



Anthropisation des processus hydrologiques autour de l'oued Merguellil, Tunisie centrale : caractérisation des formes d'évolution et quantification des flux

Hamza Jerbi

► To cite this version:

Hamza Jerbi. Anthropisation des processus hydrologiques autour de l'oued Merguellil, Tunisie centrale : caractérisation des formes d'évolution et quantification des flux. Hydrologie. Université Montpellier; Université de Carthage (Tunisie), 2018. Français. NNT : 2018MONTG079 . tel-02174869

HAL Id: tel-02174869

<https://theses.hal.science/tel-02174869>

Submitted on 5 Jul 2019

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE POUR OBTENIR LE GRADE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER

En Sciences de la Terre et de l'Eau

École doctorale GAIA

Unité Mixte de Recherche G-EAU

En partenariat international avec l'Institut National Agronomique de Tunisie, Tunisie

ANTHROPISATION DES PROCESSUS HYDROLOGIQUES AUTOUR DE L'OUED MERGUELLIL (TUNISIE CENTRALE) : CARACTERISATION DES FORMES D'EVOLUTION ET QUANTIFICATION DES FLUX

Présentée par Hamza JERBI

Le 28 Novembre 2018

Sous la direction de Christian LEDUC et Jamila TARHOUNI

Devant le jury composé de

Rachida BOUHLILA, Professeur, UTM-ENIT

Marc LEBLANC, Professeur, Université d'Avignon

Mohammed SLIMANI, Professeur, INAT

Gaghik HOVHANNISSIAN, Ingénieur de recherche, IRD UMR 242

Christian LEDUC, Directeur de recherche, IRD-Geau

Jamila TARHOUNI, Professeur, INAT-LSTE

Sylvain MASSUEL, Chargé de recherche, IRD-Geau

Jeanne RIAUX, Chargée de recherche, IRD-Geau

Rapporteur

Rapporteur

Président

Examineur

Directeur de thèse

Directeur de thèse

Encadrant

Invitée



UNIVERSITÉ
DE MONTPELLIER



“No man ever steps in the same river twice, for it's not the same river and he's not the same man”

Heraclite, VI^e siècle av. J.C.

Remerciements

Cette thèse de doctorat ne peut se décrire comme un sacrifice solitaire, elle fut avant tout une aventure collective. Au terme de ce travail, il m'est agréable de remercier sincèrement toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à son aboutissement. Je souhaite être exhaustif et j'espère n'oublier personne.

*Je tiens avant tout à remercier les membres de jury de m'avoir fait l'honneur d'évaluer les travaux de la thèse. Je leur suis reconnaissant pour leur pédagogie, leurs remarques constructives. Merci à **Rachida BOUHLILA** et à **Marc LEBLANC** d'avoir accepté le rôle de rapporteur et à **Gaghik HOVHANNISSIAN** et **Mohamed SLIMANI** d'avoir accepté le rôle d'examineur.*

*Je tiens également à remercier mes encadrants. Leurs remarques et conseils toujours pertinents et bienveillants m'ont permis d'enrichir les idées et de rester sur la bonne voie. Merci à **Christian LEDUC** de m'avoir encadré au mieux. Merci à lui d'être toujours impliqué dans ma thèse malgré le manque de temps. Merci à lui pour l'effort de relecture et des corrections multiples apportées à mon manuscrit. Je ne peux qu'être extrêmement reconnaissant. Je remercie mon professeur **Jamila TARHOUNI**, l'enseignante de mes premiers cours en hydrogéologie et qui me fait aujourd'hui encore une fois profiter de son encadrement et de ses critiques très constructives. Je tiens à exprimer mes sincères gratitude à **Sylvain MASSUEL** pour son aide précieuse dans l'accomplissement de ce travail et son soutien tout le long de la réalisation de la thèse. Merci à lui de m'avoir aiguillé au mieux depuis mon Master. Cette thèse n'aurait jamais pu finir sans ses recommandations. Un grand merci à **Jeanne Riaux** pour l'intérêt qu'elle a toujours porté à mon travail et pour ses recommandations et conseils sur l'aspect social de ma thèse. J'adresse mes vifs remerciements également à **Fethi LACHAAL** qui, avec ses larges connaissances en hydrogéologie en général et sur la région d'étude en particulier, a été mon guide tout au long de cette thèse.*

*Je suis infiniment reconnaissant à tous les membres de G-eau à Tunis. Je remercie spécialement **Roger CALVEZ** et **Romain ROCHETTE** qui m'ont accompagné pendant 3 ans sur le terrain et leur aide précieuse lors des campagnes de terrain et la collecte des données. Je tiens à témoigner toute ma reconnaissance aussi à **Emna TRABELSI** qui m'a beaucoup aidé lors des analyses géochimiques. Je tiens à remercier les employés du BIRH pour le temps passé à chercher des données et d'anciens rapports, parfois poussiéreux, un peu partout dans les archives. Merci aux doctorants qui ont vécu cette aventure avec moi. Merci à **Housseem, Amal, Amal Nesrine, Safa, Wafa, Sameh, Nissaf, Manel, Maroua, Amira** et **Mohamed** pour les bons moments tant scientifiques qu'amicaux, merci à eux pour la bonne compagnie. Merci à leur soutien aux moments de crise. J'adresse également mes remerciements à l'équipe étendue de G-eau en France, doctorants et chercheurs. Merci pour l'accueil et les bons moments vécus en France. Merci à toutes les personnes que j'ai pu côtoyer dans les couloirs de G-eau durant mes séjours en France.*

*Il me serait difficile de citer tous mes collègues de la SONEDE, mais qu'ils sachent que leur amitié et leur soutien était un facteur opportun pour l'achèvement de la thèse. Un remerciement spécial à mes collègues et amis **Nesrine, Hadhemi** et **Amira** qui m'ont soutenu et épaulé pendant les moments les plus difficiles de cette thèse.*

*A présent arrivent les remerciements à mes parents **Souad** et **Salah** qui m'ont épaulé dans mes projets et mes rêves et qui se sont toujours inquiétés de mon sort : sans eux rien n'aurait été possible. C'est grâce à leur patience, amour, encouragement et soutien inestimable que je suis arrivé là. C'est à eux que je dédie cette thèse. Je le dédie également à mes frères **Bilel** et **Khalil**, et à toute ma famille. Je ne saurais oublier les défunts (ma sœur **Faten**, mes cousines **Intiçar** et **Tharwa** et mon cousin **Mohamed**) qui sont toujours dans mon cœur. A leurs mémoires.*

Résumé

Dans les environnements semi-arides et notamment les régions méditerranéennes, les changements globaux ont induit des modifications radicales des processus hydrologiques dont en particulier dans la répartition spatiale et temporelle des stocks et des flux d'eau. Le bassin du Merguellil, en Tunisie centrale, fournit un exemple illustratif des processus hydrologiques profondément modifiés par l'action humaine. L'oued Merguellil, le principal cours d'eau du bassin, a connu une évolution socio-hydrologique extrêmement marquée. En effet, son état actuel est l'héritage d'une longue histoire d'interactions entre l'homme et son milieu. Il est actuellement intermittent sur la majeure partie de son cours, or les dires des riverains et les documents anciens révèlent qu'il n'en était pas ainsi au début du siècle dernier. L'objectif de cette thèse est de définir et analyser toutes les formes d'évolution visibles autour de l'oued Merguellil ainsi que leurs déterminants. Le choix méthodologique a porté sur le croisement entre les approches directes (i.e. l'analyse des données hydrologiques et géochimiques aussi bien anciennes que contemporaines) et les approches par modélisation.

Le recours aux informations anciennes issues des documents d'archives a montré que l'oued Merguellil était autrefois soutenu principalement par le déversement de la nappe captive de Bouhefna. Durant les années 1974-1975 et afin de transférer les eaux souterraines du bassin du Merguellil vers les régions côtières, une stratégie politique a été mise en place pour rabattre le niveau de la nappe de Bouhefna de manière à pouvoir réduire "les pertes" par évaporation dans l'oued Merguellil et minimiser l'écoulement souterrain vers la nappe voisine de Haffouz, d'intérêt hydrogéologique moins important. Comme prévu, cela a induit une inversion du gradient hydraulique oued-nappe inférant le tarissement des sources de déversement, la vidange de la nappe d'accompagnement et la disparition du débit de base de l'oued Merguellil à partir de 1976-1978. La modélisation hydrodynamique établie dans cette thèse suggère que le flux souterrain qui transitait vers l'oued par drainance verticale avant l'inversion du gradient hydraulique était de l'ordre de 9 hm^3 . Désormais ce sont les crues de l'oued qui alimentent la nappe alluviale et les nappes superficielles. L'analyse des données piézométriques, géochimiques et isotopiques a montré que les crues de l'oued se propagent dans les alluvions sur une distance très réduite ne dépassant pas 500 m avec une vitesse moyenne de $3 \text{ à } 17 \text{ m.h}^{-1}$. La modélisation de la propagation des crues suggère que la diffusivité des alluvions est comprise entre $30 \text{ et } 90 \text{ m}^2.\text{h}^{-1}$ pour les meilleures crues modélisées. Le flux moyen infiltré lors de la propagation des crues est estimé à 17 hm^3 dans la section de l'oued entre la station de Haffouz et le barrage El Haouareb pour l'année 2013-2014.

Toutefois, le schéma de gestion de la nappe de Bouhefna a été basé exclusivement sur des considérations hydrodynamiques sans tenir compte de l'évolution des usages. En effet, la disparition de l'étiage de l'oued a contraint les riverains à abandonner les canaux d'irrigation traditionnelle et à opter pour l'installation de motopompes et la mise en place des forages profonds. Cette rétroaction face au changement de régime d'écoulement de l'oued a contribué à perturber d'avantage l'équilibre hydrologique. Cela s'est traduit par une exploitation excessive des eaux souterraines avec une baisse actuelle de la piézométrie supérieure à 1m/an et une inversion du gradient entre la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz. La modélisation hydrodynamique suggère que les flux moyens échangés par drainance verticale sont passés de 8 hm^3 en 1970 à 2 hm^3 en 2015. Dans le sens inverse, les flux transitant depuis la nappe de Haffouz vers la nappe de Bouhefna ont évolué de 1 hm^3 en 1970 à 6 hm^3 en 2015, induisant ainsi un risque de salinisation à long terme.

