

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Mustapha Stambouli
Mascara



جامعة مصطفى اسطنبولي
معسكر

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie

Département des Sciences Agronomiques

Laboratoire de Recherche sur les Systèmes Biologiques et de la Géomatique (LRSBG)

THESE de DOCTORAT LMD

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers

Intitulée :

Le fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique du système hydrogéologique d'Aïn Tellout, Les monts de Tlemcen (Nord-Ouest Algérie).

Présentée par : Mr MAMOUNE ALI

Soutenue le 29/01/2025

Devant le jury:

Président	Mr Benslimane .M	Professeur	Université de Mascara
Examineur	Mr Louissi .A	Professeur	Université de Mascara
Examineur	Mr Benzater .B	Professeur	Université de Mascara
Examineur	Mr Djalouli .F	MCA	Centre Universitaire El-Bayadh
Directeur de Thèse	Mr Azzaz .H	Professeur	Université de Mascara

Année Universitaire :2024-2025

Remerciements

Je remercie Allah le Tout-Puissant de m'avoir accordé la volonté, la santé et la patience pour la réalisation de ce modeste travail.

Plus de cinq années d'investigations et de recherches ont été nécessaires pour mener à bien cette thèse. Avant de présenter les résultats de cette étude, je tiens à exprimer ma profonde gratitude et ma sincère reconnaissance envers toutes les personnes qui ont contribué, de près ou de loin, à l'élaboration de ce travail.

Je tiens tout d'abord à exprimer ma profonde gratitude envers mon directeur de thèse, Professeur Azzaz Habib, pour m'avoir proposé ce sujet de recherche ainsi que pour son soutien indéfectible, sa grande patience et ses précieux conseils tout au long de ce travail. Ses remarques toujours pertinentes et son expertise m'ont été d'une aide inestimable.

Je remercie particulièrement Monsieur Benslimane Mohamed, Professeur à l'Université de Mascara, d'avoir accepté d'évaluer ce travail et de présider ce jury.

Je remercie également Monsieur Louissi Abdelkader, Professeur à l'Université de Mascara, d'avoir accepté d'évaluer ce travail en tant qu'examinateur.

Je remercie également Monsieur Ben Zater Ben Ali, Maître de conférences à l'Université de Mascara, d'avoir accepté d'évaluer ce travail en tant qu'examinateur.

Je remercie également Monsieur Djalouli Faycel, Maître de conférences au Centre Universitaire d'El Bayadh, d'avoir accepté d'évaluer ce travail en tant qu'examinateur.

Mes vives gratitude vont aussi à Monsieur Hammimed Abderrahmane, directeur du laboratoire de Recherche sur les Systèmes Biologiques et la Géomatique, pour ses orientations et ses encouragements.

Je tiens également à remercier Dr Boujema Abderrazak, enseignant à l'université de Tlemcen, pour sa grande disponibilité. Ses réflexions éclairées m'ont beaucoup aidé à résoudre les problèmes liés à ce travail.

Ces remerciements seraient incomplets sans exprimer ma gratitude envers toutes les personnes qui m'ont permis d'obtenir les diverses données nécessaires à ce travail (climatiques, hydrodynamiques, hydrochimiques), en particulier le personnel de la direction des ressources hydriques de Tlemcen, à savoir Messieurs R. Rostane, chef de service, R. Nebia, ingénieur, N. Boudaddi, chef de secteur à l'ANRH de Tlemcen, et A. Morsli, ingénieur à la subdivision des services agricoles d'Aïn Tellout.

Je remercie également tout le personnel du Service Post graduation de la SNV de Mascara, notamment Madame Zahira pour sa sympathie et son aide précieuse.

Je n'oublierai certainement pas de remercier chaleureusement mes collègues et amis de la direction des services agricoles de Tindouf pour leur soutien et leurs encouragements, en particulier Dr Laraïbi Abdelouahib, ainsi que mon ami Mohamed Boussekine, employé à l'office national du parc culturel de Tindouf, pour toute son aide et son soutien indéfectible.

Enfin, j'ai gardé pour la fin les personnes qui me sont les plus chères : Mes parents, que je ne pourrai jamais assez remercier pour leur amour et leur dévouement.

À ma femme Hafidha, qui m'a soutenu et apporté une aide affective, morale et logistique indispensable pour mener à bien cette thèse. Elle a toujours été là pour moi dans les moments de doute et de découragement.

À mes enfants Malak , Mohamed Lamine et Fatima Soudjoud pour leur affection et leur patience.

À mes frères et ma sœur pour leur soutien inconditionnel.

{أَوَلَمْ يَرَ الَّذِينَ كَفَرُوا أَنَّ السَّمَاوَاتِ وَالْأَرْضَ كَانَتَا رَتْقًا فَفَتَقْنَاهُمَا وَجَعَلْنَا مِنَ الْمَاءِ كُلَّ شَيْءٍ حَيٍّ أَفَلَا يُؤْمِنُونَ} [الأنبياء: 30]

{Ceux qui ont mécru, n'ont-ils pas vu que les cieux et la terre formaient une masse compacte ? Ensuite Nous les avons séparés et fait de l'eau toute chose vivante. Ne croiront-ils donc pas ?}.Aya n°30 de Sourate Al anbiya

{أَلَمْ تَرَ أَنَّ اللَّهَ أَنْزَلَ مِنَ السَّمَاءِ مَاءً فَسَلَكَهُ يَنَابِيعَ فِي الْأَرْضِ ثُمَّ يُخْرِجُ بِهِ زَرْعًا مُخْتَلِفًا أَلْوَانُهُ ثُمَّ يَهِيجُ فَتَرَاهُ مُصْفَرًّا ثُمَّ يَجْعَلُهُ حُطَامًا إِنَّ فِي ذَلِكَ لَذِكْرًا لِأُولِي الْأَلْبَابِ} [سورة الزمر: 21]

Ne vois-tu pas qu'Allah fait descendre du ciel de l'eau, puis Il l'achemine vers des sources dans la terre ; ensuite, avec cela, Il fait sortir une culture aux couleurs diverses, laquelle se fane ensuite, de sorte que tu la vois jaunie ; ensuite, Il la réduit en miettes. C'est là certainement un rappel aux [gens] doués d'intelligence. Aya n°21 de Sourate Az-zoumar

Résumé

La structure hétérogène des milieux karstiques, due au phénomène de karstification, rend inadaptée leur étude par les lois classiques des aquifères poreux et fissurés. La compréhension du fonctionnement des aquifères karstiques repose essentiellement sur l'étude du milieu karstique dans son ensemble, c'est-à-dire d'étudier la fonction de transfert du réservoir qui module le signal d'entrée (précipitations) en un signal de sortie représenté par les chroniques de débits, les variations hydrochimiques et les paramètres physico-chimiques des exutoires (sources, puits).

Ce travail vise à approfondir les connaissances sur le fonctionnement du système karstique d'Aïn Tellout, à l'aide d'une approche pluridisciplinaire hydrodynamique et hydrochimique. Afin d'atteindre cet objectif, nous avons exploité une série chronologique de données (hydrochimique et hydrodynamique) de 14 cycles hydrologiques (1999-2014).

La source d'Aïn Tellout est située sur le flanc est-septentrional des Monts de Tlemcen, à environ 32 km à l'est de la ville de Tlemcen. Elle jaillit à une altitude de 728 m, à la faveur d'une faille normale orientée nord-sud, où le substratum dolomitique a été soulevé contre les terrains miocènes peu perméables. Les données géologiques et hydrogéologiques ont permis de démontrer le caractère karstique et multicouche du système d'Aïn Tellout, qui est composé de trois niveaux aquifères superposés (plio-quadernaire, membres calcaro-dolomitiques inférieur et supérieur).

Le calcul du bilan hydrique a permis de valider la superficie de l'impluvium de ce système estimé par l'approche hydrologique ($s=135 \text{ Km}^2$). De plus, l'application des méthodes hydrodynamiques sur la source d'Aïn Tellout durant les cycles hydrologiques 2010-2014 a permis de caractériser hydrodynamiquement ce système. Il s'agit d'un système inertiel, peu karstifié et mal drainé, avec un volume dynamique de $465\,000 \text{ m}^3$ et un temps de séjour des eaux d'environ 405 jours. Le corrélogramme croisé met en évidence une double réponse du système suite aux sollicitations pluvieuses : une réponse rapide traduisant un caractère transmissif, suivie par une seconde réponse lente et très inertielle reflétant un caractère capacitif du système.

L'apport des méthodes hydrochimiques a permis de confirmer les résultats hydrodynamiques, de discriminer les origines des ions majeurs et de démontrer les facteurs qui contrôlent la chimie de ce système. L'analyse du chimiogramme a permis de distinguer quatre masses d'eau à la source d'Aïn Tellout et de démontrer l'alimentation de ce système par un aquifère superficiel. L'analyse de l'évolution temporelle des paramètres physico-chimiques a permis de mettre en évidence la nature profonde (vaclusienne) de ce système.

La décomposition hydrochimique de l'hydrogramme a permis de quantifier l'apport du pôle matriciel à 31,3 % et le pôle infiltré à 68,7 % de débit moyen de cette émergence.

À la fin de ce travail, un schéma conceptuel du fonctionnement de ce système karstique a été proposé sur la base d'une synthèse globale des résultats obtenus.

Mots clés : Aïn Tellout · Monts de Tlemcen · Karst · Fonctionnement hydrodynamique · Hydrochimie.

Abstract

The heterogeneous structure of karst environments makes their study unsuitable by the classic laws of porous and fissured aquifers, due to the phenomenon of karstification. Understanding the functioning of karst aquifers is essentially based on the study of the karst environment as a whole, which means studying the transfer function of the reservoir, which modulates the input signal (precipitation) into an output signal of outlet, represented by the flow chronicles and the physicochemical parameters of the outlets.

This work aims to deepen the functioning knowledge of the Aïn Tellout karst system, using a multidisciplinary hydrodynamic and hydrochemical approach. To achieve this objective, we used a time series of 14 hydrological cycles (1999-2014).

The Aïn Tellout spring is located on the eastern-northern flank of the Tlemcen Mountains, approximately 32 km to the east of Tlemcen. It springs at an altitude of 728 m, by a normal fault-oriented north south, where the dolomitic bedrock was raised against the low-permeability Miocene terrain. The geological and hydrogeological data made it possible to demonstrate the karstic and multilayer character of the Aïn Tellout system, which is composed of three superimposed aquifer levels (plio-quadernary, lower and upper calcareous-dolomite members).

The calculation of the water balance made it possible to validate the surface area of the impluvium of this system calculated by the hydrological approach ($s=135\text{Km}^2$). In addition, the application of hydrodynamic methods on the Aïn Tellout spring during the 2010-2014 hydrological cycles helped in the hydrodynamical characterization of this system. It is an inertial system, poorly karstified and poorly drained, with a dynamic volume of $465,000\text{ m}^3$ and a water residence time of approximately 405 days. The cross correlogram highlights a dual response of the system following rainy demands: a rapid response reflecting a transmissive nature, followed by a second slow and very inertial response reflecting a capacitive nature of the system.

The contribution of hydrochemical methods has allowed the discrimination of the origins of major ions and has demonstrated the factors controlling the chemistry of this system. The analysis of the chemiogram allowed the distinction of four masses of water at the Aïn Tellout spring and demonstrated the supply of this system by a superficial aquifer. The temporal evolution analysis of the physicochemical parameters allowed us to highlight the deep (Vauclusian) nature of this system.

The hydrochemical decomposition of the hyrogram permitted the quantification of the matrix contribution pole at 31.3% and the infiltrated pole at 68.7% of the average flow of this emergence.

At the end of this work, a conceptual diagram of the functioning of this karst system was proposed based on a global synthesis of the results obtained.

Keywords : Aïn Tellout · Tlemcen Mountains · Karst · fonctionnement Hydrodynamic · Hydrochemistry.

ملخص

إن البنية الغير المتجانسة للجيوب المائية الكارستية، والناجمة عن ظاهرة التحلل الكلسي، تجعل دراستها غير ملائمة باستخدام القوانين الكلاسيكية للجيوب المائية المسامية والمتشققة. حيث يعتمد فهم عمل الجيوب المائية الكارستية أساساً على دراسة الوسط الكارستي ككل، أي دراسة وظيفة نقل الجيب للمياه التي تحول إشارة الأمطار إلى إشارات خارجة من الجيب المائي، والمثلة في الإشارات الزمنية لتدفق المياه، والهيدروكيميائية، والفيزيوكيميائية للمصارف (الينابيع والآبار).

يهدف هذا العمل إلى تعميق المعارف حول عمل نظام عين تلوت الكارستي، باستخدام منهجية متعددة التخصصات هيدروديناميكية وهيدروكيميائية. لتحقيق هذا الهدف، تم استغلال سلسلة زمنية من البيانات (الهيدروكيميائية والهيدروديناميكية) لـ 14 دورة هيدرولوجية. (1999-2014)

يقع نبع عين تلوت على الجانب الشرقي-الشمالي لجبال تلمسان، على بعد حوالي 32 كم شرق مدينة تلمسان. ينبع على ارتفاع 728 متراً، وذلك بفضل صدع موجه شمال-جنوب، حيث قام هذا الأخير برفع الطبقة الدولوميتية مقابل طبقة من العصر الميوسيني قليلة النفاذية. سمحت المعطيات الجيولوجية والهيدروجيولوجية بإثبات الطبيعة الكارستية والمتعددة الطبقات لنظام عين تلوت، حيث يتكون من ثلاثة مستويات أفقية للجيوب المائية (الطبقة البليوكواترنارية، والطبقتين الكلسية-و الدولوميتية السفلى والعليا لتلمسان).

أتاح حساب الميزان المائي للحوض المائي لمنطقة الدراسة بتأكيد مساحة الحوض المائي المغذي لنظام عين تلوت والمقدرة بالدراسة الهيدرولوجية بـ 135 كم². علاوة على ذلك، سمح تطبيق الأساليب الهيدروديناميكية على نبع عين تلوت خلال السنوات الهيدرولوجية 2010-2014 بوصف هذا النظام. وهو عبارة عن نظام سيء التصريف، مع حجم ديناميكي قدره 465,000 م³، ومدة بقاء المياه الجوفية مقدرة بـ 405 يوم. يظهر المخطط الترايطي بين إشارة الأمطار وإشارة التدفق لعين تلوت، باستجابة مزدوجة لهذا النظام بعد التساقطات المطرية، والمتمثلة في استجابة أولى سريعة تعكس تصرفاً سريعاً للمياه الجوفية، تليها استجابة ثانية بطيئة تعكس خاصية تخزين بطيئة التصريف للمياه الجوفية.

سمح استخدام الأساليب الهيدروكيميائية بتأكيد النتائج الهيدروديناميكية، وتحديد أصول العناصر الكيميائية الرئيسية المكونة لمياه عين تلوت، وإظهار العوامل التي تتحكم في التوازن الكيميائي لهذا النظام. كما مكن تحليل المخطط الكيميائي الزمني من تمييز أربع كتل مائية على مستوى نبع عين تلوت، وإثبات تغذية هذا النظام بواسطة طبقة سطحية للمياه الجوفية. كما أتاح تحليل التطور الزمني للمعايير الفيزيوكيميائية بإظهار الطبيعة العميقة (الفوكلوزية) لهذا النظام.

أتاح التحليل الهيدروكيميائي للهيدروغرام بتقدير كمية مساهمة الجيب المائي العميق بنسبة 31.3٪، والجيب المائي السطحي بنسبة 68.7٪ من متوسط تدفق نبع عين تلوت.

في نهاية هذا العمل، تم اقتراح مخطط لعمل هذا النظام الكارستي على أساس النتائج المتحصل عليها.

الكلمات المفتاحية: عين تلوت · جبال تلمسان · الكارست · الأداء الهيدروديناميكي · الهيدروكيمياء.

Table des matières

Résumé	
Abstract	
ملخص	
Liste des figures	
Liste des tableaux	
Liste des abréviations	
Introduction.....	29
Chapitre I : Généralité sur le karst et la karstification .	34
I.1.Définition	35
I.2.Caractéristiques des aquifères karstiques	35
I.2.1. Les compartiments des aquifères karstique	36
a) L'epikarst.....	36
b) La zone non saturée (ZNS)	36
c) La zone noyée	36
I.2.2. Les types des aquifères karstiques	37
I.3. Formation du karst	39
I.4. Les méthodes d'étude des systèmes karstiques.....	41
a) Approche géomorphologique.....	41
b) Approche Spéléologique	41
c) Approche hydrogéologique.....	41
Chapitre II : Caractéristiques physiques de la zone d'étude.	44
II.1. Situation géographique.....	45

II.2. Contexte hydrologique.....	46
II.2.1. Les caractéristiques physiques du bassin versant de la vallée de bouhaddi....	46
II.2.1.1. Caractéristiques géométriques.....	46
II.2.1.2. Étude de relief.....	48
II.2.1.2.1. Répartition altimétrique du bassin versant.....	48
II.2.1.2.2. L'indice de pente globale I_g	51
II.2.1.2.3. L'indice de pente moyenne.....	52
II.2.2. L'étude du réseau hydrographique.....	53
II.2.2.1. La hiérarchisation du réseau hydrographique.....	53
II.2.2.2. Profil en long du cours d'eau principal.....	55
II.2.3. Conclusion	57
II.3. Occupation du sol	58
II.4. Contexte climatique	60
II.4.1. Introduction.....	60
II.4.2. Etude de la pluviométrie.....	62
II.4.2.1. Le Contrôle de la fiabilité des données de la station d'oued chouly.....	63
II.4.2.1.1. Le Test de double cumul	63
II.4.2.1.1.1. Principe.....	63
II.4.2.1.1.2. Application et résultats.....	64
II.4.2.2. Précipitations annuelles.....	66
II.4.2.3. Précipitations mensuelles et régimes saisonniers.....	67

II.4.3. La température.....	70
II.4.4. Evapotranspiration.....	72
II.4.4.1. Evapotranspiration potentielle « ETP »	72
II.4.4.2. Evapotranspiration Réelle « ETR »	74
II.4.5. L'estimation de l'impluvium du système d'Ain Telout par le bilan hydrologique.....	76
II.4.5.1. Application.....	77
II.4.5.2. Résultats.....	78
II.4.5.3. Conclusion.....	79
II.5 Le cadre géologique de la zone d'étude.....	80
II.5.1 Généralités.....	80
II.5.2. Analyse Structurale.....	80
II.5.2.1 Les phases tectoniques des Monts de Tlemcen	81
II.5.3. Description litho-stratigraphique des Monts de Tlemcen.....	83
II.5.3.1. Le Paléozoïque.....	83
II.5.3.2. Le Mésozoïque.....	83
II.5.3.2.1. Le Trias.....	83
II.5.3.2.2. Le Jurassique.....	84
II.5.3.2.2.1. Le Lias et le Dogger.....	84
II.5.3.2.2.2. Les argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien)	84
II.5.3.2.2.3. Les grès de Boumediene(Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur).....	84
II.5.3.2.2.4. Les calcaires de Zarifet (Kimméridgien)	84

II.5.3.2.2.5. Dolomies de Tlemcen(Kimméridgien moyen –kimméridgien supérieur).	85
II.5.3.2.2.6. Les calcaires de Stah (Kimméridgien supérieur)	85
II.5.3.2.2.7. Marno-calcaires de Raouraï (Tithonique-Kimméridgien)	85
II.5.3.2.2.8. Les calcaires de Lato (Tithonique inférieur)	86
II.5.3.2.2.9. Dolomies de Terni (Tithonique inférieur)	86
II.5.3.2.2.10. Les marno-calcaires de Hariga (Tithonique moyen)	86
II.5.3.2.2.11. Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Tithonique supérieur)	86
II.5.3.2.3. Crétacé : Représenté par les formations du Crétacé inférieur.....	87
II.5.3.2.3.1. Les Argiles de Lamoricière (Berriasien moyen à Valanginien)	87
II.5.3.2.3.2. Les Grès de Berthelot (Hauterivien)	87
II.5.3.3. Cénozoïque.....	87
II.5.3.3.1. Miocène.....	87
II.5.3.3.1.1. Miocène inférieur (Burdigalien)	87
II.5.3.3.1.2. Miocène moyen (Serravallien)	87
II.5.3.3.1.3. Miocène supérieur (Tortonien)	88
II.5.3.3.2. Les conglomérats Cénozoïque des hauts plateaux.....	88
II.5.3.3.3. Le Plio-Quaternaire.....	88
II.6 Le cadre hydrogéologique.....	91
II.6.1. Les caractéristiques hydrogéologiques des principales aquifères des monts de Tlemcen.	91
II.6.1.1. Les aquifères des formations quaternaires.....	92
II.6.1.2. Les aquifères des formations Cénozoïque.....	92

II.6.1.2.1. Les alluvions du Pliocène.....	92
II.6.1.2.2. Les grès de Miocènes (Tortoniens)	92
II.6.1.3. Les membres calcaro-Dolomitique inferieur et supérieur des monts de Tlemcen.....	93
II.6.1.4. Les grès de Boumediene.....	95
II.6.1.5. Les calcaires et les dolomies du Lias et du Dogger.....	95
II.7. Présentation du système d'Aïn Tellout.....	97
II.7.2 Hydrogéologie du système d'Aïn Tellout.....	99
II.7.3 La source d'Aïn Tellout.....	100
Chapitre III : L'étude du Fonctionnement Hydrodynamique.....	102
III.1 Introduction.....	103
III.2. Analyse des débits classés cumulés.....	103
III.2.2 Application.....	105
III.3 Analyse des courbes de récession.....	106
III.3.1 Principe de cette méthode.....	106
III.3.2 Application.....	107
III.4 Analyse corrélatoire et spectrale.....	111
III.4.1 Introduction.....	111
III.4.2 Principe de cette méthode.....	111
III.4.3 Application de l'analyse corrélatoire et spectrale sur le system étudié.....	113
III.4.3.1 Analyse Simple.....	113

III.4.3.1.1 Analyse du signal d'entrée (précipitation)	113
III.4.4.1.2 Analyse du signal de sortie (Débit)	114
III.4.3.2 Analyse croisée pluie-débit.....	115
III.5 Conclusion.....	118
Chapitre IV : L'étude du fonctionnement Hydrochimique.....	119
IV.1 Introduction.....	120
IV.2 Méthode d'analyse et périodicité des prélèvements.....	121
IV.2.1 Les paramètres physico-chimiques in situ.....	121
IV.2.2 Les Anions.....	121
IV.2.3 Les Cations.....	121
IV.2.4 Carbone Organique Total (COT)	121
IV.3. Validité des données de terrain.....	122
IV.4 Hydrochimie des ions majeurs	123
a) La pression partielle de CO ₂ (pCO ₂)	123
b) Le Chlorure (Cl ⁻)	124
c) Le Nitrate (NO ₃ ⁻).....	124
d) Le calcium Ca ²⁺ et le magnésium Mg ²⁺	124
e) Le Bicarbonate (HCO ₃ ⁻)	125
f) Le Sulfate (SO ₄ ²⁻)	125
g) Le sodium et le potassium (Na et K)	125
IV.5. Le faciès hydrochimique des eaux de la source d'Aïn Tellout.....	126
IV.5.1. Le diagramme de Piper.....	126

IV.5.2. Le diagramme semi logarithmique de Schoeller Berkaloff.....	127
IV.6. Les origines des éléments majeurs des eaux de la source d'Aïn Tellout	130
IV.6.1. Etude de la relation Ca^{2+} et Hco_3^-	130
IV.6.2. Etude de la relation $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ et Hco_3^{2-}	131
IV.6.3. Etude de la relation $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})$ et $(\text{Hco}_3^{2-}+\text{So}_4^{2-})$	132
IV.6.4. Etude de la relation Ca- So_4 et Mg.....	133
IV.6.5. Etude de la relation Cl^- et (Na^++K^+)	134
IV.6.6. Etude de la Relation entre $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})-(\text{Hco}_3^{2-}+\text{So}_4^{2-})$ et $(\text{Cl}^--(\text{Na}^++\text{K}^+))$	135
IV.6.7. Etude de la Relation entre $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})/(\text{Hco}_3^{2-}+\text{So}_4^{2-})$ et $((\text{Na}^++\text{K}^+)/\text{Cl}^-)$	136
IV.6.8. Etude des échanges ioniques par l'indice d'échange de base	137
IV.6.8.1. Définition.....	137
IV.6.8.2. Résultats.....	138
IV.6.9. Conclusion.....	139
IV.7. L'analyse statistique des données hydrochimiques.....	140
IV.7.1 Analyse statistique descriptive.....	140
IV.7.2. Caractérisation hydrochimique des eaux de la source d'Aïn Tellout par les méthodes statistiques multidimensionnelles ACP et CAH.....	143
IV.7.3 La corrélation entre les éléments majeurs.....	144
IV.7.4. L'Analyse en Composante Principale (ACP)	145
IV.7.5. La classification ascendante hiérarchique des eaux de la source de Tellout.	150
IV.7.6. Conclusion.....	152

IV.8. L’apport des paramètres physico-chimiques.....	153
IV.8.1. La conductivité électrique.....	153
IV.8.1.1 Introduction.....	153
IV.8.1.2. Étude de la chronique de conductivité.....	153
IV.8.1.3. L’étude de décalage temporaire entre l’effet de piston et l’effet de dilution par corrélation croisée précipitation-conductivité.....	155
IV.8.1.3. Distribution de la fréquence de conductivité spécifiques.....	156
IV.8.1.3.1. Introduction.....	156
IV.8.1.3.2. Application.....	157
3.8.1.3.3. Résultats.....	157
IV.8.2. La température.....	159
IV.8.2.1. Introduction.....	159
IV.8.2.2. Description des courbes de température.....	160
IV.8.3. Conclusion.....	163
IV.9. L’étude de l’évolution temporelle des signaux hydrochimiques en relation avec la pluie.....	164
IV.9.1. Introduction.....	164
IV.9.2. Principe.....	164
IV.9.3. Interprétation et discussion.....	167
IV.9.4. L’impact des évènements pluvieux sur la chimie des eaux d’Aïn Tellout....	172
IV.9.4.1. La mobilisation d’eau ancienne stockée dans l’epikarst et la zone non saturée par effet de piston	172

IV.9.4.2. L'arrivée d'eau de surface moins minéralisée à l'exutoire.....	172
IV.9.4.3. Le retour des écoulements de base de la zone noyée à l'exutoire	173
IV.9.4.4. La mise en évidence d'une masse d'eau récente à l'exutoire après l'épuisement des réserves matricielle.....	173
IV.9.5. Conclusion.....	174
Chapitre V : Décomposition hydrochimique de l'hydrogramme et le schéma conceptuel du système d'Aïn Tellout.....	175
V.1. Décomposition hydrochimique de l'hydrogramme des crues d'Aïn Tellout.....	176
V.1.1. Introduction.....	176
V.1.2. Principe de la méthode.....	176
V.1.3. Application sur le système d'ain tellout.....	177
V.1.4. Résultats et discussion.....	181
V.1.5. Conclusion.....	182
V.2.Le schéma conceptuel du système d'Ain Tellout.....	183
Conclusion générale et perspectives.....	185
Références bibliographique	192
Les annexes	203

Liste des figures

Fig. I.1. Représentation simplifié d'un aquifère karstique (Mangin,1975).....	35
Fig. I.2. Les compartiments des système karstique d'après Charmoille (2005)	36
Fig. I.3. Le système karstiques Unaire et Binaire (Marsaud ;1996)	37
Fig. I.4. Le système karstique Vauclusien et Jurassien (Marsaud,1996)	38
Fig. I.5. Schématisation d'un milieu karstique (Droque ,1971)	43
Fig. II.1. Localisation de la zone d'étude.	45
Fig. II.2.1 Situation géographique du bassin versant de la Vallée de Bouhaddi	47
Fig II.2.2 La Courbe hypsométrique et le diagramme des fréquences altimétriques du bassin versant de la Vallée de Bouhadi.....	49
Fig.II.2.3. Carte hypsométrique du bassin de la Vallée de Bouhaddi.....	50
Fig. II.2.4. Classification du chevelu hydrographique du bassin versant de la Vallée de Bouhaddi.	54
Fig.II.2.5 Profil en long de la Vallée de Bouhaddi.	55
Fig II.3. L'occupation du sol de la commune d'Aïn Tellout (ACP 156 d'Image optique Sentinelle 2)	59
Fig II.4.1. Carte des isohyètes établie par Dakiche 2004.....	61
Fig. II.4.1. Carte représentant la situation géographique des stations climatiques.....	63
Fig. II.4.2. Test de double-cumul des pluies mensuelles entre les données des stations disponibles et les données de la station d'Oued Chouly sur la période 1989-2014.	65
Fig II.4.3. Evolution chronologique des écarts pluviométriques moyens annuels de la zone d'étude durant la période 1989-2014 (Données de la station d'Oued Chouly).	67

Liste des figures

Fig. II.4.4. Evolution du coefficient pluviométrique mensuel de la zone d'étude durant la période 1989-2014. (Données de la station d'Oued Chouly)	69
Fig. II.4.5. La répartition saisonnière des précipitations dans le bassin versant d'Oued Bouhaddi durant la période 1989-2014 (Données station d'Oued Chouly).	69
Fig. II.4.6 Variation des températures mensuelles moyennes, maximales et minimales de la zone d'étude durant la période (1989-2014) selon les données de la station d'Oued Chouly	71
Fig.II.4.7 L'évapotranspiration potentielle mensuelle calculée par la méthode de Penman-Monteith-FAO sur la période (1989-2014).	74
Fig II.4.8 L'évapotranspiration réelle mensuelle calculée par le bilan de Tronhwait sur la période (1989-2014).	75
Fig. II.5.1. Schéma structural des Monts de Tlemcen (Benest, 1985)	82
Fig II.5.2. Carte géologique de la zone d'étude (Nord-Est des Monts de Tlemcen)	89
Fig. II.5.3. Coupe géologique de la zone d'étude.....	89
Fig. II.5.4. Coupe litho stratigraphique synthétique des Mont de Tlemcen.....	90
Fig II.6.1. La situation des principaux travaux géo-électriques réalisés dans les piémonts nord des Monts de Tlemcen (Bensaoula,2006 modifié)	91
Fig II.6.2. Les aquifères des monts de Tlemcen (Collignon, 1986) (modifiée)	96
Fig II.7.1. Image Radar de la zone d'étude (photo Sentinelle 1 SAR Band-C du 30/08/2019).	98
Fig. II.7.2. La source d'Aïn Tellout.	100
Fig II.7.3. Coupe lithostratigraphique N-S des forages de la région d'Aïn Tellout.....	101
Fig. III.1 Différents cas de rupture de pentes de la droite des débits classées.....	104
Fig. III.2 La courbe des débits classées de la source d'Aïn Telout.	106

Fig III.3. Décomposition de la courbe de récession selon la méthode de Mangin (1975).....	107
Fig.III.4. La courbe de récession de la source de l'Ain Tellout (période Mai-Septembre 2011).....	109
Fig.III.5 La Courbe de récession de la source de l'Ain Tellout(période Mai-Aout 2014)	110
Fig III.6. La Position de la source d'Aïn Telout selon la classification de Mangin 1975.	110
Fig III.7. L'autocorrélogramme et le spectre de densité de variance des précipitations à la station de Sidi Abdelli -Tlemcen sur la période septembre 2010-septembre 2014.....	114
Fig. III.8. Le bruit de la chronique précipitation à long terme de la station d'Oued Chouly-Tlemcen sur la période septembre 2010-Aout 2014.	114
Fig III.9. Autocorrélogramme et le spectre simple de variance des débits de la source d'Aïn Tellout sur la période hydrologique septembre 2010 – septembre 2014.	115
Fig III.10. Le corrélogramme croisée pluie/débits de la source d'Aïn Tellout sur la période hydrologique septembre 2010 – Aout 2014.	117
Fig.IV.1. Représentation graphique des résultats sur diagramme de Piper.....	127
Fig. IV.2. Représentation graphique des résultats sur diagramme de Schoeller Berkaloff (Année hydrologique 2003-2004)	128
Fig. IV.3. Représentation graphique des résultats sur diagramme de Schoeller Berkaloff (Année hydrologique 2012-2013)	129
Fig.IV.4. Relation entre les concentrations de Ca^{2+} et Hco_3^{2-} (Aïn Tellout)	130

Liste des figures

Fig.IV.5. Relation entre les concentrations de $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ et Hco_3^{2-} de la source d'Aïn Tellout.	131
Fig.IV.6. Relation entre les concentrations de $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ et $\text{Hco}_3^{-} + \text{So}_4^{2-}$	132
Fig.IV.7. Relation entre les concentrations de Ca-So4 et Mg.....	134
Fig.IV.8. Relation entre les concentrations de (Na+k) et Cl.....	135
Fig.IV.9. Relation entre $((\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})-(\text{Hco}_3^{2-}+\text{So}_4^{2-}))$ et $(\text{Cl}^{-}-(\text{Na}^{+}+\text{K}^{+}))$	136
Fig.IV.10. Relation entre $((\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})/(\text{Hco}_3^{2-}+\text{So}_4^{2-}))$ vs $((\text{Na}^{+}+\text{K}^{+})/ \text{Cl}^{-})$	137
Fig.IV.11. Matrice de corrélation.	145
Fig. IV.12. Le plan CP F1/F2.....	149
Fig. IV.13. Le plan CP F1/F3.....	149
Fig.IV.14. Classification ascendante hiérarchique des éléments majeurs d'Aïn Tellout	151
Fig.IV.15. Évolution temporelle de la conductivité de la source d'Aïn Tellout en fonction des précipitations (période 08/2010-06/2014).	154
Fig.IV.16. Corrélation croisée précipitation/conductivité de la source d'Aïn Tellout durant la période Septembre 2009 à Aout 2014 au pas de temps mensuels.	155
Fig.IV.17. Distribution des fréquences de conductivité (Bakalowicz, 1979)	156
Planche IV.1. Distribution des fréquences de conductivité des cycles 2010-2014 de la source d'Aïn Tellout.	158
Fig.IV.18. Évolution des températures de l'air et de l'eau de la source d'Aïn Tellout (Janvier 2003 - Décembre 2005).	161
Fig.IV.19. Gradient température/altitude calculé à partir de onze stations météorologiques situées dans les Monts de Tlemcen sur la période Janvier 2003-Décembre 2005	162

Fig.IV.20. Evolution du calcium, du magnésium en relation avec les précipitations et les débits à la source d'Aïn Tellout (2010-2014)	166
Fig.IV.21. Evolution du Sodium, du Chlorure, du Nitrate et du Sulfate en relation avec les précipitations à la source d'Aïn Tellout (2010-2014)	166
Fig.IV.22. Evolution du Bicarbonate et de la conductivité en relation avec les précipitations à la source d'Aïn Tellout (2010-2014)	167
Fig.IV.23. Evolution du Ph et de la Pco ₂ en relation avec les précipitations à la source d'Aïn Tellout (2010-2014)	169
Fig.V.1. Décomposition hydrochimique du débit de la source d'Aïn Tellout lors de la crue de 18/05/2011 en deux pôles Q _m et Q _i	179
Fig.V.2. Décomposition hydrochimique du débit de la source d'Aïn Tellout lors de la crue de 03/09/2011 en deux pôles Q _m et Q _i	180
Fig.V.3. Décomposition hydrochimique du débit de la source d'Aïn Tellout lors de la crue de 30/09/2014 en deux pôles Q _m et Q _i	180
Fig.V.4. Schéma conceptuel du fonctionnement du system d'Aïn Tellout.	184

Liste des tableaux

Liste des tableaux

Tableau I.1. Constantes de dissociation des principales roches carbonatées dans les conditions standard de température et de pression (Bakalowics,1979).....	39
Tableau I.2. Solubilité de la calcite en fonction de la pression partielle en CO ₂ (Bakalowicz, 1986).	40
Tableau II.2.1. Caractéristiques de forme du bassin versant de la vallée de Bouhaddi estimées par le model numérique de terrain	47
Tableau II.2.2. Répartition hypsométrique du bassin versant de la vallée de Bouhaddi....	49
Tableau II.2.3. Altitude moyen des aires de recharge de la source d'Aïn Tellout à l'aide du gradient isotopique (Azzaz ,2008).	51
Tableau II.2.4. Classification du relief selon l'Office de Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer (ORSTOM)	52
Tableau II.2.6. Classification du réseau hydrographique du bassin versant de la vallée de Bouhaddi.	54
Tableau II.2.7. Caractéristiques hydro morphologiques du bassin versant de la vallée de Bouhaddi estimés par MNT.	56
Tableau II.3. L'occupation du sol sur le territoire de la commune d'Aïn Tellout (DSA de Tlemcen ,2023)	58
Tableau II.4.1. Les stations du réseau climatique retenues.....	62
Tableau II.4.2. Statistique descriptive des moyennes pluviométriques annuelles de la zone d'étude sur la période 1989-2014 (Données station d'Oued Chouly)	67
Tableau II.4.3. Statistique descriptive des moyennes pluviométriques mensuelles de la zone d'étude sur la période 1989-2014 (données de la station d'Oued Chouly)	68

Liste des tableaux

Tableau II.4.4. Les valeurs des températures mensuelles moyennes, maximales et minimales de la région d'étude durant la période (1989-2014) selon les données de la station d'Oued Chouly.	70
Tableau.II.4.5. Statistiques descriptives d'évapotranspiration potentielle annuelle calculé par la formule de Penman-Monteith-FAO de la zone d'étude sur la période (1989-2014).	73
Tableau II.4.6 Statistiques descriptives d'évapotranspiration réelle annuelle calculée par le bilan de Thornthwait de la zone d'étude sur la période (1989-2014).	75
Tableau II.4.7. Les volumes annuels pompés par les forages d'Aïn Tellout. (DRH de Tlemcen)	78
Tableau II.4.8. Les résultats de bilan sur les cycles hydrologiques 2010 à 2013 du système karstique d'Aïn Tellout.	78
Tableau II.6.1. Etat des forages réalisés à travers les Monts de Tlemcen	91
Tableau II.6.2. Les caractéristiques hydrodynamiques des forges qui captent les grés du Miocène	93
Tableau II.6.3. Le coefficient d'emmagasinement des dolomies de Tlemcen.....	94
Tableau II.6.4. Les propriétés transmissives des grés de Boumediene	95
Tableau II.6.5. Les propriété transmissive des dolomies du Lias et de Dogger	96
Tableau II.7.1. Les Caractéristiques des forages de la zone d'Aïn Tellout	101
Tableau III.1. Résultats de l'analyse des débits classés.	105
Tableau III.2. Les Valeurs des coefficients des fonctions $\Psi(t)$ et $\varphi(t)$ pour les différentes récessions de la source d'Aïn Telout.	109
Tableau III.3. Comparaison entre le système d'Aïn Telout et le système d'Isser.	117
Tableau IV.1. IEB des échantillons d'Aïn Tellout (Période 1999-2014)	138

Liste des tableaux

Tableau IV.2. Statistique descriptive des eaux d'Aïn Tellout (Période 1999 - 2014.)	142
Tableau IV.3. Distribution de la variance sur les axes factoriels.	146
Tableau IV.4. Corrélation entre les variables et les facteurs.	147
Tableau IV.5. Comparaison entre le carbone-13 mesuré et le carbone-13 calculé des eaux d'Aïn Tellout.	169
Tableau V.1. La contribution des masses d'eau aux débits d'Aïn Tellout (crue 08/08/2011 et crue 08/05/2011)	179

Liste des abréviations

Liste des abréviations

ZNS : La zone non saturée.

ZS : La zone saturée.

CITD : Le carbone inorganique dissous total.

COT : Carbone organique total.

MNT : Le modèle numérique de terrain.

ALOS : The Advanced Land Observing Satellite.

IG : L'indice de pente globale.

ORSTOM : L'office de recherche scientifique et technique d'Outre-Mer.

DSA : La direction des services agricole.

DRH : La direction des ressources hydrique.

ANRH : L'agence national des ressources hydrique.

OMS : L'organisation mondiale de la santé.

ETP : Evapotranspiration potentiel.

ETR : Evapotranspiration réel.

RFU : La réserve facilement utilisable.

SAR : Synthetic aperture radar.

ACP : L'analyse en composante principale.

CAH : La classification ascendante hiérarchique.

I.E.B : L'indice d'échange de base.

TDS : Total des solides dissous.

Introduction

Introduction :

Les aquifères karstiques sont des milieux très hétérogènes et complexes, ce qui les rend difficiles à étudier avec les méthodes classiques d'investigation hydrogéologique. En effet, la forte hétérogénéité spatiale des aquifères karstiques ne permet pas d'évaluer les propriétés hydrauliques ou chimiques moyennes caractéristiques de l'ensemble du système karstique.

Par conséquent, l'approche fonctionnelle qui s'occupe des aquifères karstiques est une approche multidisciplinaire qui repose essentiellement sur l'étude de la fonction de transfert du réservoir entre le signal d'entrée (précipitations) et les signaux de sorties des exutoires, représentés par les chroniques hydrodynamiques (débits des émergences, piézométrie), physico chimiques (température, conductivité) et hydro chimiques (les ions majeur d'eaux). Cette fonction de transfert est considérée comme représentative de la structure du milieu karstique dans son ensemble.

D'une superficie de près de 985,32 km², le massif carbonaté karstique du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen constitue l'un des principaux réservoirs karstiques du nord de l'Algérie, qui contient plusieurs systèmes hydrogéologiques et couvre 40% des besoins en eau de la population locale.

Actuellement, la demande accrue en eau, due à la pression socio-économique, a conduit à une dégradation de cette ressource, tant sur le plan qualitatif (pollution) que quantitatif (surexploitation). Cette situation impose une gestion optimisée et durable pour protéger et exploiter rationnellement cette ressource hydrique.

D'autre part, avant de mettre en place une stratégie de gestion des ressources en eau karstiques, il est primordial d'appréhender profondément le fonctionnement de ces systèmes karstiques, en s'appuyant sur des approches hydrodynamiques, hydrogéochimiques et isotopiques. Afin de répondre à des questions essentielles, telles que l'estimation des réserves karstiques disponibles, le degré de karstification, la délimitation du bassin d'alimentation, l'établissement d'un périmètre de protection et l'évaluation de l'impact de l'extension anthropique sur l'aquifère.

Les recherches hydrologiques et hydrochimiques sur les aquifères karstiques des Monts de Tlemcen ont fait l'objet de plusieurs études (Hayane,1983 ; Benest,1985 ; Collignon ,1986 ; Achachi ,1996 ; Khaldi ,2005 ; Bouanani ,2005 ; Bouanani & Baba Hamed ,2005 ; Bensaoula ,2007 ; Azzaz ,2008 ; Azzaz et al.,2008 ; Azzaz et al.,2012 ; Azzaz et al.,2018 ; Collignant &

Bensaoula ,2019). Cependant, de nombreuses questions restent posées sur le fonctionnement du système karstique d'Ain Telout, auxquelles il faudra répondre.

L'objectif de ce travail de recherche vise à d'approfondir les connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique et hydro chimique du système d'Aïn Tellout ainsi que d'estimer l'apport de chaque sous-système (zone non saturée, zone saturée) à l'exutoire. De plus, ce travail peut apporter un soutien théorique aux gestionnaires des ressources en eau pour exploiter rationnellement ce système.

La méthodologie adoptée dans ce travail consiste à suivre l'approche fonctionnelle, qui vise à étudier le milieu karstique dans son ensemble à l'aide de méthodes complémentaires, hydrodynamique et hydrochimique, accompagnées d'une étude du contexte géologique, structural et hydrogéologique. Ces méthodes ont été appliquées sur des chroniques continues de 14 ans (du 01/01/1999 au 31/12/2014), fournies par l'ANRH au pas de temps mensuel. Ces données comprennent la conductivité, les ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , Na^+ , Cl^- , K^+ , NO_3^- , SO_4^{2-} , CO_2), la minéralisation, deux chroniques de débits mesurées à des dates différentes et une chronique de température discontinue de trois ans.

Pour atteindre ces objectifs, nous avons réparti ce travail en Cinq chapitres :

Le premier chapitre présente des généralités sur le karst et la karstification.

Le deuxième chapitre est consacré à l'étude des caractéristiques physiques de la zone d'étude, il présente une analyse détaillée des contextes géographique, climatique, hydrographique, l'occupation du sol, ainsi que les aspects géologiques et hydrogéologiques de la zone dans laquelle est situé le système karstique d'Aïn Tellout.

Le troisième chapitre présente le fonctionnement hydrodynamique du système d'Aïn Tellout en suivant l'approche de Mangin, grâce à l'analyses des séries temporelles de précipitations et de débits (l'analyse des débits classés, l'analyse des courbes de récession et l'analyse corrélatoire et spectrale).

Tandis que le quatrième chapitre présente par plusieurs méthodes le fonctionnement hydrochimique en exploitant les données recueillies au cours de 14 ans de prélèvements. Les méthodes utilisées dans ce chapitre sont: l'étude du faciès hydro-chimique des eaux, l'étude des

rappports hydro-chimique, l'analyse statistique descriptive et multifactorielle (l'analyse en composante principale et la classification ascendante hiérarchique), l'étude des paramètre physico-chimique (conductivité électrique et la température) et l'étude de l'évolution des signaux hydrochimiques après les stimulations pluvieuses.

Le Cinquième chapitre est consacré à la quantification des différentes masses d'eau à l'exutoire et à l'établissement d'un schéma de fonctionnement de ce système karstique, basé sur une synthèse globale des résultats.

Enfin, cette thèse a été conclu par une conclusion générale et une description de quelques perspectives de recherche qui pourront être abordées à la suite de ce travail.

Chapitre I : Généralité sur le karst et la karstification .

I.1.Définition :

Le mot karst remonte à une région située dans le nord de la Slovénie où le relief est constitué par des plateaux calcaires. Actuellement, le karst sert à distinguer les zones carbonatées caractérisées par une morphologie particulière telle que des vallées sèches, des dépressions fermées, des cavernes, des dolines et des cours d'eau souterrains. Cette morphologie est étroitement liée au processus de dissolution des roches carbonatées, qui constituent la matrice du réservoir de ces régions.

I.2.Caractéristiques des aquifères karstiques :

Les aquifères karstiques se distinguent des aquifères poreux et fracturés par l'existence de conduites karstiques (fig. I.1), qui se forment à la suite de la dissolution des roches carbonatées (processus de karstification). Ce processus conduit à la formation de trois types de porosité : matricielle, de fissure et de conduits.

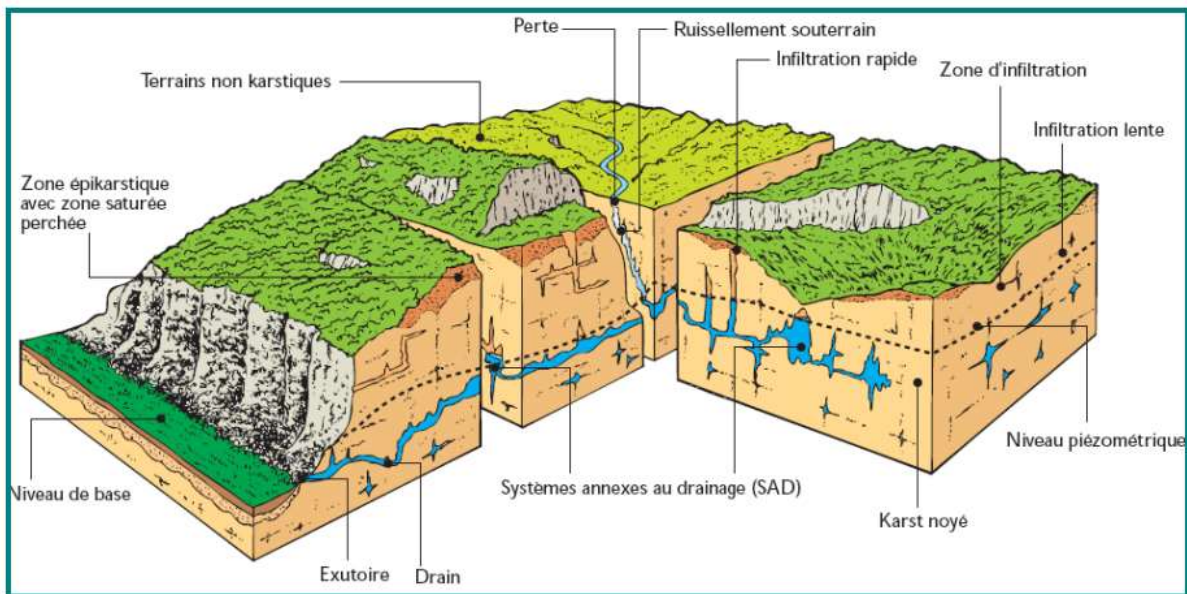


Fig. I.1. Représentation simplifiée d'un aquifère karstique (Mangin,1975).

D'un point de vue hydrogéologique, les aquifères karstiques se caractérisent par des écoulements torrentiels, une forte hétérogénéité hydrodynamique (porosité, perméabilité, écoulements) et une variabilité hydrochimique rapide des exutoires (Marsaud,1996) . Selon Mangin (1984), le karst représente un milieu où l'hétérogénéité atteint son paroxysme.

I.2.1. Les compartiments des aquifères karstiques : composés de trois zones distinctes (Fig. I.2) .

a) L'épikarst :

Il représente la couche supérieure de l'aquifère karstique, située sous le sol. C'est une zone altérée et très perméable en raison des processus mécanique et biochimique de karstification. Son épaisseur varie de quelques mètres à quelques dizaines de mètres.

b) La zone non saturée (ZNS) :

C'est la partie non saturée de l'aquifère, dans laquelle des écoulements lents se produisent dans les fissures, et des écoulements rapides au niveau des conduits verticaux qui sont plus ou moins liés au réseau karstique sous-jacent de la zone noyée.

c) La zone noyée :

La zone noyée se développe principalement en aval. Elle contient d'importants vides capacitifs, appelé système annexe au drainage SAD » organisés autour d'un réseau de drainage souterrain, appelé axe de drainage. La Fig. I.2 Résume le fonctionnement de ces trois zones.

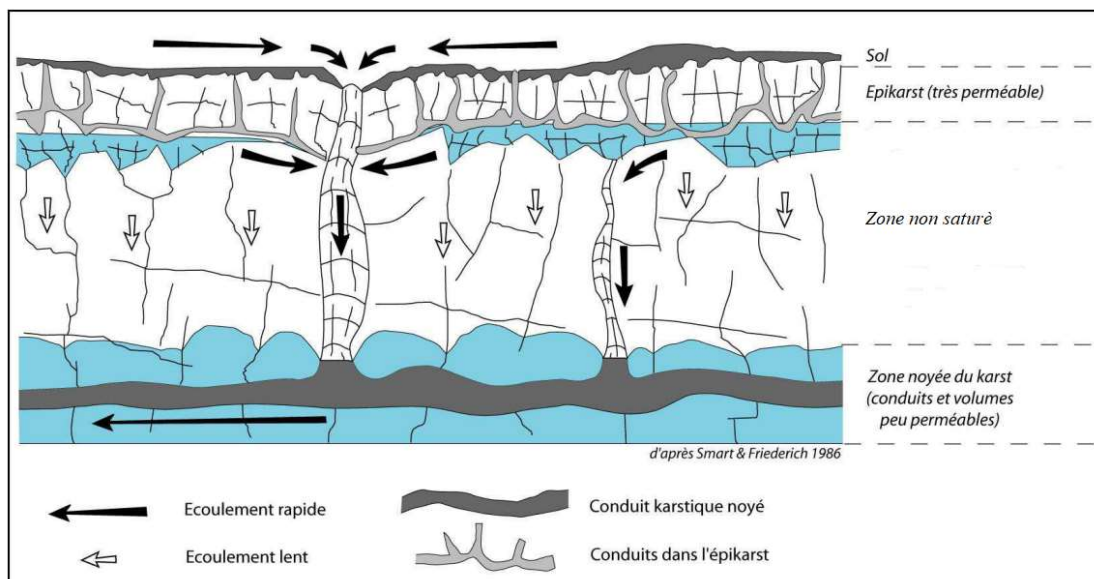


Fig. I.2. Les compartiments des systèmes karstiques d'après (Charmoille,2005 in Barbel-Périneau, 2013).

I.2.2. Les types d'aquifères karstiques :

Il existe une grande variabilité des systèmes karstiques en raison de leur diversité de structures et de fonctionnements. Les systèmes karstiques peuvent être classés selon la nature de leur impluvium et selon la situation de leur drain principal (Marsaud, 1996).

Selon la nature de l'impluvium, on distingue (Fig. I.3.)

- **Le karst unaire** dont l'ensemble de l'impluvium est composé de terrains karstiques.
- **Le karst binaire** pour lequel l'impluvium est composé de terrains karstiques et des terrains non karstiques imperméables.

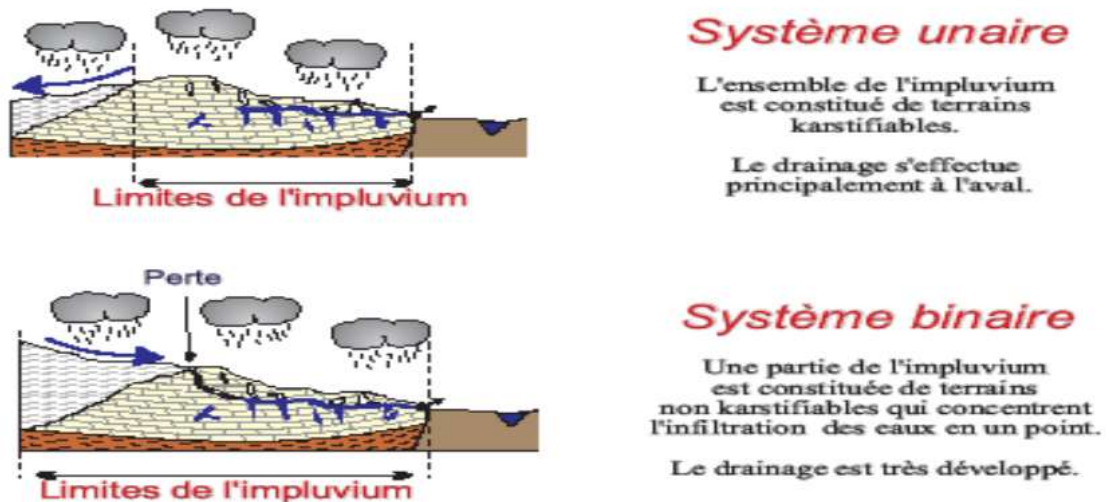


Fig. I.3. Le système karstique unaire et binaire (Marsaud ,1996)

Selon la situation du drain principal, on peut distinguer (Fig. I.4) :

- **Le système karstique vauclusien** : le drain principal s'organise en profondeur, sous le niveau de l'émergence.
- **Le système karstique jurassien** : le drain principal se développe à une profondeur proche de l'émergence.

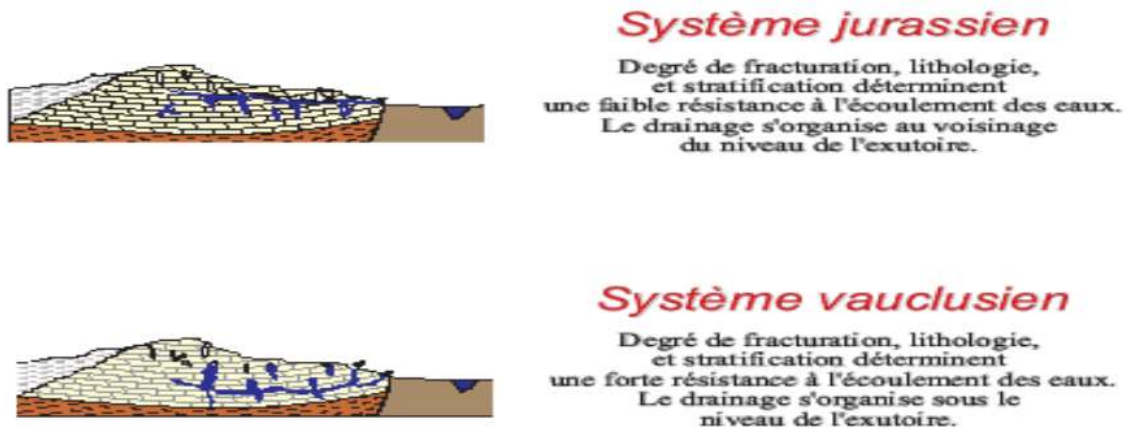


Fig. I.4. Le système karstique vauclusien et jurassien (Marsaud,1996)

Mangin (1975) a proposé une classification selon le degré d'évolution des aquifères karstiques:(Marsaud,2006).

- **Les karsts de type 1** : englobent les systèmes non fonctionnels à faible ou fort potentiel hydraulique avec une faible structure karstique dont l'axe de drainage est peu organisé. Du point de vue fonctionnel ce type d'aquifère est considéré comme un milieu fissuré.
- **Les karsts de type 2** : concernent les systèmes fonctionnels karstifiés à un potentiel hydraulique élevé, dans lesquels les vides de drainage sont organisés avec un comportement de type karstique (crues rapides et violentes, hétérogénéité des écoulements).
- **Les karsts de type 3** : Systèmes karstifiés non fonctionnels, à faible potentiel hydraulique. Ils correspondent aux systèmes pour lesquels il existe une organisation des vides mais les écoulements ne rendent pas compte de cette organisation. Il s'agit d'un milieu karstique dont le potentiel hydraulique est faible et ne permet pas la présence de grandes vitesses d'écoulement.

I.3. Formation du karst :

La karstification est un processus d'érosion physico-chimique à évolution lente et hétérogène. Ce processus entraîne la dissolution des roches altérées carbonatées ou sulfatées au contact avec l'eau chargée en acide carbonique (H_2CO_3), ce dernier est principalement de provenance pédologique (respiration racinaire, dégradation de la matière organique du sol par les micro-organismes).

L'eau chargée en gaz carbonique dissout les fissures des roches carbonatées pour former des vides et des chenaux karstiques connectés selon un ou plusieurs axes de drainage, et augmente fortement les caractéristiques hydrodynamiques initiales de l'encaissement.

