues dans l'eau de surface dans la période du printemps. 76
Figure 60:État des minéraux carbonatés dans l'eau de surface dans la période de l'été. 77
Figure 61:État des minéraux évaporitiques dans l'eau de surface dans la période de l'été. 77
Figure 62: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Calcite et Dolomite dans la période d'automne. 78
Figure 63: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis d'Anhydrite et Aragonite dans la période d'automne. 79
Figure 64: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Gypse et Halite dans la période d'automne. 80
Figure 65: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Calcite et Dolomite dans la période d'hivers. 81
Figure 66: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis d'Anhydrite et Aragonite dans la période d'hivers. 82

Figure 67: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Gypse et Halite dans la période d'hivers. 83
Figure 68: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Calcite et Dolomite dans la période de printemps. 84
Figure 69: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis d'Anhydrite et Aragonite dans la période de printemps. 85
Figure 70: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Gypse et Halite dans la période de printemps. 86
Figure 71: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Calcite et Dolomite dans la période d'été. 87
Figure 72: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis d'Anhydrite et Aragonite dans la période d'été. 88
Figure 73: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eauxsuperficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Gypse et Halite dans la période d'été. 89
Figure 74: Diagrammes de Wilcox, Automne 2021. 90
Figure 75: Diagrammes de Wilcox, Hivers 2021-2022. 90
Figure 76: Diagrammes de Wilcox, Printemps2022. 91
Figure 77: Diagrammes de Wilcox, Eté 2022. 91
Figure 78: Graphique linéaire concentration d'éléments chimique des eaux de surface, eaux souterraines et eaux mélangés période d`Automne. 100
Figure 79: Graphique linéaire concentration d'éléments chimique des eaux de surface, eaux souterraines et eaux mélangés période d`Hivers. 101
Figure 80: Graphique linéaire concentration d'éléments chimique des eaux de surface, eaux souterraines et eaux mélangés période du printemps. 102
Figure 81: Graphique linéaire concentration d'éléments chimique des eaux de surface, eaux souterraines et eaux mélangés période d`été. 103
Figure 82: Relation teneurs Oxygène 18^- Deutérium dans la région d'étude. 110
Figure 83: Teneurs en oxygéné-18 en fonction des altitudes 110

Liste des tableaux

Tableau 1: Précipitation moyenne mensuelle aux stations de Hammamet (2010/2023). 8
Tableau 2: Température moyenne mensuelle aux stations de Hammamet (2010/2023). 9
Tableau 3: Les paramètres Géométriques de la zone d'études. (In Zerrouki. H). 11
Tableau 4: Les Paramètres Hydrographiques de la zone d'études. (In Zerrouki. H).. 12
Tableau 5: Estimation des apports annuels moyens (A0) de la période 2010-2016. .. 12
Tableau 6: Estimation des apports annuels moyens (A0) de la période 2017-2023. .. 12
Tableau 7: Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa. (In Dubourdieu 1956, 1959 ; David 1956 ; Madre 1969 ; Fleury 1969 ;Thibieroz et Madre 1976 ;Chikhi1980 ; Otmanine1987 ;Bouzenoune 1993 ; Vila et al., 2000 ; Salmi-Laouar, 2004. ... 14
Tableau 8: Porosité, perméabilité et coefficient d'infiltration de certaines roches réservoirs (Castany, 1982 et Banton, 1997). 43
Tableau 9: Paramètres hydrauliques de la couche**.** 48
Tableau 10: Résultats des analyses inorganiques des sources du karst. 56
Tableau 11: Résultats des analyses physicochimiques des sources. 67
Tableau 12 : les paramètres de la formule de Debye-Hückel à une pression de 1 Atmosphère (Adaptés par Truesdall et Jones, 1974 ; Ball et Nordstrom, 1991)..... 71
Tableau 13: Réactions de dissociation de quelques minéraux avec leurs constantes d'équilibres et leurs Enthalpies ΔH (d'après Truesdall et Jones, 1974)..... 73
Tableau 14 : Eaux de surface caractérisant la zone d'étude période d'automne (mg/l). 95
Tableau 15 : Eaux de surface caractérisant la zone d'étude période d'hiver (mg/l). .. 95
Tableau 16 : Eaux de surface caractérisant la zone d'étude période de printemps (mg/l). 96
Tableau 17 : Eaux de surface caractérisant la zone d'étude période d'été (mg/l)..... 96
Tableau 18 : Eaux souterraines caractérisant la zone d'étude (mg/l)..... 96
Tableau 19 : Normes algériennes des paramètres physico-chimiques pour l'eau potable (JO 2014). 97
Tableau 20 :. Mélange de l'eau de surface et de l'eau souterraine période d'automne (mg/l). 97
Tableau 21 : Mélange de l'eau de surface et de l'eau souterraine période d'hiver (mg/l). 98
Tableau 22 : Mélange de l'eau de surface et de l'eau souterraine période printemps (mg/l). 99
Tableau 23 : Mélange de l'eau de surface et de l'eau souterraine période d'été (mg/l). 99

Résumé

Cette étude explore les caractéristiques hydrogéologiques, hydrochimiques et isotopiques des aquifères de la plaine de Hammamet, située dans les hautes plaines de l'Est algérien, une région semi-aride confrontée à des défis liés à la sécheresse et à la surexploitation des ressources en eau. La plaine est caractérisée par un système aquifère complexe, comprenant des aquifères carbonatés (calcaires du Maestrichtien et de l'Éocène) et de l'aquifère alluvionnaire quaternaire. L'étude combine des approches hydrogéologiques (modélisation avec Visual MODFLOW), hydrochimiques (analyses physico-chimiques et diagrammes de Piper et Schoeller-Berkaloff), géochimiques isotopiques ($\delta^{2}H$ et $\delta^{18}O$) et de télédétection (cartographie des fractures) pour établir un modèle conceptuel des interactions entre aquifères. Les résultats révèlent une nappe alluvionnaire alimentée par les précipitations et les aquifères carbonatés bordiers, avec une baisse piézométrique significative (5 à 7 m) entre 2010 et 2022 due à la surexploitation et à la sécheresse. Les eaux sont majoritairement bicarbonatées calciques, reflétant l'influence des formations carbonatées, et les isotopes confirment une recharge locale issue des précipitations. Les linéaments identifiés (orientés NE-SW et E-W) jouent un rôle clé dans les écoulements souterrains. L'étude recommande une gestion durable des ressources, incluant des mesures de recharge artificielle, la protection des zones de recharge contre les pollutions anthropiques, et l'utilisation combinée d'outils géochimiques, isotopiques et de modélisation pour une surveillance continue. Ces conclusions fournissent une base solide pour des stratégies de gestion adaptées aux régions semi-arides.

Mot clé : Modélisation, Hydrogéochimie, Isotopes, Karst, Aquifère Alluvionnaire, Hammamet, Algérie.

Abstract

This study investigates the hydrogeological, hydrochemical, and isotopic characteristics of the aquifers in the Hammamet Plain, located in the high plains of eastern Algeria, a semi-arid region facing challenges related to drought and overexploitation of water resources. The plain features a complex aquifer system, including carbonate aquifers (Maastrichtian and Eocene limestones) and a Quaternary alluvial aquifer. The research combines hydrogeological (modeling with Visual MODFLOW), hydrochemical (physico-chemical analyses and Piper/Schoeller-Berkaloff diagrams), isotopic geochemical (δ^2H and $\delta^{18}O$), and remote sensing (fracture mapping) approaches to develop a conceptual model of aquifer interactions. The results reveal an alluvial aquifer recharged by precipitation and adjacent carbonate aquifers, with a significant piezometric decline (5 to 7 m) between 2010 and 2022 due to overexploitation and climate change. Water is predominantly calcium-bicarbonate type, reflecting the influence of carbonate formations, while isotopic data confirm local recharge from rainfall. Identified lineaments (oriented NE-SW and E-W) play a key role in groundwater flow. The study recommends sustainable resource management, including artificial recharge measures, protection of recharge zones from anthropogenic pollution, and the combined use of geochemical, isotopic, and modeling tools for continuous monitoring. These findings provide a solid foundation for management strategies adapted to semi-arid regions.

Key words: hydrochemical, remote sensing, karst, alluvial aquifer, isotopes, Hammamet, Algeria.

ملخص

يدرس هذه البحث الخصائص الهيدروجيولوجية والهيدروكيميائية والنظيرية لطبقات المياه الجوفية في سهل حمامات، الواقع في الهضاب العليا شرق الجزائر، وهي منطقة شبه جافة تواجه تحديات تتعلق بالجفاف والاستغلال المفرط للموارد المائية. يتميز السهل بنظام معقد من الخزانات الجوفية، بما في ذلك الخزانات الكربوناتية (حجر الجير من العصر الماستريختي والإيوسيني وخزان رباعي. يجمع البحث بين منهجيات هيدروجيولوجية) النمذجة باستخدام برنامج (Visual MODFLOW ، وهيدروكيميائية (تحاليل فيزيوكيميائية ومخططات بايبر/شولير–بركالوف)، و جيوكيميائية نظيرية $\delta^{2}H$ و$\delta^{18}O$ والاستشعار عن بعد (رسم خرائط الكسور) لوضع نموذج لتفاعلات الخزانات الجوفية.

كشفت النتائج عن خزان نهري يتغذى من هطول الأمطار والخزانات الكربوناتية المجاورة، مع انخفاض كبير في منسوب المياه (من 5 إلى 7 أمتار) بين عامي 2010 و2022 بسبب الاستغلال المفرط وتغير المناخ. يتميز نوع المياه بشكل رئيسي بكونه من النوع الكلسي–البيكربوناتي، مما يعكس تأثير التكوينات الكربوناتية، بينما تؤكد البيانات النظيرية التغذية المحلية من مياه الأمطار. تلعب الخطوط البنيوية المكتشفة (باتجاه شمال شرق–جنوب غرب وشرق–غرب) دورًا رئيسيًا في تدفق المياه الجوفية.

توصي الدراسة بإدارة مستدامة للموارد، تشمل تدابير التغذية الاصطناعية، وحماية مناطق التغذية من التلوث البشري المنشأ، والاستخدام المشترك للأدوات الجيوكيميائية والنظيرية والنمذجة للرصد المستمر. توفر هذه النتائج أساسًا متينًا لاستراتيجيات إدارة مصممة خصيصًا للمناطق شبه الجافة.

Introduction générale

Les ressources en eau jouent un rôle essentiel dans notre vie quotidienne, servant de source principale pour la boisson, l'irrigation et les activités industrielles. Un tiers de la population mondiale utilise les eaux souterraines pour boire (Sudani, 2018). Aujourd'hui, les eaux souterraines fournissent environ 50 % des besoins mondiaux en eau potable, certaines régions s'appuyant presque exclusivement sur les eaux souterraines pour leur approvisionnement en eau. Cependant, il convient de noter que la disponibilité et la qualité des eaux souterraines varient considérablement d'une région à l'autre et peuvent être affectées par des facteurs tels que le changement climatique, la surexploitation, la pollution et la croissance démographique. De nombreuses études ont été menées sur les eaux souterraines à l'échelle de pays (Fehdi et al., 2009 ; Al-Ahmadi, 2013 ; Kallel et al., 2018 ; Hamad et al., 2018 ; Kumari et Rai, 2020 ; Nekkoub et al.,2020 ; Beyaitan Bantin et al., 2020 ; Hamed et al., 2022). Parmi ces eaux souterraines, on cite les aquifères karstiques, qui sont très vulnérables à la pollution et à la sécheresse. Les débits rapides des eaux souterraines rendent les aquifères karstiques beaucoup plus sensibles à la contamination des eaux souterraines que les aquifères poreux. Les eaux souterraines des zones karstiques sont aussi facilement polluées que les cours d'eau de surface, car les formations karstiques sont caverneuses et hautement perméables, ce qui réduit les possibilités de filtration des contaminants.

Les aquifères karstiques sont l'une des ressources en eau potable les plus exploitées au monde (Ford et Williams, 2007), atteignant environ 678 millions de personnes, ce qui correspond à 9,2 % de la population mondiale (Stevanovi´c, 2019). En détail, les aquifères carbonatés couvrent 15,2 % des eaux souterraines libres de glace mondiales et sont essentiels à une utilisation durable de la ressource, ainsi qu'à l'étude de son évolution dans un cadre hydrique mondial menacé par les effets du changement climatique et de l'utilisation des terres (Citrini et al., 2020 ; Hartmann et al., 2014). Un modèle conceptuel dérivé d'une étude hydrogéologique complète est essentiel pour étudier la disponibilité de l'eau et planifier sa gestion (Liu et al., 2007). Une partie fondamentale d'une telle étude approfondie consiste en la surveillance de la qualité de l'eau et l'analyse de ses paramètres chimiques et physiques (Asante et al., 2018 ; Hamad et al., 2018 ; Yuan et al., 2017).

En ce qui concerne les sources, l'association des paramètres physico-chimiques aux régimes d'entrée et de sortie fournit des informations sur les processus de recharge, la capacité de stockage et le comportement de l'aquifère dans son ensemble (Vesper et White, 2004 ; Ryan et Meiman, 1996). La combinaison de la teneur en ions majeurs et des rapports d'isotopes stables (par exemple, hydrogène, oxygène) dans les échantillons d'eau permet une

compréhension générale de la dynamique interne des bassins versants complexes (Eross ″ et al., 2012 ; Long et al., 2012 ; Marfia et al., 2004 ; Pu et al., 2014). De plus, le développement de techniques exploitant les photos satellitaires et la télédétection permet de déterminer des informations supplémentaires concernant lesaires de recharge, ainsi que la relation entre les eaux souterraines dans un système aquifère complexe comme celui de notre cas d'étude (Andrews, 1985; Cook et Bohlke, ¨ 2000; Gardner et Heilweil, 2014;Ozyurt, 2008; Pearson, 1991).

Cette étude porte sur les résultats du suivi hydrochimique effectué entre 2020 et 2022 sur les eaux des principales sources du plateau de Tezbent (nord-ouest de la région de Tébessa). La question de la sécurité de l'approvisionnement en eau potable de la ville de Hammamet est profondément préoccupante depuis les dernières années, lorsque la demande en eau, en raison du développement urbain et de la croissance démographique, a atteint un point tel que les citernes et les petites sources ne pouvaient plus y répondre (Mainoli, 1934). Le réseau de distribution a donc été étendu en acquérant un réseau de distribution afin de relier la ville aux sources de plateau de Tezbent : la source de Ain Degach, la source de Ammacha, et la source de Gaagaa à un degré moindre (Capellini, 1990). Ces dernières années, des événements de sécheresse ont touché toute la région et la ressource en eau devient très limitée notamment dans la commune de Youkous (Hammamet), ont démontré l'importance stratégique toujours croissante de ces sources (Beretta et al., 1989 ; Fioretti et al., 1998 ; Vighi et al., 1991).

De plus, la présence d'une grande activité agricole sur le plateau (Assereto et al., 1977 ; Mehta et al., 2020) et une activité pseudo-touristique anarchique situées au dans la vallée de Youkous, représentent une menace potentielle pour la protection de ces principaux systèmes de sources, qui alimentent une partie de la population dans la région de Hammamet. De plus, compte tenu des preuves scientifiques des changements dans les régimes de précipitations et de température (Citrini et al. 2020 ; Hegerl et al., 2015 ; Hossein zadehtalaei et al., 2020 ; IPCC, 2014), il est crucial de définir l'état hydrogéologique et hydrogéochimique actuel de ces systèmes, afin d'obtenir une référence solide pour les recherches futures avec des méthodes qui peuvent être appliquées de manière répétée à des fins de surveillance. S'appuyant sur le solide bagage de travaux antérieurs menés dans la zone d'étude (Citrini et al., 2020, 2021 ; Gattinoni et Francani, 2010), cette étude historique combinant des analyses hydrochimiques standards, interprétées par des méthodes statistiques, et une investigation isotopique fournira des informations précieuses sur l'origine et la qualité de l'eau.

Les isotopes stables de l'hydrogène et de l'oxygène (δ2H et δ18O) dans les eaux souterraines sont fréquemment utilisés dans les études hydrologiques et hydrogéologiques comme traceurs naturels. En général, les compositions isotopiques stables de la masse d'eau souterraine restent intactes jusqu'à ce qu'elle soit mélangée à d'autres eaux dont les signatures isotopiques stables ont été altérées. Ils sont efficaces pour déterminer les processus d'écoulement primaire et l'origine des eaux souterraines, en analysant les schémas de mélange entre diverses masses d'eau souterraine et en calculant la durée de résidence de l'eau souterraine dans les aquifères. Il est donc essentiel de comprendre comment les activités agricoles affectent la qualité des eaux souterraines afin de gérer les eaux souterraines dans les zones désertiques dans l'intérêt de la durabilité.

Par conséquent, la combinaison de ces approches aidera à comprendre les processus géochimiques affectant la chimie de l'eau dans la région étudiée. L'objectif principal de ce travail est d'intégrer l'analyse géomorphologique, les techniques hydrogéochimiques et isotopiques stables avec des outils conventionnels pour décrire les caractéristiques géochimiques ayant un impact sur la géochimie des eaux souterraines.

Établir un modèle conceptuel de la dynamique interne des deux principaux systèmes aquifères de la région (carbonaté et alluvionnaire quaternaire).

En Algérie, les eaux souterraines constituent la principale source d'eau pour les usages domestiques, industriels et agricoles, en particulier dans les régions semi-arides du sud et de l'est où les ressources en eau sont rares et les aquifères peu profonds (Fehdi et al, 2015 ;Drias et al., 2020 ; Brahmi et al., 2021 ; Hamed et al., 2022). Parmi les eaux souterraines les plus utilisées et les plus demandées, les eaux souterraines karstiques, représentent une excellente source d'adduction, en eau potable et avec une très bonne qualité. Dans la région de Tébessa, différents réservoirs karstiques, sont actuellement menacés par la sécheresse et la surexploitation des réserves.

CHAPITREI : Le Milieu d’étude

1. Contexte géographique.

La région de Hammamet "Youkous Les Bains" se situe dans les hautes plaines de l'Est Algérien, aux confins algéro-tunisiens, Cette localité s'étend à la fois dans le domaine des hautes plaines de l'Est Algérien et de l'Atlas Saharien Oriental, formant ainsi une zone géographique qui englobe les monts de Tébessa, faisant partie de la section orientale des montagnes de Nemmencha. **(Figure 1).**

La zone examinée dans cette étude s'étend principalement du nord-ouest au sud-est, sur une distance d'environ 11 kilomètres et une largeur de 4,64 kilomètres, couvrant une superficie d'environ 51 248 kilomètres carrés. Cette région est délimitée au nord par Bir D'heb, à l'est par Tébessa, au sud par Cheria et à l'ouest par Bir Mokadem.

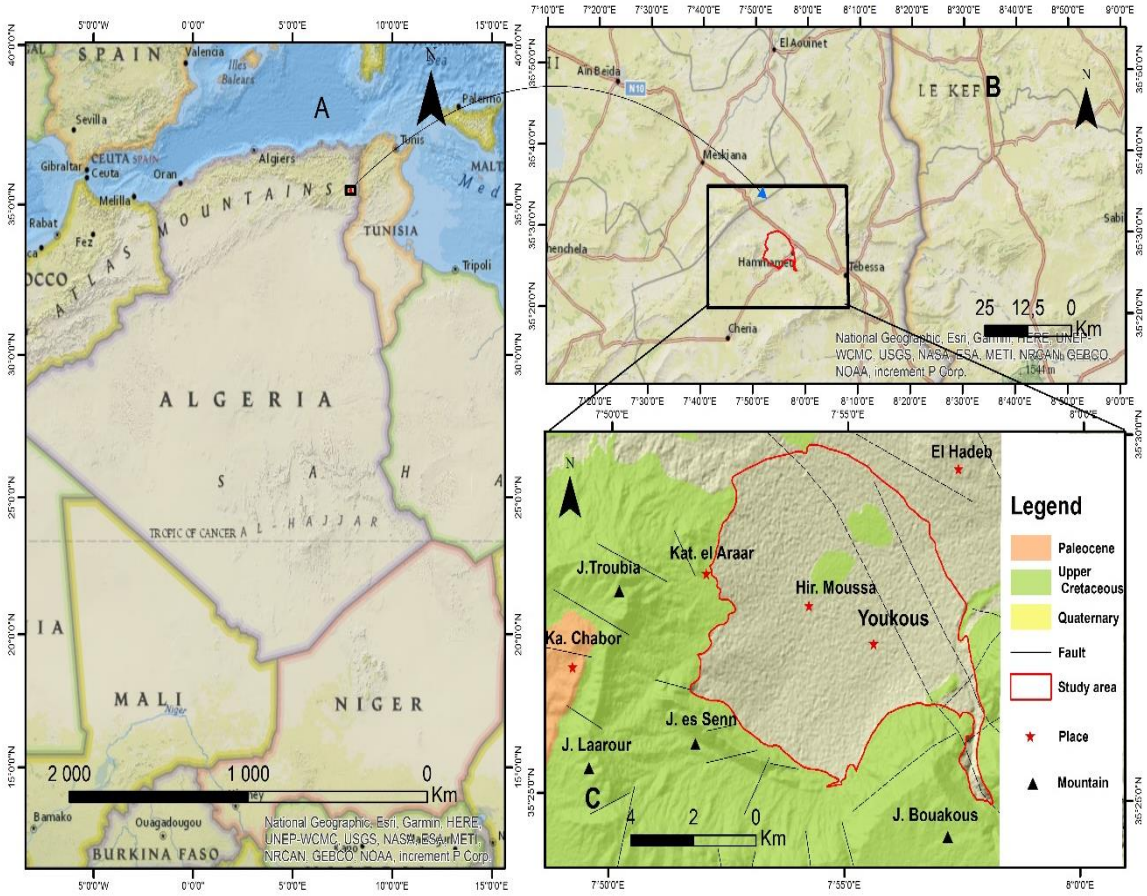


Figure 1: Situation géographique de la zone d'étude.

2. Géomorphologie :

La région est caractérisée par une chaîne montagneuse ininterrompue, avec des altitudes fluctuantes entre 1000 mètres et 1700 mètres. Ces montagnes couvrent environ 40% de la superficie totale de la région et s'étendent de l'ouest à l'est. Elle est délimitée par la montagne Belkfîf et Serdiés au nord, les montagnes Bouzian, Mestiri et Tazbent au sud, les montagnes Guenifida et Ezitouna à l'est et les montagnes Troubia et Essen à l'ouest.

Le relief de la région d'étude ressemble à un amphithéâtre. Il se manifeste sous la forme des structures dispersées dans l'ensemble de la région, encadrée par la montagne et la plaine de Hammamet au nord, Djebel Serdiès au nord, ainsi que la zone entre les revers monoclinaux de Troubia et Bouziane. Ces structures sont principalement localisées sur les

formations argileuses du Néogène au nord et sur les marnes datant du Paléocène au sud. Par conséquent, leur morphologie est relativement homogène, entraînant une expression moins prononcée dans le paysage.

En se basant sur le concept de morphogénèse, on observe deux catégories de plaines : les plaines d'érosion ; comme la plaine de Serdiès qui représente une vaste dépression située au sein d'une importante formation de marnes datant de l'Emschérien, et les plaines d'accumulation, représentées par la plaine de Hammamet qui est un exemple de fosse d'effondrement subsident. Les études géophysiques, telles que la cartographie du dépôt quaternaire, ainsi que les coupes des forages réalisés dans la région, indiquent que l'épaisseur du remplissage peut atteindre jusqu'à 500 mètres.

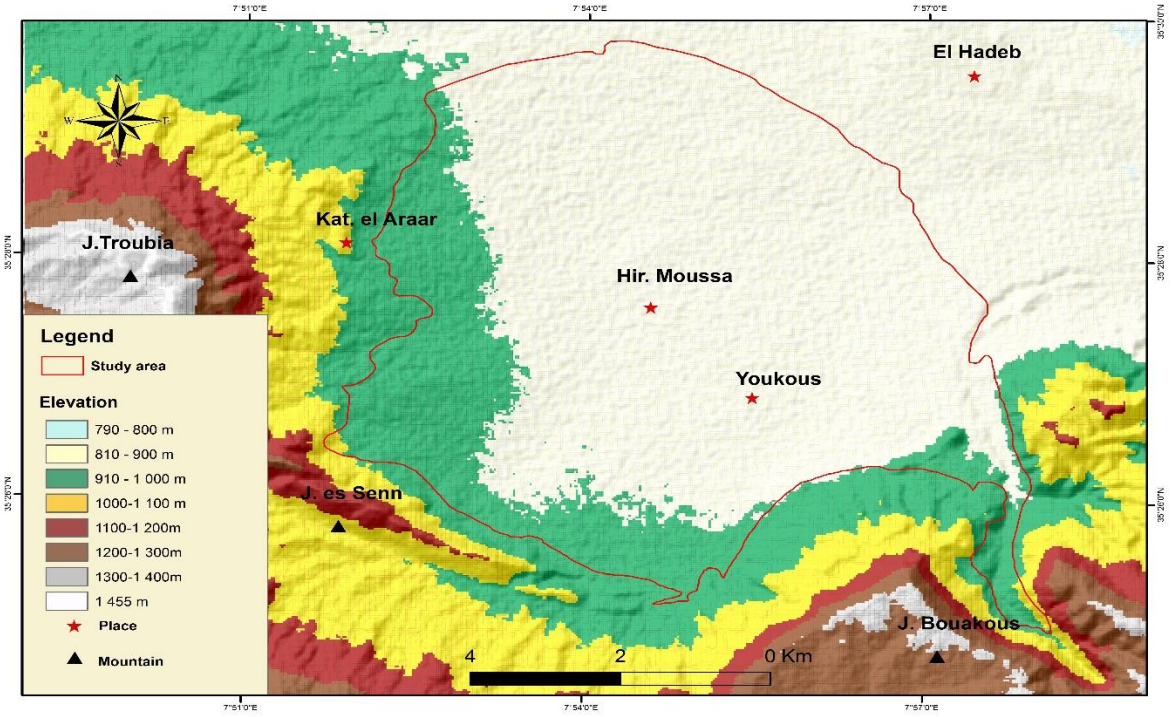


Figure 2: Carte des altitudes de la plaine de Hammamet.

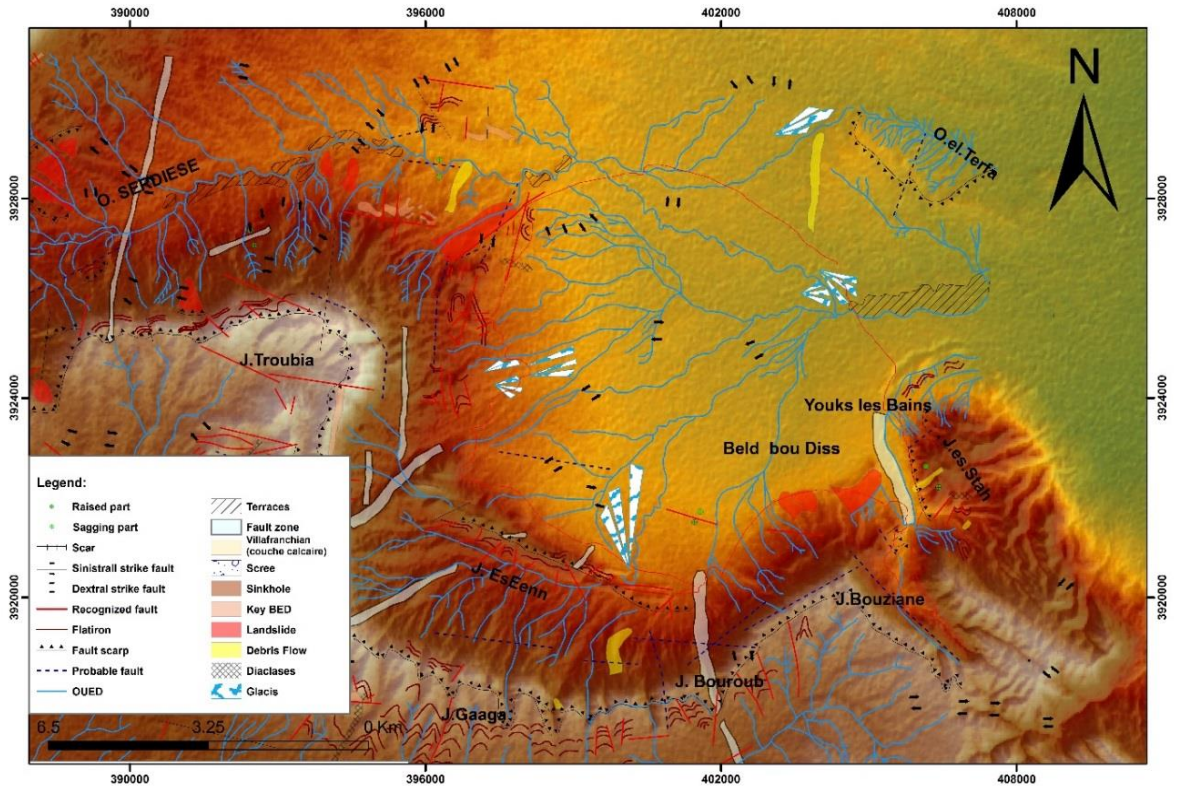


Figure 3: Carte géomorphologique de la zone d'étude.

3. Végétation :

Le couvert végétal y est restreint et peu dense. On observe la présence du pin d'Alep associé au genévrier phénicien recouvrant le sol calcaire. Des magnifiques forêts de chênes se trouvent localement. L'alfa, qui pousse uniquement sur les marnes et les grès, est exploité dans certaines régions. Les alluvions permettent des récoltes de céréales irrégulières.

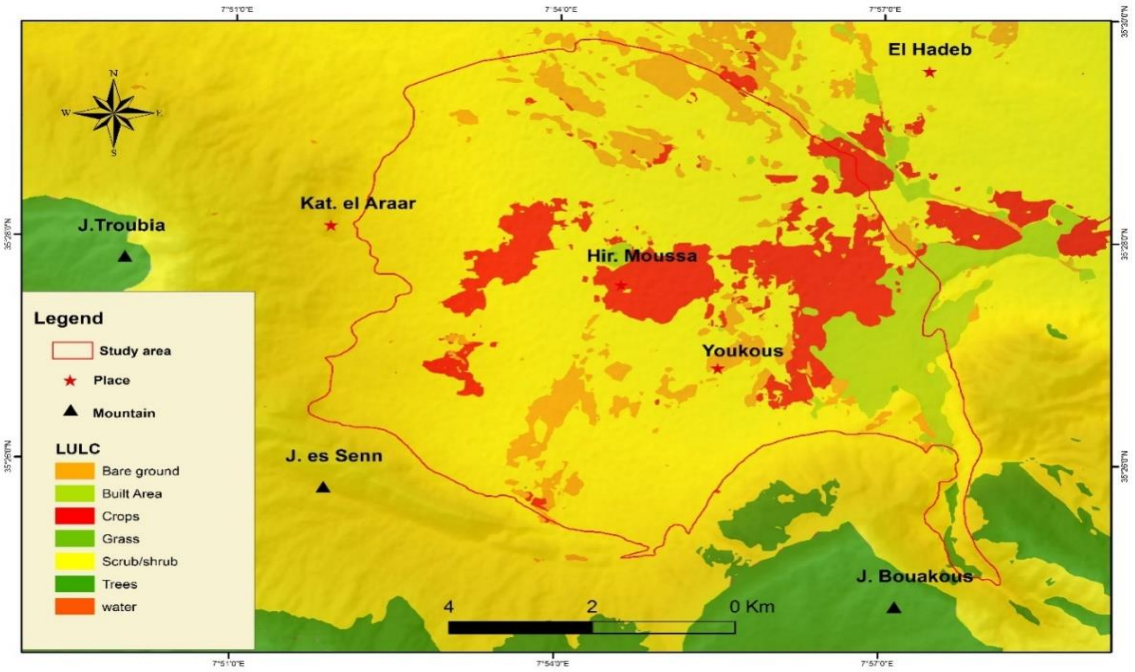


Figure 4: carte de la couverture végétale

4. Cadre Climatique :

La climatologie est un facteur très important pour la connaissance des caractéristiques hydroclimatiques ou le régime d'infiltration d'eau. Les caractéristiques climatiques influencent les variations des réserves des eaux souterraines, c'est pourquoi il est impératif de connaître leurs évolutions dans le temps et dans l'espace. Les précipitations qui agissent directement sur l'écoulement superficiel d'un bassin versant, de même pour les températures ont aussi une grande influence sur l'écoulement, l'évaporation favorise le déficit de l'écoulement, l'humidité et l'aridité qui diminue Progressivement les caractéristiques du sol.

En Algérie le climat est connu pour sa diversité géographique et sa grande variabilité pluviométrique interannuelle. Deux éléments sont à distinguer : une variabilité en termes de pluviométrie entre l'ouest (350 mm de pluie en moyenne), l'Est (1000 mm) et les reliefs élevés (2000 mm). Cette pluviométrie devient quasi inexistante à partir du Sahara (inférieur à 100 mm) et une concentration des précipitations dans le temps de décembre à avril où l'évaporation sont les plus faibles (Morgan M et al. 2013).

4.1. Pluviométrie :

Les précipitations sont toutes formes d'eau qui tombent de l'atmosphère vers la surface de la terre, que ce soit sous forme de pluie, de neige, de grêle ou de brouillard épais. Elles constituent une partie essentielle du cycle hydrogéologique en rechargeant les aquifères. Elles contribuent également au ruissellement et déterminent le bilan hydrique de la région. Leur intensité et leur répartition influencent la qualité et la quantité des ressources en eau.

Sur base des données météorologiques enregistrées de 2010 à 2023 (tableau 1), L'année 2021 a été la moins pluvieuse avec moins de 190 mm tandis que l'année 2011, la plus arrosée avec plus de 480 mm.

La pluviométrie moyenne dans la région d'étude est 200 mm par an. L'année la plus humide des deux dernières décennies fut 2004 avec 490 mm de précipitations. Les années 2011 et 2019 se sont également distinguées par leurs fortes précipitations, avec respectivement 480,3 mm et 480 mm, tandis que l'année la plus sèche fut 2021, n'enregistrant qu'une moyenne annuelle de 180 mm de précipitations (Figure 5).

Tableau 1: Précipitations annuelles à la station de Hammamet (2010/2023).

Année	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023
P (mm)	390	480.3	370	340	345	375	300	297	400	480	360	180	315	250

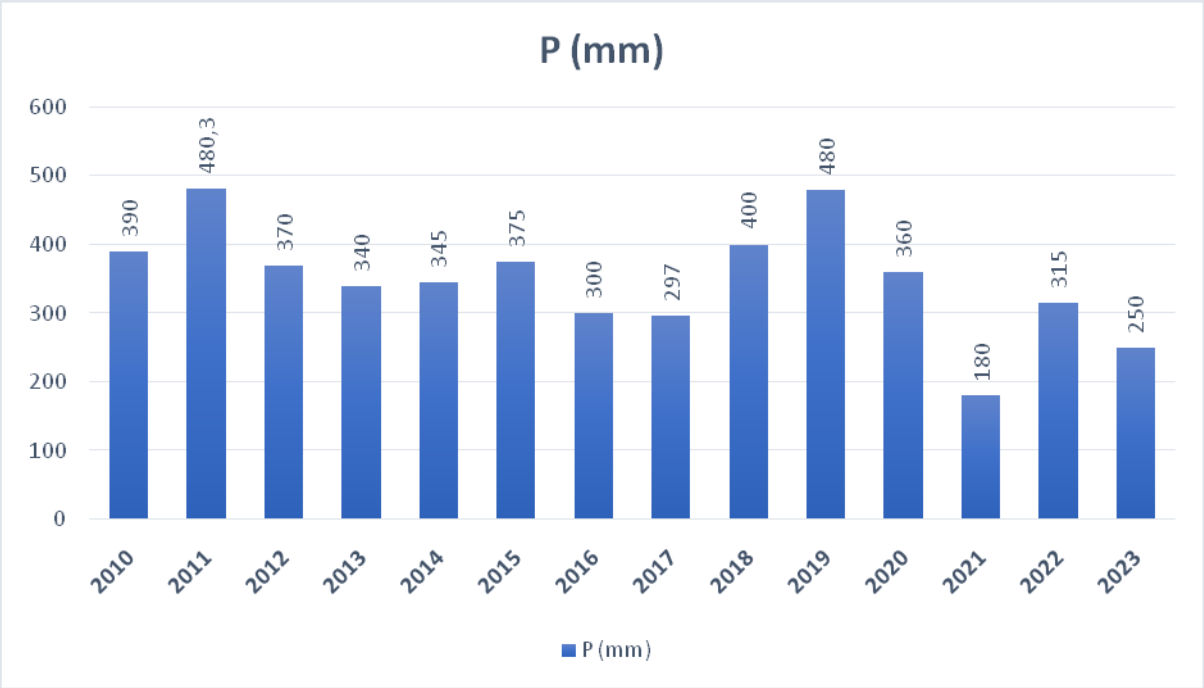


Figure 5: Variation des précipitations annuelles (mm) à la station de Hammamet (2010/2023).

4.2. La Température :

La température est un facteur clé du climat, ayant un impact déterminant sur le bilan hydrologique. Les données relatives aux températures mensuelles et annuelles permettent de mettre en évidence certaines caractéristiques, comme la division de l'année en saisons thermiques. La température est le principal facteur du processus d'ascension de la vapeur d'eau, jouant un rôle important dans l'établissement du bilan hydrique en influençant le taux d'évaporation et de transpiration au sein des bassins hydrologiques et hydrogéologiques. Les températures n'ont jamais fait l'objet de mesure. La région d'étude ne possède pas de stations. La plus proche est celle de Tébessa, située à 809 m d'altitude au Sud de la ville, qui a servi de référence.

Les enregistrements des températures annuelles sur la période d'étude, ainsi que l'analyse de ces données (tableau 2), ont montré que l'année 2013 est considérée comme la plus chaude des deux dernières décennies, avec une température moyenne ayant atteint 18,22 °C cette année-là. Les températures ont ensuite baissé en 2014 et 2019 pour enregistrer leurs minimales (15,92 °C et 15,88 °C respectivement) (figure 6).

Tableau 2: Températures annuelles à la station de Hammamet (2010/2023).

Année	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023
T (C°)	16.8	16.6	17.2	18.1	15.92	15.70	16.8	16.5	16.4	15.88	16.5	17.5	16.9	16.8

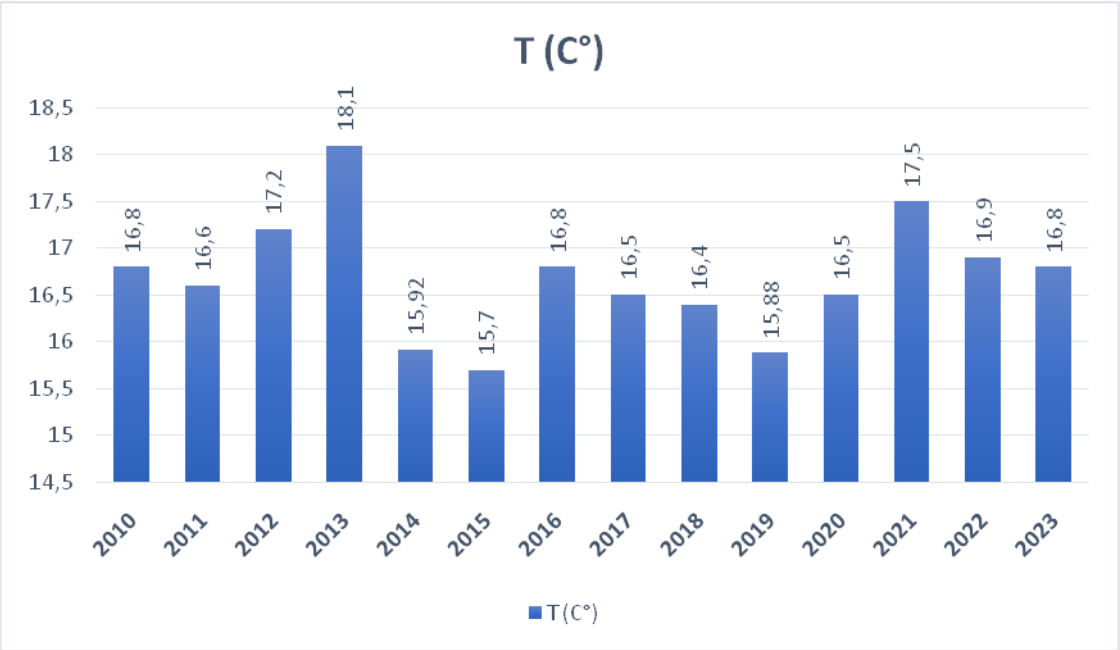


Figure 6: Variation des températures annuelles (°C) à la station de Hammamet (2010/2023).

4.2. Hydrologie.

4.2.1 Introduction :

Le bassin versant de l'oued Bouakous, qui s'étend sur une superficie de 16 km², est traversé par le cours d'eau du même nom. Il appartient au bassin versant de la Medjerda. Ce principal cours d'eau, d'une longueur de 5,5 km, traverse la vallée de Youkous depuis sa source (la grotte de Bouakous) jusqu'à sa sortie où il rejoint la plaine d'Ain Chabro selon un trajet semi-circulaire avec un changement d'orientation de son lit (figure 7). Plusieurs affluents de moindre importance contribuent au réseau hydrographique. Dans son ensemble, ce réseau hydrographique suit un régime d'écoulement semi-permanent ou absent, même au niveau de l'oued principal.

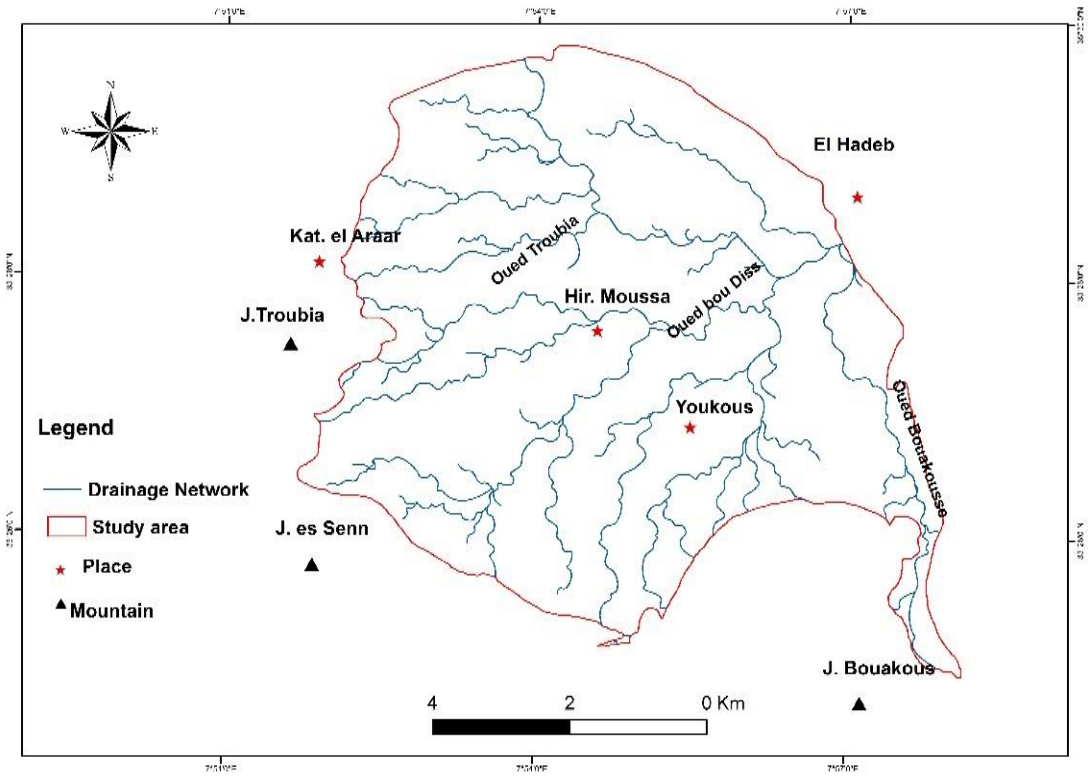


Figure 7:Réseau hydrographique de la zone de Hammamet.

4.2.2 Les paramètres géométriques :

Sur la base d'une bonne étude hydrologie résulte un bon dimensionnement et d'une bonne exploitation et plus de sécurité. L'une des premières parties essentielles de cette étude est la détermination de la géométrie du bassin versant.

En se basent sur l'étude de Zerrouki. H (2012) (tableau 3) :

Tableau 3: Les paramètres Géométriques de la zone d'études. (In Zerrouki. H).

Paramètre	Abréviations	Valeur	Formule
L'indice de compacité	Kc	1.27	$Kc = \frac{p}{2\sqrt{\pi S}} = \frac{0.28P}{\sqrt{S}}$
La pente moyenne	Ip_{moy}	3.82%	$Ip_{moy=}$ $\frac{Hm}{}$
L'indice se pente globale	Ig	7.03%	$Ig = \frac{D}{L} = \frac{H5\% - H95\%}{L}$
Rectangle équivalent	L	1.51Km	
L'altitude maximale	M_{max}	1624m	/
L'altitude minimale	M_{min}	878m	/

L'altitude moyenne	M_{moy}	1282.85m	/

4.2.3 Hydrographie :

Tableau 4: Les Paramètres Hydrographiques de la zone d'études. (In Zerrouki. H).

Paramètre	Abréviations	Valeur	Formule
Le temps de concentration	Tc	2.22h	Ic= $4\sqrt{S} + 1.5(Lp)/0.8\sqrt{Hmin}$ -
Vitesse d'écoulement	Ve	0,65m/s	$Ve = Lp/Tc$
Coefficient d'allongement	K	20.62	$K = P2/S$

4.2.4 Apport liquide :

Nous employons la relation permettant de calculer le module spécifique moyen (Mo) en L/S Km^2 en fonction de P ; pluviométrie moyenne annuelle $Mo = 11.8*P^{2.82}$.

Avec une Surface de sous bassin : 51.76 km^2

L'apport annuel moyen (Ao) du sous bassin versant : $Ao = Mo\ S * 31.54x10^3$ en m^3/an.

Tableau 5: Estimation des apports annuels moyens (A0) de la période 2010-2016.

Année	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016
P	0.39	0.48	0.38	0.30	0.35	0.390	0.295
M0	0.83	1.49	0.77	0.39	0.61	0.77	0.37
A0 (m^3/ans)	1354983	2432440	1257033	636679	995831	1257033	604028

Tableau 6: Estimation des apports annuels moyens (A0) de la période 2017-2023.

Année	2017	2018	2019	2020	2021	2022	2023
P	0.295	0.395	0.47	0.350	0.190	0.320	0.250
M0	0.37	0.86	1.40	0.61	0.11	0.47	0.24
A0 (m^3/ans)	604028	1403958	2285514	995831	179576	767279	391802

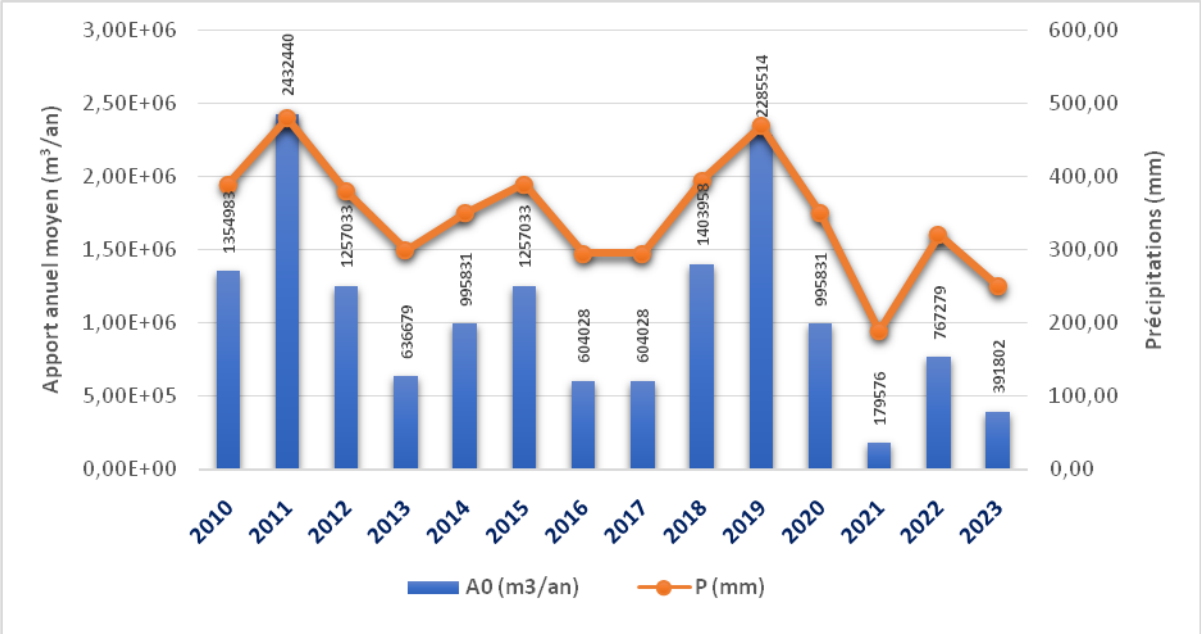


Figure 8: Variation de l'apport annuel moyen (2010/2023)

Conclusion :

L'étude climatologique de la région de la région de Hammamet permet de distinguer que le climat est typiquement semi-aride de type continental (hiver froid et été chaud). Les données climatiques enregistrées dans la région d'étude révèlent une variabilité interannuelle marquée sur les deux dernières décennies. En matière de précipitations, l'année 2004 se distingue comme la plus humide (490 mm), suivie de près par 2011 et 2019, tandis que 2021 enregistre un minimum pluviométrique (180 mm). Parallèlement, 2013 apparaît comme l'année la plus chaude (18,22 °C), contrastant avec les minima thermiques de 2014 et 2019 (15,92 °C et 15,88 °C). Cette opposition entre années extrêmes souligne la sensibilité du climat local aux phénomènes météorologiques exceptionnels, avec une tendance globale à l'amplification des écarts (sécheresses accentuées et épisodes pluvieux intenses).

CHAPITRE II : Géologie.

Introduction

La géologie est un moyen d'investigation très utile en hydrogéologie, permettant l'identification des différents niveaux stratigraphiques susceptibles d'être aquifère et de suivre leur évolution dans l'espace de terrain d'étude. Le sous bassin de Hammamet qui fait partie du grand bassin de Tébessa-Morsott, résulte de l'effondrement des formations crétacées et éocène avec, comblement progressif par des sédiments détritiques du Mio-Plio Quaternaire. Cette sédimentation s'est faite principalement depuis les bordures escarpées (calcaires, marno-calcaires, marnes et grès). Un grano-classement s'est produit depuis les bordures vers l'axe de la plaine. En bordures, on rencontre de gros cailloutis, des galets de calcaire et au centre, les limons récents argileux très fins des oueds.

1. La litho-stratigraphie :

Depuis l'amont de l'oued Bouakkous, le paysage est dominé par la barre calcaire du Maestrichtien, reposant directement sur des marnes datant du Campanien. Ces deux types de roches sont les principaux faciès le long de la vallée. D'autres strates de la colonne litho-stratigraphique peuvent être trouvées dans les environs de Youkous. Une synthèse des recherches litho-stratigraphiques menées dans la région de Tébessa a été présentée par Salmi-Laouar en 2004. Je vais ici résumer les éléments essentiels de cette description dans le tableau suivant :

Tableau 7: Colonne stratigraphique synthétique de la région de Tébessa. (In Dubourdieu 1956, 1959 ; David 1956 ; Madre 1969 ; Fleury 1969 ;Thibieroz et Madre 1976 ; Chikhi1980 ; Otmanine1987 ;Bouzenoune 1993 ; Vila et al., 2000 ; Salmi-Laouar, 2004.

Epaisseur (m)	Faciès géologique des strates	Age géologique
10-30	Dépôts clastiques d'origine continentale.	Quaternaire
10-150	Conglomérats à grains variés avec un ciment carbonaté, grés quartzeux et calcaire sableux avec intercalations d'argilites.	Miocène
180-250	Calcaires en bancs, partiellement marneux à teinte noire et gris-foncée.	Turonien
200	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.	Eocène
<250	Calcaires et dolomies, argilites et argiles dans la partie supérieure (Grés à Mesloula).	Barrémien
250-300	Calcaires marneux à silex et intercalations de phosphates par endroits dans le mur.	Maestrichtien
300-600	1.Faciès clastique, marnes argileuses avec intercalations de marnes sableuses et grés calcaires. 2.Faciès carbonaté, calcaires organo-détritiques, bioclastes, ooclastes et interclastes.	Aptien
480-600	Marnes grises et gris-foncées, noire dans la partie supérieure avec de minces intercalations de calcaires argileux.	Albien
500-600	Marnes et marnes-argileuses avec intercalations de calcaires argileux et argilites.	Vraconien
500-600	Marnes argileuses grises et grises bleuâtres.	Con-Sant
500-600	Marnes argileuses gris-foncées et des calcaires blancs dans la partie moyennes et supérieure.	Campanien

>700	Formations marno-gypsifères bariolées avec peu d'intercalations de grés à grains fins, dolomies et calcaires marno-dolimitique.	Trias
900-1000	Marnes gris-verdâtres et grises dans la partie supérieure, avec intercalations de calcaires marneux.	Cénomanien

2. Synthèse de la géologie régionale :

Les principaux traits structuraux et morpho-structuraux des Monts de Tébessa résultent de mouvements polyphasés qui jouent un rôle important. Ces mouvements ayant déterminé l'évolution paléogéographique et structurale de la région se traduisent par :

- Une forte subsidence.
- Un diapirisme triasique.
- Un plissement des séries sédimentaires.
- La mise en place de fossés d'effondrement.