Le transfert des eaux de Bouhefna vers les régions côtières, même s'il est largement contesté par les populations locales, n'a jamais été mis en avant comme facteur explicatif des évolutions hydrologiques vécues localement. Les travaux de cette thèse permettent pourtant de montrer à quel point ce transfert d'eau a influencé le régime hydrologique de l'oued. Toutefois, en n'omettant pas leurs propres responsabilités dans ces dynamiques, les agriculteurs font preuve de lucidité. En effet, le modèle hydrodynamique suggère que la part cumulée des volumes en eau souterraine mobilisés par ces derniers après la disparition de l'étiage de l'oued est comparable à celle destinée à l'eau potable. Les résultats de cette thèse rejoignent les recherches en socio-hydrologie qui appellent à intégrer les aspects sociaux dans les schémas de gestion pour garantir un développement durable des ressources en eaux.

Mots clés : Nappe de Bouhefna, inversion du gradient, infiltration des crues, stratégie d'exploitation, socio-hydrologie.

Abstract

In semi-arid environments and particularly in the Mediterranean regions, global changes have led to radical changes in hydrological processes and especially in the spatial and temporal distribution of water resources. The Merguellil basin in central Tunisia provides an illustrative example of hydrological processes profoundly modified by human action. The Wadi Merguellil, the main river of the basin, has experienced an extremely marked socio-hydrological modification. Its current state results from a long history of interactions between man and his environment. Truly, it is currently intermittent over most of its course, but the statements of farmers and archival records reveal that this was not the case at the beginning of the last century. This thesis aims at the definition and analysis of the multiple forms of changes around the Wadi Merguellil and their determinants. The implemented methodology crosses direct approaches (i.e. analysis of both ancient and contemporary hydrological and geochemical data) and modeling approaches.

The ancient information from archival documents shows that the Wadi Merguellil base flow was previously supported mainly by the overflow of the Bouhefna confined aquifer. In 1974-1975 a management plan was designed in order to transfer groundwater resources from the Merguellil basin to the coastal regions. The aim of this plan was to lower the level of the Bouhefna aquifer so as to reduce " losses " by evaporation in the Wadi Merguellil and minimize the groundwater flow towards the nearby Haffouz aquifer. As expected, this strategy led to a reversal of the hydraulic gradient and the drying up of springs, the emptying of the alluvial aquifer and the disappearance of the Wadi Merguellil base flow during the period 1976-1978. The hydrodynamic model established in this thesis suggests that the averaged groundwater flow that fed the wadi before the hydraulic gradient reversal is around 9 hm³. Presently the wadi floods feed the alluvial aquifer and the shallow aquifers. The analysis of the piezometric, geochemical and isotopic data show that the wadi floods are visible in the alluvial deposit over a short distance not exceeding 500 m with an average velocity of 3 to 17 m.h⁻¹. The flood wave response model of this thesis suggests that the diffusivity of the alluvial aquifer varies between 30 and 90 m².h⁻¹ for the best floods modeled. Accordingly, the average flow infiltrated during the propagation of flood events is estimated at 17 hm³ in the section of the wadi between the Haffouz station and the El Haouareb dam for the hydrological year 2013-2014.

The exploitation management plan of the Bouhefna aquifer was based exclusively on hydrodynamic considerations without taking into account the evolution of hydro-agricultural practices. Indeed, the disappearance of the base flow of the Wadi Merguellil has forced farmers to abandon traditional irrigation canals and opt for the drilling of deep wells and motor pumps. This feedback of the change in the Wadi flow regime has further disrupted the hydrological balance. This resulted in an excessive exploitation of groundwater with an observed current lowering of the piezometry higher than 1m/year and a reversal of the hydraulic gradient between the Bouhefna aquifer and the Haffouz aquifer. The hydrodynamic model suggests that the average flow exchanged by vertical leakage has decreased from 8 hm³ in 1970 to 2 hm³ in 2015. In the opposite direction, the average flow transiting from the Haffouz aquifer to the Bouhefna aquifer has increased from 1 hm³ in 1970 to 6 hm³ in 2015, with a risk of long-term salinization.

The transfer of water from Bouhefna to the coastal regions, even though it is widely disputed by the local populations, has never been put forward as a factor explaining the hydrological evolution experienced locally. The work of this thesis shows how much this water transfer has influenced the hydrological regime of the wadi. However, farmers are lucid and do not deny their own responsibility in these regional dynamics. Indeed, the hydrodynamic model suggests that the cumulative part of groundwater volumes mobilized by the latter after the disappearance of the Wadi base flow is comparable to that for drinking water. The results of this thesis are in line with research in socio-hydrology that calls for a deeper integration of social aspects into management plans to ensure the sustainable development of water resources.

Keywords: Bouhefna aquifer, reversal of the hydraulic gradient, floods infiltration, exploitation strategy, socio-hydrology.

خلاصة

تسببت التغيرات العالمية في البيئات شبه القاحلة ومناطق البحر الأبيض المتوسط على وجه الخصوص، في تحولات جذرية في العمليات الهيدرولوجية وبالتالي في التوزيع المكاني والزمني للموارد المائية. وفي هذا النطاق يمثل حوض مرق الليل في وسط تونس مثلاً توضيحياً لذلك، حيث أن موارد المياه شهدت تعديل عميق من قبل التدخل البشري. حيث أن الوضعية الحالية لهذا الحوض هي تراث طويل من التفاعلات بين الإنسان وبيئته. إذ أن انسياقه حالياً متقطع على معظم مساره وفي أغلب الأوقات في حين أن تصريحات الفلاحين ومستعملين مياه الوادي الوثائق القديمة تكشف أن الأمر لم يكن كذلك في بداية القرن الماضي. الهدف من هذه الدراسة هو تحديد وتحليل جميع التغيرات في الموارد المائية حول وادي مرق الليل. الوسائل المنهجية المعتمدة في هذه الدراسة تتمثل على إعتداد الوسائل المباشرة (بمعنى تحليل كل من البيانات الهيدرولوجية، الجيولوجية والكيميائية القديمة والمعاصرة) وكذلك من خلال برامج النمذجة الهيدرولوجية.

وقد أظهرت المعلومات القديمة من الوثائق الأرشيفية أن سيلان وادي مرق الليل كان مدعوم في السابق بشكل أساسي من خلال تدفق المياه الجوفية لمائدة بوحفنة. خلال السنوات 1974-1975 ولكي يتم نقل المياه الجوفية من حوض مرق الليل إلى المناطق الساحلية، تم وضع استراتيجية للحد من منسوب مياه مائدة بوحفنة وذلك لتقليل نسبة المياه المتبخرة في وادي مرق الليل وتقليل التدفق الجوفي نحو طبقة المياه الجوفية المجاورة حفوز والتي تختص بخصائص هيدروجيولوجية أقل أهمية. كما هو متوقع، هذه السياسة المتبعة أدت إلى انعكاس تدفق الماء وهو مآدى إلى تجفيف وادي مرق الليل خلال الفترة 1976-1978. التصميم الهيدروديناميكي المنشأ في هذه الأطروحة يشير إلى أن التدفق الذي يمر عمودياً قبل إنعكاس مجرى الماء كان في حدود 9 مليون متر مكعب. حالياً وبدلاً من ذلك، فيضانات الوادي تقوم بتغذية طبقات المياه الجوفية. وقد بينت النتائج أن فيضانات الوادي تنتشر في المائدة على قطر صغير لا يتعدى 500 م بمتوسط سرعة من 3 إلى 17 م في ساعة. وقد بينت النمذجة أن انتشارية ("diffusivité") طبقة المياه التابعة للوادي تتراوح بين 30 و 90 متر مربع في ساعة وأن متوسط التدفق أثناء انتشار الفيضانات يقدر بحوالي 17 مليون متر مكعب في الجزء من الوادي بين محطة حفوز و سد الهوارب لعام 2013-2014.

ولقد استندت الإستراتيجية الخاصة بمائدة بوحفنة بشكل حصري على الخصائص الهيدروديناميكية دون الأخذ بعين الاعتبار التطور الاجتماعي. في الواقع، انخفاض مستوى المياه وجفاف وادي مرق الليل أجبر مستعملي واد مرق الليل على التخلي عن قنوات الري التقليدية و تركيب المضخات والمحركات وإنشاء الآبار عميقة. هذا التغير في نمط استغلال المياه حول وادي مرق الليل ساهم في مزيد من إخلال التوازن الهيدرولوجي وهو ما أدى إلى الاستغلال المفرط للمياه الجوفية العميقة وبالتالي انخفاض منسوب المياه بحوالي متر في السنة وانعكاس الدفق بين مائدة بوحفنة ومائدة حفوز. النمذجة الهيدروديناميكية تشير إلى أن متوسط التدفق العمودي نقص من 8 مليون متر مكعب سنة 1970 إلى 2 مليون متر مكعب سنة 2015. في الاتجاه المعاكس، التدفقات زادت من 1 مليون متر مكعب سنة 1970 إلى 6 مليون متر مكعب سنة 2015 وبالتالي فرض خطر الملوحة على المدى الطويل.

رغم أن نقل مياه بوحفنة إلى المناطق الساحلية هو موضوع نزاع على نطاق واسع إلى أنه لم يتم طرحه أبداً كعامل للتطورات الهيدرولوجية التي تحدث محلياً. في حين أن هذه الدراسة توضح مدى تأثير هذا النقل للمياه على النظام الهيدرولوجي للوادي. النموذج الهيدروديناميكي يبين أن الكميات المستغلة من قبل الفلاحين معادلة للكميات المخصصة لمياه الشرب. تندرج نتائج هذه الأطروحة في البحوث في إطار الهيدرولوجيا الاجتماعية التي تدعو إلى دمج الجوانب الاجتماعية في استراتيجيات إستغلال الموارد المائية لضمان التنمية المستدامة.