Le potentiel de karstification dépend de plusieurs facteurs, dont les principaux sont :

- a. L'intensité et la répartition des précipitations (régissant la quantité d'eau mise en contact avec le réservoir carbonaté)
- b. Le débit des eaux souterraines (en fonction du gradient hydraulique)
- c. La température et l'altitude (qui contrôlent la solubilité du CO_2 , la pression atmosphérique et la nature des précipitations)
- d. Le type de roche carbonatée : la karstification est fortement influencée par l'aptitude des roches carbonatées à être solubles dans l'eau (ex : calcite, aragonite, dolomite)

Le potentiel de solubilité d'un minéral carbonaté est exprimé par sa constante de dissociation. Plus la valeur de cette constante est élevée, plus la solubilité du minéral est grande. Le tableau I.1. Récapitule la solubilité des principales roches carbonatées dans l'eau pure.

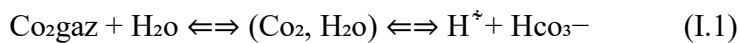
Tableau I.1. Constantes de dissociation des principales roches carbonatées dans les conditions standard de température et de pression (Bakalowicz,1979).

Minéral	Composition	Constante de dissolution
Calcite	$CaCO_3$ (Rhomboédrique)	3.8×10^{-9}
Magnésite	$MgCO_3$	5.75×10^{-9}
Aragonite	$CaCO_3$ (Orthorhombique)	6.09×10^{-9}
Dolomite	$Ca,Mg (CO_3)_2$	Environ 10^{-17}

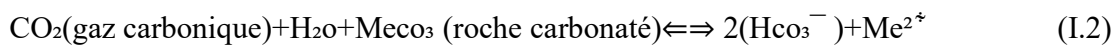
e. Le taux de CO_2 dissous : La solubilité des minéraux carbonatés dans l'eau pure est très faible, c'est l'augmentation de la concentration en CO_2 dans l'eau qui augmente significativement la solubilité des roches carbonatées (Tableau 1.2) (Dreybrodt,1996 in Delbart,2013).

Du point de vue hydrochimique, la karstification suit les réactions suivantes :

✓ La dissolution du CO_2 dans l'eau forme l'acide carbonique (équation I.1).



✓ Le processus de dissolution des carbonates est une réaction triphasique et réversible (roche carbonatée, eau et CO_2), donc l'équation s'écrit comme suite (équation I.2):



Où Me^{2+} représente les cations : Ca^{2+} et/ou Mg^{2+}

La décomposition des carbonates entraîne la formation de diverses espèces carbonatées dissoutes (H_2CO_3 , HCO_3^- et CO_3^{2-}), dont la somme constitue le carbone inorganique dissous total (CITD).

Tableau I.2. Solubilité de la calcite en fonction de la pression partielle en CO_2 (Bakalowicz, 1986).

P_{CO_2} (atm)	Concentration en CaCO_3 d'une eau à l'équilibre avec la calcite (mg/L)
0	5
$0,03 \times 10^{-2}$ (atmosphère)	50
$0,1 \times 10^{-2}$ (sol de montagne)	115
10^{-2} (sol, climat tempéré)	215
3×10^{-2} (sol, climat méditerranéen)	310
10×10^{-2} (production de CO_2 profond)	650

I.4. Les méthodes d'étude des systèmes karstiques :

De nombreuses méthodes ont été développées par les scientifiques, la partie suivante présente les méthodes les plus utilisées :

a) **L'approche géomorphologique** : cette approche s'appuie sur le principe que la formation et le développement des systèmes karstiques sont liés aux paramètres géographiques (climat, latitude) et morphologiques

Pour cela, deux théories principales ont été inspirées de cette approche :

➤ Les Anglo-saxons : (Davis,1930 in Garry ,2007) ont adopté un point de vue que la formation du karst est le résultat d'un processus d'érosion mécanique comme c'est le cas des réseaux hydrographiques.

➤ Les Français :(Corbel, 1957 in Garry ,2007) s'appuient sur une théorie climatique de la karstification et proposent une classification climatique des systèmes karstiques.

Ces deux approches sont actuellement remises en cause et restent très éloignées des objectifs des hydrogéologues.

b) **Approche Spéléologique** :

Cette école s'appuie sur des descriptions souterraines faites par les spéléologues au cours d'explorations des formations karstiques souterraines (cavernes et rivières souterraines). Cette approche ne permet d'étudier que les systèmes karstiques développés, dont la karstification est très avancée, et qui permettent l'observation visuelle. Elle ne donne pas d'informations hydrogéologiques au sens strict mais fournit seulement des renseignements sur la karstification, l'organisation du réseau de drainage, la forme et les dimensions du réseau de drainage karstique. (Marsaud, 1996)

c) **Finalement, l'approche hydrogéologique**, s'articule sur la relation entre les écoulements et le développement de la karstification, (Mangin,1975 ; Mangin, 1978 ; Marsaud,1996). Cette vision suit essentiellement deux méthodes :

➤ La méthode structurale : a été développée par les écoles Montpelliéraine et Neuchâteloise. Dans cette approche, l'aquifère karstique est assimilé à un réservoir composé de blocs fissurés et connecté par des conduits qui assurent le drainage de l'ensemble.

Le fonctionnement de l'aquifère est expliqué par les variations de perméabilité présentes entre les blocs capacitifs et les conduites de drainage. Par exemple en période de hautes eaux, le réseau de conduites alimente les blocs capacitifs ; le gradient hydraulique est donc plus élevé dans les conduites de drainage que dans les blocs capacitifs, tandis qu'en période de basses eaux, les blocs capacitifs approvisionnent les conduites de drainage et le sens de ruissellement s'inverse. Le développement de cette méthode s'explique par la continuité qu'elle suppose entre les milieux fissurés et les conduites karstiques, la transition entre les compartiments de l'aquifère se faisant par des modifications des paramètres hydrodynamiques (Marsaud,1996)(Fig. I.5)

Généralement, cette méthode s'articule sur la notion de « volume élémentaire homogène », qui consiste à attribuer à chaque volume la valeur moyenne des paramètres hydraulique (Fig. I.5.). Deux grandes difficultés apparaissent lors de l'application de cette approche en milieux karstiques :

- ✓ La Détermination des paramètres hydrauliques en tout point de l'aquifère en tenant compte de la forte hétérogénéité des aquifères karstiques.
- ✓ L'adaptation des lois d'hydrodynamiques aux écoulements turbulents caractéristiques des aquifères karstiques.

Les méthodes d'investigations utilisées dans cette approche sont des ajustements des lois physiques d'écoulements utilisées pour étudier les milieux fissurés (pompages d'essai, modélisation).

Néanmoins, il est rapidement devenu évident que cette vision était insuffisante pour aborder certaines particularités spécifiques observées dans la structure et le fonctionnement des aquifères karstiques.

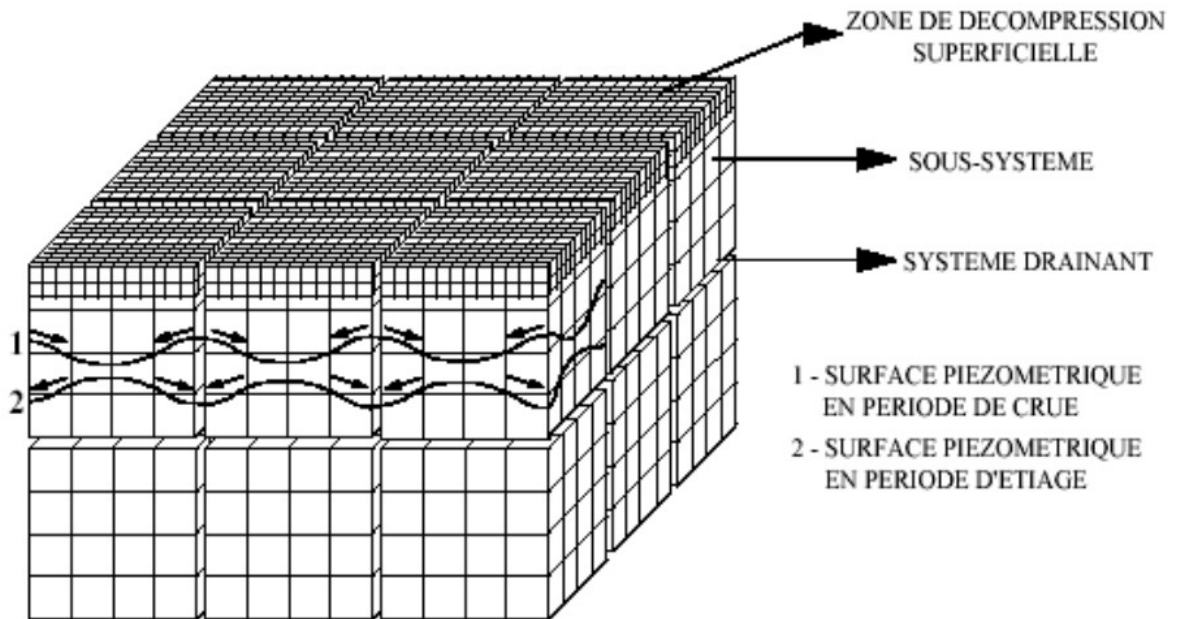


Fig. I.5. Schématisation d'un milieu karstique (Drogue ,1971)

➤ L'approche globale ou fonctionnelle : Cette approche a été développée au laboratoire Souterrain du centre national de recherche souterraine (Moulis). C'est une approche pluridisciplinaire dont le but est d'établir un modèle fonctionnel , ce dernier permet d'expliquer les résultats des expériences hydrodynamiques, hydrogéochimiques et isotopiques, par l'étude de la fonction de transfert du réservoir qui transforme le signal d'entrée (précipitation) en un signal de sortie, représentés ici par les séries chronologiques hydrodynamiques (débits des émergences, piézométrie), physico chimiques (température, conductivité) et hydro chimiques (les ions majeurs) des exutoires (les émergences, les puits). Cette fonction de transfert représente le fonctionnement du milieu karstique dans son ensemble.

Chapitre II : Caractéristiques physiques de la zone d'étude

II.1. Situation géographique :

Les monts de Tlemcen sont situés dans la partie nord occidentale de l'Algérie. Limités au nord par les plaines de Maghnia , Hennaya et de Sidi Bel Abbas ,au sud par les hautes plaines Oraïses , à l'est par les monts de Daïa et à l'ouest par Rhar Roubane .

Notre zone d'étude fait partie de la commune de Tellout, qui se situe dans la partie est-septentrional des Monts de Tlemcen, à environ 32 km à l'est de la ville de Tlemcen entre la latitude $0^{\circ} 46'$ à $1^{\circ} 2'$ et la longitude $34^{\circ} 32'$ à $34^{\circ} 58'$. Administrativement, elle occupe une superficie de 354 km^2 , limitée à l'ouest par les communes de Ouled Mimoun et Béni Semiel, au nord par la commune d'Ain Nehala et à l'est par la limite de la wilaya de Sidi Bel Abes (les communes de Béni Badis et Ras el Ma) (ONS,2022) (fig. II.1).

Cette zone est essentiellement formée de reliefs carbonatés qui constituent 74% de la superficie totale et occupent la partie ouest et sud-ouest (Djebel Taourera 893m, Djbel bou-amieur 1116m, Djbel bou-Acha 1061m), la partie Nord et est est constituée par des plaines marneuses d'âge mio-plio-quaternaire connues pour leur vocation agricole.

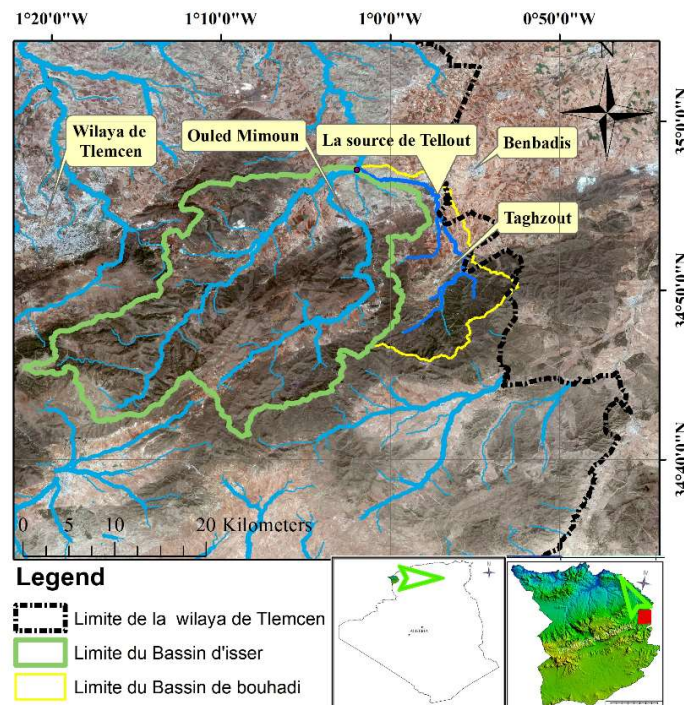


Fig. II.1. Localisation de la zone d'étude.

II.2. Contexte hydrologique :

L'étude hydro-morphométrique d'un bassin versant conduit à comprendre son comportement face aux stimulations pluvieuses, sa vulnérabilité vis-à-vis du danger hydrologique, le fonctionnement des hydro systèmes, ainsi elle conduit à une bonne gestion des ressources en eau. Dans cette partie, nous essaierons de déterminer les caractéristiques hydro-morpho métriques du bassin versant d'Oued Bouhaddi qui draine notre zone d'étude (Aïn Tellout), à l'aide des cartes disponibles et de modèle numérique de terrain (MNT).

La vallée de Bouhaddi draine, avec un régime temporaire, la partie extrême est du bassin versant de Tafna, plus précisément, elle constitue l'affluent droit de la vallée d'Isser, Prend sa naissance à 09 Km au sud de la source d'Aïn Telout à 950 m d'altitude, où elle suit la trajectoire de la faille d'Aïn Tellout en direction S-N puis change de direction vers le NW avant de se jeter sur Oued Isser .

L'étude hydro morphologique a été réalisée par l'exploitation sous le logiciel Arcgis des images MNT de haute résolution (12.5*12.5m) du satellite ALOS (The Advanced Land Observing Satellite) et de la carte géologique de Lamoricière au 1/50.000 (1948) (voir l'annexe 01). Les opérations effectuées par cette technique ont été: le calcul des caractéristiques morpho métriques, l'extraction du réseau hydrographique et la création des cartes thématiques.

II.2.1. Les caractéristiques physiques du bassin versant de la vallée de Bouhaddi :

II.2.1.1. Caractéristiques géométriques :

L'orientation du réseau hydrographique des monts de Tlemcen est liée majoritairement à l'évolution des phénomènes structuraux qui ont affectés la région au cours des temps géologiques. Le chevelu hydrographique a été guidé presque par des accidents importants qui ont affectés les formations carbonatées du Jurassique et se modifie avec l'évolution de la tectonique (Bouanani,2005).

Le bassin versant de la vallée de Bouhaddi s'est développé sur et autour de la faille de Tellout, qui a influencé la forme allongée de ce bassin (KG=1,9), ainsi que la formation et la hiérarchisation du chevelu hydrographique .Il est Caractérisé par une forme triangulaire d'orientation sud-nord avec un seul exutoire dirigé vers le nord .Sa superficie est de l'ordre de

Chapitre II : Caractéristiques physiques de la zone d'étude

135 Km² (soit 12% du bassin versant d'Oued Isser) avec une altitude maximale de 1550 m et une longueur du cours d'eau principale de 23.8 km (Tableau II.2.1, fig..II.2.1).

Du point de vue lithologique, ce bassin est composé principalement de deux zones distinctes : Une zone montagneuse à fort pendage au sud, constituée essentiellement de formations carbonatées d'âge Jurassique, et une zone de collines à faibles pentes au Nord formées essentiellement de formations marneuses d'âge moi-plio-quaternaire.

Tableau II.2.1. Caractéristiques de forme du bassin versant de la vallée de Bouhaddi estimées par le modèle numérique de terrain.

. Superficie [Km ²]	Périmètre [Km]	Coefficient de gravellus KG	Rectangle équivalent	
			Longueur [Km]	Largeur [Km]
135	79.8	1.9	36.1	3.7

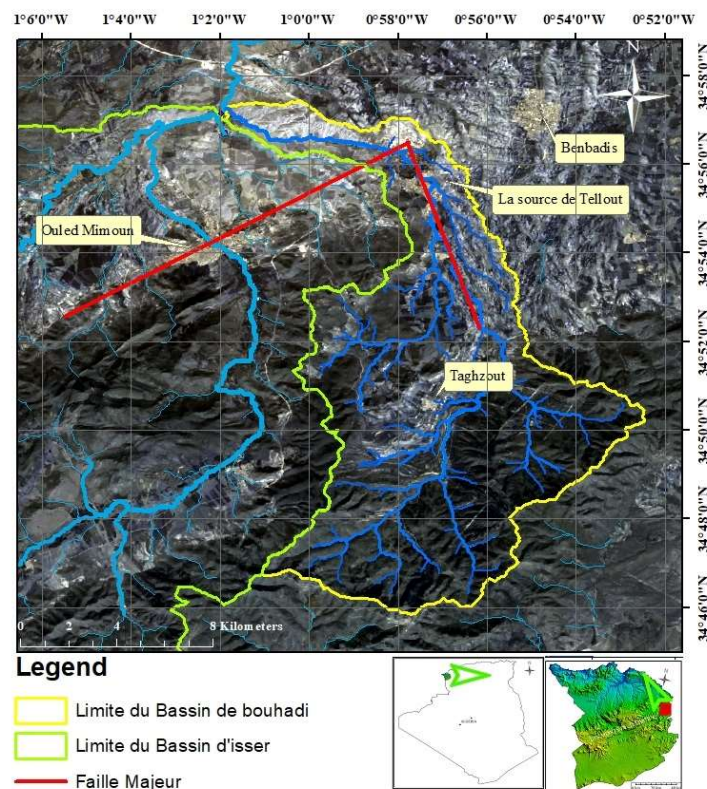


Fig. II.2.1. Situation géographique du bassin versant de la vallée de Bouhaddi .

II.2.1.2. Étude de relief :

Le relief est un facteur essentiel qui contrôle le comportement hydrologique des bassins versant. Il détermine en grande partie l'aptitude des terrains au ruissellement, à l'infiltration et à l'évapotranspiration.

II.2.1.2.1. Répartition altimétrique du bassin versant :

En hydrologie, le relief est souvent caractérisé par la courbe hypsométrique, qui représente la surface ou le pourcentage de surface cumulée du bassin en fonction de l'altitude de ce dernier. Grâce à cette courbe, on peut calculer l'altitude moyenne, l'altitude médiane et l'altitude la plus fréquente, comme il est démontré ci-après.

La courbe hypsométrique de notre bassin versant a été réalisée avec une amplitude de classe de 128 m et des surfaces relatives calculées en km². Cette courbe montre une pente relativement stable avec une forte concavité vers les basses altitudes (Fig. II.2.2 et Tableau II.2.2).

La carte hypsométrique (fig. II.2.3) montre que notre bassin versant est formé par un relief étagé d'orientation S-N. La zone de haute altitude se trouve au sud du bassin tandis que la zone de basse altitude se trouve au Nord. 80.3 % de la superficie du bassin est située entre 781m à 1293m d'altitude, tandis que 9.6 % seulement constitue la superficie des sommets qui dépassent 1300 m. le passage rapide entre l'altitude 525m à 781m constitue 10.1 % de la superficie du bassin, ce qui reflète une forte pente à ce niveau.

Tableau II.2.2. Répartition hypsométrique du bassin versant de la vallée de Bouhaddi

Tranche d'altitude [m]	Centre de classe Ai [m]	Surfaces Partielles Si [Km ²]	% Surfaces Partielles Si/St	Surfaces Partielles Cumulées Σ Si [Km ²]	% Surfaces Partielles Cumulées Σ Si/St
525-653	606.5	6.6	4.92	135.00	100.00
653-781	713.6	7.1	5.26	128.40	95.11
781-909	851.2	27	19.89	121.30	89.85
909-1037	976.9	33	24.43	94.30	69.85
1037-1165	1098.2	25.6	19	61.30	45.41
1165-1293	1226.3	22.7	16.87	35.70	26.44
1293-1421	1344.6	11.2	8.29	13.00	9.63
1421-1550	1453.4	1.8	1.33	1.80	1.33

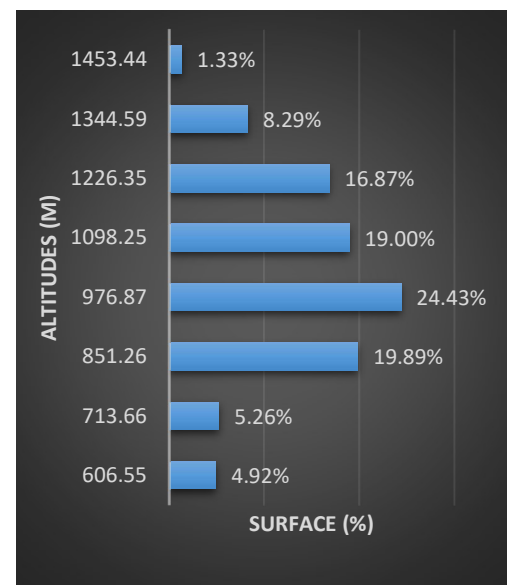
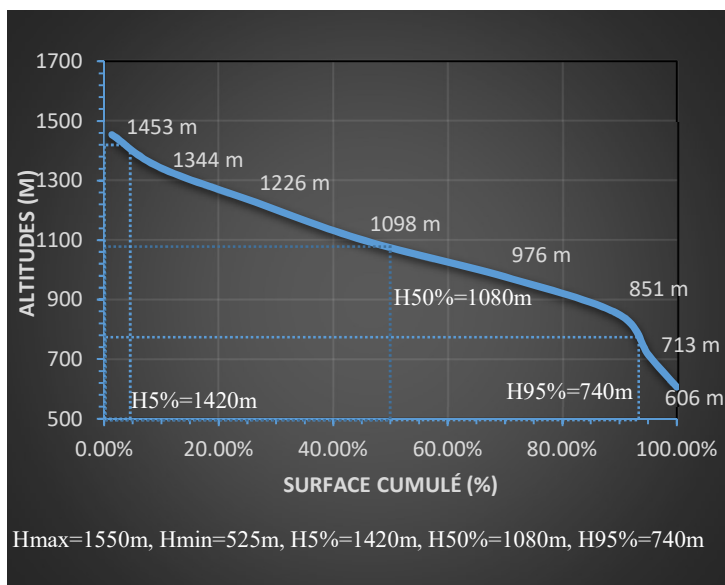


Fig. II.2.2. Courbe hypsométrique et diagramme des fréquences altimétriques du bassin versant de la vallée de Bouhaddi.

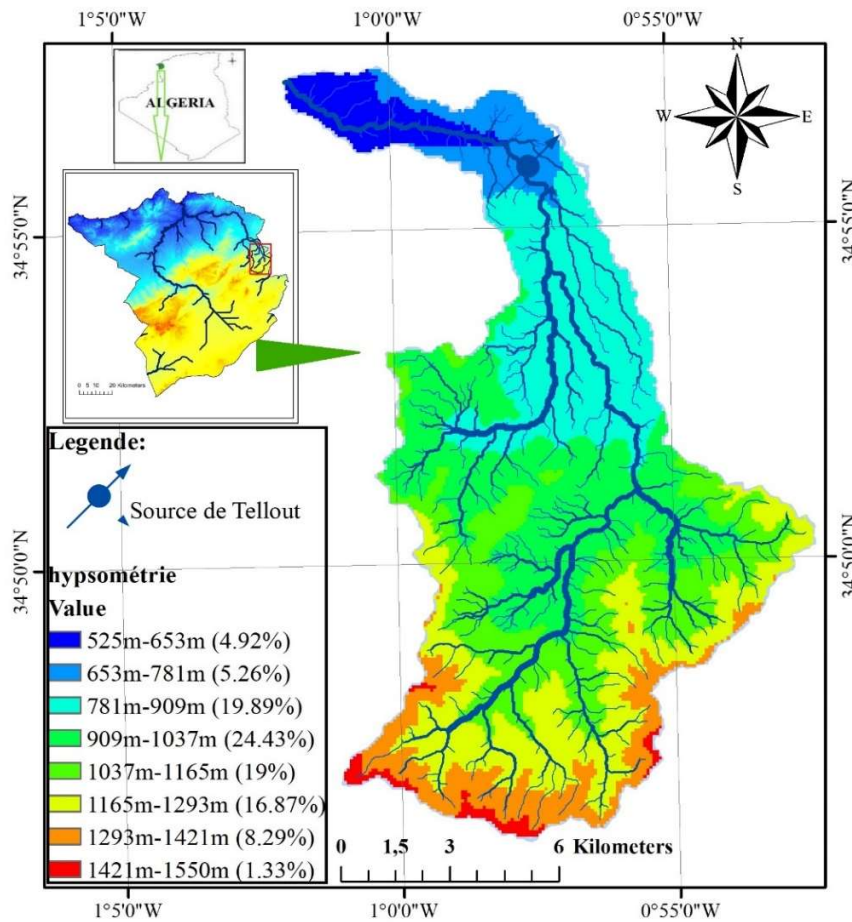


Fig. II.2.3. Carte hypsométrique du bassin versant de la vallée de Bouhaddi.

Altitude maximale : représente l'altitude la plus élevée du bassin versant: $H_{max} = 1550$ m.

Altitude minimale : correspond à l'altitude la plus basse du bassin versant: $H_{min} = 525$ m.

Altitude la plus fréquente : c'est la valeur maximale du diagramme des fréquences altimétriques $H_{fréq} = 976.87$ m .

Altitude médiane : c'est l'altitude de 50% de la surface cumulée du bassin obtenue par la courbe hypsométrique $H_{med} = 1080$ m.

Altitude moyenne : c'est la somme des altitudes moyennes multipliée par les surfaces élémentaires correspondantes divisée par la surface totale du bassin versant (équation II.1).

$$H_{moy} = \frac{\sum(A_i * H_i)}{A} = 1021.8 \text{ m} \quad (\text{II.1})$$

Avec : H_i : L'altitude moyenne de la classe i en m.

A_i : Surface de la classe en Km^2 .

A : Surface totale du bassin versant (135 Km^2).

Nous constatons que l'altitude moyenne ($H_{moy}=1021,8 \text{ m}$) estimée par le traitement du MNT est cohérente avec l'étude isotopique d'Azzaz (2008) sur les aires de recharge de ce système, cette dernière a démontré que l'altitude de recharge de ce système est d'environ 1008 m, cette étude a été effectuée sur la base des données isotopiques de deux campagnes réalisées en avril 1990 et avril 1991 par le Centre de Recherche Nucléaire d'Alger. (Tableau II.2.3)

Tableau II.2.3. Altitude moyenne des aires de recharge de la source d'Aïn Telout à l'aide du gradient isotopique (Azzaz ,2008).

Système	$\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$	Altitude de la source (m)	Altitude de Recharge estimé par Gradient $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}/\text{alt (m)}$
Ain Tellout	-7,17	728	1008

II.2.1.2.2. L'indice de pente globale (I_g):

La pente est une caractéristique importante qui renseigne sur l'inclinaison du bassin versant, et donne une idée sur la capacité des terrains au ruissellement. L'indice de pente globale présente l'avantage d'être très simple et facile à calculer. Son calcul peut être fait grâce au rapport entre le dénivelé ($H5\% - H95\%$) et la longueur du rectangle équivalent (équation II.2) :

$$I_g = \frac{(H5\% - H95\%)}{L} = 0.019 \quad (\text{II.2})$$

Avec I_g : indice de pente globale de Roche.

L : longueur du rectangle équivalent [m]= $36.1 \times 10^3 \text{ m}$,

H5% : l'altitude à 5% dans la courbe hypsométrique (1420 m) .

H95% : l'altitude à 95% dans la courbe hypsométrique (740 m).

Tableau II.2.4. Classification du relief selon l'Office de Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer (ORSTOM).

Relief très faible	$I_g < 0,002$
Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$
Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
Relief fort	$0,05 < I_g < 0,1$
Relief très fort	$0,1 < I_g$

Selon la classification d'ORSTOM (Tableau II.2.4), on constate que ce bassin se range dans la classe des reliefs modérés.

II.2.1.2.3. L'indice de pente moyenne :

Cet indice se calcule à partir du rectangle équivalent. Il est égal à la différence entre l'altitude maximale et minimale du bassin versant divisée par la longueur du rectangle équivalent (équation II.3).

$$I_{pm} = \frac{(H_{max} - H_{min})}{L} = 2,7\% \quad (II.3)$$

Avec I_{pm} : indice de pente moyenne [%].

H_{max} et H_{min} : représentent respectivement l'altitude maximale et minimale du bassin versant [m].

L : longueur du rectangle équivalent [m],

II.2.2. L'étude du réseau hydrographique :

Le réseau hydrographique est l'ensemble des chenaux d'eau, permanents ou temporaires, qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du bassin versant. On peut caractériser le réseau hydrographique par trois éléments : sa hiérarchisation, son développement (nombre et longueurs des cours d'eau...) et son profil en long.

II.2.2.1. La hiérarchisation du réseau hydrographique : la méthode de Strahler (Strahler 1964) a été appliquée dans ce travail. Cette classification permet de caractériser clairement la ramification du réseau hydrographique d'un bassin versant. Elle s'articule sur les principes suivants :

- Tout cours d'eau dépourvu d'affluents est d'ordre 1.
- À la rencontre de deux cours d'eau de même ordre n , le cours d'eau résultant est d'ordre $(n + 1)$.
- Le cours d'eau formé par la rencontre de deux cours d'eau d'ordres différents prend l'ordre du plus élevé des deux.

La forme et la ramification d'un réseau hydrographique sont contrôlées par quatre facteurs qui sont :

- La géologie (plissement, lithologie, faille ...),
- Le Climat (humidité, précipitations ...),
- La Pente des terrains,
- L'activité humaine.

D'une manière générale, Le bassin versant de la vallée de Bouhaddi présente un cours d'eau principal de cinquième ordre de longueur de 23.8 km, avec un chevelu hydrographique dense de 453 cours d'eau, dont 339 sont de premier ordre, 86 de deuxième ordre, 23 de troisième ordre, 04 de quatrième ordre et un seul de cinquième ordre (Tableau. II.2.6). La fig. II.2.4 permet d'estimer l'organisation du réseau hydrographique du bassin versant de la vallée de Bouhaddi.

Tableau II.2.6. Classification du réseau hydrographique du bassin versant de la vallée de Bouhaddi estimé par MNT.

L'ordre de cours d'eau	Nombre	Longueur Total (km)	Longueur/ Nombre
01	339	170	0.5
02	86	71	0.82
03	23	33.7	1.46
04	04	20.73	5.18
05	01	23.8	22.75
Total	453	319.4	6.14

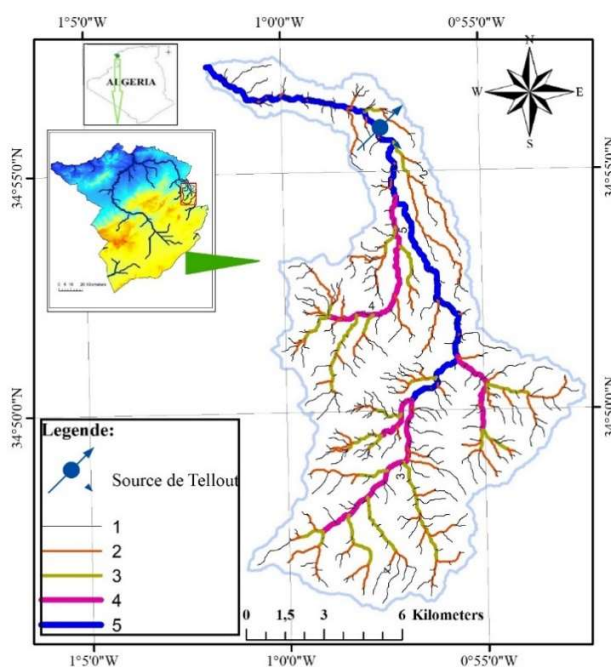


Fig. II.2.4. Classification du chevelu hydrographique du bassin versant de la vallée de Bouhaddi.

II.2.2.2. Profil en long du cours d'eau principal :

Le profil en long d'un cours d'eau est une représentation graphique des variations d'altitude du fond du cours d'eau (en ordonnées) en fonction de la distance par rapport à l'exutoire (en abscisses) .il sert à estimer la pente moyenne des cours d'eau, cette dernière jouant un rôle essentiel sur la vitesse de ruissellement (le temps de concentration) et le taux d'infiltration des précipitations. Puisqu'une forte pente facilite et accélère le ruissellement de surface, tandis qu'une pente douce favorise l'infiltration de l'eau.

Le cours d'eau principal de la vallée de Bouhaddi est d'une longueur de 23.8 km délimité entre 525 m et 950 m d'altitude. Le profil présente une pente légèrement stable de 1.85% en moyenne avec une pente relativement forte de l'ordre de 27 % en aval du bassin, ce changement brutal est en relation avec un accident tectonique qui se situe au piémont nord des monts de cette région, par lequel les formations carbonatées du Jurassique plongent rapidement sous les marnes de miocène (fig II.2.5).Le tableau II.2.7 résume les caractéristiques physiques du bassin versant de la vallée de Bouhaddi estimés par l'exploitation du MNT .



Fig. II.2.5. Profil en long de la vallée de Bouhaddi.

Tableau II.2.7. Caractéristiques hydro morphologiques du bassin versant de la vallée de Bouhaddi estimées par MNT.

Paramètre	Symboles	Unités	Valeurs	
Morphologie du bassin Versant				
Superficie	A	Km ²	135.02	
Périmètre	P	Km	79.8	
Coefficient de Gravius	KG	-	1.92	
Le rectangle équivalent	Longueur du bassin versant	L	Km	36.1
	Largeur du bassin versant	B	Km	3.745
Relief				
Altitude Maximal	Hmax	m	1550	
Altitude Minimal	Hmin	m	525	
Altitude médian	Hmed	m	1080	
Altitude le plus fréquent	Hfréq	m	976.87	
Altitude moyen	Hmoy	m	1021.8	
Hauteur H5%	H5%	m	1480	
Hauteur H95%	H95%	m	725	
L'indice de Pente globale	Ig	-	0.019	
L'indice de pente moyenne	Ipm	%	2.77	
Réseau hydrographique				
La pente moyenne du talweg principal	Pmoy	%	1.85	
La densité de drainage	Dd	Km/Km ²	2.36	
La Fréquence des cours d'eau	Fs	Km ⁻²	3.35	
Fréquence des thalwegs d'ordre 1	F1	Km ⁻²	2.5	
Coefficient de torrentialité	Ct	Km ⁻²	5.9	
Temps de concentration (estimé par la formule de Giandotti)	Tc	Heurs	4.6	

II.2.3. Conclusion :

Le bassin versant de la vallée de Bouhaddi a été étudié à l'aide de la cartographie disponible et les techniques de télédétection. Les résultats obtenus ont montré que ce bassin s'est développé sur et autour de la faille de Tellout, ce qui explique sa forme allongée.

Le cours d'eau principal est de cinquième ordre qui s'étend sur 23 km, il prend sa naissance à 09 km au sud d'Aïn Telout où il suit la trajectoire de la faille de Tellout en direction sud-nord, puis change de direction vers le nord-ouest avant de se jeter dans l'Oued Isser.

Ce bassin versant s'étale sur une superficie de 135 km² avec un périmètre de 79.8 Km, Il est caractérisé par un relief modéré ($i_g=0.019$) et une forme allongée ($KG = 1,9$) avec un exutoire dirigé vers le nord. Les dimensions du rectangle équivalent (longueur, $L = 36.1$ km, largeur, $l = 3.74$ km) montrent que la longueur de ce bassin est presque dix fois plus grande que la largeur.

Les altitudes topographiques comprises entre 525 m et 1550 m avec une moyenne de 1021.8 m, une altitude la plus fréquente de 976.89 m et une pente moyenne du bassin versant de 2,77 %.

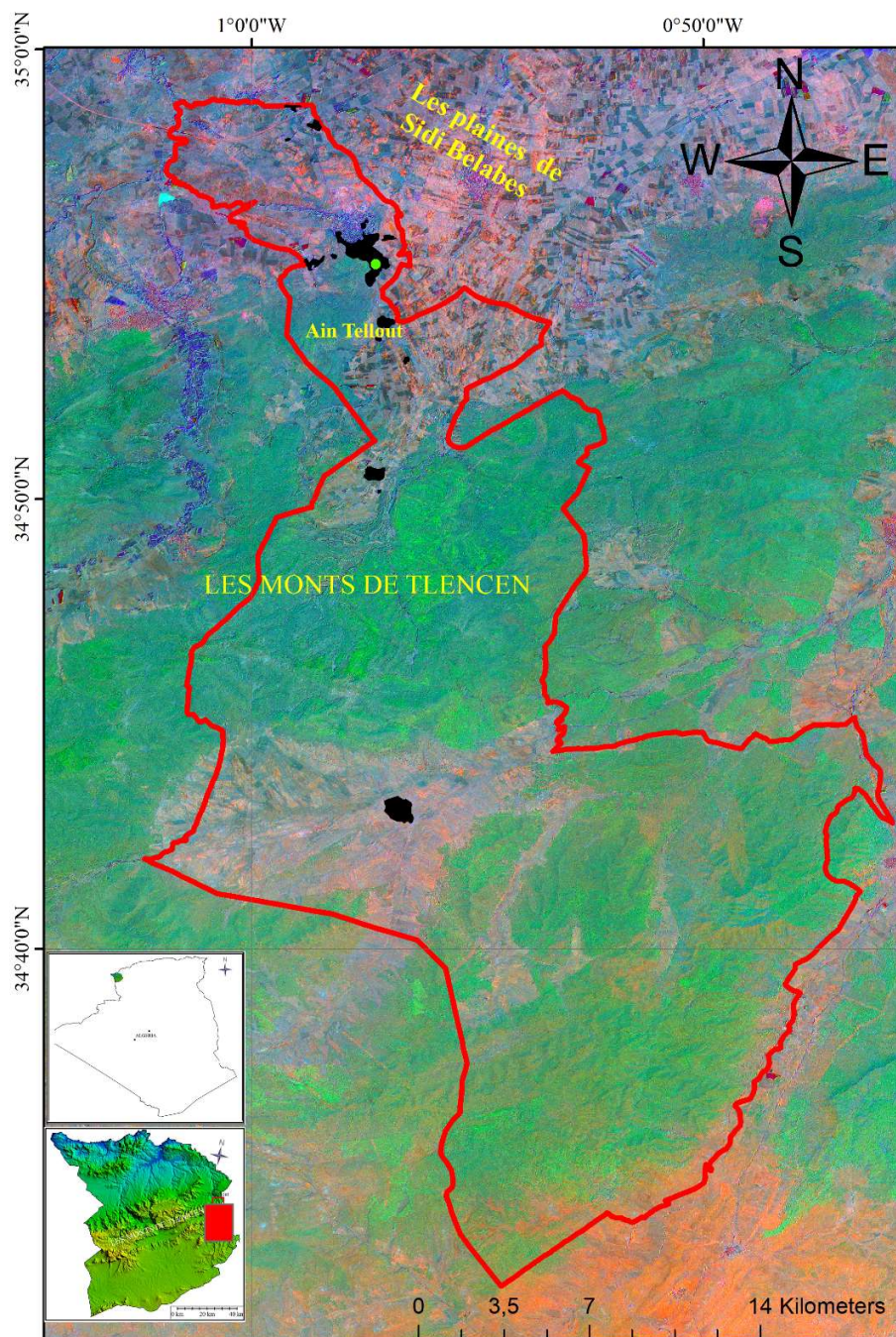
II.3. Occupation du sol :

La commune d'Aïn Tellout est peu urbanisée, seulement 0,92 % de la superficie totale est occupée par des agglomérations. L'agriculture occupe une superficie de 15 065 Ha soit 42,5 % de la superficie totale de la commune. On y trouve principalement des cultures annuelles, qui représentent 86% de la surface agricole utilisable (céréales, fourrages et maraîchages), tandis que les cultures pérennes ne représentent que 4,3 % (arboriculture). Le reste de la superficie est constituée de terres improductives et forestières qui représentent 57,4 % de la superficie totale de la commune (tableau II.3, fig. II.3) (La DSA de Tlemcen,2023).

Les espèces forestières trouvées dans la zone d'étude sont diverses, On y trouve également de la végétation arbustive, herbacée et arborée, notamment : le genévrier oxycèdre, le chêne vert, le chêne liège, le chêne kermès et le pin d'Alep.

Tableau II.3. Occupation du sol sur le territoire de la commune d'Aïn Tellout (DSA de Tlemcen,2023).

Type de sol	Superficie
Superficie totale de la commune de Tellout	35 400 Ha
Superficie totale Agricole	15 065 Ha
Superficie totale Agricole utilisable	13 868 Ha
Superficie des Terres forestières et improductives	20 335 Ha
Zones steppiques	17 028 Ha



■ : les zones forestières. ■ : les zones urbanisées. ■ : les zones agricoles.

Fig. II.3. L'occupation du sol de la commune d'Aïn Tellout (l'ACP 156 de l'image optique Sentinelle 2).

II.4. Contexte climatique :




II.4.1. Introduction :

Le climat est un ensemble de phénomènes météorologiques qui comprennent principalement les précipitations, la température et le vent. L'étude de ces paramètres est fondamentale pour l'estimation des réserves d'eau superficielles et profondes, ainsi que pour la compréhension du fonctionnement des systèmes hydrogéologiques, soit par approche hydrodynamique (pluies-débits) ou hydro chimique (l'étude des marqueurs).

D'après Seltzer (1946) , l'Algérie est soumise à un climat méditerranéen caractérisé par une période pluvieuse allant en moyenne de septembre à mai ,qui fournit l'essentiel de la lame d'eau précipitée , et un été sec et chaud .La chaîne de l'Atlas Tellien joue le rôle d'une barrière qui provoque la condensation et la précipitation d'une partie de la vapeur d'eau qui provient de la mer Méditerranée .

De plus, Meddi (2013) a montré que les moyennes pluviométriques annuelles en Algérie atteignent 400 mm à l'ouest, 700 mm au centre et 1000 mm à l'est pour le littoral. Tandis que pour les chaînes de l'Atlas Tellien, la pluviométrie moyenne varie de 800 à 1600 mm sur les sommets orientaux, 700 à 1000 mm au centre et 600 mm à l'ouest. Alors que dans les plaines de l'Atlas Tellien, les précipitations varient entre 500 mm à l'ouest, 450 mm au centre et 700 mm à l'est. En revanche, l'Atlas Saharien est caractérisé par un climat très chaud et sec en été et doux en hiver avec des précipitations plus faibles par rapport au nord en raison de son éloignement de la mer, Ces moyennes pluviométriques ont été calculées sur la base de 218 stations réparties sur le territoire national avec une période d'observation qui s'étend de 1968 à 1998.

D'après les travaux de Seltzer (1946) et de Meddi (2013), on constate que la répartition des précipitations en Algérie obéit à trois facteurs principaux :

-  Elles augmentent avec l'altitude, mais sont plus élevées sur les versants exposés aux vents humides que sur les versants sous le vent.
-  Elles augmentent de l'Ouest à l'Est.
-  Elles diminuent à mesure que l'on s'éloigne du littoral.

La fig. II.4.1 représente la carte de répartition spatiale de la pluviométrie moyenne dans le bassin versant de Tafna qui fait partie de l'extrême ouest Algérien. Cette carte montre une augmentation de la pluviométrie de l'ouest à l'est ainsi que l'effet de l'altitude sur la pluviométrie.

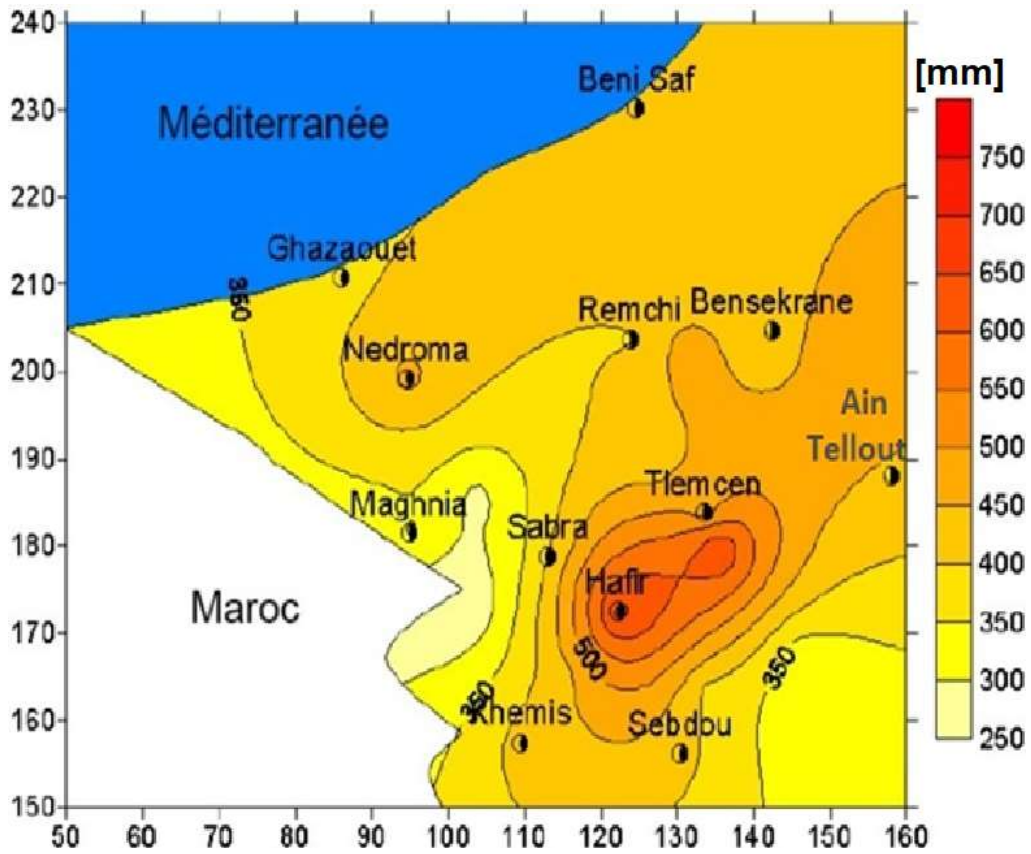


Fig. II.4.1 : Carte des isohyètes établie par Dakiche 2004 .

II.4.2. Etude de la pluviométrie :

La région d'étude fait partie des monts de Tlemcen, Son climat est de type méditerranéen semi-aride, caractérisé par deux saisons nettement séparées : des hivers doux et pluvieux et des étés secs et chauds.

Afin de bien cerner la distribution spatiale des précipitations et le bilan hydrique de notre système, Nous avons exploité les données (précipitations, températures) de quatre stations météorologiques (Mefrouche, Beni Bahdel, Sidi Abdelli, Oued Chouly « pont RN7 ») qui s'étalent sur une période continue de 25 ans (1989-2014). La station d'Oued Chouly « pont RN7 » a été choisie comme station représentative en raison de sa proximité et de son altitude proche de la zone d'étude, tandis que les données des autres stations ont servi pour valider la fiabilité des données exploitées. Le tableau II.4.1 et la fig. II.4.1 présentent les positions géographiques des stations utilisées dans ce travail.

Tableau II.4.1. Les stations du réseau climatique retenues

Station	X	Y	Altitude
Oued Chouly "pont RN7"	-1.08	34.52	732
Mefrouch	-1.29	34.84	1110
Beni Bahdel	-1.5	34.7	660
Sidi Abdelli	-1.1	35.09	369

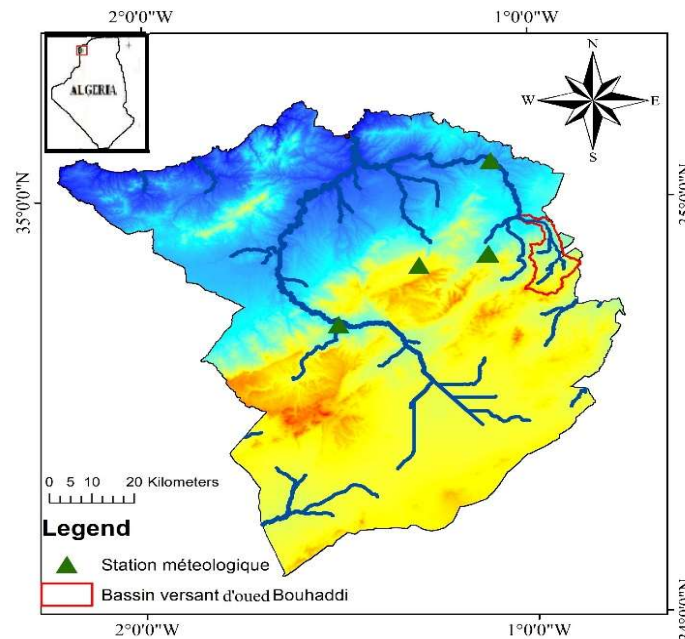


Fig. II.4.1. La situation géographique des stations climatiques retenues.

II.4.2.1. Le contrôle de la fiabilité des données de la station d'Oued Chouly « pont RN7 » :

Pour contrôler la fiabilité et vérifier l'homogénéité des données pluviométriques de la station d'Oued Chouly, nous avons utilisé le test de double cumul qui est très connu en statistiques

II.4.2.1.1. Le test de double cumul :

Le test de double cumus permet d'identifier les ruptures dans l'homogénéité des chroniques climatiques, et de déterminer d'une manière graphique et visuelle la liaison entre les données de deux stations météoriques testées.

II.4.2.1.1.1. Principe :

Le principe de base de cette méthode consiste à examiner la proportionnalité des valeurs mesurées de deux stations. L'une des stations est la station de référence, supposée fiable, et l'autre station est la station à examiner. La vérification de l'homogénéité s'effectue au pas de temps choisi (année, saison, mois, décade) avec les valeurs cumulées et non avec les valeurs observées.

La courbe de double cumul obtenue par cette méthode représente en abscisses les totaux cumulés (annuels ou mensuels) de la station de base, et en ordonnées les totaux cumulés (annuels ou mensuels) de la station à vérifier.

La lecture des résultats se fait comme suit : si les points sont distribués de façon linéaire, on conclut que la série est homogène, au contraire s'il apparaît une ou plusieurs cassures dans la distribution des points, la série n'est pas homogène.

II.4.2.1.1.2. Application et résultats :

L'application de la méthode de double cumul entre les données des stations citées précédemment comme données de référence et les données de la station d'Oued Chouly « pont RN7 » comme données à vérifier, a montré un parfait alignement des points d'observation pour toutes les stations (fig. II.4.3) Donc nos données sont homogènes et ne présentent pas d'anomalies notables. Par conséquent, nous retiendrons les données de la station d'Oued Chouly « pont RN7 » pour l'étude climatique et le calcul du bilan hydrique.

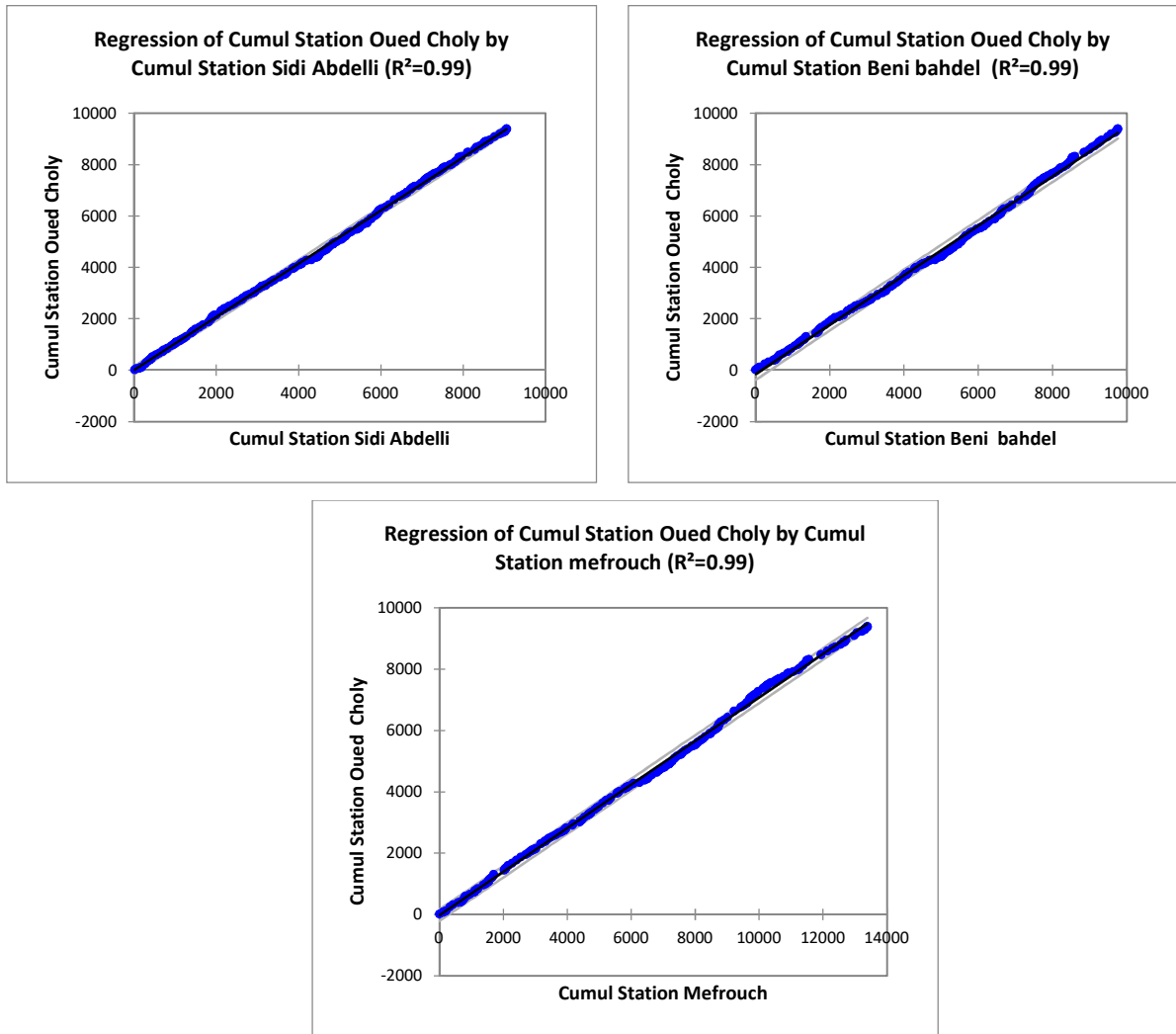


Fig. II.4.2. Le test de double-cumul des pluies mensuelles entre les données des stations disponibles et les données de la station d'Oued Chouly sur la période 1989-2014.

II.4.2.2. Précipitations annuelles:

Afin de caractériser la pluviométrie annuelle, nous avons utilisé l'écart à la moyenne pluviométrique qui représente la valeur excédentaire ou déficitaire des précipitations de l'année à examiner par rapport à la moyenne interannuelle.

Cet écart est calculé par la formule suivante (équation II.4):

$$E \text{ [mm]} = P_i - P_m \quad (\text{II.4})$$

Avec:

E : écart à la moyenne.

P_m : la pluviométrie moyenne interannuelle.

P_i : total de l'année considérée.

La figure ci-dessous (Fig. II.4.4) visualise les écarts à la moyenne pluviométrique à l'échelle annuelle sur 25 ans (1989 à 2014), calculés à partir des données de la station d'Oued Chouly, qui est considérée représentative du bassin d'alimentation d'Aïn Tellout . La pluviométrie annuelle de la période étudiée varie entre 276 mm à 701 mm avec une moyenne interannuelle de 407.9 mm, et un écart-type de 111.6 mm (tableau II.4.3).

De plus, nous constatons aussi une forte irrégularité interannuelle des précipitations (Fig. II.4.4). Ceci participe à l'aridité du climat et complique la gestion des ressources en eau (Dakiche, 2004 in Azzaz,2008). Cette fluctuation est caractérisée par un coefficient de variation relativement moyen de 27%. La période 1989-2008 correspond à une période déficitaire, avec seulement trois années excédentaires (1990-1991,1995-1996,2003-2004) et deux années très proche de la moyenne (2000-2002). Ensuite, la période 2008-2014 correspond à des années globalement excédentaires, puisque la moyenne des écarts enregistrés sur ces sept ans est de + 120 mm , malgré une années déficitaires en 2010-2011.

Tableau II.4.2. Statistique descriptive des moyennes pluviométriques annuelles de la zone d'étude sur la période 1989-2014 (données de la station d'Oued Chouly).

	N°.d'observations	Minimum [mm]	Maximum [mm]	Median [mm]	Moyenne [mm]	Ecart type [mm]	Coefficient de variation [%]
Station d'oued chouly	25	276.3	701.1	385	407.9	111.6	27

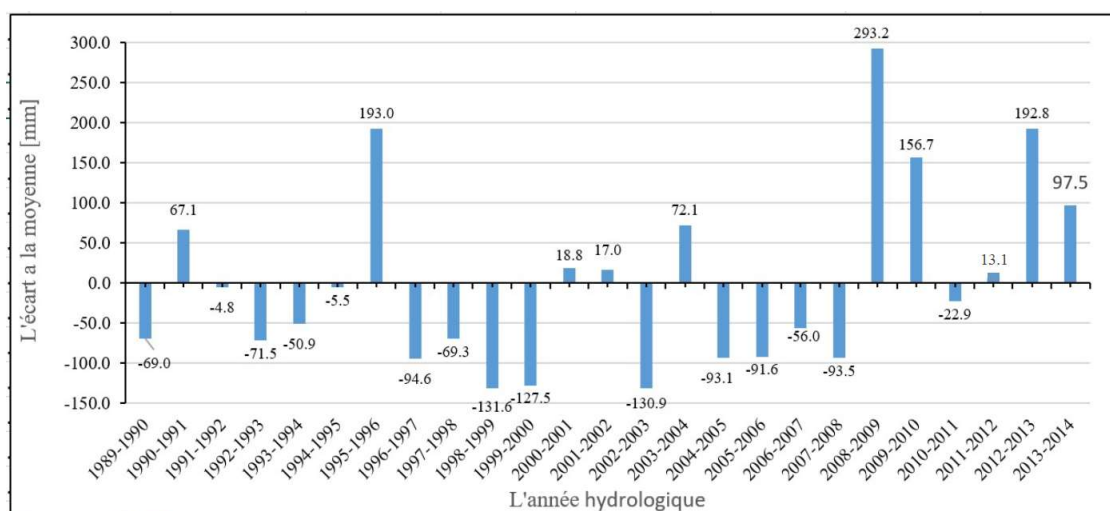


Fig. II.4.4. Evolution chronologique des écarts pluviométriques moyens annuels de la zone d'étude durant la période 1989-2014 (données de la station d'Oued Chouly).