La fracturation en général et la néotectonique en particulier combinée aux facteurs lithologiques et morpho-structural ont eu un rôle déterminant dans la distribution actuelle des ressources hydriques. Depuis l'éocène une grande influence tectonique est exercée sur la région, traduite par la phase orogénique qui donne l'Atlas Saharien nord oriental avec des plis de direction NE-SW coupés par de grandes failles transversales NW-SE. (Morel 1955).

Cependant, la tectonique Post-Miocène a joué un rôle très important dans la région. C'est à cette phase qu'on attribue une phase distensive ayant joué de grandes failles normales à rejet important et à orientation NW-SE orthogonalement aux structures Atlasique, créant des fossés d'effondrement (fossé de Morsott-Tébessa).

On notera par ailleurs, que l'effondrement des fossés s'est manifesté pendant et après les dépôts des formations Miocènes, cet effondrement continu pendant la distension Plio-Quaternaire et enfonce encore plus les bassins de Morsott-Tébessa (Dubordieu et Durozoy; 1950, Othmanine; 1987). Les fortes surrections Plio-quaternaires et récentes des monts de Tébessa, ont eu de grandes conséquences sur l'évolution du réseau hydrographique régional et sur la distribution spatiale de ressources hydriques associées à ce réseau.

Les grandes quantités d'alluvions quaternaires, piégées dans le centre du fossé d'effondrement, dans les dépressions bordières et intra- montagneuse, constituent des aquifères potentiels forts intéressants.

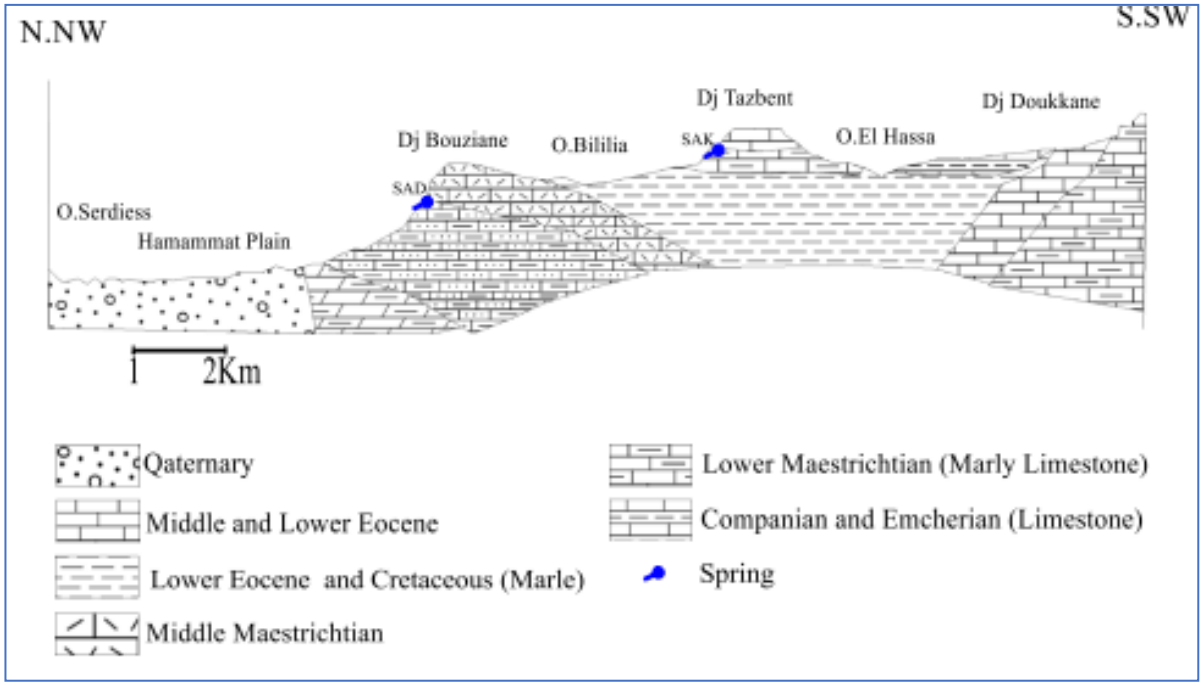


Figure 9: Coupe géologique traversant la plaine de Hammamet.

Coupe	Etage	Symbole	Epaisseur	Faciès
	Eocène	E		Calcaires karstifiés
	Dano-montien	e c		Marnes
	Maestrichtien	C^9	100m	Calcaires blancs, massifs et bien lités
			100m	Calcaire marneux blancs
	Campanien	C^8	15m	Calcaire marneux blancs crayeux.
	Sénonien moyen	C^6		Marnes

Figure 10: Colonne stratigraphique da la région de Hammamet (in Zerrouki.H).

La nature géologique des affleurements et la structure tectonique qui a affecté la zone d'étude ont certainement favorisé la constitution des nappes aquifères. Les formations susceptibles d'être aquifères sont :

-Le remplissage alluvionnaire a facies caillouteux, graveleux et argileux.

-Les calcaires d'âge Turonien.

-Les calcaires d'âge Maestrichtien.

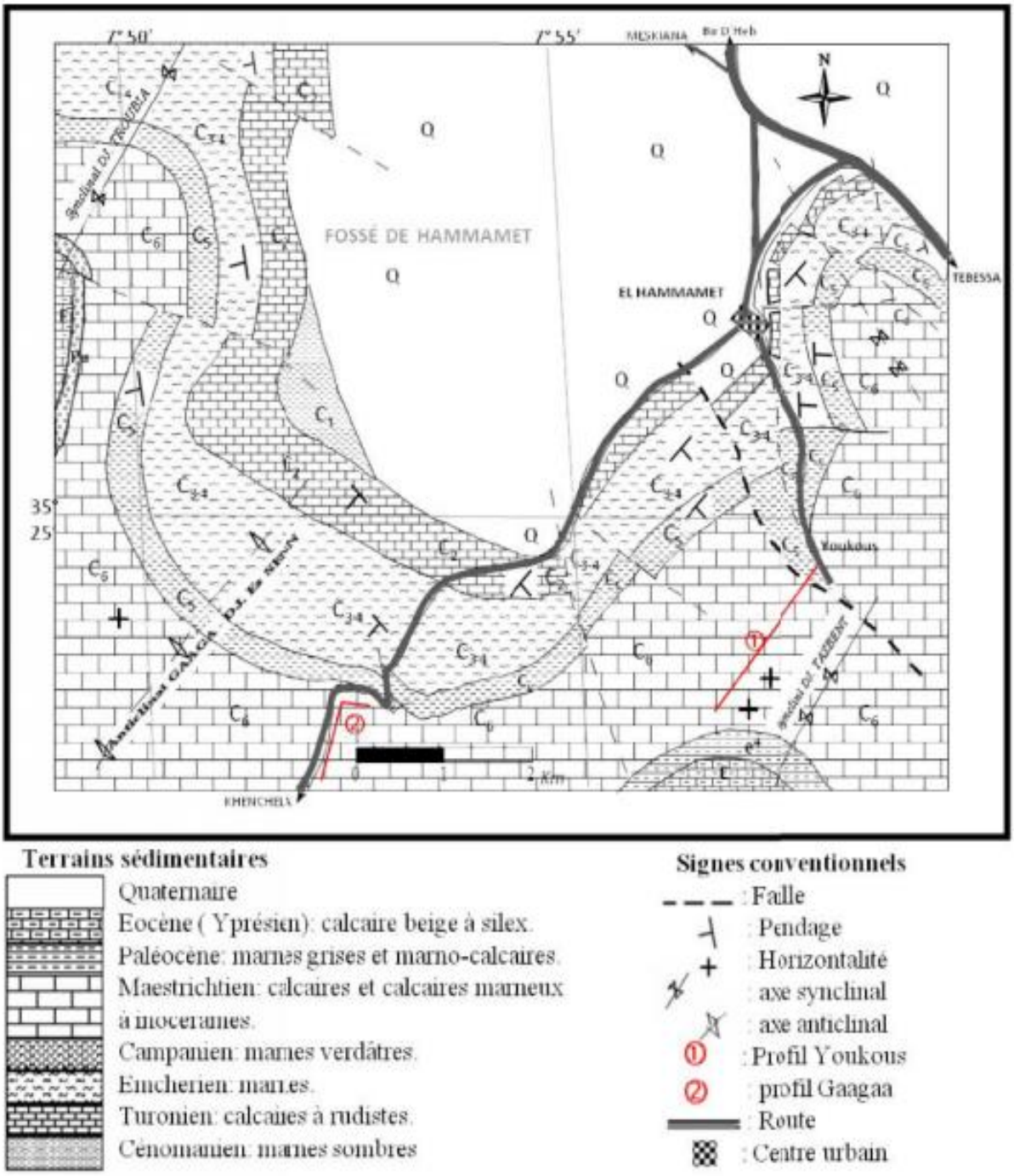


Figure 11: Esquisse géologique des environs de Hammamet (d'après W.M. Kowalsky, 2002).

3. Géologie structurale et télédétection.

3.1 Introduction :

L'exploitation des techniques d'extraction des linéaments par télédétection à partir du traitement d'image satellitaires (Landsat ETM+, Landsat 8 OLI et Aster) et de Module Numérique de Terrain (Aster GDEM). L'utilisation de la télédétection dans la cartographie de la fracturation, combinée à l'analyse tectonique et microtectonique au sein de notre région d'étude, constitue un apport significatif dans la compréhension de l'évolution de la fracturation au cours de la structuration de ce bassin. Les résultats obtenus comparés aux données disponibles sur les bassins de Tébessa, nous ont permis de mettre en évidence la présence de plusieurs contraintes atlasiques, compressives et distensives, ayant affecté l'ensemble du bassin.

3.2 Méthodologie :

Comme méthodologie de travail, nous avons adoptés les étapes suivantes :

3.2.1 Extraction visuelle :

L'utilisateur commence par quelques techniques de traitement d'image pour faire bord améliorations, en utilisant les filtres directionnels et non directionnels puis les linéaments sont numérisés manuellement par l'utilisateur. Compétences personnelles d'interprète et l'expérience conditionnera la reproductibilité des résultats finaux.

3.2.2 Extraction automatique :

Diverses méthodes assistées par ordinateur pour l'extraction de linéament ont été L'utilisation de telles fonctions est facile et rapide. Ils offrent également un haut degré de reproductibilité contrairement à processus manuels subjectifs classiques (Mallas et al., 2011). La plupart des méthodes sont basées sur des techniques de filtrage de bords. Le logiciel le plus largement utilisé pour l'automatique l'extraction de linéament est le module LINE de la PCI Geomatica et l'ArcGIS pour réaliser une carte de densité de linéament et on a utilisés le rocksworks pour réalise un diagramme en rose. Nous avons téléchargé un total de 9 images (bande 1, 2, 3, 4, 5, 6-1, 6-2, 7 et 8). Le groupe panchromatique était avec une résolution de 15 m.

Dans notre approche méthodologique (figure 12), les linéaments ont été extraits automatiquement à partir de ces bandes avec le module LINE de PCI Geomatica. Cependant, la fonction comprend plusieurs paramètres qui doivent être ajoutés simultanément sans possibilité de visualiser l'impact de chacun d'eux séparément.

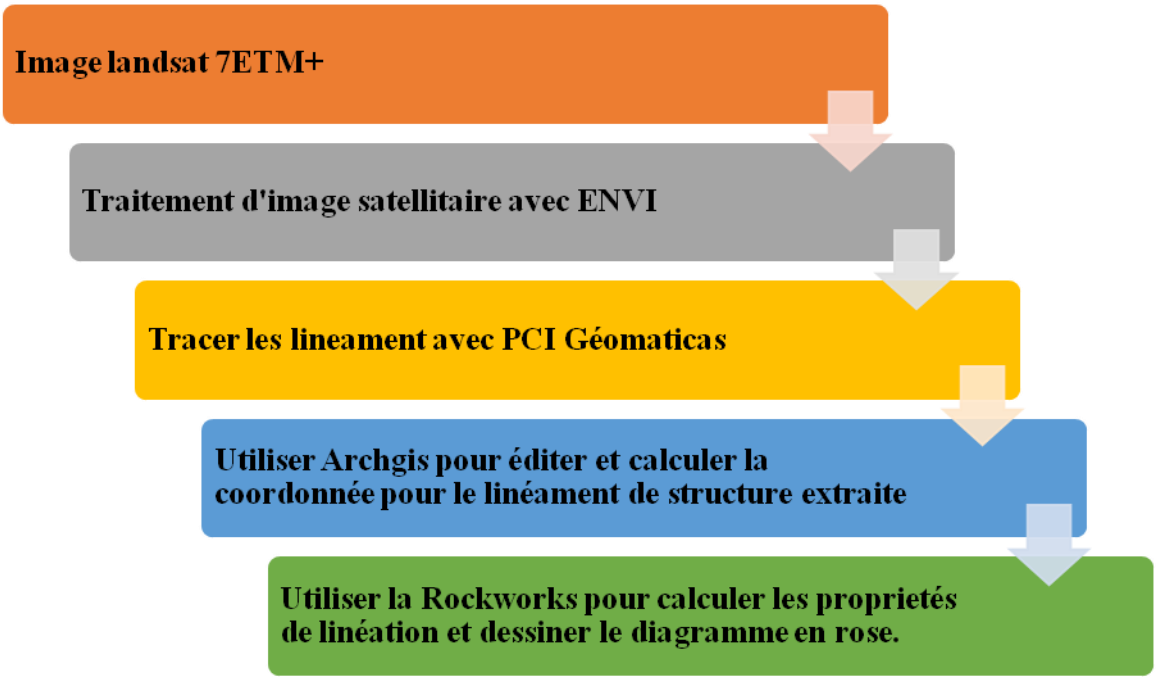


Figure 12: Organigramme de la méthodologie de travail.

3.3 La cartographie des linéaments :

A nécessité la prise en compte de données constituées d'images satellitaires (données numériques de télédétection) et de carte topographique de Hammamet à l'échelle 1/50 000. Les données cartographiques comprennent en outre la carte géologique Est Algérie et l'esquisse tectonique de Hammamet (Kowalski 2010), modèle morpho-structurale réalisée à partir de la photographie aérienne (Fatha Chelih 2012). Ensuite, les linéaments extraits ont été superposés sur des images satellites pour vérification, certains linéaments extraits ont été confirmés sur le terrain.et avec le modèle morpho-structurale réalisé à partir de la photographie aérienne (Figure 13), et l'esquisse tectonique de la région de Hammamet (Kowalski 2010).

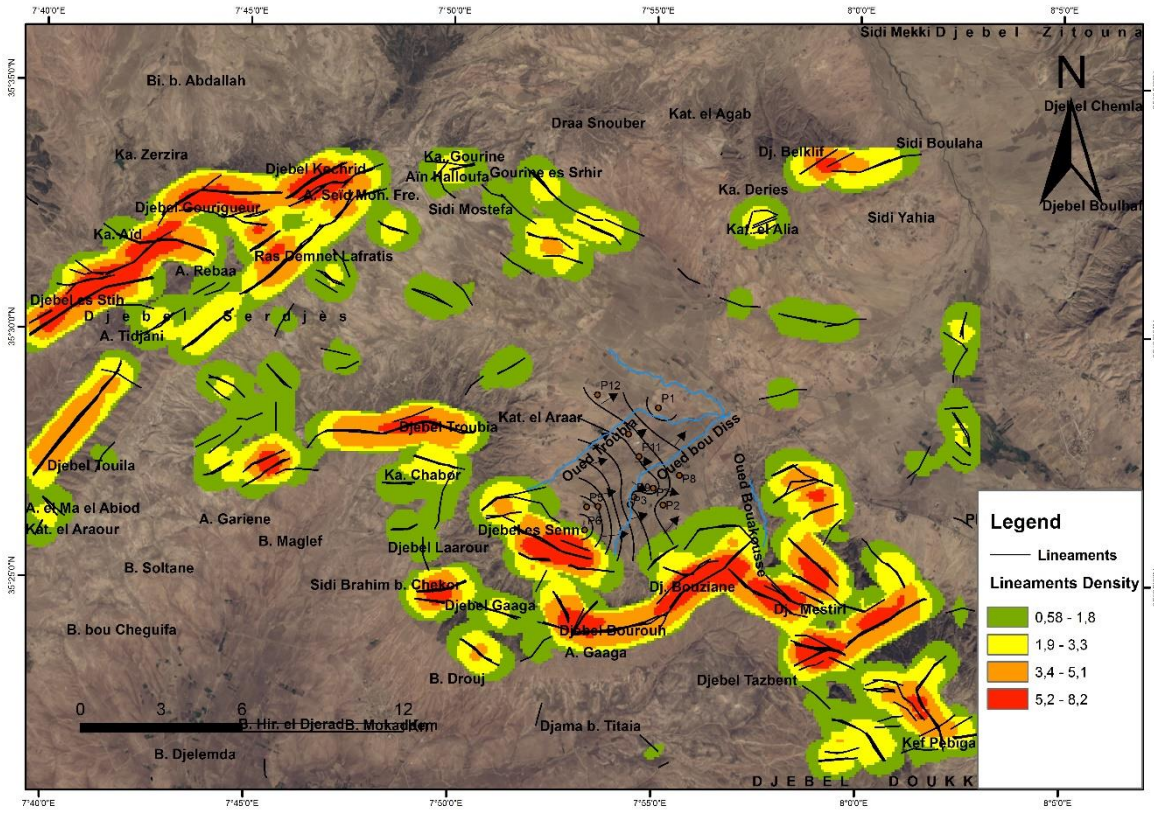


Figure 13: Carte des linéaments et leurs densités de la région d'étude.

3.4 L'orientation des linéaments :

Cette analyse est consacrée à l'analyse statistique des linéaments révélés à l'aide de rosace directionnelle réaliser sur le logiciel de (Rock Works 17 64 bits), (Figure 12).

L'analyse de certaines images traitées a permis de mettre en évidence de nombreux accidents géologiques. La figure 13 présente les résultats d'extraction des linéaments à partir de l'image DEM et par la méthode Hillshade. La carte de linéaments établie nous a permis de mieux comprendre la structuration complexe et particulière de la région de Hammamet. Le relevé de toutes les discontinuités sur l'ensemble des images traitées a permis de dresser la carte des linéaments détaillés de la zone d'étude. L'exploitation de la carte du relevé détaillé des linéaments permet d'élaborer de nombreux fichiers thématiques tels que la densité de fracturation et l'orientation des linéaments, etc... Au sein d'un système d'Information Géographique (SIG), ces couches thématiques sont intégrées et associées à d'autres informations de nature diverse dans la perspective d'une modélisation Hydrogéologique.

Cette analyse montre que les linéaments sont orientés dans quatre grandes familles directionnelles NESW-E-W-NW-SE –N-S et les directions NE-SW et E-W sont les plus dominantes. Ces linéaments sont classés par ordre d'importance :

- La famille Nord Est − Sud-Ouest.
- La famille Nord-Ouest − Sud Est.
- La famille Est – Ouest.
- La famille Nord – Sud.

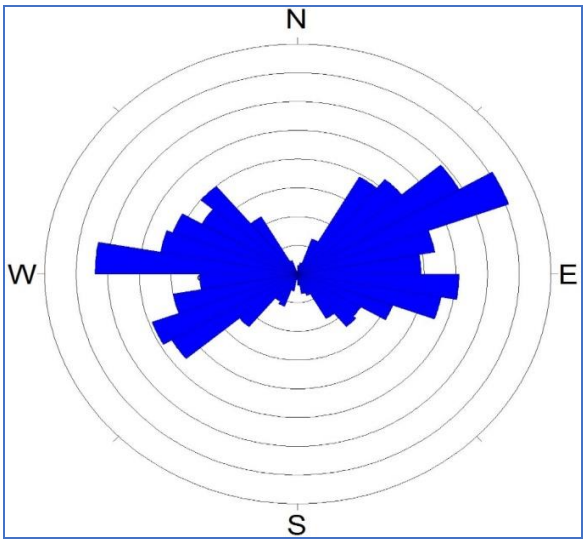


Figure 14:carte des Rosace de la zone d'étude.

3.4.1 La famille Nord Est − Sud-ouest

Il s'agit d'une famille directionnelle caractérisée par un style tectonique de type régional. Dans la région d'étude, ces accidents sont très remarquables, bien développés surtout à Djebel Es Senn et prédominent la structure. Ils présentent des zones de broyage particulières ou nous avons pu observer la présence de coulées à blocs.

Une grande concentration au niveau du Djebel Es Senn, où on note une équidistance entre les linéaments très réduite.

Cette famille est remarquable au niveau du fossé de Hammamet. En effet, une série de linéaments parallèles recoupent l'Oued Boudiss et Oued Serdiès se prolonger au-delà du fossé vers le NE et vers le SW.

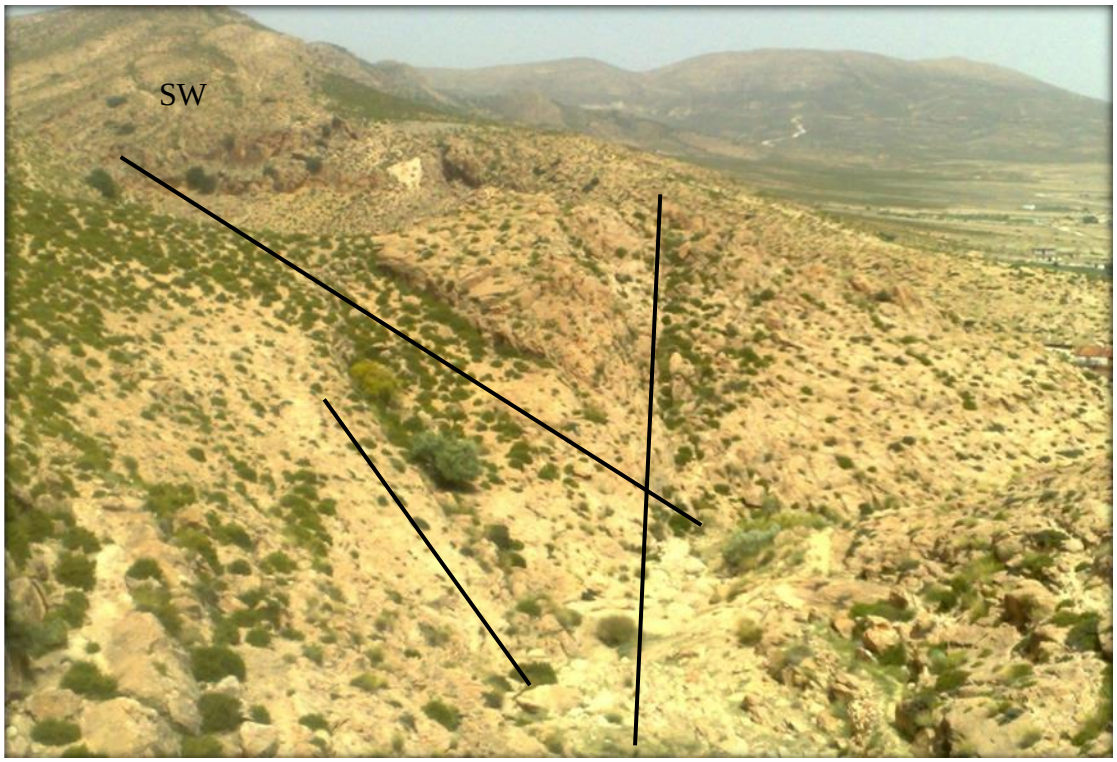


Figure 15:faille de direction SW-NE (In.Chelih le 20/02/2011).

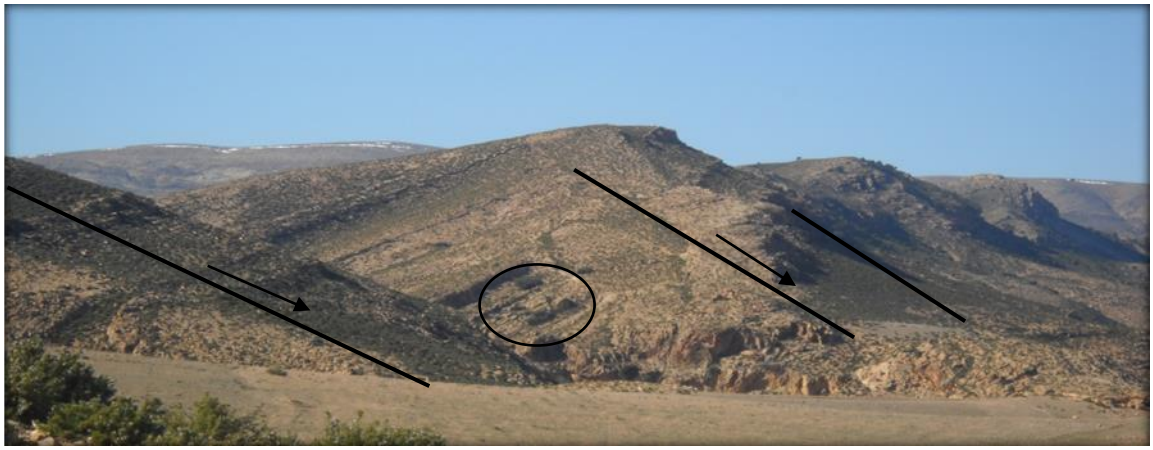


Figure 16:faille de direction SW-NE (In.Chelih le 20/02/2011).

3.4.2 La famille Est − Ouest

Cette famille est représentée spécialement par les accidents N90°E, N85°E et N100°E, au niveau des Djebels Es Senn, Troubia, Laarour et Bouziane.

Ces accidents délimitent Djebel Es Senn dans ses bordures Nord et Sud.

Les accidents orientés N80° E et N100° E sont répartis sur l'ensemble de la carte mais leur concentration est nettement observée sur les piémonts des Djebels Es Senn, Troubia, Laarour et Gaagaa. Cette famille est caractérisée par :

- Accidents de grandes envergures pouvant atteindre 2,1 km dans la partie Nord du synclinal de Troubia. La limite inférieure de ce couloir serait liée à l'abaissement brutal de l'axe de l'anticlinal de Serdiès.
- Un couloir qui présente des accidents en relais de directions différentes NW-SE vers Djebel Gueriguer, et NE-SW vers Djebel Essen.
- Présence d'un ravinement intense.
- Un couloir caractérisé par un grand développement de formes karstiques au niveau de Djebel Es Senn.
- Dans la région de Djebel Gaagaa, on note le relèvement du pendage ainsi qu'une grande densité de fracturation de différentes orientations (NE-SW, NW-SE).
- La zone d'intersection de ces deux directions semble provoquer un fléchissement de la direction N-S, vérifiable sur la carte hypsométrique. Par ailleurs, les Oueds Goussa et Soltane prennent la même direction N- S à l'intérieur de cette zone.
- On admet l'hypothèse de l'ancienneté de cette direction E-W dans toute la région ainsi que le rejeu de plusieurs segments.
- Ces accidents traversent les terrains Plio−quaternaire près de l'Oued Serdiès et de l'Oued Boudiss.
- Les terrains instables développés au Nord Est de Djebel Es Senn sont encadrés probablement par des accidents E−W qui évoluent jusqu'au Djebel Troubia.

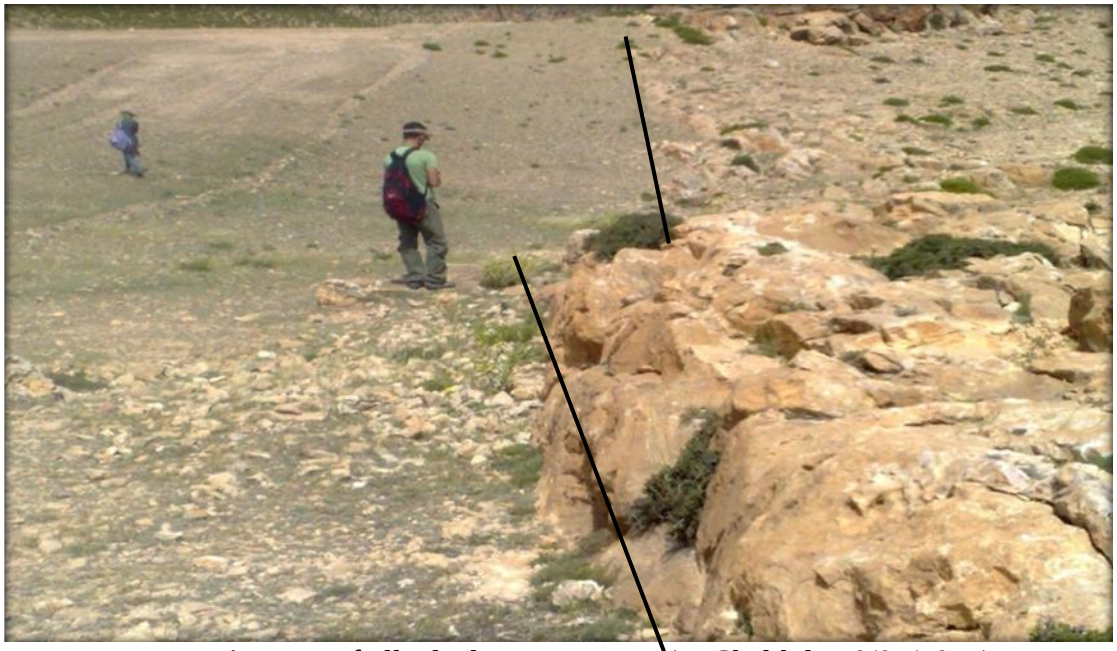


Figure 17:faille de direction E –W (In.Chelih le 20/02/2011).



Figure 18:faille de direction W-E (In.Chelih le 20/02/2011).

3.4.3. La famille Nord − Sud

Cette famille est représentée beaucoup plus par les accidents N-S et N5° E, aux Djebels Troubia, Es Senn, et Gaagaa. Elle se distingue par :

- Une série d'accidents parallèles à subparallèles N-S et N5° E. Certains accidents ont une étendue importante en surface (2Km, 3Km, …).
- La présence d'un réseau dense de fracturation sur la ligne de partage des eaux au niveau de Djebel Troubia.
- Un faisceau de direction N-S souvent en échelons, rarement en relais, s'étend de la région septentrionale de Dj Essen à Draa Mhazilha, est caractérisé par des étendues variables en surface d'ordre kilométrique.
- A Djebel Es Senn la direction N-S reste spécifique et exclusive pour les formations du Turonien supérieur.

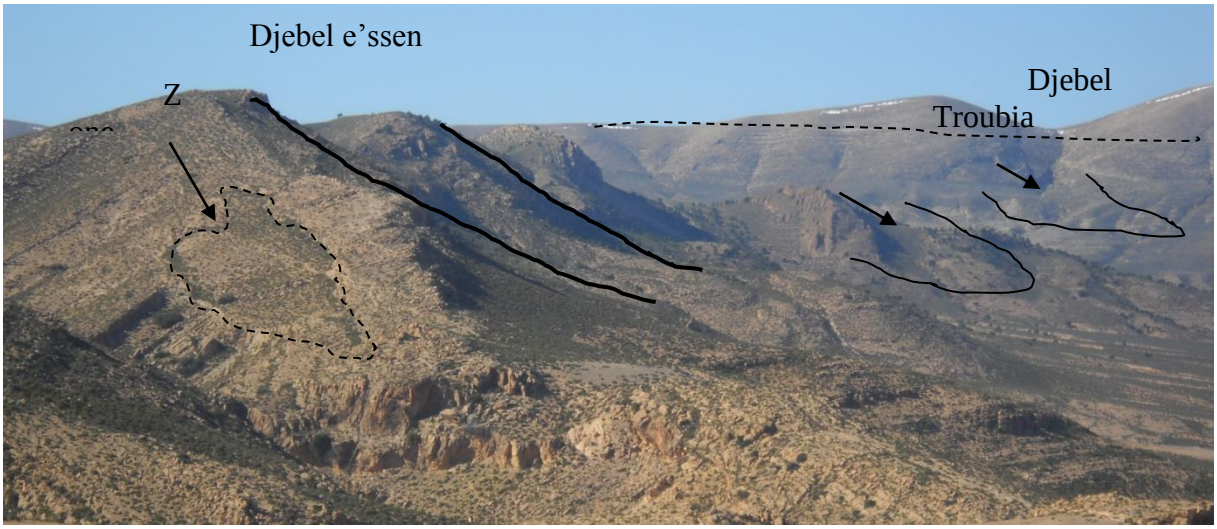


Figure 19:faille de direction N-S faite (In Chelih 20/02/2011).

3.5 Densité et connectivité des linéaments

L'orientation n'est pas le seul élément caractérisant un réseau de linéaments. La connaissance de sa densité et de sa connectivité est également primordiale. En 1999 Singhal et Gupta proposent une méthode simple pour décrire et représenter la densité des linéaments. Cette technique consiste à compter la longueur totale de linéaments par unité de surface. De la même façon, la connectivité est représentée en comptant le nombre d'intersections entre deux linéaments ou plus par unité de surface. La figure 13 représente la densité de linéaments par unité de surface.

La figure 13 montre que la fracturation la plus dense est principalement localisée au niveau de Djebel Essen et de Troubia, Dj Bouziane, Djebel Bourouh, Djebel Tezbent, Djebel Kechrid, Djebel Gueriguer, le long de la bordure de la plaine d'Hammamet.

La densité des linéaments, indique un fort potentiel d'alimentation à travers les bordures carbonatées qui constituent, des aires de recharge potentielle, surtout pour les failles drains et semi-drains (NW-SE et NE-SW) par rapport à la piézométrie.

4. Géométrie de l'aquifère :

4.1 Introduction :

La prospection électrique mesure les variations de la résistivité électrique (ρ) du sol qui traduit la difficulté avec laquelle un courant électrique peut traverser un volume de terrain donné, elle permet de mieux comprendre la structure du sous-sol.

La résistivité électrique dépend essentiellement de la porosité des sols, c'est-à-dire de la taille et de l'homogénéité des grains constitutifs du sédiment. Un sol très hétérogène, avec une part de gravier grossier importante est donc très résistant. Une couche sédimentaire alluviale argileuse, où les grains sont fins et bien triés, présente une plus faible résistivité.

La résistivité électrique ne peut être atteinte que si les trois conditions suivantes sont remplies :

- Les diverses formations lithologiques doivent être caractérisées par des résistivités nettement différentes.

- le courant électrique envoyé de la surface doit pénétrer en profondeur jusqu'aux objectifs à étudier.

- Les déformations du champ électrique où, si l'on préfère, les perturbations apportées au cheminement du courant par les hétérogénéités du sous-sol, doivent être mesurables à partir de la surface.

- La résistivité électrique permet, dans les cas favorables, de caractériser les formations géologiques et de connaître leur disposition dans le sous-sol. Cette méthode s'applique particulièrement bien aux sous-sols stratifiés horizontalement en couches parallèles, car les variations latérales peuvent conduire à une interprétation erronée.

Ceux pour les besoins de notre étude, nous avons pris en considération des profiles géophysiques remarquables de la zone d'El Hammamet et de Cheria.

4.2 Interprétation des coupes géo-électriques de la zone d'étude :

4.2.1 La prospection géo-électrique dans la plaine de Hammamet :

La prospection géo-électrique ont été réalisée en 1978 par STROJEXPORT- Prague dans la plaine de Hammamet, disposés suivants des profils orientés transversalement par rapport à la plaine de Tébessa selon une direction NE-SW. Les différents sondages ont été réalisés an AB=1000 mètres, avec une profondeur d'investigation allant de 2500-3000 mètre. (Figure 20).

Les objectifs de cette étude ont visé les points suivants :

- Etude des limites ainsi que la géométrie et la nature du remplissage Quaternaire.

- Etude de la zone d'infiltration d'oued Bouakous.

- Etude de la nature des terrains encaissants.

- Recherche de la limite des calcaires Maastrichtiens et l'épaisseur du remplissage de graviers.

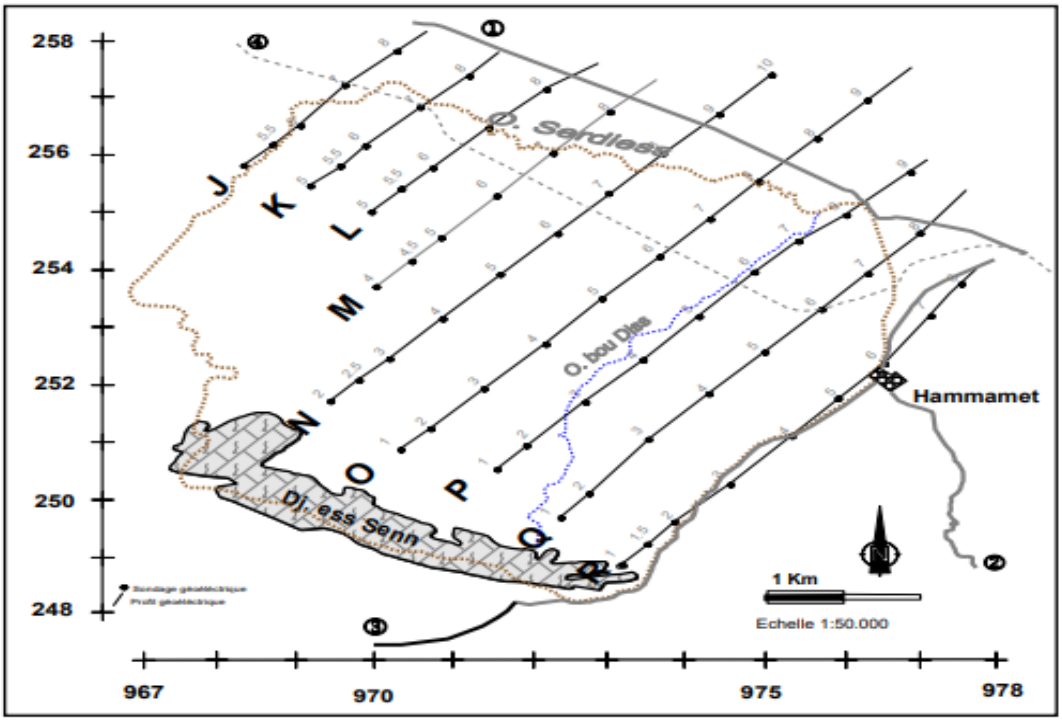


Figure 20: Plan de situation des sondages géoélectriques de la plaine d'El Hammamet (In Loukam.S 2012).

4.2.2 Le profil géo-électrique (R) :

Ce profil met en évidence la présence d'un aquifère du remplissage alluvionnaire qui est en contact anormal avec les calcaires d'âge Turonien par la mise en place des failles (Figure.21).

Ces failles marquent bien la subsidence. Le remplissage alluvionnaire est caractérisé par un changement vertical de faciès, trois couches peuvent être individualisées :

- La première couche conductrice de résistivité inférieure à 3 Ω.m et de forte épaisseur (400 m) est attribuée aux marnes d'âge Cénomanien.

- La deuxième couche résistante de résistivité comprise entre 150 et 200 Ω.m correspond probablement à des calcaires d'âge Turonien.

- La troisième couche qui est moins résistante que la précédente de résistivité allant de 10 à 80 Ω.m, correspond à des formations des cailloutis des galets, et des graviers, elle a une épaisseur maximale de 300 m.

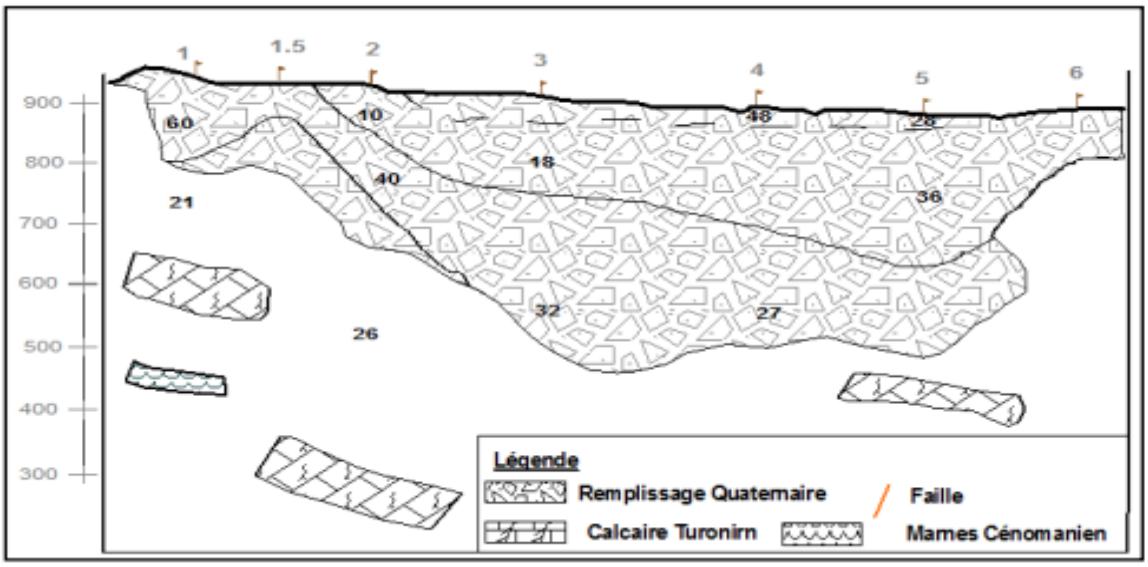


Figure 21: Profil géoélectrique « R » (In Loukam.S 2012).

4.2.3 Le profil géo-électrique (Q) :

Indique une hétérogénéité du remplissage alluvionnaire marquée par un changement latéral de facies. (Figure 22) Le remplissage est important, son épaisseur atteint les 500 mètres, les résistivités varient de 15 à 45 Ω.m. Les calcaires Turoniens qui affleurent en surface, plongent au-dessous de la couche graveleuse et caillouteuse et qui se coupe brusquement par les failles.

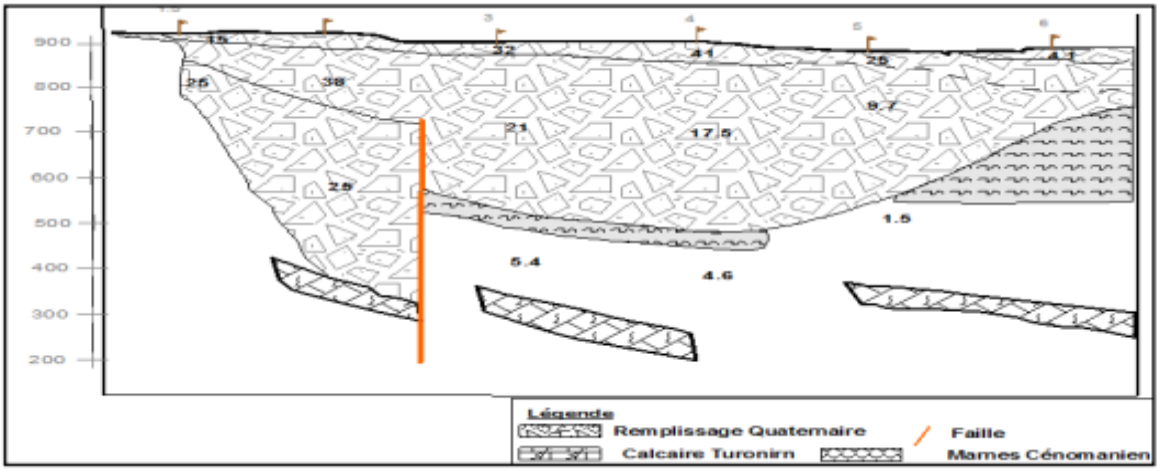


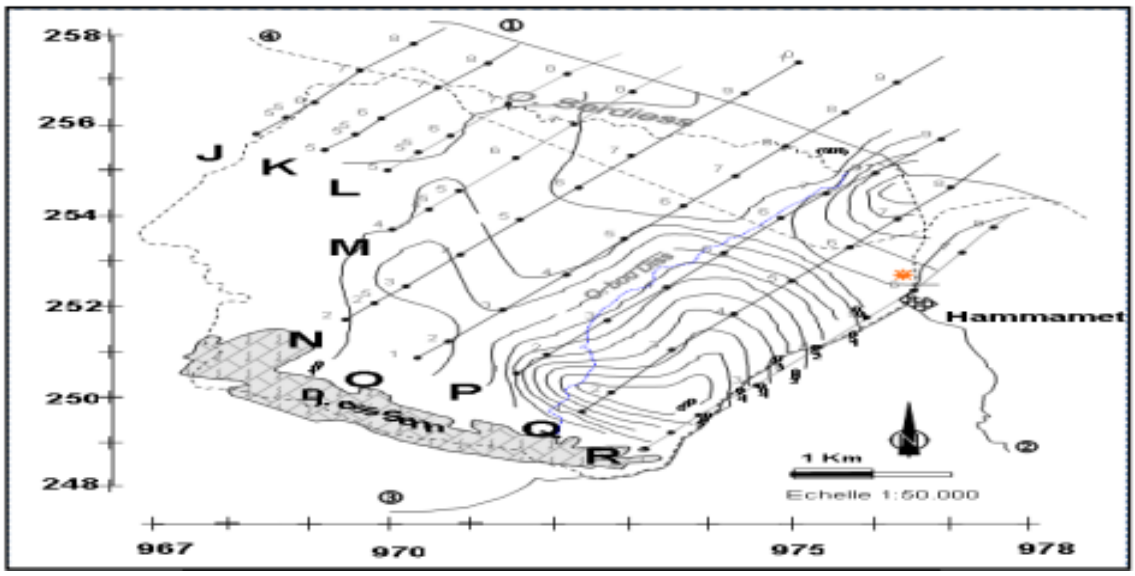
Figure 22: Profil géo-électrique « Q » (In Loukam.S 2012).

4.3 Interprétation de la carte de remplissage du quaternaire

4.3.1 Le remplissage du Quaternaire dans la plaine de Hammamet : (Figure 23)

L'analyse de la carte de remplissage du Quaternaire qui couvre toute la superficie de la plaine de Hammamet, nous a permis de connaître la variation de l'épaisseur de ce remplissage qui est constitué généralement par des graviers et cailloutis de calcaire sur une épaisseur de 100 m à 550 m. La carte du remplissage Quaternaire montre, du point de vue géométrique, l'existence de deux cuvettes dont la liaison est assurée par l'axe NW- correspondant au décrochement majeur du Bouakous. Dans le périmètre d'étude, l'épaisseur du Quaternaire atteint 300 m au maximum.

Il faut noter que dans les bordures de Dj Esstah qui est caractérisée par l'affleurement des formations de calcaire d'âge Maestrichtien l'épaisseur de ce remplissage en contact avec ceux-ci deviennent moins importante par rapport à la partie N.N.W et atteint 100 m à 200 m d'épaisseur. Cependant, on a noté l'existence de trois profils géoélelectrique qui ont été enregistrés au cours de la compagne géophysique dans la région d'étude ce sont les profils (P.Q.R). L'interprétation de ces derniers précédemment nous a montré que ce remplissage est résistant et que sa résistivité varie entre 20 Ohm m et 100 Ohm m.



Légende :

Epaisseur en (m).

Sondage électrique.

Figure 23: Carte de remplissage Quaternaire dans la plaine de Hammamet (In Loukam.2012).

Conclusion

Le sous bassin de Hammamet-Youkous résulte d'un affaissement des formations crétacées et éocènes, avec comblement progressif d'origine continentale. Cette sédimentation s'est faite principalement depuis les bordures escarpées (calcaire, marno-calcaire, marnes et grés). L'ampleur de l'effondrement est très importante surtout dans la partie centrale du sous bassin. En faisant le point sur les principaux faciès géologiques, nous pouvons retenir deux milieux du point de vue hydrogéologique : le premier à porosité de fissure caractérisant les formations carbonatées du Maestrichtien, Turonien et Eocène, le deuxième à perméabilité d'interstice concerne les formations mio-plio-quaternaire. Les différentes phases tectoniques ont mis en évidence plusieurs fossés (El Hammamet, Tébessa, Morsott) subdivisant le grand fossé d'effondrement de Tébessa-Morsott. Enfin, la tectonique et la structure du sous-bassin ainsi que les formations carbonatées du Crétacé aux bordures et du Mio-Plio-Quaternaire au centre ont fait que la plaine de Hammamet est considérée comme un des grands réservoirs en eaux souterraines dans la région.

CHAPITRE III : Hydrogéologie, Hydrodynamique Et Modélisation des eaux souterraines

I : Hydrogéologie

1. Introduction :

Une étude hydrogéologique a été établis pour déterminer les différentes formations géologiques et reconnaitre les aquifères, les semi aquifères et les imperméables. Cette étude est suivie par une étude de karstification dans la région d'étude avec une représentation des différents phénomènes karstiques et leur extension dans les aquifères.

Des travaux de reconnaissance sur le site d'étude et ses environs ont été effectués. Ces recherches ont permis d'identifier les principaux aquifères existants.

2. Les unités hydrogéologiques :

Dans la partie géologique et l'étude géophysique une description lithologique faite à permettre de mieux distinguer l'aquifère principal dans le plateau de Tazbent (l'aquifère des calcaires du Maastrichtien) et les autres aquifères voisins.

2.1La nappe des calcaires Maestrichtiens dans la région de Tazbent

La surveillance des forages réalisés au niveau du plateau de Tezbent durant les années 70, réalisés dans les calcaires du Maastrichtien, révèle une grande différence dans les variations de niveau d'eau entre les zones distinctes de ces calcaires, illustrant amplement, à la fois leur quasi-indépendance et l'existence d'une barrière hydraulique importante.

Actuellement ces forages sont à sec, à cause d'une baisse de niveau d'eau souterraine accrue ces dernières décennies. Malgré plusieurs tentatives, pour la réalisation de nouveaux forages, mais pour la plupart le résultat était négatif. Cet état est la conséquence d'une sécheresse prolongée.

2.2 L'aquifère des calcaires Éocènes (aquifère Karstique) :

Il s'agit du principal aquifère du plateau Tezbent-Chéria. Il a fait l'objet de nombreux forages, en particulier autour de Chéria, qui sont largement utilisés pour l'eau potable et l'irrigation. La perméabilité requise est assurée par les fissures de la ville et le système karstique bien développé.
Les zones karstifiées, qui sont plus prévalentes dans les premiers 50 mètres de la couche éocène, et les zones fracturées, généralement présentes dans les premiers 100 mètres, sont des caractéristiques de l'aquifère.

2.3. L'aquifère des alluvions quaternaires et actuelles :

Ils pourraient être classés comme des alluvions de piémont et des graviers fluviatiles qui remplissent les zones déprimées, selon la définition de Lambert (1947). La majeure partie de la plaine de Hammamet est constituée de ces formations. Par infiltration, sa recharge se fait par des calcaires du Maastrichtien et de l'Éocène dans la région d'étude. En raison de la surexploitation des ressources en eau et de la sécheresse qui a dominé les 20 dernières années, cet aquifère commence à perdre son importance.

3. Les conditions hydrogéologiques dans lesquelles les sources émergent

3.1. La source d'Ain Youkous :

C'est la source la plus importante de l'ensemble des sources émergeante de la corniche calcaire ; en contact avec les marnes et les marno-calcaires du Maestrichtien inférieur.

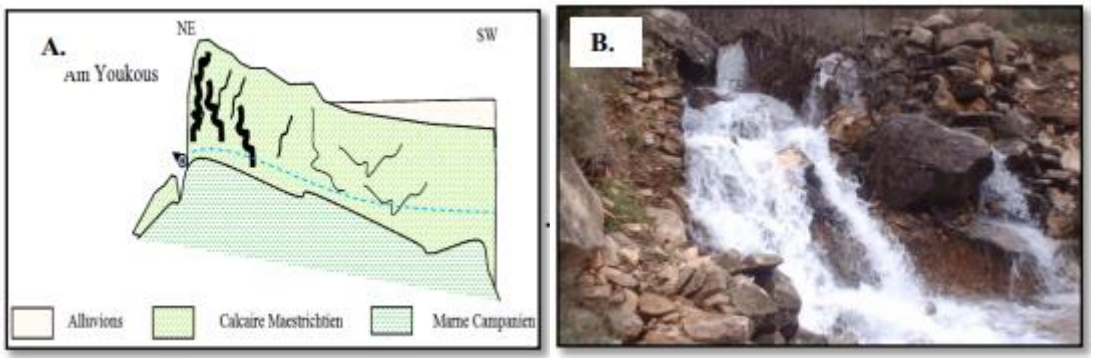


Figure 24:A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Youkous. **B.** Source Ain Youkous.