كلمات مفتاحية: المائدة المائية بوحفنة، إنعكاس الدفق، تسرب الفيضان، استراتيجية إستغلال المياه، الهيدرولوجيا الاجتماعية

Table des matières

Chapitre I Introduction générale	1
I.1. Evolution des processus hydrologiques sous l'action humaine	1
I.2. Un défi immense pour les régions semi-arides	3
I.2.1. Un environnement difficile et une évolution hydrologique extrêmement rapide	3
I.2.2. Difficultés instrumentales/méthodologiques et incertitudes	5
I.2.3. L'histoire longue, une approche prometteuse dans les régions semi-arides	6
I.3. Problématique et enjeux de la thèse	7
I.4. Objectifs scientifiques	9
I.5. Démarche scientifique	9
Chapitre II Présentation générale du bassin du Merguellil	11
II.1. Localisation géographique	12
II.2. Contexte climatique	12
II.3. Contexte hydrologique	15
II.3.1. Réseau hydrographique	15
II.3.2. Fonctionnement hydrologique du Merguellil	16
II.3.3. Aménagement de conservation des eaux et de sols (CES)	16
II.3.4. Barrage El Haouareb	18
II.4. Contexte géologique	18
II.4.1. Les ensembles lithostratigraphiques (Figure II.7)	18
II.4.2. La géologie autour de l'oued Merguellil	22
II.5. Contexte hydrogéologique	25
II.5.1. Les principales unités hydrogéologiques	25
II.5.2. Ressources renouvelables et hydrodynamique des nappes	32
II.5.3. Exploitation et évolution des chroniques piézométriques	34
II.6. Evolution des stocks et flux d'eau sous l'action humaine	35
II.7. Evolution conjointe eaux/société dans le bassin du Merguellil	37
Chapitre III Identification et analyse des différentes formes d'évolution autour de l'oued Merguellil	38
III.1. Description des données disponibles	39
III.1.1. Données des stations hydrométriques	39
III.1.1. Données pluviométriques	39
III.1.2. Données piézométriques	42
III.1.3. Données géochimiques	43
III.1.3.1. Campagne 1950	43
III.1.3.2. Campagne 1960	45
III.2. Evolution de l'écoulement de l'oued Merguellil en basses-eaux	46
III.2.1. Evolution temporelle de l'étiage de l'oued Merguellil	46
III.2.1.1. Evolution des débits caractéristiques d'étiage	46
III.2.1.2. Evolution de l'écoulement de base durant la période 1970-1985	46

III.2.2. Organisation spatiale de l'étiage du Merguellil.....	49
III.2.3. Origine des eaux de l'étiage de l'oued Merguellil.....	52
III.3. Evolution des ressources en eaux souterraines du système aquifère Bouhefna-Haffouz.....	58
III.3.1. Evolution spatio-temporelle des écoulements.....	58
III.3.2. Evolution des chroniques piézométriques	62
III.3.2.1. Nappe de Bouhefna.....	62
III.3.2.2. Nappe de Haffouz.....	64
III.3.3. Evolution des prélèvements dans la nappe de Bouhefna :	65
III.4. Evolution des modes d'accès à l'eau	68
III.5. Conclusion : Un tournant dans l'histoire de l'eau autour de l'oued Merguellil	70
Chapitre IV Analyse des processus hydrologiques actuels autour de l'oued Merguellil.....	71
IV.1. Analyse hydrologique.....	72
IV.1.1. Données piézométriques de surface de la base G-eau	72
IV.1.1.1. Réseau de mesure et choix des sites	72
IV.1.1.2. Description des chroniques piézométriques	74
IV.1.2. Analyse corrélatrice entre le niveau de l'eau de l'oued et le niveau piézométrique de la nappe alluviale.....	82
IV.1.3. Analyse corrélatrice des évènements	87
IV.2. Approche géochimique	89
IV.2.1. Données géochimiques	89
IV.2.2. Paramètres physico-chimiques.....	90
IV.2.2.1. Eaux de surface	90
IV.2.2.2. Eaux souterraines.....	91
IV.2.3. Ions majeurs.....	91
IV.2.3.1. Une vue d'ensemble	91
IV.2.3.2. Les eaux la région de Haffouz.....	94
IV.2.3.3. Les eaux de la région de Sidi Boujdaria	95
IV.2.4. Géochimie isotopique (^{18}O et ^2H)	96
IV.2.4.1. Une vue d'ensemble	96
IV.2.4.2. Les eaux la zone de Haffouz	97
IV.2.4.3. Les eaux de la région de Sidi Boujdaria	100
IV.3. Conclusion sur l'analyse des données piézométriques et géochimiques	100
IV.4. Modélisation analytique des processus d'infiltration des crues	101
IV.4.1. Etat de l'art et choix du modèle analytique.....	101
IV.4.2. Description du modèle analytique de Barlow et Moench (1998)	103
IV.4.2.1. Expression mathématique du modèle	103
IV.4.2.2. Dans le cas du Merguellil	105
IV.4.2.2.1. Condition de validité.....	105
IV.4.2.2.2. Paramètres d'entrée	105
IV.4.3. Calibration du modèle	107
IV.4.3.1. Processus de calibration en deux étapes.....	107

IV.4.4. Analyse de sensibilité	112
IV.4.4.1. Influence de la distance de l'oued.....	112
IV.4.4.2. Influence de l'hypothèse « aquifère semi-infini »	113
IV.4.4.3. Influence de l'emmagasinement spécifique	113
IV.4.4.4. Influence de la variation de l'amplitude des crues	113
IV.4.5. Application et validation du modèle	114
IV.4.5.1. Application du modèle sur l'ensemble des crues	114
IV.4.5.2. Influence de la forme de l'hydrogramme de crue.....	116
IV.5. Conclusion sur la modélisation analytique	121
IV.6. Conclusion	122
Chapitre V Quantification de l'évolution des flux échangés entre les différentes composantes hydrologiques autour de l'oued Merguellil.....	123
V.1. Description du modèle.....	124
V.2. Modèle conceptuel.....	125
V.2.1. Zone modélisée (limites horizontales)	125
V.2.2. Modèle géologique.....	125
V.3. Modèle mathématique.....	126
V.3.1. Conditions aux limites.....	126
V.3.2. Discrétisation spatiale.....	127
V.3.3. Discrétisation temporelle	128
V.4. Paramétrisation de recharge	128
V.5. Introduction des paramètres hydrodynamiques.....	130
V.6. Prélèvements	134
V.7. Etat piézométrique initial	134
V.8. Calage du modèle	134
V.8.1. Calage en régime permanent	134
V.8.2. Calage en régime transitoire (période 1970-1985).....	139
V.9. Analyse de sensibilité du modèle.....	140
V.10. Validation du modèle sur la période post-1980	144
V.11. Utilisation du modèle : la stratégie d'exploitation de la nappe de Bouhefna entre l'attente et la réalité	150
V.11.1. Rabattements	150
V.11.2. Comportement aux exutoires.....	152
V.11.3. Evolution de l'écoulement vers l'oued Merguellil.....	152
V.11.4. Evolution des échanges entre la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz.....	153
V.12. Quantification des crues infiltrées à l'aval du barrage El Haouareb (utilisation du modèle analytique, Cf. Chapitre IV).....	155
V.13. Conclusion	157
Chapitre VI Conclusion générale	159
VI.1. Evolution spatiale et temporelle de l'organisation de l'écoulement de l'oued Merguellil.....	159
VI.2. La nappe de Bouhefna du « trop-plein » vers « la surexploitation »	159
VI.3. La stratégie d'exploitation de la nappe de Bouhefna	160

VI.4. Un tournant dans l'histoire de l'eau autour de l'oued.....	160
VI.5. Une rétroaction de la société face aux changements hydrologiques.....	161
VI.6. Un changement hydrologique insidieux autour de l'oued	161
VI.7. Une responsabilité partagée :	161
VI.8. Une nécessité d'intégrer la dimension sociale dans les recherches hydrologiques	162
Références bibliographiques.....	163
Annexes.....	179
A1. Campagnes géochimiques	179
A.2. Propagation des crues de l'oued : Complexité VS Incertitude des données.....	182
A3. Résultat de la calibration du modèle analytique sur les différents événements	184
A.4. Résultat de l'application du modèle analytique.....	188
A5. Estimation de recharge à partir des mesures historiques de Tritium	194
A6. Emplacement des piézomètres par rapport à l'oued Merguellil.....	199

Chapitre I Introduction générale

I.1. Evolution des processus hydrologiques sous l'action humaine

Les changements environnementaux imprimés aux écosystèmes terrestres par l'anthropisation tels que la pollution, le réchauffement climatique, la disparition de nombreuses espèces animales et végétales et l'exploitation minière des ressources naturelles sont appelés des changements globaux ("Global Changes"). Ces changements sont considérés par Meybeck (2003) comme des « syndromes » qui ont atteint actuellement une amplitude maximale justifiant de créer une ère géologique nouvelle désignée par Crutzen (2002) sous l'appellation d'Anthropocène, dans laquelle les sociétés humaines transforment de manière radicale et durable leur environnement.

L'eau est souvent le premier intermédiaire par lequel les changements globaux impactent les écosystèmes terrestres, ainsi que le mode de vie et le bien-être de nos sociétés (UN-Water, 2010). En effet, les changements globaux affectent les processus hydrologiques et par conséquent la ressource en eau quantitativement et qualitativement (Ceola et al., 2016). A l'échéance de 2025, l'UN-Water estime que près d'un cinquième de la population mondiale vivra probablement dans des pays ou des régions où la pénurie d'eau est absolue, alors que les deux tiers de la population vivront dans des conditions de stress hydrique (UN-Water, 2007). C'est dans ce contexte que, durant les deux dernières décennies, de nombreuses recherches hydrologiques ont été axées sur l'étude de l'impact des changements climatiques sur les ressources en eaux. Ces changements ne sont toutefois qu'une partie de nombreuses contraintes qui se produisent simultanément (Varis et al., 2004), et ne sont pas forcément les facteurs de dégradation les plus alarmants (Montanari et al., 2013). En effet, dans certaines régions, les changements hydrologiques induits par les actions humaines dominent largement ceux induits par les variations climatiques (Koutsoyiannis et al., 2009).