II.4.2.3. Précipitations mensuelles et régimes saisonniers :

Les valeurs mensuelles pluviométriques reflètent la distribution des précipitations à l'échelle annuelle. L'étude de variation inter mensuelle et inter saisonnière des précipitations est essentielle pour comprendre le comportement des systèmes hydrologique et hydrogéologique.

Afin d'étudier les variations de la pluviosité au cours des cycles hydrologiques, nous avons reporté les coefficients pluviométriques mensuels sur la figure II.4.5. Ce coefficient représente le rapport entre la moyenne pluviométrique mensuelles du mois considéré et la moyenne pluviométrique mensuelle de la période d'étude.

La figure II.4.5 montre les variations mensuelles de la distribution des précipitations à l'échelle annuelle sur la période étudiée et permet de distinguer deux périodes distinctes qui caractérisent le régime méditerranéen:

Chapitre II : Caractéristiques physiques de la zone d'étude

☀ Une période sèche, qui s'étend de juin à septembre, qui se caractérise par un déficit pluviométrique marqué et correspond à la saison d'été. En effet, la moyenne pluviométrique de cette période est de 10,6 mm, soit de l'ordre de -68,7 % de déficit par rapport à la moyenne mensuelle. Les mois les plus secs de cette période sont juillet et août.

☁ Une période humide qui s'étend sur le reste de l'année, caractérisée par une succession des mois humides et des mois relativement secs. La moyenne pluviométrique de cette période est de 45,4 mm, soit un excédent de l'ordre de +33,5 % par rapport à la moyenne mensuelle. Les mois les plus pluvieux de cette période se situent généralement entre novembre et janvier. (Tableau II.4.4)

Sur l'échelle saisonnière, la pluviométrie de la zone d'étude se partage (fig II.4.6) comme suit :

La part importante de la pluviométrie annuelle a lieu en hiver avec 37,6% de la lame d'eau annuelle (soit 153,4 mm), suivie par le printemps avec une proportion de l'ordre de 30,9 % (soit 125,9 mm), tandis que l'automne prend 27,3 % (soit 111,5 mm) de la lame d'eau annuelle. L'été correspond à la saison la plus sèche qui enregistre seulement 4,2% (soit 17,1 mm) de la lame moyenne annuelle.

Tableau II.4.3. Statistique descriptive des moyennes pluviométriques mensuelles de la zone d'étude sur la période 1989-2014 (données de la station d'Oued Chouly).

	Minimum	Maximum	Median	Moyenne	Ecart type	coefficient de variation %
Station d'Oued Chouly	3.1	55.1	38.0	34.0	18.6	54.0

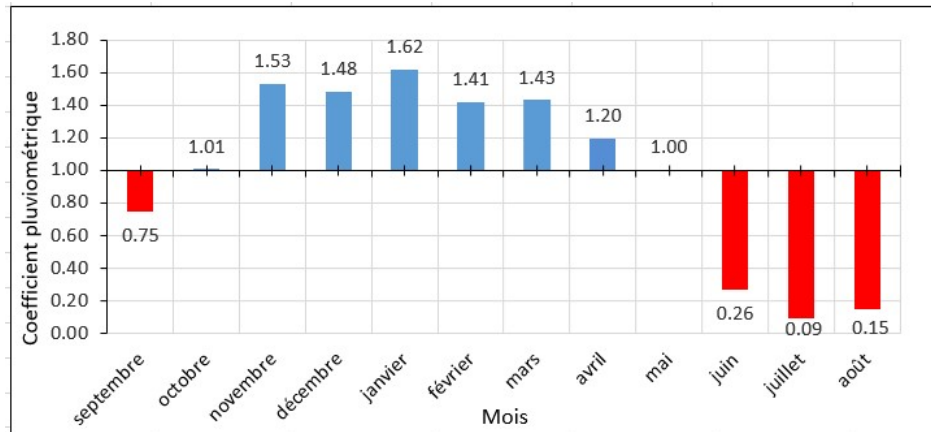
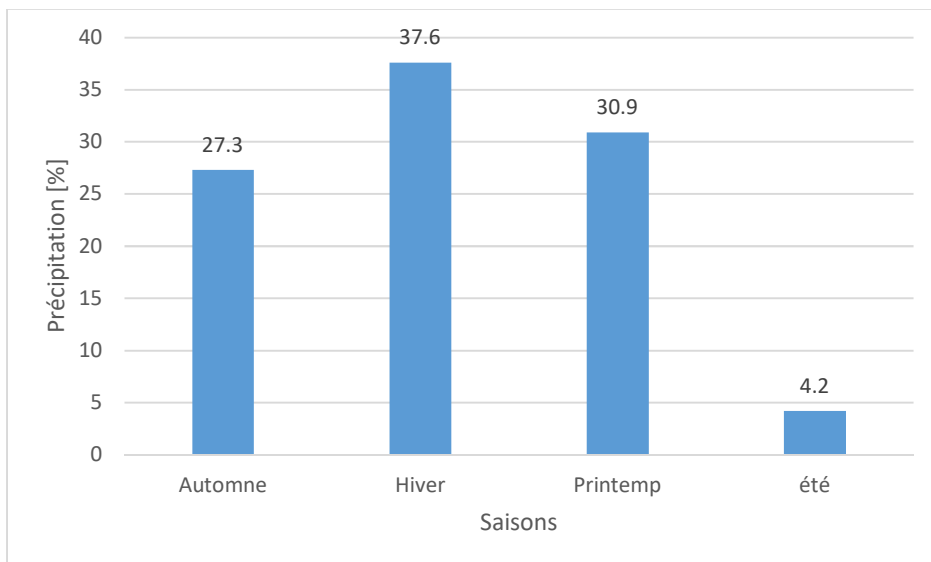


Fig. II.4.5. Evolution du coefficient pluviométrique mensuel de la zone d'étude durant la période 1989-2014 (données de la station d'Oued Chouly).



La fig. II.4.6. La répartition saisonnière des précipitations dans le bassin versant d'Oued Bouhaddi durant la période 1989-2014 (données de la station d'Oued Chouly).

II.4.3. La température :

La température est un facteur déterminant pour la définition du climat et pour estimer le bilan hydrologique d'une région.

Le tableau II.4.5 et la figure II.4.7 présentent les températures mensuelles fournies par la station d'Oued Chouly durant la période (1989-2014). On constate que la température moyenne interannuelle est de 17 °c. l'évolution mensuelle des températures sur l'échelle annuelle est divisée en deux périodes distinctes :

Une période froide qui s'étend de novembre à Avril où les températures minimales moyennes ne dépassent pas 10 °c. Janvier constitue le mois le plus froid avec une moyenne minimale de 3°c.

Une période chaude qui s'étend sur le reste de l'année avec une moyenne de 28 °c et un maximum en juillet et août.

Tableau II.4.4. Les Valeurs des températures mensuelles moyennes, maximales et minimales de la région d'étude durant la période (1989-2014) selon les données de la station d'Oued Chouly.

Mois	Sept	Oct.	Nov.	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	T° interannuelle
Tmax	29	24	17	13	13	14	17	21	24	29	35	35	23
Tmin	17	13	08	04	03	03	06	08	13	17	21	21	11
Tmoy	23	19	12	09	08	09	11	15	18	23	28	28	17

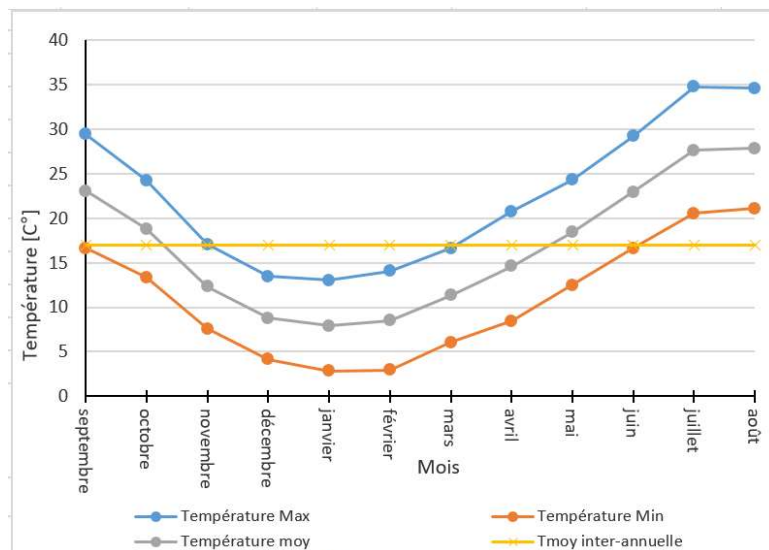


Fig. II.4.7. Variation des températures mensuelles moyennes, maximales et minimales de la zone d'étude durant la période (1989-2014) selon les données de la station d'Oued Chouly.

II.4.4. Evapotranspiration :

L'évapotranspiration est un élément fondamental du cycle hydrologique, son étude est essentielle pour estimer le potentiel hydrique d'un bassin versant. Pratiquement, elle s'exprime en lame d'eau évaporée [mm] pendant un certain temps.

II.4.4.1. Evapotranspiration potentielle « ETP » :

Il s'agit de la quantité maximale d'eau évapotranspirée dans des conditions climatiques données, par une surface végétale continue, homogène, saine en pleine croissance et bien alimentée en eau.

L'évapotranspiration potentielle utilisée dans ce travail a été estimée par la formule de Penman-Monteith-FAO, calculée à l'aide du logiciel CROPWAT version 8 développé par la FAO. Cette formule est actuellement recommandée au niveau international avec des coefficients définis par la FAO (Oudin, 2004),

➤ Principe de la méthode de Penman-Monteith-FAO:

Penman (1948) a développé, Dans son article une formule de calcul de l'évaporation d'une nappe d'eau libre ou d'une surface humide, basée sur des principes physiques théoriques, en incorporant des coefficients empiriques, rendant l'estimation de l'évaporation plus pratique à partir des données météorologiques standard. Cette formule s'écrit comme suit (équation II.5):

$$ETP = \frac{[0.408\Delta*(Rn-G)] + [\gamma(\frac{900}{T+273}) * u_2(es-ea)]}{\Delta + \gamma(1+0.34u_2)} \quad (II.5)$$

Avec ETP : l'évaporation potentielle (en mm/jour).

Rn : Rayonnement global [$MJ m^{-2} jour^{-1}$].

G : le flux de chaleur du sol [$MJ m^{-2} jour^{-1}$].

T : température journalière moyenne à 2m [$^{\circ}C$].

u₂ : la vitesse du vent à 2m [ms^{-1}].

e_s : la pression saturante de vapeur [kPa].

e_a : pression réelle de vapeur à la température T [kPa].

Δ : pente de la courbe de la pression de vapeur saturante [kPa °C⁻¹].

γ : la constante psychométrique [kPa °C⁻¹].

900 : constante pour un pas de temps journalier.

Le tableau II.4.6. Présente les statistiques de l'évapotranspiration potentielle annuelle calculées par la méthode de Penman-Monteith-FAO sur la période (1989-2014). Ce tableau montre un cumul moyen interannuel d'évapotranspiration potentiel de l'ordre de 1331.2 mm, avec un faible coefficient de variation (cv=1.7 %) qui reflète la tendance stable de l'ETP à l'échelle annuelle. D'autre part, l'évapotranspiration potentielle mensuelle moyenne fluctue entre 43 mm/mois et 199 mm/mois, avec des pics maximaux en juin, juillet et août et des valeurs minimales en novembre, décembre, janvier et février (fig II.4.8).

Tableau.II.4.5. Statistiques descriptives d'évapotranspiration potentielle annuelle calculées par la méthode de Penman-Monteith-FAO sur la période (1989-2014).

Statistique	Nombre d'observations	Minimum	Maximum	Médian	Moyenne	coefficient de Variation %
ETP	25	1277.7	1382.6	1330	1331.2	1.7

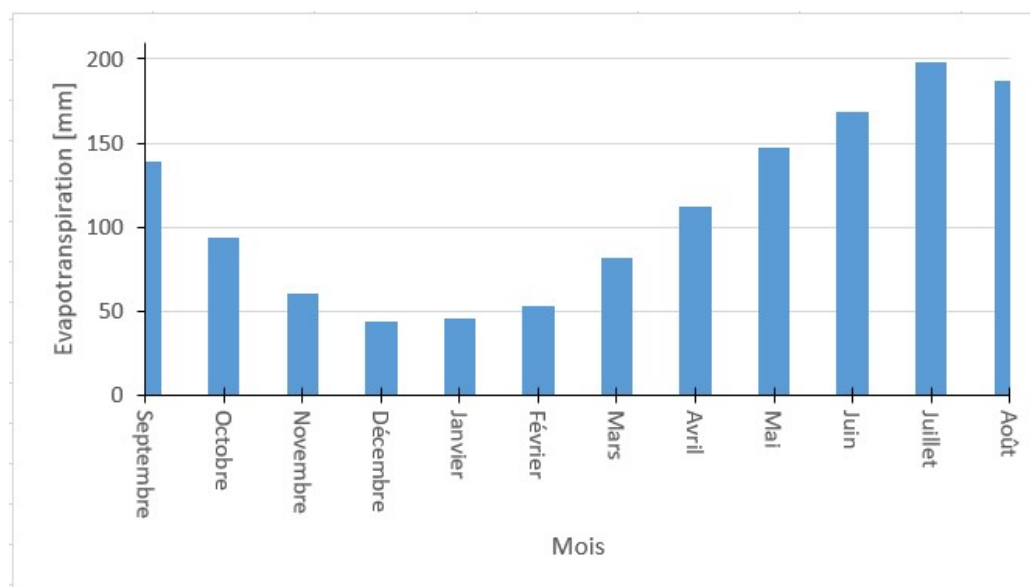


Fig..II.4.8. l'évapotranspiration potentielle mensuelle calculée par la méthode de Penman-Monteith-FAO sur la période (1989-2014).

II.4.4.2. Evapotranspiration Réelle : C'est la quantité d'eau réellement évaporée par le sol et par les végétaux lorsque le sol est à un taux d'humidité naturel.

L'évapotranspiration réelle utilisée dans ce travail a été calculée par le bilan de thronthwaite ; cette méthode présente l'avantage d'être simple et largement applicable dans une région où les données de mesures climatiques sont difficilement accessibles.

A l'échelle annuelle, La moyenne interannuelle de l'ETR durant la période étudiée (1989-2014) est de 380 mm/an, avec un coefficient de variation de 20.8 % (Tableau II.4.7).

Concernant la répartition saisonnière de ETR, deux saisons distinctes peuvent être identifiées (figure II.4.9):

Une saison humide, qui se caractérise par une augmentation marquée de ETR où les précipitations couvrent les besoins de l'ETP.

Une saison sèche, qui commence dès le mois de juin et s'étend jusqu'à septembre, caractérisée par de faibles valeurs de ETR en raison d'un manque d'apport pluviométrique et d'un déficit en humidité pédologique (l'épuisement de la RFU).

Le tableau II.4.6. Statistiques descriptives d'évapotranspiration réelle interannuelle calculée par la méthode de Thornthwaite de la zone d'étude sur la période (1989-2014).

Statistique	N°.d'observations	Minimum [mm]	Maximum [mm]	Median [mm]	Moyenne [mm]	Ecart type [mm]	Coefficient de variation [%]
ETR	25	275	553	375	380.2	79	20.8

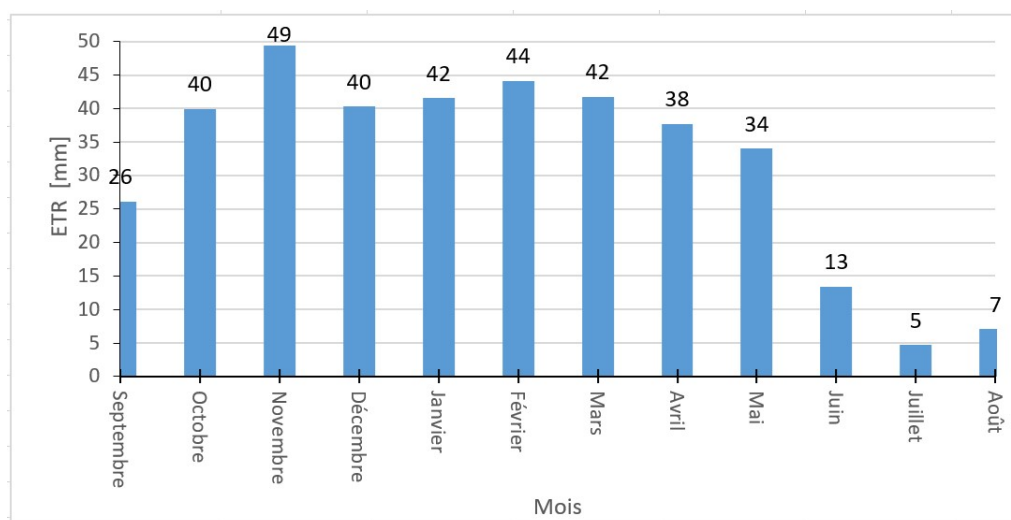


Fig. II.4.9. L'évapotranspiration réelle mensuelle calculée par la méthode de Thornthwaite sur la période (1989-2014).

II.4.5. L'estimation de l'impluvium du système d'Ain Telout par le bilan hydrologique:

Le bilan hydrologique consiste à évaluer pendant une période donnée, le volume d'eau écoulé dans un exutoire ainsi que le volume des pluies efficaces qui renouvellent les réserves et entretiennent les débits dans un hydrosystème. Cette approche sert à caractériser la taille de son impluvium.

Les pluies efficaces représentent la quantité d'eau fournie par les précipitations qui reste disponible pour le système après soustraction des pertes par évapotranspiration réelle (ETR) (équation), tandis que les débits écoulés à l'exutoire (émergence, puit, forage) permettent de déterminer les volumes annuels qui traversent l'hydro système étudié. Donc, le rapport entre les volumes annuels et la pluie efficace constitue la surface de l'impluvium (équation II.6). (Dorfliger N et al.,2010).

La surface du bassin d'alimentation du système peut être calculée à l'aide des formules suivantes (équations II.6, II.7, II.8):

$$S(\text{alimentation}) = \frac{V_t \Delta R}{L_i} \quad (\text{II.6})$$

$$L_i = P - (ETR + L_r) \quad (\text{II.7})$$

Où S : représente la surface de l'impluvium.

V_t : le volume annuel sortant.

L_i : la lame d'eau annuelle infiltrée.

ΔR : les variations de la réserve sous terraines.

ETR : évapotranspiration réelle annuelle.

L_r : la lame d'eau ruisselée.

La lame d'eau ruisselée pour les années excédentaires a été estimée par la formule de SOGREA (Sogreah-Anrh,1989 in Benlarbi D,2015). Cette formule a été établie pour les Oueds de l'Algérie du Nord (équation II.8). En revanche, la lame d'eau ruisselée de l'année hydrologique 2010-2011 a été négligée car il s'agissait d'une année déficitaire.

$$Lr = 720 * \left(\frac{P-250}{1000}\right)^{1.85} \quad (II.8)$$

Avec :

Lr : lame ruisselée (mm).

P : Pluie moyenne annuelle (mm)

II.4.5.1. Application :

Pour calculer la surface du système d'Aïn Tellout , il est nécessaire d'estimer les volumes entrés et les volumes sortis.

Les entrées : La recharge du système se fait principalement par les précipitations.

Les sorties :

- 1) Le volume annuel écoulé à la source d'Aïn Tellout (V_s) : le débit moyen d'Aïn Tellout est de 25 l/s ,soit un volume écoulé annuel moyen $V_s=25 \text{ l/s} * 3600\text{s} * 24\text{h} * 365\text{j}=788400000 \text{ l/an}=788400 \text{ m}^3/\text{an}$.
- 2) Les prélèvements pour l'AEP et l'irrigation (V_f) : notre système est sollicité par cinq forages implantés sur le long de la faille de Tellout, destinés pour l'AEP. Le tableau II.4.8 récapitule les volumes d'eau annuels exploités pour l'AEP.
- 3) L'évapotranspiration réelle (ETR) : les données calculées par le bilan de Thornthwait ont été exploitées.

Tableau II.4.7. Les volumes annuels pompés par les forages d'Ain Tellout. (DRH de Tlemcen).

Région	Caracteristiques des forages			
	Nom du forage	Année de Réalisation	Formation sollicité	Volume Total m3/An
Ain Tellout	Ain Tellout 2	1988	Dol.Jurass	259 200
	Ain Tellout 1	1987	Dol.Jurass	440 640
	A. Tellout 01bis	2007	Dol.Jurass	388 800
	A. Tellout 02bis	2007	Dol.Jurass	155 400
	Taghzoute DSA	2010	Clc.Jurass	259 200
	Total			1 503 240

Donc le volume annuel moyen qui sort du système d'Ain Tellout :

$$V(\text{annuelle}) = V_s + V_f = 2\,291\,640 \text{ m}^3/\text{an}$$

II.4.5.2. Résultats :

Le tableau II.4.9 illustre les résultats fournis par le bilan hydrologique des cycles 2010 /2013. D'après le bilan, nous constatons que la lame d'eau infiltrée moyenne est d'environ 18.5 mm (soit 4.1 % de la lame d'eau précipitée). En plus, la superficie moyenne de l'impluvium a été estimée à 124 Km², ce qui est pratiquement proche de la superficie du bassin versant de notre zone d'étude calculée précédemment par l'analyse hydrologique (s=135km²).

Tableau II.4.8. Les résultats du bilan sur les cycles hydrologiques 2010 à 2013 du système karstique d'Ain Tellout.

Cycle hydrologique	Puie Annuelle [mm]	ETP annuelle [mm]	ETR annuelle [mm]	Ruisselement [mm]	Recharge annuelle [mm]	Part de recharge [%]	Volume Annuelle [m ³]	Superficie estimée [Km ²]
2010-2011	385.0	1327.6	367.3	≈0	17.7	4.6	2 291 640	129.5
2011-2012	421.6	1324.5	375.4	27.4	18.8	4.5	2 291 640	121.9
2012-2013	608.0	1324.1	483.9	104.9	19.0	3.1	2 291 640	120.6
Moyenne	471.5	1325.4	408.9	66.2	18.5	4.1	2 291 640	124.0

II.4.5.3. Conclusion :

Le climat de la zone d'étude est de type méditerranéen semi-aride, caractérisé par des hivers tempérés et des étés chauds et secs. L'exploitation des données de 25 cycle hydrologique (1989-2014) de la station d'Oued Chouly a montré que cette région reçoit une pluviométrie cumulée moyenne interannuelle d'environ 407,9 mm/an, dont 380,2 mm/an (soit 93 %) repris par l'évapotranspiration réelle. La température moyenne annuelle est de 17 °c, avec une variation saisonnière très importante.

L'analyse des paramètres du bilan hydrologique montre que la lame d'eau annuelle infiltrée constitue seulement 4,1 % de la lame d'eau annuelle précipitée. la surface du bassin d'alimentation de ce système, estimée par cette approche est de 124 km², ce qui est proche des résultats de l'étude hydrologique (135 km²).

II.5 Le cadre Géologique de la zone d'étude.

II.5.1 Généralités :

La description géologique des monts de Tlemcen a été abordée par plusieurs recherches géologiques et hydrogéologiques, notamment celle de : Auclair et Biehler, 1967 ; Hayane, 1983; Benest, 1985; Collignon, 1986 ; Bensalah,1989 ;Bouannani ,2006 ;Bensaoula,2006,Azzaz,2008.

Situés au nord-ouest algérien , les monts de Tlemcen constituent une longue barrière orographique orientée grossièrement SW-NE de 800m à 1400 m d'altitude en moyenne et culminant à 1843 m (Djbel de Tenouchfi) .Ces formations calcaro-dolomitiques du Jurassique ont été soulevées au-dessus des plaines environnantes d'âge mioplioquaternaire à la faveur des grandes failles subverticales .Ces formations fissurées sont favorables à l'infiltration des eaux de pluie et abritent des aquifères de grande potentiel de productivité. On y compte une trentaine d'hydrosystèmes isolés avec une réserve souterraine renouvelable estimée à 200 Mm³/ans (Collignon,1986 ; Bensaoula,2007 ; Collignon &Bensaoula,2019).

Dans cette partie, nous exposons à partir des études antérieures les grandes unités lithologiques et les essentielles caractéristiques structurales de notre zone d'étude qui fait partie du domaine des monts de Tlemcen. L'objectif de cette étude étant hydrogéologique, nous nous concentrerons davantage sur les faciès que sur les âges.

II.5.2. Analyse structurale :

La structure actuelle de l'Algérie septentrionale est liée principalement aux mouvements hercyniens et alpins, qui ont façonné plusieurs domaines géologiques. En Oranie, on note du nord au sud : le domaine Tlemcenien représenté principalement par les monts de Tlemcen, le domaine tellien, le domaine atlasique, les hautes plaines oranaises et le domaine saharien.

D'après Benest (1985), les monts de Tlemcen sont principalement affectés par une tectonique distensive cassante, avec quelques déformations souples qui se manifestent sur le terrain par des structures plissées (synclinaux et d'anticlinaux). Ces monts ont été découpés en trois grands segments principaux par un système de failles transversales de direction SW-NE à WSW-ENE (direction tellienne). Ils sont respectivement d'ouest en est : la transversale de Tafna Magoura, la transversale d'Oued Lakhdar et la transversale d'Aïn Telout qui sépare les monts de Tlemcen et les

monts de Daia. Notre zone d'étude appartient plus précisément à la partie orientale du bloc sigmoïde d'Ouled Mimoun, qui se développe entre la transversale de N20 d'Oued Lakhdar et la faille d'Aïn Telout (Fig. II.5.1) .

II.5.2.1 Les phases tectoniques des monts de Tlemcen :

C'est surtout la tectogenèse cénozoïque qui a le plus influencé l'évolution morphostructurale de la région de Tlemcen, D'après Benest (1982 ;1985), cinq phases tectoniques sont mises en évidence depuis l'éocène à la période actuelle :

✚ La Phase de l'Éocène : Dans les monts de Tlemcen, il n'y a pas de discordance entre les niveaux carbonatés du Jurassique supérieur- Berriasien inférieur et les faciès terrigènes transgressifs du Berriasien moyen et supérieur. Mais la subsidence pendant le Jurassique supérieur et l'Éocène est principalement contrôlée par le jeu ou le rejou des accidents majeur SW- NE, SE-NW et subméridiens datée de l'orogénèse hercynienne (Benest , 1981).

✚ La Phase Atlasique : correspond à des mouvements d'abord compressifs puis distensifs :

Les mouvements de compression ont provoqué la formation des plis d'orientation est-ouest à grand rayon de courbure, ce phénomène a été observé au niveau du Djebel El Arbi dans la région de Sebdou.

Les mouvements distensifs sont contrôlés par des grands accidents du socle, et la fracturation s'est manifestée par un système de failles conjuguées N55° et N140° responsable de la mise en place des structures principales : horst de Rhar Roubane (Elmi,1973), fossé de Sebdou et de la Tafna. Ces failles ont eu pour conséquence d'augmenter le processus d'érosion en cours.

✚ Une importante phase de compression N-S avec un maximum probablement au Miocène : cette période avait débutée avec (ou avant) la mise en place des nappes, probablement avant la période messénienne (Lucas 1942 ; Guardia 1975). Cette phase est à l'origine des grandes structures coulissantes et chevauchantes (Benest 1974).

✚ Une phase à dominante distensive : elle a participé au soulèvement de la plupart des reliefs actuels et a entraîné la régression pliocène, notamment dans la zone de Terny , qui a déjà été précocement atteinte par la transgression du miocène supérieur. Le rejou des failles

II.5.3. Description litho-stratigraphique des monts de Tlemcen :

L'ensemble des affleurements constatés dans la zone d'étude est principalement constitué des couches s'étagant du Trias aux Plio-Quaternaire (Fig II.5.2, Fig II.5.3 et Fig. II.5.4). On y distingue de bas en haut :

II.5.3.1. Le Paléozoïque:

Le paléozoïque affleure à l'ouest des monts de Tlemcen au niveau du bassin de l'Oued Mouilah (Ghar Roubane) et les Fillaoucen à l'est. Il s'agit de formations imperméables à l'exception d'une couche de calcaire d'âge carbonifère décrite par Lucas,1952. Le paléozoïque est caractérisé par :

a) - Des formations schisto-quartziques : datées de Silurien à Dévonien, ce sont des formations très plissées couvrant une grande surface. A Rhar-Roubane et djebel Fillaoucène, les schistes alternent avec des quartzites compacts en bandes décimétriques.

b) - Granite : Le massif granitique situé au NE à proximité de la ville de Nedroma. Il est d'aspect elliptique et de coloration blanchâtre à rosâtre.

c)- Auréole de métamorphisme : cette formation a été développée grâce à L'intrusion granitique dans la formation schisto quartzique. On y trouve des cornéennes, des schistes à andalousites et des schistes tachetés.

II.5.3.2. Le Mésozoïque :

II.5.3.2.1. Le Trias :

Affleure essentiellement au nord d'Aïn Tellout , au niveau de Béni Bahdel et dans le bassin d'oued Mouilah, constitué par des argiles rouges violacés enveloppant des couches de gypse fibreux , elles sont fréquemment traversées par de l'ophite d'âge plus récent. Cette formation est généralement imperméable. Par contre, le Trias gypso-salifère peut constituer une source de pollution en sels pour les aquifères voisins. (Collignon, 1986).

II.5.3.2.2. Le Jurassique :

II.5.3.2.2.1. Le Lias et le Dogger :

Affleurent à l'ouest de Tlemcen à la faveur de deux horst Ghar Rouhban et Djebel Tenouchfi . Ce sont des formations carbonatées, situées trop profondément pour être captée par forage. Tandis qu'au sud, entre Tenouchfi et El Abed, cette formation est constituée par un ensemble de plusieurs centaines de mètres de dolomies qui peut être accessible par forage à travers les dépôts des hautes plaines.

II.5.3.2.2.2. Les argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien):

Elles correspondent à des dépôts d'argile et de marne, parfois schisteux avec des passées gréseuses. La limite inférieure de cette formation est constituée par les formations carbonatées du Dogger et la limite supérieure correspond au premier banc dolomitique ou calcaire des grès de Bou-Médiene. L'épaisseur de cette formation varie de 280 m à 350 m, Lucas (1942) attribue cette formation au Callovo-Oxfordien.

Cette formation constitue un substratum imperméable qui empêche toutes les infiltrations vers les aquifères sous-jacents. (Collignon, 1986).

II.5.3.2.2.3. Les grès de Boumediene (Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur) :

Il s'agit d'une formation à dominance gréseuse, avec des passées d'argile et de certains niveaux dolomitiques ou calcaires. Ces grès à ciment calcaire se présentent en strates dures de couleur brune, grisâtre à la cassure. Leur épaisseur peut atteindre 500 m.

Dans les premiers cent mètres de cette formation, on trouve fréquemment une ou plusieurs grosses lentilles de calcaire ou de dolomies qui servent de drains pour de nombreuses petites sources (Collignon, 1986).

II.5.3.2.2.4. Les calcaires de Zarifet (Kimméridgien) :

Sont constitués par des niveaux de calcaires séparés par de fines intercalations de calcaires marneux écailléux, Leur limite inférieure est située sur le toit de la dernière strate gréseuse ou argileuse des grès de Bou Médiene, la limite supérieure a été fixée par l'apparition de la première couche des dolomies de Tlemcen.

La dolomitisation de cette formation présente une extension verticale très variable selon les secteurs. Dans la partie sud des monts de Tlemcen, elle affecte presque tous les calcaires de Zarifet qui les rendent indifférenciables des dolomies de Tlemcen. L'épaisseur des calcaires de Zarifet est nettement plus faible à l'est qu'à l'ouest. Elle varie entre 90 et 110 m.

II.5.3.2.2.5. Dolomies de Tlemcen (Kimméridgien moyen –kimméridgien supérieur) :

Constituées de dolomies cristallines de couleur grise, avec des cavités remplies de calcite, qui forment le premier grand ensemble dolomitique du Jurassique supérieur décrit par Lucas (1942) sous le nom de « dolomies inférieures ». Généralement la limite inférieure de cette formation se situe à la base des premières couches dolomitiques riches en laminites stromatolitiques. Tandis que La limite supérieure correspond à la première couche marneuse, par laquelle commencent les calcaires de Stah. L'épaisseur de cette formation varie entre 155 et 200 m.

II.5.3.2.2.6. Les calcaires de Stah (Kimméridgien supérieur) :

Cette formation ne peut être différencié des dolomies de Tlemcen que lorsqu'elle est épargnée par la dolomitisation. Dans d'autres secteurs, cette formation est formée seulement par de fines intercalations marneuses. En moyenne l'épaisseur de cette formation est de 65 mètres.

Les trois ensembles cités précédemment (Les calcaires de Zarifet, les dolomies de Tlemcen et Les calcaires de Stah) forment l'aquifère karstique du membre calcaro-dolomitique inférieur. (Collignon, 1986 ; Bensaoula, 2006).

II.5.3.2.2.7. Marno-calcaires de Raouraï (Kimméridgien -Tithonique) :

Cette formation prend son nom du massif de Raouraï, affleure au sud des monts de Tlemcen (Benest, 1972 ; Auclair et Biehler, 1967). C'est un ensemble marneux de couleur grises, blanchâtres en surface, avec des passées de calcaires marneux durs; limitée en bas par les calcaires de Stah, et limitée en haut par les calcaires de Lato ou les premières strates des dolomies de Terny. L'épaisseur de cette formation est variable de 70 à 120 m.

Cette formation constitue un écran imperméable qui sépare les deux aquifères des membres calcaro-dolomitiques inférieur et supérieur des monts de Tlemcen.

II.5.3.2.2.8. Les calcaires de Lato (Tithonique inférieur) :

Cette formation s'étend de la limite inférieure des dolomies de Terni jusqu'au niveau supérieur des marno-calcaires de Raourai. Ce sont des calcaires massifs en bancs épais avec des ensembles de micrites et de pelmicrites. Au sommet, cette formation renferme des calcaires argileux. Leur épaisseur est de 50 m au djebel Lato.

II.5.3.2.2.9. Dolomies de Terni (Tithonique inférieur):

Il s'agit de dolomies massives, parfois vacuolaires, avec plusieurs stratifications obliques, qui permettent de bien les différencier des dolomies de Tlemcen et constituent la limite supérieure des calcaires de Lato, L'épaisseur de cette formation est de 50 à 65 m.

Les calcaires de Lato et les dolomies de Terni forment proprement dit le membre calcaro dolomitique supérieur, qui constitue l'un des aquifères karstiques les plus importants des monts de Tlemcen.

II.5.3.2.2.10. Les marno-calcaires de Hariga (Tithonique moyen) :

Composée par l'alternance de calcaires et de marnes, Cette formation est difficile à distinguer des dolomies de Terni lorsque les premières strates de celle-ci sont touchées par la dolomitisation. La limite supérieure est fréquemment facile à préciser, elle correspond au première strate des grès de Merchiche (Benest, 1985).

II.5.3.2.2.11. Marno-calcaires d'Ouled Mimoun (Tithonique supérieur) :

Affleure dans le secteur d'Ouled Mimoun, ainsi que le rebord nord du fossé de Sebdu.

Formé essentiellement par l'alternance de marne et de marno-calcaire avec quelques couches gréseuses à la base (les grès de Merchiche), l'épaisseur moyenne de cette formation est d'environ 250 à 300 m.

La base de cette formation, nommée localement les grès de Merchiche, constitue un horizon poreux et aquifère, qui alimente des petites sources comme celle de Merchiche (Collignon, 1986 ;Bensaoula 2006).

II.5.3.2.3. Crétacé : Représenté par les formations du Crétacé inférieur.

II.5.3.2.3.1. Les Argiles de Lamoricière (Berriasien moyen à Valanginien)

C'est une formation peu transmissive de nature argilo-gréseuse, clairement calcaire au sommet. Qui masque les formations carbonatées du jurassique supérieur et gêne les processus d'infiltration. Elle affleure dans le bassin de Sebdou au niveau de Hassi Zerga et dans le secteur d'oued Mimoun où son épaisseur varie de 500 à 700m.

II.5.3.2.3.2. Les Grès de Berthelot (Hauterivien) :

Il s'agit d'une alternance de grès et d'argiles auxquels font suite à la base des passés carbonatés. L'épaisseur moyenne de cette formation est entre 10 m et 15 m .

Les formations crétacées sont généralement peu transmissives qui couvrent de grande étendues dans l'est des monts de Tlemcen où elles masquent les formations carbonatées et gênent les processus d'infiltration. (Collignon ,1986).

II.5.3.3. Cénozoïque :

II.5.3.3.1. Miocène :

II.5.3.3.1.1. Miocène inférieur (Burdigalien) :

Débuté par une couche de poudingues durs, à blocs bien roulés de nature et de dimensions variables, constitué par des éléments calcaire-dolomitiques avec un ciment de nature calcaréo-gréseux très solides pouvant atteindre 20 m. La partie supérieure est formée par des argiles marneuses de couleur verdâtre dans lesquelles s'intercalent des couches décimétriques de grès ferrugineux fragiles. Le Miocène inférieur affleure essentiellement entre la vallée de l'oued Zitoun et Djebel Fillaoucène.

II.5.3.3.1.2. Miocène moyen (Serravallien) :

Il est formé essentiellement par une épaisse couche d'argiles marneuses grises ou bleutées qui deviennent ocre par altération, intercalées au sommet par de nombreux strates décimétriques de grès jaunes. Cette couche peut atteindre une épaisseur de 300 m dans la vallée d'Isser .

II.5.3.3.1.3. Miocène supérieur (Tortonien) :

Constitué par des bancs de grès durs, jaunes dorés, peu consolidés d'épaisseur de 20 à 30 m. Ces grès s'appuient sur les marnes du Miocène moyen dans le bassin du Sikak, ou sur le Jurassique comme c'est le cas au nord et au sud de la plaine de Marnia (le bassin de Mouilah).

II.5.3.3.2. Les conglomérats Cénozoïque des hauts plateaux:

Ils sont formés par l'alternance de dépôts caillouteux cimentés par des argiles, des marnes et de rares couches de calcaires lacustres. Cette formation est considérablement développée qui atteint 570 m au sondage d'El Aouedj.

Cette formation ne présente aucun intérêt hydrogéologique (Collignon,1986).

II.5.3.3.3. Le Plio-Quaternaire :

Il est formé par des formations continentales de natures variables. Constitué par les couches suivantes :

Les travertins (villafranchiens) : localisés dans les bordures des monts de Tlemcen , formés essentiellement par des travertins très consolidés et des calcaires lacustres.

Le complexe de sédiments (plio-villafranchiens) : la bordure des massifs mésozoïques est caractérisée par des éboulis de piémont plus ou moins encroûtés, d'épaisseur variable mais toujours faible.

Des marnes avec peu ou pas de galets, peu tufeuses, parfois épaisses, constatées notamment dans le bassin de l'oued Mouilah.

Des anciennes alluvions constituées au début par des marnes alluvionnaires de couleur verdâtre et de galets puis par des limons et des graviers.

Les limons, sables et graviers récents qui s'aperçoivent entre oued M'haguène jusqu'à Chabet Al Arneb au nord est de la frontière Algéro-Marocaine. Généralement ces limons sont de couleur jaune avec des strates rougeâtres.

Quelques débris de basaltes interstratifiés, qui reflètent une activité volcanique. Ils sont situés au nord-ouest de la plaine de Marnia dans le bassin du Mouilah. (Bouannani,2005)

Du point de vue hydrogéologique, les dépôts quaternaires constituent de petites aquifères actuellement exploitées au nord des monts de Tlemcen (les nappes des plaines de Marnia, Hennaya

Chapitre II : Caractéristiques physiques de la zone d'étude

et Sidi Bel Abbès), ces aquifères communiquent peu avec ceux du Jurassique et sont fortement exploités par des milliers de puits peu profonds (Collignon, 1986).

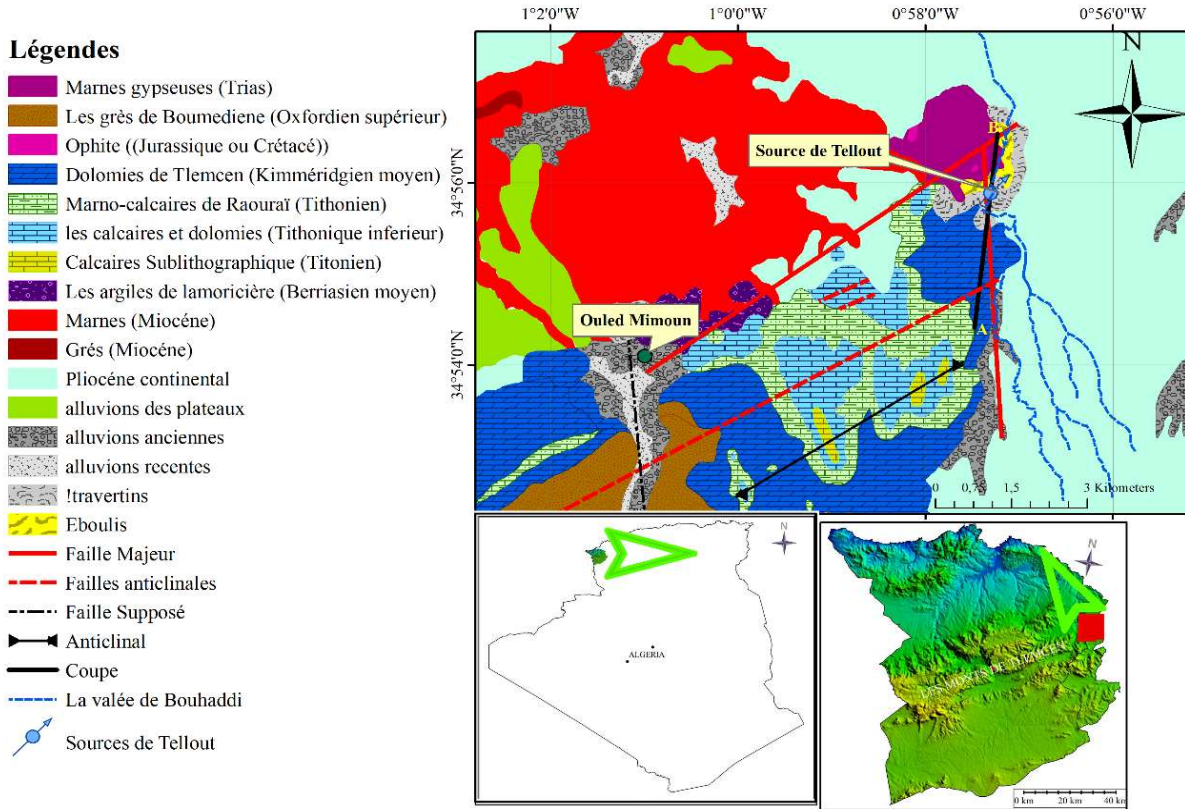


Fig. II.5.2. Carte géologique de la zone d'étude (nord-est des monts de Tlemcen).

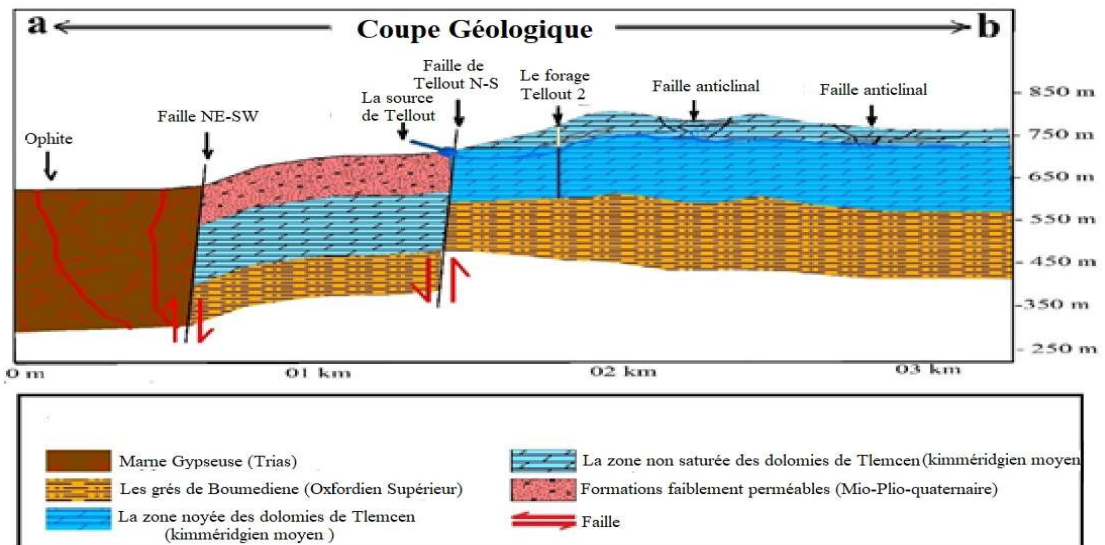


Fig.II.5.3. Coupe géologique de la région d'étude.

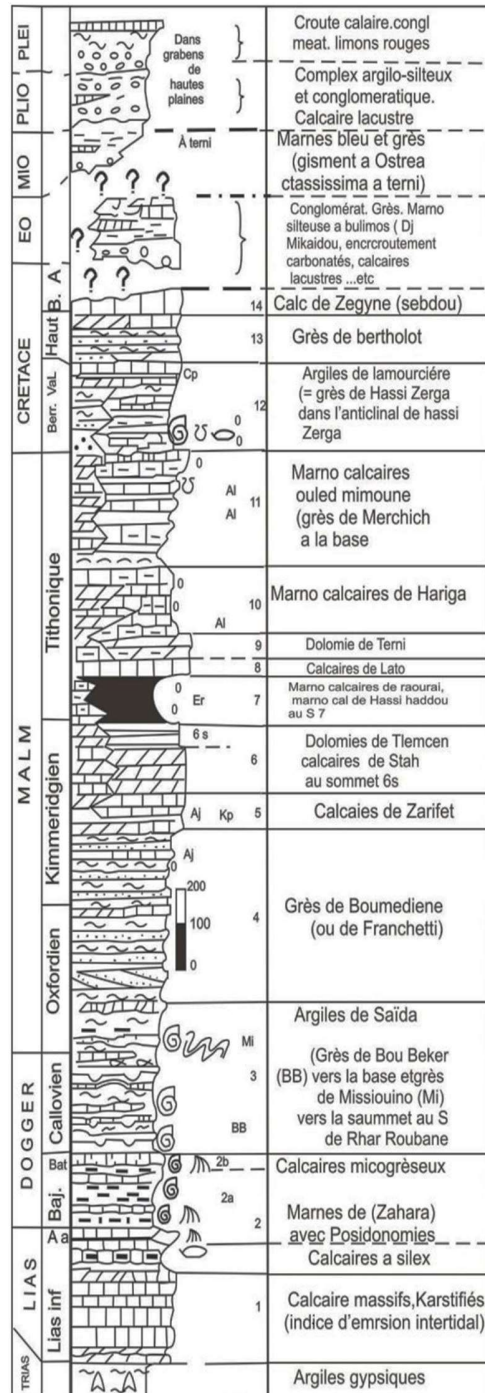


Fig. II.5.4. Coupe litho stratigraphique synthétique des monts de Tlemcen

(D'après Benest et al., 1999).

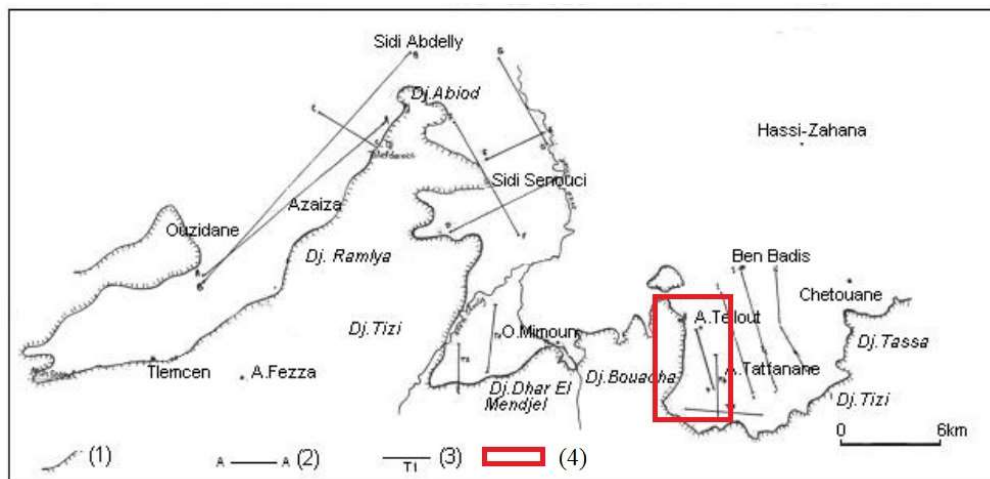
II.6. Le cadre hydrogéologique.

II.6.1. Les caractéristiques hydrogéologiques des principales aquifères des monts de Tlemcen

Sur la base des nombreux travaux hydrogéologiques (Collignon,1986 ; Bensaoula,2006 ;Azzaz,2008), des prospections géophysiques et les forages effectués à travers les monts de Tlemcen (Fig. II.6.1, Tableau II.6.1), nous présentons parmi les formations géologiques décrites ci-dessus, les principales formations aquifères des monts de Tlemcen avec leurs propriétés transmissives et d'emménagement (fig. II.6.2).

Tableau II.6.1. Etat des forages réalisés à travers les monts de Tlemcen (Bensaoula,2006).

Période de réalisation	Nombre de forages	Linéaire foré (m)	Zone prospectée
Avant 1970	20	1644.6	Meffrouch, Beni Bahdel
1970 – 1980	12	1811	Terny, El Gor, El Aricha.
1980 – 1990	53	12642.75	Tlemcen Sebdou
1990 – 2000	51	11620	/ / /
2000 – 2004	22	7715	Zone frontalière
Total	158	35433.35	Monts de Tlemcen et piémonts



(1) : limite des affleurements jurassiques, (2) : profil géo électrique, (3) : trainée, (4) limites de la zone d'étude.

Fig. II.6.1. Situation des principaux travaux géo-électriques réalisés dans les piémonts nord des monts de Tlemcen (Bensaoula,2006 modifié)

II.6.1.1. Les aquifères des formations quaternaires :

Ce sont de petits aquifères localisés généralement dans les lits d'Oueds, exploités par plusieurs puits peu profonds et destinés essentiellement à l'irrigation. Ils sont formés principalement par des alluvions anciennes et récentes.

Dans la zone de Ramla, sur la rive droite d'Oued Isser, et la zone de Bedrabine (piémonts nord-est des monts de Tlemcen), les valeurs de transmissivité des conglomérats de cette formation varient de $2 \cdot 10^{-4}$ à 10^{-2} m²/s, avec un coefficient d'emménagement inférieur à 10% (Bensaoula,1992 in bensaoula,2006). De plus, ces alluvions se trouvent également dans la zone effondrée de Tlemcen, où elles ont été exploitées par de nombreux forages sans avoir été testées.

II.6.1.2. Les aquifères des formations Cénozoïque :

Ils sont généralement moins importants sur le plan hydrogéologique que les aquifères carbonatés du Jurassique.

II.6.1.2.1. Les alluvions du Pliocène :

S'étendent sur de grandes superficies près des piémonts nord des monts de Tlemcen. De nature lithologique très hétérogène, ces alluvions constituent des aquifères à certains niveaux lorsqu'elles présentent une fissuration ou une karstification. Elles alimentent de petites sources comme celles situées sur les rives droite et gauche d'Oued Isser et au nord d'Ouled Mimoun (telles que Aïn Taslit, Aïn el Atrouss, Aïn el Berkouk , etc.). Dans certaines zones, ces alluvions malgré leur épaisseur ne présentent pas un intérêt hydrogéologique à cause d'une faible fissuration.

Au niveau de la zone d'Ain Nehala, les débris obtenus par le forage de puits étaient constitués de conglomérats où galets et ciments avec des chenaux de type karstique. Ces derniers jouent le rôle de drain, mais l'extension limitée de cette formation et la discontinuité de ces dépôts limitent leur importance hydrogéologique (Bensaoula ,2006).

II.6.1.2.2. Les grès de Miocènes (Tortoniens) :

On a vu précédemment que le Miocène était surtout formé par une série marneuse, avec quelques passées gréseuses. Au pied des reliefs, ces couches gréseuses peuvent devenir assez abondantes et fissurées pour être exploitées par forage, les sources qui jaillissent de ces grès moyennement perméables ont de faibles débits (par exemple les sources de Aïn Hennaya 1 L/s, Aïn Bou-Azzoune 0.5 L/s)(Tableau II.6.2). Le faciès chimique de ces eaux est proche de celui des

aquifères carbonatés du Jurassique, ce qui reflète une alimentation latérale par les aquifères du Jurassique (Collignon,1986).

Tableau II.6.2. Caractéristiques hydrodynamiques des forges qui captent les grés du Miocène (Collignon,1986).

Ouvrage	Epaisseur Miocène (m)	Epaisseur Grés (m ² /s)	T (m ² /s)	K (l/s)	Débits D'exploitation (l/s)
SAB1	37	3	Stérile	/	/
SAB3	93	0	Stérile	/	/
TL5	320	130	5*10 ⁻⁴	4*10 ⁻⁶	10
SA3	80	<50	10 ⁻³	>2*10 ⁻⁵	11

II.6.1.3. Les membres calcaro-dolomitique inférieur et supérieur des monts de Tlemcen :

Ils sont constitués de deux membres calcaro-Dolomitiques superposés de 450 à 500 m d'épaisseur et séparés par un horizon imperméable (Les marno-calcaire de Raouraï). Les Dolomies de Terni et les calcaires de Lato (Tithonique inférieur) forment l'aquifère supérieur calcaro-dolomitique de Tlemcen , tandis que les calcaires de Zarifet, les dolomies de Tlemcen et les calcaires de Stah (Kimméridgien moyen-Kimméridgien inférieur) forment l'aquifère inférieur calcaro-dolomitique de Tlemcen.

Ces deux niveaux, dans lesquels se développent les systèmes karstiques des monts de Tlemcen, peuvent être, selon les zones soit séparés hydrauliquement, soit mis en contact par des accidents géologiques. Les forages qui les traversent montrent une prépondérance dolomitique grossièrement cristallisée et souvent saccharoïde, voire même vacuolaire et friable. Il est à noter que ce type de formations karstifiées présente des propriétés transmissives excellentes mais souvent irrégulières. Cela a été constaté sur les débits importants des sources qui émergent de ces formations et sur les forages OM1, OM2 et OM3 qui les ont traversées respectivement sur une profondeur de 100 m, 202 m et 171 m en mettant en évidence de nombreux filons karstifiés de calcite blanche. (Bensauola,2006)

Chapitre II : Caractéristiques physiques de la zone d'étude

Les coefficients d'emménagement de ces formations ont été évalués par Collignon (1986) à partir des mesures comparées de vidange des aquifères en fonction de leur superficie. Cette méthode est caractérisée par une forte incertitude, car il est souvent difficile d'estimer précisément la superficie de ces systèmes. Le tableau II.6.3 compare les valeurs de coefficient d'emménagement calculées par Collignon par rapport à des données du même type d'aquifère trouvées dans la littérature. On voit clairement que les dolomies de Tlemcen ont des propriétés d'emménagement importante pour des roches karstiques, Ces valeurs relativement fortes sont surement en relation avec la nature saccharoïde de ces dolomies, car ce type fournit une importante porosité inter granulaire.

**Le tableau II.6.3. Coefficients d'emménagement des dolomies de Tlemcen.
(Collignon,1986)**

Massif étudié	Lithologie	Coefficient d'emménagement (%)	Référence
Bassin Du meffrouche (Tlemcen/Algérie)	Calcaire et dolomie	1 à 2	Gevin (1952)
Dj.Chennata (Tunisie)	Calcaire	0.4 à 0.9	Castany (1965)
Dj.Bent Saidane (Tunisie)	Calcaire	4.5	Castany (1965)
Almeria (Espagne)	Marbres	10 à 12	Navaro et al .(1965)
Murcia (Espagne)	Dolomies	6 à 7	Navaro et al .(1965)
Alta Verapaz (Guatemala)	Calcaires et Dolomies	0 à 3	Tripet (1976)
Monts de Tlemcen –Essais par pompage de longue durée			
TL 6	Dolomies	>9	Collignon (1986)
BM1	Dolomies	>1.8 à 3	Collignon (1986)
SAB 1/SAB2	Calcaires Dolomies	>2 à 7	Collignon (1986)
SAB 3/SAB4	Calcaires Dolomies	>0.6 à 1.5	Collignon (1986)
BH2	Dolomies	>1.5	Collignon (1986)

II.6.1.4. Les grès de Boumediene :

Cette formation montre des propriétés hydrogéologiques relativement médiocres (Tableau II.6.4). Cela est certainement en relation aux nombreux bancs marneux qu'elle contient. Les bancs calcaires inclus dans la partie supérieure de cette formation jouent un rôle de drain et permettent de former localement des aquifères intéressants.