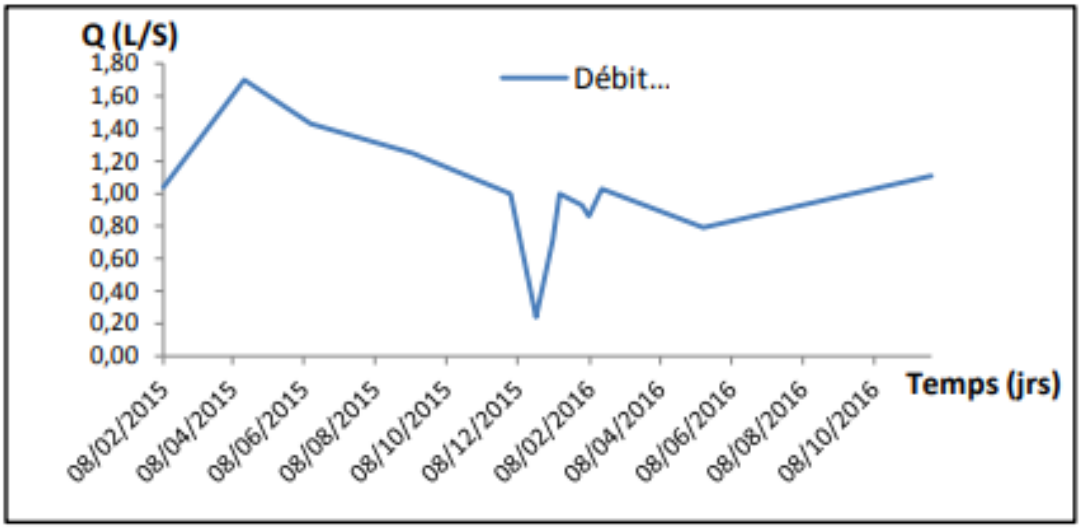


Figure 25: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Youkous.

3.2. La source d'Ain Gaagaa :

L'émergence de la source de Gaagaa est due à la mise en place d'une tectonique très cassante engendrant une fracturation bien développée de la roche encaissante et l'affaissement à un rejet important de la région d'el Hammamet.

Alors trois conditions peuvent être responsables à l'émergence de la source de Gaagaa au niveau de l'aquifère Maestrichtien :

- La mise en place d'une faille verticale de direction NE-SW.

- La surélévation du substratum imperméable marneux d'âge Maestrichtien inférieur et Campanien.

- La dépression Nord provoqué par la mise en place du fossé d'effondrement de Tébessa-Morsott.

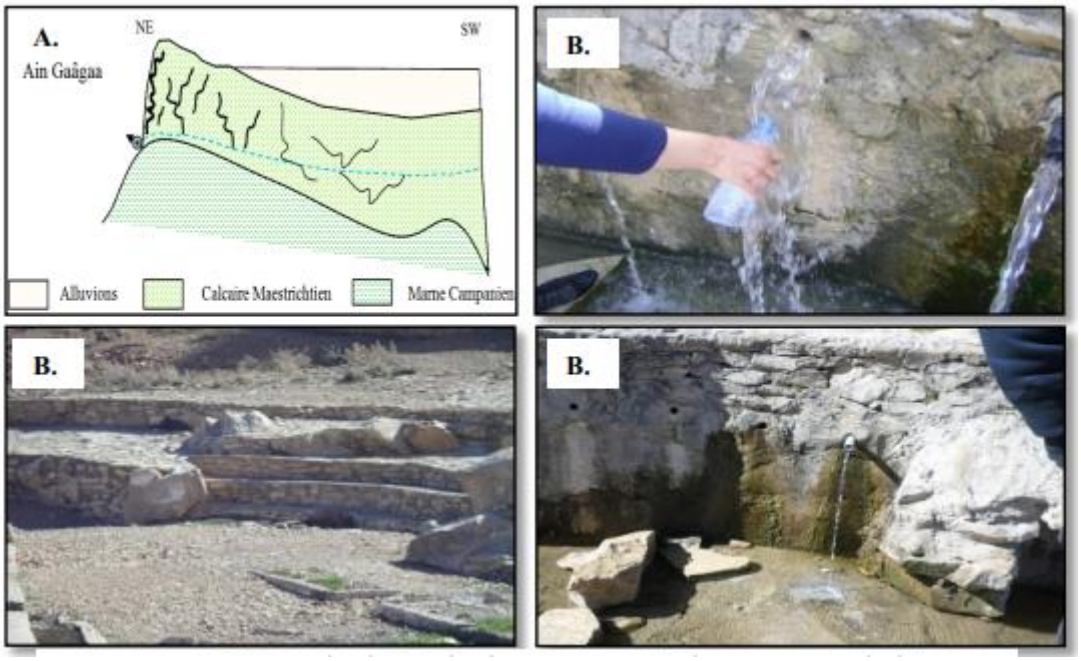


Figure 26:A. Coupe hydrogéologique représente l'émergence de la source d'Ain Gaagaa.**B.** Le captage de la source Ain Gaagaa.

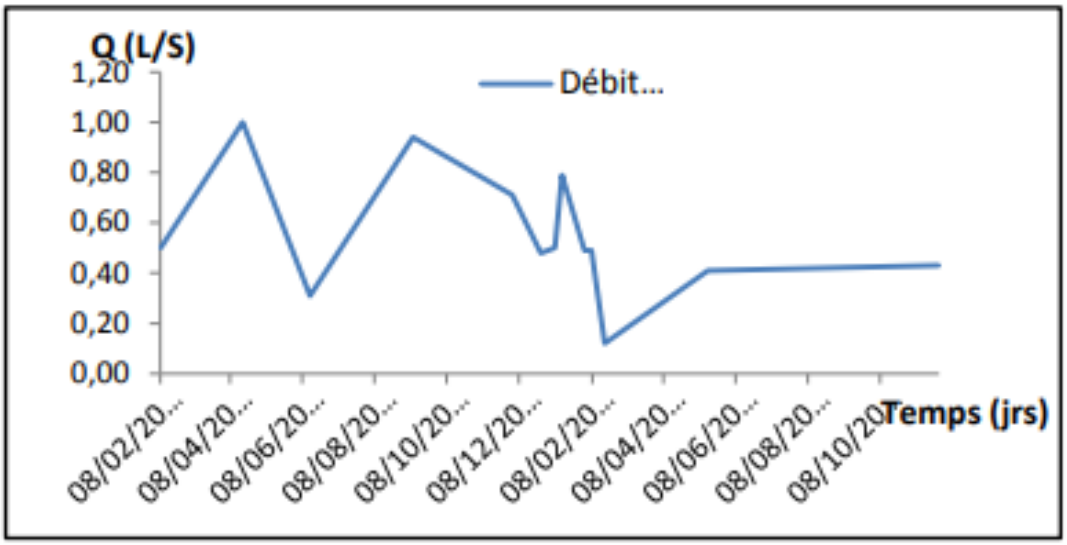


Figure 27: Courbe de variabilité des débits en fonction du temps d'Ain Gaagaa.

II. Hydrodynamique

1. La Piézométrie :

1.1. Introduction :

La reconnaissance de la surface piézométrique de la nappe, a été obtenue par l'inventaire de 13 puits implantés dans les alluvions, dans le cadre du réseau piézométrique de la région de Hammamet. La période d'observation piézométrique a régulièrement lieu de façon mensuelle. Ces mesures permettent d'établir des cartes piézométriques. L''interprétation de ces surfaces piézométriques nous permet de connaître la forme de l'écoulement de la nappe, le sens de l'écoulement général, la profondeur de la surface piézométrique et elles figurent également les conditions aux limites hydrodynamiques.

1.2. Généralité sur la piézométrie de l'aquifère :

Nous avons considéré que l'aquifère Plio-quaternaire dans son ensemble forme un système interconnecté unique, pour lequel nous chercherons à déterminer les paramètres hydrodynamiques de la circulation générale en nous appuyant sur les données piézométriques. Pour cela, nous disposons de l'ensemble des valeurs de niveaux piézométriques mesurées lors de différentes campagnes d'études de terrain réalisées en 2010 et en 2022.

Les limites du système aquifère sont, à l'ouest et au sud-ouest, définies par les reliefs de Djebel Troubia et Es Senn. À l'est et au nord, les limites hydrauliques peuvent être établies grâce aux affleurements du substratum composé de marnes datant du Cénomanien-Emschérien, ainsi que par les Oueds de Boudiss et Serdies.

La configuration des lignes piézométriques fournit également de bonnes indications pour identifier les zones de recharge, les axes d'écoulement et les exutoires naturels. Ainsi, les principales zones de recharge de la nappe phréatique semblent, à première vue, être principalement constituées par les affleurements des terrains crétacés en périphérie.

On distingue deux pôles de recharge correspondant au massif de Djebel Troubia à l'ouest et aux calcaires de la région de Djebel Es Senn au sud-ouest. Cela suggère que ces deux zones sont des points d'infiltration des eaux souterraines.

Les isopièzes sont resserrés dans les parties est et sud-ouest, presque parallèles à la bordure, indiquant une zone de recharge. Le rapprochement des courbes isopièzes révèle un gradient hydraulique plus ou moins fort.

Dans la partie centrale et occidentale, les courbes isopièzes s'espacent, traduisant un faible gradient hydraulique dû à la présence d'un terrain plus perméable que celui situé au sud-est.

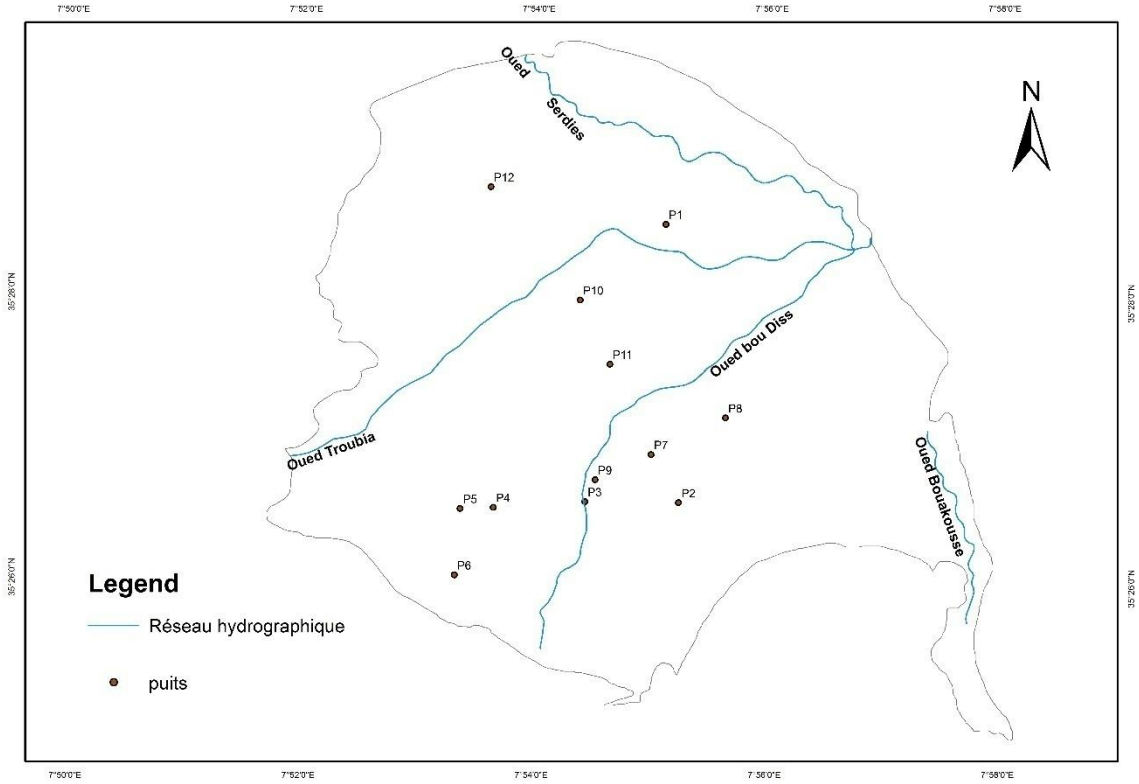


Figure 28: Carte d'inventaire des points d'eau.

1.3. Comparaison entre la piézométrie de 2010 et 2022 :

L'analyse des cartes piézométriques, le long de la période, allant de 2010 à 2022 montre un rabattement allant de 7 m au sud-ouest près de Djebel Essen, et jusqu'à 5 m dans le nord-est vers l'exutoire. D'une façon générale, la fluctuation négative de la nappe est très remarquable sur toute la surface piézométrique, traduisant une surexploitation et/ou un déficit de la recharge, d'où la nécessité d'aller vers une modélisation mathématique et la proposition d'ouvrages de la recharge artificielle de la nappe.

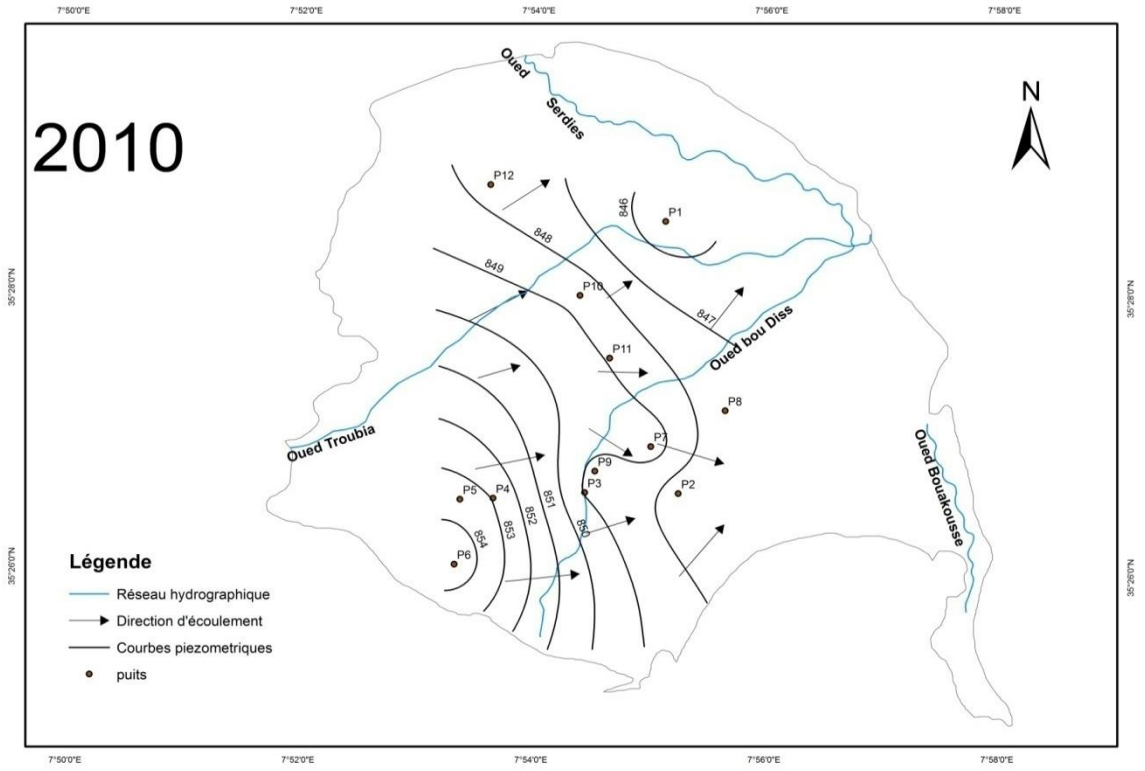


Figure 29: Cartes piézométriques faite par Chelih en 2010.

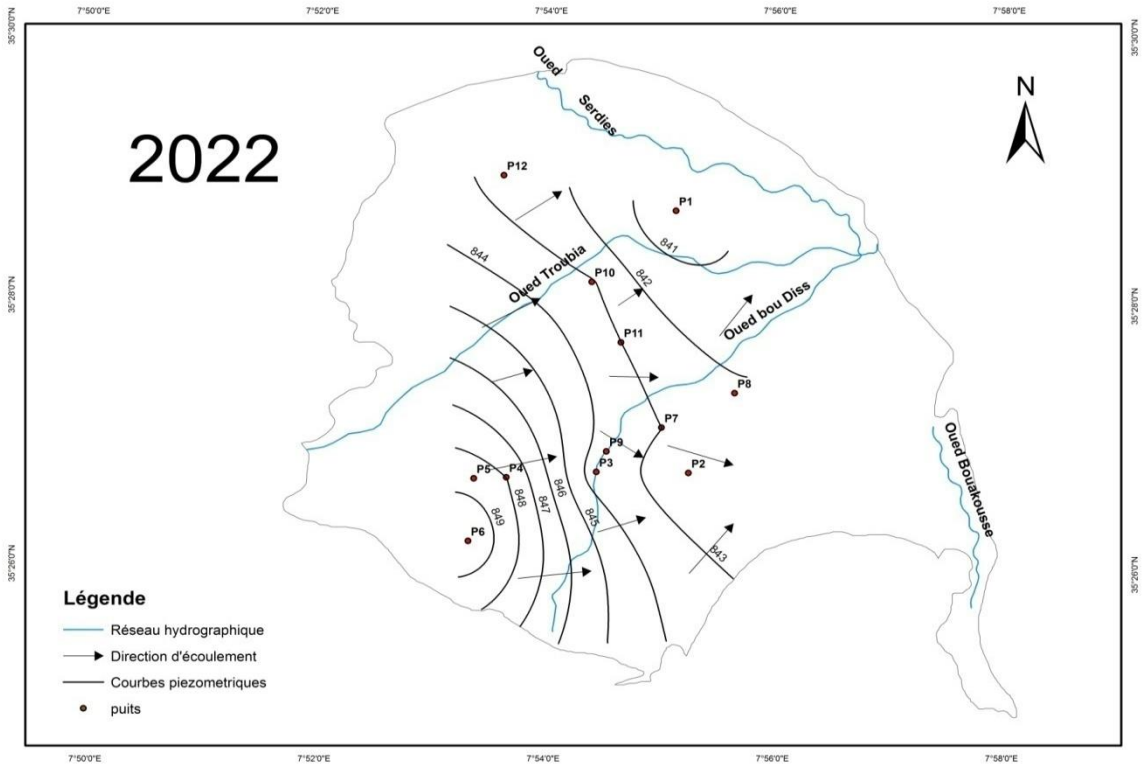


Figure 30: Cartes piézométrique de 2022 (Hamaili I).

1.4. Conditions aux limites du sous bassin Versant de Hammamet

L'identification du comportement hydrodynamique de l'aquifère repose sur une définition rigoureuse des conditions aux limites, on a établi la carte des conditions aux limites de la nappe aquifère d'El Hammamet. Cette carte a été établie en se basant sur les caractéristiques lithologiques des formations géologiques et les relevés piézométriques.

La bordure de Dj Essen au sud du sous bassin et la corniche calcaire, formées essentiellement par des calcaires fracturés d'âge Turonien, constitue une limite perméable, car elle alimente la nappe alluviale donc c'est une limite à flux entrant où les courbes isohypses sont parallèles à la bordure. La bordure occidentale Nord-Ouest du sous bassin versant, constitue une limite à flux étanche où les courbes isohypses sont perpendiculaires à la bordure.

En aval, au partie Nord-Est de la plaine ; on a une limite à flux sortant alimente en exutoire la zone de Ain Chabro où le sens d'écoulement prend la forme " L".

III : Modélisation

1. Introduction

Dans les zones arides et semi-arides où l'évaporation est intense et les précipitations limitées, les eaux souterraines fournissent un espace de stockage naturel, permettant une gestion rationnelle de l'eau pour empêcher l'évaporation et accroître son utilisation (Zamani et al., 2022). Ces conditions ont incité les scientifiques à rechercher des outils de gestion adaptés. La modélisation hydrologique et hydrogéologique est devenue un outil reconnu pour soutenir les processus décisionnels en matière de gestion durable des ressources en eau. (Enemark et al., 2019). Dans ce cadre, la modélisation vise à simplifier la représentation d'un système hydrologique (tel qu'un bassin versant, un réseau hydrographique, un lac, un estuaire, etc.) ou hydrogéologique (comme une nappe aquifère, un réservoir, etc.) tout en évaluant la profondeur de compréhension de son fonctionnement et de ses interactions avec le milieu environnant. Elle sert à comprendre la dynamique actuelle du système et à anticiper son comportement futur. L'exploration de l'environnement conduit à l'identification des processus actifs dans la zone d'étude, éventuellement suivie d'une formalisation mathématique de ces processus sous forme de paramètres caractérisant l'environnement.

L'intégration de ces données forme un modèle conceptuel. La conceptualisation des phénomènes représente un outil puissant pour aborder les questions et les implications liées à l'échelle spatiale et à la durée de l'étude (Peng, 2002).

Ensuite, si ce modèle peut être traduit en algorithmes informatiques, la réalité sur le terrain peut être simulée et l'écart entre simulations et observations mesuré. Wels en 2012 a défini la modélisation comme un processus en plusieurs étapes réalisé par étapes : définition d'objectifs, développement de modèles conceptuels, développement de modèles mathématiques, calibrage, analyse et prédiction, analyse d'incertitude (figure 33).

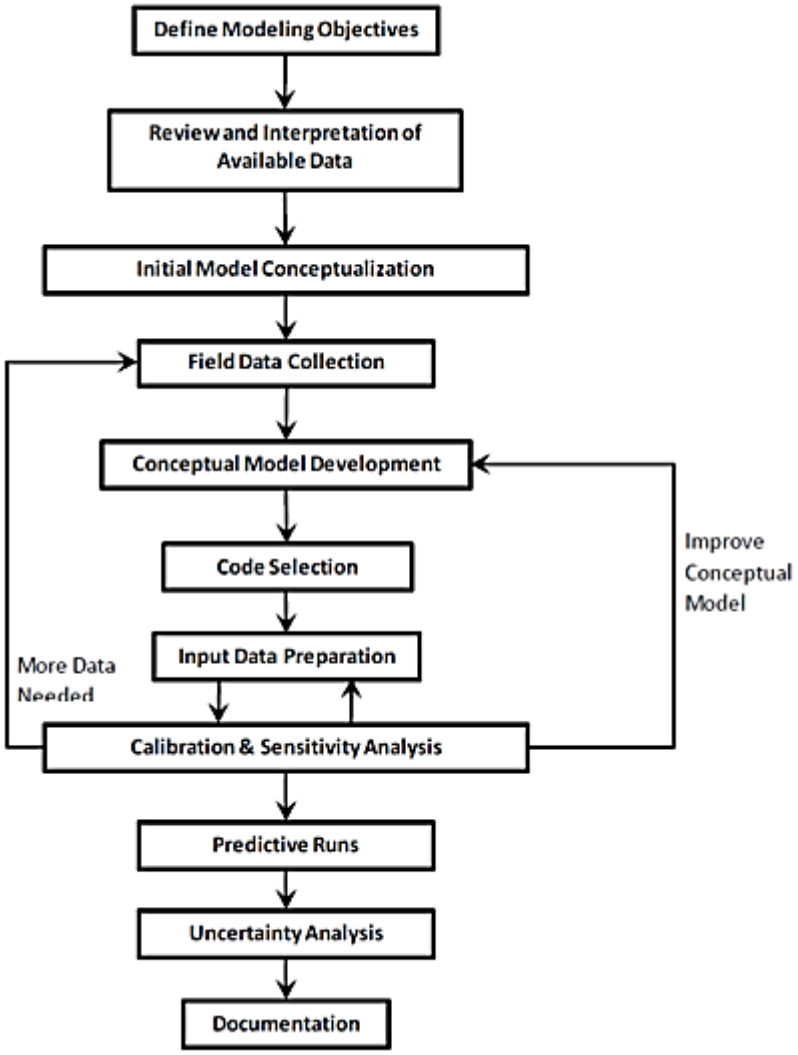


Figure 31: Processus de construction d'un modèle (Wels, 2012).

2. Étapes de la modélisation :

Tout modèle doit passer par trois phases de construction (Bertrandias, 1994, Dassargues, 1995) :

- Modèle conceptuel : Cette étape implique la construction d'un modèle en adoptant une série d'hypothèses visant à simplifier le problème réel. Cela inclut des considérations sur la géométrie, les conditions aux frontières, la nature des matériaux géologiques, les phases de fluides, les mécanismes de transport, les échanges, etc.

- Modèle mathématique : Pour le phénomène étudié, un modèle mathématique est associé, exprimé par une équation différentielle. Ces équations représentent les bilans des quantités considérées (masse des fluides, des composés), des équations de flux, des conditions initiales et des conditions aux frontières

- Modèle numérique : Lorsque la solution analytique n'est pas adaptée en raison de limites irrégulières, de l'hétérogénéité du milieu ou de la non-linéarité des problèmes, le modèle numérique intervient. Il permet d'itérer sur la valeur du paramètre non linéaire, avec la solution trouvée en des points discrets du domaine spatio-temporel. Les équations aux dérivées partielles sont remplacées par un système d'équations algébriques, avec la solution du problème obtenue pour un ensemble spécifié de valeurs des paramètres.

3. Formulations mathématiques

3.1. Loi de Darcy

L'équation de mouvement (fluide incompressible) s'écrit sous la forme simple suivante :

$$U = -K.gradh$$

h: charge ou hauteur piézométriques,

K: tenseur de perméabilité,

U: Vitesse moyenne de DARCY

Si l'on réduit le tenseur de perméabilité à ses composantes diagonales, en choisissant les axes des coordonnés colinéaires aux directions principales du tenseur K : Kxx, Kyy, Kzz.

La relation se décompose de la manière suivante :

$$Ux = -kxx.\partial h\,\partial x$$

$$Uz = -kzz.\partial h\,\partial z$$

Avec : Ux, Uy et Uz, les vitesses moyennes de filtration de Darcy.

3.2. Équation de conservation de la masse

L'équation de continuité encapsule le principe fondamental de conservation de la masse à l'intérieur d'un volume fermé, illustrant la variation des flux qui entrent et sortent d'un volume expérimental représentatif (VER) donné.

div($\rho) + \partial\ \partial t(\rho\omega) +$

: Masse volumique de l'eau

U: Vitesse de filtration de DARCY,

t: Temps

: Porosité du milieu correspondant au rapport du volume des vides dans le VER sur le volume total.

q: Débit volumique de l'eau prélevé (ou apporté) par unité VER en chaque point.

3.3. Équations d'état

Ces deux équations appliquent la loi de Darcy et la loi de la conservation de la masse, car elles expriment les variations des paramètres mécaniques de l'eau en mouvement et de la matrice rocheuse (masse spécifique, viscosité, etc.) en fonction de la pression (Bonnet, 1982).

3.4. Équation de diffusivité

d $\rho\rho = \beta . d\rho$

$dv\ v = -\alpha . d\sigma = \alpha . D\rho \quad (Matrice)$

: Masse volumique de l'eau

: Coefficient de compressibilité de ma matrice poreuse

: Coefficient de compressibilité de l'eau

: Contrainte effective au sein du volume élémentaire représentatif (VER) de volume.

Les trois équations élémentaires précédentes régissant le mouvement de l'eau en milieu poreux (nappe libre) s'assemblent pour former l'équation de diffusivité :

$$div(Kgrad\square) = Ss|$$

Q: coefficient d'emmagasinement spécifique du milieu poreux sur tout le VER égale à : $\rho . \not{g}\ (\alpha$

L'équation de diffusivité en nappe libre obtenue.

$$\frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2} = \frac{S}{T} + \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{Q}{T}$$

4. Résolution par la méthode les différences finies

Cette méthode consiste à discrétiser le domaine à modéliser en mailles carrées ou rectangulaires et à rechercher à définir sur chaque maille une fonction constante (Hi) choisie par l'approximation de la charge hydraulique soit attribuée au centre de la maille.

On y procédera de la même façon pour les différents paramètres de l'équation, en définissant sur chaque maille :

- Une transmissivité Ti (ou la perméabilité Ki) ;
- Un coefficient d'emmagasinement Si ;
- Un débit total algébrique Qi.

Les fonctions d'approximation auront à satisfaire uniquement les données locales (chaque maille), on obtient alors un système d'équations linéaires définissant les valeurs de Hi au centre des mailles.

Sachant que les calculs à l'intérieur d'une maille se font en fonction des nœuds environnants, on isole une maille du domaine **(**figure 32) avec ses quatre mailles voisines, que l'on désigne par N (nord), S (sud), E (est) et W (ouest) :

- **Le principe de continuité** qui implique la conservation du débit d'eau entrant algébriquement par les limites de la maille se traduit par :

$$Qn + Qs + Qe + Qw = Qi + Qem$$

Avec Qemi débit emmagasiné dans la maille i.

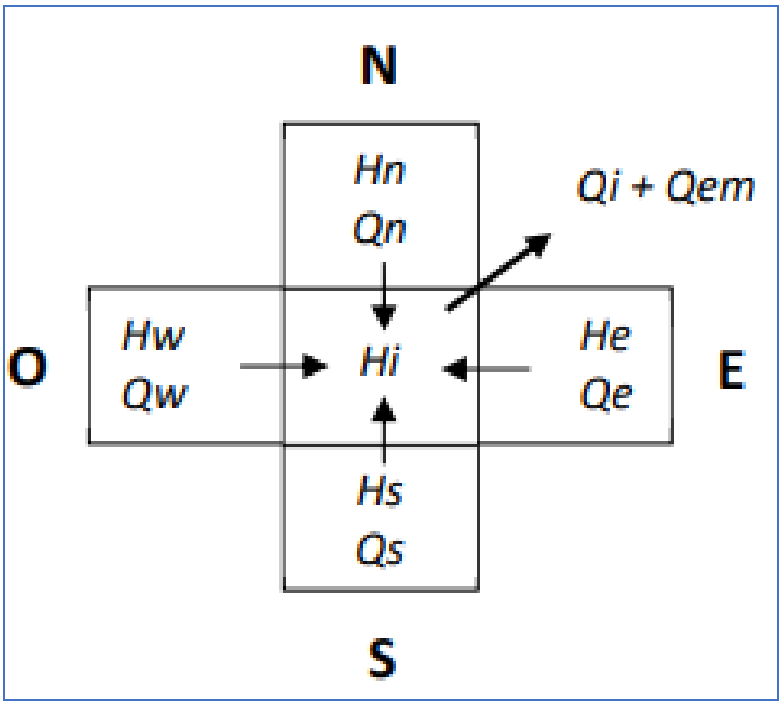


Figure 32:. Bilan des flux sur une maille.

- **La loi de Darcy**, permet de définir chaque composante du débit entrant en fonction de la transmissivité et du gradient hydraulique. Elle s'écrit :

$$Qn = Tn.a.(Hn - Hi)/a = Tn.(Hn - Hi)$$

Tn : Transmissivité de l'aquifère entre la maille 1 et sa voisine dans la direction Nord.

Hi et **Hn** : Approximations de charge respectivement sur les mailles I et N.

- **L'équation d'état fournit** l'expression du débit emmagasiné :

$$\text{Qemi} = a^2.\text{Si}.(\text{dHi/dt})\text{dt}$$

Tous ces calculs permettent d'obtenir :

$$Tn(Hn - Hi) + Ts(Hs - Hi) + Te - Hi) + Tw(Hw - Hi) = Qi + a^2.Si.dHi/dt$$

Si l'on applique la même équation à chaque maille du modèle, on obtiendra un système différentiel linéaire du premier ordre à « n » fonctions inconnues du temps (Hi), que nous pouvons résoudre. Pour simplifier la présentation, on adoptera la notation matricielle suivante :

$$[T].H = Q + a^2[S].dh/dt$$

En définissant les vecteurs : H et Q. et les matrices T et S.

5. Conditions initiales et conditions aux limites

5.1. Conditions initiales

Les valeurs de la charge « h » sont définies en tous points du domaine modélisé à un temps de référence t = 0.

5.2. Conditions aux limites

Les règles d'échange des flux d'eau ou de matière entre le domaine modélisé et le milieu extérieur constituent les conditions aux limites qui sont essentielle pour résoudre l'équation de la diffusivité. On distingue quatre types :

5.3. Limite à potentiel imposé (condition de Dirichlet)

La charge hydraulique ne dépend pas des conditions de circulation de la nappe sur toute cette limite. Ceci se produit notamment au contact d'une nappe avec un plan d'eau libre tel que la mer, un lac ou un oued.

5.4. Limites à flux imposé (condition de Newman)

Deux limites, la première à flux imposé nuls, comme le contact de l'aquifère avec une formation imperméable, la deuxième à flux imposé non nuls, qui peuvent être définies par les limites du domaine ou par des ouvrages de captage.

5.5. Condition de Fourrier

Cela concerne un cas où le fond d'un oued est colmaté et est en communication avec une nappe libre, que ce soit par drainage ou alimentation.

5.5.1. Conditions de surface libre

Deux conditions définissent une surface libre :

- Condition de potentiel : c'est la pression atmosphérique qui s'exerce sur tous points M de la surface libre. Exprimer en charge, on écrit : h=z
- Condition de flux : Si la nappe n'est pas alimentée par sa surface, le flux est nul et il s'écrit :

$$\frac{dh}{dn} = 0$$

Si un flux traverse la surface libre de la nappe (alimentation ou évaporation)

On a :

$$\frac{dh}{dn} = a$$

n : normale orientée vers l'extérieur.

a : flux entrant ou sortant (positif ou négatif).

6. Les étapes de l'élaboration du modèle

6.1. Introduction des données

Une fois que les conditions initiales et les conditions aux limites sont définies, et que le domaine à modéliser est discrétisé en un certain nombre de mailles, nous introduisons pour chaque maille les données physiques du système notamment la côte piézométrique de la carte

qui servira de référence, la géométrie de l'aquifère (la côte du toit du substratum), les paramètres hydrodynamiques (transmissivité, perméabilité et le coefficient d'emmagasinement) et les paramètres climatiques (la recharge efficace).

6.2. Calage du modèle

L'objectif du calage est d'utiliser le modèle pour reconstruire et affiner l'évolution des paramètres de l'aquifère, c'est-à-dire en minimisant l'écart entre la réponse du modèle (calculée) et la réponse du système (observée). Ce calage revêt une importance cruciale, car il permettra de réaliser des simulations précises sur le domaine étudié.

6.3. Exploitation du modèle

Dans cette étape, le modèle démontre son utilité, son principal intérêt est d'établir des prédictions de la réponse hydrodynamique future du système aquifère à des scénarios d'évolution possibles (aménagement, sécheresse, recharge, etc.) ou de simuler le transfert de contaminants vers les eaux souterraines provenant de la propagation du système aquifère.

7. Modèle conceptuel hydrogéologique du sous bassin de Hammamet

Il est essentiel de distinguer les limites du domaine à modéliser c'est-à-dire les conditions aux limites qui contrôlent les échanges entre le système et son environnement. Cela requiert la création d'un modèle conceptuel.

Un modèle conceptuel est une représentation graphique des différentes unités géologiques et hydrogéologiques d'une région donnée. Souvent exprimé sous forme de bloc diagramme ou de coupe géologique, ce modèle joue un rôle crucial dans la modélisation numérique ultérieure. La nature de ce modèle influence la dimension et la forme de la grille du modèle numérique qui sera élaboré

L'objectif principal de la création d'un modèle conceptuel est de simplifier la réalité géologique et hydrogéologique du terrain tout en préservant l'essentiel. Cette étape est cruciale car la simplification ne doit pas déformer la nature du problème à l'étude. Une représentation fidèle des conditions hydrogéologiques est nécessaire, impliquant une connaissance approfondie de la géologie et de l'hydrogéologie de la zone concernée (figure 34).

7.1. Entrée de la nappe de Hammamet

7.1.1. Alimentation par infiltration des eaux pluviales

La portion des précipitations qui s'infiltre à travers la zone non saturée, échappant ainsi à l'évaporation pour atteindre l'aquifère, contribue à sa recharge.

De plus, les mécanismes de recharge diffèrent en fonction du type d'aquifère. Les aquifères libres sont principalement alimentés par les précipitations, éventuellement par des pertes dans les régions karstiques, tandis que les nappes captives sont principalement rechargées par drainance, avec une contribution moindre de la pluie.

Ainsi, la recharge d'un aquifère peut provenir de diverses sources, un apport direct par les précipitations (pluie efficace) ou des apports indirects (les eaux provenant d'autres aquifères, La ré-infiltration due à l'irrigation ou la recharge urbaine). Chacune de ces sources doit être examinée individuellement pour estimer le processus de recharge.

La recharge des nappes phréatiques par infiltration est largement influencée par la pluviométrie et la perméabilité des sols. Cette composante joue un rôle prépondérant dans

l'alimentation de la nappe dans la région, en raison de la perméabilité favorable présente dans la quasi-totalité de la plaine.

Afin de calculer le coefficient d'infiltration, différentes formules sont appliquées, mais leur choix dépend des caractéristiques propres à la zone d'étude. Il est ainsi possible de déterminer le volume infiltré pour chaque nappe en évaluant la superficie pour chaque classe de perméabilité. Cette démarche s'appuie sur l'utilisation de la précipitation moyenne et de coefficients d'infiltration ajustés en fonction de la porosité et de la perméabilité des faciès lithologiques.

Le système aquifère de Hammamet est alimenté directement par les précipitations et la fonte des neiges. L'infiltration s'effectue à partir de tous les affleurements géologiques dont les surfaces sont du calcaire turonien =6.50km^2, Mio-plio-Quaternaire (alluvions quaternaires et actuelles) = 48 km^2, calcaire Maestrichtien = 39 km^2

On va considérer que les alluvions quaternaires et actuelles comme des zones de perméabilité forte 5%. La nature karstique des aquifères Maestrichtien et Turonien (calcaires) montre un milieu discontinu à perméabilité de fissures, la présence d'eau souterraine est aléatoire et la continuité hydraulique n'est pas évidente dans ces aquifères. On va considérer que la perméabilité est d'une valeur de l'ordre de 2 % et on va calculer la quantité d'eau qui peut s'infiltrer à partir de ces formations. Cette classification est fondée sur les valeurs données dans le tableau 8.

Tableau 8: Porosité, perméabilité et coefficient d'infiltration de certaines roches réservoirs (Castany, 1982 et Banton, 1997).

Roche	Porosité totale (H)	Porosité efficace (H)	Perméabilité log(K, m/s)	Coefficient d'infiltration (%)	Infiltration
Gravier	25 à 35	20 à 30	-3à0		
Alluvion des oueds	15 à 25	10 à 20	-3à0	**6**	**Forte**
Grès	0 à 30	0à25	-5 à-4		
Sable	25à40	20 à 35	-7 à-4		
Sable limoneux	35 à 45	25 à 35	-8 à-4		
Limon	35à45	15 à 25	-9 à-5		
Limon argileux	45à55	5àl0	-11 à-8	**4**	**Moyenne**
Sable argileux	35 à 45	25 à 35	-8 à-5		
Marne	0 à 10	0à5	-10à-8		
Argile sableuse	45 à 55	5àl0	-10 à-6		
Calcaire	10 à 25	2àl0	-11 à-9		
Encroûtement	10 à 25	2àl0	-11 à-9	**2**	**Fable**
Dolomie	10 à 20	5àl0	-11 à-9		
Gypse	10 à 25	2àl0	-12 à l0		
Argile	45 à 55	0à5	-12 à -9		
Sût	45 à 55	2à5	-9 à -6	**1**	**Très fable**
Sols de sebkhas	10 à 40	2 à l0	-12 à -8		

7.1.2. Alimentation par infiltration des eaux des oueds

Dans le contexte du bassin de Hammamet caractérisé par une évaporation substantielle, l'alimentation de l'aquifère repose principalement sur les oueds, formant un réseau hydrographique temporaire actif pendant l'hiver ou lors de pluies exceptionnelles. L'efficacité de cette alimentation dépend de la perméabilité des formations constituant le lit des oueds, favorisant une infiltration rapide de l'eau susceptible de s'évaporer ultérieurement.

Les données hydrologiques indiquent que les oueds de Boudis, Oued Troubia, Oued Sardies et Oued Bouakous qui est régulé à Ain Youkous, ce dernier maintient un écoulement continu grâce à un débit de base. Les débits mensuels moyens les plus élevés correspondent aux périodes de précipitations orageuses. Les phases de décroissance sont marquées par des diminutions rapides, généralement sur une période de 3 à 4 jours (partie hydrologique).

7.1.3. Écoulement souterraine inter-nappes

Sur l'ensemble de la région d'étude, la relation d'échanges est établie entre la nappe Turonienne et la nappe Maestrichtienne et la nappe Mio-plio-quaternaire elle-même.

A l'intérieur du système, les limites sont aussi perméables assurant ainsi des échanges inter nappes.

7.2. Sortie des eaux

La composante de sortie est influencée par le degré d'exploitation et le débit de sortie. Dans notre zone d'étude, l'utilisation principale des eaux prélevées du système aquifère est généralement destinée à l'approvisionnement en eau potable et à l'irrigation, cette dernière représentant l'activité principale de la région. Une partie de cette eau peut être extraite par des puits de surface et des forages, perdue par évaporation, écoulée par drainage souterrain ou dirigée vers l'exutoire.

7.3. Exploitation par Puits de surface et Forages

Au cours des dernières décennies, l'extraction des eaux souterraines dans la région d'étude a provoqué une baisse significative du niveau d'eau de l'aquifère, notamment par le secteur agricole. (Figures 31, 32) montrent clairement une fluctuation de la nappe moyenne estimée à 5m de rabattement sur toute la surface piézométrique de l'aquifères mio-plio-quaternaire. Il est noté que le nombre de puits comprend les puits destinés à l'alimentation en eau potable et ceux à usage agricole avec ou sans autorisation.

8. Élaboration du modèle numérique de l'aquifère de Mio-plio-quaternaire.

8.1. Introduction

Actuellement, les gestionnaires des eaux souterraines peuvent prendre des décisions optimisées pour une exploitation efficace grâce à la modélisation (Kumar & Singh, 2016 ; Glass et al., 2018 ; Qin, 2021). Afin d'évaluer la faisabilité de la recharge gérée des aquifères, un modèle conceptuel d'écoulement des eaux souterraines a été élaboré pour analyser le système d'écoulement. Ce modèle a été complété par une modélisation numérique d'écoulement transitoire, réalisée à l'aide de Visual MODFLOW Flex (Samanta et al., 2020).

8.2. Logiciel de modélisation

La configuration géométrique de l'aquifère étudié et les données disponibles ont permis d'utiliser le logiciel de simulation Visual MODFLOW Flex v10, développé par Waterloo Hydrogeology.

Visual MODFLOW (VMOD) Flex est un outil de modélisation tridimensionnelle des eaux souterraines, conçu pour analyser les écoulements et le transport des contaminants. Il intègre des données SIG brutes pour élaborer des modèles conceptuels et numériques, et permet de générer et de simuler des modèles à l'échelle régionale ou locale, avec une prise en charge de MODFLOW-LGR (Local Grid Refinement). L'environnement de modélisation offre des visualisations simultanées en 2D et 3D (Waterloo Hydrogeologic, 2019).

Le logiciel MODFLOW est employé pour simuler les écoulements souterrains et évaluer la recharge de la nappe phréatique. Il s'agit d'un modèle physique qui représente des écoulements laminaires monophasiques en trois dimensions dans des systèmes multicouches. Il résout les équations aux dérivées partielles de la diffusivité des écoulements en milieu poreux (combinant la loi de Darcy et l'équation de continuité) grâce à la méthode des différences finies. Ce modèle permet d'estimer les ressources en eau actuelles et de prévoir leur évolution future en proposant divers scénarios. Ces scénarios peuvent servir de stratégie de gestion des ressources hydriques, réduisant ainsi les risques de défaillance.

8.3. Maillage du domaine

Le modèle couvre une superficie totale de 51 km², utilisant une grille de 50 colonnes et 50 lignes pour représenter l'aquifère dans le plan x-y, ce qui correspond à 2500 cellules. Chaque cellule a une dimension de 500 x 500 m. On suppose que les caractéristiques géométriques de l'aquifère (comme l'épaisseur entre le toit et le mur) ainsi que les paramètres hydrodynamiques (tels que la perméabilité et le coefficient d'emmagasinement ou la porosité) sont uniformes. Le modèle tridimensionnel inclut une composante verticale Z, ajoutée au modèle 2D, pour tenir compte des épaisseurs des différentes couches de l'aquifère. Dans notre modèle, une seule couche représente la nappe du plio-quaternaire, identifiée grâce à la compilation des études géophysiques réalisées dans le bassin d'étude. L'aquifère quaternaire n'est pas pris en compte en raison de son manque d'intérêt, exacerbé par la sécheresse persistante des dernières décennies et la surexploitation des ressources en eau.

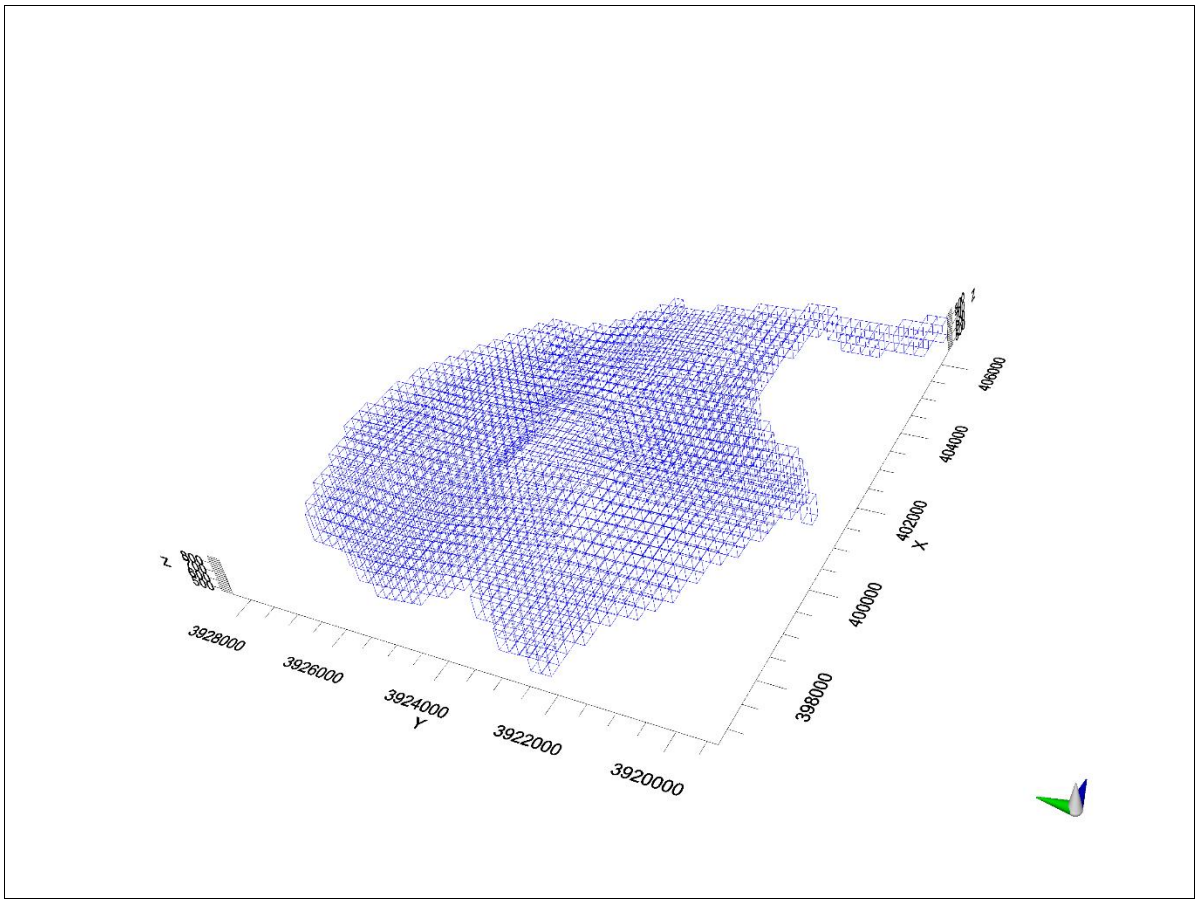


Figure 33: Zone d'étude en 3D.

La surface topographique du modèle, illustrée par le toit de la couche (figure 34) c'est la zone d'infiltration directe des eaux de pluie, présente une épaisseur variable qui diminue en allant des bordures vers le centre de la plaine, atteignant parfois jusqu'à 160 m. L'altitude inférieure correspond au sommet de la couche imperméable de marnes cénomaniennes.

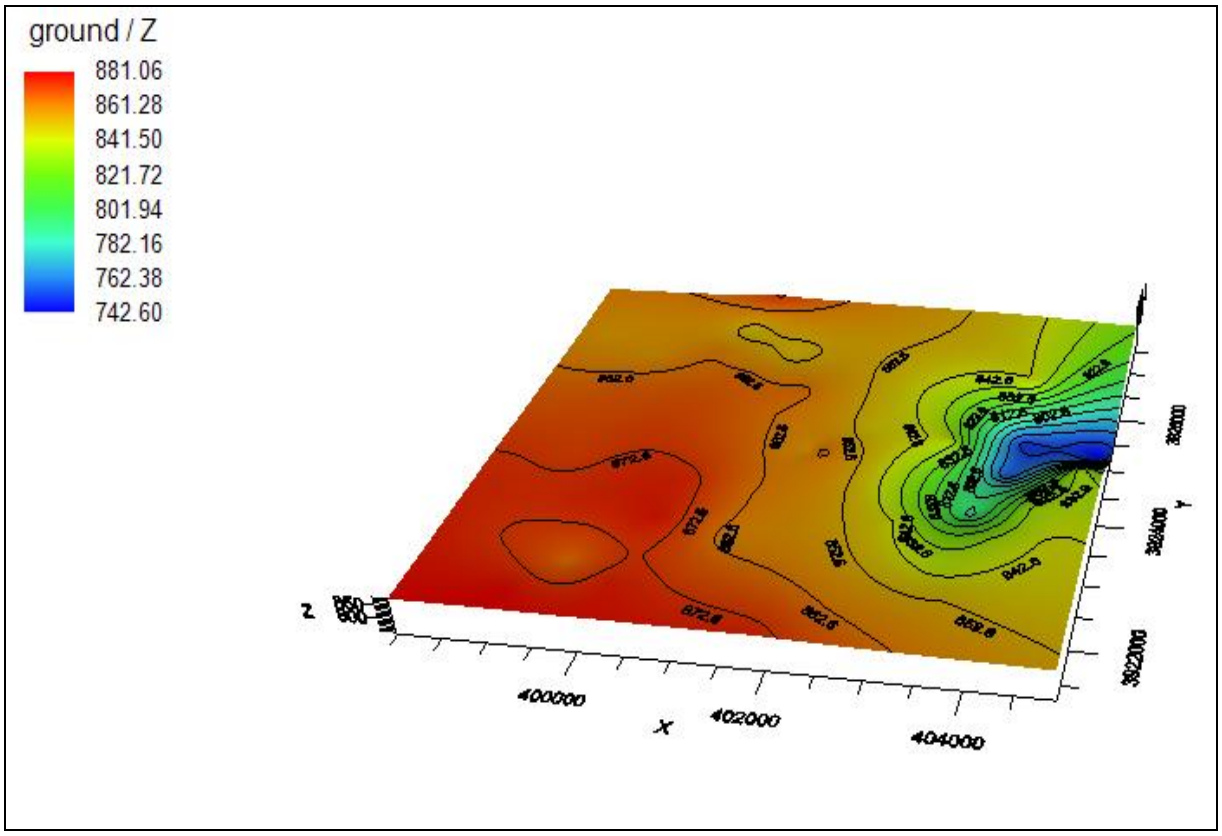


Figure 34: Toit des calcaires

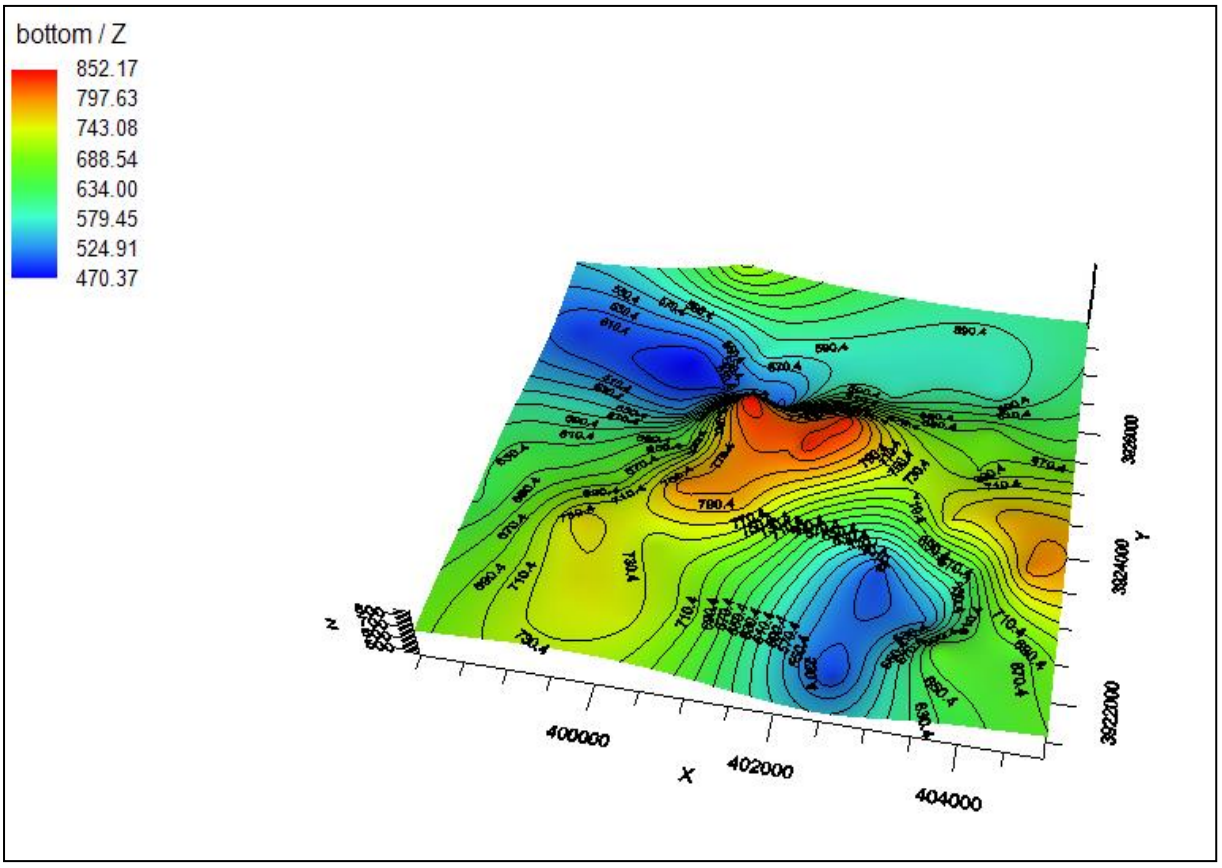


Figure 35: Mur des calcaires

8.4. Données prises en compte

Les données prises en compte concernent :

- La piézométrie du mois de mai 2010 (Période des hautes eaux) est l'état de référence ayant permis de caler le modèle en régime permanent puis en régime transitoire pour la piézométrie 2022.
- La moyenne annuelle des précipitations enregistrées à la station de Tébessa, sur une période de vingt ans (2010 à 2023) est de l'ordre de 304.64mm,
- La part de l'infiltration efficace, évaluée à partir de la méthode de Thornthwaite est estimée de l'ordre de 6 mm/ an. (Thèse chelih).
- Les paramètres hydrauliques tels que la conductivité hydraulique, le stockage spécifique, le rendement spécifique et la porosité totale ont été obtenus à partir de la littérature (ANRH Tébessa 2003) ; ces valeurs de paramètres vont être ajustées lors de la calibration du modèle (tableau 9).