La modification des processus hydrologiques s'observe pour toutes les phases du cycle de l'eau et peut concerner la qualité comme la quantité d'eau. En surface, les cours d'eau et leurs abords immédiats sont souvent les systèmes les plus rapidement affectés par ces changements, soit par des interventions intentionnelles (e.g. régulation des flux,) ou indirectement à travers d'autres activités (e.g. changement des états de surface, pompage, pollution chimique, accumulation de sédiments, contamination microbienne) (Poff, 2014). A cet égard, à l'échelle mondiale, les 48.000 grands barrages construits durant la dernière décennie ont reconfiguré les processus hydrologiques naturels des cours d'eau (Magdelaine, 2013). C'est ainsi que plusieurs cours et plans d'eau au monde sont complètement asséchés comme le Fleuve Jaune en Chine (e.g. Wang et al., 2007) ou la mer d'Aral en Asie centrale (Micklin, 2016). Ces changements concernent également le drainage de la moitié des zones humides et influencent radicalement les flux de sédiments (Johnson et Poiani, 2016).

De manière moins visible, les changements globaux affectent aussi les eaux souterraines, avec une réponse plus lente par rapport aux écoulements de surface (Walton, 2011 ; Kelly et al., 2013), mais qui induisent tout autant des perturbations des stocks et des flux souterrains. La baisse piézométrique généralisée est souvent l'indicateur quantitatif le plus marquant de l'impact des actions anthropiques. Elle peut atteindre une dizaine de mètres par an dans les régions les plus contraintes, spécialement la Méditerranée, comme l'aquifère de Crevillente en Espagne (Rodríguez-Estrella, 2014). Elle est généralement plus réduite, de l'ordre du mètre par an, dans d'autres régions comme la plaine de Kairouan en Tunisie centrale (e.g. Leduc et al., 2007) ou

encore la plaine de Saïss au Maroc (e.g. [Ameur et al., 2017](#)). Dans les régions côtières, la baisse piézométrique peut à son tour induire la dégradation de la qualité des eaux notamment par intrusion marine, qui est souvent un problème majeur pour les ressources en eaux souterraines ([Mondal et al., 2010](#)). Bien que souvent considérés comme plus résilients, les systèmes souterrains sont aussi très vulnérables aux changements en surface, et particulièrement dans les régions semi-arides, où le temps nécessaire au renouvellement de la ressource en eau souterraine est généralement largement supérieur à la durée moyenne des activités humaines et aux plans de gestion associés ([Margat et al., 2006](#)).

L'impact des actions anthropiques sur les eaux souterraines peut également être observé au niveau de l'interface surface/souterrain. En effet, dans les cas où l'eau souterraine alimente les cours d'eau, lacs, lagunes et zones humides ([Custodio, 2000](#)), la baisse piézométrique peut induire une réduction de la connectivité à l'interface surface-souterrain et un amoindrissement de la quantité d'eau drainée ([Zhou, 2009](#)). Les deux systèmes de surface et souterrain sont, le plus souvent, fortement interconnectés ([Castany et Margat, 1965](#)) et marqués par un fort déséquilibre dont l'origine est à rechercher dans les changements globaux extérieurs. Ce phénomène est observé dans plusieurs régions, notamment dans la rivière de Hillsborough en Floride (e.g. [Kenneth et al., 2006](#)), l'oued Mikness au Maroc ([Belhassan et al., 2007](#)), au Mexique (e.g. [Zektser, 2000](#)) ou encore en Espagne (e.g. [Llamas et Martinez-Santos, 2005](#)). Face à cette problématique, la société est confrontée souvent à des problèmes d'accès à l'eau de plus en plus graves ([Sophocleous, 2002](#)). Les relations entre l'homme et les systèmes hydrologiques sont étroites et évoluent souvent de façon conjointe ([Sivapalan et al., 2012](#)) i.e. l'homme est le moteur de certains changements hydrologiques et il subit en même temps les conséquences de ces changements ([Sivapalan et Bloschl, 2015](#)). Tenant compte de ce lien bidirectionnel, les changements dans les systèmes hydrologiques impriment toujours leurs marques dans la société ([Di Baldassarre et al., 2013](#)). Ces changements, volontaires ou non, sont parfois relativement lents et prévisibles alors que d'autres ont des conséquences imprévues. A l'échelle d'un hydrosystème, les liens entre l'eau et l'homme sont toutefois beaucoup plus complexes qu'il n'y paraît, car la société ne s'organise pas en une seule entité, mais elle est formée de multiples acteurs (e.g. état, institutions locales, agriculteurs, etc...) aux relations complexes (e.g. [Borsuk et al., 2001](#); [Massuel et Riaux, 2017](#)). De ce fait, chaque hydrosystème du monde a suivi une trajectoire bien spécifique définie par les types de ces relations (e.g. Ben Salim et al., 2005 ; Canesse, 2010). Les traces d'évolution de la société les plus souvent observées sont les adaptations à l'amoindrissement des ressources en eaux par une mobilisation accrue de l'eau (e.g. [Smit et Wandel, 2006](#)) ou par une adaptation des pratiques d'accès à l'eau (e.g. [Massuel et Riaux 2017](#)) ou encore par un changement de forme ou d'échelle de l'accès (e.g. de l'eau de surface ou peu profonde vers l'eau profonde) ([Falkenmark et Lannerstad, 2005](#)).

Une prise de conscience croissante de l'impact des changements hydrologiques sur la durabilité des systèmes sociaux a amené les hydrologues à améliorer leurs connaissances sur les interactions entre l'hydrologie et la société (e.g. Riaux et Massuel, 2014). En effet on assiste aujourd'hui à une volonté des sciences hydrologiques de renouer avec les dimensions humaines de l'eau. Cela s'est manifesté récemment par l'initiative « Panta Rhei » identifiée par l'AISH¹ comme une nouvelle décennie scientifique 2012-2022 (Cf. [Montanari et al., 2013](#)) dont les défis sont la compréhension de l'évolution des systèmes eau-société au cours du temps et la prise de

¹Association Internationale des Sciences Hydrologiques

décision vers un développement durable (McMillan et al., 2016). De ce fait, dans n'importe quelle région du monde et quelles que soient les conditions climatiques, il est inapproprié de considérer que les processus hydrologiques sont stables au cours de temps (Schaeffli et al., 2011 ; Muñoz et al., 2013) i.e. techniquement, un modèle calé sur une période donnée ne peut pas simuler sans adaptation le comportement hydrologique sur une autre période (Cf. Brigode et al., 2013; Gharari et al., 2013). Les changements globaux affectent les moyennes et les extrêmes des précipitations, de température, d'évaporation, des écoulements des rivières et des aquifères (Peel et Blöschl, 2011) ce qui limite l'utilisation des modèles hydrologiques pour la gestion des ressources en eaux pour prédire et planifier les scénarios futurs (e.g. Rejani et al., 2007 ; Liu et al., 2008). La recherche dans le domaine des "Social Studies of Science" s'est développée au cours des deux dernières décennies. Ainsi, Stengers (2013) écrit : « les "sciences fondées sur les données", ou "sur les faits" - les "data-based" ou "evidence-based" sciences - se sont données pour mission de définir toute situation, tout enjeu, tout choix, dans des termes qui permettent à des données objectivement mesurables d'évaluer et de trancher. Ces disciplines et chercheurs se donnant une mission d'objectivité, ils renvoient toute autre approche au monde du verbiage et des "simples opinions" ». Cette "obstination" des « evidence-based sciences » est largement observée dans de nombreuses régions du monde. Par exemple, les recherches faites par Budds (2009) au Chili, Wester et al. (2009) au Mexique et Sessouma (2014) au Burkina Faso montrent l'importance du modèle « basé sur les scénarios » dans la justification des décisions politiques prises pour l'allocation des ressources en eau, c'est-à-dire que les choix méthodologiques, les données utilisées et les hypothèses formulées influencent complètement le choix politique. Savenije et Van der Zaag (2008) ont constaté que l'approche hydrologique axée sur la planification des scénarii futurs appliqués au bassin de Murrumbidgee au sud-est de l'Australie est inappropriée et même irréaliste parce qu'elle ne prend pas en considération les comportements politiques et individuels spontanés ou inattendus. C'est dans ce contexte que l'étude de l'évolution conjointe eaux/société est désormais aujourd'hui indispensable (e.g. Jarsjö et al., 2012 ; Izdebski et al., 2016).

I.2. Un défi immense pour les régions semi-arides

I.2.1. Un environnement difficile et une évolution hydrologique extrêmement rapide

Les régions semi-arides couvrent environ le tiers des terres émergées du globe et abritent plus de 2 milliards d'individus. Leur développement social et économique repose en grande partie sur la disponibilité des ressources en eaux (Braune et Xu, 2010) et particulièrement les eaux souterraines en raison de la fugacité des ressources en eaux de surface (Leduc et al., 2017). Ceci est d'autant plus problématique que les volumes d'eau consommés ont amplement augmenté dans les dernières décennies pour satisfaire les besoins accrus en eau potable, agricole et industrielle (e.g. Custodio, 2002 ; UNESCO, 2016). Une des régions semi-arides les plus souvent citées comme emblématiques de cette fragilité est la Méditerranée (e.g. EASAC, 2010). Elle représente 60% de la population mondiale vivant en dessous du seuil de pauvreté en eau (Plan Bleu, 2009) avec 60 millions de personnes qui disposent de moins de 500 m³/habitant/an à comparer avec les 1700 m³ considérés comme l'exigence minimale pour la pleine satisfaction des besoins humains (FAO, 2016).

Dans ces régions, les processus hydrologiques sont caractérisés par une extrême variabilité spatio-temporelle (e.g. Le Gal La Salle et al., 2001 ; Scanlon et al., 2006) qui se manifeste par une forte irrégularité pluviométrique qui est souvent sensiblement accrue par les changements des conditions de surface (i.e. aménagements de Conservation des Eaux et des Sols (CES), changements d'occupation du sol ou du couvert

végétal) ([Cudennec et al., 2007](#)). En effet, l'écoulement de surface est généré par les événements exceptionnels qui sont souvent rares, complexes et sporadiques ([Salem, 2012](#)) parce que l'évaporation potentielle est souvent largement supérieure aux précipitations et que seuls les événements extrêmes produisent un ruissellement conséquent.