Tableau II.6.4. Les propriétés transmissives des grès de Boumediene (Collignon,1986)

Ouvrage	Epaisseur Grés(m)	Epaisseur calcaires	T(m ² /s)	K(m/s)	Débit D'exploitation (L/s)	Débit Spécifique (L/s*m)	Remarque
TL4	67	30	1,5*10 ⁻⁴	2*10 ⁻⁶	3	0.05	/
TL2	88	12	/	/	6	0.1	Transmissivité assurée par le calcaire
HE3	190	0	10 ⁻⁵	10 ⁻⁷	5	0.1	Inexploitable
M3	76	0	1,4*10 ⁻³	1,8*10 ⁻⁵	1	0,04	/
B24	38	0	8*10 ⁻⁵	2*10 ⁻⁶	6	0.5	Inexploitable
ND4	175	30	/	/	25	5	Transmissivité assurée par le calcaire
ND5	90	0	10 ⁻⁵	10 ⁻⁷	1	0.01	/

II.6.1.5. Les calcaires et les dolomies du Lias et du Dogger :

Cette formation n'affleure pas dans les monts de Tlemcen et n'est exploitée par forage que dans la zone frontalière avec le Maroc et au sud, où elles présentent des passées dolomitiques fissurées et très karstifiées, les ouvrages qui les traversent donnent de bons débits spécifiques (Tableau II.6.5) . Collignon (1986) a signalé que les eaux de cette formation sont relativement chargées en sels (1,8 à 3,5 g/l), probablement en raison d'une contamination par le Trias gypso-salifère.

Tableau II.6.5. Propriété transmissive des dolomies du Lias et de Dogger
(Collignon,1986)

Forage	Epaisseur Lias/Dog (m)	Débits spécifique (l/s*m)	Débits (l/s)	Résidus sec (g/l)	Remarques
S1	220	40	80	0.5	Exploité
S2	180	/	/	/	Aquifère non testé
S3	235	/	/	/	Aquifère non testé
El abed	40	/	15	3/4	Exhaure de la mine
502	184	60	17	1.8	Exploité/pertes totales continues
Dj1	400	0.2	5	2.3	pertes totales continues



Fig. II.6.2. Les aquifères des monts de Tlemcen (Collignon, 1986) (modifiée)

II.7. Présentation du système d'Aïn Tellout :

Cette présentation s'appuie sur des travaux géologiques et hydrogéologiques antérieurs (Colignon 1986, Bensaoula 2006, Azzaz 2008), des observations de terrain et des données des forages (profil et diagraphie) réalisées dans la zone d'étude.

Le système karstique d'Aïn Tellout, notre objet d'étude, est formé essentiellement par des formations calcaro-dolomitiques d'âge Kimméridgien, qui reposent sur une formation gréseuse d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur (les grès de Bou-Médiane).

Le bassin d'alimentation de cet aquifère présente une structure anticlinale orientée SW-NE, avec un pendage vers le nord-est qui favorise le processus d'infiltration et l'écoulement des eaux. Il est bordé à l'est par la faille d'Aïn Tellout, orientée N-S. cette faille a joué verticalement avec la remontée du substratum dolomitique contre les terrains Mio-Pliocènes relativement imperméables. Au nord, un accident orienté SW-NE constitue la limite nord de notre système, où les formations carbonatées du Jurassique supérieur plongent rapidement sous des épaisseurs très considérables de Miocène marneux. Théoriquement, les lignes de partage des eaux constituent les limites ouest et sud de notre système (Fig II.5.2).

L'analyse de l'image radar SAR de la zone d'étude (la scène utilisée dans ce travail est une photo radar Sentinelle 1 bande C, fréquence 5,3 GHz du 30/08/2019) a permis d'identifier de nombreuses failles anticlinales, qui se manifestent sur le terrain par des ondulations anticlinales orientées parallèlement au pli (Fig. II.7.1). D'un point de vue hydrogéologique, ces failles anticlinales constituent des sièges de recharge hydrique verticale et probablement des directions préférentielles d'écoulements souterrains. Les figures II.5.3 et II.5.4 résument les formations rencontrées dans la zone d'étude.

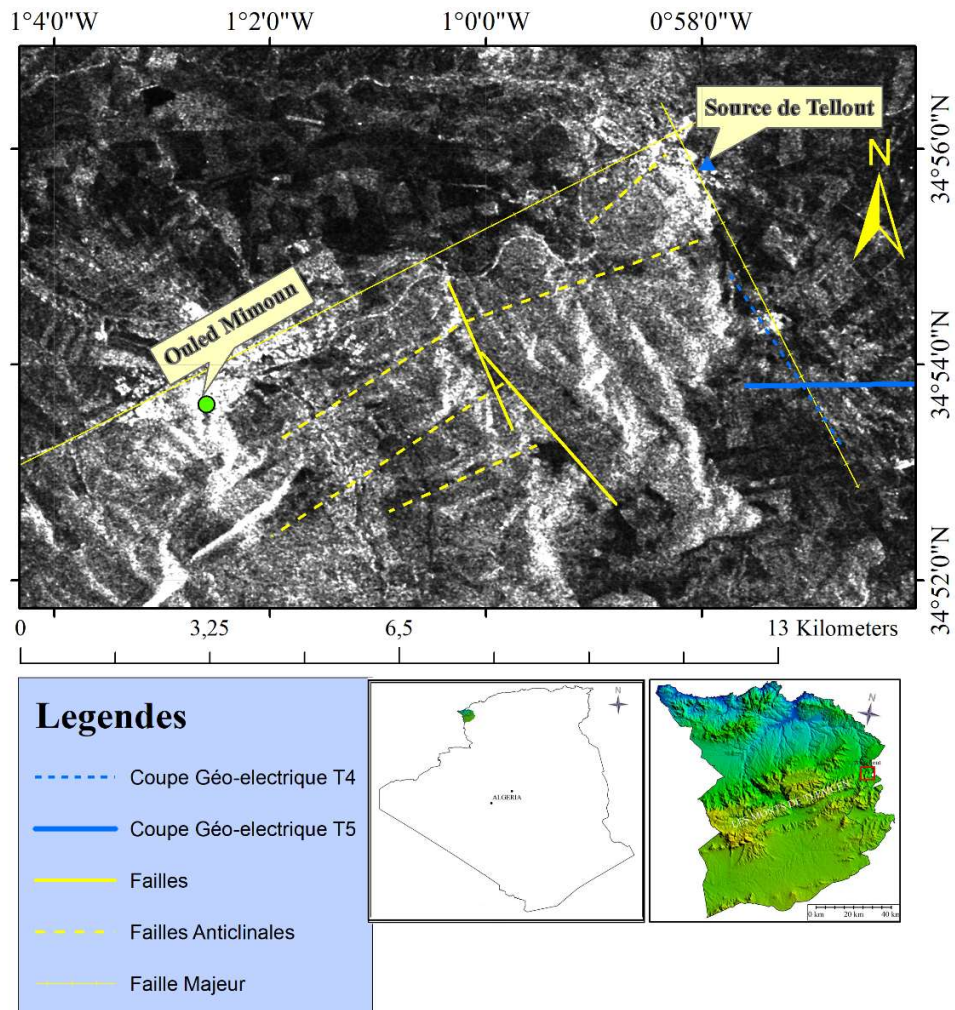


Fig. II.7.1. Image radar de la zone d'étude (photo Sentinelle-1 SAR Band-C du 30/08/2019).

II.7.2 Hydrogéologie du système d'Aïn Telout :

Les forages et les diagraphies réalisés dans la zone d'étude ont permis d'identifier trois aquifères mentionné précédemment (Tableau II.7.1) . :

- ✚ L'aquifère superficiel libre : Les formations alluvionnaires du Plio-Quaternaire constituent un niveau aquifère peu profond et vulnérable (qui ne dépasse pas 40m de profondeur), généralement exploité pour l'irrigation et sollicité par 108 puits peu profonds.
- ✚ Les aquifères profonds : Constitués principalement par les deux aquifères superposés des membres calcaro-dolomitiques inférieur et supérieur, ils possèdent des réserves considérables, mieux protégés des pollutions superficielles et exploités pour AEP.

Théoriquement, ces aquifères forment un système multicouche, rechargé essentiellement par l'infiltration des eaux du bassin versant de la vallée de Bouhaddi.

D'après les coupes de forages et les diagraphies, on peut diviser le système d'Aïn Telout en deux parties (Fig. II.7.3 et tableau II.7.1).

- Une partie libre au nord (près de la ville de Tellout): où on constate l'affleurement des dolomies de Tlemcen (le membre inférieur). Quatre forages d'eau ont été réalisés à ce niveau, (TA1, TA2, TA1bis,TA2bis,OM3) et le cinquième forage situé à sept kilomètres à l'ouest de la zone d'étude .Tous ces forages sollicitent uniquement l'aquifère du membre calcaro-dolomitique inférieur dans sa partie libre, à des profondeurs comprises entre 171 m et 211m .

- Une partie captive au sud (près de l'agglomération de Taghzoute): du fait du plongement progressif des dolomies de Tlemcen vers le sud sous des formations plus récentes, notre système devient captif et multicouche, regroupe trois niveaux aquifères séparés par des horizons imperméables de nature marno-calcaire. A ce niveau on distingue les aquifères suivants :

1. L'aquifère libre des alluvions du Plio-Quaternaire.
2. Les deux aquifères captifs composés par les membres calcaro-dolomitiques inférieur et supérieur. Les profils et la diagraphie des forages annexés démontrent cette configuration (les annexés 02,03 et 04).

II.7.3 La source d'Aïn Telout :

Le système karstique d'Aïn Tellout donne naissance à quatre sources, la principale et la plus en amont connue localement par Aïn Telout, en aval on note l'existence des petites sources (Aïn-Sultane, Aïn-Hami et Aïn-Zitouna).

La source d'Aïn Tellout se trouve à l'aval de la vallée de Bouhaddi, à la limite nord de la ville de Tellout. Elle jaillit à 728 m d'altitude, à la faveur d'une faille normale orientée sud-nord. Cette source présente de très faibles variations de débit qui traduit une bonne capacité régulatrice du système (25 l/s en moyenne). Elle draine le membre calcaro-dolomitiques inférieur des monts de Tlemcen et alimente les agglomérations voisines en eau potable et d'irrigation (Fig. II.7.2) .



Fig. II.7.2. La source d'Aïn Telout.

Tableau II.7.1 Caractéristiques des forages de la zone d'Ain Tellout (DRH Tlemcen).

Nom du forage	Coordonnées Lambert			profondeur	Année de Réalisation	Débit mobilisé l/s	Niveau Statique m	Niveau Dynamique m	Formation
	X	Y	Z						
Ain Tellout 2	166,000	182,700	800	211	1988	6	62,8	67	Dol.Jurass
Ain Tellout 1	186,850	166,250	730	200	1987	10	61	/	Dol.Jurass
Ain Tellout 01bis	166,600	185,500	735	190	2007	19	35	55	Dol.Jurass
Ain Tellout 02bis	165,750	185,800	890	205	2007	22	48	59	Dol.Jurass
Taghzoute DSA	168,000	180,250	859	300	2010	6	15	95	Clc.Jurass
Ouled Mimoun 3	159,85	184,65	745	171	1991	16	26	38	Dol.Jurass

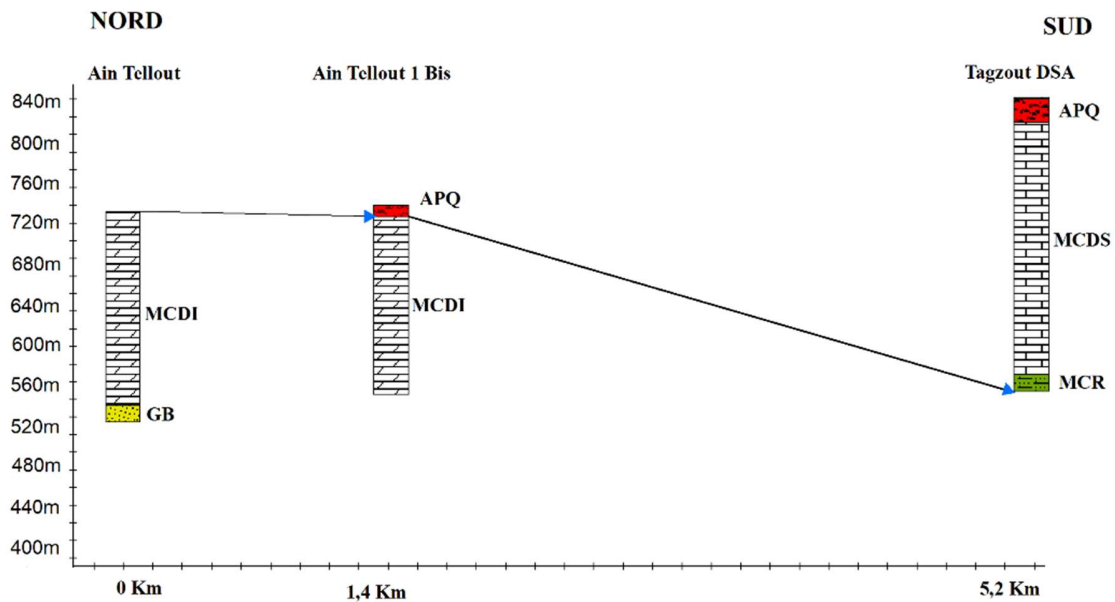


Fig. II.7.3 Coupe lithostratigraphique N-S des forages de la région d'Ain Tellout.

(APQ : les alluvions du plio-quadernaire, MCDS : le membre calcaro-dolomitique supérieur, MCR :marno-calcaire de Raourai,MCDI :le membre calcaro-dolomitique inférieur ,GB :les grès de Boumediene).

Chapitre III : L'étude du fonctionnement hydrodynamique

III.1 Introduction :

La structure hétérogène des milieux karstiques due au phénomène de karstification, rend inadaptée leur étude par les lois classiques des aquifères poreux et fissurés. En effet, La compréhension du fonctionnement hydrodynamique des aquifères karstiques repose essentiellement sur l'étude du milieu karstique dans son ensemble (Mangin,1975 ; Bakalowicz,1979; Mangin,1982 ; Marsaud , 1996). C'est à dire qu'il faut étudier la fonction de transfert du réservoir, qui module le signal d'entrée (précipitation) en un signal de sortie représenté par les chroniques de débit des exutoires.

La méthodologie adoptée dans cette partie consiste à suivre l'approche fonctionnelle hydrodynamique de Mangin, qui repose sur l'analyse des séries chronologiques de débit/précipitation à l'aide des méthodes suivantes :la méthode des débits classés, la méthode des courbes de récession et l'analyse corrélatrice et spectrale.

Ces méthodes ont été appliquées sur une chronique de débit bimensuel de bonne qualité (sans lacune) de la source d'Aïn Tellout sur une période d'observation de quatre années hydrologiques (de septembre 2010 à août 2014), On note aussi que cette chronique a été construite par la combinaison de deux chroniques, l'une fournie par L'ANRH et l'autre par mon encadreur. Tandis que la chronique de pluie utilisée provient de la station métrologique de Sidi Abdelli-Tlemcen (une chronique journalière).

III.2 Analyse des débits classés cumulés :

C'est une méthode classique en hydrologie et introduite par Mangin (1971) en hydrogéologie karstique, qui permet de caractériser les différents régimes d'écoulement à l'exutoire tels que l'apport d'eau d'un autre système, le fonctionnement d'un trop-plein, le stockage et la fuite vers un autre system.

Le principe de cette méthode : consiste à ranger les fréquences d'apparition des débits d'une émergence (exutoire) dans des classes de débit pour les représenter graphiquement. L'interprétation de la courbe des fréquences cumulées obtenue permet d'extraire quelques caractéristiques sur l'aquifère étudié. En principe, l'interprétation repose essentiellement sur les changements de pente de la courbe des fréquences cumulées qui traduisent un changement de la

loi d'écoulement. (Fig III.1) Ensuite la courbe obtenue sera ajustée par une loi statistique, uniquement pour décrire la courbe, et non pas pour la modéliser ou pour faire des prévisions.

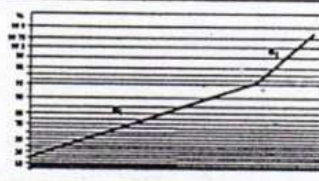
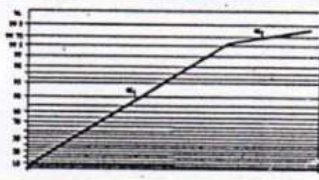
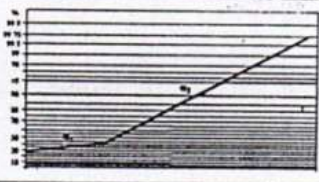
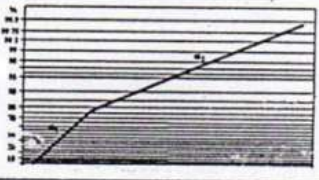
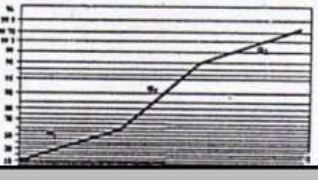
Position de la rupture	Pentes des droites	Interprétation
Forts pourcentages		$\alpha_2 > \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • mise en fonctionnement de trop-plein • fuites vers un autre système • stockage momentané • fuites ou débordement de la station de jaugeage • hautes eaux
		$\alpha_2 < \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • apports en provenance d'un autre système • jaugeage d'écoulements n'appartenant pas au système
Faibles pourcentages		$\alpha_2 > \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • constitution d'une réserve
		$\alpha_2 < \alpha_1$ <ul style="list-style-type: none"> • apports d'une réserve issue d'un cycle antérieur
Double rupture		$\alpha_2 > \alpha_1$ et $\alpha_3 < \alpha_2$ <ul style="list-style-type: none"> • piégeage d'une réserve lors de la décrue et restitution au cours du tarissement

Fig.III.1. Différents cas de rupture de pentes de la droite des débits classes.

(L'ordonnée représente la fréquence d'apparition des débits observés et les abscisses représente les classes de débits) (Marsaud,1997).

III.2.2 Application :

La méthode des débits classés a été appliquée sur une chronique de la source d'Aïn Telout (période 2010-2014) au pas de temps bimensuel avec un intervalle de classe de 02 l/s, Cette dernière a été estimée par la règle de Sturge dont (équation III.1, III.2):

$$N=1+ (3,3\log n) \quad (III.1)$$

$$I= (Q_{max}-Q_{min}) /N \quad (III.2)$$

Avec : N (le nombre de classes), n (le nombre d'individus), I (intervalle de classe), Q_{max} et Q_{min} (représentent respectivement la valeur de débit maximale et minimale de la série considérée).

Tableau III.1. Résultats de l'analyse des débits classés.

Classes de débit (l/s)	Nombre de débits observés	Fréquence des débits observées cumulées %	Nombre des débits Calculés	Fréquence des débits calculées cumulées %
< 14	11	11,4	8	8,5
[14-16[16	28	13	22,3
[16-18	18	46,8	21	44,1
[18-20	21	68,7	23	68
[20-22	15	84,4	17	86
[22-24	11	95,8	9	95
>24	4	100	4	100

D'après la figure III.2 et le tableau III.1, notre série statistique suit une distribution de la loi normale P (Q)~N (18.48 ; 3.26). La courbe des débits classés obtenue présente deux ruptures ; l'une à 21 l/s et l'autre à 23 l/s, ces deux ruptures correspondent à l'augmentation importante des débits plus que la fréquence d'apparition. Selon la classification de Marsaud (1997), ces anomalies correspondent respectivement à l'apport d'une réserve issu d'un cycle précédente et l'apport d'eau d'un autre système.

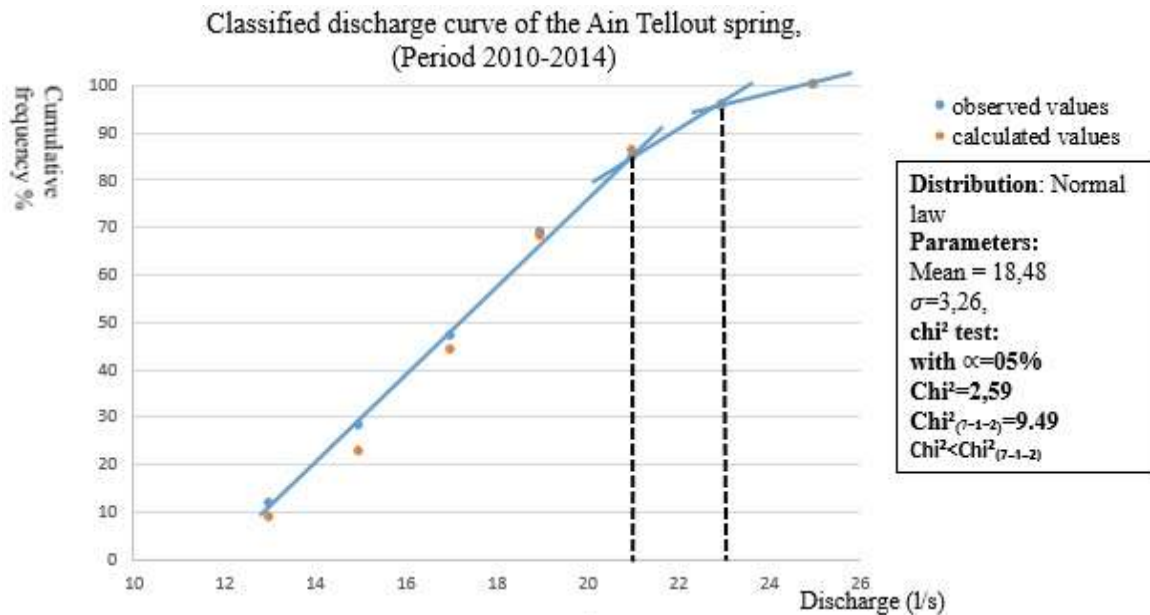


Fig. III.2. La courbe des débits classés de la source d'Aïn Tellout.

III.3 L'analyse des courbes de récession :

Proposé par Mangin (1975) dans le but d'estimer les ressources en eau des systèmes karstiques et de classer ces derniers, par estimation de certains paramètres hydrodynamiques (tels que le coefficient de vitesse d'infiltration η , le coefficient de tarissement α , le volume dynamique V_d , le pouvoir régulateur k et le retard à d'infiltration i).

III.3.1 Principe de cette méthode :

Cette approche consiste à donner une expression mathématique à la courbe de récession, qui correspond à la partie décroissante de l'hydrogramme d'une source au cours d'une période non influencée par les précipitations.

Ces courbes de récession sont composées de deux modalités d'écoulement souterrain (équation III.3) ; l'un représente l'infiltration ou l'écoulement rapide de la zone non saturée ; exprimé analytiquement par une fonction homographique $\Psi(t)$ (équation III.4) et l'autre représente la vidange du réservoir ou le tarissement exprimé analytiquement par le model de maillet $\varphi(t)$ (équation III.5), (Fig. III.3).

$$Q(t) = \psi(t) + \varphi(t) \quad (\text{III. 3}).$$

$$\psi(t) = q_0 \frac{(1 - \eta t)}{(1 - \varepsilon t)} \quad (\text{III. 4}).$$

$$\varphi(t) = Q_{R_0} e^{-\alpha t} \quad (\text{III. 5}).$$

Avec t : représente le temps, $Q(t)$: est le débit à l'instant t , Q_{R_0} : correspond à l'extrapolation de la courbe de récession du débit de base sur l'axe des ordonnées, q_0 : le débit d'infiltration à l'instant $t = 0$, α : le coefficient de tarissement, ε : le coefficient d'hétérogénéité, η : le coefficient de vitesse d'infiltration (Mangin,1975 ;Marsaud,1997)

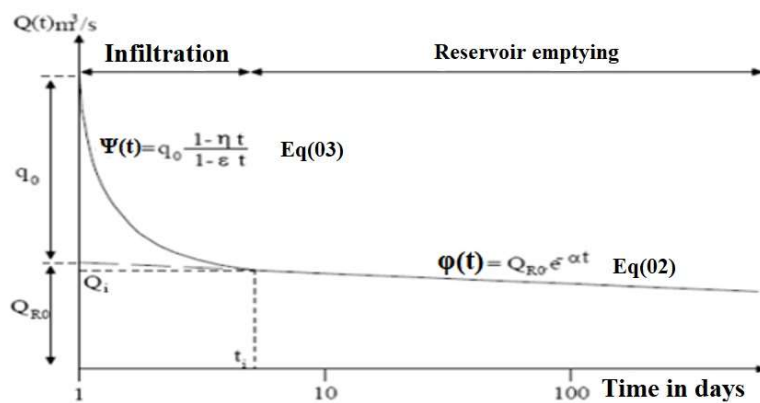


Fig. III.3. Décomposition de la courbe de récession selon la méthode de Mangin (1975).

III.3.2 Application : Pour caractériser le système d'Aïn Tellout, trois courbes de récession ont été étudiées (de 2010 à 2014) au pas de temps bimensuel (Fig.III.4 et III.5) , les résultats ont été reportés sur le tableau III.2.

D'après les résultats obtenus, nous constatons que les récessions commencent au mois de Mai avec des périodes de récession qui dépassent parfois cinq mois (le caractère du climat méditerranéen). Les débits de pointes de cette source ne sont pas très élevés cela à cause d'une recharge lente d'aquifère.

Les faibles valeurs des coefficients de la fonction homographique tels que le coefficient de vitesse d'infiltration η ($\eta \approx 0.017$ en moyenne) et l'indice d'hétérogénéité ε ($\varepsilon \approx 0.048$ en moyenne) des trois récessions traduisent une infiltration lente (un temps d'infiltration long $t_i = 58$ jours en moyenne).

Les valeurs des coefficient de tarissements α sont proches et très faibles ($\alpha < 4.5 \cdot 10^{-3}$) traduisent le caractère d'un système très inertiel et peu karstifié .

Le volume dynamique qui correspond à la réserve d'eau mobilisable de la zone noyée est de l'ordre de $V_d = 465.000 \text{ m}^3$ indiquant la présence d'une modeste réserve.

Après le calcul des paramètres I et K de la classification de Mangin (Mangin 1975) obtenus par les courbes de récession de la source d'Aïn Tellout; les résultats obtenus donnent des fortes valeurs de I et K ($0.84 \leq I \leq 0.91$ et $K = 1.11$).

I représente le retard à l'infiltration, Une forte valeur de I traduit une infiltration lente ou complexe tandis que K représente le pouvoir régulateur qui reflète la capacité du système à stocker les précipitations et les distribuer au cours du temps.

En réalité, le paramètre K qui est le rapport entre le volume dynamique exprimé en m^3 sur le volume transit annuel exprimé en m^3/an , représente le temps moyen de séjour exprimé par an (El Hakim et Bakalowics 2007). Concernant la source d'Aïn Telout , il est de l'ordre de 1.11 ans soit 405 jours.

Le report de ces paramètres (K et I) sur la classification de Mangin, Positionne Notre source dans le domaine 5 qui correspond au système peu ou pas Karstique. Ces résultats s'avèrent cohérents avec les observations réalisées sur le terrain (la faible variabilité des débits de cette source, les débits de pointes ne sont pas très élevés $Q_{\max} = 30 \text{ l/s}$, le temps de séjour qui dépasse une année) et certaines études antérieures (khaldi,2005 ; Bouanani et al ,2005 ; Azzaz,2008 ; Azzaz,2008 ; Azzaz et al ,2012 ; Azzaz,2018) qui prouvent le caractère inertiel de ce système (Fig III.6).

Tableau III.2. Les valeurs des coefficients des fonctions $\Psi(t)$ et $\phi(t)$ pour les différentes récessions de la source d'Aïn Telout.

Récession	La lame d'eau précipité (mm/an)	la coefficients de la fonction homographique $f \Psi(t)$			la coefficients de la fonction de Maillet $\phi(t)$			Ti (j)	K	I
		q_0 (m ³ /s)	η (j-1)	ε (j-1)	α (j-1)	QR ₀ (m ³ /s)	Vd (m ³)			
Mai-Septembre 2011	385	0.007	0.01754	0.0257	0.0026	0.016	468475,9	59	0.80	0.91
Mai - Septembre 2013	642	0.0016	0.017	0.069	0.00436	0.021	651457,1	58	1.11	0.84
Mai - Aout 2014	513	0.0016	0.017	0.048	0.0045	0.018	278553,6	58	0.54	0.88

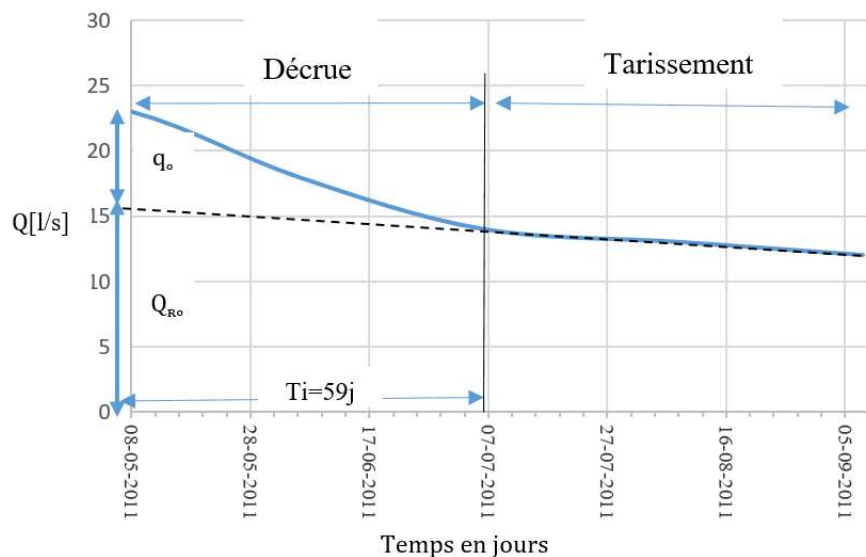


Fig.III.4. La courbe de récession de la source de l'Aïn Tellout (période Mai-Septembre 2011)

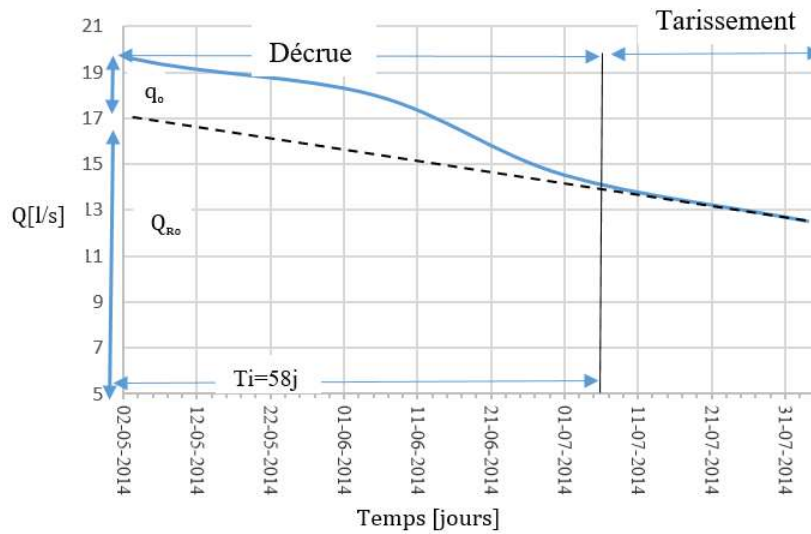


Fig.III.5. La courbe de récession de la source de l'Ain Tellout (période Mai-Aout 2014).

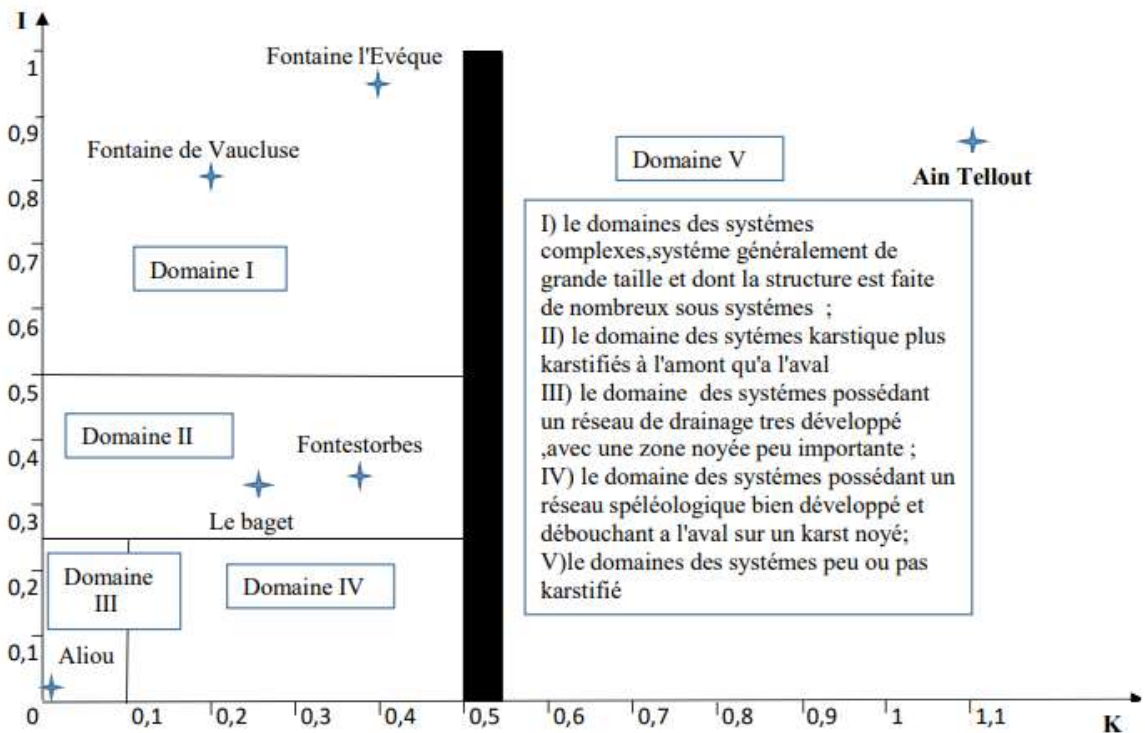


Fig.III.6. La position de la source d'Aïn Telout selon la classification de Mangin 1975.

III.4 Analyse corrélatoire et spectrale :

III.4.1 Introduction : Ces méthodes ont été définies par Jenkins et Watts (1968), Box et Jenkins (1974) et introduites par Mangin (1984) pour l'étude des systèmes karstiques. Cette approche fonctionnelle s'appuie sur les techniques d'analyse des signaux des séries chronologiques (débits, précipitations, conductivité, température...) afin d'extraire le maximum d'informations sur le fonctionnement des systèmes karstiques. (Mangin, 1984; Padilla & PulidoBosh, 1995; Larocque et al., 1998; Panagopoulos & Lambrakis, 2006 ; Massei et al., 2006 ; Bailly-Comte ,2008 ; Delbart,2014).

III.4.2 Principe de cette méthode :Le principe de base de cette méthode est d'assimiler le système karstique à un filtre (boite noire) qui module le signal d'entrée (hytérogramme) en un signal de sortie (hydrogramme). L'analyse de ces signaux fournit des informations sur la fonction de filtrage (fonction de transfert) du réservoir et permet donc de caractériser le système karstique (Box et Jenkins, 1976 ; Mangin, 1984a ; Marsaud.1997).

Autrement dit, pour caractériser le filtre de ce system (quantifier le degré de karstification et l'importance des réserves karstiques) , on réalise d'abord une analyse simple sur les deux signaux d'entrée (précipitation) et de sortie (débit) . Par la suite, on réalise une analyse croisée précipitation-débit. Ces deux analyses sont effectuées dans le domaine temporel (corrélation simple et croisée) et dans le domaine fréquentiel (analyse de densité spectrale de variance simple et croisée).

Du point de vue Hydro géologique, les l'analyses corrélatoire et spectrale permettent l'estimation de quelques paramètres (l'effet de mémoire, le temps de régulation, la fréquence de coupure...) qui servent à la caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques et par la suite classer ces derniers selon des systèmes de référence établis par Mangin (1984).

L'analyse simple permet d'évaluer sur l'autocorrélogramme l'effet de mémoire qui traduit l'inertie du système (c'est la valeur k pour $r(k)=0.2$ fixée par Mangin 1982). A échelle spectrale, le spectre simple de densité de variance permet de mettre en évidence les événements périodiques d'une série temporelle et leur fréquence d'apparition ainsi que d'estimer la fréquence de coupure qui quantifie la régulation introduite par le système (c'est la fréquence pour laquelle la densité de

variance devient nulle ou négligeable), le temps de régulation qui représente la durée d'influence du signal d'entrée (précipitation) sur le système. (Mangin 1984 ; Marsaud 1997).

L'analyse de corrélogramme croisé reflète l'image impulsionnelle du système par l'étude des relations signal entrée - signal sortie (pluie-débit). À l'échelle temporelle, le corrélogramme croisé fournit des informations sur le développement du réseau de drainage ; par exemple, un système peu inertiel donnera un corrélogramme croisé en pic par contre un système inertiel donnera un corrélogramme croisé sous forme d'un bossage étalé. (Mangin 1984 ; Marsaud 1997).

Pour achever l'analyse croisée, on fait l'étude de quatre fonctions spectrales: la fonction d'amplitude, de phase, de cohérence et de gain.

- a. La fonction d'amplitude fournit la plage de fréquence pour laquelle le filtre du système transforme le signal d'entrée en un signal de sortie. Elle affine la fréquence de coupure estimée par le spectre simple des débits.
- b. La fonction de cohérence traduit la linéarité et la stationnarité du système.
- c. La fonction de déphasage : permet d'estimer le déphasage temporel entre le signal d'entrée et le signal de sortie.
- d. La fonction de gain permet d'évaluer la dynamique des réserves karstiques en fonction de la fréquence, puisqu'elle représente la régression entre le signal d'entrée et le signal de sortie dans le domaine fréquentiel.

III.3 Application de l'analyse corrélatoire et spectrale sur le system étudié :

Dans cette étude, les différentes méthodes d'analyses corrélatoires et spectrales ont été réalisées à l'aide du logiciel statistica III.10, appliqué d'une part sur les débits bimensuels de la source d'Ain Tellout comme signal de sortie et d'autre part sur les pluies brutes bimensuelles de la station de Sidi Abdelli-Tlemcen comme signal d'entrée, pour la période hydrologique septembre 2010-Aout 2014, avec une fenêtre d'observation de $m=480$ jours et un pas de temps $k= 15$ jours.

Il est très important de noter que le grand pas de temps peut être utilisé pour étudier le comportement des systèmes karstiques sur le long terme, ainsi que pour étudier les systèmes inertiels, qui sont caractérisés par une réponse étalée dans le temps (Zare et al., 2005 ; El Bardai et al., 2014 ; Jauffret et Klinka, 2014). De plus, les études précédentes sur le système d'Ain Tellout ont montrées son caractère très inertielle (Khaldi, 2005 ; Azzaz, 2008 ; Azzaz et al., 2012). Pour cette raison, nous essayons dans cette partie d'exploiter cette chronique de débit (au pas de temps bimensuel) qui constitue la seule donnée disponible et exploitable de cette source.

III.3.1 Analyse Simple :

III.3.1.1 Analyse du signal d'entrée (précipitation) :

A long terme, l'analyse corrélatoire du signal d'entrée (précipitation) avec une fenêtre d'observation de 480 jours montre la présence d'une périodicité annuelle (un pic pour chaque 12 mois) .La densité spectrale de variance montre l'influence de deux périodicités, l'une annuelle et l'autre saisonnière, qui se manifestent respectivement par deux pic autour de 12 et 06 mois. Cette périodicité caractérise le climat méditerranéen qui est composé par deux saisons sensiblement égales bien séparées : une saison pluvieuse qui s'étend de septembre à Avril (neigeuse en altitude) et une saison sèche en été qui se prolonge parfois jusqu'à l'automne (Fig III.7).

L'analyse des bruits (Fig. III.8) sur une échelle log fréquence-log densité spectrale, met en évidence clairement un bruit brownien aléatoire structuré $\beta=-1,4$ pour les basses fréquences (à l'échelle annuelle et saisonnière) ensuite au-delà de la fréquence 0,34 ($T=2,9$ mois) il devient gaussien aléatoire pur $\beta=-0,06$ pour les moyennes et les hautes fréquences (pour des événements rapides).

Selon l'analyse, notre signal d'entrée est périodique à l'échelle annuelle et aléatoire à l'échelle mensuelle, donc notre corrélogramme croisé pourrait être une bonne image impulsionnelle du système. (Marsud 1997; Ramirez-Rojas et al., 2004; Little et al., 2010; Arnaud Fournillon ,2012).

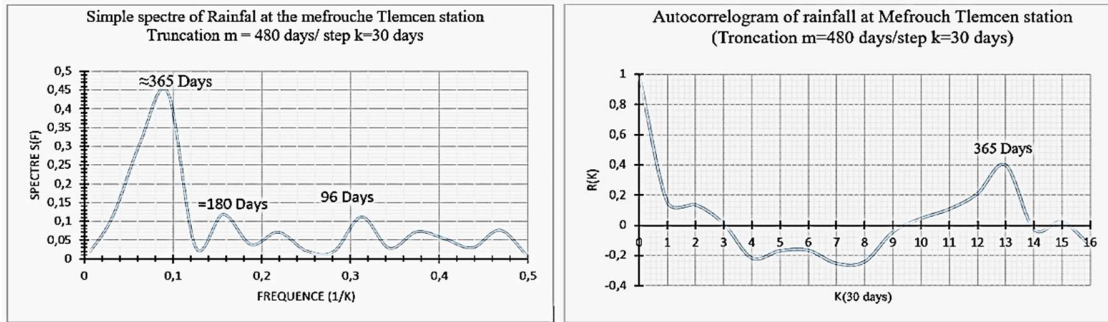


Fig. III.7. Autocorrélogramme et le Spectre de densité de variance des précipitations à la station de Sidi Abdelli -Tlemcen sur la période septembre 2010-septembre 2014.

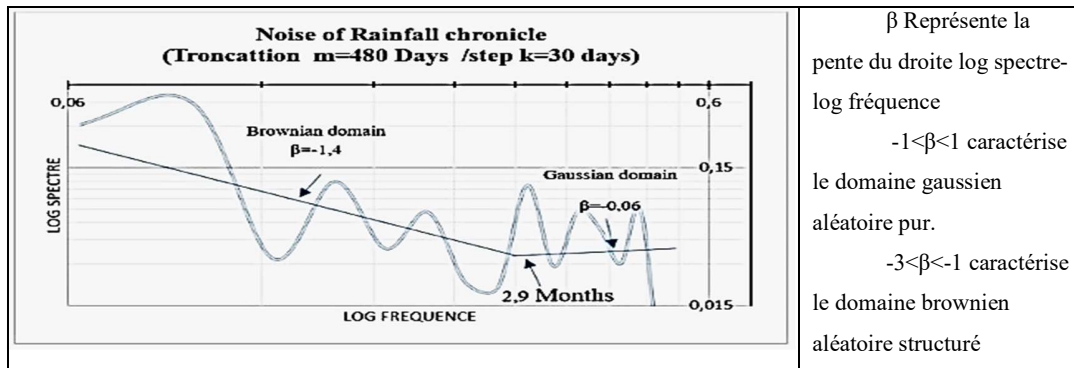


Fig. III.8. Le bruit de la chronique précipitation à long terme de la station de Sidi Abdelli sur la période septembre 2010-Aout 2014.

III.3.1.2 Analyse du signal de sortie (Débit) :

Le corrélogramme simple des débits de la source d'Aïn Telout montre une décroissance lente différente du signal d'entrée, avec une périodicité annuelle qui correspond au cycle hydrologique (un pic chaque 365 jours) (Fig III.9).

Ce corrélogramme atteint la valeur de l'effet de mémoire ($R_{xx}(k)=0,2$) au bout de 60 jours et devient nul au bout 75 jours. Ceci reflète la forte dépendance dans le temps des évènements qui

affectant la chronique des débits et indique que ce système a un effet mémoire considérable, à cause d'un réseau de drainage moins développé. Il s'agit d'un système inertiel à faible karstification fonctionnelle.

Le spectre simple de variance présente une ordonnée faible à la fréquence $f=0$, probablement due à une faible régulation pluriannuelle, donc les réserves restituées au cours d'un cycle hydrologique ne bénéficient pas ou peu au cycle suivant. Cette hypothèse s'avère cohérente avec le temps de séjour des eaux calculé par la méthode des courbes de récession (T séjours =405 jours) et le faible volume dynamique de ce système.

Notre système présente peut être un temps de régulation de 35 jours, ce dernier a été estimé par l'ordonné maximal du spectre à la fréquence $f=0$ divisé par son intégrale (Mangin ,1984 ;Marsaud 1997 ; Dörfliger et al,2010).

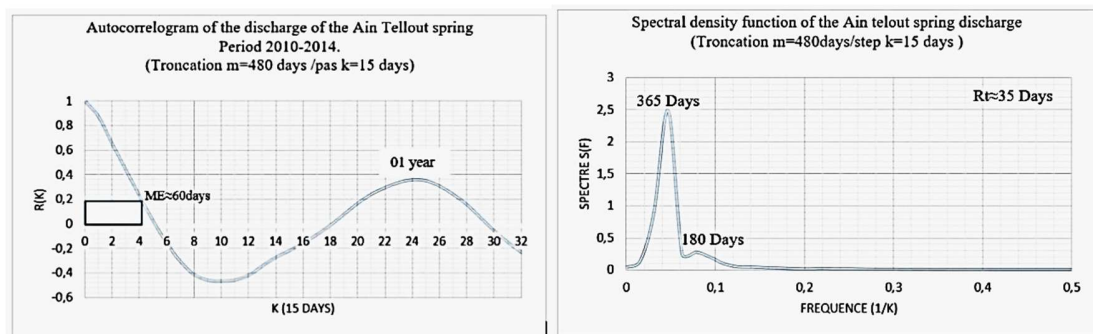


Fig. III.9. Autocorrélogramme et le Spectre simple de variance des débits de la source d'Aïn Telout sur la période hydrologique septembre 2010 – septembre 2014.

III.3.2 Analyse croisée pluie-débit :

Le corrélogramme croisé de la source d'Aïn Telout présente une réponse étalée qui atteint son maximum au bout de 15 jours, cette valeur représente le temps de réponse du système après une sollicitation pluviométrique (Bailly-Comte et al ,2008). La durée de la réponse impulsionnelle est de l'ordre de 78 jours qui traduit un pouvoir régulateur important.

Ce corrélogramme montre une réponse marquée dans sa partie négative, ceci signifie qu'il ne fournit pas une bonne image impulsionnelle du système. Cela peut être expliqué par la perte

d'information au pas de temps bimensuel, ou par une perturbation du signal d'entrée. Cette courbe présente un pic mal individualisé puis décroît lentement et coupe l'axe au bout de 97 jours. Ceci s'explique par une réponse bimodale du système après une sollicitation pluviométrique, le premier pic à 15 jours représente l'écoulement rapide, suivi par un écoulement lent qui correspond à un effet capacitif important (Fig.III.10).

L'ensemble de ces paramètres caractérise un système inertiel qui possède un réseau de drainage peu développé. L'analyse des courbes de récession (les faibles valeurs de coefficient d'infiltration $\eta \approx 0.017$, le coefficient de tarissements $\alpha < 4.5 \cdot 10^{-3}$ et le temps de séjours $t=405$ jours) et les travaux antérieurs confirment ces résultats. Bouanani (2005), dans son étude sur l'analyse corrélatoire et spectrale du système hydrographique d'Isser (ce système draine la zone d'étude qui se situe dans le même contexte géologique et climatologique que le système d'Aïn Telout), avait démontré des valeurs d'effet mémoire et de temps de régulation proches des résultats obtenus dans ce travail (Tableau III.3), ainsi que le caractère inertiel des aquifères de cette région. En plus Khaldi (2005), Azzaz et Charechali (2008), Azzaz et Khaldi (2012), Azzaz et Emblanch (2018) ont démontré par des études hydrochimiques le caractère inertiel, la grande extension géographique et la faible karstification du système étudié.

Le pas de temps adopté dans cette étude ne fournit que des résultats approximatifs et constitue une limitation. L'échantillonnage de cette source à un pas de temps plus fin (pas de temps journalier ou horaire par exemple) fournirait des résultats plus précis sur le fonctionnement de ce système. Le tableau III.3, présente une comparaison entre le système d'Aïn Telout et le système hydrographique d'Isser.

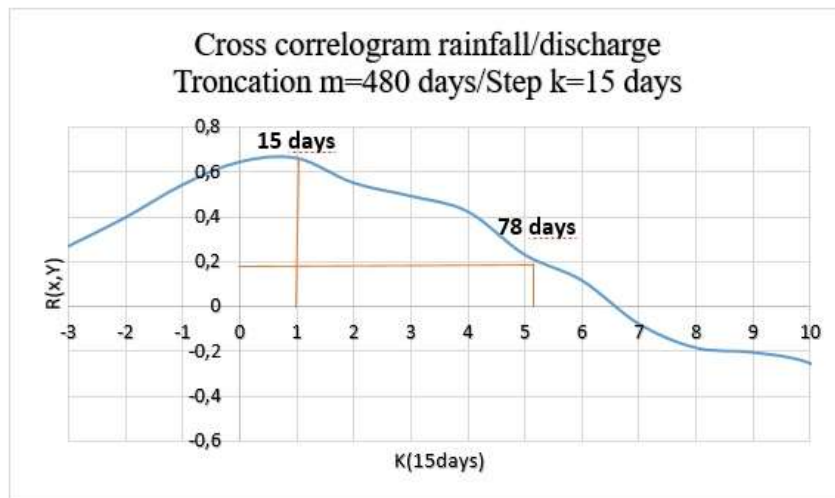


Fig. III.10. Le corrélogramme croisée pluie/débits de la source d'Aïn Telout sur la période hydrologique septembre 2010 – Aout 2014.

Tableau III.3. Comparaison entre le système d'Aïn Telout et le système d'Isser.

Auteur	Région	Le system karstique	Effet de mémoire (rk=0,2)	Fréquence de coupure	Le temps de régulation (jours)
Bouanani (2004)	Basin Tafna (ouest algérien)	Isser	63 jours	0,018	43 jours
Ce travail	Basin Tafna (ouest algérien)	Aïn Telout	60 jours	/	35 jours

III.4 Conclusion :

L'analyse de la série chronologique des débits de la source d'Aïn Telout ainsi que les précipitations enregistrées à la station de Sidi Abdelli-Tlemcen pendant quatre cycle hydrologique (2010-2014) a permis de caractériser le fonctionnement hydrodynamique de ce système karstique.

L'analyse des débits classés a montré que les eaux de la source d'Aïn Telout proviennent respectivement d'une réserve issue d'un cycle antérieure et l'apport d'eau d'un autre système.

L'analyse des courbes de récession met en évidence des faibles valeurs des coefficients de tarissement ($\alpha < 4.5 \cdot 10^{-3}$), d'infiltration ($\eta \approx 0.017$ en moyenne) et d'indices d'hétérogénéité ε ($\varepsilon \approx 0.072$ en moyenne). Cela traduit le caractère d'un système inertiel et peu karstifié avec une réserve dynamique estimée à 465.000 m³ et un temps de séjour de l'ordre 405 jours.

L'application de l'analyse corrélatrice et spectrale a permis d'extraire quelques caractéristiques du système étudié. L'analyse du signal d'entrée montre une tendance saisonnière caractéristique du climat méditerranéen, par contre le corrélogramme simple des débits présente un signal différent de celui du signal d'entrée traduisant le caractère régulateur du système.

L'analyse simple et croisée mettent en évidence un effet de mémoire de 60 jours, un temps de régulation de 35 jours et un temps de réponse de 15 jours.

Le corrélogramme croisé met en évidence une double réponse du système suite aux sollicitations pluvieuses : une réponse rapide du système qui traduit un caractère transmissif, suivie d'une seconde réponse lente qui reflète un deuxième caractère capacitif du système. L'ensemble de ces paramètres caractérisent un système inertiel, peu karstifié et mal drainé. Un échantillonnage de cette source à un pas de temps plus fin (pas de temps journalier ou horaire par exemple) permettrait d'obtenir des résultats plus précises sur le fonctionnement de ce système.

Chapitre IV : L'étude du fonctionnement hydrochimique.

IV.1 Introduction:

L'hydrogéochimie est définie comme étant « la compréhension des caractéristiques chimiques des eaux souterraines, des processus de leur acquisition et des lois qui gouvernent les échanges hydrochimiques entre l'eau, le sol et le sous-sol. L'hydrogéochimie donne une explication géologique des données hydrochimiques » (Castany et Marga, 1977).

Lorsque l'étude hydrogéochimique est utilisée pour comprendre le fonctionnement des systèmes karstiques, cela devient très complémentaire à l'étude hydrodynamique. En effet, si l'approche hydrodynamique permet d'appréhender l'inertie et les volumes des systèmes karstiques, elle ne permet pas de distinguer le temps de transit lié aux différentes modalités des écoulements dans l'aquifère, les différentes masses d'eau (infiltration diffuse ou concentrée, la zone noyée ...), ni de localiser les différents réservoirs d'eau (épikarst, zone d'infiltration ou zone noyée...). Parallèlement, l'hydrogéochimie est aussi un outil qui permet d'identifier l'origine et l'extension de la contamination des eaux souterraines (Dorfliger et al., 2010). Pour cela, ce chapitre a été mené à partir des traceurs géochimiques, pour valider les hypothèses du fonctionnement hydrodynamique proposées dans le chapitre III, d'analyser l'origine du chimisme des eaux et caractériser les différentes masses d'eau à l'exutoire.

C'est pour ces raisons que ce chapitre a été organisé en cinq parties.

La première partie a pour but d'identifier le faciès chimique des eaux d'Aïn Tellout.

La deuxième partie repose sur l'identification des origines des éléments majeurs de cette source à partir de l'étude des rapports chimiques.

La troisième partie s'articule autour de l'étude statistique élémentaire et multifactorielle pour identifier les principaux facteurs qui contrôlent l'équilibre chimique des eaux d'Aïn Tellout.

La quatrième partie utilise les paramètres physico-chimiques pour extraire certaines caractéristiques sur ce système.

Enfin, la cinquième partie prend en charge l'analyse des chimiogrammes afin de discriminer les différentes masses d'eau qui composent les eaux souterraines et de déterminer leurs mécanismes d'écoulement au sein de l'aquifère.

IV.2 Méthode d'analyse et périodicité des prélèvements :

Dans ce chapitre, les données hydrochimiques (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , COT, Ph, T°C et conductivité) exploitées proviennent de la base de données de l'ANRH issues des échantillons des eaux recueillies à la source d'Aïn Tellout à un pas d'échantillonnage mensuels pour la période allant de septembre 1999 à décembre 2014, soit 155 prélèvements. Le tableau N° IV.1 synthétise les données hydrochimiques de la source d'Aïn Tellout.

IV.2.1 Les paramètres physico-chimiques in situ : tels que la conductivité ($\mu\text{S}/\text{cm}$), le pH et la température ($^{\circ}\text{C}$), sont mesurés sur le terrain lors des prélèvements. Les valeurs de conductivité ont une précision de $\pm 1\mu\text{S}/\text{cm}$, celles de température à $\pm 0,1^{\circ}\text{C}$ et le pH est donné à $\pm 0,05$.

IV.2.2 Les Anions :

Les prélèvements pour l'analyse des anions sont effectués dans des flacons en polyéthylène de 150 ml et conservés à 4°C dans l'obscurité. Les anions (Cl^- , SO_4^{2-} et NO_3^-) ont été analysés par chromatographie ionique en phase liquide. Les bicarbonates (HCO_3^-) et les carbonates (CO_3^{2-}) sont dosés par titrimétrie. Les concentrations des anions sont données avec une précision de 3%.

IV.2.3 Les Cations :

Les prélèvements pour l'analyse des cations sont effectués dans des flacons en polyéthylène de 50 ml, acidifiés avec l'acide nitrique lors de l'échantillonnage (pH entre 1 et 2), et conservés à l'obscurité à 4°C . Les analyses (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+) sont effectuées par spectromètre d'absorption atomique (SAA) avec une précision de 3%.

IV.2.4 Carbone Organique Total (COT) :

Les échantillons pour l'analyse du COT sont prélevés dans des flacons en verre brun de 50 ml, stabilisés avec du chlorure mercurique lors du prélèvement et conservés à 4°C . Le carbone organique total (COT) a été mesuré à l'aide du TOC "Analyser Model 700 de Bioritech".

L'analyse se fait en deux phases : le carbone minéral est éliminé par ajout d'un acide fort (acide phosphorique) et le carbone organique transformé en CO_2 gazeux par ajout d'un oxydant. Le CO_2 est ensuite quantifié par détection infrarouge, qui convertit la masse de CO_2 en masse de COT. La précision est de 5%.

IV.3. Validité des données de terrain :

Avant d'exploiter les données hydrochimiques, il est primordial de vérifier la validité de tous les échantillons par la balance ionique.

La balance ionique est un moyen de détecter les erreurs d'analyse. Théoriquement, le nombre de milliéquivalents négatifs doit être égal au nombre de milliéquivalents positifs. L'écart relatif sert à estimer le degré d'erreur des résultats d'analyse. L'erreur sur la balance ionique est donnée en pourcentage et calculée par la relation ci-dessous (équation IV.1) :

$$\text{BI}(\%) = \frac{\sum(\text{Anions} - \text{Cations})}{\sum(\text{Anions} + \text{Cations})} * 100\% \quad (\text{IV.1})$$

Avec:

$$\sum \text{Anions} = \text{HCO}_3^- (\text{total}) + \text{Cl}^- (\text{total}) + \text{SO}_4^{2-} (\text{total}) + \text{NO}_3^- (\text{total}).$$

$$\sum \text{cations} = \text{Ca}^{2+}(\text{total}) + \text{Mg}^{2+}(\text{total}) + \text{Na}^+(\text{total}) + \text{K}^+(\text{total}).$$

Pour une balance ionique (BI) située dans l'intervalle (-5%, +5%), l'analyse sera considérée acceptable. Dans le cas contraire, elle sera rejetée.