Tableau 9: Paramètres hydrauliques de la couche**.**

Couche	(kx) Conductivité hydraulique (m/s)	(kz) Conductivité Hydraulique (m/s)	(Ss) Stockage spécifique (m-1)	(Sy) Rendement spécifique	Porosité totale (%)
1	**1.28× 10-5**	**1.28 × 10-6**	**6.9 × 10-5**	**0.14**	**20**

Les conditions aux limites sont définies par la carte piézométrique. Les limites latérales du modèle coïncident avec celles du bassin de Hammamet. Ces limites sont déterminées par des potentiels hydrauliques (conditions de Dirichlet). Toutes les cellules situées à l'intérieur de l'aquifère sont actives, tandis que celles à l'extérieur sont inactives, elle représente les montagnes entourant la zone d'étude. Les flux pénètrent par les mailles des frontières Nord-ouest, Ouest et Sud, reflétant l'apport latéral provenant de ces zones.

- Les recharges frontales et tributaires ont été intégrées dans le modèle sous forme de limites de débit spécifique, correspondant à des conditions de Neumann (McDonald et Harbaugh, 1988). La nappe phréatique est drainée par les différents oueds, particulièrement durant les périodes de hautes eaux, simulées à l'aide du Drain Package. Les autres limites du modèle sont des limites à flux sortant (Figure 39), Les différents essais réalisés sur le modèle ont permis d'ajuster les perméabilités horizontales sur une plage allant de 10^{-7} à 10^{-5} m/s. Les zones les plus perméables se situent près du centre de la nappe, autour des champs captant, tandis que les perméabilités les plus faibles se trouvent au Sud et au Nord.

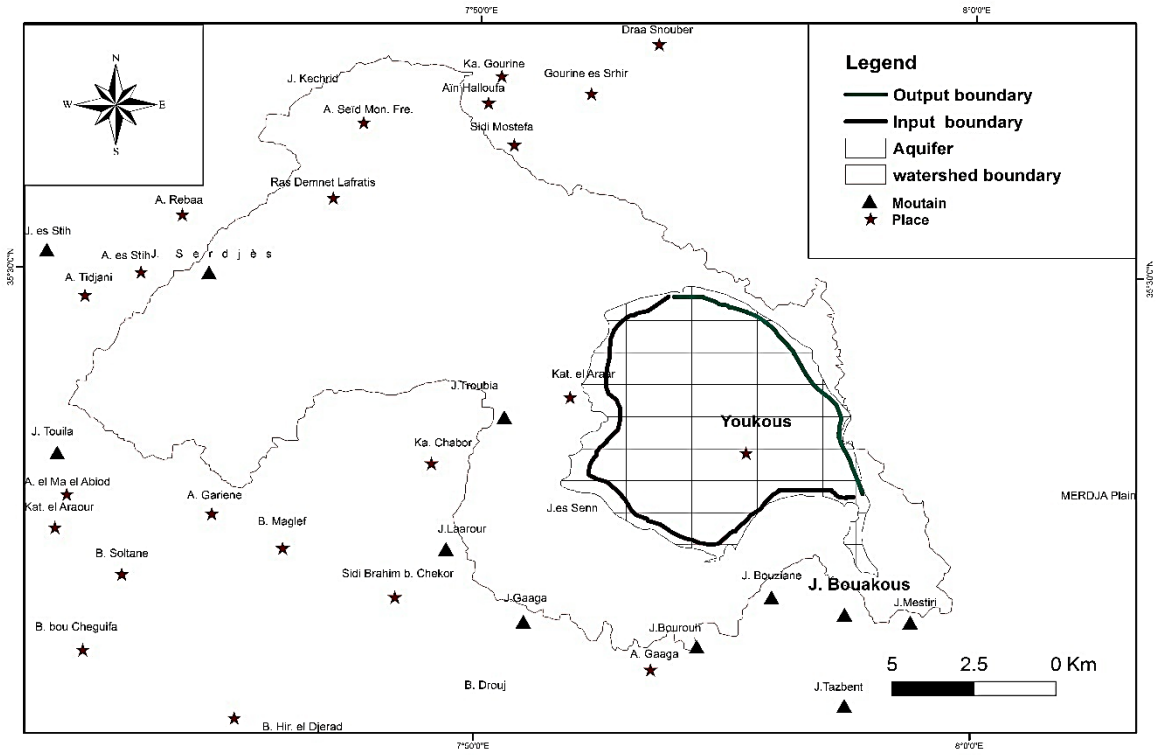


Figure 36: Conditions aux limites de l'aquifère alluvionnaire du sous bassin versant de Hammamet.

8.5 Calage du modèle

L'objectif du processus de calage du modèle est de réaliser une synthèse globale de toutes les données disponibles dans la zone discrétisée, y compris l'identification des données manquantes. Cette méthode consiste à ajuster l'état calculé du modèle pour qu'il corresponde à l'état réel, en modifiant certains paramètres hydrodynamiques, tels que la perméabilité.

Le processus de calage a pour principal objectif d'évaluer la pertinence des conditions aux limites du modèle, ainsi que de reproduire de manière satisfaisante l'ensemble des données de terrain en ajustant les paramètres d'entrée du modèle en fonction du comportement géologique du système aquifère (Dassargues et Monjoie, 1992). Autrement dit, il vise à minimiser l'écart entre les mesures piézométriques observées et les valeurs calculées par le modèle, en modifiant les caractéristiques de l'aquifère, telles que la conductivité hydraulique, la recharge, l'évaporation, les conductances des cours d'eau, etc. La conductivité hydraulique verticale de la couche du modèle a été fixée à un dixième de la conductivité hydraulique horizontale.

8.6. En régime permanent

Le calage en régime permanent consiste à identifier une période suffisamment stable dans la chronique piézométrique de la zone. Cela permet de supposer que l'ensemble du fonctionnement hydrodynamique de la nappe est stable et donc permanent. Ainsi, les phénomènes de stockage et de déstockage dans la nappe ne sont pas pris en compte.

Le calage est effectué en ajustant les conductivités hydrauliques afin de simuler une piézométrie aussi proche que possible de la réalité, en tenant compte de la charge hydraulique observée pour l'année 2010 dans des conditions stables.

Reconstitution de la piézométrie :

La carte simulée (figure 40) montre une relative distribution de la piézométrie identique dans sa morphologique à celle observée. L'écoulement s'effectue naturellement de l'ouest vers l'est, l'alimentation de la nappe s'effectue par les différents oueds, particulièrement en période de hautes eaux,

A cet effet, le modèle demeure fiable, et les écarts observés entre les niveaux piézométriques calculés et mesurés dans certaines zones peuvent être attribués à des erreurs de mesure ainsi qu'aux caractéristiques spécifiques des conditions hydrogéologiques locales. Attribués à des erreurs de mesure ainsi qu'aux caractéristiques spécifiques des conditions hydrogéologiques locales

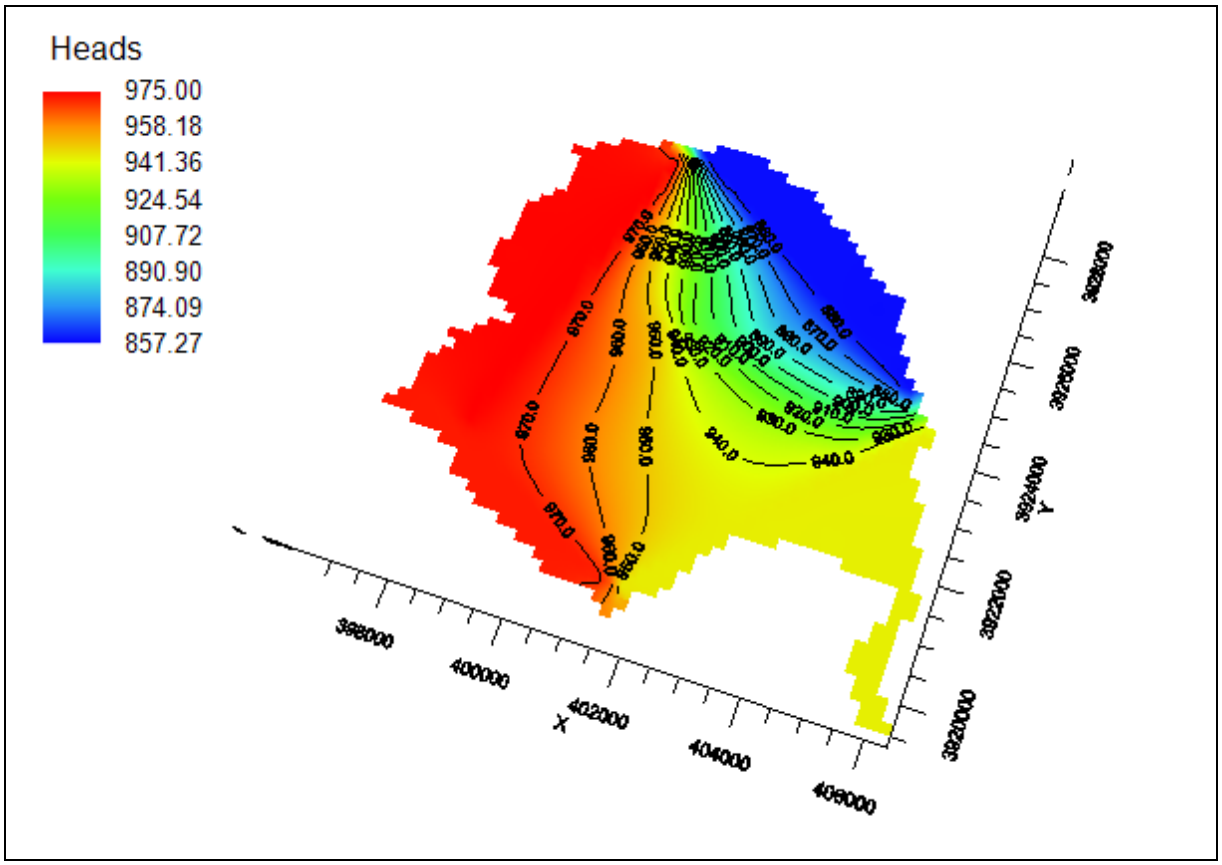


Figure 37: Reconstitution de l'état piézométrique en régime permanent, 2010.

8.7. En régime transitoire

Les résultats de la simulation des régimes permanents de l'année 2010 ont été utilisés comme conditions initiales pour la simulation transitoire. L'analyse de la figure 41 révèle une ressemblance satisfaisante entre la piézométrie mesurée et celle calculée par le modèle.

On peut observer que le rabattement le plus important est enregistré à l'est de la région d'étude, indiquant une dépression dans cette zone. Le resserrement des équipotentielles, dans le reste de la zone étudiée, est probablement lié à la diminution de la section d'écoulement (Alimentation).

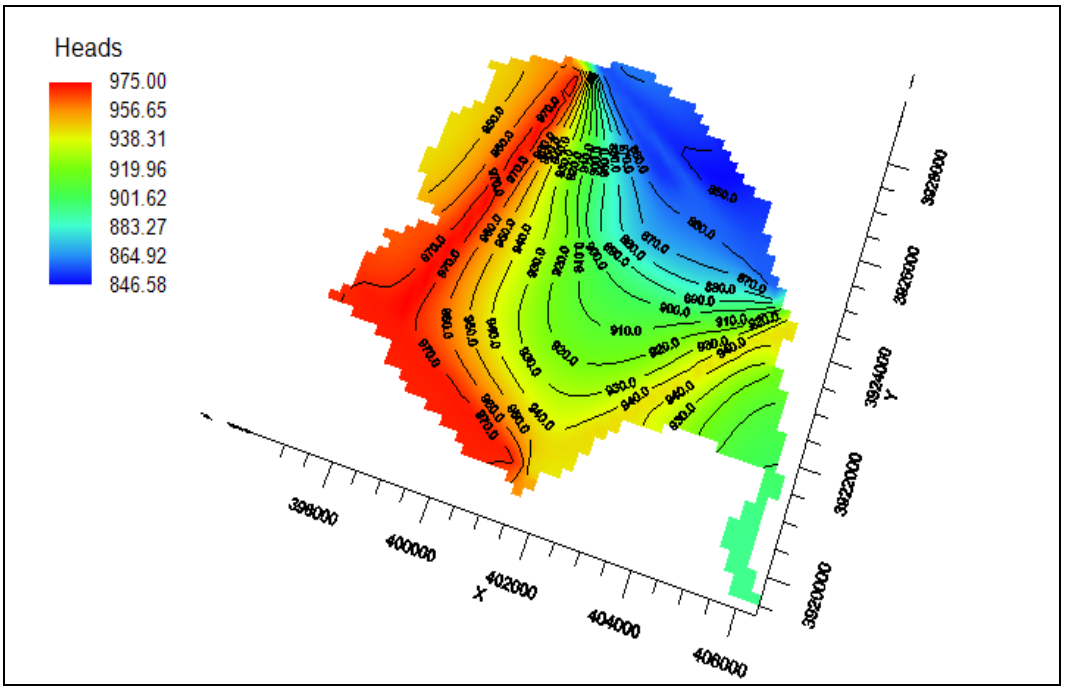
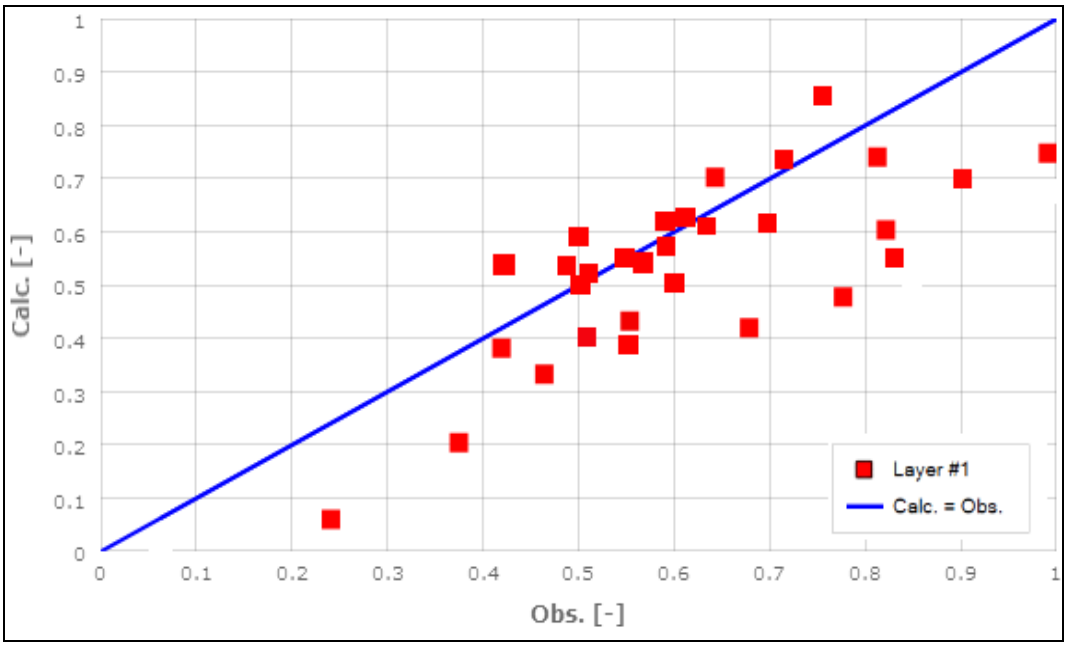


Figure 38: Reconstitution de l'état piézométrique en régime transitoire, 2022.

La corrélation linéaire entre les hauteurs hydrauliques observées et calculées est visible sur la **figure 39,** avec un coefficient de corrélation de 0,91, ce qui est considéré comme acceptable pour un aquifère soumis à une exploitation intensive et constante.



Min. Residual	- 4.19 (m) at OW6/OW6
Standard Error of the estimate	3.06 (m)
Max. Residual	-40.29 (m) at OW37/OW37
Root Mean Squared	23.25 (m)
Residual Mean	-19.77 (m)
Normalized RMS	22.14 %
Abs. Residual Mean	20.55 (m)
Correlation Coefficient	0.91

Figure 39: Corrélation du nuage de points pour la calibration du modèle (2022).

Conclusion

La surface piézométrique, de la région d'étude, est de forme régulière, convergente vers le Nord – Est ; l'écoulement souterrain est de direction Sud-Ouest – Nord Est, caractérisé par un gradient hydraulique fort à l'Ouest de l'aquifère alluvionnaire et faible à sa partie Est. Djebel Es Senn, par sa structure par suite des accidents tectoniques, ayant mis en place des structures en gradins limitrophes à la plaine d'effondrement.

La prédiction du changement des niveaux piézométriques de l'aquifère Mio-plio-quaternaire de Hammamet à travers le modèle élaboré à démontré que l'exploitation continue sans recharge au fil du temps (2010 à 2022) entraînait une baisse significative du niveau des eaux souterraines

Avec la recharge naturelle (précipitations), le niveau à augmenter légèrement, mais avec la simulation de la recharge artificielle à partir des rivières, notamment lors de fortes crues via des bassins d'infiltration, un dôme piézométrique s'est formé localement dans les deux sites sélectionnés, indiquant la montée du niveau piézométrique. On considère que l'application d'un tel système de recharge contribuera à augmenter le niveau des eaux souterraines même avec une faible durée d'écoulement durant l'année.

CHAPITRE IV : Hydrochimie descriptive et analytique.

1.Introduction

L'étude de la chimie des eaux souterraines est une méthode de prospection hydrogéologique qui permet la caractérisation des aquifères. En effet, la composition chimique des eaux souterraines dépend en grande partie du type de roche encaissante, du temps de séjour des évolutions hydrodynamiques des écoulements de la nappe, de la profondeur de la circulation et de la zone climatique.

En plus les activités de l'homme dans le domaine de l'urbanisation, de l'industrialisation et surtout les différentes activités agricoles ont une influence anthropogénique considérable sur la qualité des eaux souterraines et des eaux de surface.

Un autre facteur qui a un effet considérable sur la qualité des eaux, surtout dans les régions arides et semi-arides, qui est l'augmentation de la salinité des eaux souterraines surtout pour les aquifères superficiels, résultant du phénomène de l'évaporation (Drever, 1986, Gray, 1994 et Mazor, 1994).

L'étude géochimique que nous entreprenons, a un double objectif :

- A l'échelle régionale, caractériser les eaux sur la base de l'hydrofaciès : cela apporte des informations précieuses sur l'identification de la roche encaissante et sur la circulation des eaux souterraines ainsi que sur les conditions de recharge.

- A l'échelle locale, caractériser les eaux sur la base de leur potabilité et des problèmes pratiques que certains paramètres hydrochimiques donnent sur chaque point d'eau.

2. Les données disponibles

La caractérisation des eaux souterraines concerne essentiellement l'analyse des paramètres de base (pH, température et conductivité), des éléments « majeurs » et d'éventuels éléments traces.

Durant notre investigation hydrochimique, 20 compagnes d'échantillonnage des eaux de sources qui captent le karst ont été entreprises. Les prélèvements ont été effectués selon une répartition et une fréquence différente d'un site à un autre ; qui dépend de la disponibilité des ouvrages du type des formations géologiques et de la profondeur des eaux.

3. Matériels et moyens d'analyse

Pour caractériser l'hydrogéochimie du système les aquifères carbonatés et les aquifères alluvionnaires, on a fait un suivi de quatre sources (entre septembre 2021 et juin 2022) et une compagne de l'aquifères alluvionnaire en décembre 2022. Nous avons procédé à l'analyse du calcium (Ca^{2+}), du magnésium (Mg^{2+}), du sodium (Na^{+}), du potassium (K^{+}), des sulfates (SO_4^{2-}), des chlorures (Cl^{-}), des bicarbonates (HCO_3^{-}).

Nous avons également mesuré la température de l'eau (T), le pH et la conductivité électrique (CE). Les paramètres physiques (la température et le pH), ont été mesurés in situ à l'aide d'un appareil portatif type HQ Séries Portable métrer de la marque HACH. Les précisions respectives avec lesquelles ont été pris ces paramètres sont ± 0.01 et ± 0.01. Cependant les analyses ont été faites dans les laboratoires de l'Université de Tébessa, et aussi aux laboratoires de département de l'hydrochimie de l'Université Technique Bergakademie Freiberg Allemagne. Trois flacons d'eau par échantillon ont été pris pour chaque point d'eau. Le premier flacon, acidifié à un pH, le deuxième et le troisième n'ont subi aucun traitement et ont été destiné à l'analyse des anions et des isotopes. Dans le laboratoire de l'université de Tébessa, Trois méthodes d'analyses ont été utilisées pour déterminer les

concentrations des différents éléments chimiques. Les cations ont été dosés soit par absorption atomique à flamme (Perkin Elmer, 1100B) soit par titrage potentiométrique (RODIER1996 et SACHENBERG S. et al., 1992). Le dosage de la teneur des bicarbonates, des chlorures par titrimétrie. Dans le laboratoire de Freiberg, on a utilisé l'appareil de **Chromatographie ionique** pour les mesures des cations et anions de la compagne des puits de l'aquifère des alluvions.

4. Evolution des paramètres physico-chimiques

La répartition des paramètres physico-chimiques, permet de mettre en évidence l'évolution de chaque élément et d'estimer l'origine des minéralisations. Dans ce but, un échantillonnage portant sur quatre sources d'eaux dans le karst a été réalisé durant les campagnes des échantillons des sources du karst de septembre 2021 à juin 2022, l'ensemble des résultats obtenus est résumé dans le tableau ci-dessous.



Figure 40: Photos de laboratoire (Allemagne 2023)

Tableau 10: Résultats des analyses inorganiques des sources du karst.

Paramètres	Minimum	Maximum	Moyenne	Valeurs guide oms**
CE (µs/cm)	308	738	507.24	1500
TDS (mg/L)	202	365	273.94	1000
PH	7.58	8.02	7.77	8.5
Ca^{2+} (mg/L)	67.33	115.47	87.24	200
Mg^{2+} (mg/L)	1.44	18.48	9.27	50
Na^{+} (mg/L)	11.3	57.98	26.77	200
K^{+} (mg/L)	0.63	2.16	1.36	12
Cl^{-} (mg/L)	4.26	20.59	10.79	250
SO_4^{2-}(mg/L)	29.35	80.2	45.93	500
$HCO3^{-3}$(mg/L)	185.73	310	243.96	250-400

4.1. La conductivité électrique

La conductivité électrique est liée à la présence des espèces ioniques en solution. Elle est proportionnelle au degré de minéralisation et varie en fonction de la température. Le lessivage des sols entraîne naturellement la dissolution d'un certain nombre de sel (bicarbonates, chlorures, sulfates, sodium…etc.) et provoque un accroissement de la conductivité.

Les valeurs mesurées in situ pendant septembre 2021 à juin 2022, ont été corrigées à une température standard de 25°C. Les résultats obtenus montrent que presque tous les points d'eau ne dépassent pas la norme recommandée pour les eaux d'alimentation en eau potable. La conductivité électrique est généralement entre 308 µS/cm et 738 µS/cm avec une moyenne de 507.24 µs/cm (Tableau. 10).

La conductivité électrique varie entre 321 et 738 µS/cm, ce qui met en évidence les différences de taux de recharge et les effets saisonniers entre les périodes humides et sèches (figure 43). En général, la conductivité diminue pendant les saisons humides, ce qui reflète la dilution par l'eau de précipitation. Mais cette situation est devenue complètement inverse (sauf au printemps Amacha) au cours du mois de novembre 2021 où la CE augmente drastiquement lors de la dilution par recharge. Les processus de dilution suivis d'un effet d'écoulement du piston sont supposés être la raison de l'augmentation de la CE pendant la période de recharge.

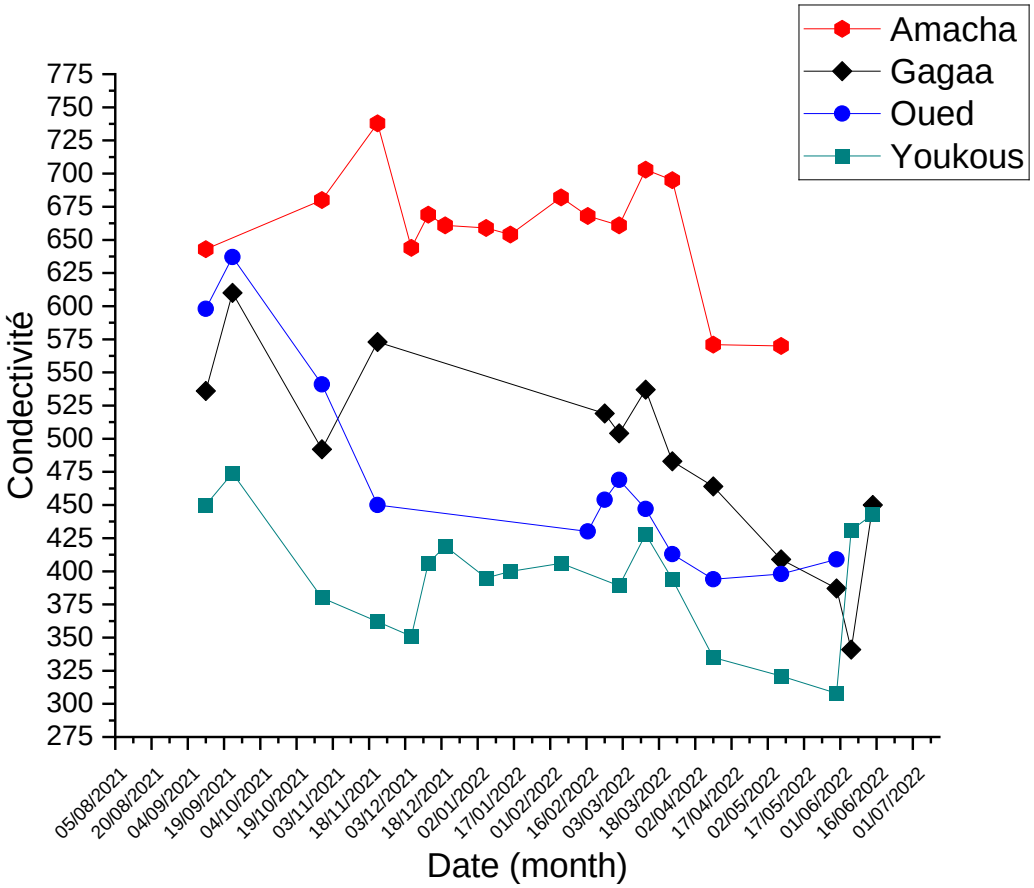


Figure 41: Evolution de la conductivité électrique dans les sources (sep 2021-juin 2022).

4.2. La température et le pH

La température des eaux de l'aquifère Plio-quaternaire varie entre 20 et 27°C, pendant les mois d'été et entre 18 et 22°C pendant les mois d'hiver. Le pH est défini comme l'activité de l'ion hydrogène d'une eau à 25°C, quand le pH est égal à 7, les activités de H^+ et OH^- sont égales ($H^+ = OH^- = 1*10\text{-}1$). La valeur de pH dépend de la température constante pK, comme il est montré dans la formule suivante :

$$pHéqui = pK - \log C_{HCO3} + \log f(t)$$

Où :

Pk : la température constante.

C_{Ca} et C_{HCO3} : les concentrations en meq/L.

f(t) : le facteur de corrélation de Langlier qui dépend de la force ionique.

Pour des températures basses, l'égalité de l'activité H^+ et OH^- apparaît à des valeurs de pH élevées et vice versa. Par exemple à 0°C, l'égalité apparaît à un pH de 7.53 et à 50°C à un pH de 6.63 (Freeze et Cherry 1979). Le processus de la dissolution de la molécule d'eau est un équilibre chimique donné par l'équation de Freeze et Cherry 1979 comme suit :

$$H_2O \longleftrightarrow H^+ + OH^- \qquad (1)$$

Pour les eaux de l'aquifère Karstique, les valeurs de pH varient entre 7.58 et 8.02 avec une moyenne de 7.77. La figure 44, ce qui montre une eau neutre à légèrement alcaline (figure 4b et tableau 1). La variabilité du pH des sources est causée par des changements dans les voies d'écoulement, le débit de l'eau et les temps de séjour dans l'aquifère. Deux des sources (Bouakous et Wadi Bouakous) présentent les mêmes valeurs de pH lors des précipitations de l'automne et de l'hiver 2021. La similitude des modèles de pH fait référence à la similitude de l'origine de l'eau (même aquifère). Les autres sources montrent une augmentation et une variabilité du pH au cours des mêmes périodes. Les valeurs de pH de toutes les sources au cours des saisons de printemps et d'été montrent une diminution au fil du temps, indiquant des conditions légèrement acides **(Tableau 10)**. Selon la nature de la zone karstique et le climat sec pendant cette période. Par conséquent, la variation temporelle de la valeur du pH peut être utilisée comme traceur dans les eaux karstiques.

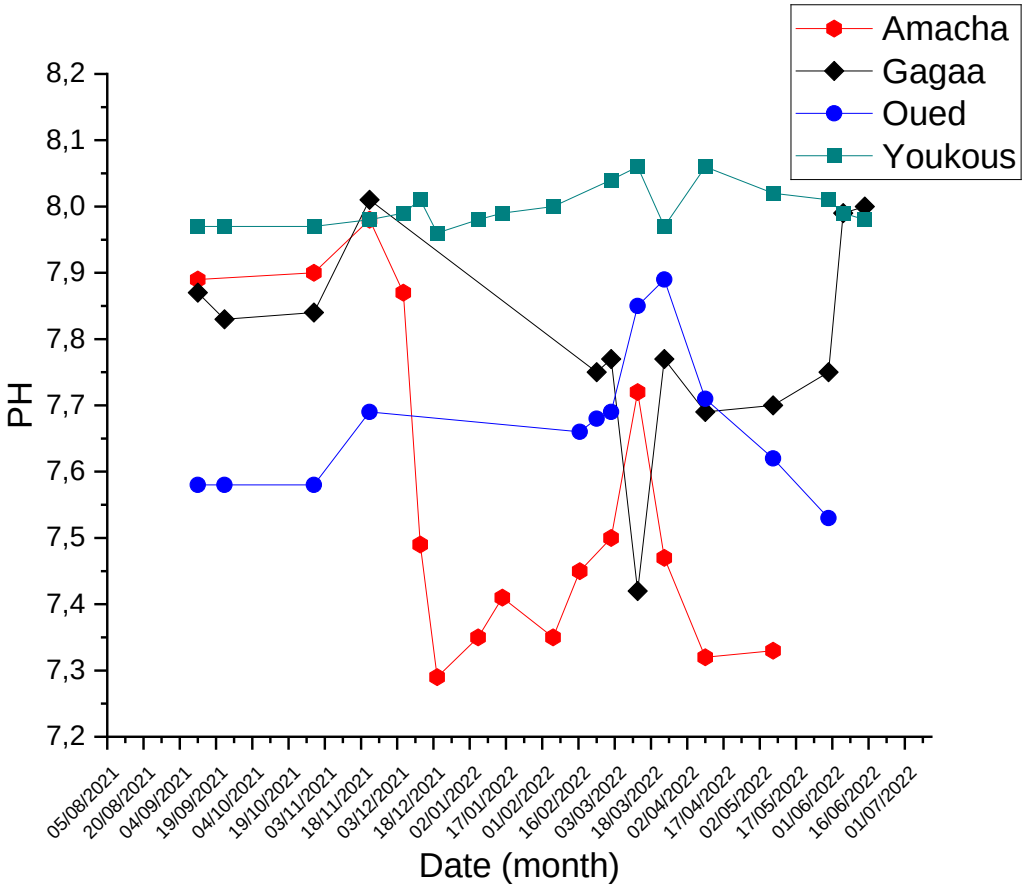


Figure 42: Evolution du PH dans les sources (sep 2021-juin 2022).

4.3. Le calcium et Magnésium

Le calcium, élément principal de la dureté de l'eau, est un métal alcalino-terreux extrêmement répandu dans la nature et en particulier dans les roches calcaires sous forme de carbonates. Ses sels se rencontrent dans presque toutes les eaux naturelles. Ils s'y dissolvent en majorité lors de l'attaque des roches calcaires par l'anhydride carbonique dissous (CO_2). Il est essentiel pour les plantes et les animaux.

La concentration du Ca^{2+} dans toutes les eaux est contrôlée par le système d'équilibre $CaCO_3$- CO2- H_2CO_3-HCO_3 (Matthess, 1990).

Le calcium est un élément essentiel des minéraux constituant les roches ignées, spécialement les silicates (pyroxène, amphibole et feldspaths). Dans les roches sédimentaires, il se présente sous forme de carbonates (calcite, dolomite et aragonite), comme il fait partie de quelques minéraux évaporitiques à savoir le gypse et l'anhydrite et aussi dans les minéraux argileux sous forme de Ca^{-} montmorillonite (Hem,1985).

Le magnésium est un élément très répandu dans la nature (2.1% de l'écorce terrestre). C'est un constituant essentiel de différentes roches ignées noires ferromagnésiennes. Dans les roches sédimentaires ses origines sont comparables à celle du calcium, car il provient de la dissolution des formations carbonatées à fortes teneurs en magnésium comme la magnésite et la dolomite (Merkel and Sperling, 1996).

Magnésite: $MgCO_3 \leftrightarrow Mg^{2+} + CO_3^{2-}$ log Ks = 2.96 (Drever 1997).

Dolomite: $Ca\,Mg\,(CO3) \leftrightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2CO_3^{2-}$ log Ks = -17.09 (Drever 1997).

Dans la région d'étude, Les concentrations de calcium varient respectivement entre un minimum de 67.33 mg/l et un maximum de 115.47mg/l et une valeur moyenne de 87.24mg/l (Tableau 10).

Dans la région d'étude les concentrations de Mg^{2+} varient entre 1.44 mg/l et 18.48 mg/l, avec une moyenne égale à 9.27 mg/l (Tableau 10).

La variation temporelle des cations majeurs (Ca2+ et Mg2+) entre les périodes humides et sèches est corrélée à la CE, comme l'illustre la figure 4. Les chimiographes calciques de l'eau de source montrent principalement une diminution de la concentration en calcium pendant les périodes de recharge, à l'exception de la source d'Amacha **(**Figure 45), qui montre l'inverse (augmentation de la concentration en Ca^{+2}et Mg^{2+}avec augmentation de la recharge pendant la saison hivernale).

Un motif en zigzag dans les chimiogrammes de Ca^{+2}et Mg^{2+}de toutes les sources, dans la zone d'étude, a été observé et indique la similitude des recharges et des systèmes d'écoulement pour les deux sources. Un décalage temporel a été accentué par les changements les plus notables dans l'hydrogéochimie après les événements de recharge. Ce décalage suggère la présence de phénomènes de piston.

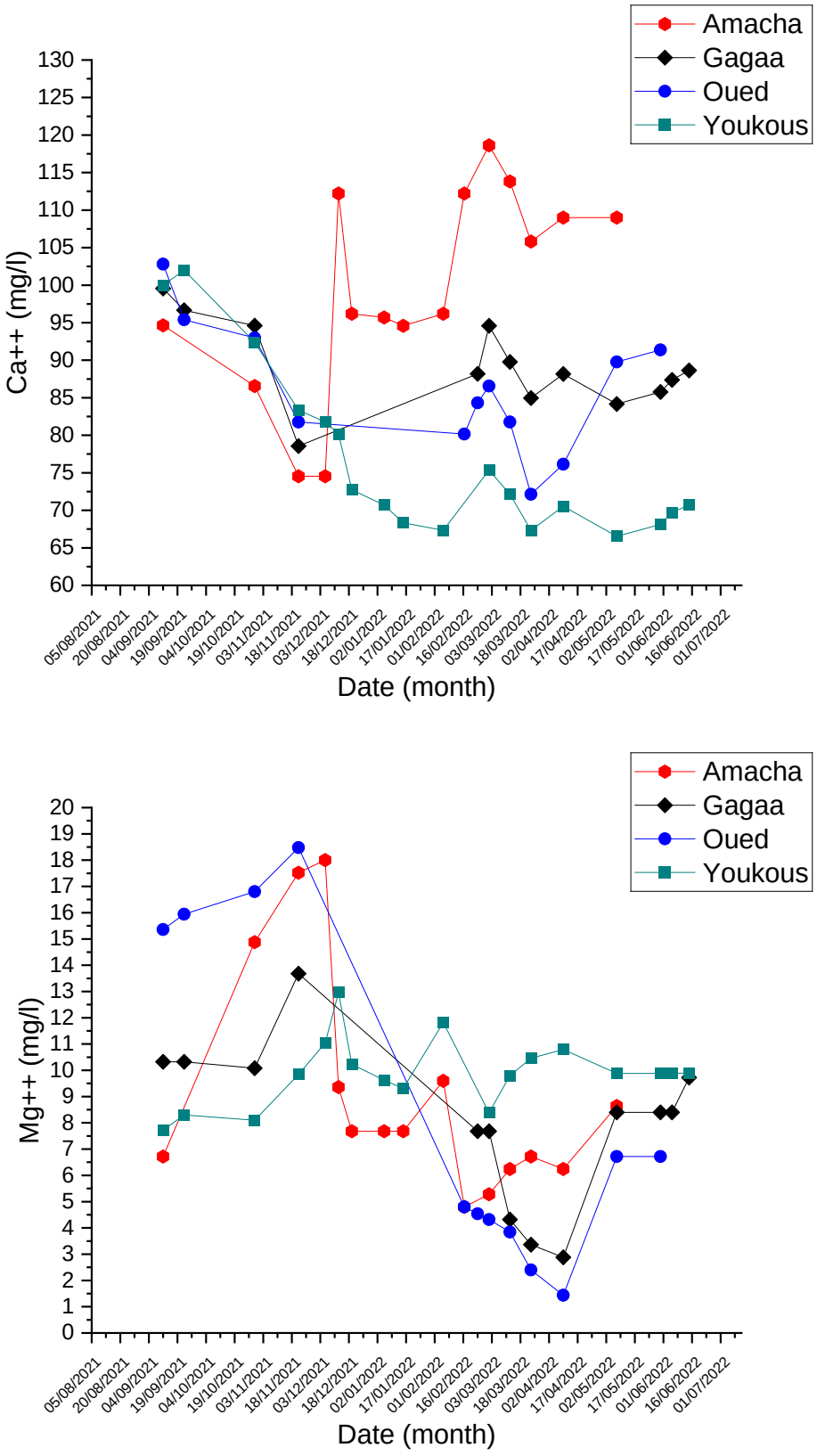


Figure 43: Evolution du Calcium et Magnésium dans les sources (sep 2021-juin 2022).

4.4. Le sodium

Cet élément, très abondant (environ 26g/kg de la croûte terrestre soit environ 2.8%) ne se rencontre pas naturellement à l'état natif mais toujours associé à d'autres éléments chimiques (chlorures, sulfates…). Le principal minéral contenant le sodium est le sel gemme (chlorures de sodium).

L'omniprésence du sodium et la grande solubilité de ses sels expliquent sa présence dans la majorité des eaux naturelles. Des teneurs anormalement élevées peuvent provenir du lessivage ou de la percolation de terrains salés aussi de l'effet de la salinité marine.

Au niveau de la région d'étude les concentrations se varient entre un minimum de 11.3 mg/l et un maximum de 57.98 mg/l, avec une moyenne égale à 26.77 mg/l (Tableau 10).

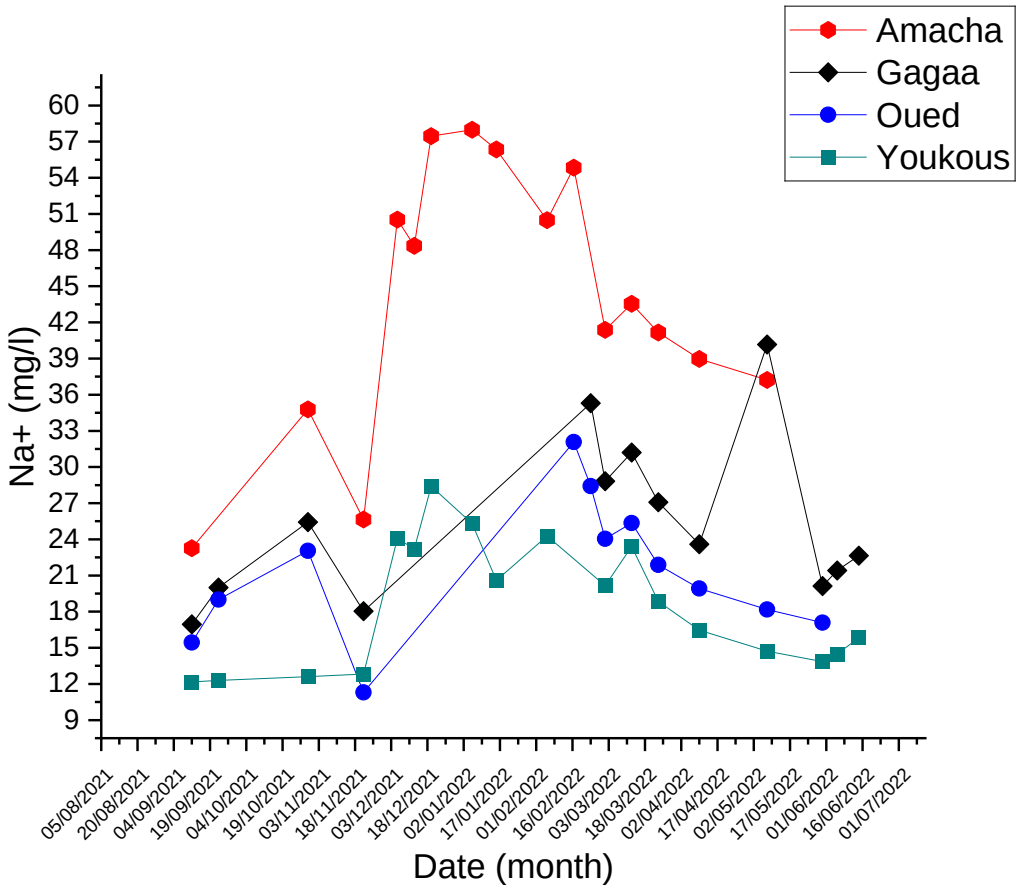


Figure 44: Evolution Du Sodium dans les sources (sep 2021-juin 2022).

4.5. Le potassium

Le potassium est un élément naturel des eaux où sa concentration, à peu près constants, ne dépasse habituellement pas 10 à 15 mg/l, sauf dans certains contextes géologiques particuliers où elle atteint 20 à 25 mg/l.

Le potassium provient de l'altération directe des roches silicatées (feldspaths, orthoclase, microcline et mica). Dans les sédiments, le potassium e trouve essentiellement dans les feldspaths altérés, dans les particules des micas ou dans les minéraux argileux sous forme de cation d'inter couches, comme c'est le cas pour l'illite, la vermiculite, le chlorite, le mica hydraté et la montmorillonite.

Cependant les sols riches en vermiculite et en montmorillonite produisent plus de potassium que les sols qui sont à dominance de kaolinite. Les transformations, les relations et les différentes formes de K sont résumés dans la figure suivante :

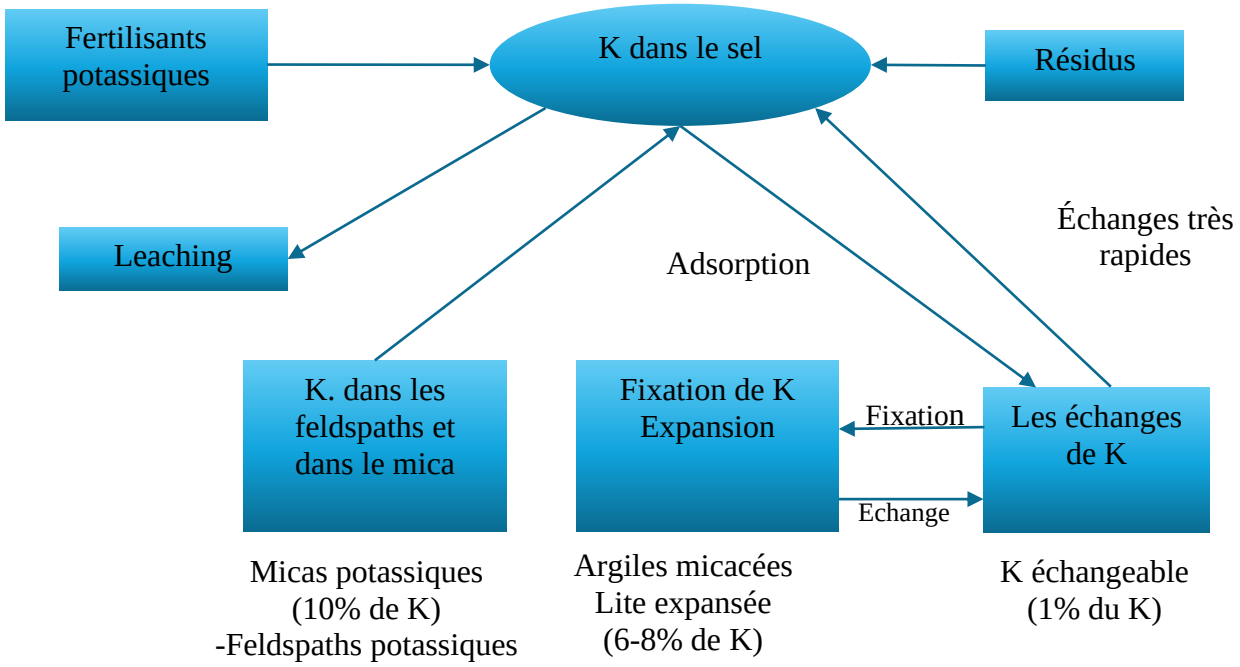


Figure 45:le cycle du potassium dans le sol (Tisdale et al, 1993).

Dans la région d'étude le potassium est le cation le moins répandu.Ses concentrations dans les échantillons d'eau analysés varient entre 0.63 mg/l et 2.16 mg/l avec une moyenne égale à 1.36 mg/l (Tableau 10).

La variation des concentrations de K^+ pendant la période d'investigation au niveau de quelques points d'eau est représentée dans la figure 48.

Cependant le taux de K+ dans les sols reste légèrement variable, il dépend de plusieurs facteurs à savoir, le type de sol, le pH du sol, la température, la présence d'argile, la présence des sels aussi et la production agricole.

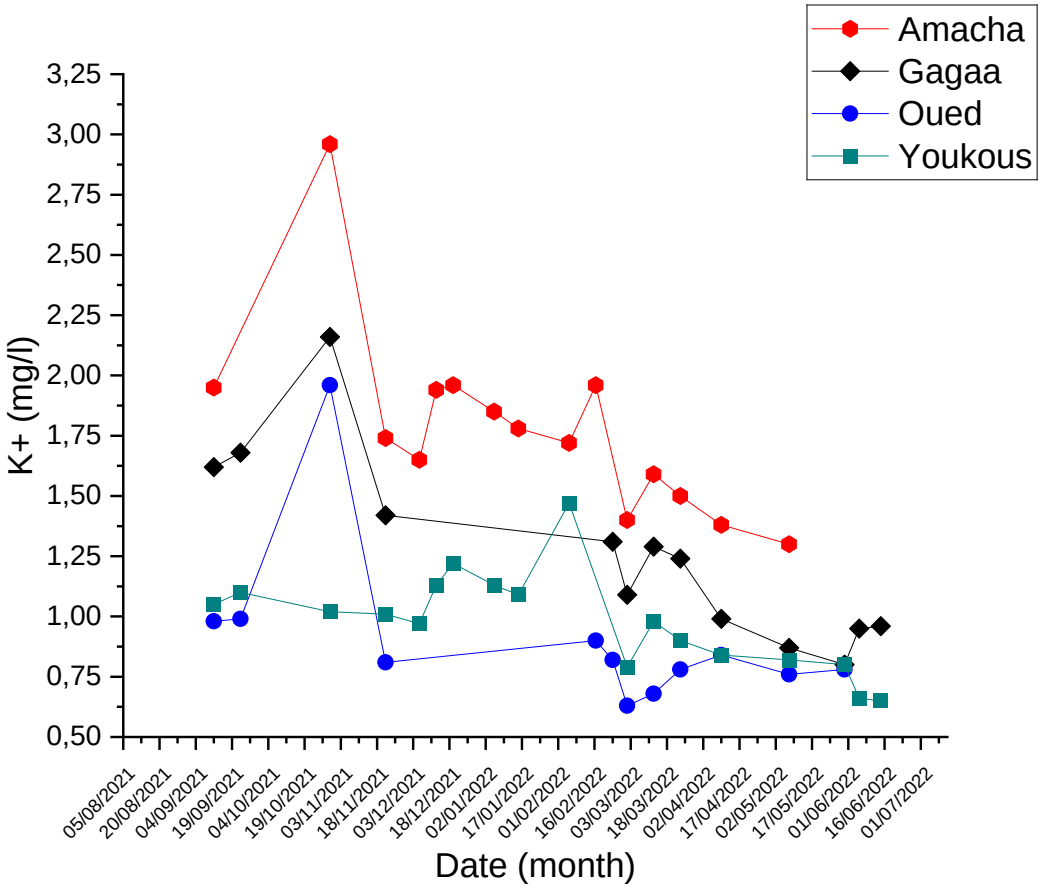


Figure 46: Evolution du potassium dans les sources (sep 2021-juin 2022).

4.6. Les bicarbonates

Les concentrations des bicarbonates dans les différents échantillons analysés de l'aquifère Plio-quaternaire, varient entre un minimum de 185.73 mg/l et un maximum de 310 mg/l avec une moyenne égale à 243.96 mg/l (Tableau 10).

L'évolution spatiale des bicarbonates (figure 50), montre une augmentation des concentrations de cet élément dans la source d'Amacha et moins fortes dans la source de Gaagaa et les concentrations les très moins faibles sont enregistrées dans la source de Youkous.

Ces fortes teneurs sont dues probablement à l'influence des formations carbonatées d'Age Maastrichtien, du massif nord de plateau de Tezbent.

En remarquent une nette variation dans les concentrations en HCO 3 entre les différents échantillons est due aux phénomènes de dilution et de concentration observée sur terrains par le débit de différentes sources.