Les processus de recharge sont par conséquent très hétérogènes et souvent restreints aux périodes de forte pluie. Ils sont très influencés par les variabilités locales liées de la topographie, des types de sol, de la végétation, de la géologie et de l'occupation du sol ([de Vries et Simmers, 2002](#)). Ces processus sont souvent catégorisés en trois modalités : i) la recharge directe par la pluie qui est très variable ; ii) la recharge par les éléments des réseaux hydrographiques à fonctionnement intermittent (oueds et plans d'eau sporadiques). Spécialement, les processus de recharge par les cours et plans d'eau peuvent évoluer dans les régions semi-arides de manière très variable ([Martin-Rosales et Leduc, 2003](#)), difficile à appréhender de façon précise ([Mahé et Olivry, 1995](#)) alors qu'ils sont extrêmement hétérogènes ([Ben Mammou et Louati, 2006](#)). En effet, dans un même cours d'eau peuvent alterner des tronçons où la nappe est drainée et des tronçons où la nappe se recharge ([Lalot, 2015](#)). Les caractéristiques de ces tronçons peuvent évoluer dans le temps et dans l'espace, tant en raison des changements géomorphologiques (i.e. déplacement ou accumulation des sédiments) (e.g. [Cardenas et al., 2008](#)) que des variations des niveaux d'eau de surface ou souterrain (e.g. [Kenneth et al., 2006](#)) pour des raisons climatiques ou anthropiques. Les relations surface-souterrain peuvent évoluer également à l'échelle d'une seule année hydrologique : en période des basses eaux, l'écoulement des cours d'eau provient souvent des nappes souterraines à l'inverse de ce qui se produit en période de hautes eaux (en période des crues). Dans certains cas, des sens doubles peuvent exister ([Winter, 1998](#)). Face à une telle complexité, il faut bien constater que les processus de recharge dans les régions semi-arides sont le plus souvent très mal connus.

Les milieux semi-arides sont également caractérisés par une augmentation accrue de l'utilisation des eaux souterraines agricoles, ce qui a permis une amélioration des moyens de subsistance et de la sécurité alimentaire ([Giordano, 2006](#)). Néanmoins, ces améliorations remarquables ne sont pas sans coûts : les pratiques hydro-agricoles actuelles constituent une menace majeure pour la quantité et la qualité des eaux souterraines. En effet, dans ces milieux semi-arides, les régions méditerranéennes et les pays d'Amérique latine sont les plus touchés par la surexploitation des aquifères (e.g. [Garrido et al., 2005](#)). Cette menace sur les eaux souterraines a fait émerger une prise de conscience croissante pour concevoir des mécanismes de gouvernance aussi bien au niveau local que national ([Faysse et al., 2011](#)). Cependant, « la révolution silencieuse » du développement agricole (Llamas et Martinez-Santos, 2005), menée de manière informelle hors du cadre des politiques publiques a créé un écart important entre les attentes de ces stratégies de gestion des eaux souterraines et la réalité. Ceci parce que beaucoup d'agriculteurs ont choisi de devenir complètement indépendants des gestions centralisées et de la coordination gouvernementale ([Fornés et al., 2008](#)).

Ces conditions hydro-climatiques et sociales particulières des régions semi-arides interviennent comme un facteur perturbateur additionnel. En effet, au-delà de l'exemple des aménagements de CES qui est indissociable du paysage semi-aride (e.g. au Brésil ([Burte, 2008](#)), au Mexique ([Avalos, 2004](#)), en Inde ([Bouma et al., 2011](#)), et en Afrique ([Nyssen et al., 2010](#))), les changements globaux ont induit des modifications radicales dans les systèmes hydrologiques et donc dans la répartition spatiale et temporelle des stocks et des

flux d'eau. Les signes quantitatifs les plus visibles sont une forte baisse des écoulements de surface, des bouleversements des modalités de recharge (e.g. [Alazard, 2013](#)) et la baisse piézométrique substantielle suite à l'intensification des pompages pour les fins agricoles ou pour l'alimentation en eau potable (e.g. [Leduc et al., 2007](#)).

Il en résulte alors que s'intéresser aux changements des flux et des stocks d'eau dans les zones semi-arides dues aux pressions anthropiques est une nécessité scientifique et socio-économique, d'autant plus que les évolutions sont rapides, tout comme leurs répercussions néfastes sur la durabilité des systèmes sociologiques.

1.2.2. Difficultés instrumentales/méthodologiques et incertitudes

Dans les zones semi-arides fortement anthropisées, l'exigence d'un jeu de données robuste et bien homogène dans le temps et dans l'espace est difficile à satisfaire (e.g. [Abushandi, 2011](#)), notamment à cause des difficultés matérielles d'instrumentation ([Leduc et al., 2017](#)). Les anomalies liées à la complexité des processus hydrologiques sont un problème majeur dans les milieux semi-arides. Ces anomalies peuvent créer une rupture de l'homogénéité des séries de données ce qui induit souvent une large gamme d'incertitude et/ou la formulation d'hypothèses faussées. Ces anomalies de toutes sortes sont souvent observées dans le bassin de l'oued Merguellil traité dans cette thèse (e.g. [Bouzaiane et Lafforgue, 1986](#) ; [Kingumbi, 2006](#)). Le nombre et la fréquence des mesures peuvent être également un handicap majeur pour appréhender les processus hydrologiques rapides et violents comme les crues de l'oued Merguellil en Tunisie centrale : les données hydrométriques souvent journalières ne permettent pas d'étudier finement ces événements. Les changements hydrologiques ont également bouleversé la répartition des ressources en eaux, d'où la nécessité d'actualiser les réseaux de mesure et de focaliser les mesures sur les ressources qui présentent un intérêt applicatif plus important.

De plus, la compréhension des processus hydrologiques, déjà très complexes et très hétérogènes, est basée sur l'interpolation des paramètres extrêmement variables spatialement (e.g. pluie, rugosité, perméabilité, transmissivité, coefficient d'emmagasinement), l'hétérogénéité spatiale est donc inhérente aux approximations de l'interpolation. Les moyens financiers alloués à la recherche, s'ils permettent d'installer des nouveaux équipements de mesures automatiques en surface ou dans les nappes superficielles, ne permettent pas d'équiper les nappes les plus profondes (i.e. le creusement des piézomètres profonds est souvent très coûteux). Ainsi les données sur les nappes profondes, sont collectées dans des contextes "administratifs" (par des organismes gestionnaires des nappes souterraines, le DGRE² pour le cas de la Tunisie), et elles sont très fragmentées dans le temps et l'espace, ou encore cantonnées aux environs immédiats des axes routiers ([Salem, 2012](#)). Par ailleurs, la difficulté d'estimation des prélèvements souterrains est un problème presque universel, encore plus difficile dans un contexte de fort développement agricole, car la majorité des puits individuels illicites ne sont pas officiellement recensés. Dans l'aquifère de la plaine de Kairouan par exemple en Tunisie centrale, [Massuel et al. \(2017\)](#) estiment les prélèvements totaux à 215 hm³ en 2013, à peu près 6 fois plus que les chiffres officiels qui ne représentent qu'un nombre limité des points d'eau (essentiellement ceux destinés à l'alimentation en eau potable).

² Direction Générale des Ressources en Eaux

Une autre difficulté fréquemment observée dans les régions semi-arides est l'estimation de la recharge (e.g. [Scanlon et al., 2002](#)). L'approche souvent utilisée d'une relation linéaire entre la pluie et la recharge est inadaptée dans les régions semi-arides et méditerranéennes où la recharge souterraine n'est certainement pas directement proportionnelle à la pluie. Cette approximation pourtant fréquente (e.g. [Rejani et al., 2007](#)) peut induire des biais importants dans l'estimation de la recharge. Les méthodes hydrologiques plus sophistiquées peuvent améliorer cette estimation, mais elles nécessitent un jeu de données important et robuste (type de sol, occupation de sol, etc.). Les méthodes non hydrologiques, basées sur les analyses géochimiques ou la télédétection sont de même entachées d'incertitudes qui pèsent aussi bien sur le calage des modèles que sur les mesures elles-mêmes. Par exemple, la comparaison entre différentes méthodes d'estimation de recharge appliquées dans la même région du Nevada aux Etats-Unis a montré que la recharge oscille dans une large gamme allant de 1 à 100 mm/an ([Flint et al., 2002](#)). De même, En Afrique de Sud, [Conrad et al., \(2004\)](#) en comparant plusieurs méthodes de calcul, estiment la recharge dans une large gamme d'incertitude allant de 0.8 à 20 % de la pluie annuelle. En Tunisie centrale, différentes méthodes de calcul de la recharge ont montré également que la recharge directe par la pluie oscille entre 1 % à 50 % de la pluie annuelle (e.g. [Gribaa 1997](#) ; [Kingumbi et al., 2006](#) ; [Abouabdillah et al., 2014](#)).

Pour réduire les biais introduits par ces incertitudes et difficultés méthodologiques, il faudra en permanence s'interroger sur la fiabilité et la représentativité de l'information traitée et utiliser et confronter plusieurs outils d'analyse.

I.2.3. L'histoire longue, une approche prometteuse dans les régions semi-arides

Dans les milieux semi-arides, le fonctionnement naturel des processus hydrologiques est souvent masqué par les nombreuses modifications apportées par l'homme (e.g. [Baudron et al., 2014](#)). Toutefois, la compréhension de ce régime naturel est indispensable pour comprendre le fonctionnement actuel ou encore pour anticiper le futur. Cette ambiguïté a amené les hydrologues à remonter dans les faits historiques pour apporter des éléments de réponse sur l'état des lieux dans les années passées. La question de l'évolution des ressources en eau prend en effet un aspect aussi bien hydrologique qu'historique, car l'absence des mesures systématiques sur des longues périodes dans les régions semi-arides limite l'exploration purement hydrologique (e.g. en Tunisie la grande partie de l'acquisition des séries hydrologiques a essentiellement commencé en 1970).