En réalité, la balance ionique doit être calculée d'une façon rigoureuse, en prenant en compte les concentrations totales de toutes les espèces dissoutes. En effet, la concentration d'un ion donné par une analyse chimique comprend non seulement l'ion lui-même, mais aussi toutes les paires d'ions et les complexes minéraux contenant cet ion. Par exemple, le dosage du calcium par complexométrie donne la teneur en calcium minéral total présent dans la solution, soit : $\text{Ca}^{2+} (\text{total}) = \text{Ca}^{2+} + \text{CaHCO}_3^+ + \text{CaCO}_3 + \text{CaSO}_4$ (Les deux derniers termes n'interviennent pas dans la balance).

La balance ionique de tous les échantillons a été calculée à l'aide du programme « Diagrammes », créé par Roland Simler du Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon. Tous les résultats obtenus ont été acceptés (150 échantillons) et cinq seulement ont été rejetés (E03/06/2000, E01/10/2000, E08/06/2002, E02/07/2002, E14/01/2010). (Voir l'annexe 07).

IV.4 Hydrochimie des ions majeurs :

La spécificité de l'aquifère karstique réside dans l'existence d'axes de drainage où les écoulements sont rapides et peu favorables à la réalisation de mélange. Cela permet d'étudier l'hétérogénéité spatiale de l'aquifère à partir de l'examen des concentrations des marqueurs d'eau d'origine naturelle ou anthropique. Les variations de ces derniers dans les systèmes karstiques restent sous l'étroite dépendance des conditions des écoulements (infiltration diffuse, concentrée ou par perte, réserve de la zone saturée ou non saturée, etc.). Cela tient au fait que la minéralisation acquise par les eaux karstiques est en relation à la fois avec l'environnement géologique qu'elles rencontrent au cours de leur transit et avec leur temps de séjour au contact de cet environnement. (Bakalowicz, 1979).

a) La pression partielle de CO_2 ($p\text{CO}_2$) :

Le CO_2 dissous dans les eaux karstiques constitue l'un des principaux facteurs de dissolution des roches carbonatées. Ces teneurs varient dans les eaux karstiques en fonction de plusieurs facteurs, tel que :

- Le type et le degré de développement de la végétation : le CO_2 pédologique varie entre 0.4 à 5% selon la nature du sol et du couvert végétal. La forêt, par exemple produit plus de CO_2 que les prairies et les terres cultivées.

- L'effet d'altitude : plus l'aquifère est en altitude, plus la $p\text{CO}_2$ diminue, car la production de CO_2 dans les sols est thermo-dépendante. Par exemple, les sources de montagnes ont des $p\text{CO}_2$ proches de 0.2 %, tandis que les sources dans les vallées ont des valeurs allant de 0.8 à 1 %.

- L'effet de dégazage : plus la zone d'infiltration est aérée, plus la $p\text{CO}_2$ est basse. Généralement, l'aération résulte de grandes cavités ou grottes qui sont en rapport avec le milieu extérieur.

- L'effet tectonique sur la production de CO_2 : le CO_2 profond est produit par le processus de décarbonatations et le dégazage du manteau terrestre. Dans ce cas, la $p\text{CO}_2$ peut être dépasser 10% (Bakalowicz, 1994).

De plus, le suivi temporel de la $p\text{CO}_2$ sert à marquer les eaux de court temps de séjour et permet d'avoir une idée sur l'origine et les conditions d'écoulement des eaux karstiques.

b) Le Chlorure (Cl⁻) :

Le chlorure (traceur conservatif) est exclusivement d'origine météorique, sauf en cas d'existence d'évaporites, de pollution anthropique ou d'intrusion marine.

Cet ion constitue un bon marqueur des eaux de surface où il se concentre par évapotranspiration. Après les crues de reprise qui suivent les épisodes de sécheresse, la solubilité importante des chlorures et l'effet de lessivage des sols engendrent des teneurs relativement élevées en chlorure à l'exutoire. Ce paramètre est utilisé fréquemment en karstologie pour marquer la participation des eaux de surface aux systèmes (Lastennet, 1994 ; Huneau, F, 2000 ; Arbel et al., 2010).

c) Le Nitrate (NO₃⁻) :

La présence de nitrate dans l'eau est exclusivement liée à la pollution anthropique. Son origine principale est la dégradation de la matière organique.

Dans les eaux naturelles, la concentration maximale de cet élément ne dépasse pas 12 mg/l (Appelo et al., 1996 in Cave.F,2011). La relation entre les teneurs en nitrates et les concentrations de sulfates et de chlorures peut alors permettre de discriminer l'origine de ces minéraux.

d) Le calcium Ca²⁺ - et le magnésium Mg²⁺ :

Ces éléments sont très peu présents dans les eaux météoriques ; leurs sources principales sont donc la matrice carbonatée (calcaire et dolomie). On note aussi que le calcium peut être originaire des formations gypsifères (Ca SO₄) qui sont facilement solubles.

Le magnésium, en raison de sa cinétique de dissolution très lente dans les cas où sa répartition est homogène dans le système karstique, peut être utilisé comme un traceur du long temps de séjour des eaux karstiques, qui témoigne d'un séjour des eaux dans l'encaissant de plusieurs semaines.

Contrairement au calcium, qui témoigne des eaux relativement récentes (quelques jours seulement) (J. Mudry, 1987).

e) Le Bicarbonate (HCO_3^-) :

Le HCO_3^- est un traceur relatif au processus de dissolution carbonatée. Les réactions calco-carboniques s'articulent autour de trois paramètres liés entre eux : la température, le pH et les bicarbonates.

Théoriquement, les teneurs en bicarbonates diminuent dans les eaux karstiques en périodes des hautes eaux en réponse à la recharge de quantité de pluie importante et traduisent la participation croissante des eaux récentes dans le système. En périodes de sécheresse, les teneurs en bicarbonates augmentent lorsque la proportion des eaux météoriques diminue.

f) Le Sulfate (SO_4^{2-}) :

L'évolution des teneurs en SO_4^{2-} dans les eaux karstiques est liée à différentes origines :

- Les eaux météoriques : les eaux de pluies renferment des quantités non négligeables de sulfate. Il provient de l'oxydation du soufre dans l'atmosphère qui se trouve en abondance dans les zones industrielles. Ce phénomène est responsable des pluies acides.

- Apport Géologique : la dissolution des roches évaporitiques fournit des sulfates aux eaux souterraines. Par exemple, l'existence de formations marno-calcaires de Rarouaï qui surmontent notre aquifère ou les évaporites triasiques qui affleurent au nord de notre zone d'étude peut constituer une source de sulfates.

- Origine anthropique : les scories potassiques et certains phosphates utilisés comme engrais peuvent apporter des sulfates. Par exemple, l'activité agricole, très importante dans notre secteur peut constituer une source de pollution.

g) Le sodium et le potassium :

Ces deux éléments proviennent généralement de la même origine que celle du chlorure. Ils sont liés à la dissolution des évaporites, aux apports météoriques, proviennent d'une pollution anthropique ou peuvent être aussi échangés contre les ions Ca et Mg par la matrice argileuse.

IV.5. Le faciès hydrochimique des eaux de la source d'Aïn Telout :

Afin d'étudier les types hydrochimiques des eaux de la source d'Aïn Tellout, le diagramme en triangle de Piper et le diagramme semi logarithmique de Schoeller Berkaloff ont été utilisés.

IV.5.1. Le Diagramme de Piper :

Ce type de diagramme sert à représenter plusieurs échantillons d'eau simultanément. Il est composé de deux triangles permettant de représenter le faciès cationique, le faciès anionique, ainsi que d'un losange représentant le faciès global. Le nuage de points concentrés dans un pôle illustre pour les différents échantillons la combinaison des éléments cationiques et anioniques.

Le diagramme de Piper sert particulièrement à étudier le faciès hydrochimique des prélèvements éparpillés dans un espace donné ou bien analyser l'évolution temporelle des eaux d'un exutoire.

La figure IV.1 présente les résultats des analyses des eaux de la source d'Aïn Tellout sur le diagramme de Piper. Les eaux de cette source évoluent du pôle bicarbonaté calcique vers le pôle bicarbonaté magnésien, parfois vers le pôle chloruré sulfaté calcique et magnésien. Cette évolution est contrôlée par la chimie de l'équilibre calco-carbonique en présence de gypse. On note que ces résultats sont cohérents avec les observations de terrain, car l'émergence draine les dolomies du Kimméridgien inférieur qui constituent le réservoir de ce système.

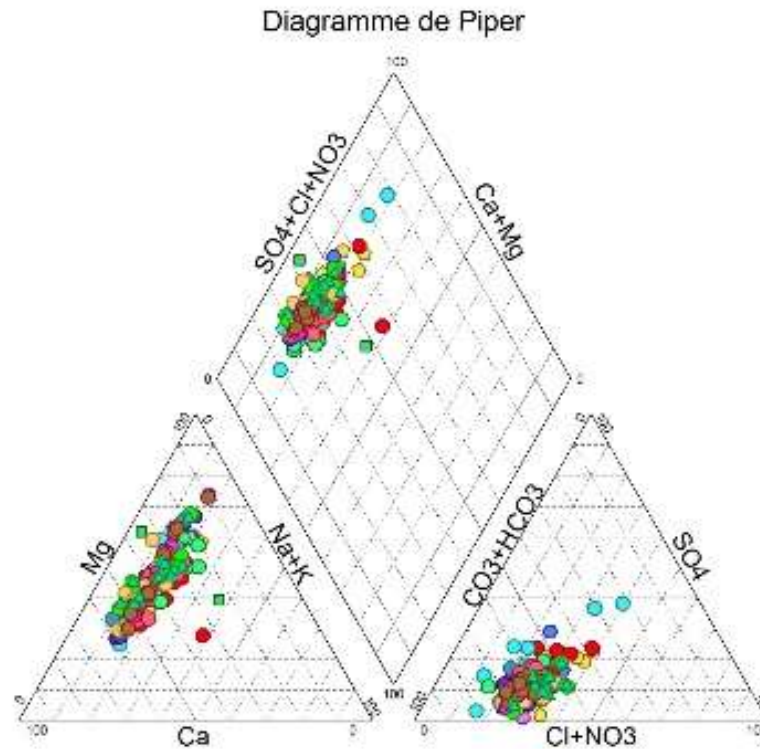


Fig. IV.1. Représentation graphique des résultats sur le diagramme de Piper.

IV.5.2. Le diagramme semi logarithmique de Schoeller Berkaloff :

Mis au point par Schoeller en 1938 et modifié par Berkaloff, ce diagramme comporte sept échelles semi-logarithmiques équidistantes correspondant aux principaux ions dosés, c'est-à-dire les cations Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ et les anions Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- et NO_3^- . La représentation des échantillons se fait par des segments de droite joignant les coordonnées des concentrations des ions des échantillons. Cette méthode permet d'identifier aisément le faciès chimique et l'importance quantitative de la minéralisation.

Les figure IV.2 et IV.3 présentent les diagrammes de schoeller Berkaloff réalisés à partir des analyses chimiques des eaux d'Aïn Tellout, ils montrent que les eaux de cette source sont caractérisées par un faciès chimique bicarbonaté-calciqie pendant des périodes des hautes eaux, et plus ou moins magnésien en périodes les périodes de basses eaux.

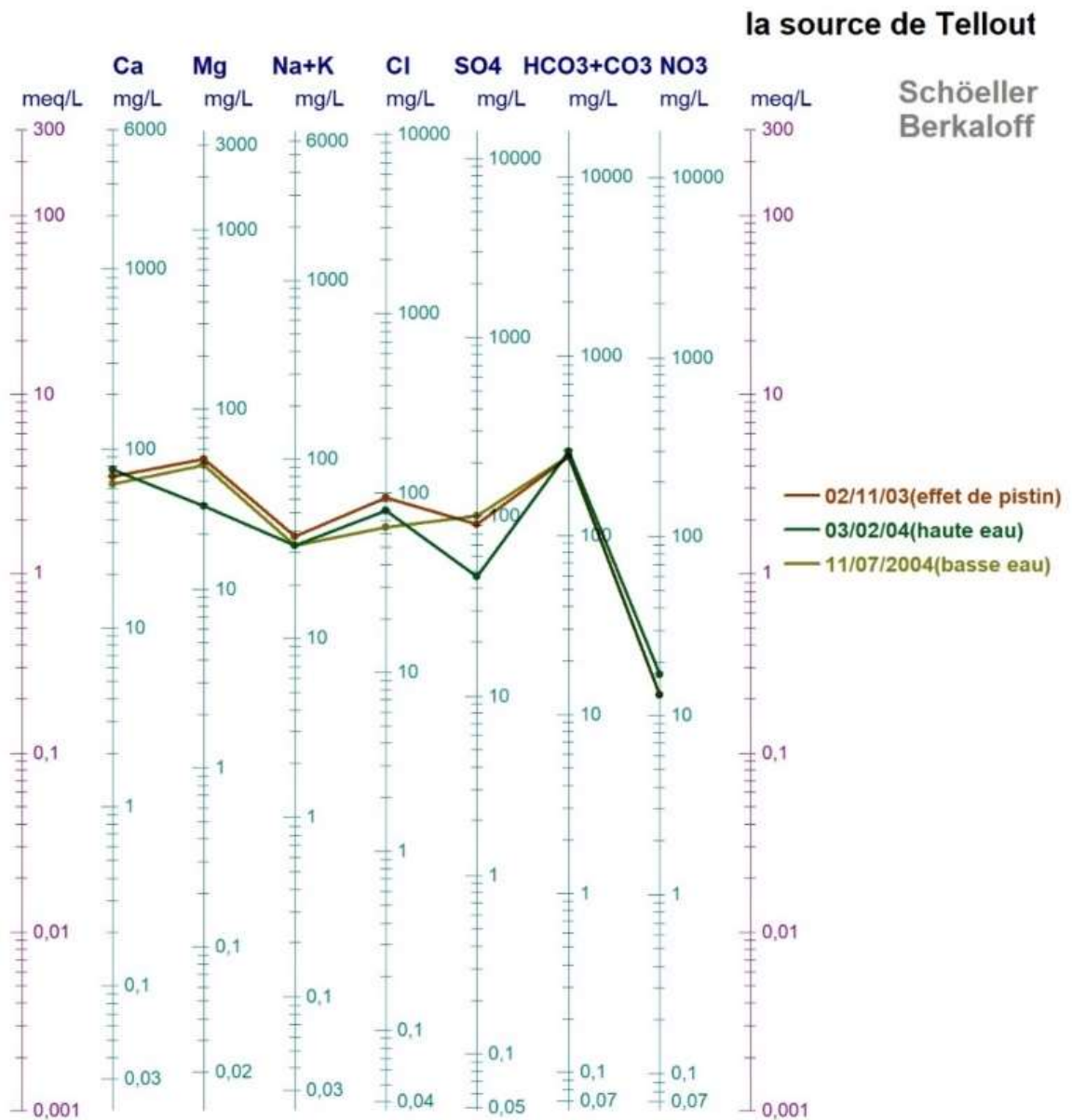


Fig. IV.2. Représentation graphique des résultats sur le diagramme de Schoeller Berkaloff (année hydrologique 2003-2004).

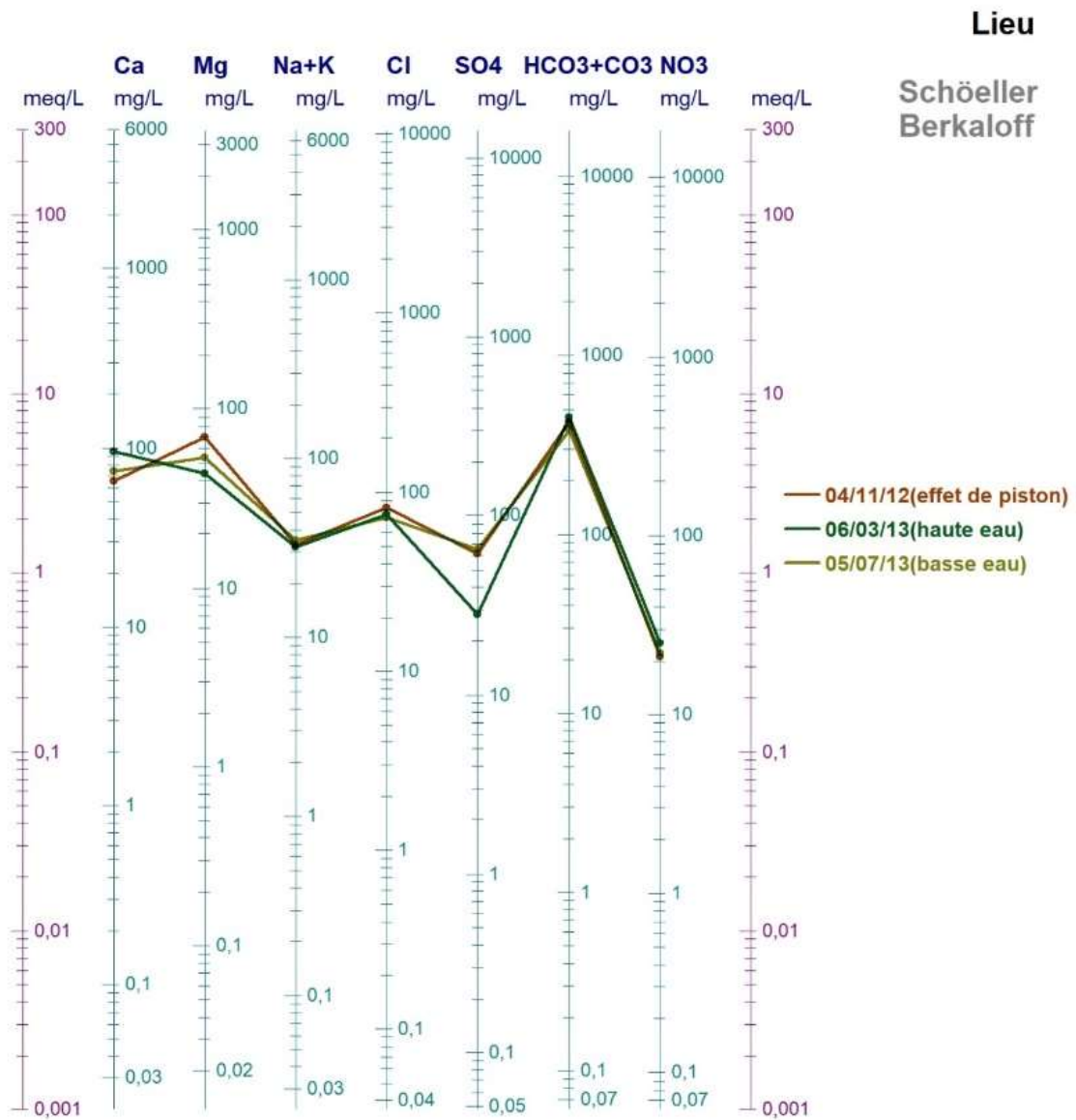


Fig. IV.3. Représentation graphique des résultats sur le diagramme de Schoeller Berkaloff (année hydrologique 2012-2013).

IV.6. Les origines des éléments majeurs des eaux de la source d'Aïn Tellout :

Pour déterminer l'origine du chimisme des eaux de la source d'Aïn Tellout , une première approche consiste à étudier les rapports caractéristiques des échantillons en utilisant les concentrations en milliéquivalents par litre (méq/l). Cela permet de savoir si les quantités des éléments majeurs dissous correspondent à leur origine connue ou s'il existe d'autres origines.

IV.6.1. Étude de la relation Ca^{2+} et HCO_3^- :

L'étude de ce rapport permet de déterminer si l'origine du calcium est liée à la dissolution des calcites ou à d'autres formation, selon les formules ci-dessous :

La réaction de dissolution de la calcite implique la relation suivante (en milliéquivalent par litre) : $\text{CaCO}_3 = \text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$ (Appelo et al, 1996), tandis que la dissolution de la dolomite implique que : $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 = \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + 2\text{CO}_3^{2-}$

La figure IV.4 montre la relation entre les ions Ca^{2+} et HCO_3^- des eaux de la source de Tellout. Celle-ci donne un faible coefficient de détermination ($R^2 = 0.38$), qui indique que les ions Ca^{2+} et HCO_3^- ne proviennent pas seulement de la dissolution de calcites mais peuvent également provenir en partie de la dissolution de la dolomite $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$.

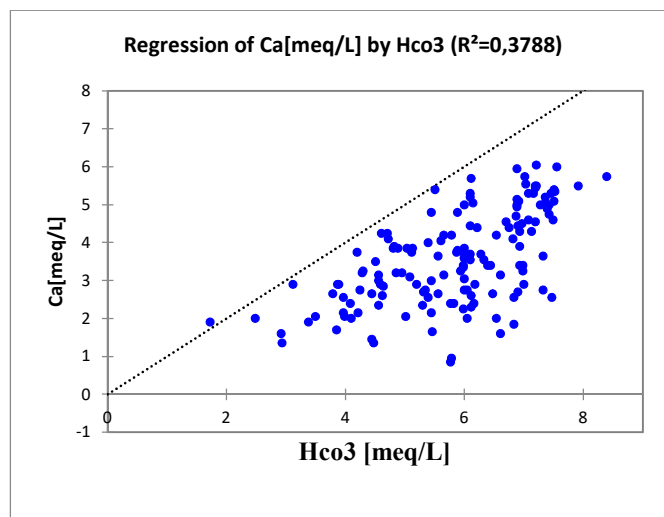


Fig. IV.4. Relation entre les concentrations de Ca^{2+} et HCO_3^- .

IV.6.2. Étude de la relation ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) et Hco_3^- :

Afin de confirmer l'origine des ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et Hco_3^- des eaux d'Aïn Tellout, on a étudié le rapport ($\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$) vs Hco_3^- .

La figure IV.5 présente la relation entre les ions du calcium et du magnésium en fonction des bicarbonates (en milliéquivalent par litre). On remarque une amélioration du coefficient de détermination ($R^2 = 0.63$), cette tendance témoigne une origine dolomitique des ions de calcium et de magnésium et confirme que cette source est alimentée principalement par le réservoir calcaro dolomitiques du Kimméridgien.

D'autre part, on remarque un excès en $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ qui peut être attribué à la dissolution du gypse, ce dernier favorisant un excès en ions Ca^{2+} et So_4^{2-} . (C'est ce qu'on a constaté sur les fortes concentrations en So_4^{2-} enregistrés dans les eaux de la source étudiée).

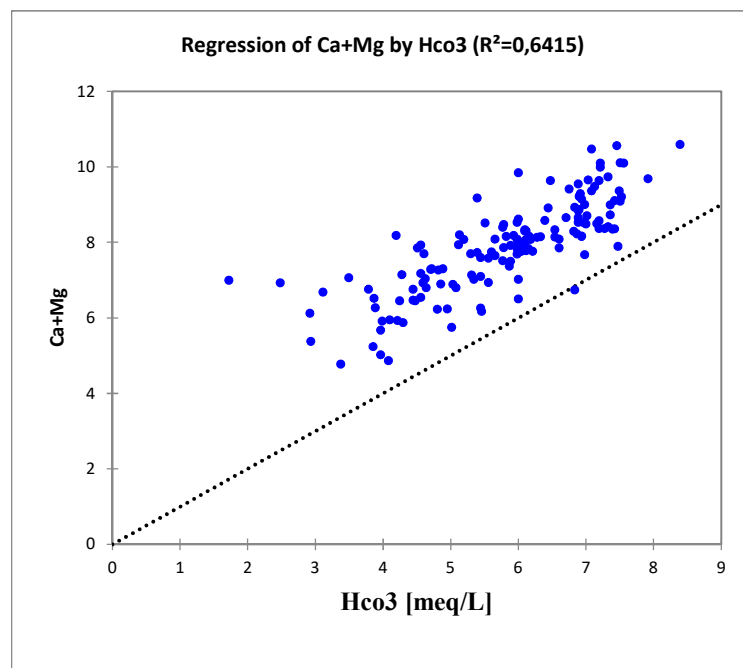


Fig. IV.5. Relation entre les concentrations de $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ et Hco_3^- .

IV.6.3 Étude de la relation ($\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$) et ($\text{Hco}_3^-+\text{So}_4^{2-}$) :

Les teneurs en sulfates dans les eaux d'Aïn Tellout pourraient être expliquées par trois provenances possibles à savoir :

- Les évaporites du Trias qui affleurent au nord de la zone d'étude, où on constate la présence d'un diapir triasique sur terrain.
- La formation des marno-calcaires de Rarouaï qui surmontant notre réservoir.
- La pollution anthropique par infiltration depuis la surface.

Afin de confirmer l'origine de sulfate, s'il est interne (les formations évaporitiques) ou externe (Anthropique) du système, nous avons étudié la relation entre ($\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$) et ($\text{Hco}_3^-+\text{So}_4^{2-}$), selon les formules ci-dessous:

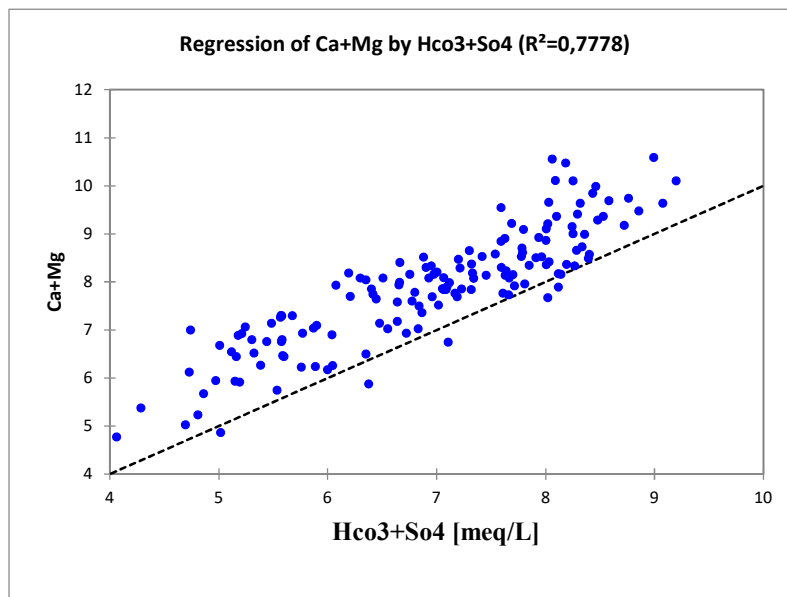
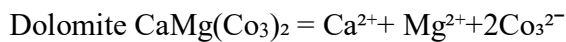
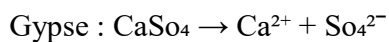


Fig. IV.6. Relation entre les concentrations de $\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$ et $\text{Hco}_3^-+\text{So}_4^{2-}$

La relation $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ vs $\text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ montre un coefficient de détermination relativement élevé ($R^2 = 0.78$), ceci indique que les ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et SO_4^{2-} sont à la fois en relation avec la dissolution des formations carbonatées $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ et gypseuses CaSO_4^{2-} .

IV.6.4. Étude de la relation Ca-SO₄ et Mg :

Sur la figure IV.7, la relation calcium-sulfate vs magnésium permet de classer les masses d'eau à l'exutoire en trois groupes distincts selon leur temps de séjour dans l'aquifère.

Le groupe (A) est caractérisé par des concentrations relativement élevées en calcium associées à de faibles teneurs en magnésium (dissolution de la calcite). Ceci peut correspondre à des eaux à court temps de séjour, remobilisées durant les périodes de haute eaux.

Le groupe (B) est caractérisé par un rapport (Ca-SO₄)/Mg proche ou inférieur à 1. Ceci s'explique par la dissolution de la dolomite, associée à un début de précipitation de calcite. Ce groupe est le plus dominant parmi des eaux de cette émergence, il est représenté par des eaux anciennes et reflète le caractère faiblement karstifié de ce système.

Le groupe (C) Ce type d'eau est relativement enrichi en Mg, avec de faibles teneurs Ca-SO₄. Ce type d'eau émerge durant les périodes de reprise par effet de piston, riche en éléments évaporitiques et caractérisé par un temps de séjour plus étalé.

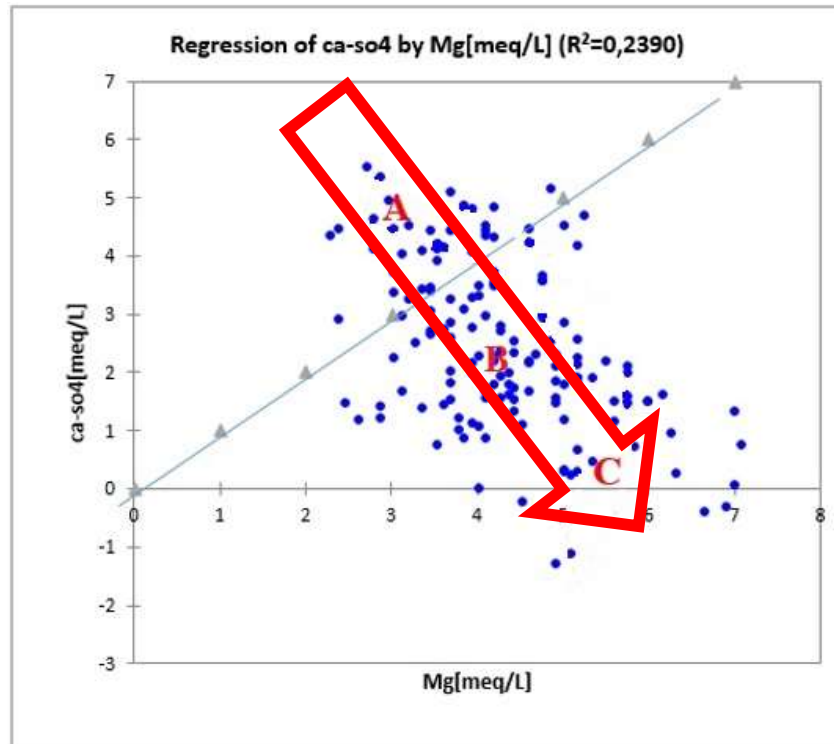


Fig. IV.7. Relation entre les concentrations Ca-So4 et Mg.

IV.6.5. Étude de la relation ($\text{Na}^+\text{+K}^+$) et Cl^- :

La relation ($\text{Na}+\text{k}$) vs Cl^- montre que tous les points sont positionnés en dessous de la droite de la pente 1 (Droite de dissolution de l'halite). Ceci traduit un déficit en ions ($\text{Na}^+\text{+k}^+$) par rapport au Cl^- . Cette tendance est influencée par deux origines principales :

- Des apports de surface d'origine agricole : L'utilisation des engrais riches en chlorure et l'absorption sélective de potassium par les végétaux engendrent la formation des dépôts évaporitiques très solubles dans le sol. Le lessivage de ces formations influe sur le chimisme des eaux.
- Les réactions d'échanges ioniques avec les minéraux argileux par lesquelles les ions Ca^{2+} et Mg^{2+} seront libérés dans l'eau contre la fixation des ions Na^+ et K^+ (Capaccioni et al., 2005 ; Stigter et al., 1998). Ces échanges sont mis en évidence par la relation $((\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}) - (\text{Hco}_3^- + \text{So}_4^{2-}))$ vs $(\text{Cl}^- - (\text{Na}^+ + \text{K}^+))$ (Garcia et al. 2001, Dassi, 2004 in Kamel et al. 2006).

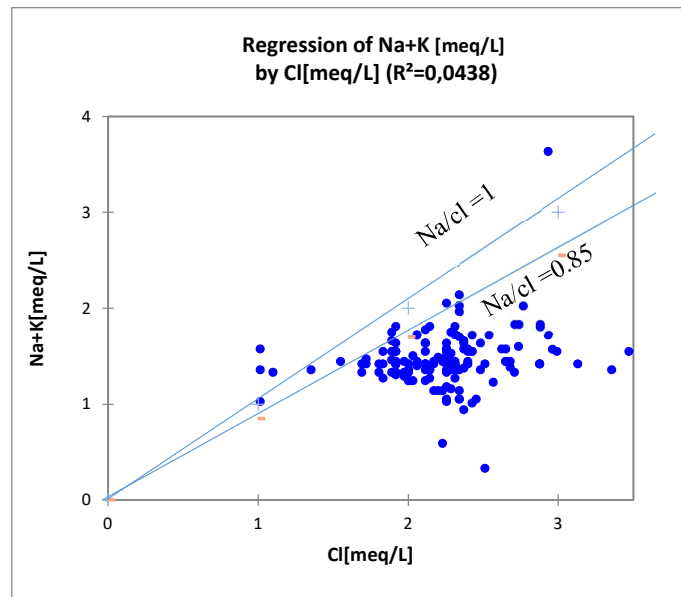
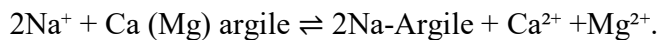


Fig. IV.8. Relation entre les concentrations (Na^++k^+) et Cl^- .

IV.6.6. Étude de la Relation entre $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})-(\text{Hco}_3^-+\text{So}_4^{2-})$ et $(\text{Cl}^-(\text{Na}^++\text{K}^+))$:

Cette relation met en évidence uniquement les réactions qui peuvent exister entre les minéraux argileux et l'eau, par la soustraction d'ions issus de la dissolution des minéraux carbonatés et gypseux, selon la réaction suivante (Appelo & Postma, 1994) :



En absence d'échange ionique de base, tous les points représentatifs des échantillons devraient se situer à proximité de l'origine.

La figure IV.9 montre l'évolution de la relation $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})-(\text{Hco}_3^-+\text{So}_4^{2-})$ en fonction de $\text{Cl}^-(\text{Na}^++\text{k}^+)$, qui donne un coefficient de détermination moyen de 0.43, dont les points sont situés sur la droite de la pente 1.

Donc, cette relation ne peut être due uniquement aux réactions d'échanges ioniques entre la matrice argileuse et le milieu aqueux, mais peut être aussi en relation avec l'intense activité agricole constatée sur le bassin d'alimentation de ce système.

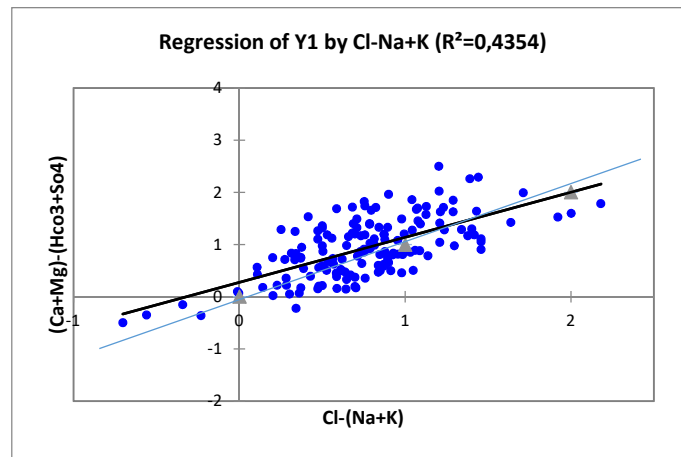


Fig. IV.9. Relation entre les concentrations ((Ca²⁺+Mg²⁺)-(Hco₃⁻+So₄²⁻)) et (Cl⁻-(Na⁺+K⁺)).

IV.6.7. Étude de la Relation entre (Ca²⁺+Mg²⁺)/(Hco₃⁻+So₄²⁻) et ((Na⁺+K⁺)/Cl⁻) :

La relation (Ca²⁺+Mg²⁺)/(Hco₃⁻+So₄²⁻) vs (Na⁺+K⁺)/Cl⁻ a permis d'identifier quatre groupes d'eaux à l'émergence (fig.IV.10).

Le groupe (A) est constitué par des eaux drainées pendant les périodes de reprise par effet de piston (d'automne et de printemps), qu'il montre un excès en Ca²⁺+Mg²⁺ par rapport aux ions (Hco₃⁻+So₄²⁻), accompagné d'un faible rapport (Na⁺+K⁺)/Cl⁻, ceci est dû à des eaux anciennes et relativement minéralisées stockées dans l'épikarst et/ou la zone non saturée.

Ce phénomène est favorisé par:

1)- les échanges ioniques de base entre les eaux et la matrice de l'aquifère. Les argiles libèrent les ions Ca²⁺ et/ou Mg²⁺ contre la fixation des ions Na⁺ et/ou K⁺ (Capaccioni et al., 2005; Stigter et al., 1998).

2)- par la concentration des sels très solubles dans le sol par l'effet d'évaporation. Ces sels vont être lessivés et transportés lors des périodes de reprise par les eaux de recharge jusqu'à l'exutoire.

Le groupe (B) est caractérisé par des rapports (Mg²⁺+Ca²⁺)/(Hco₃⁻+So₄²⁻)≈1 et (Na⁺+K⁺)/Cl⁻≈0.85. Ces eaux présentent un rapport Na/Cl proche de celui des eaux météoriques méditerranéennes (Avila & Alarcón, 2003 ; Celle-Jeanton et al., 2009), ce qui correspond à des eaux récentes arrivées à l'exutoire au cours des périodes des hautes eaux.

Le groupe (C) est intermédiaire entre (A) et (B), correspond à des eaux drainées pendant les périodes d'étiages.

Tandis que le groupe (D) montre un excès en $\text{Na}^+\text{+K}^+$ par rapport au Cl^- . Ceci pourrait s'expliquer par une pollution des eaux d'origine agricole.

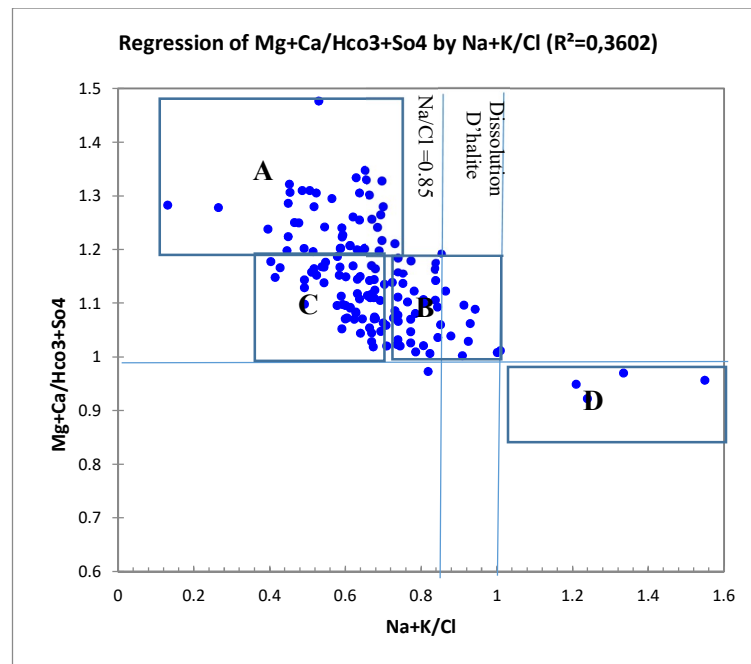


Fig. IV.10. Relation entre les concentrations $((\text{Ca}^{2+}\text{+Mg}^{2+})/(\text{Hco}_3^- \text{+So}_4^{2-}))$ et $((\text{Na}^+\text{+K}^+)/\text{Cl}^-)$.

IV.6.8. Étude des échanges ioniques par l'indice d'échange de base :

IV.6.8.1. Définition :

C'est un indice sans unité qui permet d'estimer le sens des échanges ioniques entre l'eau et les terrains encaissants. (Les concentrations des ions Cl^- , Na^+ et K^+ sont exprimées en milliéquivalent/litre), D'après Schoeller en 1943, l'indice d'échange de base est calculé par la formule suivante ((IV.2):

$$\text{IEB} = \frac{(\text{rCl}^- - \text{r}(\text{Na}^+\text{+K}^+))}{\text{rCl}^-} \quad (\text{IV.2})$$

Si $\text{I.E.B} = 0$; cela implique qu'il y a un équilibre entre la composition chimique de l'eau et l'encaissant,

Si $\text{I.E.B} < 0$; l'encaissant libère les ions de $\text{Na}^+\text{+K}^+$ et fixe les ions de Ca^{2+} et Mg^{2+} de l'eau.

Si I.E.B > 0 ; les eaux échangent des ions de Na⁺+K⁺ contre les ions de Ca²⁺ et Mg²⁺ du terrain encaissant.

IV.6.8.2. Résultats :

D'après le tableau IV.1, on constate que les eaux du système d'Aïn Tellout présentent un indice d'échange de base positif dans la majorité des échantillons. Cela signifie que les ions sodium et potassium de l'eau sont échangés contre les ions calcium et magnésium de l'encaissant. En revanche, quatre échantillons seulement présentent un indice de base négatif.

**Tableau IV.1. IEB des échantillons d'Aïn Tellout
(Période 1999-2014)**

Echantillon	IEB	Echantillon	IEB	Echantillon	IEB	Echantillon	IEB	Echantillon	IEB	Echantillon	IEB
08/09/1999	0,34	02/12/2001	0,55	10/09/2005	0,51	01/03/2008	-0	06/10/2010	0,53	02/12/2012	0,19
03/10/1999	0,4	07/01/2002	0,51	08/10/2005	0,47	16/06/2008	0,25	02/11/2010	0,57	08/01/2013	0,39
09/11/1999	0,23	11/02/2002	0,51	13/11/2005	0,34	02/07/2008	0,39	05/12/2010	0,55	05/02/2013	0,37
04/12/1999	0,16	02/03/2002	0,41	11/12/2005	0,19	18/08/2008	0,41	09/01/2011	0,55	06/03/2013	0,36
02/01/2000	0,41	23/04/2002	0,41	12/02/2006	-0,5	15/09/2008	0,6	06/02/2011	0,37	04/04/2013	0,39
02/02/2000	0,31	08/05/2002	0,36	04/03/2006	0,26	06/10/2008	0,45	07/03/2011	0,37	08/05/2013	0,35
01/03/2000	0,3	01/10/2003	0,4	02/04/2006	0,12	06/12/2008	0,33	05/04/2011	0,42	05/06/2013	0,32
01/04/2000	0,32	02/11/2003	0,41	02/05/2006	0,08	04/01/2009	0,38	08/05/2011	0,31	05/07/2013	0,26
03/05/2000	0,33	01/12/2003	0,51	05/06/2006	0,19	04/02/2009	0,23	05/06/2011	0,34	07/08/2013	0,32
01/07/2000	0,09	03/01/2004	0,32	02/07/2006	0,06	03/03/2009	0,25	06/07/2011	0,73	08/09/2013	0,34
01/08/2000	0,35	03/02/2004	0,37	21/08/2006	0,15	04/05/2009	0,15	08/08/2011	0,35	05/10/2013	0,42
12/09/2000	0,87	01/03/2004	-0,3	17/09/2006	0,18	02/06/2009	0,23	08/09/2011	0,45	03/11/2013	0,33
04/11/2000	0,27	06/04/2004	0,16	08/10/2006	0,31	04/07/2009	0,16	05/10/2011	0,41	03/12/2013	0,23
02/12/2000	0,29	03/05/2004	0,44	04/11/2006	0,26	06/09/2009	0,22	03/11/2011	0,37	04/01/2014	0,52
02/01/2001	0,48	01/06/2004	-0,2	02/12/2006	0,33	05/10/2009	0,16	04/12/2011	0,25	08/02/2014	0,42
03/02/2001	0,36	11/07/2004	0,21	03/01/2007	0,3	04/11/2009	0,13	02/01/2012	0,4	03/03/2014	0,46
03/03/2001	0,31	08/09/2004	0,27	06/02/2007	0,26	02/12/2009	0,09	01/02/2012	0,41	04/04/2014	0,27
01/04/2001	0,55	02/10/2004	0,28	03/03/2007	0,26	02/02/2010	0,48	01/03/2012	0,3	03/05/2014	0,33
02/05/2001	0,36	13/12/2004	0,33	07/04/2007	0,26	01/03/2010	0,46	01/04/2012	0,38	05/06/2014	0,3
18/06/2001	0,32	09/01/2005	-0	02/05/2007	0,31	04/04/2010	0,24	03/05/2012	0,38	01/07/2014	0,41
01/07/2001	0,16	12/02/2005	0,33	02/06/2007	0,18	04/05/2010	0,36	03/06/2012	0,32	03/08/2014	0,49
04/08/2001	0,37	01/03/2005	0,26	07/07/2007	0,41	07/06/2010	0,3	01/07/2012	0,29	02/09/2014	0,49
01/09/2001	0,34	12/04/2005	0,07	04/11/2007	0,27	01/07/2010	0,48	02/09/2012	0,35	04/10/2014	0,51
01/10/2001	0,6	09/05/2005	-0,2	03/12/2007	0,32	05/08/2010	0,48	02/10/2012	0,39	03/11/2014	0,58
03/11/2001	0,46	13/06/2005	0,21	02/01/2008	0,16	12/09/2010	0,55	04/11/2012	0,39	02/12/2014	0,48

IV.6.8.3. Conclusion :

Dans cette partie, une large chronique hydrochimique de 14 ans a été exploitée pour étudier les rapports chimiques. L'utilisation de ces derniers a permis de comprendre l'évolution temporelle et de mettre en évidence les origines des éléments majeurs du système étudié. Les résultats obtenus se résument comme suit :

L'étude des rapports chimiques a permis de distinguer quatre groupes d'eau à l'exutoire :

- ✓ Un groupe composé de réserves suspendues anciennes et minéralisées, drainées pendant les périodes de reprise par effet piston.
 - ✓ Un groupe composé de réserves récentes qui conservent le rapport $(Na+K)/Cl \approx 0,85$ caractéristique des eaux météoriques .
 - ✓ Un groupe composé de réserves légèrement anciennes, drainées pendant les périodes d'étiage.
 - ✓ Un groupe d'eaux présentant des rapports $(Ca^{2+}+Mg^{2+})/(HCO_3^- +SO_4^{2-}) < 1$ avec $(Na^++K^+)/Cl > 1$, correspond à des eaux affectées par une pollution anthropique (d'origine agricole).
-
- Le calcium et le magnésium proviennent principalement de deux origines : les formations calcaire-dolomitiques du kimméridgien et les niveaux évaporitiques qui surmontent l'aquifère (par exemple les marno-calcaire de Raorai).
 - Le sulfate provient principalement des formations évaporitiques qui surmontent l'aquifère.
 - L'origine du Sodium, du Chlorure et du Potassium est principalement météorique, reconcentrés dans le sol par évaporation.
 - Le déficit du Na^++K^+ par rapport au Cl^- est en relation avec deux phénomènes à savoir : les échanges ioniques de base et l'activité végétale (agricole) qui fixe le potassium.

IV.7. L'analyse statistique des données hydrochimiques :

L'analyse statistique des données hydrochimiques est fondamentale pour comprendre l'origine et les relations existantes entre les variables, ainsi que pour appréhender le mécanisme qui gouvernent l'hydrochimie de ces eaux. Pour cette raison, nous avons réalisé une étude statistique élémentaire des variables, suivie par une étude statistique multidimensionnelle (ACP et CAH).

IV.7.1 Analyse statistique descriptive :

Le tableau IV.2 fournit des informations statistiques générales sur la chimie des eaux de la source d'Aïn tellout.

Les valeurs de TDS (total des solides dissous) fluctuent entre 427 mg/l à 886 mg/l avec une moyenne de 666.7 mg/l et un coefficient de variation (Cv) de 14%. Les eaux de cette source sont relativement minéralisées comparativement à celles usuellement rencontrées dans les eaux karstiques et n'atteignent pas les normes de potabilité de OMS (soit 1500mg/l).

Le calcium, le magnésium et le bicarbonate constituent 72% de la minéralisation totale des eaux de Tellout.

Les teneurs en magnésium fluctuent entre 28 à 86 mg/l, avec une moyenne de 52.5 mg/l et un coefficient de variation (Cv) de 23.24%, Ces eaux présentent des teneurs importantes en magnésium, en raison de la nature dolomitique de l'encaissons.

Les teneurs en calcium varient entre 17 et 121 mg/l pour une valeur moyenne de 71.6 mg/l et un coefficient de variation (Cv) de 34.47%.

Les teneurs en bicarbonate fluctuent entre 105 mg/l et 512 mg/l, avec une moyenne de 355mg/l et un coefficient de variation (Cv) de 21.78 %.

Le rapport moyen Mg/Ca=1.47, caractérisant des eaux ayant un long temps de séjours dans l'encaissons.

Les éléments relativement abondants après ceux de l'équilibre calco-carbonique, sont par ordre d'importance : le chlorure, le sulfate, le sodium, le nitrate et le potassium.

Les concentrations en chlorures fluctuent entre 36 mg/l et 112 mg/l avec une moyenne de 78,9 mg/l et un coefficient de variation (CV) de 17.6 %. Ces teneurs sont inférieures à la norme OMS (soit 250 mg/l).

Les teneurs en nitrate de ce système fluctuent entre 1 mg/l et 38 mg/l, avec une moyenne de 20 mg/l et un coefficient de variation de 24.87%. Ces valeurs restent dans les normes de potabilité (<50 mg/l) et témoignent d'une faible pollution anthropique de cet aquifère.

Les valeurs de $p\text{CO}_2$ sont comprises entre $0.06 \cdot 10^{-2}$ et $4 \cdot 10^{-2}$ atmosphère avec une moyenne de $1.2 \cdot 10^{-2}$ atmosphère, ce qui correspond à des écoulements souterrains à surface aérée. Ceci peut être attribué à un dégazage de l'eau souterraine pendant les écoulements dans un système ouvert.

Le pH des eaux fluctue entre 7 et 8.6 avec une moyenne de 7.6 et un faible coefficient de variation de 4.32%.

Les teneurs en sulfate dans ce système évoluent entre 6 mg/l et 160 mg/l, avec une moyenne de 54.2 mg/l et un coefficient de variation de 48.5%. Ces valeurs sont inférieures à la norme OMS (soit 250 mg/l).

Les teneurs en sodium varient entre 7 mg/l et 83 mg/l, avec une moyenne de 32.6 mg/l et un coefficient de variation de 21.1 %.

Et enfin, les concentrations en potassium oscillent entre 0 mg/l et 13 mg/l, avec une moyenne de 1.58 mg/l et un coefficient de variation de 74.5%. Les forts coefficients de variation du sulfate et du potassium enregistrés pour les eaux de cette émergence peuvent être en relation avec l'activité agricole constatée dans la zone d'étude (l'utilisation des engrais agricole).

Tableau IV.2. Statistique descriptive des eaux d'Aïn Tellout

(Période : 1999 – 2014).

Variables	Statistiques Descriptive (Source de Tellout)					
	N°	Moyenne	Mini	Max	Ecart Type	CV%
pH	150	7,63	7,00	8,6	0,32	4,32
TDS	150	666,67	427,00	886,0	93,16	13,97
c25°C	150	791,69	565,00	1110,0	101,42	12,81
Ca[mg/L]	150	71,57	17,00	121,0	24,67	34,47
Mg[mg/L]	150	52,45	28,00	86,0	12,19	23,24
Na[mg/L]	150	32,66	7,00	83,0	6,89	21,09
K[mg/L]	150	1,58	0,00	13,0	1,18	74,53
HCO3[mg/L]	150	354,90	105,00	512,0	77,31	21,78
Cl[mg/L]	150	78,94	36,00	123,0	13,93	17,64
SO4[mg/L]	150	54,22	6,00	160,0	26,29	48,49
NO3[mg/L]	150	20,01	1,00	38,0	4,97	24,87
IsCalcite	150	0,51	-0,17	1,5	0,29	57,12
IsDolomite	150	1,26	0,09	3,1	0,56	44,17
IsGypse	150	-1,83	-2,59	-1,2	0,24	-13,33
IsAnhydrite	150	-2,05	-2,81	-1,4	0,24	-11,90
T c° eau	32	18,54	12,00	24,7	2,87	15,48

IV.7.2. Caractérisation hydrochimique des eaux de la source d'Aïn Tellout par les méthodes statistiques multidimensionnelles ACP et CAH :

Le chimisme des eaux karstiques est très variable dans le temps et dans l'espace. L'évolution temporelle de ces eaux est en rapport direct avec l'environnement et les conditions d'écoulement. Avec le nombre de données relativement élevés, nous avons eu recours à l'analyse factorielle, qui permet de synthétiser et d'observer les relations entre les différentes variables et échantillons (conductivité, pH, concentration en ions, etc.).

Dans ce travail, deux méthodes ont été utilisées : l'analyse en composantes principales (ACP) et la classification ascendante hiérarchique (CAH), qui sont bien adaptées aux données hydrochimiques. Le traitement statistique multidimensionnelle des données hydrochimiques a été effectué à l'aide du logiciel XLSTAT.

L'Analyse en Composante Principale (ACP) permet d'extraire le maximum d'informations sous forme simple et cohérente à partir d'un ensemble de données relativement élevé (Greenacre, 1984 in Bakalowicz, 1994). Du point de vue Mathématique, elle sert à réduire un système complexe de corrélations de (N) variables et (P) échantillons en un nombre réduit de dimensions (Facteurs) dans un nouvel espace. C'est donc une méthode de réduction du nombre de caractères, permettant des représentations géométriques des individus et des caractères. Cette réduction n'est possible que si les (N) variables initiales ne sont pas indépendantes et ont des coefficients de corrélation non nuls.

La Classification Ascendante Hiérarchique (CAH): C'est une méthode d'analyse statistiques multidimensionnelles qui consiste à résumer les relations entre unités taxonomiques opérationnelles par une structure simplifiée (dendrogramme) à partir d'une matrice décrivant la similarité ou la dissimilarité entre les échantillons.

En général, dans les classifications hiérarchiques, chaque classe peut être subdivisée en niveau inférieur ou regroupée en niveau supérieur de la hiérarchie. Les résultats obtenus peuvent ainsi être représentés graphiquement sous la forme d'un dendrogramme. D'un point de vue hydrochimique, cette méthode sert à classer des échantillons en classes statistiquement distincte, avec des liaisons selon un contexte géochimique.

IV.7.3 La corrélation entre les éléments majeurs :

La matrice de corrélation est couramment utilisée pour estimer les liaisons entre les différents éléments chimiques et d'examiner si les données sont factorisables ou non. Dans notre étude, nous avons traité une matrice de corrélation constituée de 12 variables, à savoir : le potentiel hydrique (pH), la minéralisation (TDS), le bicarbonate (HCO_3^-), le calcium (Ca^{2+}), le magnésium (Mg^{2+}), le sodium (Na^+), le potassium (K^+), le chlorure (Cl^-), le sulfate (SO_4^{2-}), le nitrate (NO_3^-) et la pression partielle de gaz carbonique (Pco_2).

En plus, des relations chimiques ont été introduites dans cette partie pour faciliter l'interprétation des facteurs : ($\text{Mg}+\text{Ca}$)-(HCO_3^-) et ($\text{Mg}+\text{Ca}$)-($\text{HCO}_3^-+\text{SO}_4^{2-}$). Les données utilisées, sont en $\text{m}\text{éq}/\text{l}$ issues de 150 prélèvements mensuels de la source d'Aïn Tellout pour une période d'observation allant du 08/09/1999 au 02/12/2014 (Fig.IV.11). Dans cette matrice, certains paramètres redondants ont été enlevés comme : le TDS redondant avec la conductivité, la dureté avec Ca et Mg et le pH avec les indices de saturation IScalcium et ISdolomite. Pour traiter ces données, de nombreuses ACP et CAH ont été appliquées, Seulement les plus caractéristiques ont été retenues pour aider à l'interprétation des données.

Au seuil de signification de 5%, la corrélation entre les variables est significative. En utilisant le coefficient de Pearson, la matrice de corrélation montre une bonne corrélation entre les éléments suivants (Fig.IV.11) : Tds/Ca ($r=0.66$), $\text{Tds}/\text{HCO}_3^-$ ($r=0.74$), $\text{Pco}_2/\text{HCO}_3^-$ ($r=0.58$), Ca/HCO_3^- ($r=0.61$), Ca/Pco_2 ($r=0.51$), Tds/Pco_2 ($r=0.44$).

On remarque aussi une corrélation inverse entre les éléments Ph/Pco_2 ($r=-0.87$), Ph/HCO_3^- ($r=-0.50$), Ca/Mg ($r=-0.43$), Ca/Ph ($r=-0.41$), ceci indiquent la prédominance des réactions de dissolution carbonatée dans ce système.

On constate aussi une corrélation entre le sulfate (SO_4^{2-}) et ($\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$)-(HCO_3^{2-}) ($r=0.67$) qui traduit des origines évaporitiques du sulfate de ces eaux. On souligne aussi une corrélation positive entre le chlorure (Cl^-) et ($\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$)-($\text{HCO}_3^{2-}+\text{SO}_4^{2-}$) ($r=0.5$) ainsi qu'une corrélation inverse entre le Sodium (Na^+) et ($\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$)-($\text{HCO}_3^{2-}+\text{SO}_4^{2-}$) ($r=-0.31$) reflétant des échanges ioniques entre la matrice argileuse et le milieu aqueux. Théoriquement ces relations hydrochimiques représentent respectivement les apports en ions ($\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$) hors dissolution carbonatée et les apports en ions ($\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+}$) hors dissolution carbonatée et gypseuse.