Le système Carbonate- CO2 est une importante réaction qui contrôle l'apparition de différentes espèces carbonatées dans l'eau (Freeze et Cheery, 1979) ;

CO2 + H2O H2CO3 HCO 3+ H+ CO3 2- +2 H+ (3)

A l'équilibre calco-carbonique, la teneur en CO2 libre est appelée « CO2 équilibrant ». Si la concentration réelle devient supérieur à cette valeur suit au chargement des eaux d'infiltration à travers la zone non saturée, l'excès est appelé « CO2 agressif » et peu

dissoudre les différents minéraux carbonatés (calcite, dolomite…) qui sont en contact avec les eaux de l'aquifère Plio quaternaire. Si la concentration en CO2 est inférieur à celle du CO2 équilibrant, il y'aura précipitations des carbonates (eau incrustante). Ce processus constitue la source principale des bicarbonates dans les eaux souterraines.

La relation entre les différentes valeurs de pH et celles de l'HCO_3 sous les différentes conditions d'équilibre (PCO2) et en tenant compte de la dissolution des minéraux est représenté dans la figure ; basée sur la présentation standard de Freeze et Cheery, 1979. La ligne (A) représente la condition initiale où la dissolution de la calcite et de la dolomite commence. Les changements dans les conditions initiales de l'eau à savoir l'augmentation de des indices de saturations par rapport au PCO2, aux valeurs de pH et aux concentrations de bicarbonates, se font le long d'une ligne appelée « ligne de saturation ».

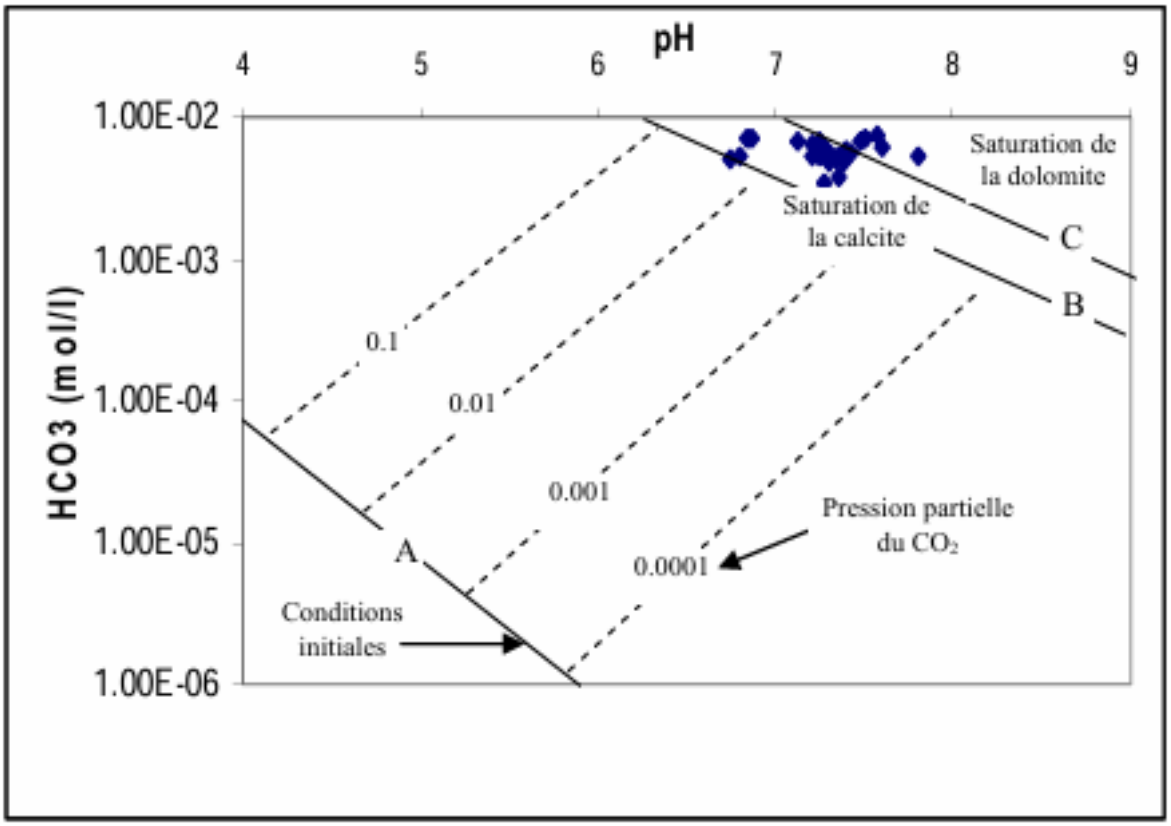


Figure 47: Relation entre les valeurs de pH et HCO 3 en relation avec l'équilibre de carbonate PCO2 (modifié d'après Freeze et Cheery, 1979, in Fehdi 2008).

Dans la figure 50, la majorité des échantillons d'eaux analysées se trouvent entre la ligne de saturation de la calcite et celle de la dolomite. Cela est dû aux fortes valeurs d'indices de saturation de la calcite excepté quelques échantillons où les indices de saturation de la dolomite dépassent celles de la calcite.

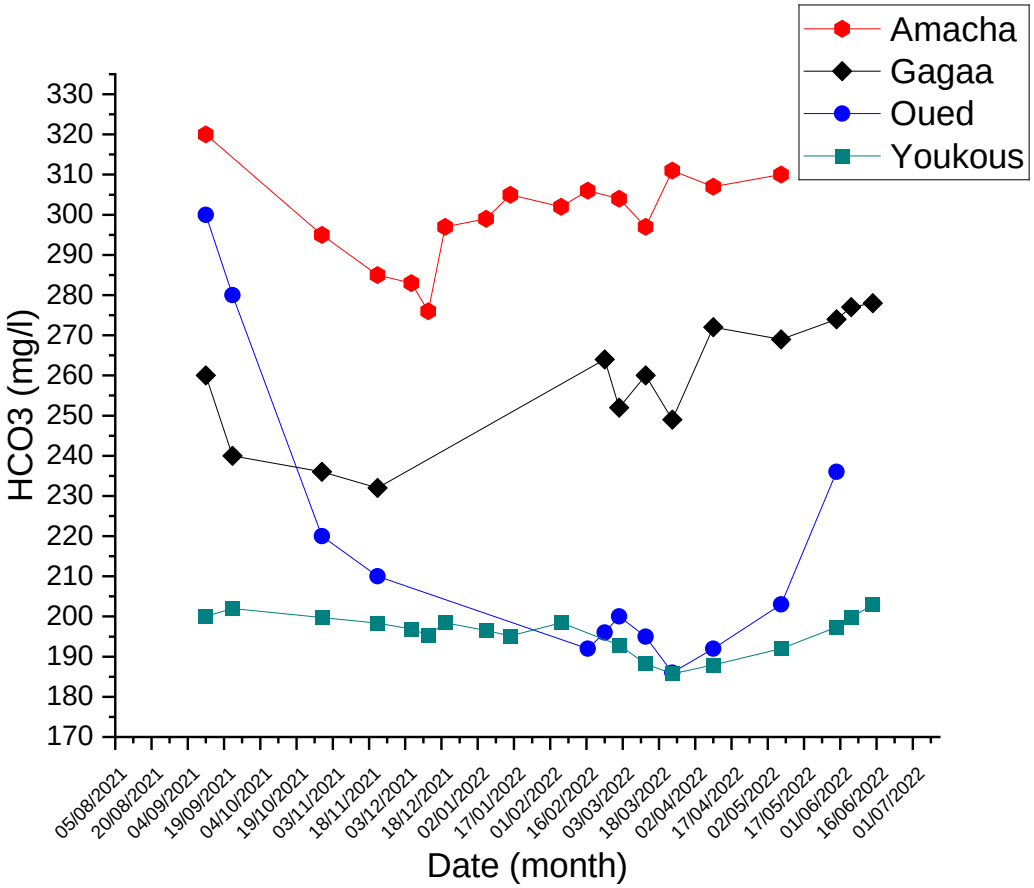


Figure 48: Evolution Des bicarbonatées dans les sources (sep 2021-juin 2022).

4.7. Les chlorures

Très répandus dans la nature, généralement sous forme de sels de sodium (NaCl), de potassium (KCl) et de calcium ($CaCl_2$), les ions chlorures (Cl^-), dans la grande partie se trouve dans les océans, constituent environ 0.05 % de la lithosphère. De façon générale, l'ion chlorure est présent dans toutes les eaux à des concentrations différentes. Dans les eaux souterraines, les teneurs en ions chlorures peuvent atteindre quelques grammes par litre au contact de certaines formations géologiques.

Les teneurs en chlorures dans les eaux de l'aquifère Plio-quaternaire enregistrées pendant toute la période d'investigation, montrent un écart important entre les différents points d'eau analysés. Ces teneurs varient entre un minimum de 4.26 mg/l et un maximum de 20.59 mg/l, et une moyenne égale à 10.79 mg/l (Tableau 10).

L'observation du chromographe des chlorures (Figure 51), durant la même période, montre des concentrations très élevées atteignant un maximum de 20.59 mg/l à El Amacha et un minimum de 12 mg/l à El Gaagaa, enregistrées au début de la compagne, ces fortes valeurs sont en rapport direct au phénomène de concentration de cet élément à la fin de la période de sécheresse.

Durant la période pluvieuse hiverneurs et printanière on remarque une diminution des concentrations des chlorures a cause de phénomène de dilution des apports en eaux des différentes sources.

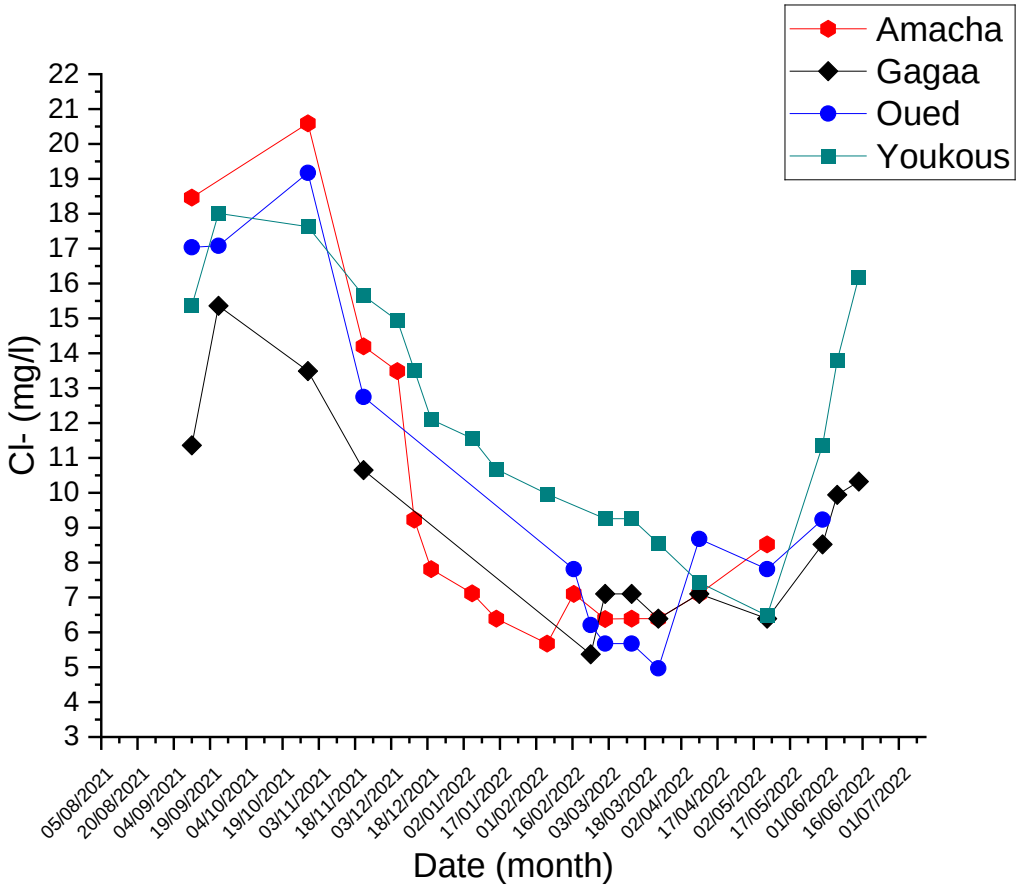


Figure 49: Evolution Des chlorures dans les sources (sep 2021-juin 2022).

4.8. Les sulfates

Au niveau de la région d'étude les concentrations des sulfates SO_4^{2-} sont très variables d'une zone à une autre. Les teneurs varient entre un minimum de 29.35 mg/l et un maximum de 80.2 mg/l, avec une moyenne égale à 45.93 mg/l (Tableau 10).

Les concentrations en sulfate présentent la même variation que le Ca^{2+} correspondant à la dilution avec l'eau de recharge, sauf à la source d'Amacha qui a montré des schémas opposés (Figure 52).

La concentration en sulfate est plus élevée à l'automne 2021, en particulier pour le printemps d'Amacha. Des eaux riches en sulfates peuvent se former par l'oxydation de la pyrite dans les roches carbonatées. L'oxydation des concrétions de pyrite et des impuretés de gypse le long du chemin d'écoulement de l'aquifère karstique de Tezbent conduit à la formation de cette eau riche en sulfates.

La réponse directe du sulfate à la recharge est interprétée comme la présence d'un type de conduit d'écoulement est signalée à partir de différentes sources karstiques dans le monde.

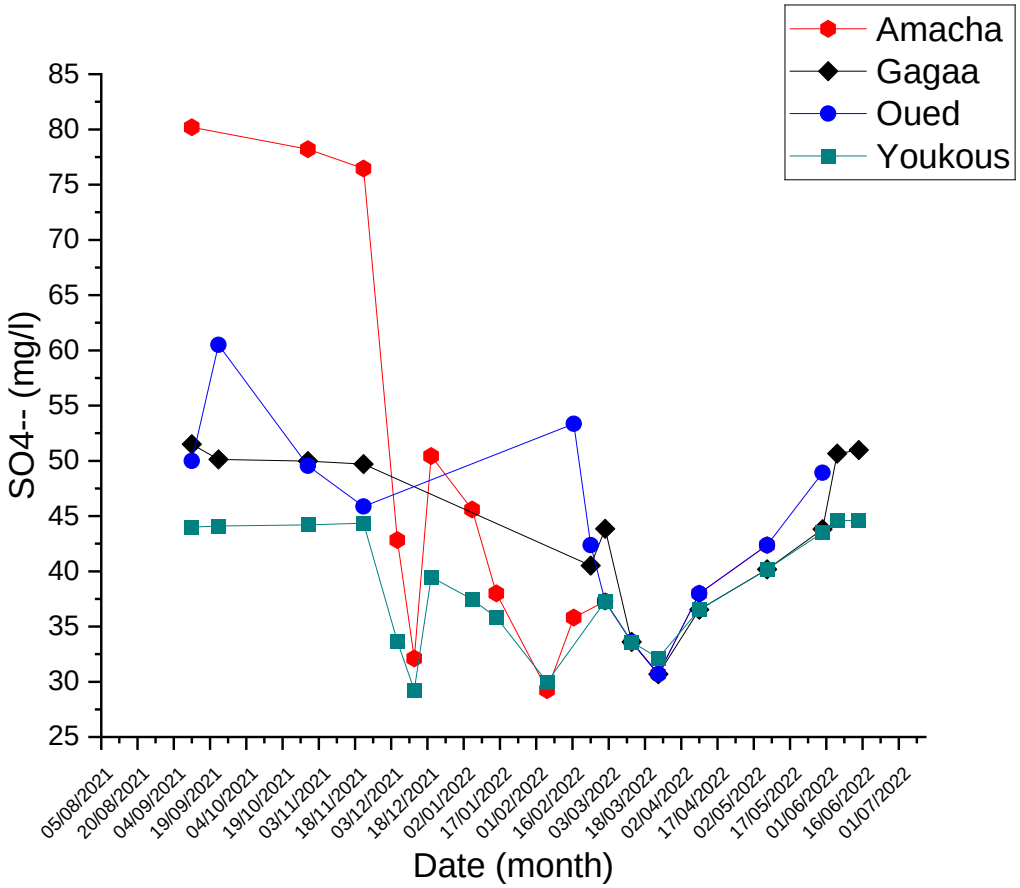


Figure 50: Evolution Des Sulfates dans les sources (sep 2021-juin 2022).

Tableau 11: Résultats des analyses physicochimiques des sources.

Nom	TDS	Ph	Cond	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na+	K+	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-
Youkous	220,67	7,99	401,8	76,75	9,71	17,60	0,92	13,76	0,92	197,13
Oued	245,8	7,66	477,42	85,64	9,70	22,42	0,96	10,74	43,36	216,79
Amacha	345,1	7,61	663,3	98,71	9,46	40,55	2,08	10,5	51,15	300,8
Gaagaa	258,76	7,84	483,82	87,62	8,96	18,67	1,28	8,98	44,27	248,57

5. Détermination des faciès hydrochimiques

5.1. Interprétation par le diagramme de Piper

Pour affiner et faciliter l'interprétation, les faciès hydrochimiques correspondant aux différentes formations géologiques et/ou subdivisions lithologiques, ont été déterminés par le diagramme de Piper.

Le diagramme de Piper classe les eaux en quatre (4) faciès type (figure 53) :

- Faciès Bicarbonaté alcalino-terreux,

- Faciès Chloruré et/ou sulfaté alcalino-terreux,

- Faciès Chloruré et/ou sulfaté alcalin,

- Faciès Bicarbonaté alcalin.

Les nuages de points concentrés dans une zone représentent pour les différents échantillons la combinaison des éléments cationiques et anioniques. Sur le diagramme de

Piper nous allons interpréter les résultats d'analyses hydrochimiques, correspondant à la période d'observation, pour avoir une idée sur le faciès chimique des eaux de la région et sur son évolution temporaire, ainsi que sur le mode d'acquisition de ce faciès.

Pendant toute la période d'investigation, on a remarqué que la majorité des points d'eau gardent le même faciès hydrochimique, qui est le bicarbonaté calcique et magnésien. Ce faciès dominant est dû principalement, à l'influence et la présence du faciès géologique carbonaté avec quelques rares changements dans le même faciès, on explique ça par la pluviométrie (diminution et/ou augmentation des concentrations par dilution).

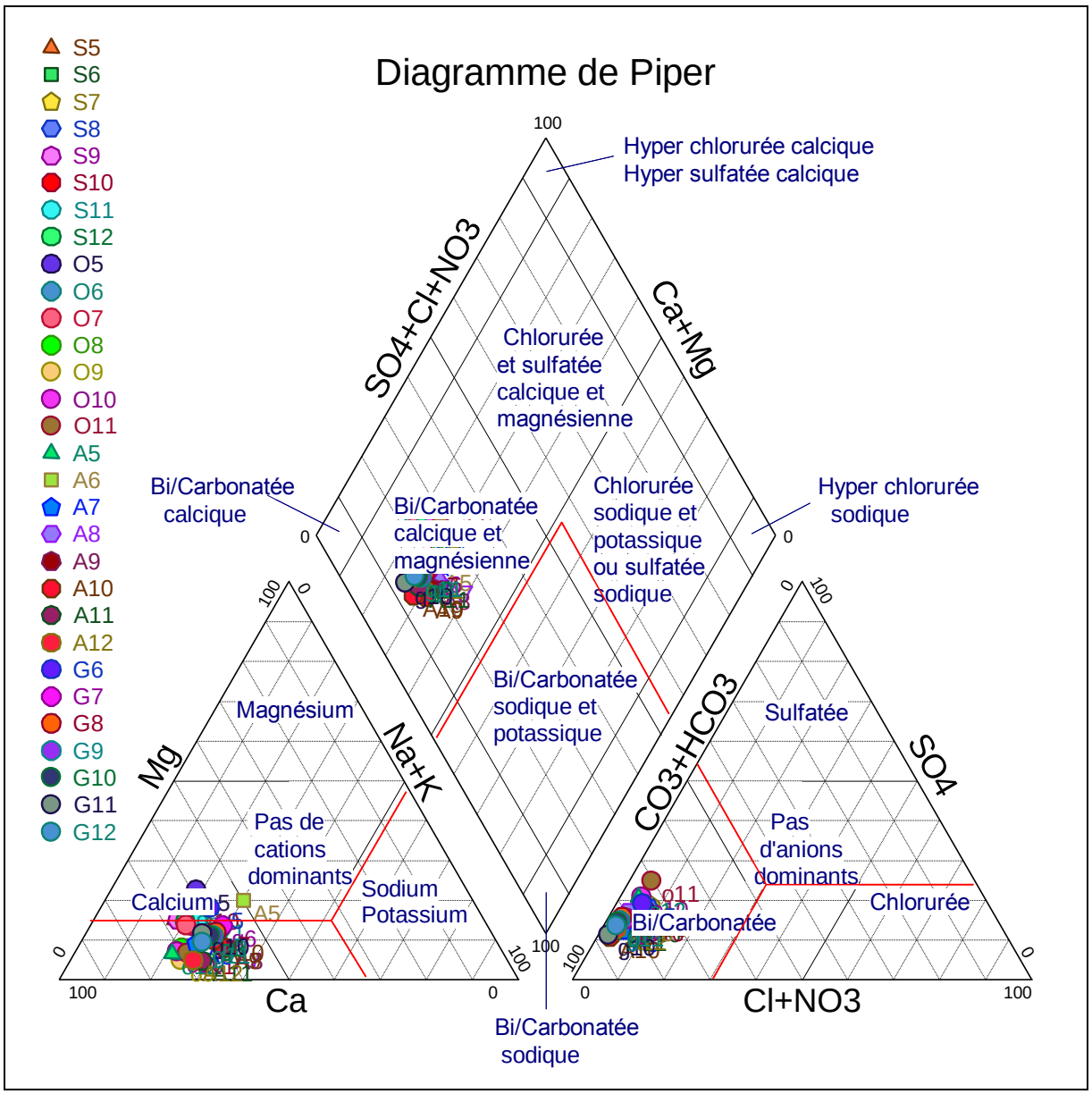


Figure 51: Diagramme de Piper période de 2021-2022.

5.2. Interprétation par le diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF

Ce type de représentation, établie par Schoeller et repris par Berkallof, nous portons sur un semi logarithmique les quantités en réactions des anions et des cations sur l'axe des ordonnées et sur les abscisses les éléments chimiques à pas régulier, et ceci pour chaque point

d'eau de prélèvement. Le diagramme tracé pour la période 2021-2022 confirme principalement un faciès Bicarbonatée calcique, permettant de dire que la minéralisation des eaux est liée aux ions carbonatés.

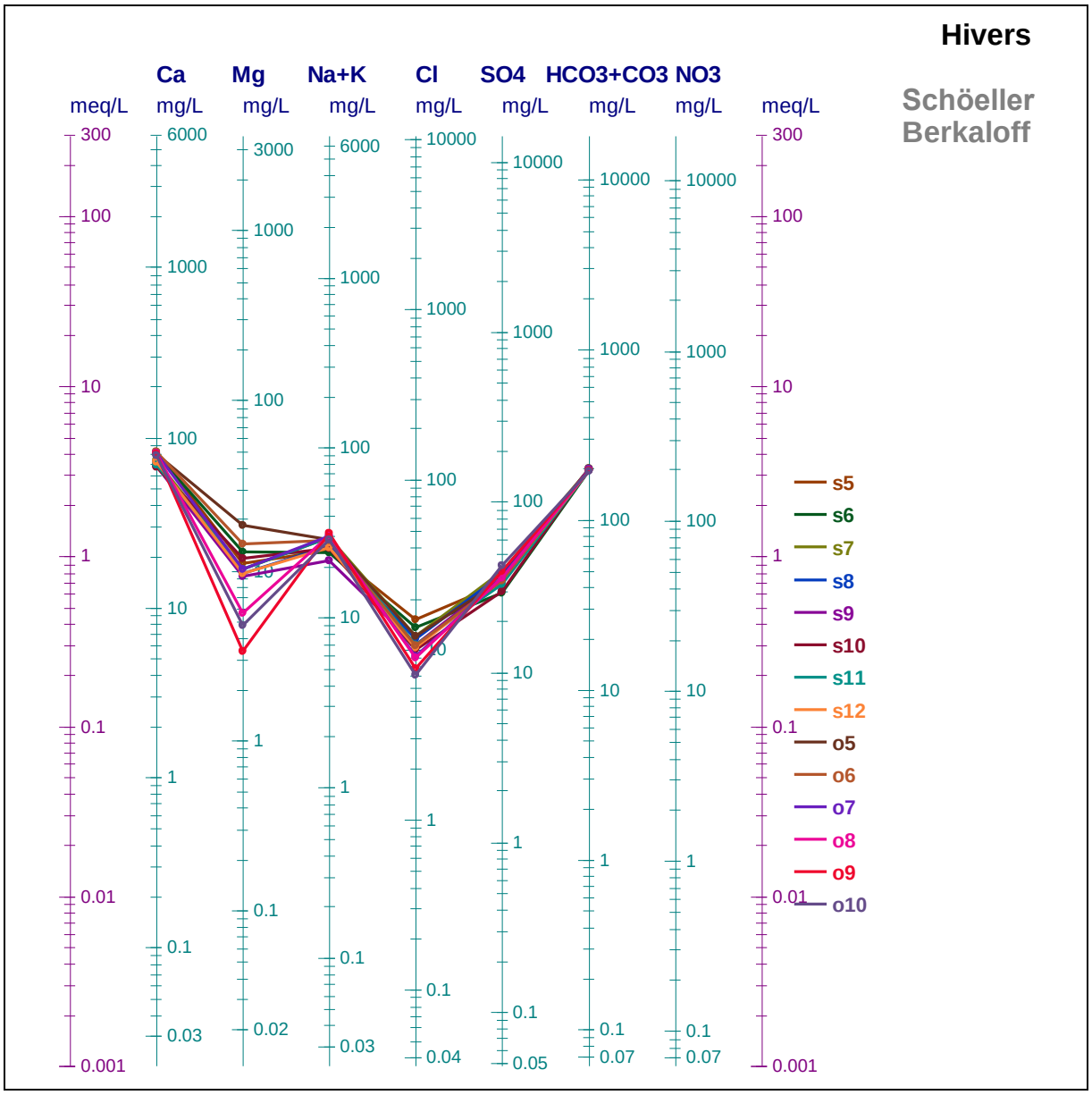


Figure 52:diagramme de SCHOELLER-BERKALLOF période de 2021-2022.

6. Etude de l'évolution des minéraux et des éléments dissous (Calculs Thermodynamiques).

6.1. Introduction

La tendance des formes chimiques dans le système d'équilibre thermodynamique entre la phase dissoute et la phase minérale a été examinée.

Dans cette partie, nous traiterons deux types de problèmes :

- Calculer les degrés de saturation d'une eau dont on a fait l'analyse pour savoir si cette eau peut dissoudre tel minéral ou si ce minéral peut se former à partir des ions dissous dans l'eau.

- Déterminer la composition de la solution en équilibre avec un minéral. L'équilibre avec une association de minéraux sera traité, de même que la dissolution incongruente, c'est-à-dire la transformation d'un minéral en un autre minéral plus des ions dissous.

6.2. Equilibres chimiques et indices de saturation

La loi d'action de masse correspond à l'équilibre entre solution et phase solide qui est en relation avec la concentration des constituants qui sont en réaction et la concentration des produits d'une réaction chimique quelconque :

$$aA + bB \leftrightarrow cC + dD$$

Où a, b, c et d sont les fractions stœchiométriques des constituants chimiques A, B, C et D respectivement.

Si le système est en équilibre :

$$Kéq = \frac{C^c * D^d}{A^a * B^b}$$

$K_{éq}$ est la constante d'équilibre. Si le système n'est pas en équilibre, l'expression si dessus est dite produit d'activité ionique (PAI), dans ce cas-là nous aurons les cas suivants :

- si PAI / Kéq> 1, la réaction va vers la gauche.

- si PAI / Kéq< 1, la réaction va vers la droite.

- si PAI = Kéq, la réaction est en équilibre.

- Théorie de Debye-Hückel

La théorie de Debye-Hückel est un modèle qui tient compte de coefficients d'activité (γ). En général, le coefficient d'activité est proche de l'unité dans les solutions diluées et peut être supérieur à 1 dans les solutions concentrées, Comme référence le coefficient d'activité du CO2 dissous dans l'eau de mer est de l'ordre de 1.12 (Plummer et Mackenzie, 1974). Il est donné par la formule suivante :

$$\log \gamma i = -AZi^2 * \sqrt{I}$$

Où A est une constante qui dépend uniquement de la pression et d la température, zi est la charge ionique. I est la force ionique de la solution.

La grandeur déterminante de la solution pour fixer γi est la force ionique. Cette force ionique est égale à la demi-somme des produits m_i*. zi étendue à tous les ions présents dans la solution (Hem, 1961):

$$I = \frac{1}{2}\sum m_i * Z_i$$

m_i : concentration de l'ion i (la somme signifie la contribution de tous les ions de la solution). Pour des forces ioniques élevées, le modèle simple fait défaut, et la formule a été modifiée par Debye-Hückel, en tenant compte des dimensions des ions :

$$\log \gamma i = \frac{-AZi^2 * \sqrt{I}}{1 + Ba_0\sqrt{I}} \qquad (a)$$

est une constante dépendant de la pression et de la température,

, théoriquement c'est le rayon hydraté de l'ion.

Tous les paramètres de l'équation de Debye-Hückel, sont donnés dans le tableau.25. Sur ce même tableau on peut remarquer que le produit Ba0 est égal à 1. Une autre équation peut être utilisé, elle est connue aussi sous le nom de l'équation de Günltelberg :

$$\log \gamma i = \frac{-AZi^2 * \sqrt{I}}{1 + \sqrt{I}} \qquad (b)$$

Dans le cas où la force ionique est plus élevés les équations (a) et (b), peuvent être modifié en ajoutant le terme (b), d'où :

$$\log \gamma i = \frac{-AZi^2 * \sqrt{I}}{1 + \sqrt{I}} + b \qquad (c)$$

b : est la constante générale (Davies, 1962), ou la constante spécifique de l'ion individuel i (Parkhurst, 1990). Si b=0.3 l'équation est dite équation de Davies.

La formule de Günltelberg donne des résultats satisfaisants pour I

Tableau 12 : les paramètres de la formule de Debye-Hückel à une pression de 1 Atmosphère (Adaptés par Truesdall et Jones, 1974 ; Ball et Nordstrom, 1991, in Fehdi 2008)

T ° (C)	A	B*10^8	Ion	a_0* 10^{-8}	b
0	0.4883	0.3241	$Ca2^+$	5.0	0.165
5	0.4921	0.3249	Mg^{2+}	5.5	0.2
10	0.4960	0.3258	Na*	4.0	0.075
15	0.5000	0.3262	K^+ Cl^-	3.5	0.015
20	0.5042	0.3273	SO_4^{2-}	5.0	-0.04
25	0.5085	0.3282	HCO_5CO_3	5.4	0.0
30	0.50130	0.3290	NH_4	2.5	
40	0.5221	0.3305	Sr^{2+} Ba^{3+}	5.0	
50	0.5319	0.3321	$Fe^{2+}Mn^{2+}Li^-$	6.0	
60	0.5425	0.3338	$H^+Al^{+3}Fe^{+3}$	9.0	

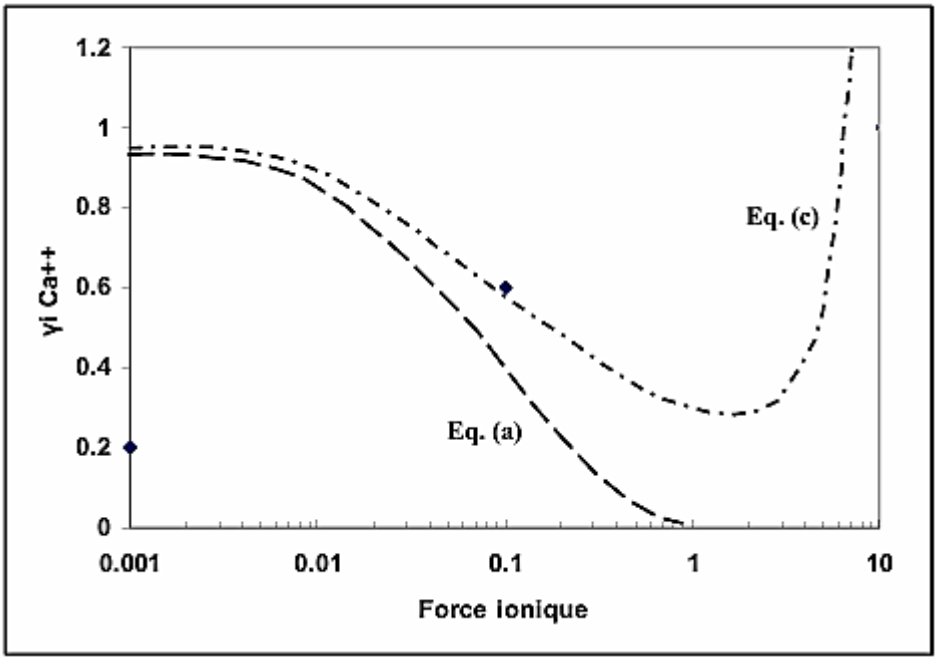


Figure 53: Variation du coefficient d'activité du Ca2+ selon les trois formes de l'équation de Debey-Hückel

Degré de saturation d'une solution vis-à-vis d'un minéral

L'indice de saturation exprime le degré d'équilibre chimique entre l'eau et le minéral dans la matrice de l'aquifère et peut être considéré comme une mesure du processus de dissolution et/ou précipitation concernant l'interaction eau-roche (Drever, 1997).

Le degré de saturation peut être évalué à partir de l'équation suivante :

$$IS = log\ (KIAP/Ksp).$$

Où : KIAP = le produit d'activité ionique des ions.

Ksp = le produit de la solubilité du minéral.

IS = l'indice de saturation.

- Si le IS < 0. L'eau est sous-saturée en ce qui concerne un certain minéral, c'est-à-dire l'eau est encore capable de dissoudre ce minéral spécifique.

- Si le IS > 0. L'eau est sursaturée en ce qui concerne ce minéral. Et le minéral va précipiter à l'intérieur de l'aquifère.

- Si le IS = 0. L'eau est en état d'équilibre. L'objectif principal des indices de saturation est d'évaluer les activités ioniques sous les conditions de température et des forces ioniques prévues.

Si on connaît la composition d'une eau, sa température et sa pression, et on cherche à savoir si cette eau est saturée, sous-saturée ou sursaturée vis-à-vis d'un minéral. Cela nécessite la connaissance du produit de solubilité (Ksp) de ce minéral, à cette pression et cette température, que l'on peut calculer en utilisant les données thermodynamiques, on doit connaître aussi les différentes réactions d'équilibre entre l'eau et les minéraux qui forment la matrice aquifère tout en calculant les constantes d'équilibres à partir des données disponibles (Tableau 12).

Tableau 13: Réactions de dissociation de quelques minéraux avec leurs constantes d'équilibres et leurs Enthalpies ΔH (d'après Truesdall et Jones, 1974)

Minéral	Equilibre	$log\ Kp$	ΔH
Calcite	$CaCO_3 \quad Ca^{2+} + CO_3^{2-}$	-8.41	0.19
Dolomite	$Ca\ Mg\ (CO_3) \quad Ca^{2+} + Mg^{2+} + 2\ CO_3^{2-}$	-17.02	-8.29
Aragonite	$CaCO_3 \quad Ca^{2+} + CO_3^{2-}$	-8.215	-2.959
Gypse	$CaSO_4 2H_2O \quad Ca^{2+} + SO_4^{2} + 2H_2O$	-4.759	0.261
Anhydrite	$CaSO_4 \quad Ca^{2+} + SO_4^{2-}$	-4.548	-3.769
Halite	$NaCl \quad Na^{-} + Cl^{-}$	1.582	0.918
Brucite	$Mg\ (OH)_2 \quad Mg^{2+} + 2OH$	-11.41	0.850
Magnésite	$Mg\ CO_3 \quad Mg^{2+} + CO_3^{2-}$	-8.24	-8.29
Célestite	$SrSO_4 \quad ' Sr + SO_4^{2-}$	-6.63	-4.34
Quartz	$SiO_2 + 2H_2O \quad H_4\ SiO_4$	-4.005	6.22

6.3 Interprétation des résultats

L'utilisation des logiciels WATEQ (Plummer, et al ., 1984) et PHREEQC-2 version 2.10 (D.L Parkhurst et C.A.J Appelo, 1990), nous ont permis de calculer les indices de saturation de la calcite , de l'aragonite ,de la dolomite ,du gypse ,de l'anhydrite ,de l'halite, de la célestite , de la magnésite , de la brucite et du quartz.

Les résultats significatifs de tous les échantillons d'eau souterraine analysés, montrent que ces derniers sont saturés par rapport à la calcite, la dolomite et l'aragonite mais ils sont plutôt sous-saturés en ce qui concerne l'halite, le gypse et l'anhydrite

6.3.1. Variation des indices de saturation par rapport aux saisons :

Pour l'automne, les valeurs des indices de saturation sont sous-saturées par rapport aux minéraux évaporitiques. Et elles sont sursaturées par rapport aux minéraux Carbonatés, sauf pour la dolomite où les indices de saturation sont négatifs. (Figure 56,57).

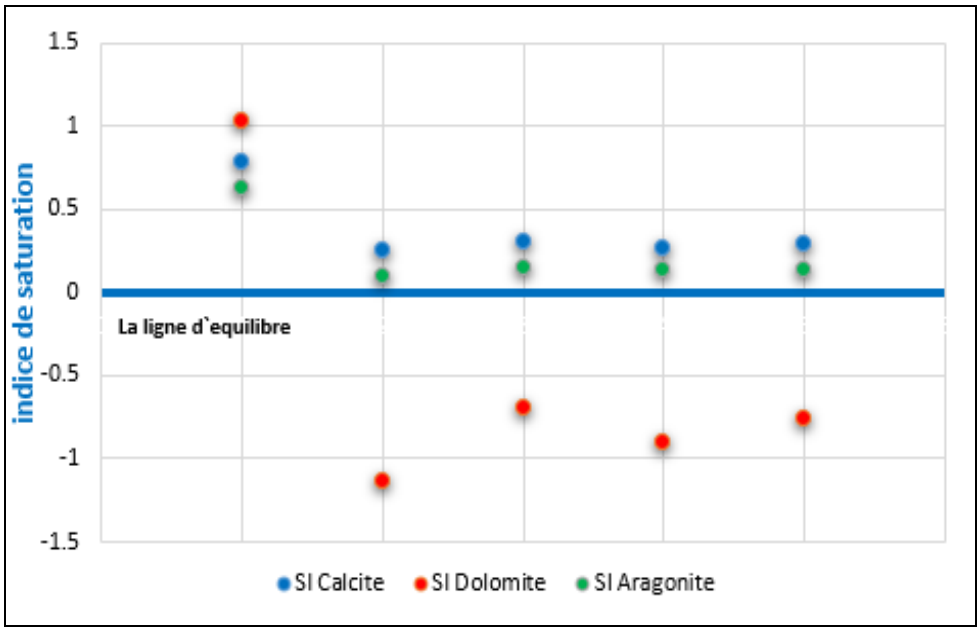


Figure 54:État des minéraux carbonatés dans l'eau de surface dans la période de l'automne.

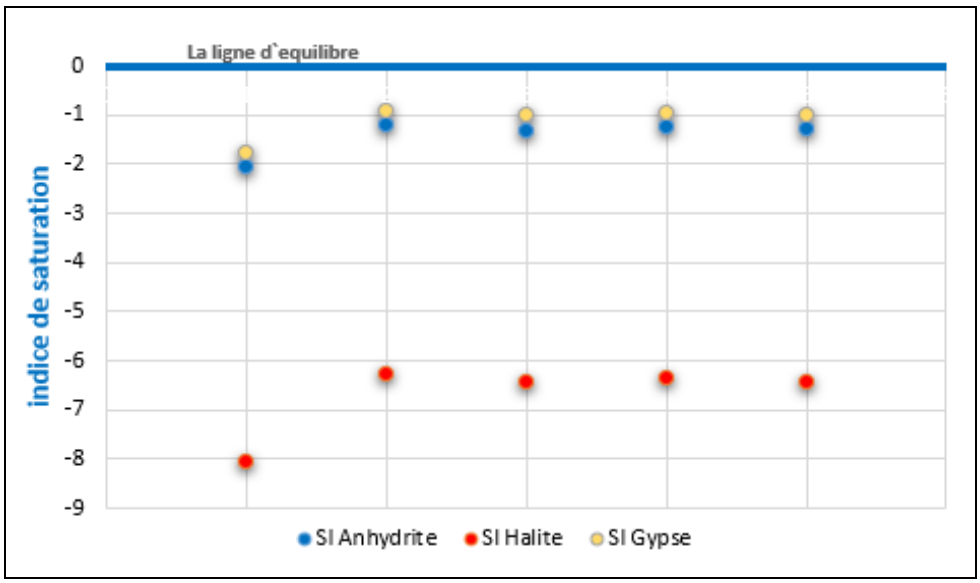


Figure 55:État des minéraux évaporitiques dans l'eau de surface dans la période de l'automne.

Pour l'hiver, les valeurs des indices de saturation sont sous-saturées par rapport aux minéraux évaporitiques. Et elles sont sursaturées par rapport aux minéraux Carbonatés, sauf pour la dolomite où les indices de saturation sont négatifs pour les eaux souterraines et pour le mélange 20/80 et 10/90 (Figure 58,59).

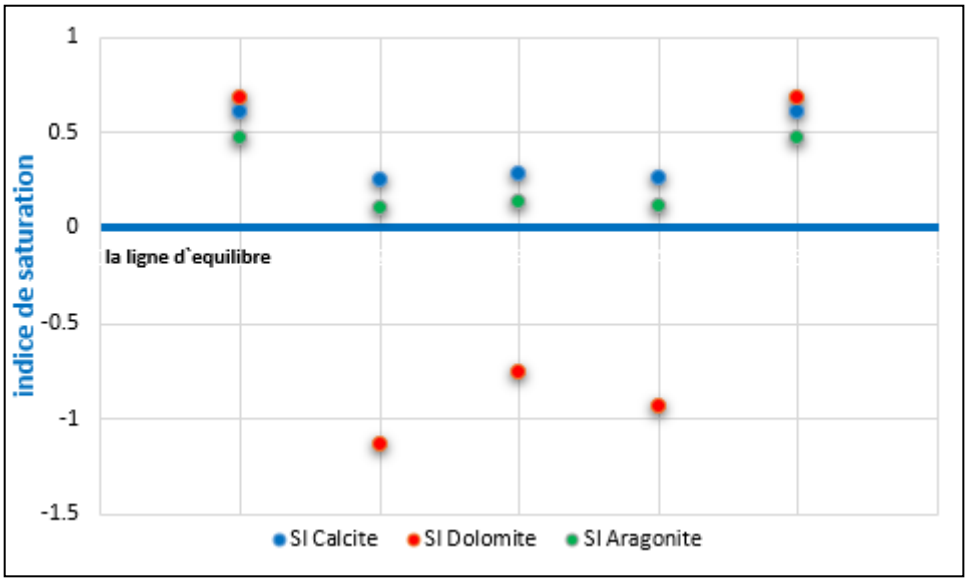


Figure 56:État des minéraux carbonatés dans l'eau de surface dans la période de l'hiver.

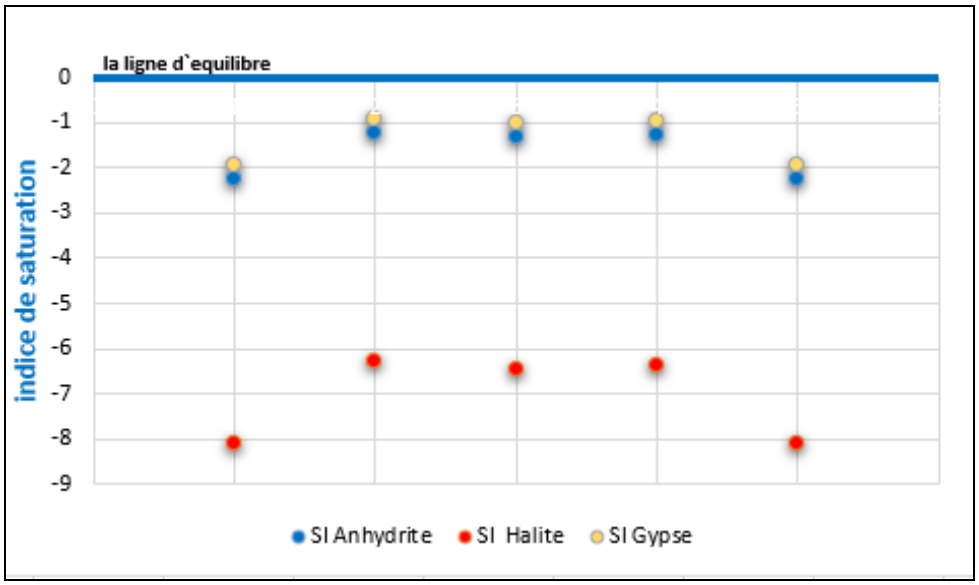


Figure 57:État des minéraux évaporitiques dans l'eau de surface dans la période de l'hiver.

Pour le printemps, les valeurs des indices de saturation sont sous-saturées par rapport aux minéraux évaporitiques. Et elles sont sursaturées par rapport aux minéraux Carbonatés, sauf pour la dolomite où les indices de saturation sont négatifs (Figure 60,61).

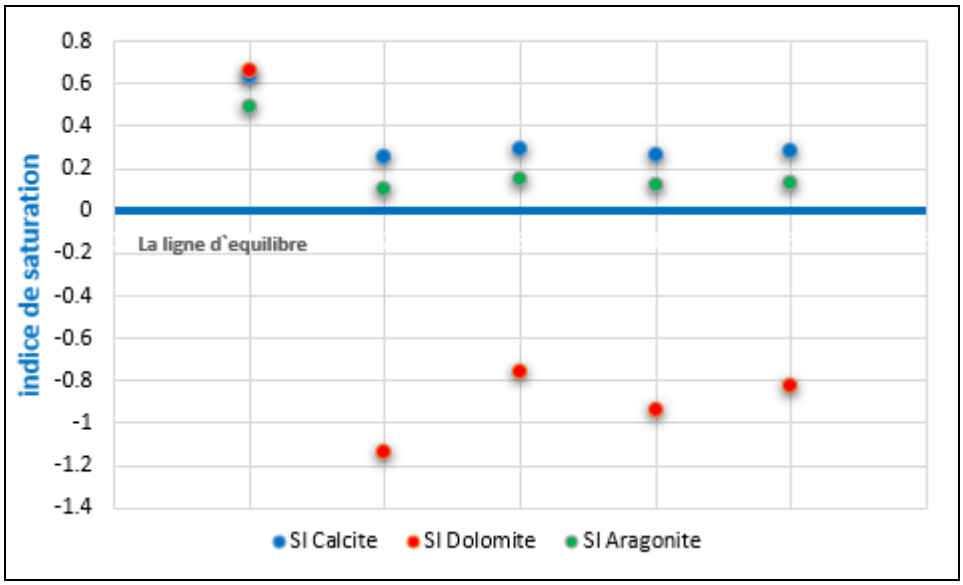


Figure 58:État des minéraux carbonatés dans l'eau de surface dans la période du printemps.

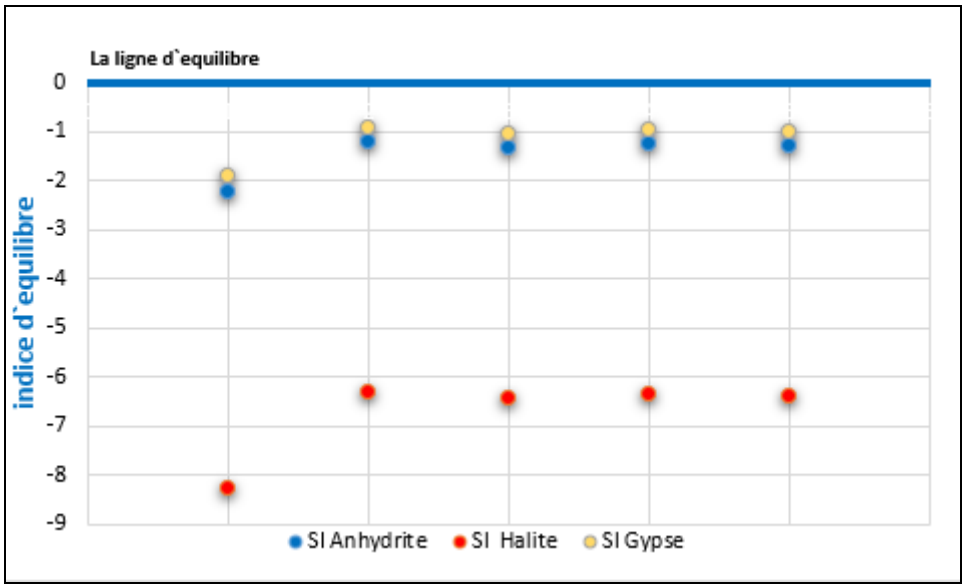


Figure 59:État des minéraux évaporitiques dans l'eau de surface dans la période du printemps.

Pour l'été, les valeurs des indices de saturation sont sous-saturées par rapport aux minéraux évaporitiques. Et elles sont sursaturées par rapport aux minéraux Carbonatés, sauf pour la dolomite où les indices de saturation sont négatifs. (Figure 62,63).

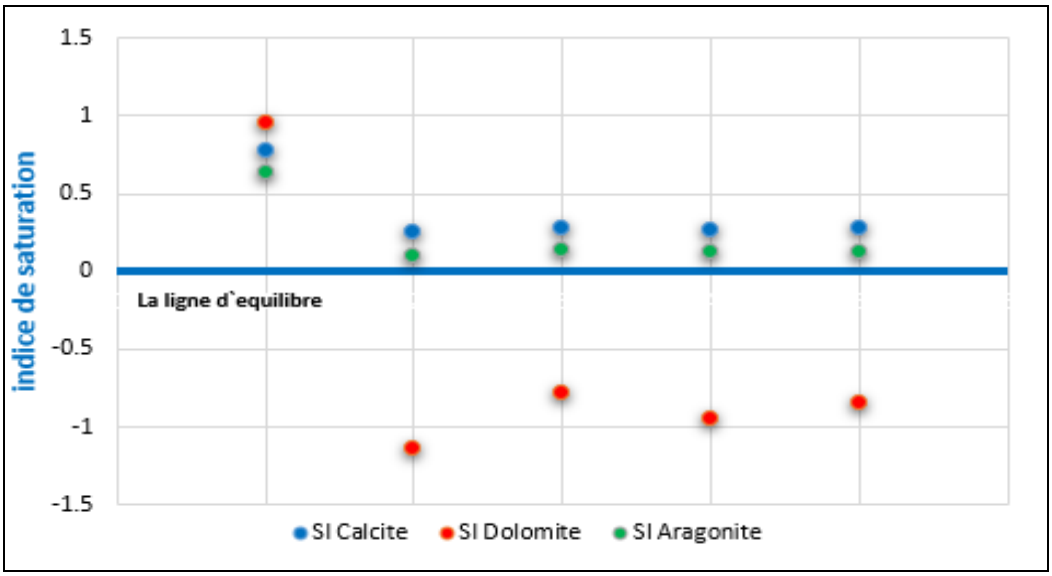


Figure 60:État des minéraux carbonatés dans l'eau de surface dans la période de l'été.

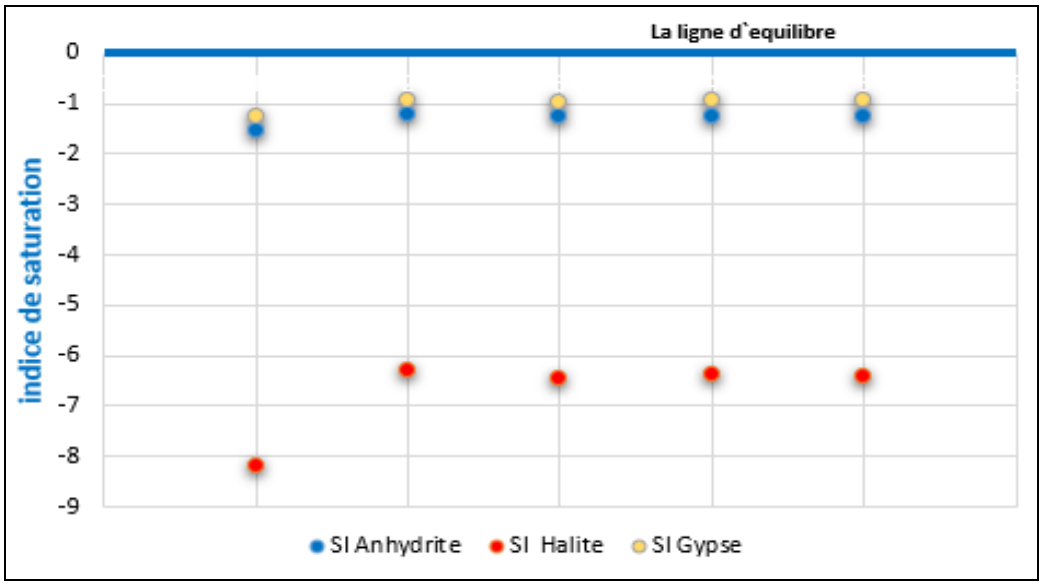


Figure 61:État des minéraux évaporitiques dans l'eau de surface dans la période de l'été.