L'hydrologie historique peut être définie comme un champ de recherche positionné à la rencontre de l'hydrologie et de l'histoire. Elle vise à reconstituer les processus hydrologiques à partir soit des mesures ou observations directes existantes dans les archives (e.g. des mesures des niveaux d'eau, des mesures sur la qualité d'eau etc...), ou encore à l'aide des informations indirectes comme l'adaptation et la vulnérabilité de la société face aux changements hydrologiques. Dans certains cas, les informations hydrologiques directes ont été utilisées pour reconstituer l'évolution des dynamiques fluviales ou pour reconstituer des données hydrologiques (e.g. [Rozanski et al., 1997](#) ; [Benito et al., 2004](#)). Ces informations permettent d'une part de compléter et de confronter les informations existantes afin d'avoir un schéma exhaustif de l'histoire hydrologique et d'autre part d'étudier l'évolution à long terme et donc la possibilité de se projeter dans le futur. En effet, le croisement de ces informations avec les données contemporaines est d'une utilité cruciale, car l'échelle de temps est extrêmement importante dans les études traitant les évolutions hydrologiques. En effet l'analyse d'une courte durée (i.e. basée seulement sur les données contemporaines) peut induire des

confirmations souvent erronées. Par exemple, l'analyse de l'évolution des écoulements des grands fleuves sur des longues périodes est souvent évaluée sur la base de l'évolution du débit annuel minimal (sous l'hypothèse d'indépendance et de distribution identique), le cas de la rivière de Nil en Egypte où une période de 1000 ans est disponible montre toutefois que ce débit est formé par des cycles avec des périodes sèches et des périodes humides qui peuvent durer sur des centaines d'années. Les événements extrêmes peuvent également fausser l'interprétation de certains phénomènes. Par exemple, la baisse piézométrique observée dans certains piézomètres de la plaine de Kairouan en Tunisie centrale en 1970 peut être interprétée comme le résultat d'un épuisement suite à un pompage intensif, alors que les données sur la longue durée montrent qu'il s'agit en fait d'un rééquilibrage de la piézométrie suite à un événement extrême intervenu en 1969 (e.g. Leduc et al., 2007).

En l'absence des données ou des informations hydrologiques directes sur la longue durée (autres que l'exemple de Nile cité ci-dessus, des mesures de débit sur une période de 2268 ans existent sur la rivière de Yangtze en Chine et des mesures des pluies sur une période de 3310 ans dans la dynastie de Shang en Chine (Chinese Hydrology Annals, 1997) et sur 2400 ans dans certaines régions en Inde (NIH, 1990)), les informations indirectes politiques ou sociales peuvent également apporter des clarifications sur l'état hydrologique dans les années passées. Par exemple les informations sur les droits d'eau sur un cours d'eau ou encore les pratiques de captage peuvent compléter et confirmer/infirmier certaines hypothèses hydrologiques. Les données historiques et d'archives permettent également de retracer la dynamique des changements des usages et des usagers de l'eau (Girard et Rivière-Honegger, 2015) et donc de reconstituer la trajectoire d'évolution de la société dans un hydrosystème et par conséquent l'histoire hydrologique.

Le recours aux informations historiques en hydrologie permet également d'améliorer la collaboration interdisciplinaire entre les modélisateurs hydrologiques et les socio-économistes. Le but est d'étudier l'impact des changements hydrologiques passés sur l'économie, la santé humaine et le bien-être, et d'améliorer la compréhension des dynamiques d'adaptation de la société aux extrêmes.

I.3. Problématique et enjeux de la thèse

Comme nous l'avons exposé, la situation actuelle de la ressource en eaux et ses processus est le résultat d'une longue histoire d'interaction bidirectionnelle entre l'homme et son milieu. Des renseignements sont donc à tirer de la compréhension de ces évolutions sociales et environnementales que l'on retrouve fréquemment en régions méditerranéennes. Une de ces régions, la plus illustrative de ces évolutions est la Tunisie qui, avec ses ressources en eaux limitées et considérablement exploitées et partagées entre l'agriculture (82%), l'AEP, l'industrie et le tourisme subit des changements hydrologiques très rapides. Les interventions politiques et la rétroaction de l'homme face à ces changements ont joué un rôle important dans la définition de la trajectoire d'évolution des ressources en eaux. Cette thèse s'intéresse au bassin de l'oued Merguellil situé en Tunisie centrale, qui représente un exemple de bassin semi-aride totalement modifié par les activités humaines notamment par les changements des conditions de surface et le pompage intensif dans les nappes souterraines. Il est identifié souvent comme représentatif des problèmes des ressources en Tunisie avec une trajectoire d'évolution particulièrement instructive (Cudennec et al., 2003).

La lecture du paysage actuel du bassin de l'oued Merguellil fait ressortir la forte variation géographique de son contexte hydrologique et sociologique. A l'aval, le recours à la vaste nappe de la plaine de Kairouan a

permis le développement d'une agriculture irriguée intensive. Ce développement s'est traduit tout d'abord par la création des périmètres irrigués publics dans les années 1970 puis par la multiplication des pompes privées. La forte croissance économique générée par cette agriculture irriguée est au cœur des préoccupations des scientifiques. Toutefois à l'amont, le développement agricole montre une dynamique tout à fait différente liée à la nature de la ressource en eau et les pratiques d'irrigation y ont évolué de manière plus contrainte que celles de la plaine. En effet, dans le bassin amont, l'agriculture est fortement dépendante de la disponibilité en eaux autour de l'oued Merguellil, le principal cours d'eau du bassin. Cet oued est actuellement intermittent sur la quasi-totalité de son cours, seule une courte section quasi-pérenne à l'extrême amont du bassin maintient encore aujourd'hui une agriculture irriguée exclusivement basée sur la prise au fil de l'eau. Dans la section non pérenne, l'oued revêt une importance stratégique, car une large part de ses crues s'infiltre avant d'arriver au barrage El Haouareb (situé à l'exutoire du bassin) et alimente les nappes superficielles. Le développement agricole dans cette partie est basé souvent sur les eaux souterraines. Cette dynamique hydro-agricole observée actuellement dans l'amont du bassin est le résultat d'une longue histoire d'interaction à différentes échelles entre la société et son environnement. Des questions majeures se posent alors sur l'évolution conjointe des sociétés et de la ressource en eau ([Leduc et al., 2007](#)).

En effet, la dimension historique à travers notamment les récits des acteurs locaux suggère que l'oued n'était pas toujours intermittent. Ces derniers témoignent de l'ancienneté des pratiques d'irrigation autour de l'oued, précisant que jusque dans les années 1960, le débit de base était mobilisé à l'aide de canaux alimentés par des seuils de dérivation mettant en évidence l'abondance de l'eau autour de l'oued dans les années passées. Actuellement, ce sont les crues de l'oued qui alimentent les nappes alluviales et les nappes superficielles. Ainsi, la disparition de l'étiage de l'oued a contraint les riverains à abandonner les canaux d'irrigation et à opter pour l'installation des pompes dans les alluvions de l'oued ou de puits sur les berges à partir des années 1980 ce qui a contribué à perturber davantage l'équilibre hydrologique autour de l'oued.

Cette évolution des groupes sociaux autour de l'oued est également en relation avec l'évolution des ressources en eaux souterraines. En effet, le discours sur la surexploitation des nappes souterraines revient de manière récurrente et particulièrement celles en relation directe avec l'oued Merguellil. C'est ainsi que les puits sur les terrasses alluviales ont été approfondis et multipliés, tandis que les forages individuels profonds se sont développés. Les chercheurs et les gestionnaires estiment que le bassin fait face à une menace d'épuisement de la quantité de la ressource disponible, alors que les agriculteurs considèrent la ressource comme abondante et s'inquiètent plutôt de l'avenir de leur accès à l'eau.

Cette réserve en eau autour de l'oued Merguellil est alors le centre d'interactions fortes avec la société dont l'évolution et les dynamiques restent à élucider. Pourtant, la plupart des travaux hydrologiques sur le bassin du Merguellil se sont focalisés sur l'étude de l'impact des aménagements de Conservation des eaux et de Sol (CES), sur l'amorçage de l'écoulement de surface et sur la recharge (e.g. [Ben Ammar, 2006](#) ; [Alazard, 2013](#) ; [Kingumbi, 2006](#)). Peu d'attention a été accordée à l'évolution des processus hydrologiques autour de l'oued Merguellil et leurs déterminants (i.e. relations surface/souterrain, évolution de régime d'écoulement de l'oued etc...). Ce travail de recherche proposé intervient après plus de 15 ans de recherches hydrologiques sur le bassin du Merguellil et représente une poursuite des efforts entrepris dans les études antérieures traitant l'évolution des stocks et des flux d'eau.

I.4. Objectifs scientifiques

L'évolution des processus hydrologiques autour de l'oued Merguellil est le résultat d'interactions complexes à différentes échelles entre les aquifères régionaux plus profonds et le régime d'écoulement de l'oued. Cette thèse s'engage alors d'étudier l'évolution de l'écoulement de l'oued en étiage tout comme l'évolution des flux souterrains et les processus d'interactions surface/souterrain. Il s'agit de déterminer des relations entre les différentes nappes alluviales et l'oued Merguellil et leur évolution en relation avec les niveaux des nappes environnantes. La thèse s'engage également à analyser le rôle joué par les adaptations (les interventions politiques et les rétroactions de l'homme) dans la définition de la trajectoire de l'évolution des ressources en eaux autour de l'oued. Décortiquer ces évolutions permet de mettre l'accent sur la défaillance de l'hydrosystème et donc proposer des solutions efficaces pour y remédier.

Cette thèse, fondée sur l'étude d'un cas d'étude particulier, demeure intéressante au niveau mondial de par son apport méthodologique basé en grande partie sur la considération de la longue histoire et la confrontation de plusieurs outils d'analyse et de son apport traitant l'évolution conjointe eaux/sociétés. Les réponses qui seront fournies par cette thèse à la problématique des actions anthropiques sur les processus hydrologiques en particulier et sur la ressource en eau en général constituent des objectifs essentiels pour la durabilité de la société.