Variables	TDS	pH	Ca[meq/L]	Mg[meq/L]	HCO3[meq/L]	Cl[meq/L]	SO4[meq/L]	NO3[meq/L]	pCO2	(Ca+Mg)- (Hco3+Hso4)	(Ca+Mg)- (Hco3)	Na[meq/L]	K[meq/L]
TDS	1												
pH	-0,3459	1											
Ca[meq/L]	0,6610	-0,4121	1										
Mg[meq/L]	0,2804	-0,0337	-0,4368	1									
HCO3[meq/L]	0,7380	-0,5087	0,6150	0,2010	1								
Cl[meq/L]	0,3274	0,0613	0,1910	0,0068	-0,0914	1							
SO4[meq/L]	0,2373	0,2721	-0,1929	0,3041	-0,3655	0,1180	1						
NO3[meq/L]	0,1441	-0,2045	0,0496	0,0441	0,1441	-0,0343	-0,1014	1					
_pCO2	0,4424	-0,8779	0,5091	0,0398	0,5839	-0,0604	-0,2515	0,1727	1				
(Ca+Mg)-(Hco3+Hso4)	0,0519	-0,0786	0,2053	0,0764	-0,1860	0,5047	-0,0288	-0,0373	0,1112	1			
(Ca+Mg)-(Hco3)	0,2034	0,1313	0,0173	0,2680	-0,3918	0,4548	0,6747	-0,0982	-0,0929	0,7184	1		
Na[meq/L]	0,1768	0,2095	-0,0384	-0,0826	-0,0237	0,1990	0,1503	-0,0104	-0,2319	-0,3139	-0,1272	1	
K[meq/L]	-0,0064	-0,0449	-0,0751	0,0312	-0,1146	0,1064	0,1148	0,0237	0,0132	0,0365	0,1069	-0,0347	1

Fig. IV.11. Matrice de corrélation ($\alpha=5\%$).

IV.7.4. L'Analyse en Composante Principale (ACP) :

L'application de l'ACP sur les données hydrochimiques du système d'Aïn Tellout a pour but de spécifier les relations entre les différentes variables et les principaux facteurs, ainsi de caractériser le fonctionnement hydrochimique de ce système.

Les résultats de cette analyse montrent que les différentes variables sont moyennement liées. Les trois premiers axes n'expliquent que seulement 58,8 % de la variance totale. Ceci traduit la distribution de la variance sur de nombreux axes ou facteurs (Tableau.IV.3).

Dans ce cas, nous avons appliqué le critère de Kaiser-Guttman pour déterminer le nombre d'axes factoriels à retenir. Ce critère préconise la conservation des facteurs dont la valeur propre est supérieure à 1 (Tableau IV.3) (Bourque et al., 2006). Après l'application de ce critère, nous avons retenu les 5 premiers axes factoriels, qui restituent 78,13 % de la variance totale.

Le premier axe factoriel (F1), expliquant 26.6 % de la variance totale, présente dans sa partie positive le calcium (0.75), le bicarbonate (0.87), le dioxyde de Carbone (0.85) et la tds (0.66). Tandis que la partie négative de l'axe (F1) est caractérisée par le pH (-0.79) et dans une moindre mesure les sulfates (-0.40). Cet axe explique l'apport du principal aquifère calcareo-dolomitique qui alimente le système de Tellout en éléments Ca, Hco₃ et Pco₂.

Donc cet axe (facteur) exprime l'équilibre calco-carbonique, car il regroupe les indicateurs du milieu carbonaté, qui sont contrôlés par les conditions d'écoulement et du milieu de production de CO_2 .

La position intermédiaire des marqueurs pédologiques sur cet axe traduit la persistance au cours des cycles, d'une infiltration retardée qui caractérise l'épikarst de ce système (Azzaz, 2008).

Le deuxième axe (F2), expliquant 19.8 % de la variance, est défini dans sa partie positive par les chlorures (0.67), le sulfate (0.55), la Tds (0.48) et les relations $((\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})-(\text{HCO}_3^{2-}))$ (0.92) , $((\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})-(\text{HCO}_3^{2-}+\text{SO}_4^{2-}))$ (0.72)). Cet axe caractérise les écoulements épikarstiques riches en éléments évaporitiques.

Le troisième axe (F3), expliquant 12.4 % de la variance, est bien corrélé dans sa partie positive avec le sodium Na (0.66), La minéralisation TDS (0.52) et dans une moindre mesure, avec le sulfate (0.46). Dans sa partie négative par la relation $(\text{Ca}^{2+}+\text{Mg}^{2+})-(\text{HCO}_3^{2-}+\text{SO}_4^{2-})$ (-0.57). Cet axe exprime les réactions des échanges ioniques entre la matrice argileuse et le milieu aqueux.

Le quatrième axe (F4), expliquant 11.32 % de la variance, est déterminé dans sa partie positive par le magnésium (0.73) et dans sa partie négative par le calcium (-0.50), ainsi que dans une moindre mesure par le chlorure (-0.44) et le sodium (-0.48). Cet axe est un indicateur du type d'écoulement et de la dissolution d'halite d'origine pédologique.

Tandis que le cinquième axe (F5), expliquant 08 % de la variance est représenté dans sa partie positive par le potassium (0.81) et le nitrate (0.46). Ce facteur exprime la pollution agricole. (Tableau IV.4.)

Tableau IV.3. Distribution de la variance sur les axes factoriels.

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7	F8	F9	F10	F11
Eigenvalue	3,4591	2,5750	1,6109	1,4716	1,0410	0,9390	0,8133	0,6517	0,3281	0,1099	0,0005
Variability (%)	26,6082	19,8073	12,3918	11,3203	8,0074	7,2232	6,2564	5,0131	2,5236	0,8452	0,0035
Cumulative %	26,6082	46,4155	58,8073	70,1275	78,1350	85,3582	91,6146	96,6277	99,1513	99,9965	100,0000

Tableau IV.4. Corrélation entre les variables et les facteurs.

	F1	F2	F3	F4	F5
TDS	0,6691	0,4876	0,5234	-0,0856	-0,0479
pH	-0,7948	-0,0316	0,2065	-0,2670	-0,1354
Ca[meq/L]	0,7523	0,2227	-0,0762	-0,5023	-0,0541
Mg[meq/L]	-0,0323	0,3217	0,3989	0,7387	-0,1834
HCO ₃ [meq/L]	0,8753	-0,0998	0,3052	0,0431	-0,1556
Cl[meq/L]	-0,0114	0,6741	-0,0057	-0,4396	0,1510
SO ₄ [meq/L]	-0,4011	0,5531	0,4654	0,1850	0,0056
NO ₃ [meq/L]	0,2582	-0,0568	0,0596	0,2019	0,4649
_pCO ₂	0,8493	0,0854	-0,1794	0,2337	0,0556
(Ca+Mg)-(Hco ₃ +Hso ₄)	0,0077	0,7239	-0,5768	-0,0570	-0,0971
(Ca+Mg)-(Hco ₃)	-0,2735	0,9195	-0,1020	0,0867	-0,0679
Na[meq/L]	-0,1311	-0,0668	0,6617	-0,4843	0,1972
K[meq/L]	-0,0735	0,1683	-0,0532	0,1583	0,8152

Sur le diagramme des individus :

Le plan CP F1/F2 exprime 46,42 % de la variance, a identifié trois groupes d'eaux (Fig.IV.12):

Le groupe 1 : Positionné entre la partie négative de l'axe F1 et la partie positive de l'axe F2, ce groupe constitué 21,4% des observations, formé essentiellement par des eaux drainées par effet de piston en périodes de reprises et des fortes crues, qui chassent les eaux des réserves suspendues de l'épikarst et/ou de la zone non saturée vers l'exutoire. La présence des éléments évaporitiques dans ce pôle indiquent l'influence des formations marneuses epikarstiques sur le chimisme de cette source (le marno-calcaire de Raorai).

Le groupe 2 : Situé dans la partie positive des axes F1 et F2, ce groupe constitue 24.6% des observations, formé essentiellement par des eaux récentes riches en Co₂, drainées durant les périodes des hautes eaux.

Le groupe 3 positionné en dessous de l'axe F1, ce groupe constitue 54% des observations, formé essentiellement par des eaux drainées durant les périodes de décrue et d'étéage. Ce groupe caractérise plus ou moins la signature chimique de la zone noyée.

Le plan CP F1/F3 : ce plan exprime 39 % de l'information (la variance). Grâce à ce plan, on peut percevoir l'importance des réactions des échanges ioniques dans ce système. Les individus sont regroupés en deux principaux groupes opposés.

- L'un représente les eaux des crues riches en Na^+ et les éléments de surface.
- L'autre regroupe les eaux drainées durant les périodes de décrue et d'étéage, caractérisées par des teneurs relativement élevées en calcium et en magnésium (l'enrichissement en Ca et Mg se fait par échange ionique). Dans ce cas, les ions Na et/ou K ont été fixés par la matrice contre la libération des ions Ca et/ou Mg dans le milieu aqueux (Capaccioni et al., 2005; Stigter et al., 1998) (fig.IV.13).

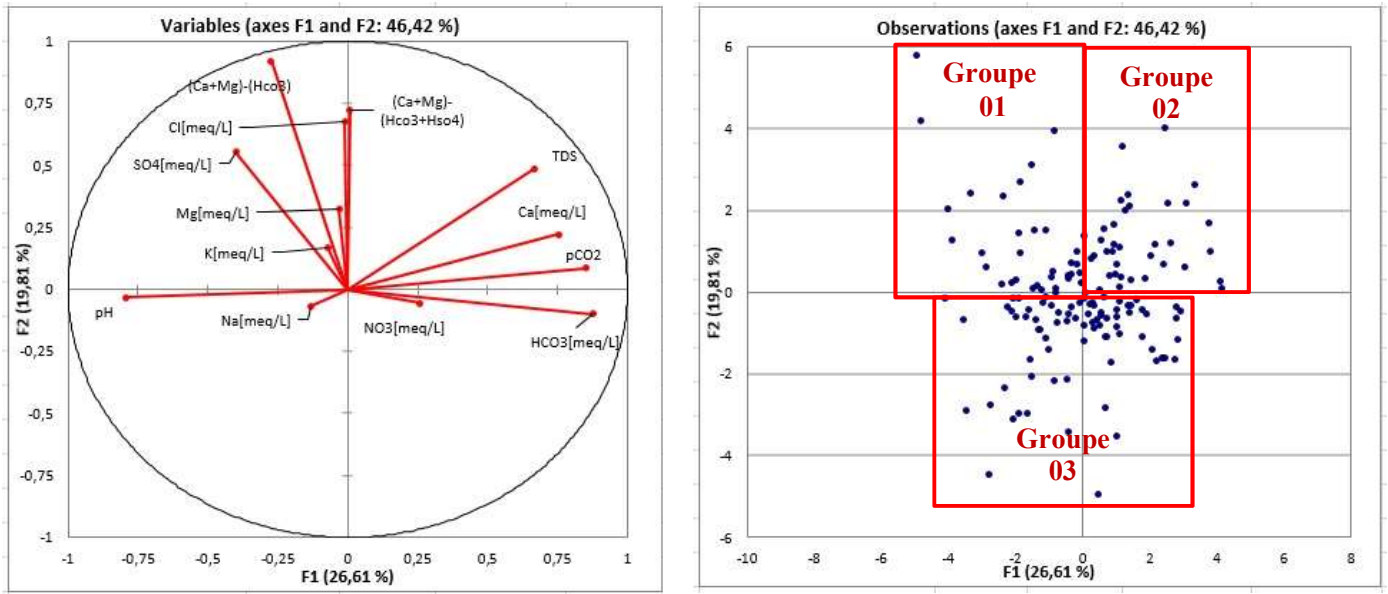


Fig. IV.12. Le plan CP F1/F2

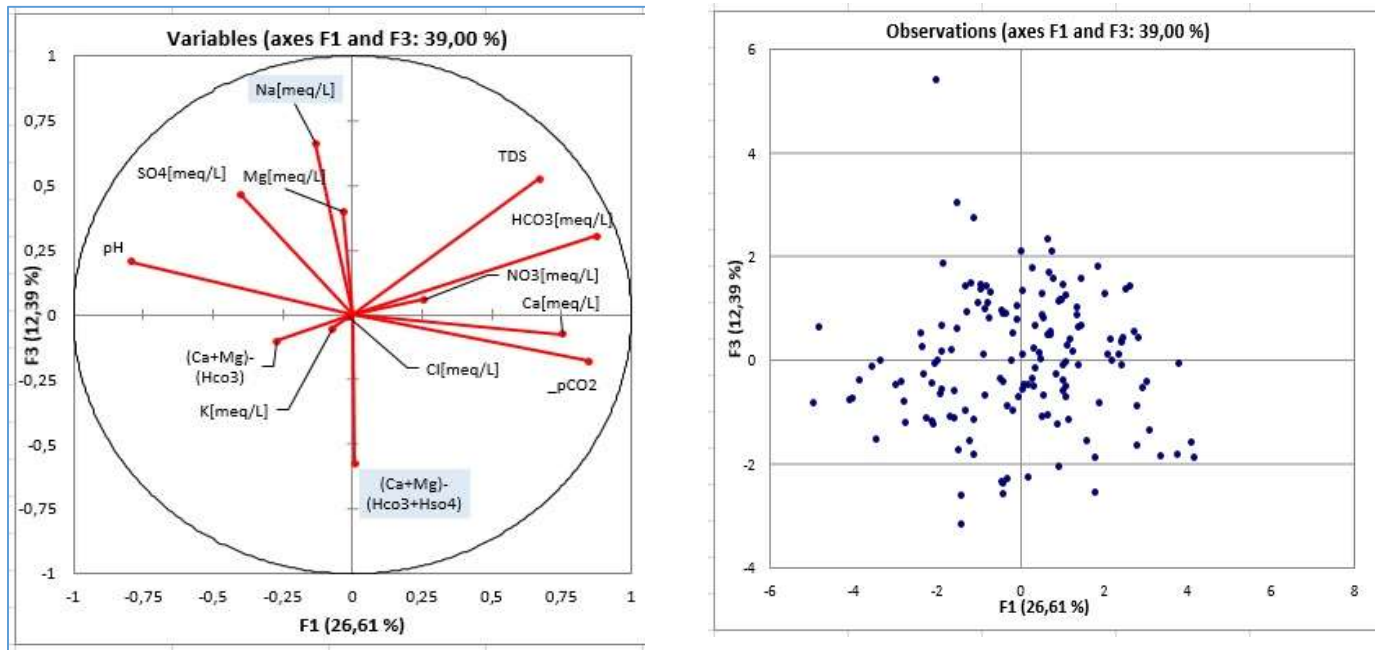


Fig. IV.13. Le plan CP F1/F3.

IV.7.5. Classification ascendante hiérarchique des eaux de la source d'Aïn Tellout :

Les données hydrochimiques de la source d'Aïn Tellout ont été classées par similarité en utilisant le coefficient de corrélation de Pearson. Ces données sont représentées par 12 variables (conductivité électrique, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} et NO_3^-) et 150 individus. Les groupes ont été distingués en fonction de leurs variables hydrochimiques. Comme le montre la fig.IV.14. Trois classes d'eaux ont été identifiées par cette méthode selon leur origine au sein du système.

La première **classe C1**, englobe la minéralisation, le calcium, le bicarbonate, le dioxyde de carbone et le nitrate. Cette liaison décrit le processus d'équilibre calco-carbonique et la pollution anthropique qui caractérise principalement les écoulements à court temps de séjour des périodes de hautes eaux.

La deuxième **classe C2**, est représentée par les variables suivantes : le sulfate, le gypse et le magnésium. Ce groupe exprime le processus de la dissolution gypseuse et les eaux à long temps de séjour riches en magnésium, qui caractérisent les écoulements des réserves suspendues durant les périodes d'effet de piston.

La troisième **classe C3**, est représentée par le sodium, le potassium, le chlorure et le potentiel hydrogène. Ce groupe exprime la dissolution d'halite d'origine pédologique qui caractérise les eaux d'infiltration retardée.

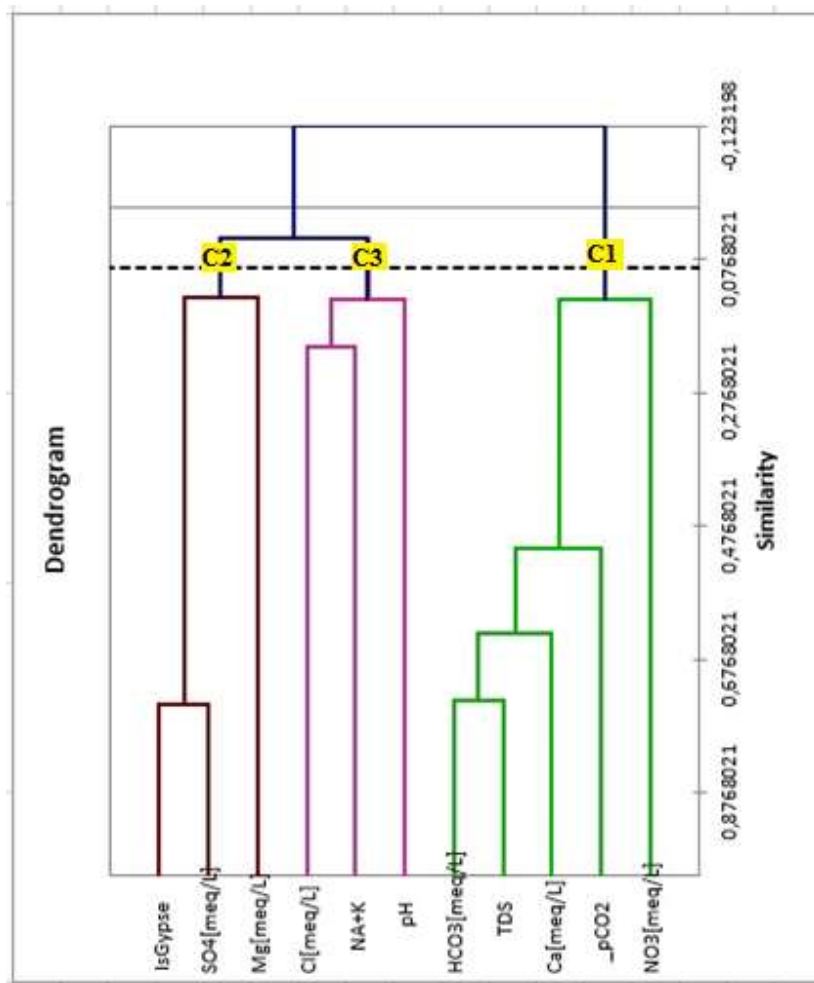


Fig. IV.14. Classification ascendante hiérarchique des éléments majeurs d'Aïn Tellout .

IV.7.6. Conclusion :

L'étude d'une chronique hydrochimique de 14 ans et de 12 variables (en meq/l) par l'analyse en composante principale a permis de distinguer cinq facteurs principaux qui contrôlent l'hydrochimie du système d'Aïn Tellout. Ces facteurs sont par ordre d'importance (variance) comme suit :

Le premier facteur exprime l'équilibre calco-carbonique, regroupant les indicateurs du milieu carbonaté.

Le deuxième facteur signifie la dissolution évaporitique, qui caractérise les écoulements epikarstiques des périodes de reprise riches en éléments évaporitiques.

Le troisième facteur exprime les réactions des échanges ioniques entre la matrice argileuse et le milieu aqueux.

Le quatrième facteur représente un indicateur du type d'écoulement et de la dissolution d'halite d'origine pédologique.

Enfin, le dernier facteur exprime la pollution anthropique (agricole).

Par ailleurs, l'application de l'analyse par classification ascendante hiérarchique a permis d'identifier trois groupes d'eaux à l'exutoire selon leur origine :

Groupe 1 : Il englobe les éléments de l'équilibre calco-carbonique et la pollution anthropique. Ce groupe caractérise principalement les écoulements à court temps de séjour des périodes de hautes eaux.

Groupe 2 : il est représenté par les sulfates, Is gypse et le magnésium, Ce groupe caractérise les écoulements à long temps de séjour des réserves suspendues, drainées par effet de piston durant les périodes de reprise.

Groupe 3 : Ce type est représenté par des eaux riches en sodium, potassium, chlorure et en potentiel hydrogène. Ce groupe caractérise les eaux d'infiltration retardée.

IV.8. L'apport des paramètres physico-chimiques :

Nous utiliserons dans cette partie la conductivité et la température comme outils complémentaires pour extraire quelques informations sur le fonctionnement du système d'Aïn Tellout.

IV.8.1. La conductivité électrique :

IV.8.1.1 Introduction :

La conductivité électrique a été largement utilisée pour étudier le comportement des systèmes karstiques (Bakalowicz,1977 ; Ryan et Meiman,1996 ; Raeisi et Karami,1997 ; Desmarais et Rojstaczer,2002 ;Massei et al,2007). Elle correspond à la mesure de la capacité de l'eau à transmettre le courant électrique et reflète la quantité d'ions dissous dans l'eau. Cette quantité pour les aquifères karstiques, est principalement contrôlée par l'équilibre calco-carbonique.

Les variations de la conductivité électrique des sources karstiques permettent d'appréhender l'origine et les conditions d'écoulement des eaux souterraines. Par exemple, une diminution de la conductivité des eaux traduit un apport d'eau moins minéralisée, souvent associé à des eaux de recharge rapide. Tandis qu'une augmentation de la conductivité des eaux est souvent associée soit à l'arrivée d'eau d'infiltration diffuse, soit à une remobilisation des eaux à long temps de séjour, soit à l'arrivée d'eau contaminée en sels anthropiques ou évaporitiques.

IV.8.1.2. Étude de la chronique de conductivité :

On rappelle que la chronique de conductivité étudiée dans cette partie correspond à 05 années hydrologiques de septembre 2009 à août 2014 à pas de temps mensuels.

La conductivité de cette source occupe une plage de variation entre 611 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 941 $\mu\text{S}/\text{cm}$, avec une moyenne de 773.65 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (tableau IV.3). L'absence d'eaux faiblement minéralisées durant la période d'observation et la faible oscillation des valeurs de conductivité électrique ($CV = 9,45\%$) traduisent une faible organisation des écoulements et une infiltration lente prédominante au sein de ce système.

La courbe d'évolution de la conductivité (Fig.IV.15) montre deux comportements du système en réponse aux événements pluvieux. Le premier indique une augmentation de la conductivité observée à l'exutoire après les crues de reprise (les crues d'automne et de printemps), qui correspond à un effet piston (piston flow) qui chasse les eaux anciennes et plus minéralisées, temporairement stockées dans l'épikarst et/ou la zone non saturée. Tandis que la deuxième réaction concerne les épisodes pluvieux qui suivent l'effet de piston, provoquant un abaissement de la conductivité à l'exutoire et reflétant l'épuisement des réserves suspendues plus minéralisées avec la participation des eaux météoriques récentes moins minéralisées à l'émergence.

En réalité, ce phénomène n'est pas isolé dans le temps mais se refait d'un cycle à l'autre avec une intensité variable selon les fluctuations saisonnières des précipitations d'une part, et d'autre part selon les antécédents hydrologiques du système. Par exemple les événements de reprise provoquant un effet piston dans le système karstique qui va chasser des eaux plus minéralisées des réserves suspendues au début et conserve la signature chimique de l'étiage à la fin de l'épisode. Tandis que les pluies hivernales et printanières qui sont généralement plus constantes et rapprochées dans le temps, provoquent généralement à l'exutoire (Aïn Tellout) des eaux à conductivité stable et relativement faible.

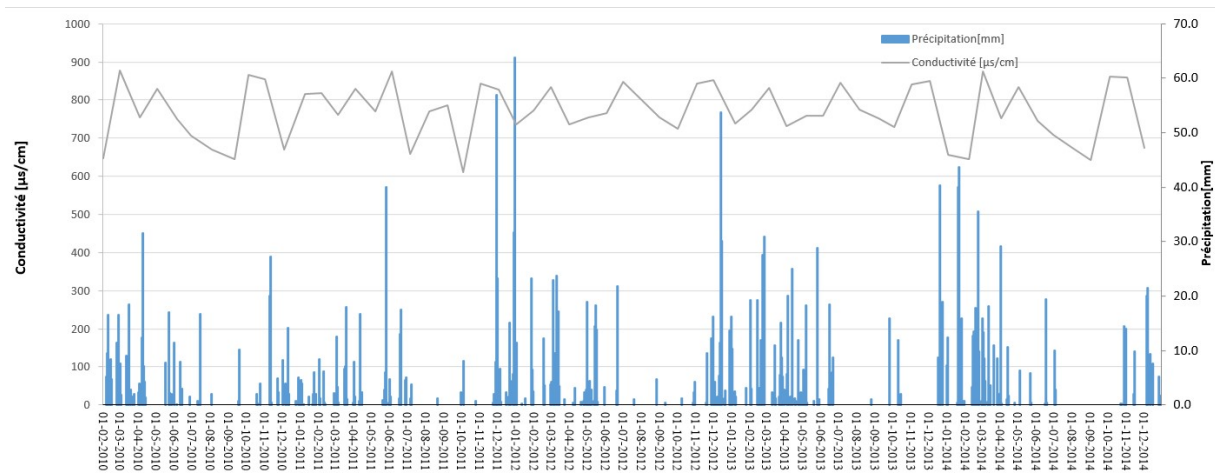


Fig. IV.15. Évolution temporelle de la conductivité de la source d'Aïn Tellout en fonction des précipitations (période 2010-2014).

IV.8.1.3. L'étude du décalage temporel entre l'effet de piston et l'effet de dilution par corrélation croisée précipitation-conductivité :

Le corrélogramme croisé précipitation-conductivité électrique (Fig. IV.16) présente une cyclicité saisonnière caractérisée par une alternance entre les phénomènes d'effet de piston, qui marquent une corrélation positive lors des crues de reprise d'une part, et d'autre part par une anti-corrélation qui traduit les périodes d'arrivée des eaux météoriques moins minéralisées (effet de dilution) à l'exutoire.

Le décalage temporel entre ces deux pics (le pic d'effet piston et le pic de chute de conductivité) représente l'écart temporel moyen entre les périodes d'effet de piston et les périodes de chute de conductivité (Robineau,2019). Ceci peut également être interprété comme le temps nécessaire pour le lessivage des réserves suspendues. Dans notre cas, ce décalage temporel a été estimé de l'ordre de 60 jours. (Cette valeur est approximative en raison du pas de temps adopté $k=30$ jours).

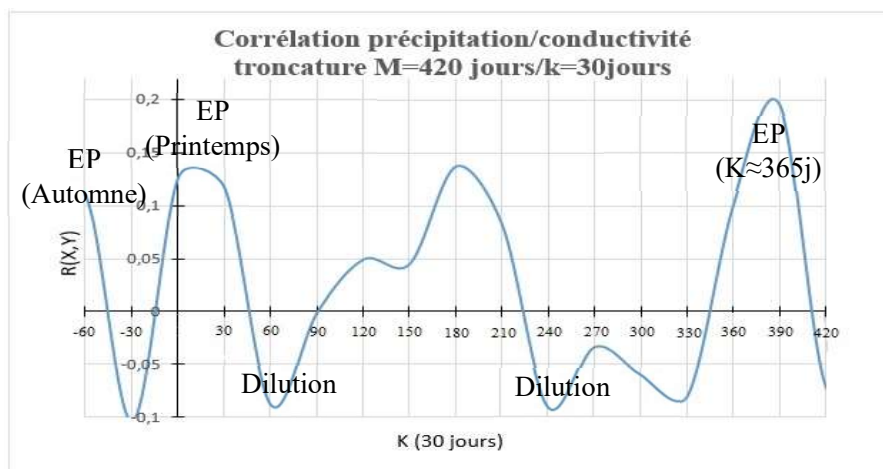


Fig. IV.16. Corrélation croisée précipitation/conductivité de la source d'Aïn Telout durant la période septembre 2009 à aout 2014.

IV.8.1.3. Distribution de la fréquence de conductivité spécifiques :

IV.8.1.3.1. Introduction :

Selon Bakalowicz (1979), la variation de la minéralisation des eaux d'une émergence karstique est considérée comme une série aléatoire d'une variable régionalisée, et la distribution de fréquence de la conductivité ou de la minéralisation de celle-ci représente une loi de probabilité définissant une fonction aléatoire soumise à des variations saisonnières.

De plus, l'auteur avait proposé à partir des données des aquifères bien connus en France, une classification des systèmes carbonatés basée sur la méthode de distribution de fréquences de la conductivité électrique (Fig.IV.17).

À titre explicatif, la forme de distribution de fréquence de la conductivité des eaux d'une émergence fournit une image sur le degré d'organisation des écoulements. Par exemple, un aquifère carbonaté poreux ou fissuré présente une distribution unimodale et peu dispersée. Ceci est la conséquence de l'homogénéisation des caractéristiques chimiques des eaux dans l'aquifère à cause d'une faible organisation des écoulements. Par contre, les aquifères karstiques ont une distribution plurimodale et étalée, indiquant une organisation de drainage au sein de l'encaissant et montrant qu'il existe un transit rapide des eaux à l'exutoire avec des origines géochimiques différentes (dépendant de leurs conditions d'écoulement, de leurs temps de résidence, stockage près de la surface, ...etc.).

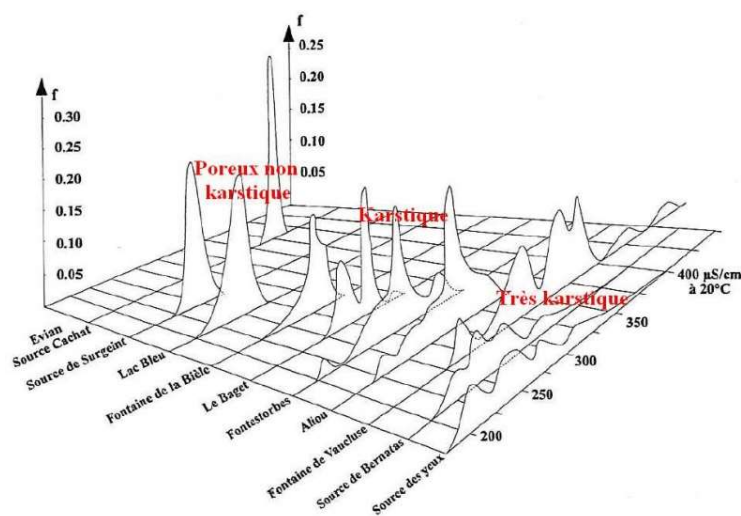


Fig. IV.17. Distribution des fréquences de conductivité (Bakalowicz, 1979)

IV.8.1.3.2. Application :

Les courbes de distribution de la fréquence des conductivités ont été réalisées à partir des échantillons mensuels de 05 ans (les cycles hydrologiques 2009-2014) collectés à la source d'Aïn Tellout. D'après Bakalowicz (1979), l'échantillonnage mensuel reste acceptable.

Le nombre de classe et l'intervalle de classe ont été estimés par la règle de Sturge dont (Kouassi et al.,2016) :

$$N = 1 + (3.3 \log n)$$

$$I = (CE_{\max} - CE_{\min}) / N$$

Avec : N (le nombre des classes), I (intervalle de classe), CE_{\max} et CE_{\min} (représentant respectivement les valeurs maximale et minimale de conductivité électrique de la série considérée).

3.8.1.3.3. Résultats :

Les variogrammes des conductivités à pas de temps mensuels montrent une distribution bimodale, étalées sur environ 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$. (planche IV.1).

Le mode principal est plus minéralisé, axé autour de 770 à 830 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (fréquence de 25% à 36%). Il correspond principalement à l'arrivée à l'exutoire des eaux fortement minéralisées à long temps de séjour des réserves suspendues, drainées au cours des crues de reprise par effet de piston. Ce mode traduit l'importance du fonctionnement par l'effet piston au sein de ce système.

Tandis que le mode secondaire, moins minéralisé que le précédent, axé autour de 630 à 770 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (fréquence de 20%), est principalement la conséquence d'arrivée des eaux d'infiltration moins minéralisées à l'exutoire au cours des périodes de hautes eaux après le lessivage des réserves suspendues.

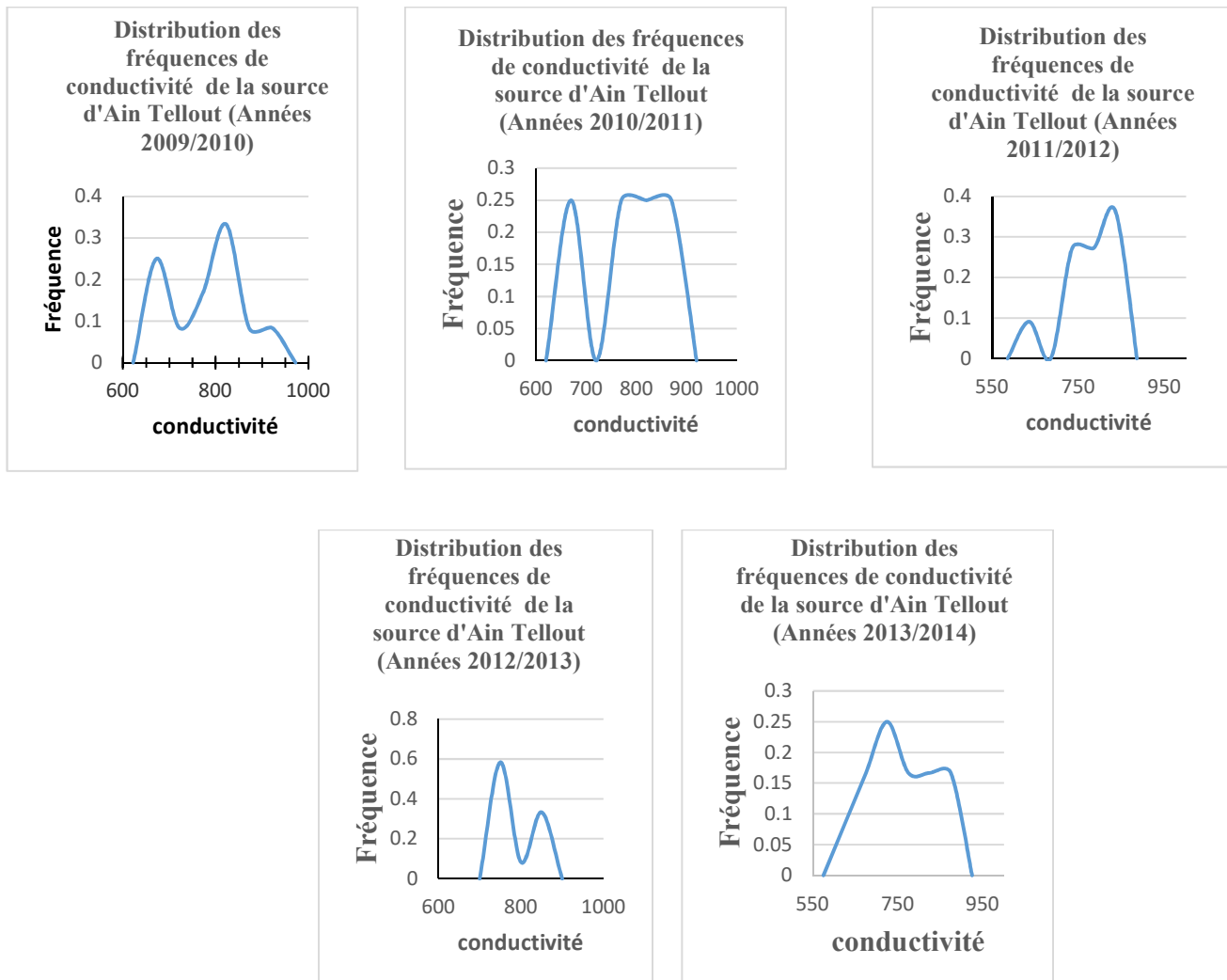


Planche IV.1. Distribution des fréquences de conductivité des cycles 2009-2014 de la source de Tellout.

IV.8.2. La température :

IV.8.2.1. Introduction :

La température des eaux souterraines est un paramètre physique qui est largement utilisé pour la caractérisation des eaux souterraines et particulièrement karstiques (Schoeller,1962 ; Andrieux,1976 ; Crowther et Pitty,1982 ; Roy et Benderitter,1986 ; Mudry,1987 ; Lastennet,1994;Azzaz,2008 ; Benthabet,2020).

L'étude de la variation du paramètre thermique avec l'altitude peut efficacement caractériser la recharge des systèmes karstiques. La combinaison de ce paramètre avec les données hydrochimiques permet de déterminer les différents types d'écoulement et d'estimer le degré d'organisation des écoulements des aquifères karstiques.

D'une façon générale, les eaux vont le plus souvent se mettre en équilibre thermique avec le réservoir qu'elles traversent. C'est pour cette raison que les eaux des sources présentent généralement une température moyenne annuelle proche de la température moyenne annuelle de l'air à l'altitude d'émergence, à condition que le parcours de ces eaux soit dans un réseau superficiel (Trombe,1952 ; Lastennet, 1994). Par contre, les sources qui présentent une température plus élevée traduisent un parcours plus profond influencé par la géothermie. Tandis que les écoulements rapides à travers les systèmes karstique favorisent le déséquilibre thermique des eaux à l'émergence. C'est à dire que plus le système est karstifié, moins l'information thermique d'infiltration est déformée. L'existence d'une zone noyée développée ou une faible organisation des écoulements peut engendrer une atténuation (une inertie thermique) du signal thermique d'infiltration.

IV.8.2.2. Description des courbes de température :

D'après la figure IV.18, le paramètre thermique a fait l'objet d'un suivi à pas de temps mensuel durant trois cycle hydrologique (2003 à 2005).

Du point de vue statistique, la température des eaux d'Aïn Tellout montre un coefficient de variation $CV=15\%$, une moyenne $M=18.8^{\circ}\text{C}$ et une amplitude thermique de $12,7^{\circ}\text{C}$. Les fluctuations relativement importantes de la température d'eau peuvent être liée aux variations saisonnières importantes du signal thermique d'entrée de la zone d'étude, car les variations de la température d'eau reflètent celles de la température atmosphérique.

La courbe de température d'eau de cette source suit d'une façon générale le cycle saisonnier de l'atmosphère avec une allure légèrement chaotique. Généralement, cette source restitue des eaux relativement chaudes, de l'ordre de 05°C supérieures à la température de l'air pendant la saison des hautes eaux. La reprise des précipitations se manifeste par une brève augmentation de la température des eaux due à d'une mobilisation des réserves noyées plus profondes par effet de piston, suivie par une décroissance thermique lente qui traduit la participation des réserves de la zone non saturée à l'exutoire.

On constate aussi qu'après les crues de reprise d'automne, ce système nécessite environ 04 mois sous l'influence des pluies de la saison des hautes eaux pour atteindre l'équilibre thermique avec la température atmosphérique. Ce comportement est certainement la conséquence :

a) D'une inertie thermique considérable de ce système à cause d'un écoulement lent au sein de ce réservoir (infiltration lente) qui amortie le signal thermique. (Fig.IV.18).

b) La présence d'une zone noyée profonde, reflète la mobilisation des réserves noyées plus profondes et chaudes par effet de piston après les stimulations pluvieuses.

Ces observations sont cohérentes avec les résultats précédents (étude hydrodynamique, distribution des fréquences de conductivité) et les travaux antérieurs sur ce system.

Azzaz (2008), dans ses travaux sur la thermique du karst des Monts de Tlemcen et à partir des données de température atmosphérique de 11 stations (sur la période 2003 à 2005), a estimé un gradient régional des monts de Tlemcen de $-0.41\text{ C}^\circ/100\text{m}$ (Fig.IV.19) proche de celui mentionné dans la bibliographie (Mudry,1987 ; Lastennet,1994). De plus, cet auteur a démontré que la source d'Aïn Tellout n'obéit pas au gradient altitudinal des températures régionales des sources (déséquilibre thermique) des monts de Tlemcen et que la température moyenne annuelle de cette source correspond à des altitudes plus basses. En réalité, ses résultats sont cohérents avec les sondages réalisés sur terrain (forage d'Aïn Tellout, forage de Taghzout) et les travaux de Bensaoula (2006) sur cette zone, qui démontrent l'existence des niveaux aquifères karstifiés à une profondeur d'environ 280 m (forage de Taghzout), et confirment la nature vaclusienne de cette émergence.

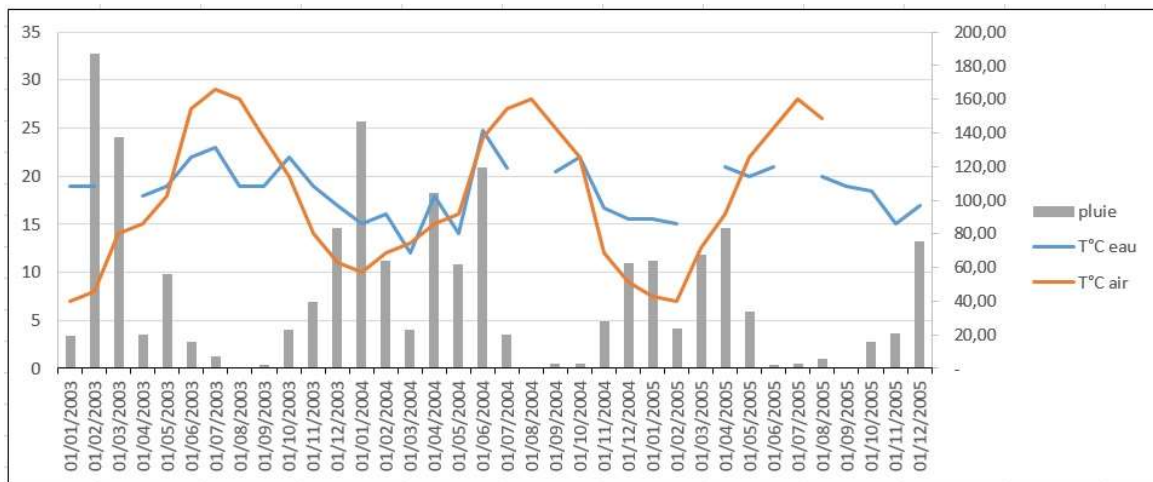


Fig. IV.18. Évolution des températures de l'air et de l'eau de la source Tellout (janvier 2003 - décembre 2005).

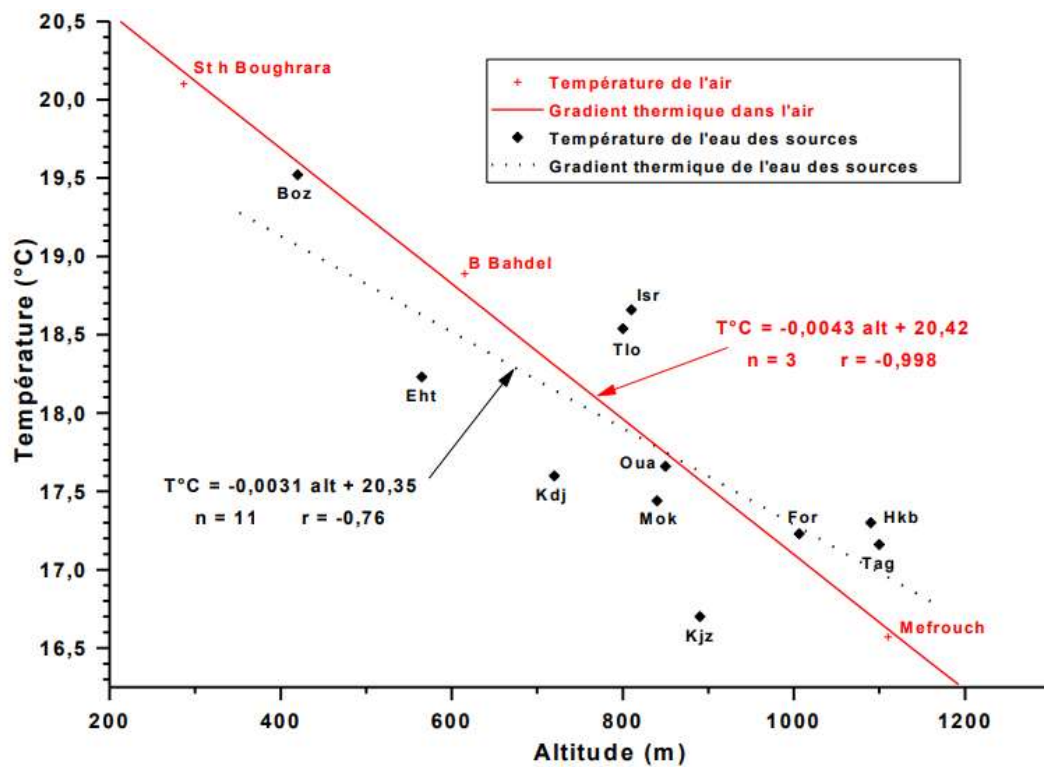


Fig. IV.19. Gradient température/altitude calculé à partir de onze stations météorologiques situées dans les monts de Tlemcen sur la période janvier 2003-décembre 2005 (Azzaz,2008).

IV.8.3. Conclusion :

L'étude des paramètres physico-chimiques (conductivité et température) a apporté des informations supplémentaires et concordantes avec les résultats précédents sur le fonctionnement du système d'Aïn Tellout.

L'étude de la température a mis en évidence la nature profonde et faiblement karstifiée de cet aquifère, qui traduit sur le terrain par une inertie thermique considérable, à cause d'une zone saturée profonde et d'un écoulement lent au sein du système.

L'étude de la conductivité a montré que ce système est caractérisé par une distribution bimodale.

Le mode principal représente les eaux fortement minéralisées des réserves suspendues, drainées au cours des crues de reprise par effet de piston. Tandis que le mode secondaire représente des eaux relativement faiblement minéralisées des périodes de hautes eaux.

IV.9. L'étude de l'évolution temporelle des signaux hydrochimiques en relation avec la pluie :

IV.9.1. Introduction :

La combinaison des éthiogramme avec les chimiogrammes ont largement améliorés la compréhension du fonctionnement des systèmes karstiques. Les nombreux travaux, en particuliers ceux de Bakalowicz, ont démontrés que l'évolution temporelle des concentrations des éléments chimiques des eaux karstiques à l'exutoire est liée à la structure et au fonctionnement du système. C'est au niveau des émergences karstiques que les chimiogrammes sont les plus riches en informations, car l'eau qui s'écoule à ce niveau résulte d'un mélange de différentes origines (epikarst, zone non saturée, zone saturée, etc.).

Les variations temporelles des marqueurs (chimiogrammes) sont liées au contexte géologique, aux interactions géochimiques entre le milieu aqueux et la roche aquifère, aux activités anthropiques et aux conditions hydroclimatologiques du système étudié.

IV.9.2. Principe :

L'interprétation des chimiogrammes repose essentiellement sur la connaissance des origines des marqueurs et les processus qui peuvent affecter leur concentration au cours de leur chemin souterrain. Par exemple, certains éléments sont spécifiques pour déterminer la structure du karst, comme la présence de calcaires ou de dolomies (HCO_3 , Ca, Mg), de bancs marneux ou gypseux (SO_4 , Sr), se traduit par des augmentations des concentrations de ses éléments sur le chimiogramme. Tandis que les eaux d'origine externe au système ou bien stockées dans une couverture sédimentaire au-dessus du karst peuvent aussi être mises en évidence par les marqueurs de surface (Cl, Na, K, NO_3). D'autres marqueurs peuvent aider à la délimitation des bassins d'alimentation (altitude de recharge via les gradients isotopiques ^{18}O et ^2H , traçages artificiels, etc.), ou bien à la caractérisation des modalités d'infiltration par l'identification des différents types d'eaux en jeu pendant les crues, comme l'eau de la zone noyée (minéralisation élevée, marqueurs de temps de séjour long comme Mg et SiO_2) ou l'eau d'infiltration rapide directe (très peu minéralisée).

On note aussi que la conjonction des marqueurs permet de caractériser précisément les différents types d'eau (par exemple, une augmentation de Mg avec une diminution du carbone organique dissous caractérise les eaux de la zone noyée à long temps de séjour) (Dorfliger et al., 2010).

L'étude hydrodynamique avait démontré le caractère inertiel de ce système. Dans cette partie, l'objectif principal est de confirmer les résultats précédents en identifiant, à l'aide du chimiogramme, les différentes masses d'eau à l'exutoire ainsi que leurs origines et leurs modes de circulation dans l'encaissant.

Pour atteindre cet objectif, nous avons étudié deux chroniques, l'une hydrochimique à pas de temps mensuel et l'autre pluviométrique à pas de temps journalier enregistré à la station de Sidi Abdelli (Tlemcen), qui se situe à 23 km au nord de la zone d'étude (cette chronique pluviométrique est la seule donnée pluviométrique à pas journalier disponible). Ce dernier pas de temps a été choisi pour minimiser au maximum le décalage temporel entre les stimulations pluvieuses et les réponses chimiques à l'exutoire, afin d'obtenir une interprétation plus précise sur le comportement de ce système.

La chronique pluviométrique, couplée aux données hydrochimiques, a permis de distinguer quatre périodes climatiques :

Une période sèche s'étend de septembre 2010 à août 2011, caractérisée par un cumul annuel de 385 mm et une moyenne mensuelle de 29,5 mm. Cette dernière est légèrement inférieure à la moyenne mensuelle (34 mm) des années 1989-2014. La pluie du 25 avril 2011 constitue l'événement le plus important de cette période, avec une lame d'eau de 40 mm.

Une période de reprise qui s'étend d'octobre 2011 à novembre 2011. Deux événements majeurs marquent cette période, l'un du 29 octobre 2011 avec 57 mm et l'autre du 29 novembre 2011 avec 63.8 mm, le cumul des précipitations de cette période est de 149 mm.

Une période déficitaire par rapport à la moyenne mensuel de 25 ans (1989-2014), s'étend de décembre 2011 à septembre 2012 avec un cumul de précipitations de 239.8 mm et une moyenne mensuelle de 26.6 mm, soit un déficit de 14.7 % par rapport à la moyenne mensuelle des années 1989-2014.

Une période humide avec des événements extrêmes s'étend d'octobre 2012 à mai 2013, qui correspond à une période très excédentaire avec un cumul de 617 mm et une moyenne mensuelle de 77 mm, soit une augmentation de 126 % comparée à la moyenne mensuelle des années 1989-2014. Les crues exceptionnelles de cette période sont respectivement celles du 13/11/2012, 25/01/2013 et 26/04/2013 avec des cumuls de 53.7 mm, 30 mm, 28.8 mm.

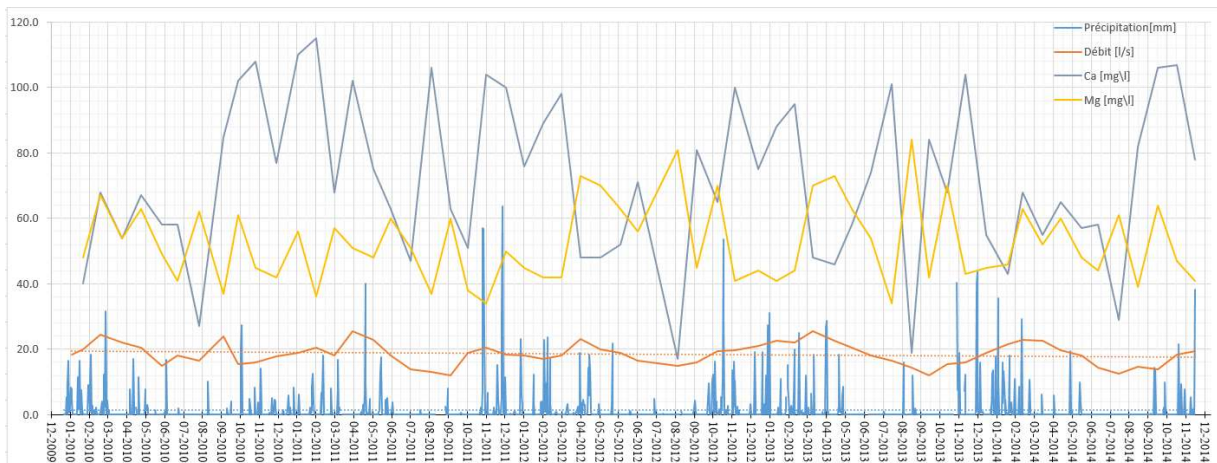


Fig. IV.20. Évolution des concentrations en calcium, magnésium en relation avec les précipitations et les débits à la source d'Aïn Tellout (janvier 2010-décembre 2013)

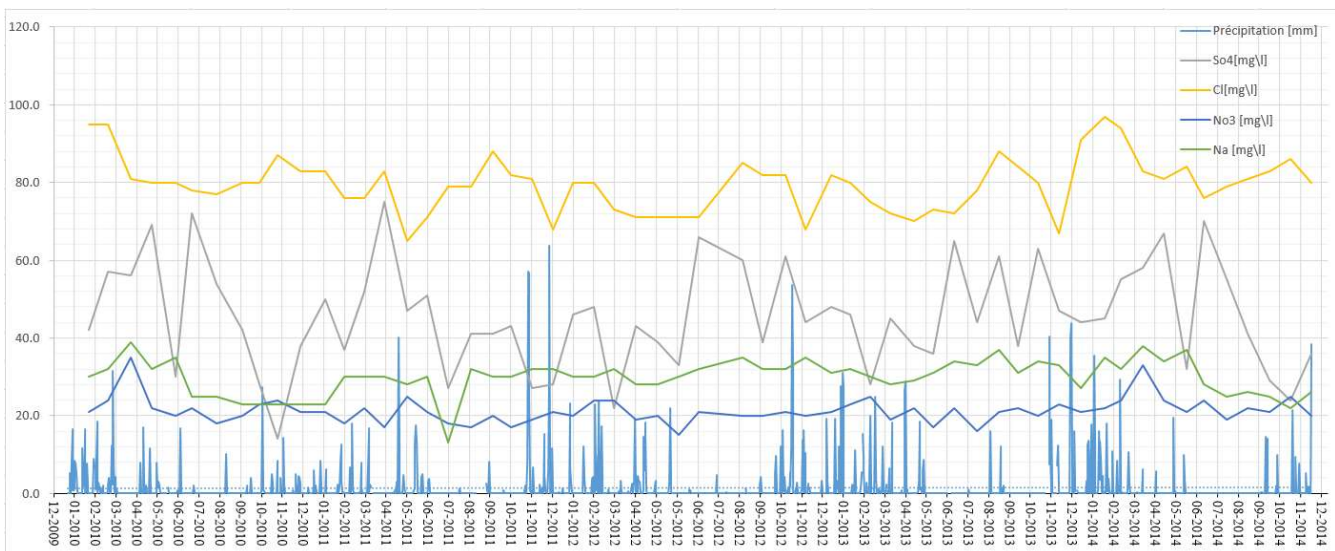


Fig. IV.21. Évolution des concentrations en sodium, chlorure, nitrate et sulfate en relation avec les précipitations à la source d'Aïn Tellout (janvier 2010-décembre 2013)

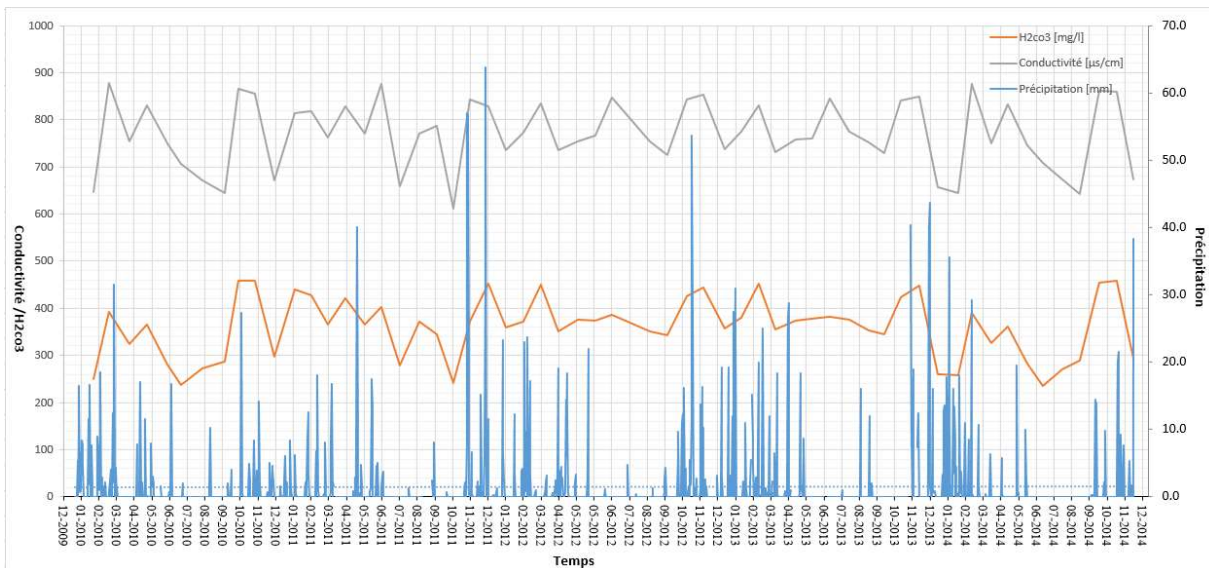


Fig. IV.22. Évolution des concentrations en bicarbonate et de la conductivité en relation avec les précipitations à la source d'Aïn Tellout (janvier 2010-décembre 2013)

IV.9.3. Interprétation et discussion :

Les Fig. IV.20, IV.21 et IV.22 représentent l'évolution du chimisme des eaux d'Aïn Tellout durant la période de janvier 2010 à décembre 2013. La source d'Aïn Tellout se distingue par des variations cycliques saisonnières des concentrations en éléments majeurs, qui sont influencées par les stimulations pluvieuses et traduisent le caractère karstique de ce système. L'absence des faibles valeurs des éléments majeurs et de la conductivité électrique traduit une infiltration lente prédominante au sein de ce système.

De plus, les variations de magnésium, de calcium et de sulfate sont plus accentuées que celles des autres éléments. Ceci suggère que la formation de ces éléments s'effectue dans un milieu bien drainé (la matrice carbonatée et les niveaux marneux qui constituent le système). Par contre, les éléments allochtones (Cl , Na , K , NO_3) présentent de faibles fluctuations, qui sont en relation avec une infiltration lente qui caractérise l'épikarst. Cette particularité, associée à la nature lithologique faiblement karstifiée de ce système, joue un rôle régulateur dans le fonctionnement hydrochimique et hydrodynamique des écoulements souterrains.

Les réponses synchronisées des éléments majeurs, associées aux faibles variations de débit constatées à l'exutoire (25 l/s en moyenne) , suggèrent que ce système possède une réserve noyée relativement médiocre, alimentée essentiellement par un vaste impluvium qui transmet rapidement le signal chimique de l'épikarst à l'exutoire. Ces résultats ont été démontrés précédemment par l'étude hydrodynamique (voir chapitre III) ainsi que par les travaux antérieurs (khaldi,2005 ; azzaz,2008).