6.3.2. Variation des indices de saturation par rapport aux minéraux étudiés :

6.3.2.1. L'automne :(Figure 64)

a. Calcite : Les indices de saturation de ce minéral sont toute positifs indiquant un état de sur saturation avec une valeur maximale moyennes de 0.8 enregistrée pour les eaux de surface.

b. Dolomite : Les indices de saturation de ce minéral carbonaté, sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation, sauf pour les eaux surface où le IS enregistre une valeur maximale moyennes de 1, cela est dû au lessivage des roches carbonatées de bordure par les eaux de pluie.

c. Aragonite : Les indices de saturation de ce minéral sont tous positifs indiquant un état de sur saturation avec une valeur maximale moyennes de 0.6 enregistrée pour les eaux de surface.

d. Anhydrite : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de -2 enregistrée pour les eaux de surface.

e. Gypse : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de -1.8 enregistrée pour les eaux de surface.

f. Halite : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de -8 enregistrée pour les eaux de surface.

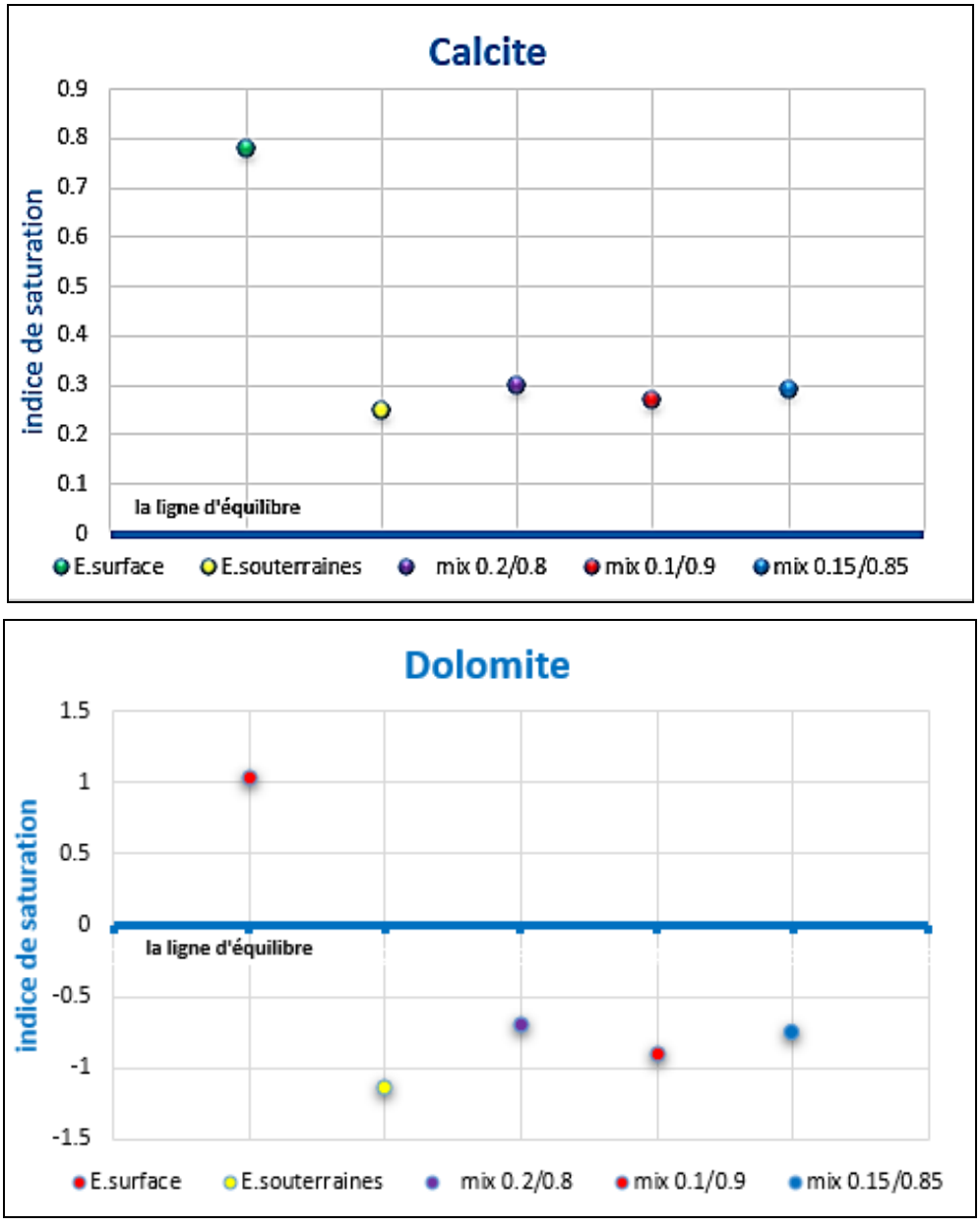


Figure 62: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Calcite et Dolomite dans la période d'automne.

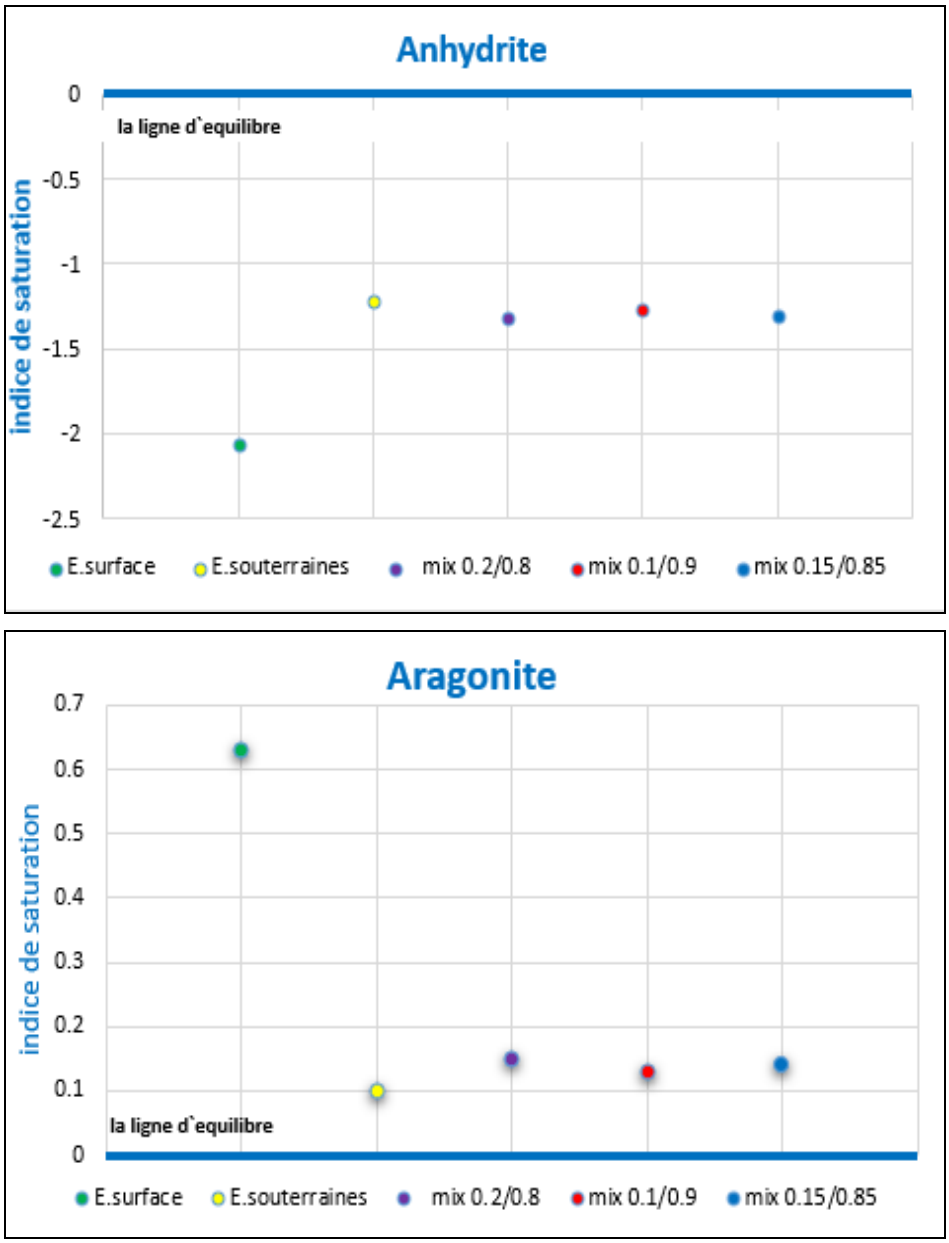


Figure 63: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis d'Anhydrite et Aragonite dans la période d'automne.

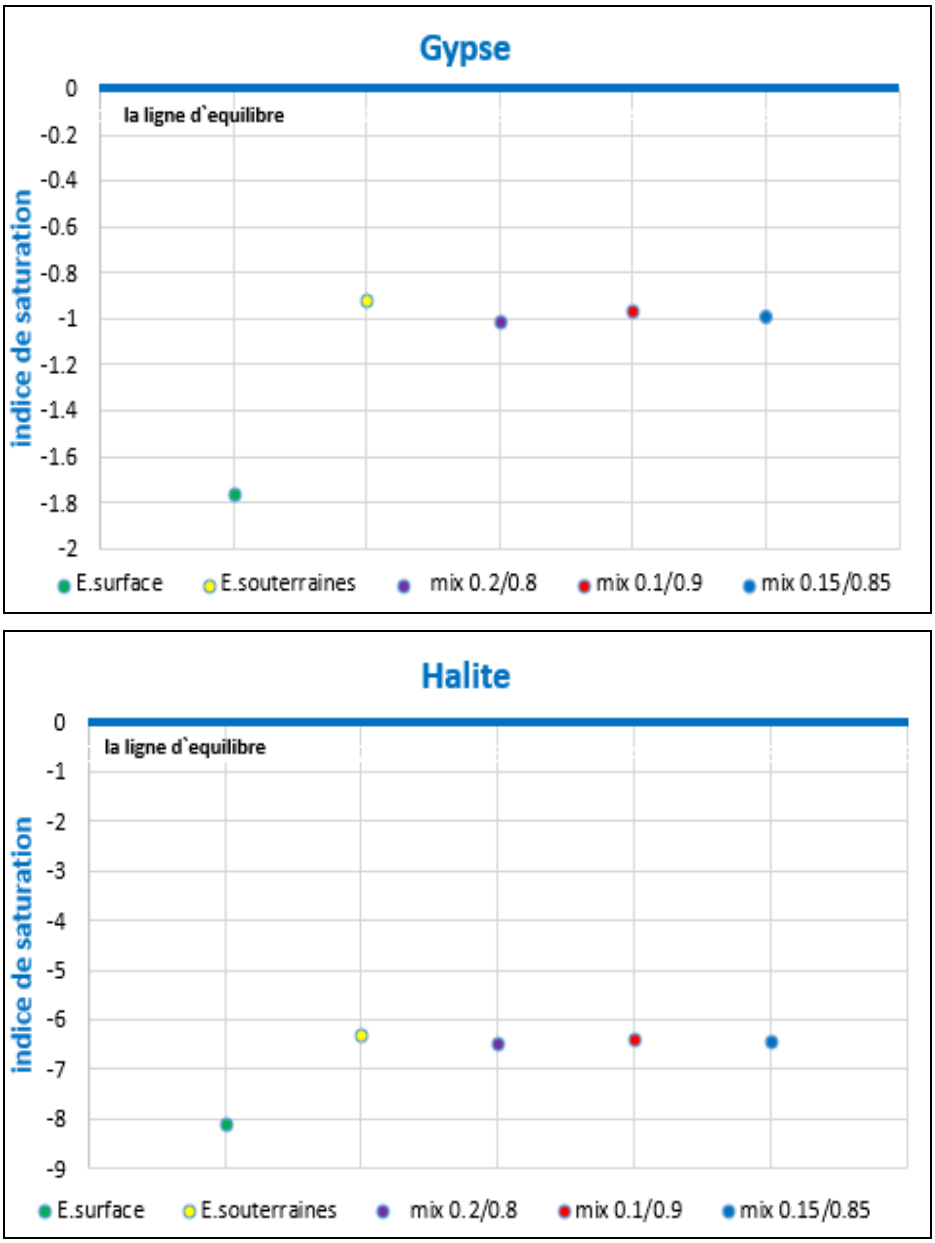


Figure 64: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Gypse et Halite dans la période d'automne.

6.3.2.2. L'hivers (Figure 65)

a. Calcite : Les indices de saturation de ce minéral sont toute positifs indiquant un état de sur saturation avec une valeur maximale moyennes de 0.6 enregistrée pour les eaux de surface.

b. Dolomite : Les indices de saturation de ce minéral carbonaté sont négatifs dans les eaux souterraines et les mélanges 0.2/0.8 et 0.9/0.1 indiquant un état de sous saturation, et pour les eaux surface et le mélange 0.15/0.85 où le IS enregistre une valeur maximale moyennes de 0.6, cela est dû au lessivage des roches carbonatées de bordure par les eaux de pluie.

c. Aragonite : Les indices de saturation de ce minéral sont tous positifs indiquant un état de sur saturation avec une valeur maximale moyennes de 0.47 enregistrée pour les eaux de surface et le mélange 0.15/0.85.

d. Anhydrite : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de -2.4 enregistrée pour les eaux de surface et le mélange 0.15/0.85.

e. Gypse : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de -2 enregistrée pour les eaux de surface et le mélange 0.15/0.85.

f. Halite : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de -8.5 enregistrée pour les eaux de surface.

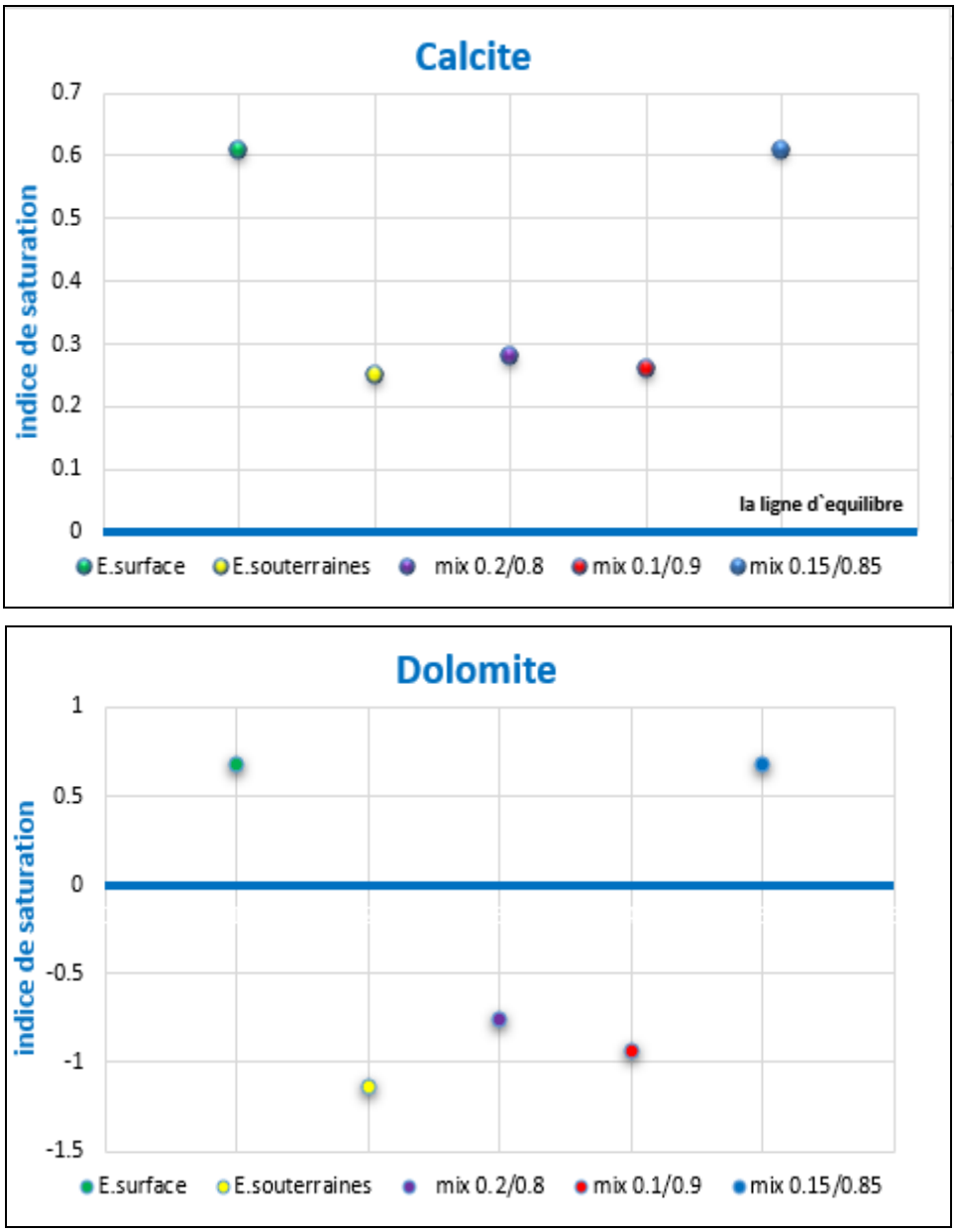


Figure 65: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Calcite et Dolomite dans la période d'hivers.

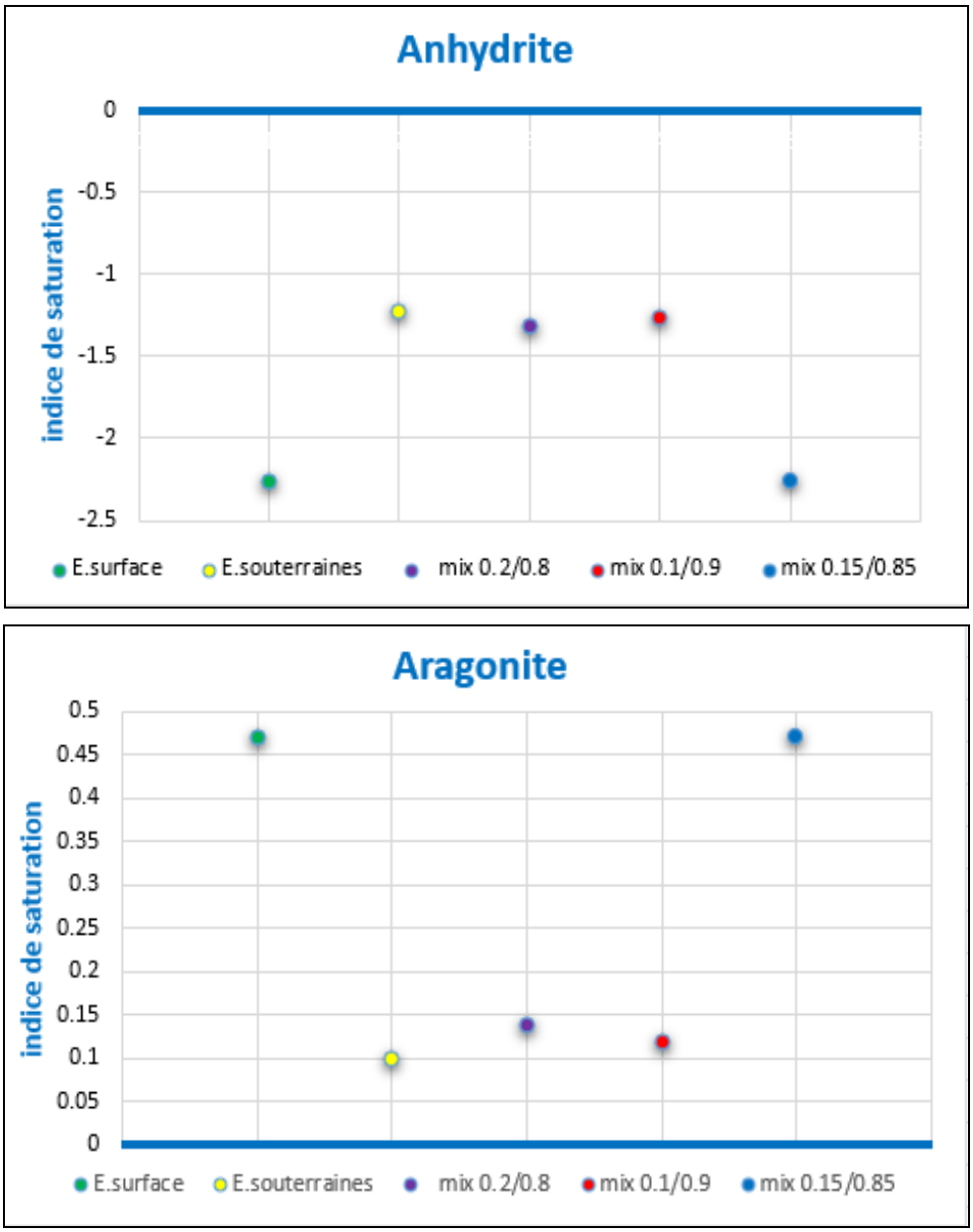
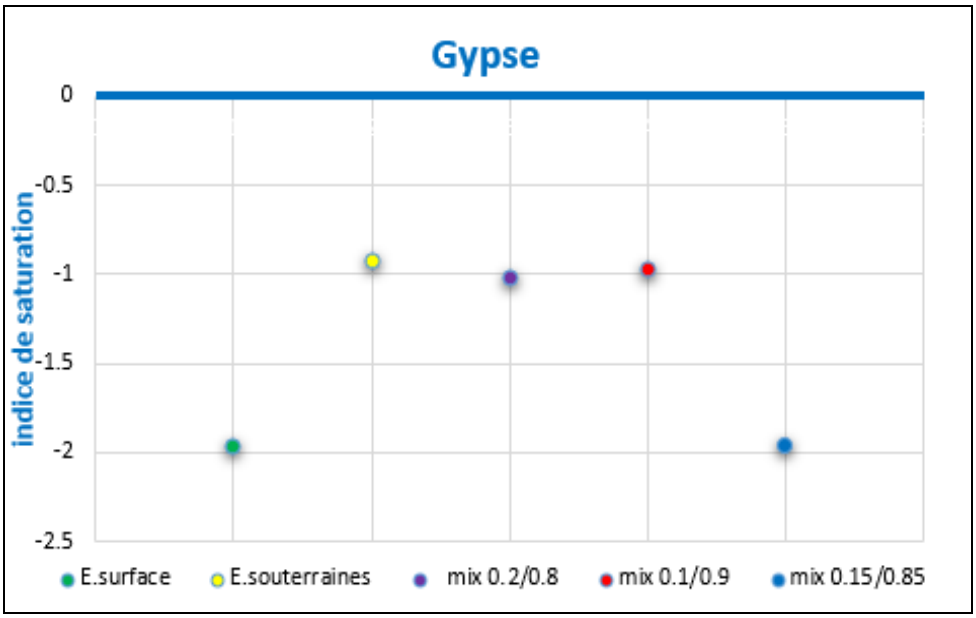


Figure 66: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis d'Anhydrite et Aragonite dans la période d'hivers.



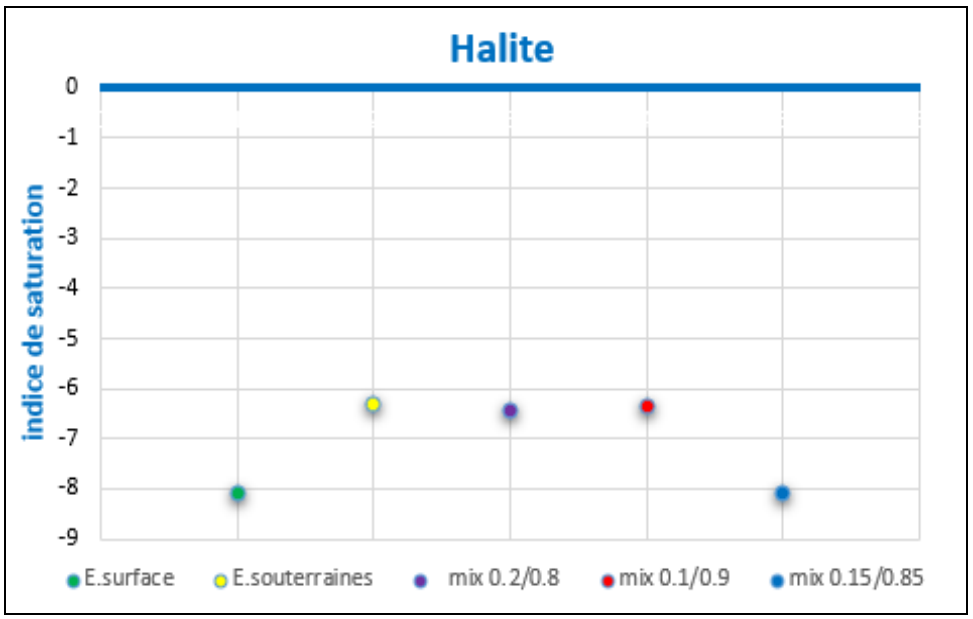


Figure 67: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Gypse et Halite dans la période d'hivers.

6.3.2.3. Le printemps (Figure 66)

a. Calcite : Les indices de saturation de ce minéral sont toute positifs indiquant un état de sur saturation avec une valeur maximale moyennes de 0.65 enregistrée pour les eaux de surface.

b. Dolomite : Les indices de saturation de ce minéral carbonaté, sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation, sauf pour les eaux surface où le IS enregistre une valeur maximale moyennes de 0.6, cela est dû au lessivage des roches carbonatées de bordure par les eaux de pluie.

c. Aragonite : Les indices de saturation de ce minéral sont tous positifs indiquant un état de sur saturation avec une valeur maximale moyennes de 0.49 enregistrée pour les eaux de surface.

d. Anhydrite : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de -2.3 enregistrée pour les eaux de surface.

e. Gypse : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de -1.9 enregistrée pour les eaux de surface.

f. Halite : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de -8.3 enregistrée pour les eaux de surface.

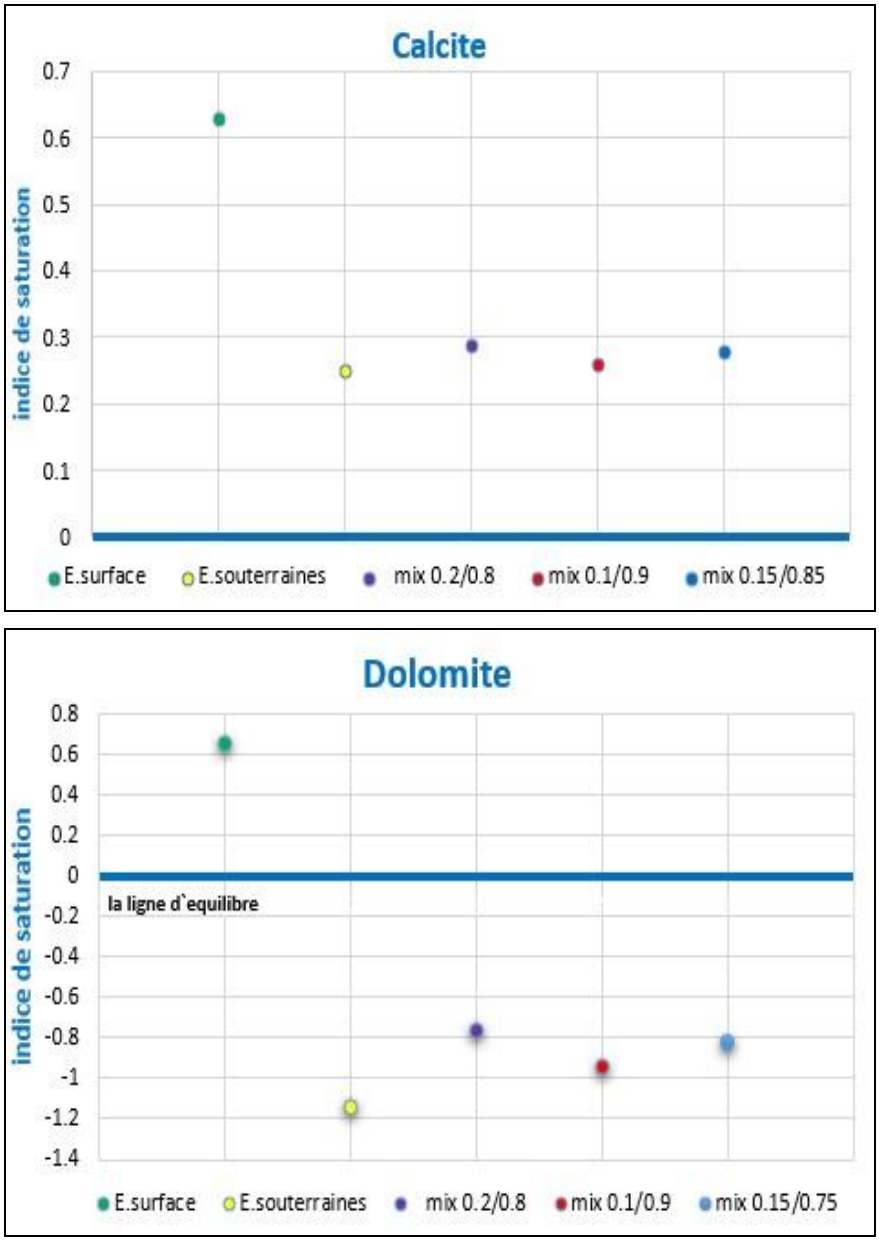


Figure 68: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Calcite et Dolomite dans la période de printemps.

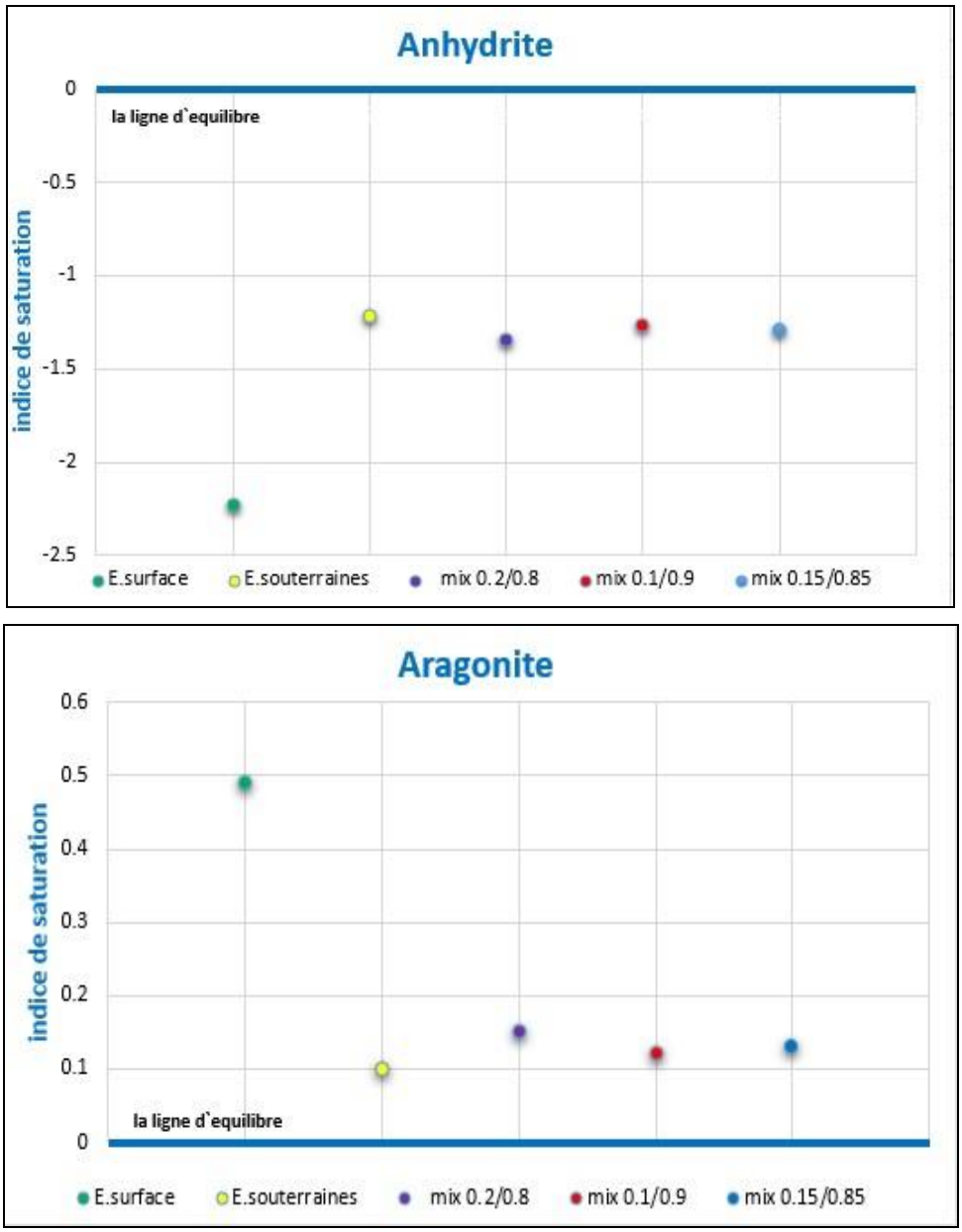


Figure 69: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis d'Anhydrite et Aragonite dans la période de printemps.

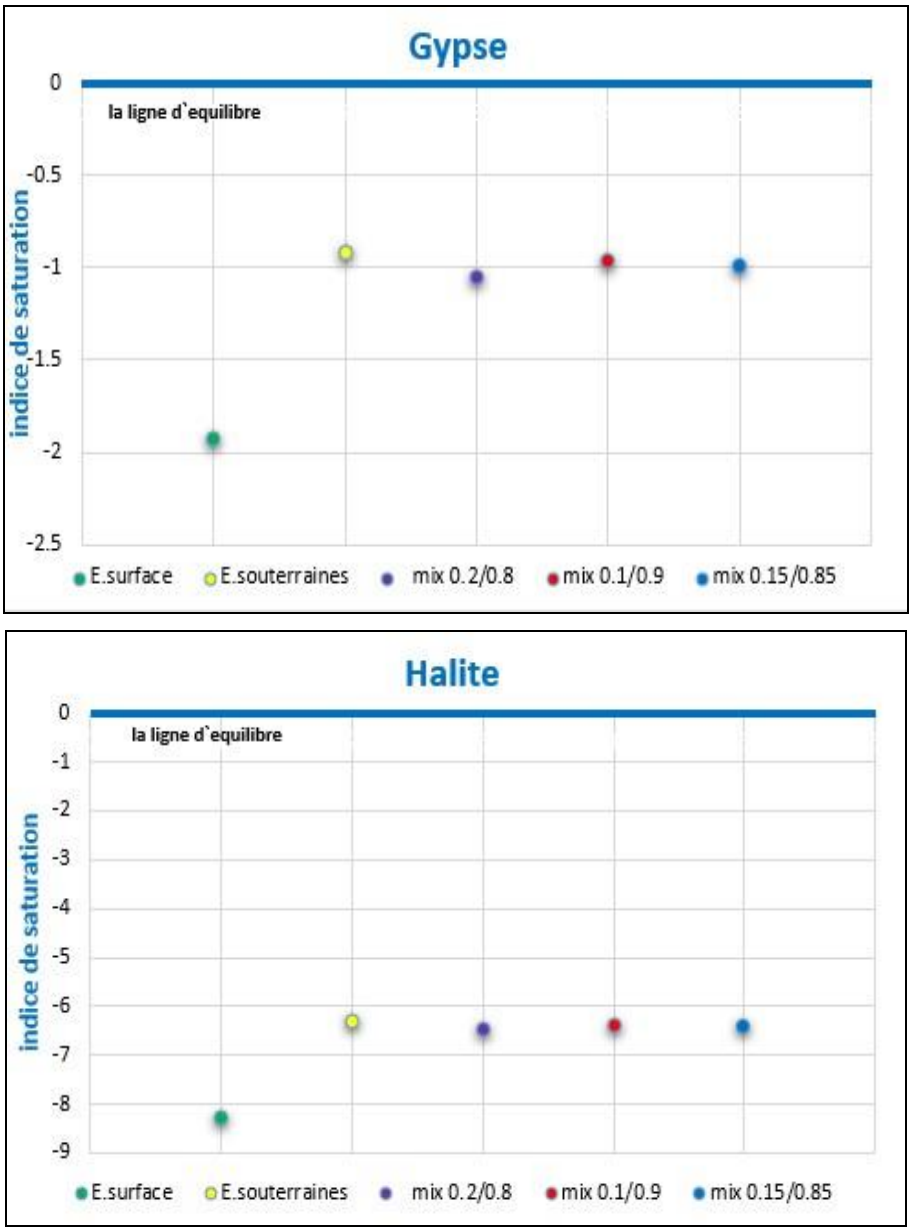


Figure 70: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Gypse et Halite dans la période de printemps.

6.3.2.4. L'été (Figure 67)

a. Calcite : Les indices de saturation de ce minéral sont toute positifs indiquant un état de sur saturation avec une valeur maximale moyennes de 0.77 enregistrée pour les eaux de surface.

b. Dolomite : Les indices de saturation de ce minéral carbonaté, sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation, sauf pour les eaux surface où le IS enregistre une valeur maximale moyennes de 0.9, cela est dû au lessivage des roches carbonatée de bordure par les eaux de pluie.

c. Aragonite : Les indices de saturation de ce minéral sont tous positifs indiquant un état de sur saturation avec une valeur maximale moyennes de 0.63 enregistrée pour les eaux de surface.

d. Anhydrite : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de-1.6 enregistrée pour les eaux de surface.

e. Gypse : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de -1.3 enregistrée pour les eaux de surface.

f. Halite : Les indices de saturation de ce minéral sont toutes négatives indiquant un état de sous saturation avec une valeur minimale moyennes de -8.2 enregistrée pour les eaux de surface.

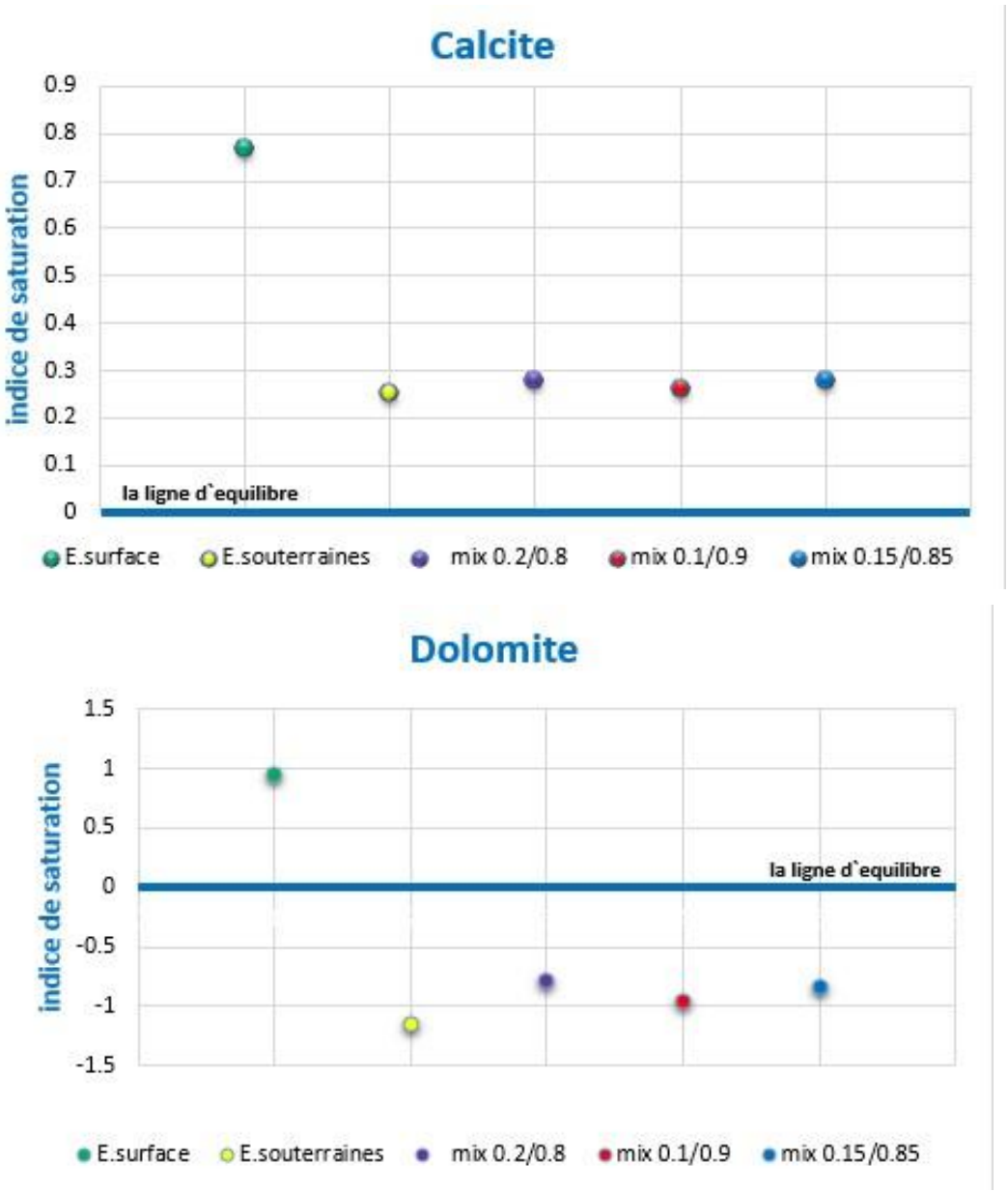


Figure 71: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Calcite et Dolomite dans la période d'été.

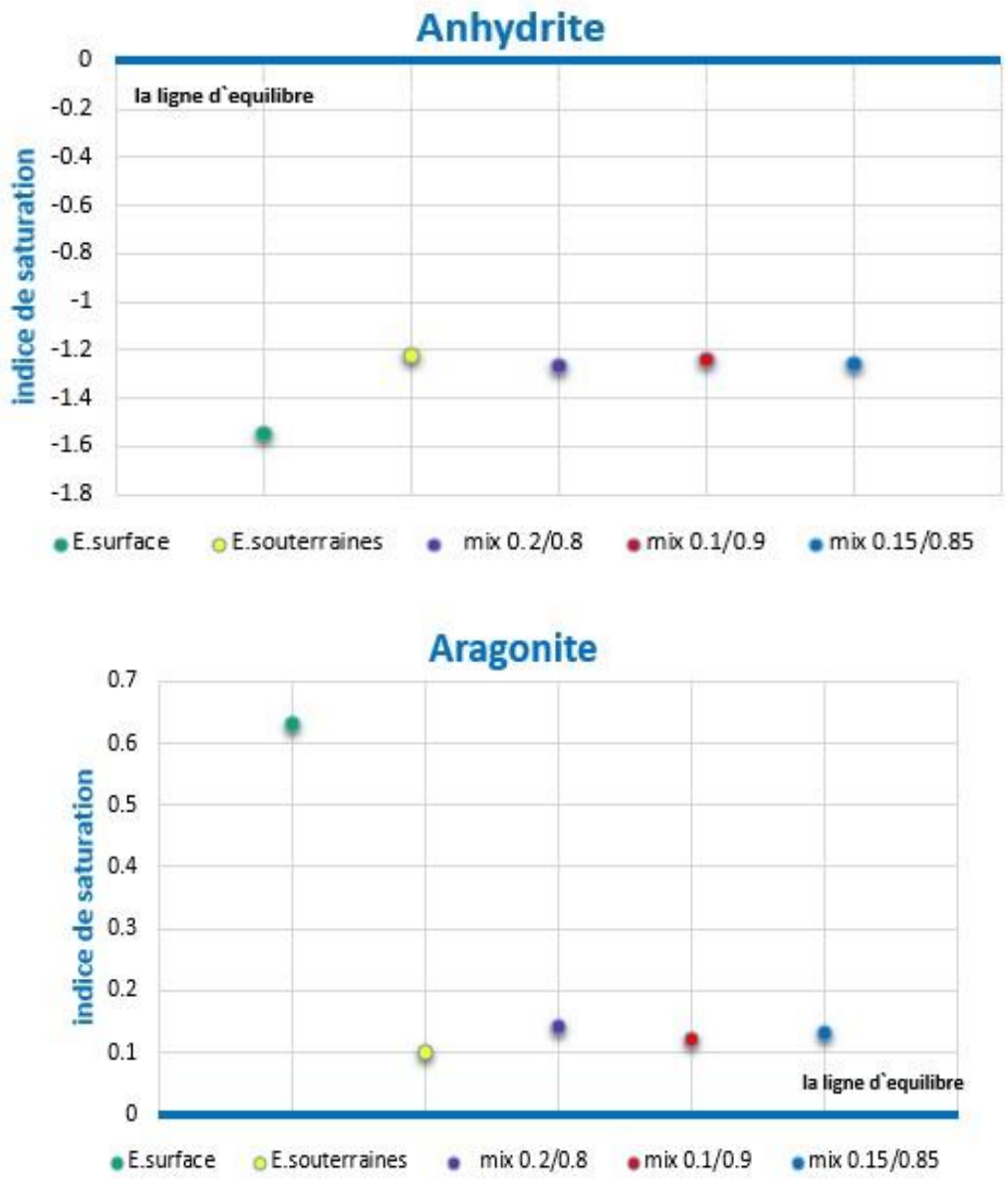


Figure 72: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eaux superficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis d'Anhydrite et Aragonite dans la période d'été.

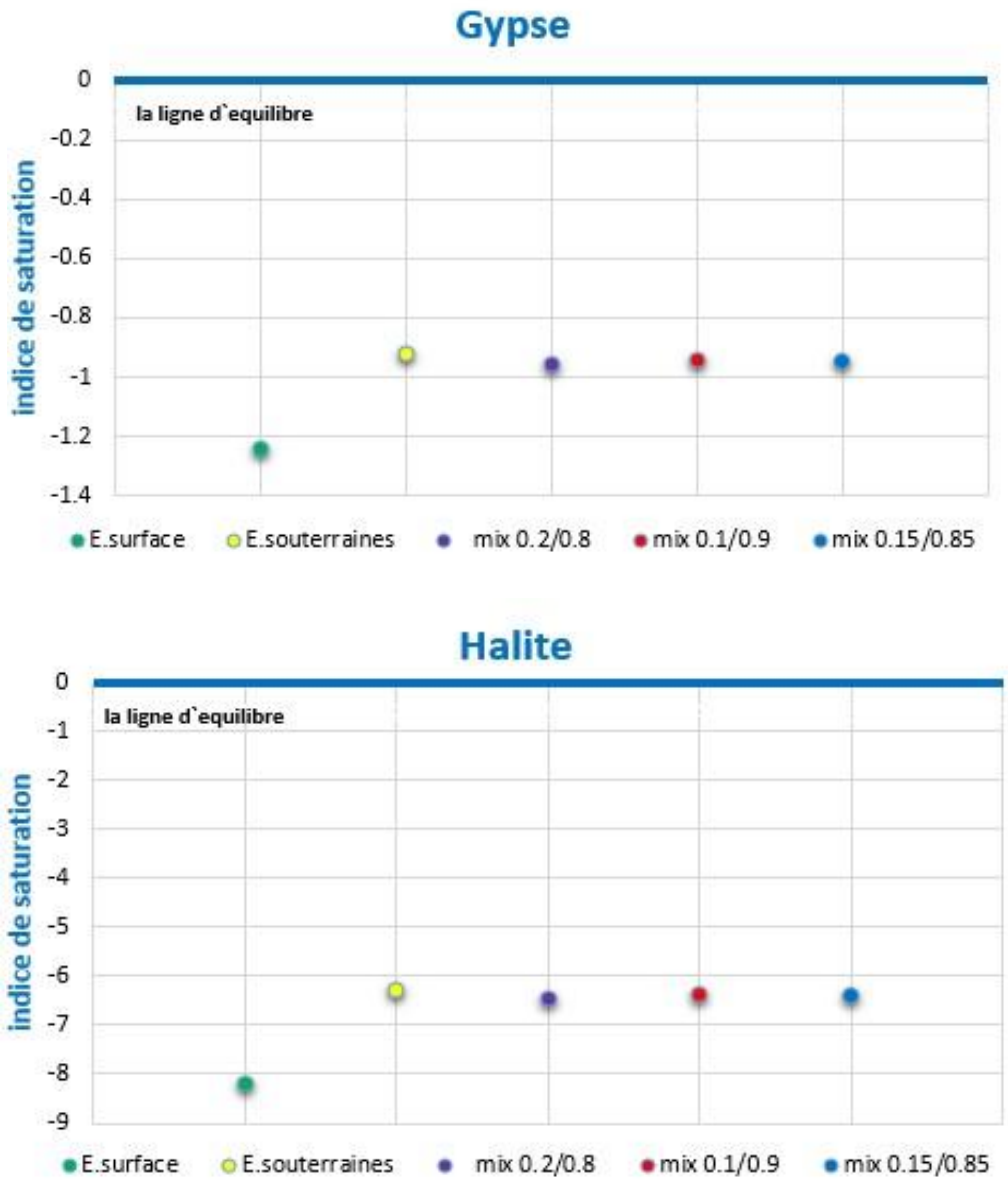


Figure 73: Variation des indices de saturation des eaux mélangées par rapport aux eauxsuperficielles et aux eaux souterraines vis-à-vis de Gypse et Halite dans la période d'été.

6.4. Utilisation agricole des eaux souterraines :

Il est nécessaire de mener une étude chimique des eaux destinées à l'irrigation afin de déterminer le risquequiprésentent certains éléments chimiques pour les plantes. La classification des eaux peut être effectuée en fonction du pourcentage de sodium absorbé par l'eau, comme dans la méthode de Wilcox.

Généralement, les plantes sont peu tolérantes aux sols riches en sodium. Le risque associé peut être évalué en utilisant la valeur du Sodium Absorption Ratio (SAR). Pour une conductivité électrique donnée, le risque augmente avec un coefficient SAR plus élevé. Cette classification repose sur la conductivité électrique et le SAR dans l'eau, déterminé par la formule ci-après :

$$SAR = \frac{Na^{++}}{\sqrt{(Ca^{++} + Mg^{++})/2}}$$

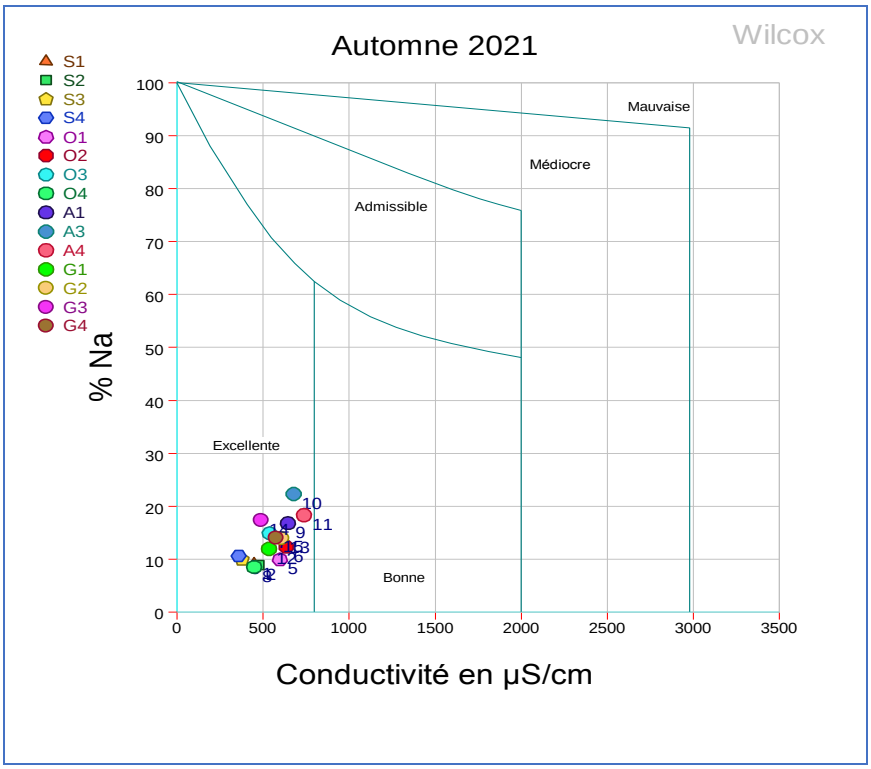


Figure 74: Diagrammes de Wilcox, Automne 2021.