La thèse s'inscrit dans les thématiques traitées par le projet AMETHYST qui traite la question de l'évolution conjointe des ressources et des usages de l'eau en Méditerranée et le programme DYSHYME (SICMED-Mistral) qui vise à apporter une meilleure connaissance des dynamiques sociohydrologiques en Méditerranée et de leurs évolutions.

I.5. Démarche scientifique

La compréhension de l'évolution hydrologique autour de l'oued fait appel à l'étude de l'évolution des processus hydrologiques qui sont caractérisés par une forte hétérogénéité spatio-temporelle et une forte anthropisation ainsi que leurs causes et conséquences. De ce fait, les travaux de la thèse ont porté sur la collecte des données hydrologiques aussi bien contemporaines qu'anciennes issues de documents d'archives. Ces données ont été complétées au cours des travaux de la thèse grâce essentiellement à l'installation des piézomètres de surface et à l'échantillonnage géochimique et isotopique des eaux de surface et souterraines. Des enquêtes qualitatives ont été également menées auprès des riverains et utilisateurs de l'oued Merguellil pour compléter les informations contemporaines. Des modèles ont été élaborés pour analyser les hypothèses formulées par les approches directes.

Notre choix méthodologique a porté alors sur le croisement entre les approches directes (i.e. analyse des données hydrologiques et géochimiques) et les approches par modélisation analytique et numérique. Une attention particulière a été accordée également à l'analyse des informations anciennes issues des documents d'archives.

La démarche scientifique adoptée se décompose ainsi en 6 points faisant chacun l'objet d'un chapitre :

Le chapitre II présente de manière détaillée les caractéristiques physiques du bassin de l'oued Merguellil. L'accent a été mis particulièrement sur le contexte hydrologique et hydrogéologique.

Le chapitre III vise à identifier et analyser les différentes formes d'évolution observées autour de l'oued Merguellil.

Le chapitre IV propose une analyse des processus hydrologiques actuels autour de l'oued Merguellil à travers une interprétation des signaux piézométriques et des données géochimiques actuelles.

Le chapitre V propose une modélisation hydrodynamique numérique. Il vient pour compléter les résultats des chapitres III et IV et pour quantifier les flux échangés entre les différentes composantes hydrologiques.

Le chapitre VI est une conclusion générale.

Chapitre II Présentation générale du bassin du Merguellil

Ce deuxième chapitre présente les grands traits climatiques, hydrologiques, géologiques et hydrogéologiques du bassin de l'oued Merguellil. Une attention particulière a été accordée à l'évolution des stocks et des flux et des modes d'accès à l'eau sous l'action humaine.

II.1. Localisation géographique

Le bassin versant de l'oued Merguellil est situé dans la région des basses steppes de la Tunisie centrale. Il est formé par deux entités : un amont vallonné et une basse plaine alluviale à l'aval. Le barrage El Haouareb, édifié en 1989 pour protéger la ville de Kairouan des inondations et pour alimenter de futurs périmètres irrigués dans la plaine, fait le lien entre ces deux entités (Figure II.1).

Le bassin amont d'une superficie de 1200 km², s'appuie sur les versants sud de la dorsale tunisienne. Il est caractérisé par une forte hétérogénéité géologique avec la dominance de plaines et de plateaux en son centre et il est entouré par les piedmonts de collines appelées Djebels (Dj.). L'hypsométrie varie entre 1200 et 200 m d'altitude d'ouest en est. Il est limité au nord par les retombées sud du Dj. Ousselet et du Dj. Djebil, au sud par le plateau d'El Ala et le Dj. Barbou, à l'ouest par les hauts plateaux de Kesra et à l'est par le Dj. Ousslet, le Dj. Cherichira, le Dj. El Haouareb et le Dj. Touilla (Figure II.1).

La plaine de Kairouan, d'une superficie de 3000 km², correspond à une cuvette effondrée remplie de sédiments détritiques plio-quaternaires. Le seuil d'El Haouareb sur lequel le barrage a été construit présente un dénivelé brutal de l'ordre de 15 m qui marque la limite d'effondrement de la plaine de Kairouan. Les altitudes s'étalent entre 180 m au pied du barrage El Haouareb et 50 m à l'est vers la ville de Kairouan (Figure II.1). La zone nord de la plaine de Kairouan limitée au sud par le Draa Affane est souvent considérée comme la partie sous le contrôle de l'oued Merguellil, le sud étant sous l'influence de l'Oued Zeroud (la ligne de partage des eaux court tout le long du Draa Affane qui est considéré comme une limite à flux nul en profondeur, Cf. Figure II.25). Avant la construction du barrage El Haouareb, les crues de l'oued Merguellil se déversaient dans la plaine et les plus grandes pouvaient rejoindre la Sebkhia Kelbia, une dépression endoréique à l'extrême est du bassin (Figure II.1).

II.2. Contexte climatique

La Tunisie subit l'effet conjugué des masses d'air d'origine atlantique circulant au-dessus de l'Afrique du Nord et de celles rechargées en Méditerranée (Henia, 1993). Le climat de la Tunisie centrale est influencé tantôt par un climat tempéré, caractéristique de la région tellienne du nord tunisien, tantôt par un climat typique des régions pré-sahariennes de la Tunisie de sud (Bouzaiane et Lafforgue, 1986). Le climat est caractérisé par une variabilité annuelle et saisonnière importante. De l'amont (nord-ouest) à l'aval (sud-est) du bassin versant du Merguellil, le climat varie du semi-aride à hiver frais à l'aride à hiver doux (Figure II.2.a). La projection des deux stations de Kairouan (à l'extrême est) et Makthar (à l'extrême ouest) (emplacement stations Cf. Figure II.1) sur le climagramme d'Emberger-Sauvage montre que le bassin du Merguellil se situe dans l'étage aride supérieur et Makthar se situe dans le semi-aride supérieur (Alazard, 2013) (Figure II.2.b).

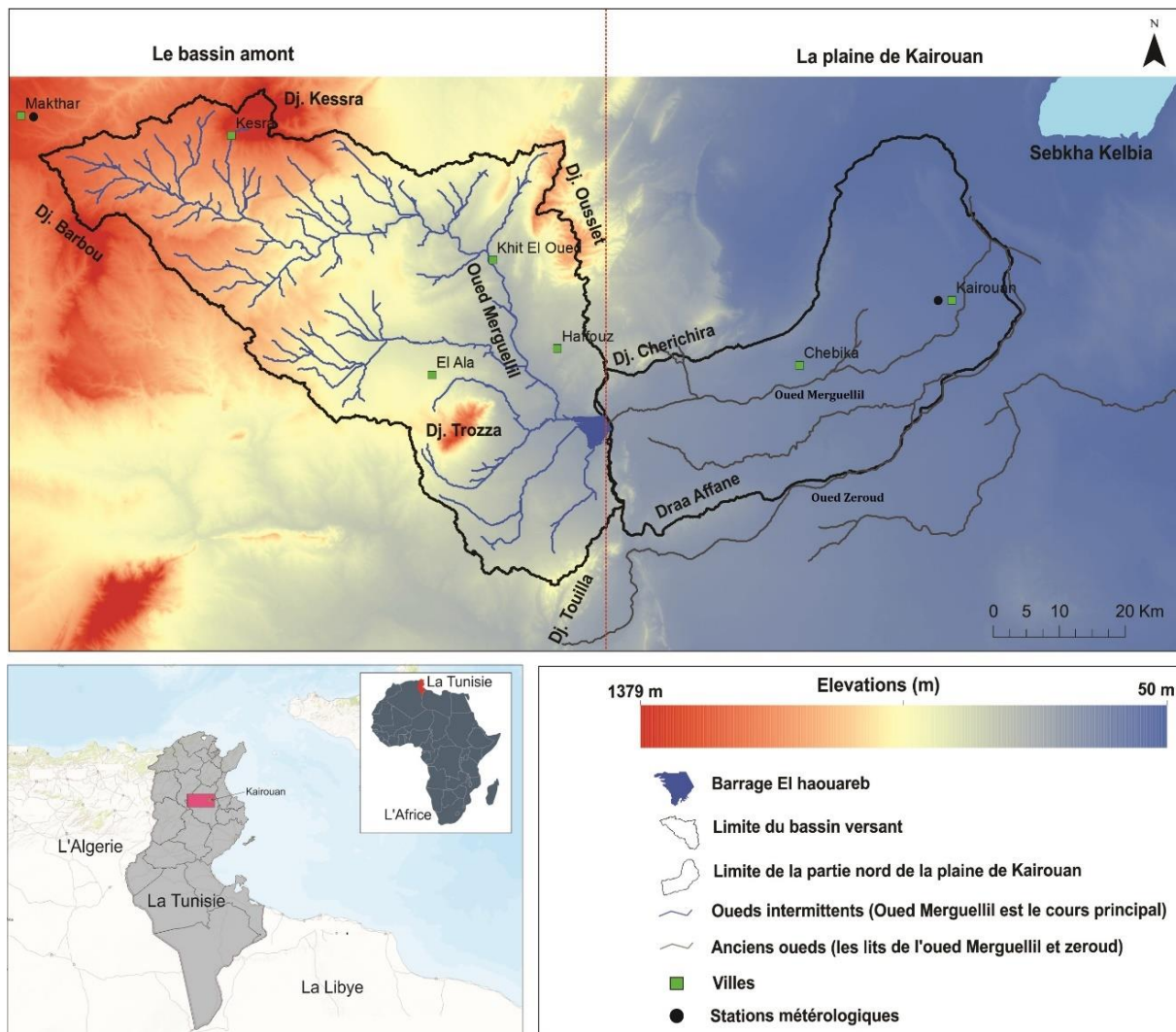


Figure II.1 Localisation géographique du bassin de l'oued Merguellil et sa topographie (base de données G-eau, fond extrait du MNT SRTM 30 m)

Entre les régions montagneuses à l'ouest du bassin et celles de basses altitudes à l'est, il existe un fort gradient pluviométrique de l'ordre de 20 mm/100 m d'altitude (Kingumbi, 2006). La moyenne interannuelle oscille entre environ 500 mm/an à Makthar et moins de 300 mm/an à Kairouan (Leduc et al., 2007). Les pluies sont fréquemment torrentielles, surtout en septembre et en mars, entraînant ainsi un ruissellement intense et une forte érosion ce qui réduit l'emménagement de l'eau dans le sol (Ben Ammar, 2007). La saison pluvieuse s'étend sur neuf mois de septembre à mai, les mois de juin, juillet et août sont secs, mais avec des séquences pluvieuses orageuses de très fortes intensités (Kingumbi, 2006), la saisonnalité n'est toutefois pas observée à l'identique toutes les années (Ben Boubaker et al., 2003).