Lors des périodes de reprise (les crues du 03/09/2011 et du 31/08/2013, suivies respectivement par les réponses hydrochimiques du 08/09/2011 et du 08/09/2013), survenues généralement après une longue période sèche, les concentrations relativement élevées en magnésium, bicarbonate, nitrate, dioxyde de carbone et chlorure constatées à l'exutoire (après d'environ 06 jours de l'évènement pluvieux) témoignent deux provenances de ces éléments :

- Les uns proviennent des réserves anciennes stockées dans l'épikarst et la zone non saturée (Mg, Ca, SO_4), remobilisées lors des événements pluvieux par effet piston.
- Les autres (Cl, NO_3 , Na, Pco_2) proviennent de la zone d'infiltration (le sol), reconcentrés par évaporation et remobilisés en période de crue par les eaux de recharge jusqu'à l'exutoire.

Les fortes concentrations de Pco_2 qui caractérisent cette masse d'eau, soutiennent l'hypothèse que ce dernier groupe d'eau provient de l'épikarst, car les teneurs relativement élevées en Pco_2 témoignent des eaux qui proviennent des horizons poche de surface, où l'activité végétale et bactérienne importante à ce niveau favorise la production de CO_2 .

Le pH et la Pco_2 des eaux d'Aïn Tellout montrent des variations marquées qui suivent le cycle hydroclimatique (Fig.IV.23). Les faibles valeurs de Pco_2 ($0.06 \cdot 10^{-2} \approx [\text{Pco}_2] \approx 4 \cdot 10^{-2}$ atm) correspondent à des écoulements souterrains à surface aérée, ce phénomène peut être attribué à un dégazage de l'eau souterraine pendant les écoulements dans un système ouvert . Cette observation est en accord avec les travaux antérieurs.

Azzaz (2008) a démontré, dans son étude, grâce à la signature isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) des eaux de Tellout , la nature ouverte de ce system vis-à-vis de la phase gazeuse (Tableau IV.5.) .

Les variations de pH et de Pco₂ semblent contrôlées par deux principaux facteurs.

- a) La température atmosphérique influe sur la production de Co₂ pédologique : Au cours des périodes froides (en hiver), les eaux d'Aïn Tellout présentent de faibles valeurs de Pco₂ avec des valeurs élevées de pH, cela correspond à des périodes pendant lesquelles l'activité biologique dans le sol diminue en raison de la baisse de la température, ce phénomène entraîne une augmentation du pH due à la consommation de l'acide carbonique dissous dans le milieu aqueux de ce système. En revanche, pendant les périodes chaudes (les périodes de reprise d'automne par exemple) la tendance s'inverse.
- b) L'effet de la pluviosité sur l'infiltration de Co₂ : Lors des saisons pluvieuses, l'apport continu d'eau engendre une augmentation des teneurs en Co₂ dissous, liée au lessivage de l'épikarst. Ce phénomène conduit à une baisse du Ph. En revanche, au cours des périodes d'étiage, la diminution de l'infiltration engendrée par la rareté des précipitations, provoque une réduction des teneurs en Co₂ et une augmentation du Ph à l'exutoire.

Tableau IV.5. Comparaison entre le carbone-13 mesuré et le carbone-13 calculé des eaux d'Aïn Tellout.(Azzaz ,2008).

Système	¹³ C mesuré	¹³ C calculé		Observation
		Système ouvert	Système fermé	
Tellout	-12.18	-12.79	-8.04	Système ouvert

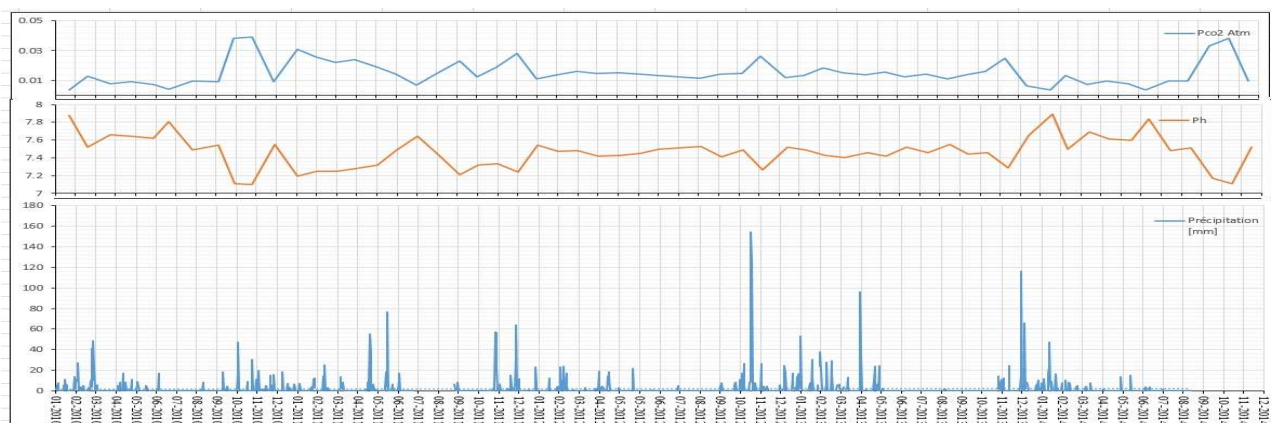


Fig. IV.23. Évolution du pH et de la Pco₂ en relation avec les précipitations à la source d'Aïn Tellout (2010-2014).

Nous constatons aussi des pics synchrones de nitrate, de chlorure et de sulfate durant les périodes d'utilisation des engrais agricoles (de décembre à mai). Cette tendance est en relation avec l'intense activité agricole observée sur le bassin d'alimentation de ce système. Ces éléments (NO_3 , SO_4 , Cl) vont être stockés dans le sol puis transportés par les eaux de recharge et d'irrigation jusqu'à l'exutoire.

Les fortes teneurs en SO_4 correspondent principalement à deux origines :

- Une origine interne, qui provient des niveaux marneux qui surmontent cet aquifère (le lessivage des marno-calcaires de Raouaï par exemple) (Collignon, 1986).
- Une origine externe, représentée principalement par une pollution agricole.

Les pics de chlorures constatés lors des périodes de reprises ($\text{Cl}=85 \text{ mg/l}$) après les stimulations pluvieuses traduisent l'arrivée d'eaux d'infiltrations à l'exutoire. Cet élément est également attribué principalement à deux origines, l'un météorique, et l'autre anthropique.

Il est très important de noter que toutes les périodes d'étiage avancé qui ont été étudiées, en particulier celles survenues en 08/2011, 09/2012 et 08/2013, présentent un comportement particulier de ce système, qui se manifeste par une augmentation marquée du calcium associées avec une diminution marquée du magnésium et de la conductivité à l'exutoire. Normalement, ces eaux ne correspondent pas aux eaux d'étiage, mais représentent plutôt un mélange avec des eaux récentes non météoriques, car aucun épisode pluvieux n'a été enregistré durant ces périodes. Ce phénomène pourrait s'expliquer par des apports diffus d'eaux non karstiques, qui soutiennent les débits d'étiage de cette source.

Les observations de terrain confortent et renforcent cette hypothèse :

- ✚ La vallée de Bouhaddi prend sa naissance à 09 km au sud d'Aïn Tellout et suit la trajectoire de la faille de cette source en direction sud-nord. Cet axe peut constituer des sites l'interaction entre la nappe alluviale de cette vallée et le système calcaro-dolomitique du Kimméridgien.
- ✚ De plus, les observations de terrain, les forages et les sondages électriques réalisés sur la zone d'étude prouvent que la faille de Tellout constitue l'axe de drainage des

écoulements souterrains vers l'émergence. Cette dernière se situe en l'aval de la vallée de Bouhaddi (Les annexes 02,03,04,05 et 08).

- ✚ Ainsi que au cours de ces derniers cinq ans, et après la construction du barrage de Taghzoult, qui se situe en amont de la vallée de Bouhaddi, nous avons constaté une forte réduction des débits de la source de Tellout. Cela pourrait signifier que l'empêchement des écoulements des eaux de surface par ce barrage a influé négativement sur l'alimentation de la nappe alluviale en aval et par la suite sur la recharge du système de Tellout.

Les interprétations hydrochimiques, couplées aux observations de terrain, suggèrent un apport par drainance diffuse entre la nappe alluviale de la vallée de Bouhaddi et le réservoir du membre calcaro-dolomitique inférieur. Ce type de transfert assure une alimentation lente et retardée vers la zone noyée et donne à notre système son comportement inertiel et sa stabilité hydrochimique. Ce type de comportement a été constaté par plusieurs auteurs sur des systèmes similaires (Lee and Krothe, 2001 ; Khaldi,2005 ; Bailly-Comte,2008 ; Moore,2009).

Toutefois, le manque de données sur la piézométrie de la nappe alluviale de la vallée de Bouhaddi, l'absence d'essais de traçages et des données hydrochimiques à un pas de temps plus fin ne permettent pas d'aller plus loin sur ce sujet.

IV.9.4. L'impact des évènements pluvieux sur la chimie des eaux d'Aïn Tellout :

Les réponses hydrochimiques aux évènements pluvieux de ce système sont similaires aux différents cycles hydrologiques. L'interprétation concomitante des marqueurs nous a permis d'identifier respectivement quatre types d'écoulements :

IV.9.4.1. La mobilisation d'eau ancienne stockée dans l'épikarst et la zone non saturée par effet de piston :

Constitue la première masse d'eau, constatée après les premiers évènements pluvieux, surtout lors des orages estivaux et les périodes de reprises (ex 01/07/2010,03/09/2011). Qui montrent une augmentation synchrone de la conductivité ($\approx > 770 \mu\text{S/cm}$), magnésium ($[\text{Mg}] \approx > 60 \text{ mg/l}$), chlorure ($[\text{Cl}] \approx 85 \text{ mg/l}$), nitrate ($[\text{No}_3] \approx > 20 \text{ mg/l}$), dioxyde de carbone ($[\text{Co}_2] \approx > 0.015 \text{ atm}$) et une chute de calcium ($[\text{Ca}] \approx 63 \text{ mg/l}$) et le potentiel hydrique ($[\text{pH}] \approx < 7.4$). Ceci devrait correspondre à un mélange provenant d'ancienne réserve suspendue, riches en marqueurs traditionnels de longs temps de séjour, d'une part et d'autre part, des eaux récemment infiltrées riches en éléments anthropiques.

D'après l'analyse des chroniques, nous constatons que le déphasage temporel entre la stimulation pluvieuse et le pic d'effet piston pour le système d'Aïn Tellout est de l'ordre de 06 jours. Cette valeur représente le temps nécessaire pour l'arrivée des eaux des réserves suspendues à l'exutoire après un évènement pluvieux (par exemple l'évènement du 03/09/2011 suivi par la réponse du 08/09/2011 et l'évènement du 28/08/2013 suivi par la réponse du 08/09/2013).

IV.9.4.2. Arrivée d'eau de surface moins minéralisée à l'exutoire :

Après l'arrivée des eaux des réserves suspendues à l'exutoire, on constate une légère augmentation des teneurs en Sulfate ($\text{So}_4 > 43 \text{ mg/l}$) et en Calcium ($\text{Ca} \approx 60 \text{ mg/l}$), associée à une baisse des valeurs en Conductivité (< 750), en Magnésium ($\text{Mg} \approx 45 \text{ mg/l}$), en Chlorure ($\text{Cl} \approx 70 \text{ mg/l}$), en Nitrate ($\text{No}_3 \approx 17 \text{ mg/l}$) et en Dioxyde de carbone ($\text{Pco}_2 \approx 0.012 \text{ atm}$). Ces constatations illustrent l'arrivée des eaux récentes de surface moins minéralisées à l'exutoire, après l'épuisement des réserves suspendues par l'effet de lessivage.

Le décalage temporel entre le pic d'évènement pluvieux et l'arrivée de ces eaux à exutoire a été estimé, selon l'intensité des évènements entre 20 à 30 jours (l'évènement du 13/03/2011 suivi par la réponse du 05/04/2011, l'évènement du 10/09/2013 suivi par la réponse du 05/10/2013).

IV.9.4.3. Le retour des écoulements de base de la zone noyée à l'exutoire :

Après l'arrivée des eaux de surface, on constate le retour progressif des teneurs en chlorure ($Cl \approx 72 \text{ mg/l}$), en sulfate ($So_4 \approx 27 \text{ mg/l}$), en magnésium ($Mg \approx 54 \text{ mg/l}$), en calcium ($Ca \approx 37 \text{ mg/l}$) en dioxyde de carbone ($P_{CO_2} \approx 0.012 \text{ atm}$), en nitrate ($No_3 \approx 17 \text{ mg/l}$) et en conductivité $\approx 770 \text{ }\mu\text{S/cm}$) à l'état initial avant l'évènement pluvieux. Ce comportement indique la participation prédominante des écoulements des réserves noyées à l'exutoire (l'évènement du 13/03/2011 suivi par la réponse du 08/05/2011, l'évènement du 03/09/2011 suivi par la réponse du 03/11/2011, l'évènement du 02/06/2014 suivi par la réponse du 03/08/2014).

Le déphasage temporel entre le signal d'entrée et l'arrivée de ces eaux à l'exutoire est de l'ordre de 60 jours, qui représente la fin d'écoulement rapide et le début de vidange de la zone noyée, démontrée précédemment par l'analyse des courbes de récession ($T_i=58 \text{ jours}$) citée dans le chapitre III.3.

IV.9.4.4. La mise en évidence d'une masse d'eau récente à l'exutoire après l'épuisement des réserves matricielle :

Ces eaux sont associées à de faibles débits (12 l/s), constatés lors des périodes d'étiage avancé, caractérisées par des teneurs importantes en calcium ($75 \text{ mg/l} \leq Ca \leq 110 \text{ mg/l}$) et une baisse marquée en magnésium ($34 \text{ mg/l} \leq Mg \leq 45 \text{ mg/l}$) ainsi qu'en conductivité ($650 \text{ }\mu\text{S/cm}$). Ce comportement laisse suggérer que cet écoulement est essentiellement constitué par des eaux récentes épikarstiques après l'épuisement des réserves matricielles. Cet apport, comme cité précédemment, provient d'un réservoir superficiel qui soutient les débits de notre source et donne à notre système son comportement inertiel (les réponses 07/08/2013 et 08/08/2011).

IV.9.5. Conclusion :

Le suivi de la signature hydrochimique des eaux d'Aïn Tellout en réponse aux événements pluvieux durant la période (01/2010 - 12/2013) a permis de confirmer les origines des éléments majeurs démontrées précédemment par les rapports chimiques, de mettre en évidence les différentes masses d'eau qui transitent au sein de ce système, et d'approuver les résultats sur le fonctionnement hydrodynamique discuté précédemment.

Le comportement hydrochimique d'Aïn Tellout est la conséquence d'un système alimenté par un vaste impluvium, faiblement karstifié et rechargé principalement par une infiltration lente.

L'analyse des chimiogrammes a montré que les écoulements de ce système sont le résultat d'un mélange des eaux de deux aquifères : l'un karstique (Kimméridgien inférieur) et l'autre superficiel, ce dernier provenant des apports diffus de l'aquifère alluvial de la vallée de Bouhaddi. Ces apports donnent au système son inertie hydrodynamique et sa stabilité hydrochimique.

Les réponses hydrochimiques de notre système aux sollicitations pluvieuses ont mis en évidence quatre types d'écoulements à l'exutoire :

- ✓ La première masse d'eau : constatée après les stimulations pluvieuses, formée essentiellement par des réserves suspendues très minéralisées, remobilisées par effet piston.
- ✓ La deuxième masse d'eau : suit la précédente, constituée par des eaux récentes, faiblement minéralisées qui reflètent le lessivage de l'épikarst.
- ✓ La troisième masse d'eau : constatée durant les périodes d'étiage, représente la signature chimique de la zone noyée.
- ✓ La quatrième masse d'eau : constatée durant les périodes d'étiage avancés est constituée par des écoulements épikarstiques récents après l'épuisement des réserves matricielles.

Chapitre V : Décomposition hydrochimique de
l'hydrogramme et le schéma conceptuel du système d'Aïn
Tellout.

V.1. Décomposition hydrochimique de l'hydrogramme des crues d'Aïn Tellout :

V.1.1. Introduction :

La décomposition ou la séparation hydrochimique de l'hydrogramme de crue est une méthode classiquement utilisée en hydrologie de surface et introduite en l'hydrogéologie karstique par Blavoux et Mudry en 1983. Elle permet, à l'aide des traceurs conservatifs ou même des rapports isotopiques de l'eau, de quantifier la participation des différents types d'écoulements aux hydrogrammes des l'exutoires.

Plusieurs études antérieures ont utilisé cette approche pour évaluer les réserves karstiques, par exemple, Lastennet (1994), Emblanch (1997) in Barbel-Périneau (2013) , Emblanch et al. (2003) et Einsiedl (2005) ont quantifié le volume d'eau dans la zone non saturée et la zone saturée par l'étude physico-chimique et isotopique des signaux d'entrée/sortie, Lee et Krothe (2002) ont estimé le volume d'eau provenant de la zone non saturée et de la zone saturée par l'utilisation de Sulfate. D'autres auteurs, tels que Desmarais et Rojstaczer (2002), Perrin et al. (2003) et Fournier et al. (2007) ont quantifié le volume des eaux d'infiltration faiblement minéralisées et le volume des eaux de réserve matricielle fortement minéralisées. Finalement, la méthode EMMA (End Member Mixing Analysis) a été utilisée récemment pour quantifier la contribution de plusieurs réservoirs aux hydrogrammes par le calcul de barycentre entre plusieurs pôles (Garry, 2007).

V.1.2. Principe de la méthode :

Les eaux des émergences résultent d'un mélange d'eaux qui sont originaires de différents compartiments du système, chaque type d'eau est caractérisé par sa propre signature chimique.

Le principe de la méthode de décomposition hydrochimique de l'hydrogramme consiste à évaluer les proportions de chaque provenance par l'utilisation des traceurs hydrochimiques et isotopiques (telle que le magnésium, calcium, chlorure, les isotopes stables de l'eau). Cette méthode est principalement guidée par un schéma conceptuel du système étudié, afin d'avoir une idée sur le nombre et l'origine des masses d'eaux qui composent l'écoulement à l'exutoire (par exemple un modèle composé par deux types d'écoulement : l'eau matricielle Q_m et l'eau d'infiltration Q_i). Ensuite on utilise un modèle mathématique pour décomposer l'hydrogramme considéré, ce modèle est régi par deux lois de conservation de masse : le flux d'eau souterraine et la concentration des marqueurs chimiques de l'eau.

Par exemple, en supposant un modèle karstique à deux écoulements souterrains Q_i (eaux d'infiltration) et Q_m (eaux matricielles) de concentrations hydrochimiques différentes C_i et C_m , deux équations de conservation de masse peuvent être établies :

L'équation de conservation de masse d'eau :

$$Q_t = Q_i + Q_m \dots \dots \dots (V.1)$$

Pour chaque traceur utilisé, son équation de conservation de flux chimique :

$$Q_t * C_t = Q_m * C_m + Q_i * C_i \dots \dots \dots (V.2)$$

Où Q_t , Q_m et Q_i représentent respectivement le débit total de la source étudiée, la composante du débit matriciel et la composante du débit d'infiltration.

C_t , C_m et C_i représentent respectivement la concentration de débit total, la concentration de débit matriciel et la concentration de débit d'infiltration du marqueur choisi.

En éliminant Q_i entre les équations V.1 et V.2 on obtient :

$$Q_m = Q_t \frac{C_t - C_i}{C_m - C_i} \dots \dots \dots (V.3)$$

Les proportions relatives des masses d'eau d'infiltration et matriciel peuvent être calculées à chaque pas de temps d'échantillonnage par l'équation V.3

$$\frac{Q_m}{Q_t} = \frac{(C_t - C_i)}{(C_m - C_i)} \text{ (Mudry, 1987) } \dots \dots \dots (V.4)$$

Notant que cette méthode nécessite que les concentrations de chaque pôle soient stables au cours de l'évènement.

V.1.3. Application sur le système d'Aïn Tellout :

On rappelle que pendant les périodes d'étiage avancé à savoir : (08/08/2011, 07/08/2013), les eaux de la sources d'Aïn Tellout, ont été caractérisées par des teneurs importantes en calcium ($75 \text{ mg/l} \leq [Ca] \leq 110 \text{ mg/l}$) et une baisse marquée en magnésium ($34 \text{ mg/l} \leq [Mg] \leq 45 \text{ mg/l}$) et de conductivité (conductivité $\approx 650 \text{ } \mu\text{S/cm}$). Cela traduit que cette masse d'eau est constituée principalement par des eaux d'infiltration récentes après l'épuisement des réserves matriciel, donc l'écoulement total (Q_t) de ces eaux provient principalement d'un écoulement infiltré provenant de

l'épikarst par drainance (Q_i). En revanche, pendant les période d'effet de piston (08/09/2011,02/09/2012,08/09/2013), les teneurs en magnésium augmentent considérablement ($60 \text{ mg/l} \leq [\text{Mg}] \leq 83 \text{ mg/l}$) avec une diminution en calcium ($19 \text{ mg/l} \leq [\text{Ca}] \leq 60 \text{ mg/l}$). Cela est dû principalement à des réserves matricielles chassées lors des crues par des eaux nouvelles, la recharge de ces réserves matricielles a été effectuée en période de haute eau par les évènements précédents.

Sur la base des observations précédentes et à l'aide de la technique proposée par Blavoux & Mudry (1983), un modèle de décomposition hydrochimique d'hydrogramme à deux pôles (réservoirs) a été adopté, afin de quantifier la contribution de chaque pôle au débit de cette source. Le premier pôle représente l'écoulement infiltré qui provient de l'épikarst à partir des apports diffus d'un réservoir superficiel, tandis que le deuxième pôle représente l'écoulement matriciel qui provient de la matrice du système d'Aïn Tellout.

Donc, dans notre cas on distingue deux écoulements Q_m et Q_i . Le magnésium a été choisi comme marqueur en raison de sa bonne représentation du signal chimique de l'encaissements (le réservoir du membre calcaro-dolomitique inférieur des monts de Tlemcen).

On note aussi que l'application de ce modèle nécessite la connaissance des valeurs numériques des concentrations moyennes des deux pôles : matriciel (C_m) et infiltré (C_i), qui contribuent en proportions variables à la production de l'écoulement de la source. Les concentrations de chaque pôle ont été choisies comme suit :

- La concentration en magnésium du pôle matriciel se rapproche fortement de celle des périodes de fonctionnement par effet piston.
- Tandis que la concentration du pôle infiltré se rapproche fortement de celle des périodes d'étiage avancé ; c'est pour cette raison qu'on suppose $C_m \approx C$ d'effet de piston ($C_m \approx 81 \text{ mg/L}$) et $C_i \approx C$ d'étiage avancé ($C_i = 34 \text{ mg/l}$).

Les calculs de décomposition d'hydrogramme ont été effectués par Microsoft Excel pour les épisodes du 18/05/2011, 03/09/2011 et 30/09/2014 avec un pas d'échantillonnage mensuel. Les résultats obtenus ont été reportés sur les Fig. V.1, Fig. V.2, Fig. V.3 et le Tableau V.1.

Tableau V.1. Contribution des masses d'eau aux débits d'Aïn Tellout (crues du 18/05/2011, 03/09/2011 et 30/09/2014)

évènement	Volumes écoulé	Avant l'évènement pluvieux		Période d'effet de piston		Période de crue		Qm Moyen %	Qi Moyen %
		Qm %	Qi %	Qm %	Qi %	Qm %	Qi %		
Crue 03/09/2011	≈106 876,8 m ³	6.3	93.7	55.3	44.7	8.5	91.5	23.4	76.6
Crue 18/05/2011	≈105 984.6 m ³	19.7	80.3	55,3	44.7	36	64	37	63
Crue 30/09/2014	≈117 745.9 m ³	10	90	63	37	27.6	72.4	33.5	66.5
Moyenne		12	88	57.9	42	24	76	31.3	68.7

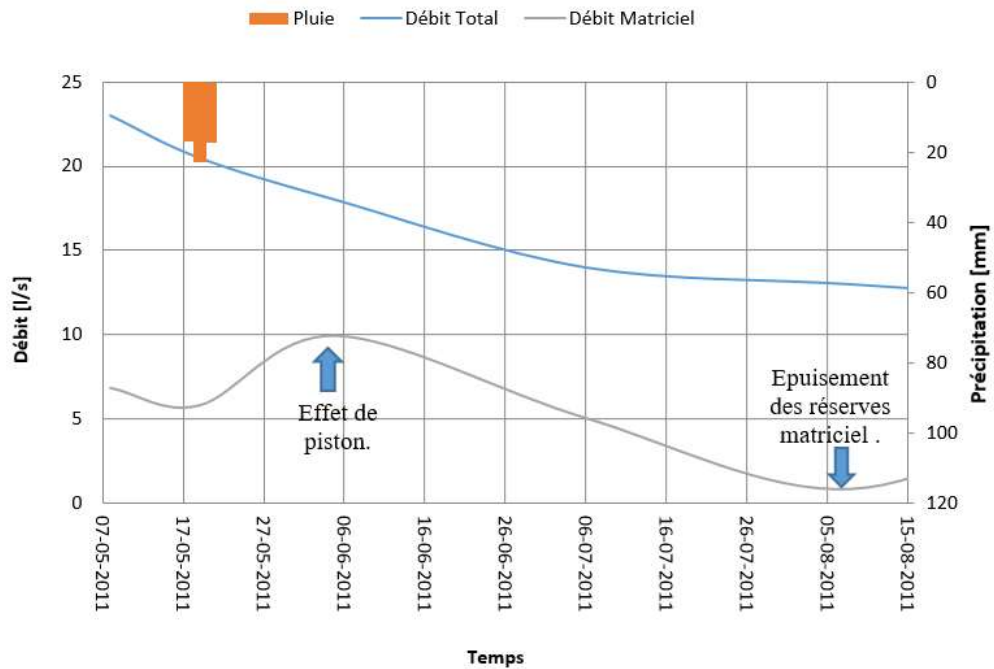


Fig. V.1. Décomposition hydrochimique du débit de la source d'Aïn Tellout lors de la crue du 18/05/2011.

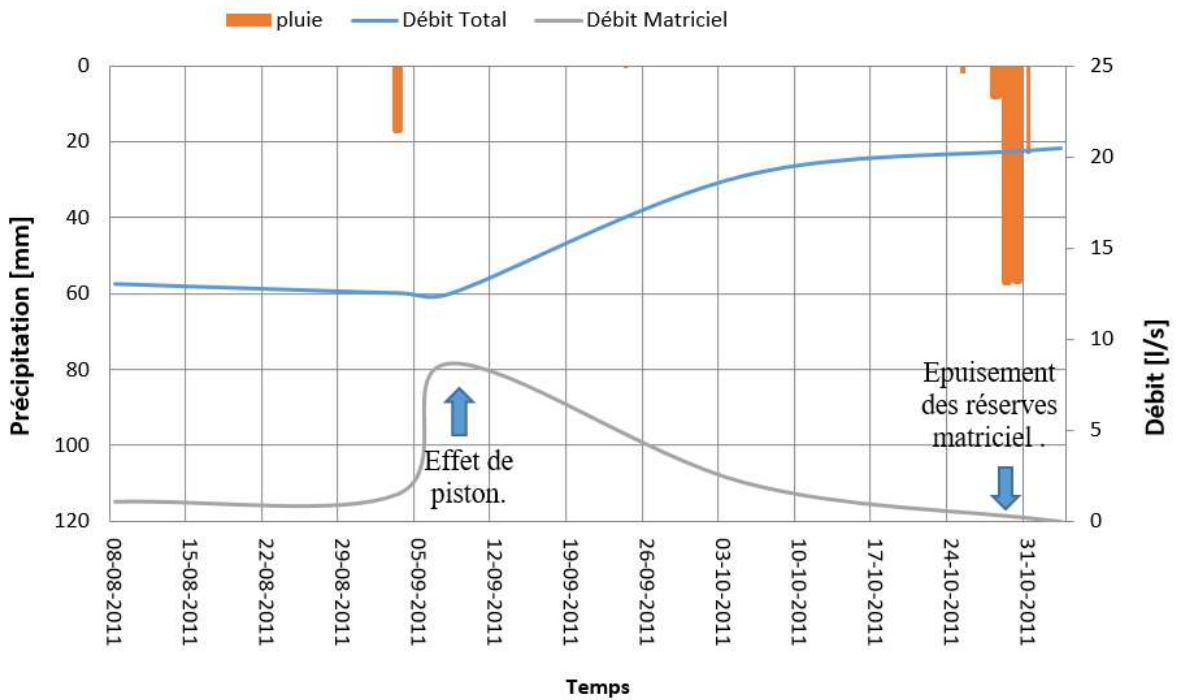


Fig.V.2. Décomposition hydrochimique du débit de la source d'Aïn Tellout lors de la crue du 03/09/2011.

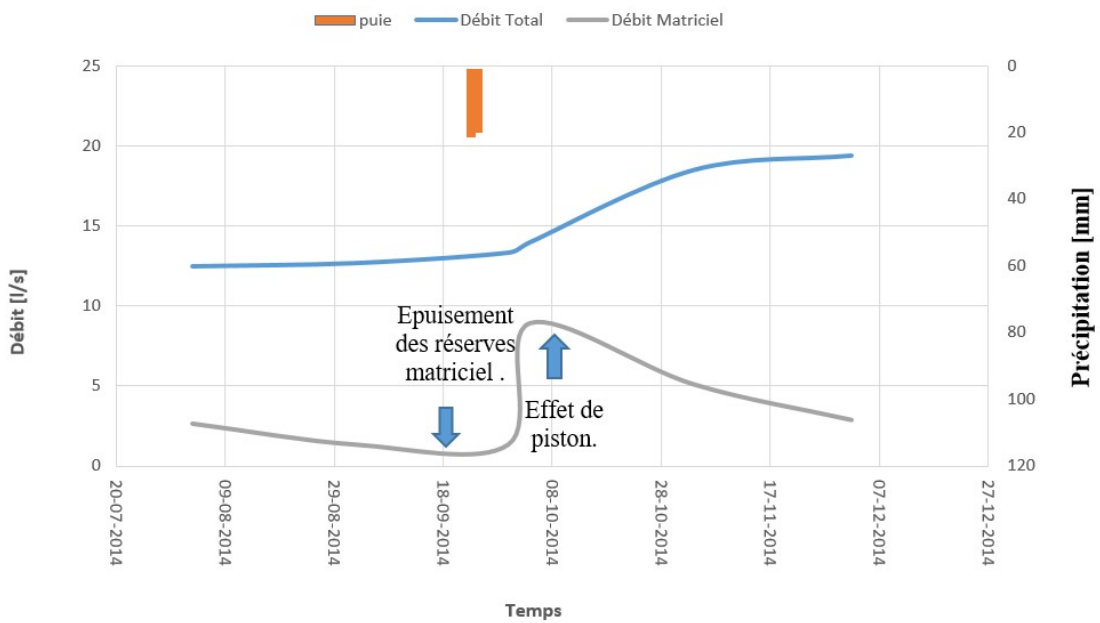


Fig.V.3. Décomposition hydrochimique du débit de la source d'Aïn Tellout lors de la crue du 30/09/2014.

V.1.4. Résultats et discussion :

Les proportions de mélanges d'eau calculées par la décomposition sont reportées dans le Tableau V.1. L'étude de décomposition d'hydrogramme a permis d'apporter de précieux renseignements sur le fonctionnement hydrogéologique de ce système. Les résultats obtenus permettent à la fois de bien comprendre le schéma conceptuel et de quantifier les proportions des mélanges d'eaux ainsi que la réponse du système aux sollicitations pluvieuses qui peuvent être résumés comme suit :

Les proportions moyennes des pôles qui constituent les mélanges à l'exutoire sont les suivantes :

- Le pôle des eaux d'infiltration épikarstique est prépondérant dans le fonctionnement du système d'Aïn Tellout, il constitue près de 68,7 % du débit moyen de ce système soit un volume de l'ordre de 72 811,4 m³ durant l'épisode 18/05/2011.
- Le pôle des eaux matricielles d'origine karstique constitue seulement 31,3% du débit moyen de ce système et correspond à environ 33 173,2 m³ au cours de l'épisode 18/05/2011.

Au début des événements pluvieux (en période d'étiage avancé $Q_m \approx 12\%$, $Q_i \approx 88\%$) la proportion du pôle d'eau d'infiltration à l'exutoire diminue progressivement, laissant place, après environ 06 jours de l'évènement à une part plus importante au pôle matriciel pour former le pic d'effet de piston (en période de crue $Q_m \approx 57,9\%$, $Q_i \approx 42\%$). Puis la proportion de ce dernier (le pôle matriciel) diminue progressivement jusqu'à l'épuisement de ses réserves avec une augmentation simultanée de la contribution du pôle d'eau d'infiltration. (Fig.V.1 , Fig.V.2 et Fig.V.3).

Le pôle matriciel issu de l'écoulement karstique se fait sentir dès le début de l'évènement pluvieux et alimente l'exutoire durant 03 mois au maximum. Le pôle d'infiltration lente (épikarstique) soutient le débit de la source d'Aïn Tellout et lui confère un fonctionnement inertiel.

V.1.5. Conclusion :

La décomposition hydrochimique de l'hydrogramme a permis de séparer les composantes de l'écoulement en deux pôles : (matriciel et infiltré) et de quantifier les proportions des masses d'eaux à l'émergence. Généralement, le pôle d'infiltration est prépondérant avec 68,7 % du débit moyen, tandis que le pôle des réserves matricielles ne constitue que 31,3 % du débit moyen de la source d'Aïn Tellout .

L'évolution des proportions des mélanges d'eau après les évènements pluvieux est la suivante :

En période d'étiage avancée le pôle d'infiltration constitue 88% du débit ,tandis que le pôle matriciel ne représente que 12 %. Durant l'évènement pluvieux la proportion du pôle matriciel augmente progressivement pour attendre le maximum après six jours et forme le pic de l'effet de piston ($Q_m=57.9\%$, $Q_i=42\%$). Le pôle matriciel se fait sentir dès le début d'évènement pluvieux et alimente l'exutoire durant 03 mois au maximum. En revanche, le pôle d'infiltration soutient les débits d'Aïn Tellout et donne à ce system son caractère inertiel.

V.2. Le schéma conceptuel du system d'Aïn Tellout :

Sur la base des résultats hydrodynamique et hydrochimique, un schéma conceptuel du fonctionnement du système d'Aïn Tellout a été construite sous la forme d'une coupe schématique. Cette schéma a permis d'expliquer le comportement chimique et de démontrer l'importance du rôle de l'infiltration lente dans le fonctionnement de ce système qui se résume en quatre phases (Fig.V.3) :

- La recharge des réserves suspendues (réseau épikarstique, zone non saturée) pendant les périodes humides favorise un temps de séjour prolongé de ces eaux durant les périodes d'étiage. Les pluies de reprise qui surviennent après les périodes d'étiage génèrent dans un premier temps une remobilisation des réserves suspendues relativement minéralisées par effet de piston (**phase A**). Par la suite, les eaux récemment infiltrées remplacent les eaux anciennes et génèrent une diminution de la minéralisation à l'exutoire et forme la deuxième masse d'eau (**phase B**).
- Les eaux d'étiage sont généralement mesurées pendant l'été et l'automne qui constituent la troisième masse d'eau. Cette masse d'eau représente la signature chimique de la zone noyée (**phase C**).
- La quatrième masse d'eau constatée durant les périodes d'étiage avancé survient après l'épuisement des réserves matricielles. Ces eaux sont moins minéralisées que la précédente, associées à de faibles débits (12 l/s en moyenne) et constituées par des écoulements récents épikarstique (**phase D**).

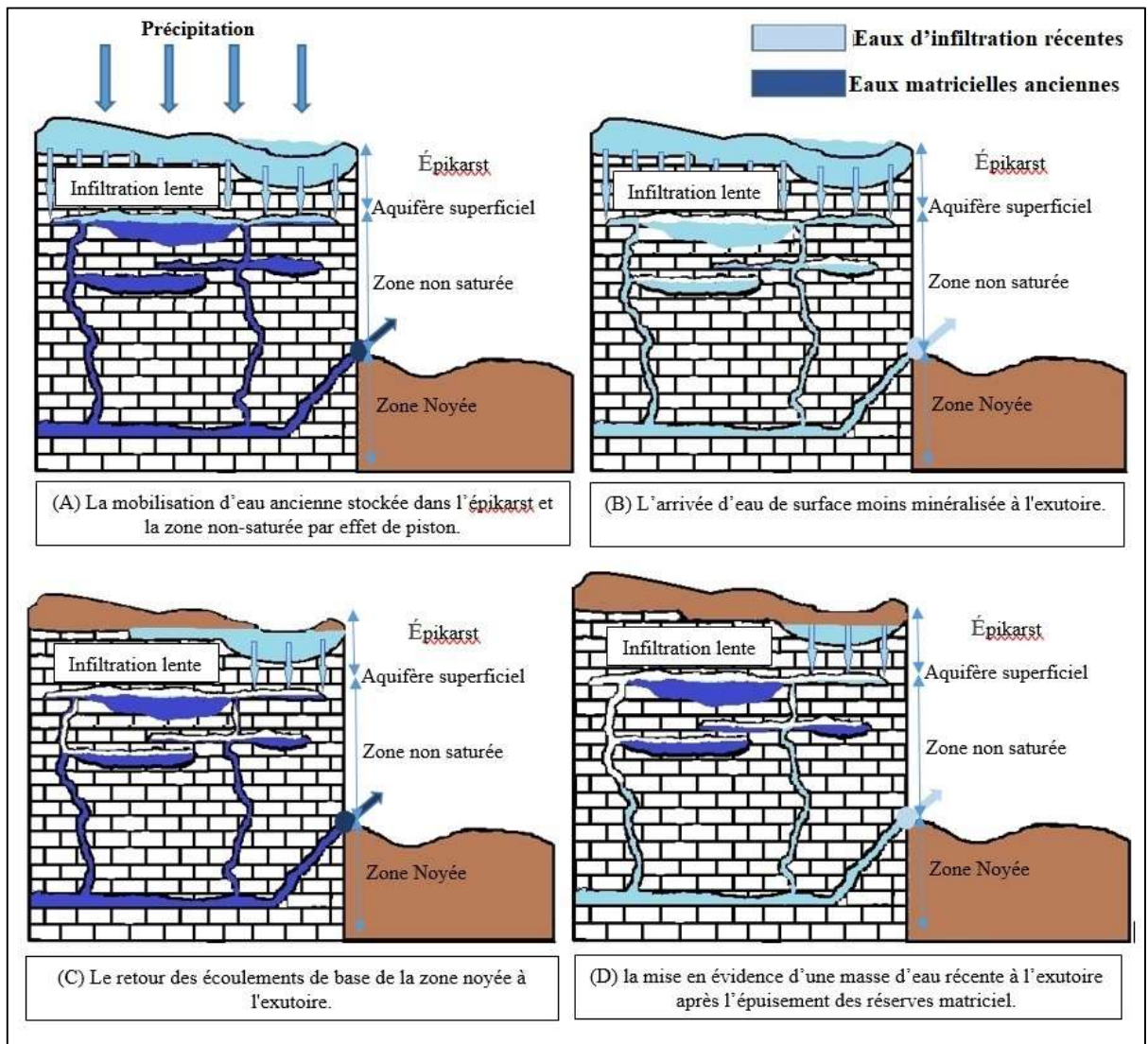


Fig.V.4. Schéma conceptuel du fonctionnement du système d'Aïn Tellout.

Conclusion générale et perspectives.

Conclusion générale:

L'objectif de ce travail était d'approfondir les connaissances sur le fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique du système d'Aïn Tellout grâce à l'application des approches multidisciplinaires. Pour atteindre cet objectif, une chronique de 14 cycles hydrologiques a été exploitée. L'analyse conjointe des résultats issus de l'étude hydrodynamique par traitement du signal précipitation/débit et l'étude hydrochimique ont fourni des informations concordantes et approfondies sur le fonctionnement de ce système.

Synthèse des résultats :

L'analyse Hydromorphologique du bassin versant de la zone étudiée a montré que ce bassin s'est développé sur et autour de la faille d'Aïn Tellout qui explique sa forme allongée ($KG = 1,9$), ce bassin d'orientation sud-nord avec un seul exutoire dirigé vers le nord où se concentrent les écoulements des eaux de surface et souterrain (où émerge la source d'Aïn Tellout), il s'étend sur une superficie de 135 km^2 et un périmètre de $79,8 \text{ km}$. Son rectangle équivalent (longueur, $L = 36,1 \text{ km}$, largeur, $l = 3,74 \text{ km}$) présente une longueur presque dix fois plus grande que la largeur. La topographie de la zone étudiée varie entre 525 m à 1550 m d'altitude avec une altitude moyenne de $1021,8 \text{ m}$ et une pente moyenne de $2,77 \%$.

Le cours d'eau principal de ce bassin versant prend sa naissance à 09 km au sud-est d'Aïn Tellout où il suit la trajectoire de la faille d'Aïn Tellout en direction sud-nord puis change de direction et devient nord-ouest avant de se jeter dans Oued Isser. Le réseau hydrographique de la zone d'étude présente une densité de drainage plus ou moins moyenne ($2,36$), cela peut être en relation avec la nature perméable des formations carbonatées qui constituent l'amont de ce bassin.

Le climat de cette région est de type méditerranéen semi-aride, caractérisé par des hivers tempérés et des étés chauds et secs. Où elle reçoit une pluviométrie cumulée moyenne d'environ $407,9 \text{ mm/an}$. La température moyenne annuelle est d'environ 17 °C avec une variation saisonnière très importante.

Le bilan hydrologique du système étudié montre que la lame d'eau annuelle infiltrée constitue seulement $4,1\%$ de la lame d'eau annuelle précipitée. La surface du bassin d'alimentation

Conclusion générale et Perspectives.

de ce système estimée par cette approche est de 124 km², ce qui est proche des résultats de l'étude hydrologique (135 km²).

L'étude géologique et hydrogéologique montre que le système karstique d'Aïn Tellout est constitué essentiellement par des formations calcaro-dolomitiques d'âge kimméridgien, qui reposent sur une formation gréseuse d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur. Délimité à l'est par la faille d'Aïn Tellout orientée N-S et au nord par un accident majeur d'orientation SW-NE par lequel les formations du jurassique plongent rapidement sous des épaisseurs très considérables du Miocène marneux. Les lignes de partage des eaux constituent théoriquement les limites ouest et sud de ce système.

Les forages et les diagraphies réalisés à travers la zone d'étude, montrent que ce système est composé principalement par deux parties, une partie libre au nord formée par le membre calcaro-dolomitique inférieur et une partie multicouche au sud composée principalement par trois niveaux aquifères superposés: l'aquifère libre des alluvions du Plio-Quaternaire et les deux membres calcaro-dolomitique supérieur et inférieur de Tlemcen.

L'analyse des séries chronologiques des débits/précipitation de la source d'Aïn Tellout lors de quatre cycles hydrologiques 2010-2014 a permis d'extraire quelques caractéristiques hydrodynamiques de ce système karstique.

La méthode des débits classés a montré que la source d'Aïn Tellout est alimentée par deux apports, l'un provient d'une réserve issue d'un cycle antérieur et l'autre provient d'un autre système.

La méthode des courbes de récession présente de faibles valeurs du coefficient d'écoulement de base ($\alpha < 4,5 \cdot 10^{-3}$), du coefficient de vitesse d'infiltration ($\eta \approx 0,017$ en moyenne) et du coefficient d'hétérogénéité ε ($\varepsilon \approx 0,072$ en moyenne). Cela traduit le caractère d'un système inertiel et peu karstifié avec une réserve dynamique de l'ordre de 465 000 m³ et un temps de séjour de 405 jours.

L'analyse corrélatrice et spectrale a permis d'extraire quelques caractéristiques de ce système. L'analyse du signal d'entrée (précipitations) montre une tendance saisonnière caractéristique du climat méditerranéen, tandis que l'auto-corrélogramme et la densité spectrale des débits de la source d'Aïn Tellout montrent une réponse différente de celui du signal d'entrée,

Conclusion générale et Perspectives.

traduisant le caractère régulateur de ce système. Ces derniers présentent un effet de mémoire de 60 jours et un temps de régulation de 35 jours. Le corrélogramme croisé montre une double réponse du système suites aux sollicitations pluvieuses : une première réponse rapide du système, qui traduit un caractère transmissif, suivie d'une seconde réponse lente qui reflète un caractère capacitif du système.

L'étude hydrochimique des eaux d'Aïn Tellout a montrée des résultats cohérents avec l'étude hydrodynamique et les travaux antérieurs réalisés sur ce system.

L'étude des rapports chimiques a permis de comprendre l'évolution et les origines des éléments majeurs du système étudié. Qui se résumant comme suit :

Le calcium et le magnésium proviennent principalement de deux origines : les formations calcaro-dolomitiques et les niveaux évaporitiques qui surmontent l'aquifère (par exemple les marno-calcaire de Raorai). Le sulfate provient principalement de deux origines, l'une évaporitique et l'autre anthropique. Tandis que le sodium, le chlorure et le potassium sont principalement d'origine météorique reconcentrés par évaporation dans le sol. Le déficit du Na+K par rapport au Cl est en relation avec deux phénomènes à savoir : les échanges ioniques de base et l'activité végétale (agricole) qui fixe le potassium.

L'analyse en composantes principales a permis de distinguer cinq facteurs principaux qui contrôlent l'hydrochimie des eaux de la source d'Aïn Tellout :

Le premier facteur constitue 26,6% de la variance, exprime l'équilibre calco-carbonique.

Le deuxième facteur expliquant 19,8% de la variance, signifie la dissolution évaporitique qui caractérisant les écoulements épikarstiques en périodes de reprise riches en éléments évaporitiques.

Le troisième facteur prend 12,4% de la variance, représente les réactions des échanges ioniques entre la matrice argileuse et le milieu aqueux.

Le quatrième facteur est représenté par 11,23 % de la variance, exprime un indicateur du type d'écoulement et de la dissolution d'halite d'origine pédologique.

Le dernier facteur représenté par 08% de la variance, exprime la pollution agricole.

Conclusion générale et Perspectives.

L'étude des paramètres physico-chimiques (conductivité et température) a apporté des informations supplémentaires sur ce system.

L'évolution de la température a mis en évidence la nature profonde et faiblement karstifiée de cet aquifère, qui reflète sur le terrain par une inertie thermique considérable à cause d'une zone saturée profonde et d'un écoulement lent au sein du système.

La méthode de distribution de fréquence de la conductivité a montré une distribution bimodale des eaux d'Aïn Tellout. Le mode principal représente les eaux fortement minéralisées des périodes de reprise tandis que le mode secondaire représente des eaux relativement faiblement minéralisées des périodes de hautes eaux.

L'évolution des ions majeurs en réponse à des événements pluvieux a révélé quatre types d'eau à l'exutoire, qui sont respectivement : (1) l'arrivée après six jours d'une masse d'eau très minéralisée des réserves suspendues par effet de piston, puis (2) l'arrivée des eaux d'infiltration moins minéralisées et récentes. Ensuite, (3) le retour des écoulements de base de la zone noyée et enfin, en période d'étiage avancé, après l'épuisement des réserves matricielles, (4) on constate des eaux d'infiltration épikarstiques récentes et moins minéralisées. Ces deux dernières composantes constituent les écoulements lents mis en évidence par l'étude hydrodynamique.

L'utilisation d'une approche multidisciplinaire hydrodynamique (la méthode des débits classés) et hydrochimique confirment l'alimentation de la source d'Aïn Tellout par deux aquifères, l'un karstique profond et l'autre un aquifère libre superficiel probablement des apports diffus issus de l'aquifère alluvial de la vallée de Bouhaddi, ce dernier soutient les débits de notre émergence et donne à notre système son caractère inertiel.

Les réponses synchronisées des éléments majeurs avec les faibles variations de débit constatées (25 l/s en moyenne) à l'exutoire suggèrent que ce système possède une réserve noyée relativement médiocre, alimentée essentiellement par un vaste impluvium qui transmet rapidement le signal chimique de l'épikarst à l'exutoire.

La décomposition hydrochimique d'hydrogramme a permis de séparer les écoulements de la source d'Aïn Tellout en deux pôles : (matriciel et infiltré). Généralement, le pôle d'infiltration est

Conclusion générale et Perspectives.

prépondérant avec 68,7% du débit moyen de cette source, tandis que le pôle des réserves matricielles ne constitue que 31,3 %.

Enfin, Cette étude nous a permis de proposer un schéma conceptuel décrivant le fonctionnement de ce système, qui nous aide à comprendre le fonctionnement et à modéliser ce système.

Perspectives:

Cette étude a permis, grâce à une approche multidisciplinaire, d'approfondir les connaissances sur le fonctionnement et d'élaborer un modèle conceptuel du système étudié. Les résultats obtenus ont mis en évidence les perspectives suivantes :

1. Le pas de temps adopté dans cette étude ne fournit que des résultats approximatifs et constitue une limitation. L'échantillonnage de cette émergence à un pas de temps plus fin (pas de temps journalier ou horaire par exemple) fournirait des résultats plus précis sur le fonctionnement de ce système.
2. Un suivi piézométrique, hydrochimiques et isotopiques des puits et des forages repartis dans la zone d'étude peut également être proposé, cela permettrait de suivre l'évolution spatiale du système et par la suite d'approfondir les connaissances sur les échanges entre la rivière /les nappes et les nappes/émergence.
3. La bonne connaissance de ce système doit nous amener d'essayer une modélisation hydrogéologique des écoulements à l'échelle du bassin versant.
4. La réalisation de traçages artificiels permettrait de délimiter le bassin d'alimentation de cette émergence, de définir les zones de vulnérabilité potentielle et d'établir des périmètres de protection.
5. Il serait très intéressant de mener une étude isotopique de la molécule d'eau afin d'approfondir les connaissances sur le fonctionnement et la décomposition des hydrogrammes de crue de ce système.

Les références bibliographiques

Auclair, D., Biehler, J. (1967). Etude géologique des Hautes plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda. Publication du Service Géologique de l'Algérie, Alger, 34, 3-45.

Andrieux, C., Bakalowicz, M. (1974). Le système karstique du Baget (Ariège). Les éléments du climat. Annales de Spéléologie, 29(3), 267-282.

Appelo, C.A.J., Postma, D. (1996). Geochemistry, groundwater and pollution. Balkema Publishers, Rotterdam, 536p.

Avila, A., Alarcón, M. (2002). "Precipitation chemistry at a rural Mediterranean site: Between anthropogenic pollution and natural emissions." Journal of Atmospheric Chemistry, 108(D9), 4278.

Azzaz, H. (2008). Caractérisation du fonctionnement des systèmes karstiques des monts de Tlemcen par les méthodes hydrochimiques et isotopiques : application à la vulnérabilité. Thèse de doctorat, Université d'Oran, 249p.

Azzaz, H., Charechali, M., Meddi, M., Houha, B., Puig, J.M., Achachi, A. (2008). The use of environmental isotopic and hydrochemical tracers to characterize the functioning of karst systems in the Tlemcen Mountains, northwest Algeria. Hydrogeology Journal, 16(3), 531-546.

Arbel, Y., Greenbaum, N., Lange, J., Inbar, M. (2010). Infiltration processes and flow rates in developed karst vadose zone using tracers in cave drips. Earth Surface Processes and Landforms, 35(14), 1682-1693.

Azzaz, H., Khaldi, A., Meddi, M., Bekkoussa, B. (2012). Etude du rôle de la zone non saturée dans le fonctionnement des systèmes karstiques des monts de Tlemcen par l'utilisation des éléments de l'équilibre calco-carbonique. Le journal de l'eau et de l'environnement, 20, 17-28.

Azzaz, H., Emblanch, C., Bekkoussa, S., Hamimed, A., Khaldi, A. (2018). Impact de la zone insaturée sur le fonctionnement hydrochimique et hydrodynamique de l'aquifère karstique : exemple des monts de Tlemcen, nord-ouest de l'Algérie. Journal arabe des géosciences, 11(16), 1-17.

Abbes, M., Hamimed, A., Lafrid, A., Mahi, H., Nehal, L. (2018). Use of high spatial resolution satellite data for monitoring and characterization of drought conditions in the northwestern Algeria. *Mining Science*, 25, 85-113.

Benest, M. (1972). Les formations carbonatées et les grands rythmes du Jurassique supérieur des Monts de Tlemcen (Algérie). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris*, 275, série D, 1469-1471.

Benest, M. (1974). Evolution tectogénétique de la partie orientale de la dépression de Sebdo (Monts de Tlemcen, Algérie) : les mouvements paroxysmaux générateurs de chevauchements. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris*, série D, 278, 1693-1696.

Box, G.E.P., Jenkins, G.M. (1976). *Time series analysis: forecasting and control*. Holden-Day, San Francisco, 575p.

Bakalowicz, M. (1977). Etude du degré d'organisation des écoulements souterrains dans les aquifères carbonatés par une méthode hydrogéochimique nouvelle. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris*, 284, D, 2463–2466.

Bakalowicz, M. (1979). Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie Paris-6, Laboratoire souterrain du CNRS, 269 p.

Benest, M. (1981). La marge gondwanienne de l'ouest Algérien au Jurassique supérieur et à l'Eocrétacé : les grands traits de l'évolution tectono-sédimentaire mégarythmique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(23), 663-672.

Benest, M. (1982). Importance des décrochements senestres (N-S) et dextres (E-W) dans les Monts de Tlemcen et de Daia (Algérie occidentale). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 23(5), 345-362.

Blavoux, B., Mudry, J. (1983). Séparation des composantes de l'écoulement d'un exutoire karstique à l'aide des méthodes physicochimiques. *Hydrogéologie - Géologie de l'Ingénieur*, 4, 269-278.

Benest, M. (1985). Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du jurassique supérieur et au début du crétacé. Thèse de doctorat, Université de Lyon, 367p.

Bensalah, M. (1989). L'éocène continental d'Algérie : Importance de la tectogenèse dans la mise en place des sédiments et des processus d'épigénie dans leur transformation. Thèse de Doctorat, Université de Lyon, inédit, 147 p.

Bakalowicz, M. (1994). Water Geochemistry: Water Quality and Dynamics. In: Groundwater Ecology, 97-127.

Benest, M., Bensalah, M., Bouabdellah, H., Ouardas, T. (1999). La couverture mésozoïque et cénozoïque du domaine Tlemcénien (Avant pays Tellien d'Algérie occidentale) : Stratigraphie, paléoenvironnement, dynamique sédimentaire et tectogenèse alpine. Bulletin du service géologique de l'Algérie, 10(2).

Bouanani, A. (2004). Hydrologie, transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie). Thèse de doctorat, Université de Tlemcen, 250p.

Bouanani, A., Baba Hamed, K., Manie, J., Bensalah, M. (2005). Le comportement d'un système hydrologique en climat méditerranéen par l'analyse corrélatoire et spectrale des débits et des pluies. Cas de trois sous bassins sud-méditerranéens : (oued Sebdou, Moulah et Isser - Tafna - NW Algérie). Revue des sciences de l'eau, 18(2), 215-224.

Bourque, J., Poulin, N., Cleaver, A. (2006). Évaluation de l'utilisation et de la présentation des résultats d'analyses factorielles et d'analyses en composantes principales en éducation. Revue des sciences de l'éducation, 32, 325-344.

Bensaoula, F. (2006). Hydrogéologie, karstification et vulnérabilité des eaux karstiques, Mise au point d'outils pour leur protection (application aux monts de Tlemcen-ouest Oranais). Thèse de Doctorat, Université de Tlemcen, 194p.

Bensaoula, F. (2007). Etude de la karstification à partir des données de forages : le cas des Monts de Tlemcen (Algérie). Karstologia, 44, 15-24.

Bailly-Comte, V., Jourde, H., Roesch, A., Pistre, S. (2008). Time series analyses for Karst/River interactions assessment: Case of the Coulazou river (southern France). *Journal of Hydrology*, 349, 98–114.

Bailly-Comte, V. (2008). Interactions hydrodynamiques surface/souterrain en milieu karstique - Approche descriptive, analyse fonctionnelle et modélisation hydrologique appliquées au bassin versant expérimental du Coulazou, Causse d'Aumelas, France. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 228p.

Barbel-Périneau, A. (2013). Caractérisation du fonctionnement de la zone non saturée des aquifères karstiques : Approche directe par études hydrodynamiques et hydrochimiques sur le Bassin de Recherche, d'Expérimentation et d'Observation de Fontaine de Vaucluse – Laboratoire Souterrain à Bas Bruit de Rustrel – Pays d'Apt. Thèse de doctorat, Université d'Avignon, 237p.

Benlarbi, D. (2015). Étude de la relation entre le ruissellement, la pluviométrie et l'évaporation des bassins versants de la zone sud de la méditerranée (cas de l'Algérie). *Lebanese Science Journal*, 16(1), 03.

Babaousmail, H., Hou, R., Ayugi, B., Gnitou, G.T. (2019). Evaluation of satellite-based precipitation estimates over Algeria during 1998–2016. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 195, 105139.

Benthabet, A. (2020). Le rôle de la zone non saturée dans les processus d'écoulement des aquifères Karstiques des monts de Saïda, approche hydrodynamique et hydrochimique. Thèse de Doctorat, Université de Mascara, 217p.

Castany, G., Margat, J. (1977). Dictionnaire français d'hydrogéologie. BRGM, 249 p.

Crowther, J., Pitty, A.F. (1982). Water temperature variability as an indicator of shallow-depth groundwater behaviour in limestone areas in west Malaysia. *Journal of Hydrology*, 57(1–2), 137-146.

Collignon, B. (1986). Hydrogéologie appliquée des aquifères karstiques des Monts de Tlemcen. Thèse de doctorat, Université d'Avignon, 282p.