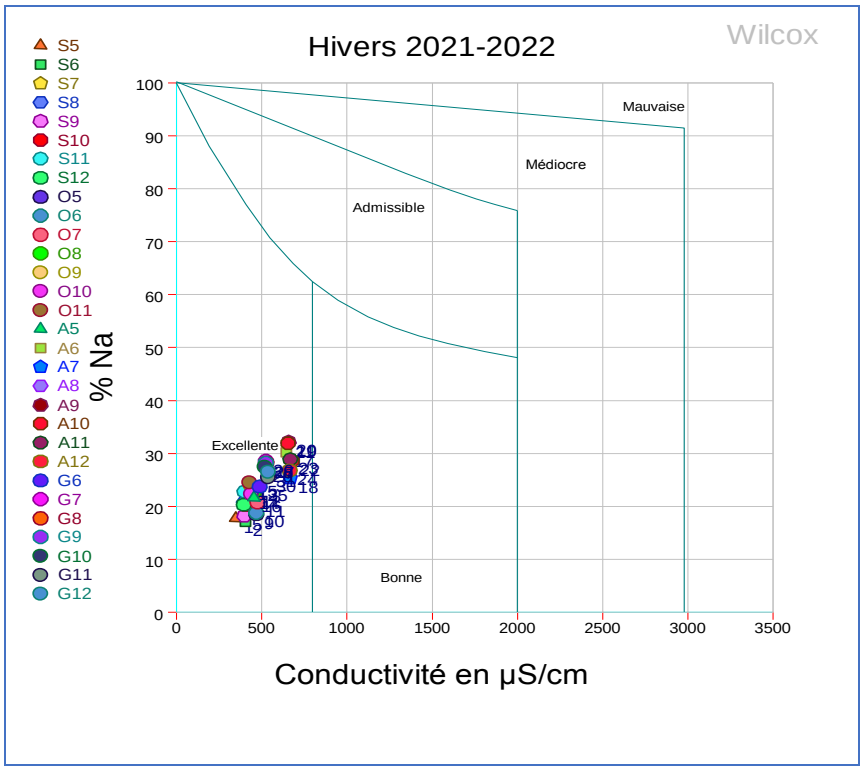


Figure 75: Diagrammes de Wilcox, Hivers 2021-2022.

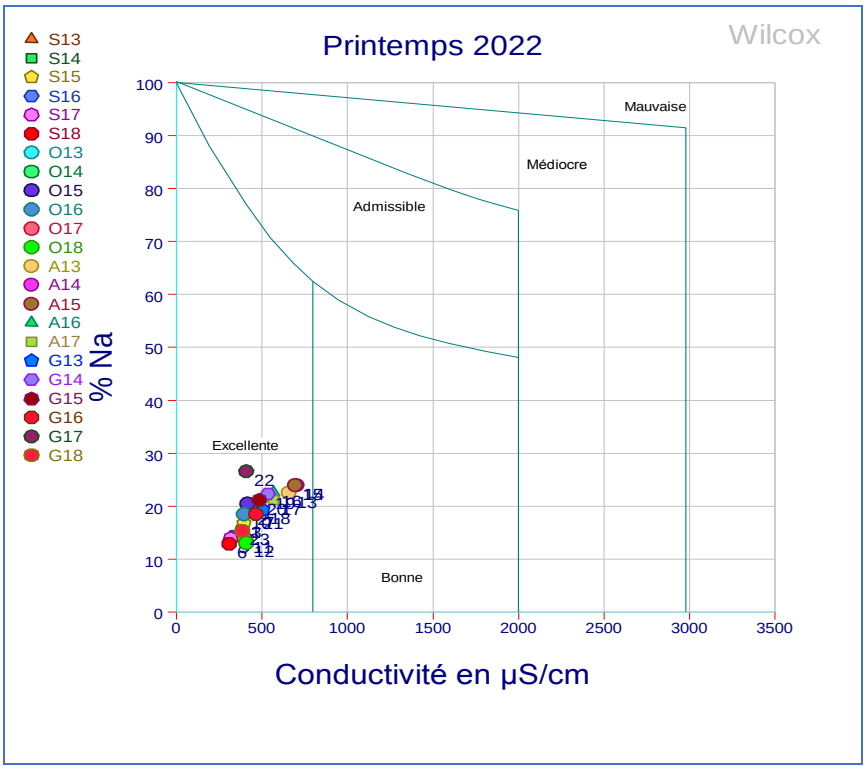


Figure 76: Diagrammes de Wilcox, Printemps2022.

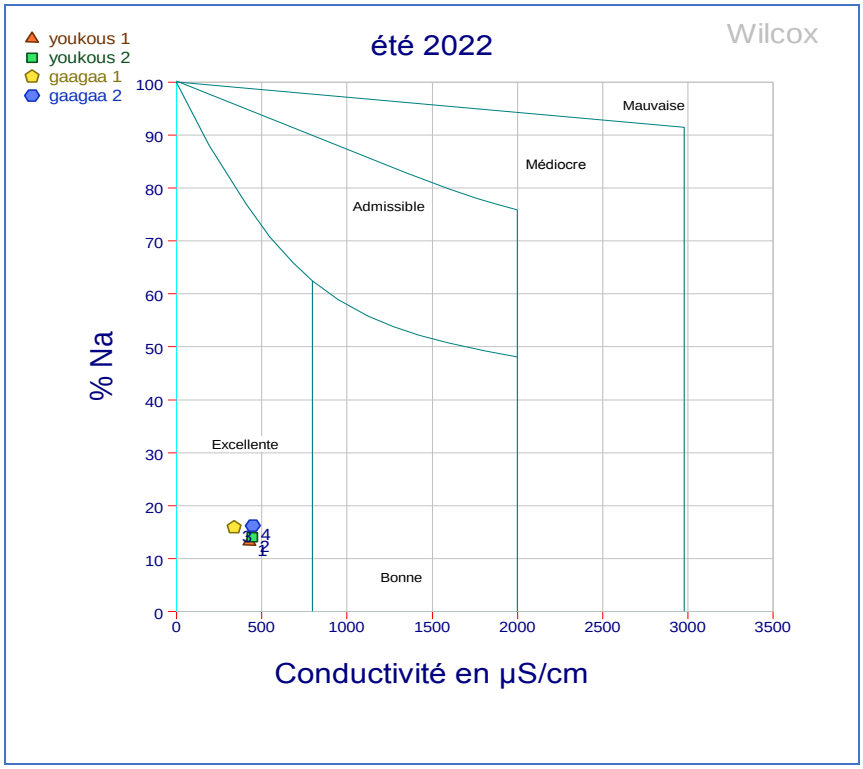


Figure 77: Diagrammes de Wilcox, Eté 2022.

Pour les compagnes chimiques qu'on a effectuées durant (Septembre 2021- juin 2022) on remarque que les eaux de ces sources se classent en Excellente qualité (Figure 68).

La représentation des eaux sur le diagramme de Wilcox, a permis de conclure que les eaux de l'aquifères karstique appartiennent généralement à la première classe (Excellente).

Conclusion

La chimie des eaux apporte, incontestablement, beaucoup d'éléments nouveaux dans la connaissance de la nappe et précise, pour l'instant, les données du problème. On observe que la quasi-totalité des échantillons examinés est regroupée dans le faciès de type bicarbonaté calcique. La répartition spatiale de ces faciès chimiques dépend de la nature lithologique de des émergences et des conditions de recharge.

A partir de la géochimie et sur la base des équilibres thermodynamiques, la tendance des formes chimiques entre la phase dissoute et la phase minérale des eaux souterraines de la région d'étude a été examinée. Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans l'eau indique que seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter surtout sous la forme de dolomite. Par contre les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous-saturation.

Concernant, l'aptitude des eaux à l'irrigation, on remarque que les eaux des différentes sources, de l'aquifères karstique, se classent en excellente qualité.

CHAPITRE V : Modélisation hydrogéochimique par outil PHREEQC.

1. Introduction

Plusieurs modèles sont employés par les hydrochimistes pour résoudre des systèmes d'équilibre complexes, calibrer des données expérimentales et évaluer des scénarios. Un logiciel de référence dans ce domaine est Phreeqc. Ce programme offre la possibilité de modéliser diverses réactions et équilibres chimiques. Les résultats ainsi obtenus peuvent être utilisés pour interpréter des données.

PHREEQC est un programme informatique écrit en C par David L. Parkhurst et C.A.J. Appelo ; il est diffusé par l'US geological Survey, permettant de simuler les réactions chimiques et les processus de transport dans les eaux naturelles ou polluées, dans les expériences de laboratoire ou dans les processus industriels.

Le programme est basé sur la chimie d'équilibre des solutions aqueuses interagissant avec les minéraux, les gaz, les solutions solides, les échangeurs et les surfaces de sorption, ce qui explique l'acronyme original- PH-Redox-Equilibrium, mais le programme inclut aussi la capacité de modéliser les réactions cinétiques et le transport 1D (unidimensionnel) à travers un algorithme qui simule la dispersion et la diffusion, le mouvement des solutés dans les milieux à double porosité et la diffusion multi-composante, où les espèces ont des coefficients de diffusion individuels dépendant de la température, mais où les flux d'ions sont modifiés pour maintenir l'équilibre des charges pendant le transport.

Une puissante capacité de modélisation inverse permet d'identifier les réactions qui expliquent les compositions d'eau observées le long d'une ligne d'écoulement ou au cours d'une expérience. Des bases de données chimiques extensibles permettent d'appliquer les capacités de réaction, de transport et de modélisation inverse à presque toutes les réactions chimiques reconnues pour influencer la qualité des eaux de pluie, des eaux du sol, des eaux souterraines et des eaux de surface.

2. Capacités de PHREEQC

PHREEQC est capable de simuler une diversité de réactions géochimiques pour un système notamment :

- Le mélange des eaux,
- L'ajout de réactions irréversibles nettes à la solution,
- Dissolution et précipitation des phases pour atteindre l'équilibre avec la phase aqueuse,
- Les effets du changement de température.
- Les équilibres d'échange d'ions,
- Équilibres de complexation de surface,
- les équilibres de la phase gazeuse à pression fixe
- Le transport advectif,
- la modélisation géochimique inverse.
- Les réactions à contrôle cinétique,
- Équilibres solide-solution,
- Équilibres gaz-phase à volume fixe,

- Variation du nombre de sites d'échange ou de surface en fonction d'un minéral ou d'un réactif cinétique,

- Diffusion ou dispersion dans un transport 1D,

- Transport 1D couplé à la diffusion dans les zones stagnantes, et

- Bilan molaire isotopique en modélisation inverse.

PHREEQC calcule les concentrations d'éléments, les molalités et les activités des espèces aqueuses, le pH, le PE (log négatif de l'activité conventionnelle de l'électron), les indices de saturation et les transferts molaires des phases pour atteindre l'équilibre en fonction de réactions géochimiques réversibles et irréversibles spécifiées...etc.

3. Traitement de données et interprétation des résultats :

Les données utilisées sont celles des eaux de surface échantillonnées de quatre cours d'eau et de 07 points d'eau souterraine (tableaux 14, 15, 16, 17,18).

Tableau 14 : Eaux de surface caractérisant la zone d'étude période d'automne (mg/l).

Eaux de source Automne	CE	PH	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Na^{2+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
Youkous	416.5	7.97	94.43	8.49	12.47	1.045	200.02	16.66	44.16
Oued	556.5	7.60	93.23	16.64	17.16	1.185	252.5	16.51	51.48
Amacha	687	7.92	85.25	13.04	27.89	2.21	300	17.75	78.29
Gagaa	552.75	7.88	92.34	11.1	20.10	1.72	242	12.71	50.32

Tableau 15 : Eaux de surface caractérisant la zone d'étude période d'hiver (mg/l).

Eaux de source Hivers	CE	PH	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Na^{2+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
Youkous	396.37	7.99	72.8	10.61	24.90	1.16	196.47	11.70	34.20
Oued	454.12	7.68	70.87	8.28	29.02	0.98	196.12	8.71	39.95
Amacha	662.75	7.46	99.63	5.92	53.33	1.82	296.62	7.96	38.80
Gagaa	525.37	7.81	82.76	9.85	35.58	1.41	262.12	6.01	37.87

Tableau 16 : Eaux de surface caractérisant la zone d'étude période de printemps (mg/l).

Eaux de source Printemps	CE	PH	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Na^{2+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
Youkous	396.37	7.99	72.8	10.61	24.90	1.16	190.69	11.70	34.20
Oued	454.12	7.68	70.87	8.28	29.02	0.98	202	8.71	39.95
Amacha	662.75	7.46	99.63	5.92	53.33	1.82	305.8	7.96	38.80
Gaagaa	525.37	7.81	82.76	9.85	35.58	1.41	262.66	6.01	37.87

Tableau 17 : Eaux de surface caractérisant la zone d'étude période d'été (mg/l).

Eaux de source Été	CE	PH	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Na^{2+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
Youkous	437	7.98	70.21	9.89	15.15	0.65	201.35	14.99	201.35
Oued	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Amacha	/	/	/	/	/	/	/	/	/
Gagaa	395.5	7.99	88	9.06	22.02	0.95	277.5	10.13	277.5

Tableau 18 : Eaux souterraines caractérisant la zone d'étude (mg/l).

Eaux souterraines	CE	PH	Ca^{+2}	Mg^{+2}	Na^{2+}	K^{+}	HCO_3^{-}	Cl^{-}	SO_4^{2-}
Puits	1660.5	7.08	194.18	2.1	76.15	12.5	257.15	265	278.12

4. Interprétation du tableau des données :

On constate que la conductivité électrique des eaux souterraines est plus élevée que celles des eaux de surface ce qui indique que les eaux souterraines sont plus minéralisées.

Certaines valeurs de sulfates présentes dans les eaux souterraines dépassent les normes (plus de 278.12 mg/l), et de même pour les chlorures (plus de 250 mg/l) provient Probablement de la pollution causée par l'oued qui draine les eaux usées de la région, et à la présence des formations Mio-Plio Quaternaire, qui peuvent contenir des passages argileux, l'origine de la dissolution des gypses.

Tableau 19 : Normes algériennes des paramètres physico-chimiques pour l'eau potable (JO 2014).

Paramètre	Unité	Valeurs indicatives
PH	/	7.08-7.99
Conductivité	Us-cm	416-1660
Calcium	Mg/l	70.21-194.18
Magnésium	Mg/l	2.1-16.64
Sodium	Mg/l	12.47-76.15
Potassium	Mg/l	0.65-12.5
Bicarbonates	Mg/l	190.69-305.8
Chlorures	Mg/l	6.01-265
Sulfates	Mg/l	34.20-278.12

L'utilisation du logiciel Phreeqc version 3.6.2. 15100 nous a permis de calculer les concentrations d'éléments majeurs en mole, l'indice de saturation et le mélange selon trois proportions (0.1/0.9 - 0.15/0.85 - 0.2/0.8) pour les deux types d'eau et pour les eaux résultantes du mélange.

Tableau 20 : Mélange de l'eau de surface et de l'eau souterraine période d'automne (mg/l).

Paramètres Automne	**E. surface**	**E. souterraines**	**20.80**	**10.90**	**15.85**
PH	7.840	7.080	7.163	7.120	7.148
Ca+2	2.079e-03	4.128e-03	3.734e-03	3.931e-03	3.800e-03
Mg +2	4.608e-04	7.104e-05	1.423e-04	1.064e-04	1.303e-04
Na+	8.412e-04	3.287e-03	2.800e-03	3.043e-03	2.881e-03
K +	3.931e-05	3.171e-04	2.618e-04	2.895e-04	2.710e-04
Cl -	4.487e-04	7.483e-03	6.076e-03	6.779e-03	6.310e-03
SO4 -2	4.774e-04	2.299e-03	1.943e-03	2.122e-03	2.002e-03
HCO3 -	4.748e-03	4.955e-03	4.926e-03	4.941e-03	4.931e-03
SI Calcite	0.78	0.25	0.30	0.27	0.29
SI Dolomite	1.03	-1.14	-0.69	-0.90	-0.76
SI Aragonite	0.63	0.10	0.15	0.13	0.14

SI Anhydrite	-2.06	-1.22	-1.32	-1.27	-1.30
SI Halite	-8.08	-6.30	-6.46	-6.38	-6.43
SI Gypse	-1.76	-0.92	-1.01	-0.96	-0.99

Tableau 21 : Mélange de l'eau de surface et de l'eau souterraine période d'hiver (mg/l).

Paramètres Hivers	**E. surface**	**E. souterraines**	**20.80**	**10.90**	**15.85**
PH	7.730	7.080	7.153	7.115	7.730
Ca+2	1.886e-03	4.128e-03	3.697e-03	3.913e-03	1.886e-03
Mg+2	4.043e-04	7.104e-05	1.309e-04	1.007e-04	4.043e-04
Na+	1.548e-03	3.287e-03	2.940e-03	3.114e-03	1.548e-03
K+	3.423e-05	3.171e-04	2.608e-04	2.890e-04	3.423e-05
Cl-	2.421e-04	7.483e-03	6.035e-03	6.759e-03	2.421e-04
SO4-2	3.248e-04	2.299e-03	1.915e-03	2.108e-03	3.248e-04
HCO3-	4.516e-03	4.955e-03	4.874e-03	4.915e-03	4.516e-03
SI Calcite	0.61	0.25	0.28	0.26	0.61
SI Dolomite	0.68	-1.14	-0.76	-0.94	0.68
SI Aragonite	0.47	0.10	0.14	0.12	0.47
SI Anhydrite	-2.26	-1.22	-1.32	-1.27	-2.26
SI Halite	-8.08	-6.30	-6.44	-6.37	-8.08
SI Gypse	-1.96	-0.92	-1.02	-0.97	-1.96

Tableau 22 : Mélange de l'eau de surface et de l'eau souterraine période printemps (mg/l).

Paramètres Printemps	E. surface	E. souterraines	20.80	10.90	15.85
PH	7.710	7.080	7.153	7.115	7.140
Ca+2	2.036e-03	4.128e-03	3.752e-03	3.927e-03	3.793e-03
Mg+2	3.757e-04	7.104e-05	1.269e-04	9.812e-05	1.165e-04
Na+	1.170e-03	3.287e-03	2.866e-03	3.076e-03	2.935e-03
K+	2.580e-05	3.171e-04	2.593e-04	2.881e-04	2.688e-04
Cl-	2.099e-04	7.483e-03	6.028e-03	6.756e-03	6.271e-03
SO4-2	3.214e-04	2.299e-03	1.769e-03	2.107e-03	1.978e-03
HCO3-	4.621e-03	4.955e-03	4.894e-03	4.925e-03	4.905e-03
SI Calcite	0.63	0.25	0.29	0.26	0.28
SI Dolomite	0.66	-1.14	-0.76	-0.94	-0.83
SI Aragonite	0.49	0.10	0.15	0.12	0.13
SI Anhydrite	-2.23	-1.22	-1.35	-1.27	-1.30
SI Halite	-8.26	-6.30	-6.45	-6.37	-6.42
SI Gypse	-1.93	-0.92	-1.05	-0.96	-1.00

Tableau 23 : Mélange de l'eau de surface et de l'eau souterraine période d'été (mg/l).

Paramètres Été	E. surface	E. souterraines	20.80	10.90	15.85
PH	7.980	7.080	7.167	7.121	7.151
Ca+2	1.614e-03	4.128e-03	3.623e-03	3.875e-03	3.707e-03
Mg+2	3.078e-04	7.104e-05	1.203e-04	9.574e-05	1.121e-04
Na+	8.011e-04	3.287e-03	2.790e-03	3.039e-03	2.873e-03
K+	2.027e-05	3.171e-04	2.577e-04	2.874e-04	2.676e-04

Cl-	3.545e-04	7.483e-03	6.057e-03	6.770e-03	6.295e-03
SO4-2	2.155e-03	2.299e-03	2.267e-03	2.283e-03	2.272e-03
HCO3-	4.581e-03	4.955e-03	4.896e-03	4.926e-03	4.906e-03
SI Calcite	0.77	0.25	0.28	0.26	0.28
SI Dolomite	0.95	-1.14	-0.78	-0.95	-0.84
SI Aragonite	0.63	0.10	0.14	0.12	0.13
SI Anhydrite	-1.55	-1.22	-1.27	-1.24	-1.26
SI Halite	-8.21	-6.30	-6.46	-6.38	-6.43
SI Gypse	-1.24	-0.92	-0.96	-0.94	-0.95

4.1. Concentration des ions :

En reportant les valeurs de concentration des ions sur des graphes, on obtient la Figure suivante :

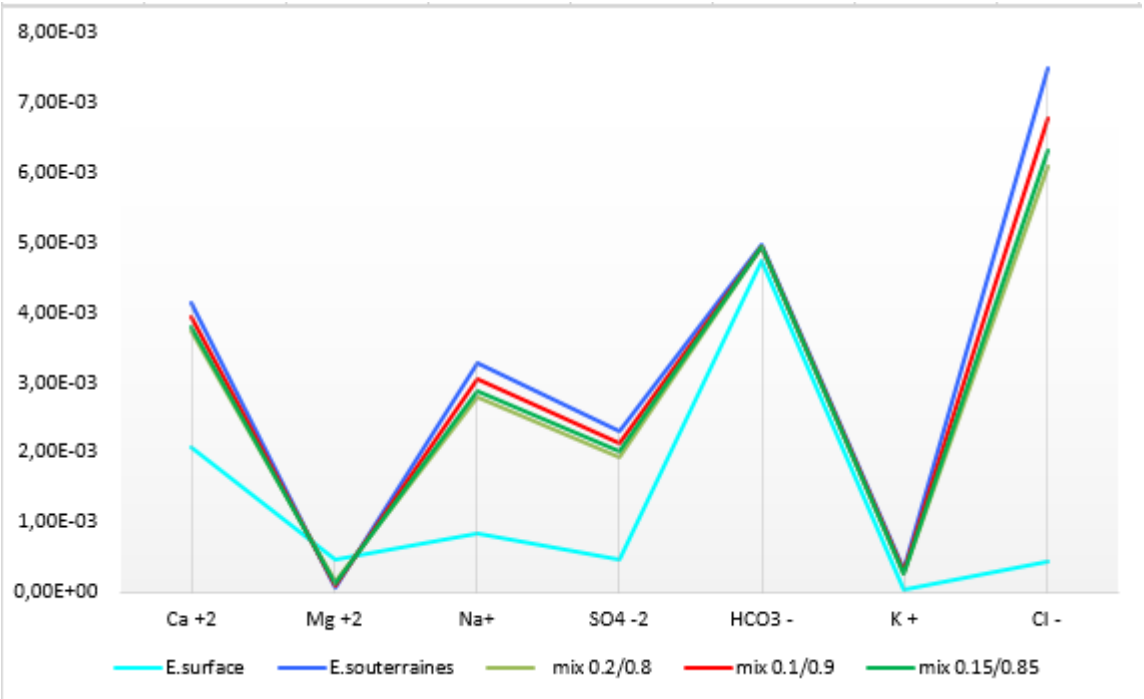


Figure 78: Graphique linéaire concentration d'éléments chimique des eaux de surface, eaux souterraines et eaux mélangés période d`Automne.

On observe qu'avec l'augmentation du rapport de mélange, la concentration des ions Mg^{2+}, k^{+} change et diminue d'un côté, et augmente pour les ions $Ca^{2+,}$ HCO_3^{-} , Na^{+} et le Cl^{-} dans une certaine fourchette de l'autre côté. La concentration des autres ions n'a pas beaucoup changé (Figure 77).

En comparant la composition chimique des eaux souterraines avec celles résultantes du mélange de trois fractions, on constate qu'elles sont approximativement similaires les unes aux autres avec quelques changements dans la concentration des ions, mais la différence est palpable avec les eaux de surfaces où les concentrations sont plus faibles pour les ions Ca^{2+}, Na^{+},SO_4^{-2} et Cl^{-} est sensiblement élevées pour le Mg^{2+}, et presque égales aux ions K^{+} , et HCO_3^{-}, dans tous les cas les concentrations ne dépassent pas les normes algériennes (tableau 18).

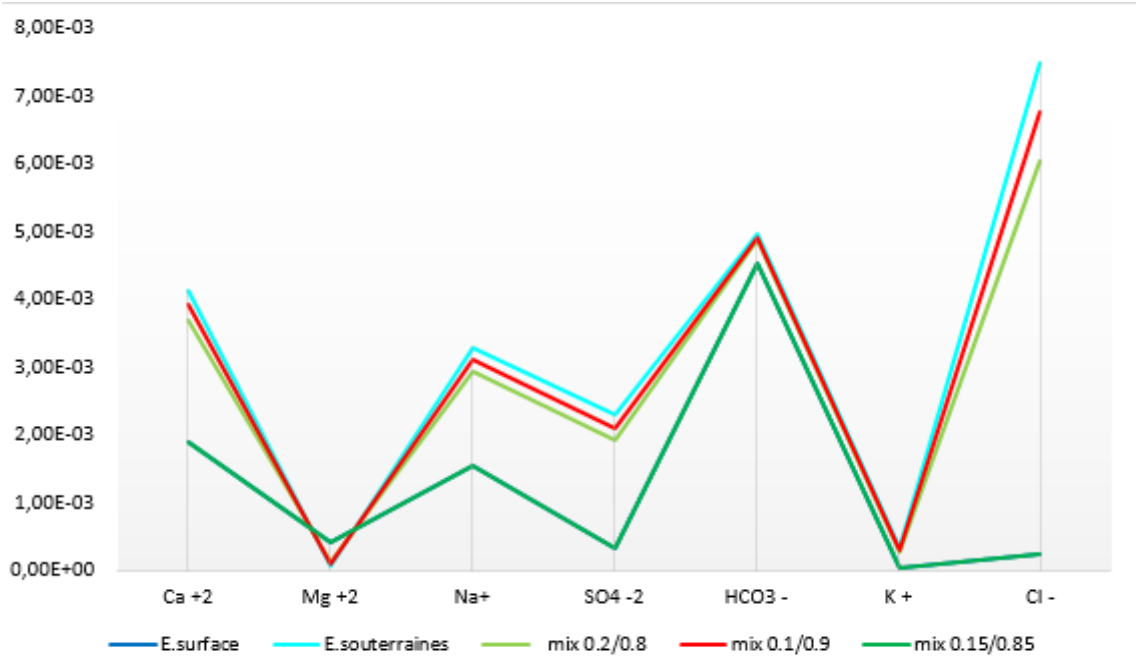


Figure 79: Graphique linéaire concentration d'éléments chimique des eaux de surface, eaux souterraines et eaux mélangés période d`Hivers.

On observe qu'avec l'augmentation du rapport de mélange, la concentration des

Ions Mg^{2+}, K^{+} change et diminue d'un côté, et augmente pour les ions Ca2+, $HCO3^{-}$, Na^{+} et le Cl^{-} dans une certaine fourchette de l'autre côté. La concentration des autres ions n'a pas beaucoup changé. (Figure 78).

Pour le mélange 0.15/0.85 les concentrations en ions sont totalement différentes des autres mélanges où on remarque une diminution de Ca^{2+}, Na^{+}, SO_4^{-2} et Cl^{-}.

En comparant la composition chimique des eaux souterraines avec celles résultantes du mélange de trois fractions, on constate qu'elles sont approximativement similaires les Unes aux autres, sauf pour le mélange 0.15/0.85 où la différence est nette. Pour les eaux de surfaces les concentrations sont presque identiques à celle des eaux souterraines et du mélange 0.2/0.8 et 0.1/0.9, cela est probablement due aux mélanges directs des eaux de pluie avec celle des eaux de source et des eaux souterraines (période hivernale pour les ions Ca^{2+}, Na^{+}, SO_4^{-2} et Cl^{-} et sensiblement élevées pour le Mg^{2+}, et presque égales aux ions K^{+}, et HCO_3^{-}, dans tous les cas les concentrations ne dépassent pas les normes algériennes (tableau 18).

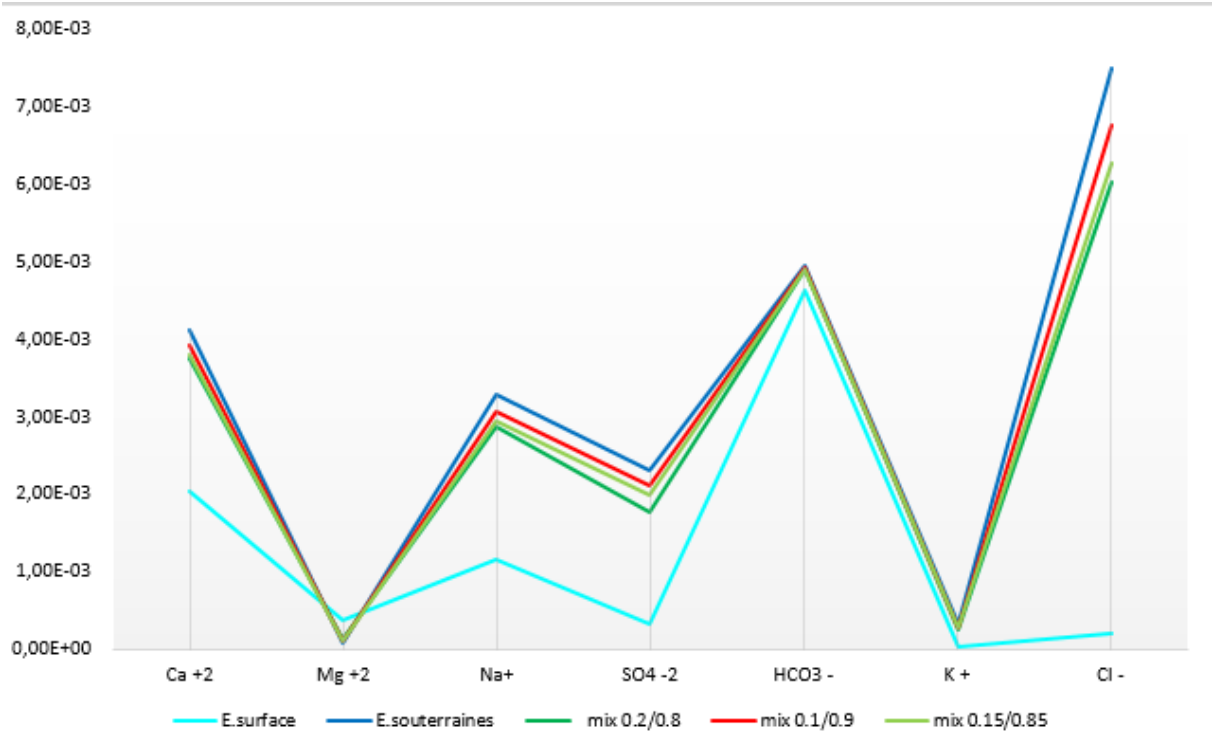


Figure 80: Graphique linéaire concentration d'éléments chimique des eaux de surface, eaux souterraines et eaux mélangés période du printemps.

On observe qu'avec l'augmentation du rapport de mélange, la concentration des

Ions Mg^{2+}, k^{+} change et diminue d'un côté, et augmente pour les ions Ca^{2+}, $HCO3^{-}$, Na^{+} et le Cl^{-} dans une certaine fourchette de l'autre côté. La concentration des autres ions n'a pas beaucoup changé (Figure 79).

En comparant la composition chimique des eaux souterraines avec celles résultantes du mélange de trois fractions, on constate qu'elles sont approximativement similaires les Unes aux autres avec quelques changements dans la concentration des ions, mais la différence est palpable avec les eaux de surfaces où les concentrations sont plus faibles pour les ions Ca^{2+}, Na^{+},SO_4^{-},Cl- et sensiblement élevées pour le Mg^{2+}, et presque égales aux ions K^{+} , et HCO_3^{-}, dans tous les cas les concentrations ne dépassent pas les normes algériennes (tableau 18).

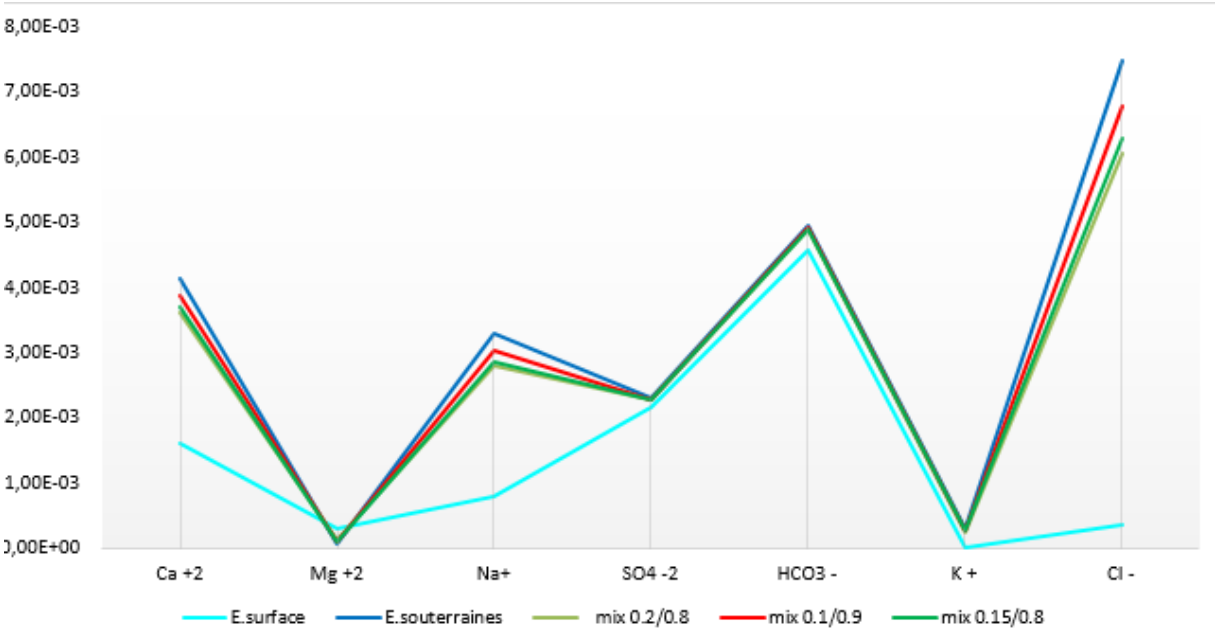


Figure 81: Graphique linéaire concentration d'éléments chimique des eaux de surface, eaux souterraines et eaux mélangés période d`été.

On observe qu'avec l'augmentation du rapport de mélange, la concentration des

Ions Mg^{2+}, K^{+} change et diminue d'un côté, et augmente pour les ions Ca^{2+}, HCO_3^{-} , Na^{+} et le Cl^{-} dans une certaine fourchette de l'autre côté. La concentration des autres ions n'a pas beaucoup changé (Figure 80).

En comparant la composition chimique des eaux souterraines avec celles résultantes du mélange de trois fractions, on constate qu'elles sont approximativement similaires les Unes aux autres avec quelques changements dans la concentration des ions, mais la différence est palpable avec les eaux de surfaces où les concentrations sont plus faibles pour les ions Ca^{2+}, Na^{+}, Cl^{-} et sensiblement élevées pour le Mg^{2+}, et presque égales aux ions SO_4-, K^{+} , et HCO_3^{-}, dans tous les cas les concentrations ne dépassent pas les normes algériennes (tableau 18).

Conclusion

L'évolution des différents éléments chimiques après le mélange dans les trois proportions (0.1/0.9 – 0.15/0.85 – 0.2/0.8) montre que les eaux résultantes sont proches les unes aux autres avec quelques changements dans la concentration des ions.

Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans les deux types d'eaux, de surface et souterraines, ainsi que dans les eaux mélangées qui en résulte indique que les minéraux carbonatés ont tendance à précipiter. En revanche, les minéraux évaporitiques sont toujours en état de sous-saturation. Les indices des eaux mélangées dans les trois proportions sont similaires entre eux et à ceux des eaux souterraines.

Après le mélange, les caractéristiques hydrochimiques des échantillons d'eau ne sont pas donc modifiées et elles sont proches de celles d'origine des eaux souterraines, alors la qualité de l'eau sera bonne pour la recharge artificielle de la nappe

Isotopie hydrogéologique

1. Introduction

Les isotopes sont des atomes d'un même élément, dans lesquels les noyaux des atomes ont le même nombre de protons mais un nombre différent de neutrons. Les isotopes stables et naturels de 18O et δ2H sont des composants de la molécule d'eau et sont donc des traceurs idéaux pour répondre à plusieurs problèmes hydrologiques. Ils ont des propriétés conservatrices et ne dépendent que des conditions atmosphériques pendant la recharge ; par conséquent, ils fournissent des informations sur les processus de recharge des eaux souterraines (Bajjali 2008 ; Bajjali 2006, Fritz et al. 1981, Gat 1971). En conséquence, la composition en 18O et δ2H des précipitations à travers le monde est linéairement corrélée et se trace le long d'une ligne connue sous le nom de ligne d'eau météorique (Craig 1961). Des différences dans la composition isotopique des précipitations se produisent le long de cette ligne si la vapeur d'eau provient de l'évaporation d'eau de mer plus froide ou plus chaude. Cette composition est également contrôlée par le fractionnement isotopique qui se produit lors de processus de transition tels que l'évaporation, la condensation et le mélange. Lorsque les masses d'air humide se déplacent à travers le continent, les isotopes les plus lourds sont préférentiellement éliminés par les précipitations. Cependant, les compositions isotopiques peuvent changer entre les tempêtes et même au cours d'un seul événement (Heathcote et Lloyd 1986, Nativ et Mazor 1987, Rindsberger et al. 1990, Adar et al. 1998, Kubota et Tsuboyama 2003, Celle-Jeanton et al. 2004, Brielmann 2008).

2. Utilisation des informations isotopiques en hydrogéologie

Les isotopes stables naturels hydrogène (H), deutérium (D), oxygène 16 (16O), oxygène 18 (18O), carbone 12 (12C) et carbone 13 (13C) ainsi que les isotopes radioactifs tritium (T ou 3H) et carbone 14 (14C) sont des outils utiles dans les études des eaux souterraines (Weaver, Talma et Cavé, 1999). Dans les zones où les nitrates posent un problème, les isotopes azote 14 (14N) et azote 15 (15N) devraient être ajoutés à la liste. Les principales utilisations hydrogéologiques des isotopes ont été résumées comme suit :

1) Fournir une « signature » à un type d'eau particulier

2) Identifier l'occurrence du mélange de deux ou plusieurs types d'eau

3) Fournir des informations sur le temps de séjour des eaux souterraines

4) Fournir des informations sur les temps de parcours et les vitesses des eaux souterraines

5) Fournir des informations sur l'interaction eau-roche

6) Fournir des informations sur la ou les sources des constituants, par exemple les nitrates dans les eaux souterraines

Les abondances isotopiques sont exprimées sous forme de rapports isotopiques et comparées aux rapports isotopiques naturels, qui servent de norme généralement acceptée. L'écart entre le rapport isotopique mesuré et le rapport standard est exprimé en parties par mille, c'est-à-dire en pour mil (‰). Pour l'hydrogène et l'oxygène, la norme est la SMOW (Standard MeanOcean Water) et pour le carbone, la PDB (Pee Dee Belemnite). Le processus physique le plus important à l'origine de la variation de la composition isotopique dans les eaux naturelles est le fractionnement vapeur-liquide au cours de l'évaporation et de la condensation. La pression de vapeur de l'eau contenant les isotopes les plus légers (1H et 16O) est supérieure à celle de l'eau contenant les isotopes les plus lourds (D et 18O). Lorsque

l'eau liquide et la vapeur d'eau sont en équilibre, la vapeur est isotopiquement plus légère par rapport à D/H et 18O/16O que le liquide, et donc la vapeur d'eau dans l'atmosphère est isotopiquement plus légère que l'eau dans l'océan (Drever, 1988). La vapeur d'eau, qui s'évapore de l'océan, est appauvrie de 10 à 15 ‰ en 18O et de 80 à 120 ‰ en deutérium par rapport au SMOW. Lorsque la vapeur d'eau se condense pour former de la pluie, le fractionnement a lieu dans le sens inverse, le liquide étant isotopiquement plus lourd que la vapeur. Le fractionnement pendant l'évaporation est donc en grande partie inversé pendant la condensation et la première pluie à tomber d'une vapeur d'eau au-dessus de l'océan aurait une composition isotopique d'environ -3 ‰. Si cette pluie forme à nouveau de la vapeur, 18O sera éliminé sélectivement de la phase vapeur et le d18O de la vapeur deviendra progressivement plus négatif à mesure que la pluie continue de tomber. Grâce à ce processus de fractionnement de Rayleigh, les précipitations deviennent progressivement plus légères en dD et en d18O à mesure qu'elles se produisent plus loin de la source océanique. Les valeurs dD et d18O des précipitations se situent généralement près de la ligne droite appelée (Global) Meteoric Water Line (GMWL).

On suppose que l'eau ayant une composition isotopique tombant sur la ligne des eaux météoriques provient de l'atmosphère et n'est pas affectée par d'autres processus de fractionnement isotopique. L'évaporation des eaux libres et l'échange avec les minéraux rocheux sont deux des processus les plus fréquemment observés provoquant des écarts par rapport à la ligne des eaux météoriques.

La température a un effet dominant sur le fractionnement isotopique et les variations des concentrations isotopiques dans les précipitations peuvent être liées au climat et à l'altitude. Cette dépendance à la température produit des variations isotopiques saisonnières, des variations de latitude et des effets de quantité, ce qui signifie que les plus grosses tempêtes de pluie ont tendance à avoir une teneur en isotopes lourds plus faible. Dans les études hydrologiques régionales, l'effet d'altitude peut être utilisé pour différencier les eaux souterraines dérivées de zones de recharge à différentes altitudes. En général, il y a une diminution d'environ 0,3 ‰ de d 18O et une diminution de 2,5 ‰ de dD par 100 m d'augmentation d'altitude. La présence de nitrates dans les eaux souterraines est un problème mondial.

Les causes sont principalement la densité de population accrue qui entraîne une pression accrue sur les ressources en eaux souterraines. Les sources courantes de nitrates dans les eaux souterraines des pays développés sont : l'agriculture (c'est-à-dire l'application d'engrais, les déchets animaux, etc.), le traitement des eaux usées et l'élimination des boues, l'industrie, etc. Dans les pays en développement, la principale cause des nitrates est l'assainissement inadéquat sur place.

Dans tous ces cas, les taux d'élimination sont en augmentation et la capacité de la société à protéger les ressources en eaux souterraines est mise à rude épreuve. En général, la fixation naturelle de l'azote dans la zone racinaire du sol est réduite lorsque l'azote devient disponible à partir d'autres sources. Cependant, dans les régions arides, ces mécanismes d'équilibrage ne sont pas opérationnelles car les nitrates, générés par la nitrification de l'azote organique du sol pendant les périodes sèches, s'infiltrent et s'accumulent au-delà de la zone racinaire.

Dans les bonnes conditions (météorologiques, pédologiques, hydrogéologiques, etc.), les nitrates peuvent être entraînés de la zone non saturée vers les eaux souterraines. Dans ces zones, les niveaux de nitrates dans les eaux souterraines produits de cette manière peuvent dépasser les normes recommandées pour l'eau potable et exposer les utilisateurs à des risques qui ne sont pas clairement justifiés. Les faibles taux de recharge dans les régions arides

aggravent cette caractéristique car le volume limité de recharge ne peut pas diluer de manière significative les nitrates. Les rapports isotopiques de l'azote (15N/14N) exprimés en d15N ‰ ont été utilisés avec un certain succès comme indicateurs de la source de nitrate dans les eaux souterraines dans de nombreux endroits. Les valeurs isotopiques caractéristiques de l'azote dans les nitrates provenant de différentes sources ont été établies empiriquement dans divers endroits et elles semblent cohérentes ailleurs.

Les raisons des variations caractéristiques de 15N dans les nitrates des eaux souterraines provenant de différentes sources ne peuvent être décrites que qualitativement à ce stade. Il est nécessaire d'obtenir des informations plus quantitatives sur les processus qui convertissent l'azote organique en nitrate et sur leurs changements isotopiques. Les processus de nitrification se produisent principalement dans la zone non saturée. Une fois que le nitrate atteint les eaux souterraines, la probabilité de réduction du nitrate est généralement faible, à moins qu'une source de carbone, par exemple du schiste carboné, ne soit disponible. Le processus de dénitrification modifie le rapport isotopique et cette possibilité doit être prise en compte lorsque des valeurs anormales sont prises en compte. La dénitrification peut être déterminée en mesurant le rapport isotopique 18O dans l'ion nitrate. La détermination de l'âge des eaux souterraines repose sur l'utilisation des isotopes radioactifs carbone et tritium. Ces noyaux se désintègrent à un rythme constant, ce qui signifie que chacun d'eux possède une demi-vie fixe, après laquelle 50 % du nombre initial de noyaux se sont désintégrés.

Trois isotopes de carbone sont présents naturellement : les isotopes stables 12C et 13C et l'isotope radioactif 14C (radiocarbone). Le comportement du rapport 12C/13C dans les eaux souterraines est déterminé par les influences relatives du dioxyde de carbone présent dans le sol en raison de la respiration des plantes et de l'interaction avec les carbonates présents dans la roche aquifère. Ce système souterrain peut être complexe et l'application la plus importante des données sur le 13C est l'identification des processus (Domenico & Schwartz, 1990). La d13C dans le dioxyde de carbone du sol est déterminée par la d13C des plantes locales. La dissolution du carbonate solide par cette solution acide augmente la teneur en 13C de l'eau résultante. D'autres changements dans la d13C et l'alcalinité peuvent se produire en raison de l'interaction entre l'eau et la roche pendant le transit à travers l'aquifère. Les changements chimiques/isotopiques qui peuvent se produire comprennent :

1) Dissolution de calcite, d'aragonite ou de dolomite à partir de calcaire, ce qui introduit du carbone relativement lourd.

2) Oxydation de matière organique, qui introduit du carbone relativement léger.

3) Transport de gaz carbonique provenant de l'atmosphère du sol, qui introduit également du carbone relativement léger.

4) Altération des minéraux silicatés qui transformera le dioxyde de carbone dissous en bicarbonate, augmentant ainsi l'alcalinité et le pH sans modifier du tout la teneur en 13C de l'eau.

Le carbone peut être perdu dans l'eau par précipitation d'un minéral carbonaté ou par perte de gaz carbonique. En général, le 13C est utilisé pour identifier les sources de carbone et les processus qui se produisent sous terre. Il est particulièrement utile pour faire la distinction entre le carbone dérivé de la matière organique (léger) et le carbone dérivé des minéraux carbonatés (lourd).

Le radiocarbone est produit dans l'atmosphère par l'interaction du rayonnement cosmique avec l'azote. Des quantités supplémentaires ont été produites par les essais d'armes nucléaires dans les années 1950 et 1960. Le 14C a une demi-vie de 5 730 ans, ce qui en fait théoriquement un outil utile pour dater des eaux aussi vieilles que 50 000 ans. Le 14C généré

dans l'atmosphère est transporté à la surface de la terre par les précipitations et s'incorpore à la biomasse ou est transporté dans des masses d'eau telles que les lacs, l'océan et les eaux souterraines (Drever 1988). Les résultats des mesures du 14C sont exprimés en pourcentage de carbone moderne (pmc). Le comportement du 14C dans les eaux souterraines présente certaines complications, ce qui rend difficile la détermination de l'âge absolu d'une eau souterraine. Lorsque la concentration en 14C est mesurée en plusieurs points le long de la ligne d'écoulement dans un aquifère, les différences d'âge entre les points et donc la vitesse d'écoulement peuvent être déterminées (Vogel, 1967). Français La dissolution de matière organique ou de minéraux carbonatés dans l'aquifère peut ajouter du carbone « vieux » ou « mort » (c'est-à-dire sans 14C détectable) à l'eau, ce qui donne un âge erroné. La contribution du carbone provenant de ces sources peut parfois être estimée à partir des mesures 13C/12C et d'arguments chimiques permettant d'effectuer des corrections.

Dans le cadre de cette étude, les âges des échantillons d'eau ont été calculés à partir de la teneur en 14C sur la base d'un simple modèle « d'écoulement à piston ». Une teneur initiale en 14C de 90 pmc a été utilisée pour permettre la dissolution du carbonate inactif du sol et du matériau de l'aquifère. Cette estimation est basée sur le fait que les échantillons avec une concentration en 14C inférieure à 90 pmc ne contenaient pas de tritium. La formule utilisée pour le calcul de l'âge est : T = 8267 * ln (100 q / A) où T est l'âge du modèle pour une teneur en radiocarbone de A en pmc, et q est le facteur de dilution. Un calcul plus détaillé de l'âge peut être effectué en fonction de considérations chimiques, d'isotopes stables et de schéma d'écoulement. Bien que le niveau de détection minimum du système analytique soit égal à 0,4 pmc (deux fois l'écart type de l'analyse), il est prudent de prendre en compte la probabilité d'une certaine contamination lors de la manipulation des échantillons.

Pour cette raison, le niveau de détection minimum est estimé à 0,8 pmc et les échantillons inférieurs à ce niveau sont considérés comme ayant plus de 40 000 ans. Le mélange de différents types d'eau dans un aquifère présente une complication supplémentaire. Une faible concentration en 14C peut signifier que de l'eau relativement ancienne est disponible ou qu'il s'agit d'un mélange d'eau relativement « jeune » et d'eau « ancienne ». L'interprétation correcte des mesures de 14C dans les eaux souterraines nécessite une connaissance de l'écoulement de l'eau, des sources de carbone inorganique dissous dans l'eau et une conceptualisation des processus chimiques dans le sous-sol. La chimie, d'autres isotopes et des observations et mesures hydrogéologiques de base sont nécessaires pour établir cela (Drever 1988).

Le tritium (3H ou T) est un isotope radioactif de l'hydrogène ayant une masse de 3 et une demi-vie de 12,3 ans. La désintégration radioactive du tritium en 3He s'accompagne d'une émission mesurable de particule bêta, qui rend le tritium détectable à de très faibles concentrations.

La concentration en tritium dans l'eau est exprimée par le rapport des atomes de tritium aux atomes d'hydrogène :

Une unité de tritium (UT) est définie comme un rapport T/H = 10-18.

Le tritium est généré à la fois par des processus naturels (rayonnement cosmique) et artificiels (dispositifs thermonucléaires). La majeure partie du tritium produit dans l'atmosphère est rapidement oxydée en HTO et incorporée dans le cycle hydrologique. La production naturelle de tritium introduit environ 5 UT dans les précipitations et les eaux de surface. Dans la zone saturée, cette eau est isolée de l'atmosphère et la concentration décroissante en tritium due à la désintégration radioactive pourrait fournir un outil utile de datation de l'eau. Cependant, le mélange des eaux et les apports importants de tritium

atmosphérique ajoutés par les essais de bombes à hydrogène depuis 1952 compliquent la détermination de l'âge.

3. Caractérisation isotopique des précipitations

Plusieurs auteurs ont mis en évidence les principaux paramètres météorologiques susceptibles de modifier le contenu isotopique des précipitations. Les caractéristiques climatiques (climat méditerranéen dans la partie côtière et saharien au sein du continent) et géographiques (absence de haute montagne) de la Tunisie conduisent à une influence prédominante de l'origine des masses d'air sur le contenu isotopique des précipitations. Les résultats obtenus à partir du réseau GNIP montrent que les précipitations de Tunis sont plus enrichies en isotopes lourds (−3,9 δ18O, −20,1 δ2H) que celles collectées à Sfax (−4,4 δ18O, −24,7 δ2H) pour la période septembre 1992–décembre 1998. Les contextes climatiques des deux stations pourraient expliquer cette différence.

Compte tenu de la situation géographique de Sfax, les masses d'air, du fait qu'elles doivent traverser l'Afrique du Nord avant d'atteindre Sfax, présentent un effet continental. Ainsi, bien que la teneur isotopique des précipitations à Sfax soit enrichie du fait de la proximité de la mer Méditerranée, elle est appauvrie par rapport aux valeurs de Tunis. Les deux stations présentent une précipitation estivale enrichie (tableau I), principalement due à l'évaporation des gouttes de pluie dans l'atmosphère non saturée ou à l'échange entre l'atmosphère et les gouttes de pluie lors des précipitations. Cependant, il n'y a pas de corrélation significative entre la température et l'oxygène-18 (facteur de corrélation R = 0,54). Les lignes d'eau météoriques définies pour Sfax et Tunis (figure 74) ont été calculées en utilisant une régression des moindres carrés pour la période septembre 1992–décembre 1998 :

$$\delta 2H = (6.7 \pm 0.3)\,\delta 18O + (3.5 \pm 1.3)$$

$$Sfax\ (1992-1998, n = 45)$$

$$\delta 2\,H = (6.4 \pm 0.5)\,\delta 18O + (5.2 \pm 1.7)$$

$$Tunis\ (1992-1998, n = 26)$$

La ligne d'eau météorique définie pour l'ensemble des 29 années de mesures est donnée par l'équation suivante :

$$\delta 2H = (5.6 \pm 0.2)\,\delta 18O - (0.8 \pm 0.7)$$

$$Tunis\ (1968-1998, n = 45)$$

Les lignes d'eau météoriques calculées pour les périodes 1992–1998 et 1968–1998 présentent des pentes et des excès de deutérium différents ; la pente (5,6 ± 0,2) de la deuxième ligne montre une évaporation plus importante. Les valeurs annuelles de quantité de précipitations et de température sont relativement constantes au cours des 30 dernières années. La différence entre les deux périodes pourrait alors être due à un problème de conservation des échantillons. Les lignes d'eau de Tunis et de Sfax pour la période 1992–1998 sont proches et semblent donc représentatives du contenu isotopique des précipitations en Tunisie.

La comparaison entre les lignes de Tunisie et de Méditerranée occidentale [2] met en évidence l'évaporation qui affecte les précipitations tunisiennes au fur et à mesure des pluies [5]. L'excès de deutérium calculé pour les deux stations est de 11 ‰ se situant entre la ligne atlantique (10 ‰, [4]) et la ligne méditerranéenne occidentale (14 ‰, [3]). Français La participation des masses d'air atlantiques (excès de deutérium = 10 ‰) qui représentent 30 % du volume total des pluies [1] pourrait expliquer cette faible valeur, surprenante pour des stations balnéaires méditerranéennes. Cette participation augmente de mai à septembre avec

des excès de deutérium de 9,3 ‰ à Sfax et de 10 ‰ à Tunis. Durant la période d'octobre à mars, les masses d'air méditerranéennes apportent des excès de deutérium de 11,8 à Sfax et de 11,4 à Tunis. Sur la base d'événements, la relation entre le contenu isotopique des précipitations et l'origine des masses d'air permettra de mieux définir ces influences météorologiques.

4. Échantillonnage et méthodes d'analyse

L'analyse des isotopes stables des molécules d'oxygène de l'eau 18 (18O) et de deutérium (2H) réalisée à l'aide d'un spectrophotomètre de masse UV Delta Plus et d'un spectromètre de masse ICP-MS (IRMS) après équilibrage à 18 ◦C. Les teneurs en 18O et 2H sont exprimées par mille (‰) d'écart par rapport à la norme V-SMOW avec une incertitude de 0,1‰ pour 18O et 1‰ pour 2H. Pour l'analyse du tritium 3H, nous avons adapté la méthode par enrichissement électrolytique et comptage par scintillation liquide (LSC), comme décrit dans les normes ISO 9698. Les teneurs en tritium sont rapportées en unités tritium (UT). Ces analyses ont été réalisées au **Technical University Bergakademie Freiberg · Interdisciplinaire Environnemental Research Centre.**

5. Isotopes environnementaux

Dans le diagramme conventionnel, δ18O/δ2H pour les échantillons d'eau souterraine (Figure 82) ; tous les échantillons analysés étaient situés en dessous de la ligne d'eau météorologique régionale (Sfax et Tunis) et définis sur la base d'échantillons de précipitations mensuelles prélevés à la station de Sfax (RMWL : δ2H = 8 δ18O + 13,5 [43]) et de la ligne d'eau météorologique globale (DMM : δ2H = 8 δ18O + 10 [51]). La ligne d'eau météorologique globale (DMM) est une moyenne de plusieurs lignes météorologiques locales, chacune étant influencée par des facteurs géographiques et climatiques. L'interception de la DMM est appelée excès de deutérium (d-excès = δ2H − 8 δ18O). La valeur de ce paramètre a été obtenue pendant l'évaporation et n'a pas changé de manière significative dans l'histoire ultérieure des nuages. C'est donc un indicateur précieux de la région d'origine de la vapeur d'eau.

Les valeurs d'excès variaient entre 3.8 et 5.2 ‰, car des valeurs d'excès proches de 10 % indiquent des eaux d'origine atlantique, et des valeurs proches de 14 sont détectées dans les eaux de pluie tombant sur la Méditerranée occidentale. On pense que cela est dû à des conditions climatiques et environnementales particulières qui provoquent une instabilité de l'air au-dessus de l'océan Atlantique et de la mer Méditerranée, entraînant un fort échange entre l'humidité et la surface de la mer. Cette étude a fourni 14 échantillons de la zone d'étude. Ces échantillons sont prélevés dans différentes parties de l'aquifère alluvionnaire et les sources du système carbonaté. Les compositions isotopiques stables des échantillons d'eaux souterraines analysés, qui allaient de −8.26 % vs. VSMOW à −7.22 % vs. VSMOW (δ18O) et −55.85 % vs. VSMOW à −49.75 % vs. VSMOW (δ2H). L'interprétation du diagramme des isotopes stables (18O et deutérium) montre que le réservoir carbonaté reçoit une recharge à partir de pluie efficace sans que celles-ci ne soient soumises à une évaporation notable, tandis que les eaux de l'aquifère alluvionnaire, sont relativement différentes du signale isotopique de l'eau de pluie régionale et mondiale. Nous avons observé également, une certaine homogénéisation dans la composition en isotopes stables dans l'ensemble des points d'eau de nappe alluvionnaire, analysés, ce qui témoignerait de temps de résidence prolongés ou de circulation lente, en revanche nous avons remarqué une hétérogénéité dans le signale isotopique d'eau de source, reflétant une circulation d'eau rapide dans le système carbonaté de Youkous

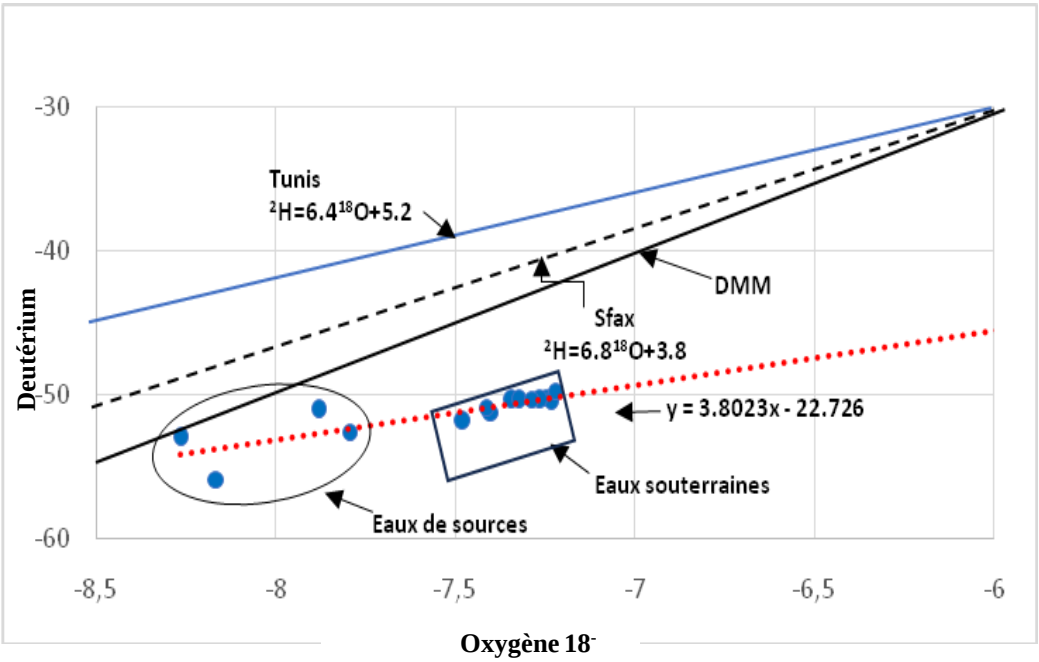


Figure 82: Relation teneurs Oxygène 18- Deutérium dans la région d'étude.

L'examen du diagramme de variation de O-18 dans la région d'étude en fonction de l'altitude (Figure 83), a montré un appauvrissement en oxygène -18 des différentes sources et oued du système carbonaté du massif de Youkous ,ces échantillons sont situés à une altitude supérieure à celle de la nappe alluvionnaire, pour les eaux des puits la teneur en O18 montre un enrichissement relative en O18 allant jusqu'à –7.22 δ‰, cette variation est due probablement à l'influence de la différence d'altitude entre la montagne, d'où les sources écoulent, et la plaine de Hammamet, selon le gradient isotopique de l'oxygène-18 (Clark et Fritz, 1997).

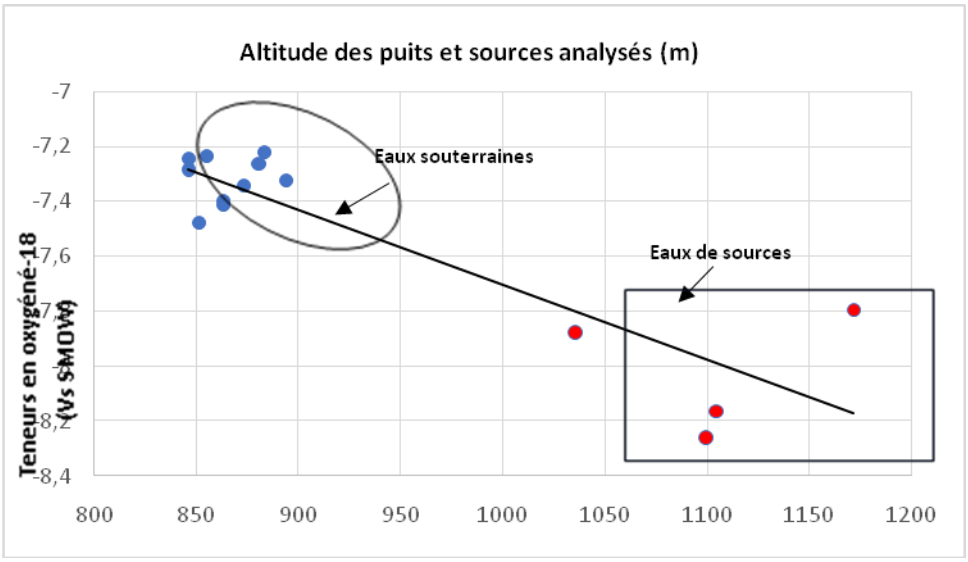


Figure 83: Teneurs en oxygéné-18 en fonction des altitudes

Conclusion

En application dans la région d'étude, les isotopes stables, l'oxygène -18 et le deutérium ont été utilisées pour comprendre la relation entre les eaux de pluie et les eaux souterraines de l'aquifère Plio-quaternaire de la plaine de Hammamet et celles des eaux de sources de la région de Youkous, facilitant ainsi la gestion de la ressource. Ceci a été utilisé d'une manière qualitative, pour évaluer la recharge actuelle de l'eau souterraine et la relation système carbonaté avec le système alluvionnaire. L'utilisation de ces isotopes stables (18O et deutérium) a permis de dire que le réservoir carbonaté reçoit une recharge à partir de pluie efficace sans que celles-ci ne soient soumises à une évaporation notable, tandis que les eaux de l'aquifère alluvionnaire, sont relativement différentes du signale isotopique de l'eau de pluie régionale et mondiale. Nous avons observé également, une certaine homogénéisation dans la composition en isotopes stables dans l'ensemble des points d'eau de nappe alluvionnaire, analysés, ce qui témoignerait de temps de résidence prolongés ou de circulation lente, en revanche nous avons remarqué une hétérogénéité dans le signale isotopique d'eau de source, reflétant une circulation d'eau rapide dans le système carbonaté de Youkous

CONCLUSION GÉNÉRALE

Les raisons qui nous ont incités à entreprendre cette étude ainsi que les objectifs assignés ont été exposés dans l'introduction. Nous avons essayé d'aborder les problèmes par plusieurs approches indépendantes, espérant converger vers un même résultat.

De par son caractère évolutif, l'étude nous a amené à rechercher et à traiter des données de diverses natures et origines. Nous avons consacré beaucoup de temps à comprendre ces données, et leur intégration dans un schéma de compréhension hydrogéologique n'a pas été chose aisée. Néanmoins, nous avons pu obtenir des résultats et formuler des constats susceptibles d'améliorer l'état des connaissances sur les ressources en eau de la **région de Hammamet, wilaya de Tébessa**, tout en proposant des orientations pour des investigations dans d'autres contextes.

Résultats

La zone étudiée, située dans la région de Hammamet, présente un potentiel de développement pour les prochaines décennies. L'essentiel des besoins en eau provient et continuera de provenir des eaux souterraines du bassin local. La question de leur disponibilité se posera de manière croissante.

Dans un premier temps, nous avons analysé l'évolution géologique de la région. Il s'agit d'un secteur marqué par des formations crétacées, avec une alternance de calcaires, marno-calcaires et marnes argileuses, structurées en anticlinaux et synclinaux. Les dépôts plio-quaternaires et quaternaires, constitués d'alluvions, de poudingues et de grès, occupent la partie centrale. Le sous bassin de Hammamet-Youkous résulte d'un affaissement des formations crétacées et éocènes, avec comblement progressif d'origine continentale. Les différentes phases tectoniques ont mis en évidence plusieurs fossés (El Hammamet, Tébessa, Morsott) subdivisant le grand fossé d'effondrement de Tébessa-Morsott.

Le climat de la région d'étude est de type steppique, influencé par l'altitude, l'éloignement de la mer et l'orientation des reliefs. L'étude climatologique de la région de la région de Hammamet permet de distinguer que le climat est typiquement semi-aride de type continental (hiver froid et été chaud). La température moyenne annuelle qui y règne est de 15.8 °C. Les précipitations moyennes annuelles, sur une période de 13 ans (2010 – 2023), sont estimées à 345 mm. L'évapotranspiration réelle est estimée à 332.72 mm soit 89.64 %.

La surface piézométrique, de la région d'étude, est de forme régulière, convergente vers le Nord – Est ; l'écoulement souterrain est de direction Sud-Ouest – Nord Est, caractérisé par un gradient hydraulique fort à l'Ouest de l'aquifère alluvionnaire et faible à sa partie Est. Djebel Es Senn, par sa structure par suite des accidents tectoniques, ayant mis en place des structures en gradins limitrophes à la plaine d'effondrement.

La prédiction du changement des niveaux piézométriques de l'aquifère Mio-plio-quaternaire de Hammamet à travers le modèle élaboré à démontré que l'exploitation continue sans recharge au fil du temps (2010 à 2022) entraînait une baisse significative du niveau des eaux souterraines

Avec la recharge naturelle (précipitations), le niveau à augmenter légèrement, mais avec la simulation de la recharge artificielle à partir des rivières, notamment lors de fortes crues via des bassins d'infiltration, un dôme piézométrique s'est formé localement dans les deux sites sélectionnés, indiquant la montée du niveau piézométrique. On considère que l'application d'un tel système de recharge contribuera à augmenter le niveau des eaux souterraines même avec une faible durée d'écoulement durant l'année.

De point de vue hydrochimique, on observe que la quasi-totalité des échantillons examinés est regroupés dans le faciès de type bicarbonaté calcique. La répartition spatiale de ces faciès chimiques dépend de la nature lithologique de des émergences et des conditions de recharge.

Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dans l'eau indique que seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter surtout sous la forme de dolomite. Par contre les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous-saturation.

Concernant, l'aptitude des eaux à l'irrigation, on remarque que les eaux des différentes sources, de l'aquifères karstique, se classent en excellente qualité.

L'évolution des différents éléments chimiques après le mélange dans les trois proportions (0.1/0.9 – 0.15/0.85 – 0.2/0.8) montre que les eaux résultantes sont proches les unes aux autres avec quelques changements dans la concentration des ions.

En application dans la région d'étude, les isotopes stables, l'oxygène -18 et le deutérium ont été utilisées pour comprendre la relation entre les eaux de pluie et les eaux souterraines de l'aquifère Plio-quaternaire de la plaine de Hammamet et celles des eaux de sources de la région de Youkous, facilitant ainsi la gestion de la ressource. Ceci a été utilisé d'une manière qualitative, pour évaluer la recharge actuelle de l'eau souterraine et la relation

système carbonaté avec le système alluvionnaire. L'utilisation de ces isotopes stables (18O et deutérium) a permis de dire que le réservoir carbonaté reçoit une recharge à partir de pluie efficace sans que celles-ci ne soient soumises à une évaporation notable, tandis que les eaux de l'aquifère alluvionnaire, sont relativement différentes du signale isotopique de l'eau de pluie régionale et mondiale.

Constats et recommandations

- **Harmonisation des données** : Les incohérences entre les différentes sources de données (hydrométriques, piézométriques) compliquent leur exploitation. Une collaboration renforcée entre les gestionnaires des ressources en eau et les institutions de recherche est essentielle.
- **Nivellement piézométrique** : La réalisation d'un réseau piézométrique précis est indispensable pour une gestion durable des eaux souterraines.
- **Modélisation des mécanismes de minéralisation** : L'élaboration de modèles conceptuels permettrait de mieux comprendre l'origine de la salinité (interactions eau-roche, activités anthropiques, etc.).
- **Intégration des isotopes des précipitations** : Une analyse isotopique plus poussée des pluies locales affinera la compréhension des processus de recharge.
- **Gestion intégrée** : La création de structures de stockage des eaux pluviales et la recharge artificielle des nappes sont des solutions à explorer pour pallier les déficits hydriques.

Perspectives

Les résultats de cette étude ouvrent la voie à des recherches approfondies sur la dynamique des eaux souterraines dans la **région de Hammamet**. Des études hydrogéologiques détaillées, une modélisation numérique des écoulements et une surveillance continue des paramètres hydrogéologiques sont nécessaires pour une gestion optimale des ressources.

Enfin, la mise en œuvre d'un plan de gestion durable, associant techniques modernes et coopération institutionnelle, sera vitale pour le développement socio-économique de cette région. Les perspectives de recherche restent vastes, prometteuses et indispensables pour relever les défis hydriques futurs.

Bibliographie

Bibliographie

1. **ABDELKABIR Maqsoud (1996) :** approche hydrologique et hydrochimique du
2. **ABDESSALAM M. (1995) :** structure et fonctionnement d'un karst de montagne sousclimat méditerranéen. Exemple du Djurdjura occidentale (grande Kabylie-Algérie)Thèse de doctorat Université de Franche comté.
3. **ABU-JABER N. (1997):** Geochemistry and pollution of shallow aquifers in the Mafraq area, North Jordan. Environmental Geology 37 (1-2) January 1999.
4. **AL KUISI, M. (1998):** Effects of irrigation water with special regards to biocides on soils and groundwater in the Jordan Valley area, Jordan. Münster .Forsch. Geol. Paläont; 84 : 1-173.
5. **ANDERSON S.P, DREVER J and HUMPHREY N. (1997):** Chemical weathering in glacial environments. Geology 25:399-402.
6. **Antonsson A., Nguyen F., Engesgaard P. and Kemna A. (2006).** Constraining a 2D density-dependent saltwater intrusion model using electrical imaging data. 1st SWIM-SWICA – First International Joint Salt Water Intrusion Conference (19th Saltwater Intrusion Meeting/3rd Saltwater Intrusion in Coastal Aquifers), Cagliari, Italy.
7. **APPELO CAJ, POSTMA A (1993):** Geochemistry, groundwater and pollution, Balkema. Amsterdam.
8. **APPELO Caj, WILLIEMSEN A, BEEKMANHE, (1990):** Calculations and observations on salt water intrusion, II. Validation of a geochemical model with laboratory experiments. J Hydrol.120:225-250
9. **APPELO Caj, WILLIEMSEN D (1987):** Geochemical calculations and observations on salt water intrusions, I: a combined geochemical mixing cell model. J HydroI94:313-330
10. **Araguas et Diaz Teijeiro. (2005).** Isotope composition of precipitation and water vapour in the Iberian Peninsula: first results of the Spanish network of isotopes in precipitation. In: international atomic energy agency—isotopic composition of precipitation in the Mediterranean Basin in relation to air circulation patterns and climate. Int At Energy Agency 1453:173–190.
11. **Aranyossy. (1995).** L'apport des isotopes de l'environnement à l'étude de la recharge et de la dynamique des aquifères. Comptes rendus Symposium international à la mémoire de Jean Charles Fontes sur l'hydrologie et la géochimie isotopique. Paris, France, 1-2 June, 39-54.
12. **Baali et al., (2006).** Natural chemical tracers of urban pollution: case of born example of application on the area of Algerian Cheria. WRP, LLC ISNB-13: 978-1-887201647-6 Michigan, USA pp 39–45.
13. **Baali. (2007).** Contribution à l'étude hydrogéologique, hydrochimique et à la vulnérabilité d'un système aquifère karstique en zone semi-aride. Cas du plateau de Chéria, N. E. Algérien. Thèse de doctorat en sciences, Universite d'Annaba, Algérie.
14. **Bagnouls et Gaussen. (1953, 1957).** Les climats biologiques et leur classification. In: Annales de Géographie, t. 66, n°355, 1957. pp. 193-220. https://doi.org/10.3406/geo.1957.18273
15. **Bailly D. (2009).** Vers une modélisation des écoulements dans les milieux très fissurés de type karst : étude morphologique, hydraulique et changement d'échelle. Thèse de doctorat en modélisation hydrogéologique, Université de Toulouse, France.

16. **BAKALOWICZ M. (1979) :** Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'état Université P. et M. Curie Paris VI. BLES, J.L.,
17. **BAKALOWICZ M. (1979) :** Contribution de la géochimie des eaux à laconnaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'état Université P.et M. Curie Paris VI.
18. **Bakalowicz M. (1979).** Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification (Doctoral dissertation, Université Pierre et Marie Curie.) 257 p.
19. **Bakalowicz. (1979).** Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse d'état Université P. et M. Curie Paris
20. **Bakalowicz. (1986).** De l'hydrogéochimie en karstologie. Karst Euskadi 86, 2.
21. **Bakalowicz. (1995.** La zone d'infiltration des aquifères karstiques : méthodes d'étude, structure et fonctionnement (Infiltration zones in karst aquifers : methods of study – structure and fonctioning). Hydrogéologie (4), 3-21.
22. **Balia R., Gavaudo E. Ardau F. and Ghiglieri. G. (2003):** Geophysical approach to the environmental study of a coastal plain. Geophysics 68, 1446–1459.
23. **BARCELONA MJ, HOLM TR, SCHOCK M and GEORGE G. (1989):** Spatial and temporal gradients in aquifer oxydo-reduction conditions. Water ResourRes25:991-1003.
24. **Bensaoula F. (2006) :** Karstification, hydrogéologie et vulnérabilité des eauxkarstiques. Mise au point d'outils pour leur protection (Application aux Monts deTlemcen, Ouest Oranais). Thèse de Doctorat en sciences. Université de Tlemcen.Algérie 203p.
25. **Binley A. and Kemna A. (2005):** Electrical methods. In: Hydrogeophysics (eds Y. Rubin and S. Hubbard), pp. 129–156. Springer.
26. **Binley A., Cassiani G., Middleton R. and Winship P.(2002):** Vadose zone flow model parameterisation using cross-borehole radar and resistivity imaging. Journal ofHydrology 267, 147–159.
27. **Bonnet M., Landreau A. (1979) :** Mécanismes d'acquisition de la qualité chimiqued'une eau souterraine. Orléans, rapp. Inédit n° 79SGN661HYD, 40 p
28. **BOUBAYA D. (2006):** Etude géophysique multiméthode du Nord Est Algérien. Mémoire de magister. Université des Sciences et Technologie H.BOUMEDIENNE, 140p
29. **BOUCHAOU L,MICHELOTJ.C.,CHAUVEP.,MANIA J. et MUDRY J. (1995) :** Apports des isotopes stables à l'étude des modalités d'alimentation des aquifères du Tadla(Maroc) sous climat semi-aride,C.R.Acad.Sci.Paris ;t.320, série II a :95- 101.
30. **BOUCHAOU L., CHAUVE P., MUDRY J., MANIA J., HSISSOU Y. (1997)** : Structure et fonctionnement d'un hydrosystème karstique de montagne sous climat semi-aride : cas de l'atlas de béni Mellal (Maroc). Journal of africanearth sciences, Vol. 26, n°2. pp225-236.
31. **BOUCHAOU L., CHAUVE P., MUDRY J., MANIA J., HSISSOU Y. (1997).** Structure et fonctionnement d'un hydrosystème karstique de montagne sous climatsemi-aride : cas de l'atlas de béni Mellal (Maroc). Journal of african earth sciences, Vol. 26, n°2. pp225-236.
32. **Boufaa, K., Kowalski,W.M., Pharisat, A. (1996).**L'évolution néogène desstructures atlasiques dans les environs de Tébessa (NE de l'Algérie). Bull. Soc . Hist.Nat. Pays de Montbéliard, p. 179–184.
33. **BRGM (2004).** Systèmes Kastiques et crues du Doubs, rapport final. 185 pages.
34. **BRUNO C, DIDERO M, CARMELA P, BILLAUD B and SALVADORI P. (2001):** Hydro geochemistry of groundwaters from carbonate formations with basal gypsiferous layers: an example from the Mt Catria-Mt Nerone ridge, northern Appennines, Italy. Hydrol Journal 253:14-26.

35. caractère karstique éventuel d'hydrosystème souterrain de la craie du bassib de Paris.Thèse de doctorat de l'Université en géosciences USTL Lille.3
36. **CASTANY G. (1963) :** Traité pratique des eaux souterraines. Dunod Edit. Paris, 641p.
37. **Castany G. (1963).** Traité pratique des eaux souterraines. Dunod Edit. Paris, 641p.
38. **CASTANY G. (1968) :** Prospection et exploitation des eaux souterraines. Ed. Dunod Paris France 683p
39. **Castany G. (1968).** Prospection et exploitation des eaux souterraines. Ed. DunodParis France 683p
40. **CASTANY G. (1982) :** Principes et méthodes de l'Hydrogéologie. Dunod Edit. Paris, 334p.
41. **Castany G. (1982).** Principes et méthodes de l'Hydrogéologie. Dunod Edit. Paris,334p.
42. **CASTANY G. et MARGAT (1977) :** Dictionnaire français d'Hydrogéologie. Bur. Rech. Géol. Minière, 249p.
43. **Castany G. et Margat (1977).** Dictionnaire français d'Hydrogéologie. Bur. Rech.
44. **CELLE-JEONATAN.H., ZOUARI K., TRAVI Y. et DAOUED, A. (2001) :** Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax. C.R.Acad.Sci.Paris, Sciences de la Terre et des Planètes. 333 .625-631.
45. **CHEBOTAREV I. (1955):** Metamorphism of natural waters in the crust of weathering, Geochimica et CosmocimicaActa ;8 : 22-48 .
46. **Cheng A.H.-D. and Ouazar D. (2004).** Coastal Aquifer Management: Monitoring, Modeling, and Case Studies. Lewis Publishers.
47. **Chou et al. (1989).** Comparative Study of the Kinetics and Mechanisms of Dissolution of Carbonate Minerals. Chemical Geology 78(3-4):269-282.
48. **Clark et Fritz. (1999).** Environmental isotopes in hydrogeology: Boca Raton, Florida. CRC Press.328p.
49. **Coleman et al., (1982).** Réduction de l'eau avec du zinc pour l'analyse des isotopes de l'hydrogène. Anal Chem54:993–995.
50. **Collignon B. (1991).** Les principaux karsts d'Algérie. Congrès SSS. Actes pp. 37-43.
51. **Collignon B., (1986).** Hydrogéologie appliquée des aquifères karstiques des monts deTlemcen (Algérie). Thèse de doctorat, Université d'Avignon, France. 282 p.
52. **Compte J.-C. and Banton O. (2007).**Cross-validation of geo-electrical and
53. **Conrad et Fontes. (1972).** Circulations, aires et périodes de recharge dans les nappes aquifères du Nord-Ouest Saharien : données isotopiques (18O, 13C, 14C). C.R. Acad. Sci., Paris, Sér. D, 275 : 165-168.
54. **CORPEN, (2003).** Des indicateurs pour des actions locales de maîtrise des pollutionsde l'eau d'origine agricole : éléments méthodologiques. Applications aux produitsphytosanitaires
55. **Craig. (1961):** Isotopic variation in meteoric waters.Science, 133, 1702-1703
56. **CRAIG. H. (1961):** Standard for representing concentrations of deuterium and oxygcn-18 in natural waters. Science. 133: 1833-1834.
57. **Dagan G. (2006).** Transverse mixing at fresh-water salt-water interfaces: An unresolved issue. 1st SWIM-SWICA – First International Joint Salt Water Intrusion Conference (19th Saltwater Intrusion Meeting/3rd Saltwater Intrusion in Coastal Aquifers), Cagliari, Italy.
58. **Daily W., Ramirez A., Newmark R. and Masica K. (2004).** Low-cost reservoir tomographs of electrical resistivity. The Leading Edge 23, 472–480.
59. **DAKOURE D. (2003) :** Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure Sud-Est du bassin sédimentaire de Taouudeni (BURKINA FASO - MALI) – essai de modélisation. Thèse de Doctorat és Sciences, Université Pierre et Marie Curie, 255 pp.
60. **Davis. (1973):** Statistics and data analysis in geology (2e ed.). Wiley, 646p.

61. **Day-Lewis F.D., Singha K. and Binley A. (2005).** Applying petrophysical models to radar travel time and electrical resistivity tomograms: Resolution-dependent limitations. Journal of Geophysical Research 110, B08206.
62. **DEBIECHE T H. (2002) :** Evolution de la qualité des eaux (salinité, azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle. Thèse de doctorat. Univ. De franchecomté. 199p.
63. **Deiana R., Cassiani G., Villa A., Bagliani A. and Bruno V. (2008).**Calibration of a vadose zone model using water injection monitored by GPR and electrical resistance tomography. Vadose Zone Journal 7, 215–226.
64. **Dervin. (1992)** : Comment interpréter les résultats d'une analyse factorielle des correspondances, Collection STAT-ITCF, 72 pages.
65. **Detay. (1997) :** La gestion active des aquifères. Masson édit., Paris, 416 p.
66. **Diday& al. (1982) :** Eléments d'analyse de données. Ed. BORDAS. 463p
67. **DILSIZ C. (2006):** Conceptual hydrodynamic model of the Pamukkale hydrothermal field, southwestern Turkey, based on hydrochemical and isotopic data. Hydrogeo Journal 14-4:562 572.
68. **Djabri L. (1987).** Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe alluviale deTébessa «essai de modélisation » Thèse de Doc. Ing. Univers. Franche
69. **DJABRI L. (1996) :** Mécanismes de la pollution et vulnérabilité des eaux de la seybouse. Origines géologiques, industrielles, agricoles et urbaines. Thèse de Doctorat d'État. Université de Annaba 280p
70. **Djoullah B. (2012).**Structure et fonctionnement du karst Maastrichtien du synclinal de Dyr (Tébessa) par application des méthodes de l'approche fonctionnelle. Mémoire demagister en hydrogéologie appliquée. Université de Tébessa, Algérie.
71. **DREVER J F. (1997):** The geochemistry of natural waters. 3rd ed. New York – Prentice-Hall INC. 1997; 379 pp
72. **Drever. (1988).** The Geochemistry of Natural Waters. 2nd Edition, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, 437 p.
73. **Drever. (1997).** The geochemistry of natural waters. 3rd ed. New York – Prentice-Hall INC. 1997; 379 pp
74. **Dreybrodt. (1998).** Processes in karst systems. Springer-verlag, 288 pp. Berlin, Heidelberg.
75. **Dubourdieu G. &Durozoy G. (1950).** Observations tectoniques dans les environs deTébessa et de l'Ouenza (Algérie). Bulletin de la Société Géologique de France, Vol.20, 257-266.
76. **Dubourdieu G. (1956**). Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins algéro-tunisien). Thèse ès sciences, publications du service de la carte géologique de l'Algérie, Bulletin N°10, Vol 1, 659 p.
77. **Dubourdieu, G., Durozoy, G., (1950).** Observations tectoniques dans les environs de Tébessa et de l'Ouenza (Algérie).Bulletin de la Société géologique de France, (V), 20, 4-6, 257-266, Paris.
78. **Dunham, R.J. (1962) :** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In " Classification of carbonate rocks" (W.E.Hamed). Am. Assoc .Petrol.
79. **DUROZOY G. (1956) :** Carte géologique au 1/50 000 de Tébessa feuille 206, et ça notice explicative.
80. **Durozoy G. (1956) :** Carte géologique au 1/50 000 de Tébessa feuille 206, et çanotice explicative.
81. **EDMUNDS WM, GUENDOUZ A, MAMOU A, MOULLA AS, SHAND P, ZOUARI K (2003):** Groundwater evolution in the continental intercalaire aquifer of southern

Algeria and Tunisia: trace element and isotopic indicators. Appl Geochem 18(6):805-822.

82. **Emblanch. (2003).** Apport du traçage naturel à la compréhension du système karstique de la Fontaine de Vaucluse. Exemple du cycle du carbone. Etudes vauclusiennes, 70.
83. Environ. Earth Sci. https://doi.org/10.1007/s12665-015-4480-x.
84. exploitations sur les eaux de surface et souterraines. Paris : SHF rapport n°14.
85. **FEHDI CH (2000):** Geology and hydrogeology of the area between Slukheit and Waqqas – A geological and geophysical study for the potential of groundwater artificial recharge. M.Sc. Thesis. Jordan University. Amman-Jordan. 160p.
86. **FEHDI CH et SALAMEH E. (2004):** Geology and hydrogeology of the area between Slukheit and Waqqas – A geological and geophysical study for the potential of groundwater artificial recharge. Second Symposium of German-Arabic Society for Environmental Studies .JordanUniversity .Jordanie 04-08 octobre 2004, (communication orale).
87. **FEHDI CH., BOUDOUKHA A., SALAMEH E :** Apport hydrogéochimique et isotopique dans la caractérisation des mécanismes de la salinité des eaux souterraines du complexe aquifère Morsott-ElAouinet (N.E Algérien). Revue Sécheresse.
88. **FEHDI CH., BOUDOUKHA A., SALAMEH E. (01-03 Novembre 2006) :** Apport hydrogéochimique et isotopique dans la caractérisation des mécanismes de la salinité des eaux souterraines du complexe aquifère Morsott-ElAouinet (N.E Algérien).WATMED 2006, the 3rd International Conference on the Water Resources in the Mediterranean Basin, (présentation orale), Tripoli, Liban.
89. **FEHDI CH., BOUDOUKHA A., SALAMEH E. (2006):** Influence des formations Triassicsaliféres sur la qualité des eaux souterraines de l'aquifère Plio-quaternaire du complexe aquifère Morsott-ElAouinet (N.E Algérien). Publication dans les Actes des Journées Internationales sur la Désertification et le Développement Durable (C.R.S.T.R.A Biskra).
90. **FEHDI CH., BOUDOUKHA A., SALAMEH E. (2007):** Sources of water salinities in the Morsott-Laouinet aquifer. Northern area of Tébessa. (North East of Algeria).XXXV IAH Congress, International Association of Hydrogeologists. Groundwater and Ecosystems. Lisbon, Portugal, p. 659-660.
91. **Fehdi et al., (2015).**Characterization of the main karst aquifers of theTezbent Plateau, Tebessa Region, Northeast of Algeria, based on hydrogeochemicaland isotopic data.
92. **Fehdi. (2008).** Apport hydrogéochimique et isotopique dans la caractérisation des mécanismes d'acquisition de la salinité des eaux souterraines du complexe aquifère Morsott- el Aouinet (NE algérien). Thèse de doctorat d'état. Université d'Annaba 225p.
93. **FLEURY J.J. (1970) :** Carte géologique de l'Algérie au 1/50000, feuille n°178, Morsott, avec notice explicative détaillée. Service de cartes Géologique et Sonatrach, Division d'hydrocarbure. Direction des explorations, Alger, Algérie.
94. **Fontes et al., (1986).** Estimation of long term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. J. Hydrol., 86:315–327.
95. **FONTES J (1980):** Environmental isotopes in ground water hydrology. In Fritz J, Fontes J Handbook of environmental isotope geochemistry. Elsevier, Amsterdam, l (A),p 75
96. **FONTES J Ch, YOUSFI M, ALLISON GB (1986):** Estimation of long term, diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. J Hydrol 86:315327
97. **Fontes. (1980).** Environmental isotopes in ground water hydrology. In: Fritz J, Fontes J (eds) Handbook of environmental isotope geochemistry. Elsevier, Amsterdam, l (A):75.
98. **Fontes. (1989).** Isotopes et ressources en eaux. Hydrogeol., 3, 135-142.

99. **FREEZE A. R and CHERRY A. J. (1979):** Groundwater. Englewood Cliffs, NJ, Prentice-Hall, 590 pp.USA
100. **Friedel S. (2003).**Resolution, stability and efficiency of resistivity tomography estimated from a generalized inverse approach. Geophysical Journal International 153, 305–316.
101. **GAT J. CARMI L (1970):** Evolution of the isotopic composition of atmospheric waters in the Mediterranean Sea area. J GeophysRes75: 3039-3048.
102. **Gaudin. (1982).** Mathématique et informatique, analyse en composantes principales. INA PG. 43P.
103. Géol. Minière, 249p.
104. Geophysical Research Letters 34, L10402.
105. **Gèze B. (1973).**Lexique des termes français de spéléologie physique et de karstologie. Ann. Spéléo., 28, 1, p. 1-20.
106. **Ghalmi S. (2012).** Relation et fonctionnement des sources issues de la corniche calcaire de djebel Bouziane-Gaagaa. Région de Hammamet-Gaagaa. Mémoire de magister en hydrogéologie appliquée. Université de Tébessa, Algérie. 99p.
107. **GILLI E., MANGAN CH., MUDRU J. (2004) :** Hydrogéologie. Objets, méthodes, applications. Dunod, Paris, 303 p.
108. **GILLI E., MANGIN CH., MUDRY J. (2004).**Hydrogéologie. Objets, méthodes,applications. Dunod, Paris, 303 p.
109. **Goldman M. and Kafri U. (2006).**Hydrogeophysical applications in coastal aquifers. In: Applied Hydrogeophysics (eds H. Vereecken, A. Binley, G. Cassiani, A. Revil and K. Titov), pp. 233–254. Springer.
110. **Grellier S., Guerin R., Robain H., Bobachev A., Vermeersch F. and Tabbagh A. (2008).** Monitoring of leachate recirculation in a bioreactor landfill by 2-D electrical resistivity imaging. Journal of Environmental and Engineering Geophysics 13, 351–360.
111. **Guefaifia O. (2007).** Identification et caractérisation d'un milieu Karstique et sacontribution à l'alimentation d'un champ captant : Cas de la zone de Bouakous-Hammamet, région de Tébessa. Thèse de doctorat en sciences, Université d'Annaba,Algérie. 256p.
112. **Guefaifia O. (2007).** Identification et caractérisation d'un milieu Karstique et sa contribution à l'alimentation d'un champ captant : Cas de la zone de Bouakous - Hammamet, région de Tébessa. Thèse de doctorat en sciences, Université d'Annaba, Algérie. 256p.
113. **Guo H. and Jiao J.J. (2007).** Impact of coastal land reclamation on ground water level and the sea water interface. Ground Water 45, 362–367.
114. **Hadjar, K., Hamdi, R., (2002).** Etude sedimentologique et pétrographique descalcaires du Maestrichtien et Campanien de Hammamet (Youkous) .Mem. de find'étude .ing .d'état en géologie , option : Ensembles Sédimentaires , CU de Tébessa ,IST
115. **Hem. (1985).** Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. 3rd Edition, US Geological Survey Water-Supply Paper 2254, University of Virginia, Charlottesville, 263 p.
116. **Hsissou Y., Chauve P., Mania J., Mangin A., Bakalowicz, Gaiz (1996).** Caractérisation des eaux de l'aquifère turonien du bassin du Tadla par le rapport desconcentrations molaires Sr2+/Ca2+. J. Hydrolo. 183 : 445-451.
117. hydrogeological models to evaluate seawater intrusion in coastal aquifers.
118. interprétation.
119. **J. J. Fleury. (1969).** Stratigraphie du crétacé et de l'Eocène (Aptien à lutétien) de la feuille 1/50 000 Morsott, N°178. Pupl.serv. Géol.Alg.,NlleSerie,Bull.n°39,145-157.

120. **J.Rodier. (1996).** L'analyse de l'eau : Eaux naturelles, eaux résiduaires, eaux de mer, Ed. Dunod, 8ème Édition, Paris, 1383p.
121. **Kalla M. (1990).** Etude géomorphologique de la région de Hammamet. Piémont nord des Nememchas (essai de cartographie géomorphologique). Thèse de Magister. Alger, 149 p.
122. **Kazi-Tani, N. (1986).** Evolution geodynamique de la bordure Nord-Africaine : le domaine interplaque Nord-Algérien. Approche megasequentielle. Thèse de doctorat ès Sciences.Univ.de Pau et Pays de l'Adour, 2 vol, 871p.
123. **Kemna A., Nguyen F., Antonsson A., Engesgaard P. and Tsourlos P. (2006).** Characterization of saltwater intrusion using electrical imaging: A numerical simulation study. Proceedings of the 1st International Joint Salt Water Intrusion Conference (SWIM-SWICA), 24–29 September 2006, Calgiari, Italy.
124. **Kemna A., Vanderborght J., Kulessa B. and Vereecken H. (2002).** Imaging and characterisation of subsurface solute transport using electrical resistivity tomography (ERT) and equivalent transport models. Journal of Hydrology 267, 125–146.
125. **Koukadaki M., Karatzas G., Papadopoulou M. and Vafidis A. (2007).** Identification of the saline zone in a coastal aquifer using electrical tomography data and simulation. Journal of Water Resources Management 21, 1881–1898.
126. **Kowalski et al., (2002).** Les étapes d'effondrement des grabens dans les confins Algéro-Tunisiens. Bull. Serv. Geolog. de l'Algeriejuillet ,V.13,n°2, p.131-152.
127. **Kowalski, W.M., Boudoukha, A., Hemila, M.L.,Pharisat, A. (1997).**Lesstades d'effondrements du graben de Tébessa (confins Algéro-Tunisiens) et latectonique plicative plio-quaternaire. Bull. Soc. Hist.Nat.Pays de Montbéliard, p.201-215.
128. **Kowalski, W.M., Hamimed, M., Pharisat, A. (2002).**Les étapes d'effondrement desgrabens dans les confins algero-tunisiens. Bull. Serv. Geolog. de l'Algeriejuillet,V.13,n°2, p.131-152.
129. **Kuras O., Meldrum P.I, Ogilvy R.D., Gisbert J., Jorreto S. and SánchezMartos F. (2005).** Imaging seawater intrusion in coastal aquifers with electrical resistivity tomography: Initial results from the lower Andarax delta, SE Spain. Near Surface 2005, Palermo, Italy.
130. **Lastennet. (1994).** Rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. d'Avignon et des Pays de Vaucluse, Avignon, 239 p.
131. **Lepiller. (1980).** Contribution de l'hydrochimie à la connaissance du comportement hydrogéologique des massifs calcaires : Etude de quelques systèmes karstiques du massif,duSemnoz et de la région d'Annecy (Savoie, Haute-Savoie, France). Thèse de 3 ème cycle. Univ
132. **Linde N., Chen J., Kowalsky M. and Hubbard S. (2006).**Hydrogeophysical parameter estimation approaches for field scale characterization. In: Applied Hydrogeophysics (eds H. Vereecken, A. Binley, G. Cassiani, A. Revil and K. Titov), pp. 9–44. Springer.
133. **Line Kong A Siou (2011).** Modélisation des crues de bassins karstiques par réseauxde neurones. Cas du bassin du Lez (France) 230p.
134. **Loke M.H. (2008).**Geotomo Software Sdn. Bhd. (www.geoelectrical.com).
135. **Looms M.C., Binley A., Karsten J., Lars N. and Thomas M.H. (2008).** Identifying unsaturated hydraulic parameters using an integrated data fusion approach on cross-borehole geophysical data. Vadose Zone Journal 7, 238–248.
136. **Loukam. (2012).** Position des formations calcaires Turoniens de la périphérie de Hammamet et leurs apports dans le contexte hydrogéologique des aquifères à proximité. Mémoire de magister en hydrogéologie appliquée. Université de Tébessa, Algérie.

137. **M. BAKALOWICZ. (2018).** Le karst, ressource en eau renouvelable dans les roches calcaires, Encyclopédie de l'Environnement, [en ligne ISSN 2555-0950] url : http://www.encyclopedie-environnement.org/?p=4518
138. **Maliki. (2000).** Étude hydrogéologique, hydrochimique et isotopique du système aquifère de Sfax (Tunisie). Doc Thesis.Tunis II University, Tunis, Tunisia.184 p
139. **Mangin A. (1975).** Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques.Thèse de doctorat d'état, Université de Dijon, France. 332p.
140. **Mangin. (1970).** Contribution à l'étude d'aquifères karstiques à partir de l'analyse de courbes de décrues et de tarissement. Annales de Spéléologie, 25, 3, p. 581-609 **Mangin. (1975).** Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de doctorat d'état, Université de Dijon, France. 332p.
141. **Mangin. (1984).**pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrale. Journal of Hydrology, n° 67, p. 25-43.
142. **Marescot L. (2008).** Imagerie électrique pour géologues : acquisition, traitement,
143. **MARGAT J. ROUX J.C. (1986).** Interaction des impacts des managements et des
144. **Marjolet et Salado. (1976).** Contribution à l'étude de l'aquifère karstique de la source de Lez (Hérault). I. Aspect hydrochimique. II. Aspect hydrodynamique. Thèse, Univ. Montpellier.
145. **Marsaud. (1996).** Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse, Univ. Paris XI Orsay, Paris, 305 p.
146. **Marsily de G. (1981).** Hydrogéologie quantitative. Ecole Nationale Sup. des mines deParis, Masson Edition, 219 pages.
147. **Marsily de G. (2004).** Cours d'hydrogéologie. Université pierre & marie curie. 226p.
148. **Mocochain et al., (2006).** Réponses de l'endokarst ardéchois aux variations eustatiques générées par la crise de salinité messinienne. Bull. Soc. géol. Fr., t. 177, n° 1, pp. 27-36
149. **Mook et al. (2000).**Environmental Isotopes in Hydrogeological cycle - Principles and Applications. Technical Documents in Hydrology vol. 1-6 (UNESCO/AIEA), Paris.
150. **Morel F. (1955).** Quelques aspects de la régulation endocrinienne de l'équilibre hydrominéral enregistrés chez le rat à l'aide du radiosodium Na24. Bull. Biol. France. Suppl. xxxix
151. **Morel F. (1957).** Etude géologique de Dj. Belekfif (Tébessa), Publ. Serv. Geol. Algérie., Nelle série, Bull. n° 13, p. 255.
152. **Mudry. (1987).** Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydrocinématique des aquifères carbonatés. Thèse Doct. Sc. Nat., Univ. Besançon, 381 p.
153. **Nguyen F. and Kemna A. (2005).** Strategies for time-lapse electrical resitivity inversion. Near Surface 2005, Palermo, Italy.
154. **Nguyen F., Kemna A., Antonsson A., Engesgaard P., Kuras O., Ogilvy R.D., Gisbert J., Jorreto S. and Frances I. (2007).** Contribution of 2D electrical imaging for seawater intrusion calibration. Proceedings of the TIAC'07 International Conference on Technology of Seawater Intrusion in Coastal Aquifers, Almeria, Spain, 16–19 October 2007.
155. **Nguyen F., Kemna A., Antonsson A., Engesgaard P., Kuras O., Ogilvy R., Gisbert J., Jorreto S. and Pulido-Bosch A. (2009).** Characterization of seawater intrusion using 2D electrical imaging. Near Surface Geophysics 7, 377–390.
156. **Ogilvy R.D., Meldrum P.I., Kuras O., Wilkinson P.B. and Chambers J.E. (2008).** Advances in geoelectric imaging technologies for the measurement and monitoring of complex Earth systems and processes. Proceedings of the 33rd International Geological Congress, Oslo, Norway, 10–14 August 2008.

157. **Ogilvy R.D., Meldrum P.I., Kuras O., Wilkinson P.B., Chambers J.E., Sen M., Pulido-Bosch A., Gisbert J., Jorreto S., Frances I. and Tsourlos P. (2009).** Automated monitoring of coastal aquifers with electrical resistivity tomography. Near Surface Geophysics 7, 367–375.
158. **Olive. (1976).** Le système CO2/H2O/CaCO3 et le système sulfate sulfure. Mémento Pratique, CRG. Thonon les Bains, 30p.
159. **OudeEssink G.H.P. (2004).**Modelling 3D density dependent groundwater flow at the Island of Texel, The Netherlands. In: Coastal Aquifer Management: Monitoring, Modeling, and Case Studies (eds A.H.-D. Cheng and D. Ouazar), pp. 77–94. LewisPublishers.
160. **PLAGNES V. (1997).** Thèse de doctorat -structure et fonctionnement des aquifèrekarstiques. Caractérisation par la chimie des eaux.61. Puig J. M. (1987). Le système karstique de la fontaine de vaucluse. Thèse d'EtatUniversité d'Avignon.
161. **Quinif Y. (1983).** La reculée et le réseau Karstique de Bou Akous (Hammamet,Algérie de l'Est) Géomorphologie et aspects évolutifs. Revue Belge de Géographie,Vol. 4, 89-111.
162. **Radhia Legroui (2018).** Contribution à la connaissance de l'aquifère karstique des calcaires du Maestrichtien de la région de Tébessa N-E Algérien.
163. **RICHARD L. (2000).** Sur l'origine des ions chlorures dans les eaux salines desmassifs granitiques CR Acad. Sc. Paris 331 : 783-788.
164. **RODIER J. (1996).** L'analyse de l'eau, eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer.8e édition Dunod, Paris.
165. **ROUABHIA Aek, BAALI F., KHERICI N., DJABRI L. (2004).**Vulnérabilité etrisque de pollution des eaux souterraines de la nappe des sables miocènes de la plained'El MA EL Abiod (Algérie) revue Sécheresse n°4, Vol.15
166. **S. Cornas (2002).** Guide pratique de l'échantillonnage des eaux souterraines. Sociétésuisse d'hydrogéologie. 80 p **Sanz E. and Voss C.I. (2006).**Inverse modeling for seawater intrusion in coastal aquifers: Insights about parameter sensitivities, variances, correlations and estimation procedures derived from the Henry problem. Advances in Water Resources 29, 439–457.
167. **SCHOELLER H. (1962).** Les eaux souterraines. Masson, Paris, 642p.
168. **SIMMERS I. (1997).** Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas. Intern.Ass. Hydrogeol., 19, F 7918, 255 p.
169. **TARDAT-HENRY M. (1984).** Chimies des eaux. Editions le griffon d'argile inc.338p.
170. **Tarek Derias (2013).** HYDROGEOLOGIE DU BASSIN VERSANT DE L'OUED KSOB (TEBESSA). VULNERABILITE ET PROTECTION DE LA RESSOURCE.
171. **Thibiéroz J. et Madre M., (1976).** Le gisement de sidérite du Dj. Ouenza (Algérie) est contrôlé par un golfe de mer Aptienne. Bulletin de société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord, 67, 3-4, pp.
172. **Todd K. (1980).**Groundwater hydrology. Seconde Edition. New York, J.Wiley& Sons, 510 pages
173. **Tsourlos P., Ogilvy R.D., Meldrum P. I. and Williams G.M. (2003).** Time-lapse monitoring in single boreholes using electrical resistivity tomography. Journal of Environmental and Engineering Geophysics 8, 1–14.
174. **Tsourlos P.I., Ogilvy R.D. and Papazachos C. (2004).** Borehole-to-surface ERT inversion. 10th Environmental and Engineering Geophysical Society meeting, Utrecht, The Netherlands.
175. **U.N.E.S.C.O. (1987).** Groundwater problems in coastal areas. 582 p.

176. **Van Cauwenbergh N., Didrik P., Amaury T. and Vanclooster M. (2006).** Water management in the Andarax river, Almeria – Part II: decision support system. International Conference El Agua Subterranea en Paises Mediterraneos, Malaga, Spain.
177. **Vanderborght J., Kemna A., Hardelauf H. and Vereecken H. (2005).** Potential of electrical resistivity tomography to infer aquifer transport characteristics from tracer studies: A synthetic case study. Water Resources Research 41, W06013.
178. **Vereecken H., Binley A., Cassiani G., Revil A. and Titov K. (2006).** Applied Hydrogeophysics. Springer.
179. **Versteeg R. and Johnson T. (2008).** Using time-lapse electrical geophysics to monitor subsurface processes. The Leading Edge 27, 1488–1497.
180. **Vila J M. (1980).** La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Sc. Univ. Paris VI, 3 vol, 663 p., 199 fig., 40 pl., 7 pl.h.t.
181. **VilaJ-M. (2001).** Les avantages d'une approche multi-sources (biostratigraphie, Sédimentologie, Forages ; profils sismiques et gravimétrie) pour l'étude de l'halocinèse crétacée. "glaciers de sel", Tectonique en radeau et dômes de sel l'halotectoniques tertiaires (plissement des "glacies de sel",genèse des domes de sel-plis) des confins algéro-tunisien. Bull.serv.Géo.Algérie,vol.12,n°,129-167 .
182. **Wilson S.R., Ingham M. and McConchie J.A. (2006).** The applicability of earth resistivity methods for saline interface definition. Journal of Hydrology 316, 301–312.
183. **Zerrouki H. (2013).** Aspects quantitatifs et qualitatifs de la source de Bouakkous: impact sur le champ captant d'Ain Chabro (zone semi-aride Tebessa). Thèse de doctorat en hydrochimie, Université d'Annaba, Algérie. 201p.