Capaccioni, B., Didero, M., Paletta, C., Didero, L. (2005). Saline intrusion and refreshing in a multilayer coastal aquifer in the Catania Plain (Sicily, Southern Italy): dynamics of degradation processes according to hydrochemical characteristics of groundwaters. *Journal of Hydrology*, 307, 1-16.

Charmoille, A. (2005). Traçage hydrochimique des interactions hydrauliques et mécaniques entre les volumes perméables et peu perméables au sein des aquifères fracturés carbonatés. Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté, 320p.

Cave, T. (2011). Fonctionnement hydrodynamique du bassin tertiaire du Bas-Dauphiné entre la Drôme et la Varèze (Drôme et Isère, Sud-Est de la France) : Etude géochimique et isotopique. Thèse de doctorat, Université d'Avignon (France), 213p.

Collignon, B., Bensaoula, F. (2019). L'exploitation des aquifères karstiques des Monts de Tlemcen (Algérie) comme réserve stratégique en cas de sécheresse pluriannuelle grave. Colloque international « Sécheresses, étiages et déficits en eau » UNESCO/SHF Paris.

Davis, W.M. (1930). Origin of limestone caverns. *Geological Society of America Bulletin*, 41, 475-628.

Drogue, C. (1971). De l'eau dans les calcaires. *Sciences Progrès Découvertes*, 3433, 39-44.

Dreybrodt, W. (1996). Principles of Early Development of Karst Conduits Under Natural and Man-Made Conditions Revealed by Mathematical Analysis of Numerical Models. *Water Resources Research*, 32(9), 2923–2935.

Desmarais, K., Rojstaczer, S. (2002). Inferring source waters from measurements of carbonate spring response to storms. *Journal of Hydrology*, 260(1–4), 118–134.

Dassi, L. (2004). Etude hydrogéologique, géochimique et isotopique du système aquifère du bassin de Sbeitla (Tunisie Centrale). Thèse 3ème cycle, Université de Sfax, Tunisie, 180p.

Dorfliger, N., Crochet, P., Guerrin, R., Jozja, N., Marsaud, B., Mondain, P.H., Muet, P., Plaigne, V. (2010). Les outils de l'hydrogéologie karstique. Guide méthodologique. Bureau de Recherches Géologiques et Minières France, RP-58237-FR, 246p.

Delbart, C. (2014). Variabilité spatio-temporelle du fonctionnement d'un aquifère karstique du Dogger : suivis hydrodynamiques et géochimiques multifréquences, traitement du signal des réponses physiques et géochimiques. Thèse de doctorat, Université Paris-Sud, 232p.

Elmi, S. (1973). Décrochements et mouvements atlasiques dans la région frontalière algéro-marocaine (Monts de Rhar Roubane). *Compte Rendu de l'Académie des Sciences Paris*, 276, série D, 1521-1524.

Emblanch, C. (1997). Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques : étude en région méditerranéenne de montagne. Thèse de doctorat. Université d'Avignon et pays de Vaucluse, 198p.

Emblanch, C., Zuppi, G.M., Mudry, J., Blavoux, B., Batiot, C. (2003). Carbon 13 of TDIC to quantify the role of the unsaturated zone: the example of the Vaucluse karst systems (Southeastern France). *Journal of Hydrology*, 279(1-4), 262-274.

Einsiedl, F. (2005). Flow system dynamics and water storage of a fissured-porous karst aquifer characterized by artificial and environmental tracers. *Journal of Hydrology*, 312(1-4), 312-321.

El-Hakim, M., Bakalowicz, M. (2007). Signification et origine du très grand pouvoir de régulation de certains aquifères karstiques au Moyen-Orient. *Journal of Hydrology*, 333(2-4), 329-339.

El Bardai, R., Targuisti, K., Aluni, K. (2014). Caractérisation hydrodynamique des sources karstiques : cas de la source de Ras El Maa (Rif Septentrional, Maroc). *Revue des sciences de l'eau*, 27(2), 139-153.

Fournier, M., Massei, N., Bakalowicz, M., Dussart-Baptista, L., Rodet, J., Dupont, J.P. (2007). Using turbidity dynamics and geochemical variability as a tool for understanding the behavior and vulnerability of a karst aquifer. *Hydrogeology Journal*, 15(4), 689-704.

Fournillon, A. (2012). Modélisation géologique 3D et hydrodynamique appliquées aux réservoirs carbonatés karstiques : caractérisation des ressources en eau souterraine de l'Unité du Beausset (Var et Bouches-du-Rhône, SE France). Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille, 415p.

Guardia, P. (1975). Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord-occidentale. Thèse Doctorat d'Etat, Université de Nice, France, 286 p.

García, M.G., Hidalgo, M.D.V., Blesa, M.A. (2001). Geochemistry of groundwater in the alluvial plain of Tucuman province, Argentina. *Hydrogeology Journal*, 9, 597-610.

Garry, B. (2007). Etude des processus d'écoulement de la zone non saturée pour la modélisation des aquifères karstiques. Expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse. Thèse de doctorat, Université d'Avignon et des Pays du Vaucluse, 216 p.

Horton, R.E. (1932). Drainage basin characteristics. *Trans Am Geophys Union*, 13, 350-361.

Hayane, M. (1983). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du bassin versant d'oued Sikkak. Thèse de doctorat, Université d'Oran, 192p.

Huneau, F. (2000). Fonctionnement hydrogéologique et archives pédoclimatique d'un aquifère profond méditerranéen - Etude géochimique et isotopique du bassin miocène de Valréas (Sud-Est de la France). Thèse de doctorat, Université d'Avignon (France), 180p.

Jenkins, G.M. et Watts, D.G. (1968). *Spectral analysis and its applications*. Holden Day, San Francisco, 525 p.

Jauffret, D., Klinka, T. (2014). Etude statistiques sur les longues chroniques de mesures (débits et niveaux piézométriques) de la nappe de la craie du sud-est du bassin de paris. BRGM, RP-62930-FR, 221p.

Kaiser, H.F. (1960). The application of electronic computers to factor analysis. *Educational and Psychological Measurement*, 20, 141-151.

Khaldi, A. (2005). Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l'Ouest Algérien "Monts de Tlemcen - Saida". Thèse de doctorat Université D'Oran, 230p.

Kouassi, A.M., Kouassi, E.A., Koffi, E.K., Amos, M., Jean, B. (2016). Analyse comparative entre la distribution des fréquences de conductivité électrique et les faciès géochimiques des eaux des aquifères de socle (Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 10(1), 435-450.

Lucas, G. (1942). Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Rouban et du Sidi el Abed. Thèse doctorat. Pub. Serv. géol. Algérie, Alger, vol 1, 538p.

Lucas, G. (1952). Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. 19ème Congrès géologique international. Alger.

Lastennet, R. (1994). Rôle de la zone non-saturée dans le fonctionnement des aquifères karstiques. Approche par l'étude physico-chimique et isotopique du signal d'entrée et des exutoires du massif du Ventoux (Vaucluse). Thèse de doctorat, Université d'Avignon (France), 239P.

Larocque, M., Mangin, A., Razack, M., Banton, O. (1998). Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karstic aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology*, 205(2-3), 217-231.

Lee, E.S., Krothe, N.C. (2001). A four-component mixing model for water in a karst terrain in south-central Indiana, USA. Using solute concentration and stable isotopes as tracers. *Chemical Geology*, 179(1-4), 129-143.

Lee, E.S. et Krothe, N.C. (2002). Delineating the karstic flow system in the upper Lost River drainage basin, south-central Indiana: using sulphate and $\delta^{34}\text{S}_{\text{SO}_4}$ as tracer. *Applied Geochemistry*, 18, 145-153.

Little, M., Bloomfield, J. (2010). Robust evidence for random fractal scaling of groundwater levels in unconfined aquifers. *Journal of Hydrology*, 393, 362-369.

Mangin, A. (1971). Etude des débits classés d'exutoires karstiques portant sur un cycle hydrologique. *Annales de spéléologie*, 26(2), 283-329.

Mangin, A. (1975). Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse de Doctorat. Université de Dijon France. *Annales de Spéléologie* 30(1), 21-124.

Mangin, A. (1984). Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoire et spectrales. *Journal of hydrology*, 67(1-4), 25-43.

Mudry, J. (1987). Apport du traçage physico-chimique naturel à la connaissance hydro cinématique des aquifères carbonatés. Thèse de doctorat, Université de Franche-Comté, 382 p.

Marsaud, B. (1997). Structure et fonctionnement de la zone noyée des karsts à partir des résultats expérimentaux. Thèse de doctorat, Université de Paris. Bureau de Recherche Géologique et Minière, 301 p.

Massei, N., Dupont, J.P., Mahler, B.J., Laignel, B., Fournier, M., Valdes, D., Ogier, S. (2006). Investigating transport properties and turbidity dynamics of a karst aquifer using correlation, spectral, and wavelet analyses. *Journal of Hydrology*, 329(1-2), 244-257.

Massei, N., Mahler, B., Bakalowicz, M., Fournier, M., Dupont, J. (2007). Quantitative interpretation of specific conductance frequency distributions in karst. *Ground Water*, 45(3), 288-293.

Moore, P.J., Martin, J.B., Sreaton, E.J. (2009). Geochemical and statistical evidence of recharge, mixing, and controls on spring discharge in an eogenetic karst aquifer. *Journal of Hydrology*, 376, 443-455.

Meddi, M., Meddi, H., Toumi, S., Mehaiguen, M. (2013). Regionalization of rainfall in north-western Algeria. *Geographia Technica*, 1, 56-59.

Oudin, L. (2004). Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Thèse de doctorat, l'Ecole Nationale du Génie Rural des eaux et forêts paris, 109 p.

Penman, H.L. (1948). Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London*, 193, 120-145.

Padilla, A., Pulido-Bosch, A. (1995). Study of hydrographs of karstic aquifers by means of correlation and cross-spectral analysis. *Journal of Hydrology*, 168, 73-89.

Perrin, J., Jeannin, P.Y., Zwahlen, F. (2003). Epikarst storage in a karst aquifer: a conceptual model based on isotopic data, Milandre test site, Switzerland. *Journal of Hydrology*, 279(1/4), 106-124.

Panagopoulos, G., Lambrakis, N. (2006). The contribution of time series analysis to the study of the hydrodynamic characteristics of the karst systems: Application on two typical karst aquifers of Greece (Trifilia, Almyros Crete). *Journal of Hydrology*, 329(3), 368-376.

Roy, B., Benderitter, Y. (1986). Transferts thermiques naturels dans un système aquifère carbonate fissuré peu profond. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 2(4), 661-666.

Ryan, M., Meiman, J. (1996). An examination of short-term variations in water quality at a karst spring in Kentucky. *Ground Water*, 34(1), 23-30.

Raeisi, E., Karami, G. (1997). Hydrochemographs of Berghan karst spring as indicators of aquifer characteristics. *Journal of Cave and Karst Studies*, 59(3), 112-118.

Ramirez-Rojas, A., Pavia-Miller, C.G., Angulo-Brown, F. (2004). Statistical behavior of the spectral exponent and the correlation time of electric self-potential time series associated to the Ms=7.4 September 14, 1995 earthquake in Mexico. *Physics and Chemistry of the Earth*, 29, 305-312.

Celle-Jeanton, H., Travi, Y., Loÿe-Pilot, M., Huneau, F., Bertrand, G. (2009). Rainwater chemistry at a Mediterranean inland station (Avignon, France): Local contribution versus long-range supply. *Atmospheric Research*, 91(1), 118-126.

Robineau, T., (2019). Caractérisation du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère karstique -Traitement du signal et modélisation double milieu des écoulements et du transport. Thèse de doctorat, Université de PSL de Paris, 100p.

Seltzer, P. (1946). Le climat de l'Algérie. Institut de Métrologie et de Physique du globe. Université d'Alger. Carboneil, 219 p.

Schoeller, H. (1962). Les Eaux Souterraines. Hydrologie dynamique et chimique, Recherche, Exploitation et Évaluation des Ressources. Paris. Masson et Cie, 642 p.

Strahler, A.N. (1964). Quantitative geomorphology of drainage basin and channel networks. In: Chow, V.Ed., *Handbook of applied hydrology*. McGraw Hill Book Co., New York, 439-476.

Sogreah & Anrh. (1989). Étude méthodologique sur l'hydrologie des retenues collinaires et mise au point d'outils de calculs pratiques à l'usage des directions de l'hydraulique des Wilayas. Rapport définitif, novembre 1989, Grenoble, France. 156 p.

Stigter, T.Y., van Ooijen S.P.J., Post, V.E.A., Appelo, C.A.J., Carvalho Dill, A.M.M. (1998). A hydrogeological and hydrochemical explanation of the groundwater composition under irrigated land in a Mediterranean environment, Algarve, Portugal. *Journal of Hydrology*, 208(3-4), 262-279.

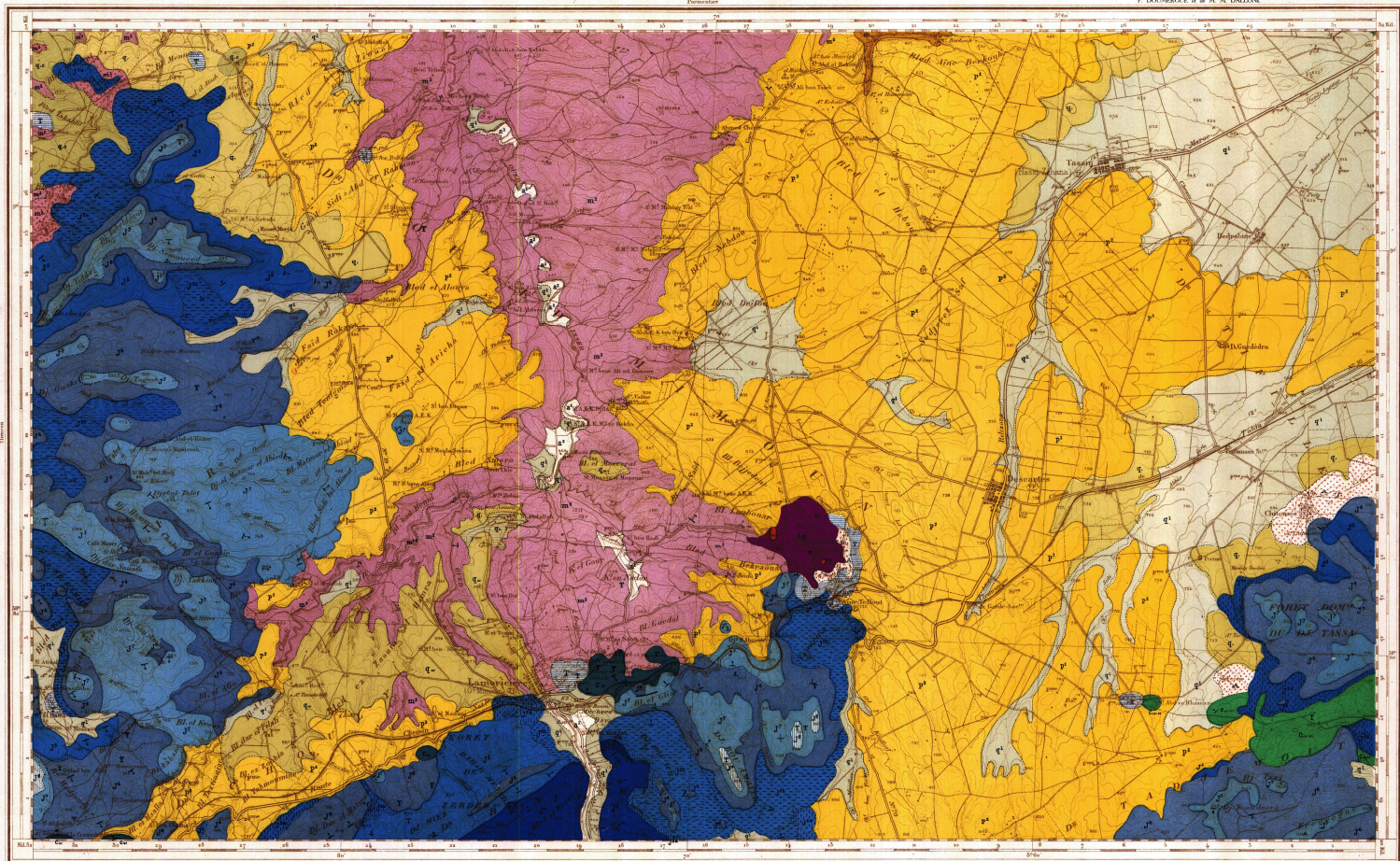
Samir, K., Lassaad, D., Kamel, Z. (2006). Approche hydrogéologique et hydrochimique des échanges hydrodynamiques entre aquifères profond et superficiel du bassin du Djérid, Tunisie, *Hydrological Sciences Journal*, 51(4), 713-730.

Zare, M., Nematollah, A.R., Rahnamaei, M. (2005). Effect of monitoring time interval on the results of stochastic analysis of karst water resources. *Iranian Journal of Science & Technology, Transaction A*, 29(A3), 387-399.

Les annexes.

Les explorations et sondages géologiques ont été effectués de 1928 à 1932 par
F. DUMÉRIÉRE, Professeur honoraire de l'École d'Oran et commandeur de 1926
à 1947 par M. A. BEY, Professeur agrégé au Lycée Bugnot d'Alger,
Chef Directeur, G. DUGÈRE, Inspecteur général des Mines, chef de 1928
par M. G. BÉTHÉ, Inspecteur général des Mines à Alger.
Ces travaux ont été publiés dans "L'Algérie en son temps" et ont servi de base
à la carte géologique de l'Algérie au 1/50.000, et de (copie) au
service de l'Etat-Major (1/50.000) de l'Algérie en son temps, et de (copie) au
service de l'Etat-Major (1/50.000) de l'Algérie en son temps, et de (copie) au
service de l'Etat-Major (1/50.000) de l'Algérie en son temps.

- TERREAINS
SEDIMENTAIRES
- Dunes et dépôts de pentes
 - Travertins concrets et stalactites
 - Alluvions récentes
 - Alluvions anciennes (niveau de 15 à 20 m.)
 - Alluvions anciennes (niveau de 30 m.) et conques côtières
 - Alluvions anciennes (niveau de 60 m.)
 - Alluvions des plateaux
 - Plaine côtière
 - Marnes et grès à lignite
 - Grès tertiaires
 - Marnes héliéniques
 - Oligocène



- TERREAINS
SEDIMENTAIRES
(Suite)
- Néocène
 - Burdigal
- Calcaires subtopographiques (Pliocène)
- Dolomites et calcaires (Burdigal moyen)
 - Marnes et calcaires (Burdigal moyen)
 - Calcaires fins
 - Dolomites inférieures
 - Calcaires et dolomites non isolés
 - Grès fins
 - Calcaires à dolomites (Burdigal)
- Traie
ou Marnes argileuses
ou Congrès
- Opilite
- SIGNES
CONVENTIONNELS
- 1. Contour déterminé
 - 2. Contour non précis
 - 3. Limite de faciès
 - 4. Faille
- Plongement des couches
+ horizontales
T Grès de fautes

Données géométriques et publiées par le Service géographique de l'Armée (Boulevard de Lyon 102)
Dessiné par M. J. CARBONEL, Chef du Service géographique, sous la direction de M. BÉTHÉ, Chef du Service géographique.

L'échelle est égale en lettres sur les quatre côtés de cette notice.

Echelle 1/50.000
0 1000 2000 3000 4000 5000 6000 mètres

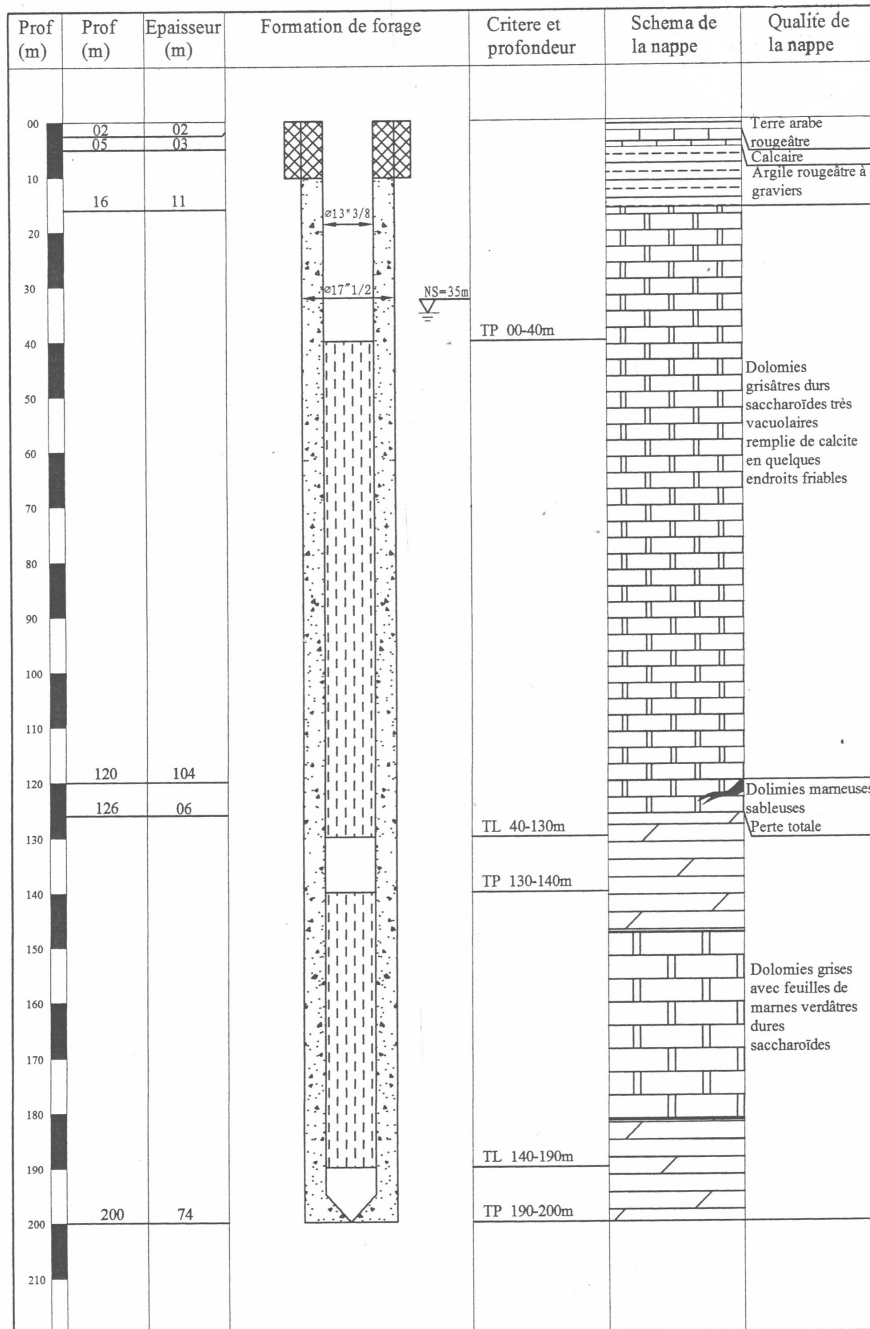
Sources importantes
● Ain Tadjemout
● Ain Tadjemout

Matériaux de construction et d'empierrement
● Carrières de calcaires (Burdigal) et carrières de dolomites grises
● Exploitation de grès (isolés) dans le Traz
● Exploitation de sel d'Ain-Tadjemout

Publiée par le Service géographique de l'Armée (Boulevard de Lyon 102)
à Paris, sous la direction de M. BÉTHÉ, Chef du Service géographique, sous la direction de M. BÉTHÉ, Chef du Service géographique.

Annexe 1. Carte Topographique et géologique de Lamoricière au 1/50.000 (1948).

AIN TELLOUT

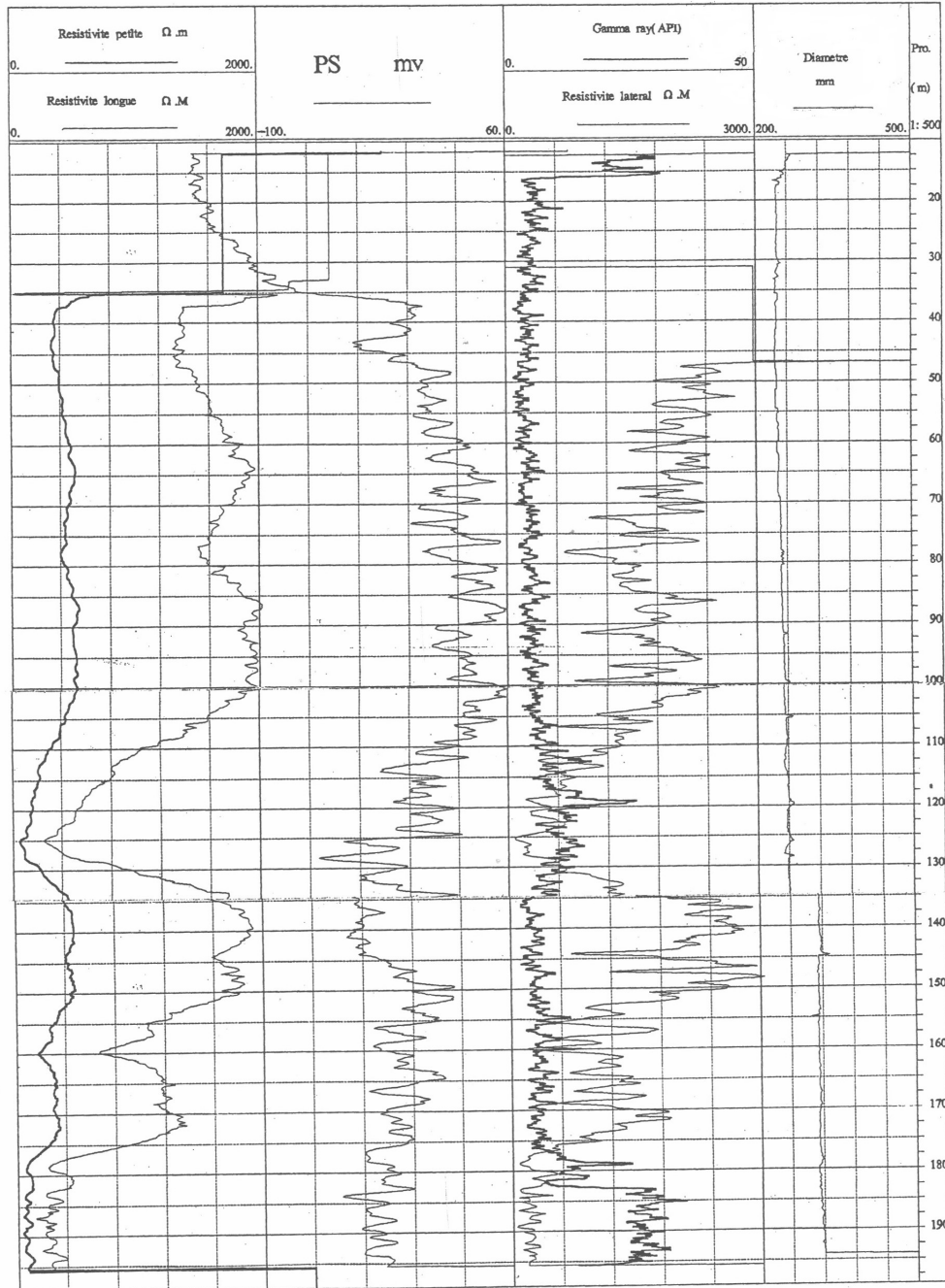


Annexe 02. Log stratigraphique du forage d'Ain Tellout (DRH de Tlemcen).

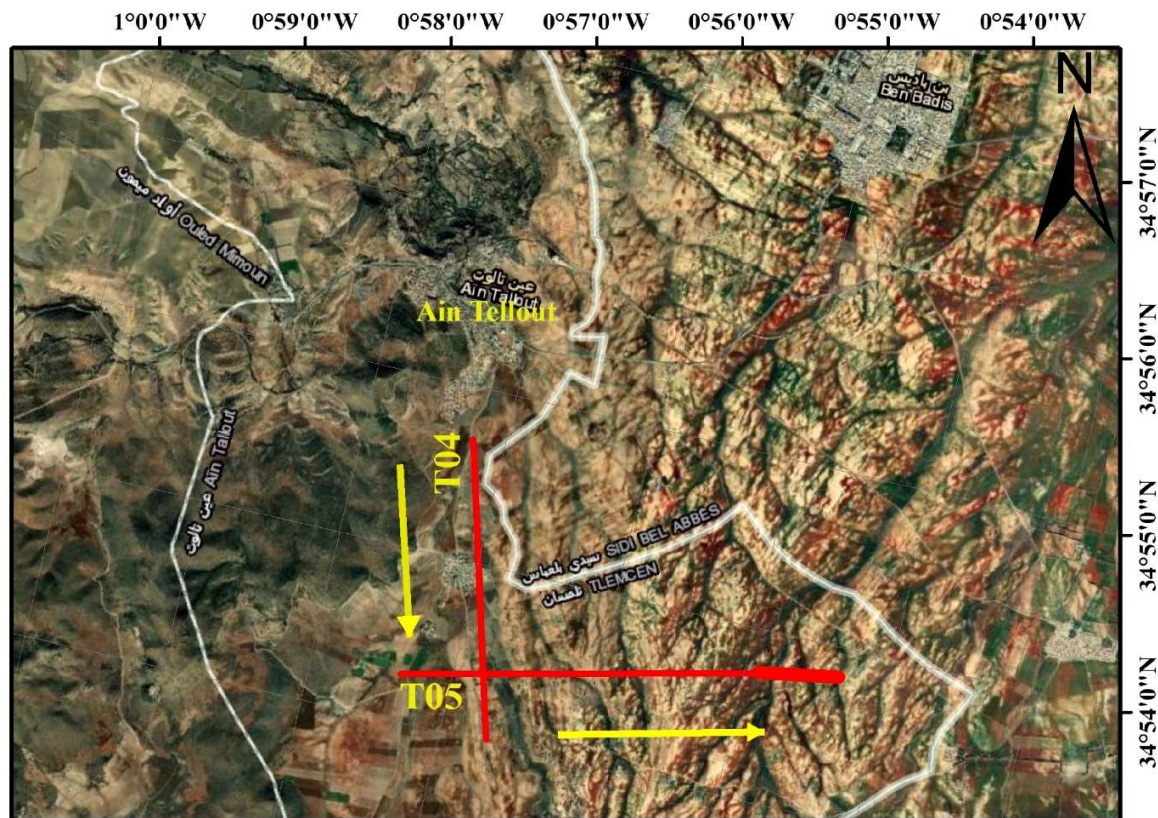
Courbes de diagraphie

Lieu: AIN TELLOUT
Entreprise: YUFEI
TEL: 021361278 043262344

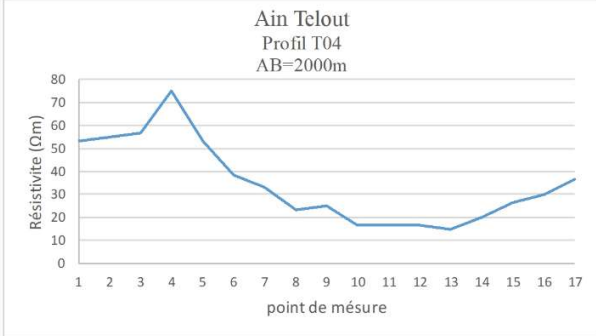
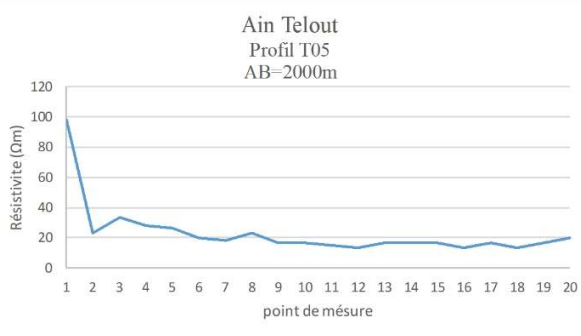
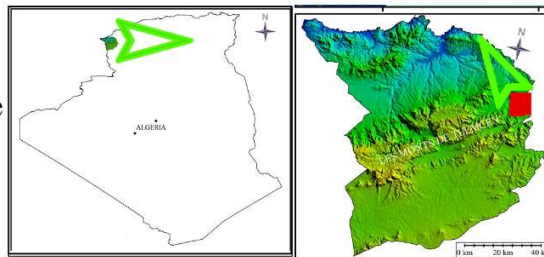
Date: 2007/01/08
Client: D.H.W/ILEMCEN
FAX: 021366030 043262344



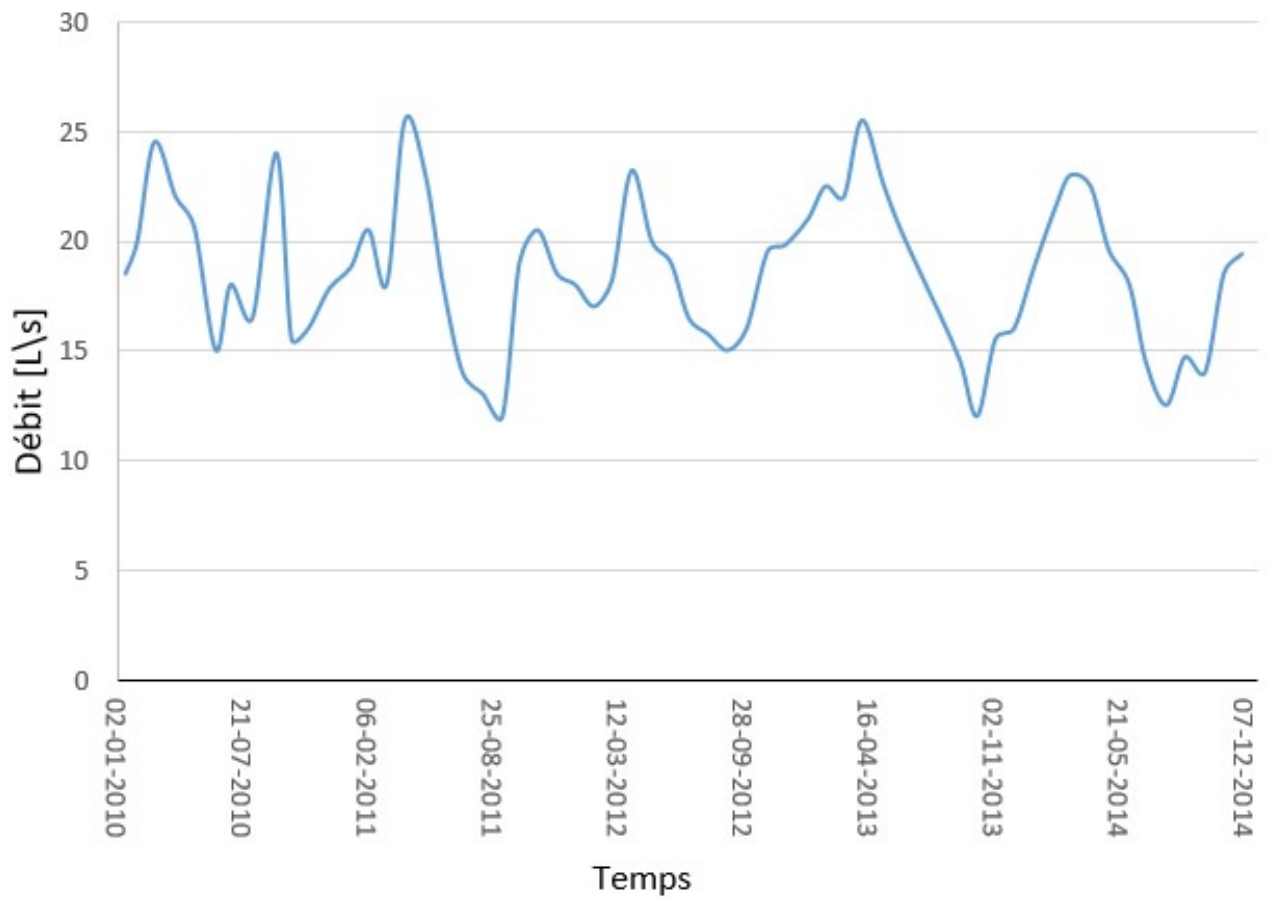
Annexe 03. Diagraphie du forage d'Ain Tellout (DRH de Tlemcen).



Direction du sondage électrique



Annexe 05. Carte des sondage électrique d'Ain Tellout (DRH de Tlemcen).



Annexe 06: Évolution des débits de la source d'Ain Tellout durant la période du 14/01/2010 au 02/12/2014.

Annexe 07. Chronique hydrochimique exploitée de la source d'Ain Tellout (période du 08/09/1999 au 02/12/2014)

N°	Nom	TDS	pH	Ca[meq/L]	Mg[meq/L]	HCO3[meq/L]	Cl[meq/L]	SO4[meq/L]	NO3[meq/L]	_pCO2	Na[meq/L]	K[meq/L]
1	08-09-1999	440	8.60	3.19	3.95	4.28	2.37	1.21	0.339	0.00068	1.52	0.05115
2	03-10-1999	515	8.10	2.35	5.35	5.29	2.62	1.89	0.371	0.00274	1.52	0.05115
3	09-11-1999	553	7.70	6.04	3.95	7.21	1.83	1.25	0.161	0.00946	1.39	0.02558
4	04-12-1999	513	7.90	5.14	3.70	6.88	2.06	0.71	0.177	0.00568	1.70	0.02558
5	02-01-2000	585	7.70	5.54	4.11	7.03	2.93	1.00	0.339	0.00922	1.70	0.02558
6	02-02-2000	444	7.90	2.59	4.44	4.62	2.37	1.25	0.274	0.00381	1.61	0.02558
7	01-03-2000	420	7.90	3.09	3.70	5.08	2.26	0.50	0.306	0.00419	1.52	0.05115
8	01-04-2000	552	7.70	5.29	3.21	7.16	2.71	0.75	0.274	0.00939	1.78	0.05115
9	03-05-2000	557	7.60	4.94	4.61	6.88	2.74	0.71	0.339	0.01138	1.78	0.05115
11	01-07-2000	544	7.70	4.29	3.87	6.93	2.26	1.21	0.274	0.00909	2.00	0.05115
12	01-08-2000	423	8.40	2.05	5.02	3.29	2.17	1.75	0.258	0.00085	1.39	0.02558
13	12-09-2000	443	7.90	2.89	5.18	5.20	2.51	1.10	0.258	0.00429	0.30	0.02558
15	04-11-2000	579	7.50	5.04	3.95	7.36	2.76	1.00	0.258	0.01532	2.00	0.02558
16	02-12-2000	562	7.90	4.54	4.03	7.19	2.43	1.21	0.355	0.00594	1.70	0.02558
17	02-01-2001	603	7.80	5.29	5.18	7.08	2.99	1.10	0.419	0.00737	1.52	0.02558
18	03-02-2001	543	7.60	2.69	6.17	6.90	2.43	1.10	0.516	0.0114	1.52	0.02558
19	03-03-2001	422	7.90	2.64	4.11	4.44	2.26	1.00	0.355	0.00367	1.52	0.02558
20	01-04-2001	567	7.60	4.44	4.77	6.90	3.47	0.79	0.258	0.0114	1.52	0.02558
21	02-05-2001	366	8.20	1.35	4.03	2.93	2.43	1.35	0.242	0.0012	1.52	0.02558
22	18-06-2001	531	7.50	1.85	7.08	6.83	2.54	1.10	0.323	0.01423	1.70	0.02558
23	01-07-2001	403	8.00	2.15	4.11	5.44	1.83	0.60	0.274	0.00356	1.52	0.02558
24	04-08-2001	453	8.20	2.89	3.79	3.11	2.88	1.89	0.323	0.00128	1.78	0.02558
25	01-09-2001	415	7.40	3.84	3.04	5.03	2.40	0.15	0.339	0.0132	1.52	0.05115
26	01-10-2001	626	8.30	5.74	4.86	8.39	3.36	0.60	0.323	0.00273	1.30	0.05115
27	03-11-2001	600	7.00	4.99	4.86	6.00	2.65	2.44	0.258	0.03957	1.39	0.05115
28	02-12-2001	514	7.40	3.74	4.44	4.20	3.13	2.00	0.306	0.011	1.39	0.02558

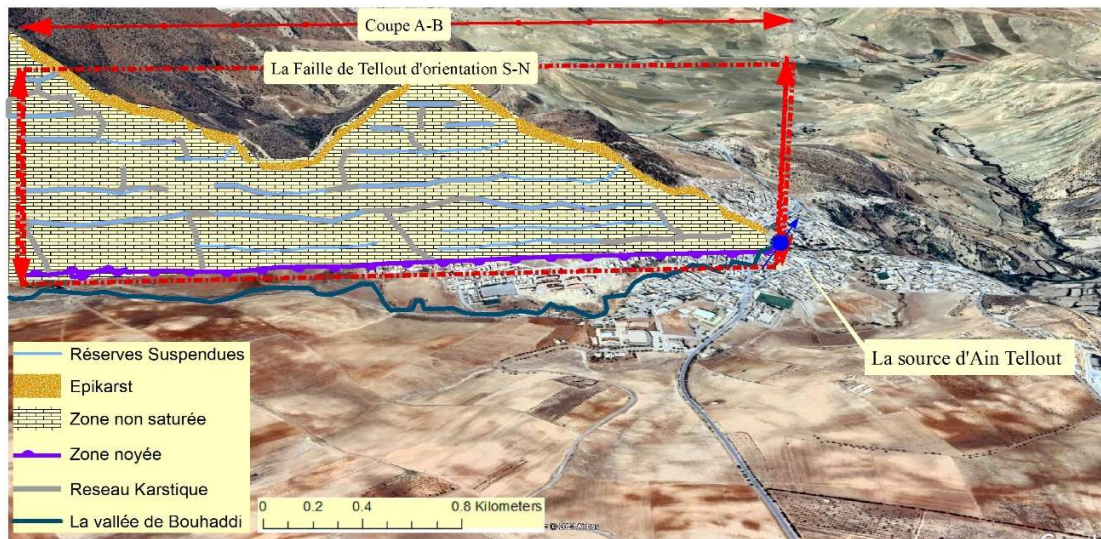
29	07-01-2002	635	7.50	5.99	4.11	7.56	2.88	1.64	0.387	0.01573	1.39	0.02558
30	11-02-2002	584	7.20	5.49	4.20	7.92	2.88	0.67	0.290	0.03293	1.39	0.02558
31	02-03-2002	605	8.10	3.99	5.18	5.39	2.40	3.33	0.355	0.0028	1.39	0.02558
32	23-04-2002	474	8.10	4.24	3.46	4.61	2.40	1.60	0.226	0.00239	1.39	0.02558
33	08-05-2002	490	7.80	2.99	4.94	4.56	2.88	1.52	0.242	0.00474	1.78	0.05115
36	01-10-2003	496	8.20	4.09	4.20	6.82	2.40	0.40	0.323	0.0028	1.39	0.05115
37	02-11-2003	493	8.10	3.49	4.36	4.51	2.65	1.89	0.210	0.00234	1.52	0.05115
38	01-12-2003	519	7.60	5.49	2.88	7.19	2.88	0.12	0.274	0.01189	1.39	0.02558
39	03-01-2004	352	8.10	2.15	2.88	3.97	2.00	0.73	0.274	0.00206	1.30	0.05115
40	03-02-2004	426	8.10	3.84	2.39	4.80	2.26	0.96	0.274	0.00249	1.39	0.02558
41	01-03-2004	335	8.20	2.40	2.47	4.08	1.02	0.94	0.339	0.00168	1.30	0.05115
42	06-04-2004	322	8.30	1.90	2.88	3.38	1.69	0.69	0.355	0.0011	1.39	0.02558
43	03-05-2004	411	8.30	1.60	4.53	2.92	2.51	1.81	0.435	0.00095	1.39	0.02558
44	01-06-2004	532	7.90	3.24	2.63	4.29	2.93	2.08	0.290	0.00354	3.61	0.02558
45	11-07-2004	463	8.00	3.14	4.03	4.43	1.81	2.08	0.210	0.0029	1.39	0.02558
46	08-09-2004	425	8.00	2.64	4.11	3.79	1.97	1.79	0.290	0.00248	1.39	0.05115
47	02-10-2004	402	8.40	2.05	3.87	3.80	2.26	1.21	0.210	0.00098	1.61	0.02558
48	13-12-2004	448	8.20	2.74	4.28	6.00	2.12	0.83	0.210	0.00246	1.39	0.02558
49	09-01-2005	474	8.00	2.89	5.60	7.00	1.02	1.40	0.177	0.00458	1.00	0.02558
50	12-02-2005	510	7.87	3.59	4.36	6.00	1.97	1.81	0.274	0.00531	1.30	0.02558
51	01-03-2005	416	7.83	3.04	3.46	6.00	1.81	0.35	0.339	0.00582	1.30	0.02558
52	12-04-2005	560	7.80	2.64	6.99	6.47	1.55	2.60	0.226	0.00674	1.39	0.05115
53	09-05-2005	406	7.52	2.54	4.20	6.83	1.10	0.27	0.258	0.01359	1.30	0.02558
54	13-06-2005	491	7.60	2.54	5.18	5.39	1.69	2.27	0.242	0.00891	1.30	0.02558
55	10-09-2005	484	8.36	2.00	4.94	2.20	2.71	3.29	0.258	0.00062	1.30	0.02558
56	08-10-2005	452	7.91	1.90	5.10	1.72	2.96	3.02	0.177	0.00139	1.39	0.17904
57	13-11-2005	439	7.32	3.19	3.70	4.85	2.17	1.19	0.258	0.0153	1.39	0.05115
58	11-12-2005	511	7.83	5.69	2.39	6.11	1.92	1.23	0.339	0.00593	1.52	0.02558
59	12-02-2006	481	7.54	3.39	4.28	6.98	1.02	1.04	0.452	0.01325	1.52	0.05115

60	04-03-2006	457	7.25	3.64	3.29	5.56	1.92	1.17	0.323	0.0206	1.39	0.02558
61	02-04-2006	384	8.04	2.05	3.70	5.02	1.89	0.52	0.258	0.00299	1.61	0.05115
62	02-05-2006	404	8.05	1.65	4.53	5.46	1.89	0.54	0.290	0.00318	1.70	0.05115
63	05-06-2006	469	7.69	2.25	5.60	5.98	1.92	1.10	0.306	0.00803	1.52	0.02558
64	02-07-2006	366	7.64	1.70	3.54	3.85	1.92	0.96	0.274	0.0058	1.78	0.02558
65	21-08-2006	419	7.45	3.19	3.04	4.95	1.92	0.94	0.290	0.01157	1.61	0.02558
66	17-09-2006	492	7.64	2.54	5.35	7.47	1.89	0.65	0.290	0.01126	1.52	0.02558
67	08-10-2006	453	7.20	3.84	4.20	6.00	1.92	0.35	0.468	0.02496	1.30	0.02558
68	04-11-2006	514	7.44	4.69	3.54	6.87	1.92	0.77	0.532	0.01642	1.39	0.02558
69	02-12-2006	509	7.41	3.84	4.36	5.13	2.12	1.87	0.435	0.01315	1.39	0.02558
70	03-01-2007	540	7.70	4.39	5.02	6.75	1.89	1.54	0.258	0.00886	1.30	0.02558
71	06-02-2007	552	7.33	5.44	4.20	7.19	1.92	1.12	0.339	0.02218	1.39	0.02558
72	03-03-2007	495	7.22	5.94	2.72	6.88	1.92	0.42	0.242	0.02735	1.39	0.02558
73	07-04-2007	553	7.21	2.74	6.99	7.33	1.92	1.44	0.371	0.02978	1.39	0.02558
74	02-05-2007	510	7.28	3.64	4.77	7.33	1.92	0.71	0.419	0.02534	1.30	0.02558
75	02-06-2007	504	7.12	3.89	4.28	6.93	1.72	1.19	0.242	0.03469	1.39	0.02558
76	07-07-2007	433	7.13	4.79	2.30	5.44	2.12	0.46	0.323	0.0266	1.22	0.02558
77	04-11-2007	463	7.92	1.60	6.25	6.60	2.12	0.62	0.258	0.0052	1.52	0.02558
78	03-12-2007	467	7.87	2.00	5.84	6.05	1.92	1.27	0.242	0.00535	1.30	0
79	02-01-2008	536	7.24	3.59	5.02	6.00	2.12	1.79	0.323	0.02276	1.70	0.07673
80	01-03-2008	511	7.63	2.00	6.34	6.54	1.35	1.73	0.564	0.01008	1.30	0.05115
81	16-06-2008	518	7.50	2.74	5.02	6.05	2.31	1.56	0.290	0.01259	1.39	0.3325
82	02-07-2008	504	7.36	4.19	3.95	6.54	2.31	0.92	0.274	0.01881	1.39	0.02558
83	18-08-2008	556	7.60	4.59	4.77	7.49	2.28	1.04	0.290	0.01238	1.30	0.05115
84	15-09-2008	498	7.34	5.39	3.13	5.51	2.37	1.37	0.242	0.01659	0.91	0.02558
85	06-10-2008	505	7.36	4.19	4.28	5.79	2.31	1.42	0.242	0.01664	1.22	0.05115
86	06-12-2008	541	7.89	4.54	4.11	6.70	2.12	1.58	0.242	0.00566	1.39	0.02558
87	04-01-2009	592	7.23	4.29	5.18	7.13	2.31	1.73	0.484	0.02768	1.39	0.05115
88	04-02-2009	539	7.41	4.79	3.13	5.88	2.12	1.83	0.435	0.01508	1.61	0.02558

89	03-03-2009	534	7.10	4.59	4.77	7.08	1.92	1.02	0.323	0.03709	1.39	0.05115
90	04-05-2009	488	7.97	3.74	4.20	5.11	1.72	1.54	0.613	0.00359	1.39	0.07673
91	02-06-2009	532	7.92	4.49	4.03	6.97	2.12	1.00	0.371	0.00549	1.61	0.02558
92	04-07-2009	504	7.96	3.69	4.61	6.10	2.14	1.50	0.016	0.00438	1.78	0.02558
93	06-09-2009	505	7.75	3.54	4.44	6.10	2.31	1.02	0.387	0.00712	1.78	0.02558
94	05-10-2009	483	7.69	2.64	4.94	5.56	2.34	1.08	0.355	0.00746	1.91	0.05115
95	04-11-2009	493	7.69	2.99	4.61	5.44	2.34	1.33	0.323	0.0073	2.00	0.02558
96	02-12-2009	552	7.60	4.99	3.54	6.88	2.34	0.90	0.419	0.01138	2.09	0.05115
98	02-02-2010	402	7.88	2.00	3.95	4.10	2.68	0.87	0.339	0.00354	1.30	0.07673
99	01-03-2010	538	7.52	3.39	5.51	6.44	2.68	1.19	0.387	0.01281	1.39	0.05115
100	04-04-2010	480	7.66	2.69	4.44	5.31	2.28	1.17	0.564	0.00764	1.70	0.05115
101	04-05-2010	515	7.64	3.34	5.18	5.98	2.26	1.44	0.355	0.00901	1.39	0.05115
102	07-06-2010	412	7.62	2.89	4.03	4.59	2.26	0.62	0.323	0.00724	1.52	0.05115
103	01-07-2010	415	7.81	2.89	3.37	3.88	2.20	1.50	0.355	0.00395	1.09	0.05115
104	05-08-2010	399	7.49	1.35	5.10	4.47	2.17	1.12	0.290	0.00953	1.09	0.05115
105	12-09-2010	429	7.54	4.24	3.04	4.70	2.26	0.87	0.323	0.00893	1.00	0.02558
106	06-10-2010	544	7.11	5.09	5.02	7.51	2.26	0.58	0.371	0.03843	1.00	0.05115
107	02-11-2010	528	7.10	5.39	3.70	7.51	2.45	0.29	0.387	0.03933	1.00	0.05115
108	05-12-2010	433	7.55	3.84	3.46	4.88	2.34	0.79	0.339	0.00906	1.00	0.05115
109	09-01-2011	561	7.19	5.49	4.61	7.21	2.34	1.04	0.339	0.0307	1.00	0.05115
110	06-02-2011	525	7.25	5.74	2.96	7.01	2.14	0.77	0.290	0.02601	1.30	0.05115
111	07-03-2011	487	7.25	3.39	4.69	5.98	2.14	1.08	0.355	0.02218	1.30	0.05115
112	05-04-2011	568	7.28	5.09	4.20	6.92	2.34	1.56	0.274	0.02393	1.30	0.05115
113	08-05-2011	470	7.32	3.74	3.95	5.98	1.83	0.98	0.403	0.01887	1.22	0.05115
114	05-06-2011	495	7.48	3.14	4.94	6.60	2.00	1.06	0.339	0.0144	1.30	0.02558
115	06-07-2011	373	7.64	2.35	4.20	4.56	2.23	0.56	0.290	0.00686	0.57	0.02558
116	08-08-2011	497	7.43	5.29	3.04	6.10	2.23	0.85	0.274	0.01492	1.39	0.05115
117	08-09-2011	474	7.21	3.14	4.94	5.65	2.48	0.85	0.323	0.02299	1.30	0.05115
118	05-10-2011	382	7.32	2.54	3.13	3.97	2.31	0.90	0.274	0.01251	1.30	0.05115

119	03-11-2011	482	7.33	5.19	2.80	6.10	2.28	0.56	0.306	0.01879	1.39	0.05115
120	04-12-2011	524	7.24	4.99	4.11	7.42	1.92	0.58	0.339	0.02817	1.39	0.05115
121	02-01-2012	476	7.54	3.79	3.70	5.88	2.26	0.96	0.323	0.01117	1.30	0.05115
122	01-02-2012	497	7.47	4.44	3.46	6.10	2.26	1.00	0.387	0.0136	1.30	0.02558
123	01-03-2012	515	7.48	4.89	3.46	7.39	2.06	0.46	0.387	0.01612	1.39	0.05115
124	01-04-2012	456	7.42	2.40	6.01	5.77	2.00	0.90	0.306	0.01445	1.22	0.02558
125	03-05-2012	462	7.43	2.40	5.76	6.16	2.00	0.81	0.323	0.01508	1.22	0.02558
126	03-06-2012	450	7.45	2.59	5.18	6.11	2.00	0.69	0.242	0.01429	1.30	0.05115
127	01-07-2012	508	7.50	3.54	4.61	6.33	2.00	1.37	0.339	0.01317	1.39	0.02558
128	02-09-2012	472	7.53	0.85	6.67	5.77	2.40	1.25	0.323	0.01121	1.52	0.02558
129	02-10-2012	468	7.41	4.04	3.70	5.61	2.31	0.81	0.323	0.01437	1.39	0.02558
130	04-11-2012	542	7.49	3.24	5.76	6.98	2.31	1.27	0.339	0.01488	1.39	0.02558
131	02-12-2012	527	7.26	4.99	3.37	7.28	1.92	0.92	0.323	0.02636	1.52	0.02558
132	08-01-2013	479	7.52	3.74	3.62	5.87	2.31	1.00	0.339	0.01166	1.35	0.05115
133	05-02-2013	497	7.49	4.39	3.37	6.21	2.26	0.96	0.371	0.01323	1.39	0.02558
134	06-03-2013	522	7.43	4.74	3.62	7.42	2.12	0.58	0.403	0.01817	1.30	0.05115
135	04-04-2013	458	7.40	2.40	5.76	5.82	2.03	0.94	0.306	0.01526	1.22	0.02558
136	08-05-2013	463	7.46	2.30	6.01	6.11	1.97	0.79	0.355	0.01396	1.26	0.02558
137	05-06-2013	465	7.42	2.89	5.18	6.18	2.06	0.75	0.274	0.01547	1.35	0.05115
138	05-07-2013	510	7.52	3.69	4.44	6.28	2.03	1.35	0.355	0.01248	1.48	0.02558
139	07-08-2013	492	7.46	5.04	2.80	6.15	2.20	0.92	0.258	0.01403	1.44	0.05115
140	08-09-2013	485	7.55	0.95	6.91	5.79	2.48	1.27	0.339	0.01073	1.61	0.02558
141	05-10-2013	472	7.44	4.19	3.46	5.65	2.37	0.79	0.355	0.01352	1.35	0.02558
142	03-11-2013	544	7.46	3.39	5.76	6.93	2.26	1.31	0.323	0.01583	1.48	0.02558
143	03-12-2013	539	7.29	5.19	3.54	7.36	1.89	0.98	0.371	0.02488	1.44	0.02558
144	04-01-2014	412	7.65	2.74	3.70	4.24	2.57	0.92	0.339	0.00625	1.17	0.05115
145	08-02-2014	417	7.89	2.15	3.79	4.21	2.74	0.94	0.355	0.00356	1.52	0.07673
146	03-03-2014	530	7.50	3.39	5.18	6.39	2.65	1.15	0.387	0.01331	1.39	0.05115
147	04-04-2014	481	7.69	2.74	4.28	5.34	2.34	1.21	0.532	0.00717	1.65	0.05115

148	03-05-2014	511	7.61	3.24	4.94	5.93	2.28	1.40	0.387	0.00958	1.48	0.05115
149	05-06-2014	420	7.60	2.84	3.95	4.64	2.37	0.67	0.339	0.00766	1.61	0.05115
150	01-07-2014	418	7.84	2.89	3.62	3.87	2.14	1.46	0.387	0.00367	1.22	0.05115
151	03-08-2014	403	7.48	1.45	5.02	4.44	2.23	1.15	0.306	0.00968	1.09	0.05115
152	02-09-2014	434	7.51	4.09	3.21	4.72	2.28	0.85	0.355	0.0096	1.13	0.02558
153	04-10-2014	554	7.17	5.29	5.27	7.46	2.34	0.60	0.339	0.03325	1.09	0.05115
154	03-11-2014	539	7.11	5.34	3.87	7.52	2.43	0.50	0.403	0.03851	0.96	0.05115
155	02-12-2014	428	7.52	3.89	3.37	4.82	2.26	0.75	0.323	0.00958	1.13	0.05115



Annexe 08. Vue schématique 3D du système d'Ain Tellout (photo de Google Earth).