La variabilité interannuelle (Figure II.3) est illustrée par la pluie exceptionnelle de l'année hydrologique 1969-1970 qui équivaut à trois fois la moyenne interannuelle. Les épisodes pluvieux ne sont pas homogènes sur l'ensemble de l'année, par exemple il pleut en moyenne 70 jours à Makthar, 44 jours à El Haouareb et 35 jours à Kairouan (Alazard, 2013). Les événements extrêmes rares et intenses interviennent seulement quelques jours de l'année et ils sont à l'origine du total annuel cumulé, le reste de l'année est caractérisé par un déficit hydrique.

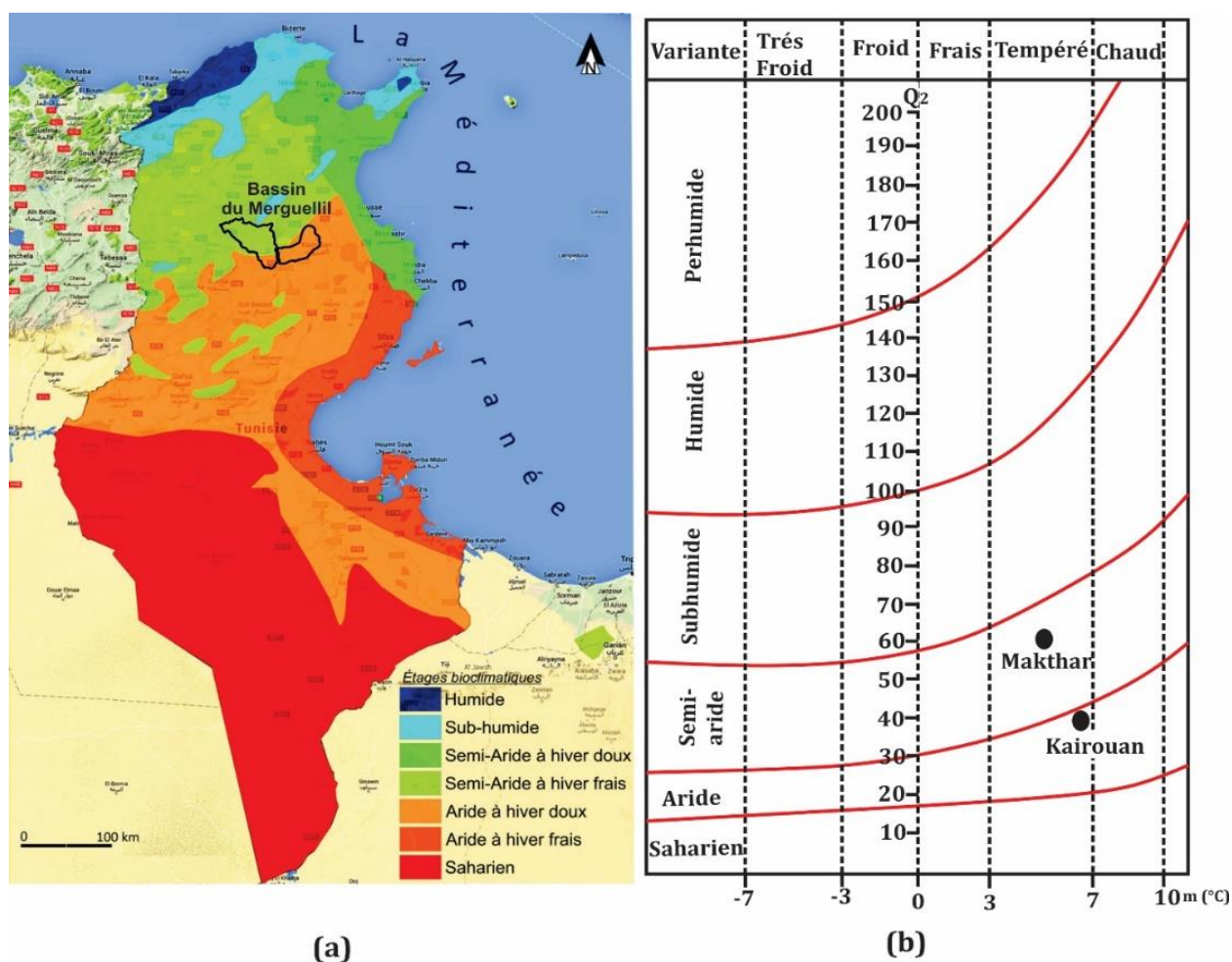


Figure II.2 Climat du bassin de l'oued Merguellil : (a) Emplacement du bassin sur la carte bioclimatique de la Tunisie (b) Emplacement de deux stations de Kairouan et Makthar sur le climagramme d'Emberger Sauvage (Henia, 1993)

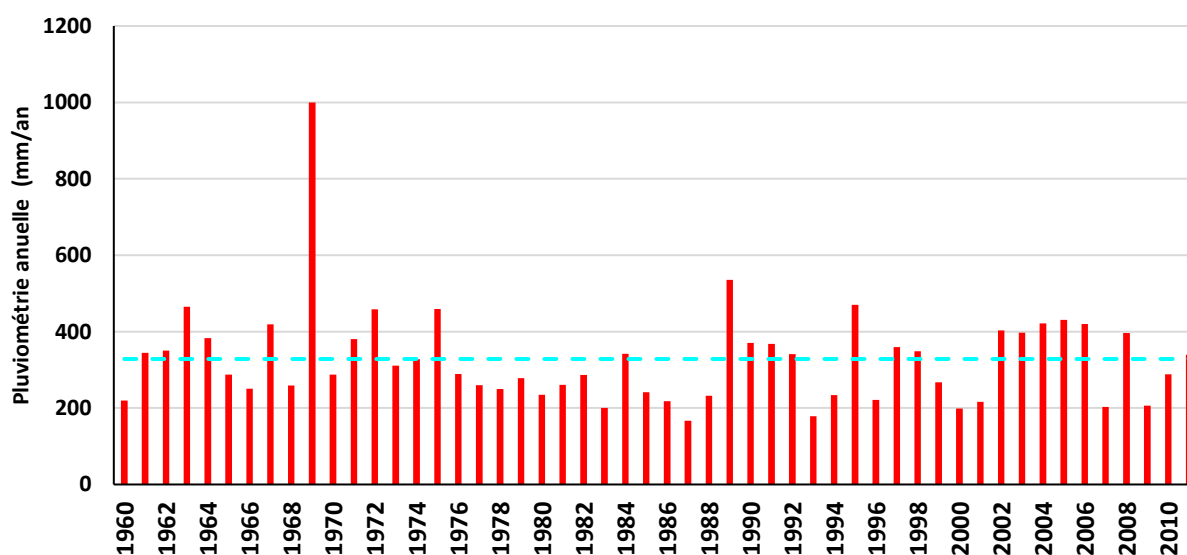


Figure II.3 Variation de la pluviométrie annuelle du bassin amont du Merguellil (1960-2011) (Ogilvie et al., 2014) (moyenne de la pluie spatialisée sur l'ensemble des stations pluviométriques du bassin du Merguellil).

II.3. Contexte hydrologique

II.3.1. Réseau hydrographique

L'oued Merguellil est le cours principal du bassin. Son nom fait référence, selon la légende souvent racontée par les agriculteurs, au mot arabe « Merg » qui signifie passer inaperçu et « Ellil » la nuit. Cette hydronymie témoigne de la violence et de l'imprévisibilité des crues. Il s'écoule suivant une direction NO-SE depuis le haut plateau de Kesra pour atteindre le verrou d'El Haouareb à partir duquel il s'étendait dans la plaine de Kairouan en un lit très large et instable (Duval, 1971). Le bassin du Merguellil est presque toujours endoréique et son exutoire naturel était la Sebkha El Kelbia située au nord-ouest de la ville de Kairouan (Bouzaiane et Lafforgue, 1986). Le barrage El Haouareb empêche désormais, les écoulements d'atteindre la plaine et le barrage peut être considéré comme la nouvelle fin des écoulements de surface de l'amont.

Cinq stations hydrométriques ont été implantées sur les cours d'eau du bassin de l'oued Merguellil depuis les années 1960. Il s'agit de l'amont vers l'aval de la station de Skhira, Zebbes, Haffouz, Sidi Boujdaria et El Haouareb (Figure II.4).

L'oued Merguellil porte successivement plusieurs appellations dont chacune délimite un tronçon bien particulier (Figure II.4). Depuis le plateau de Kesra et jusqu'à la station de Skhira il porte le nom d'oued Bahloul (idiot) à cause de sa trajectoire extrêmement tortueuse. Puis il s'appelle oued Skhira (des petits rochers) à partir de son passage de Kef El Abiod jusqu'à Ain Assel. Depuis ce point jusqu'à la région d'Ain Boukhriss, l'oued charrie des énormes blocs de roches d'où l'appellation d'Oued El Kerd (grosses roches). A partir d'Ain Boukhriss, c'est l'appellation Merguellil qui prend le relais et qui est conservée jusqu'au-delà de la ville de Kairouan. Cette hydronymie marque déjà la forte variation du contexte géologique régional. Dans la suite de la thèse, la dénomination « oued Merguellil » sera considérée pour tout le cours de l'oued depuis sa naissance jusqu'au barrage El Haouareb.

L'oued Merguellil reçoit les eaux de plusieurs tributaires, dont les plus importants sont (Fig. II.4)

- Oued Zebbes, qui draine une superficie de 181 km² du plateau d'El Ala avec un relief relativement doux.
- Oued El Hammam qui doit son nom aux sources thermales d'Ain El Hammam, et dont le bassin versant couvre 27 km².
- Oued Hoshass, dont le BV de 36 km² draine la partie est et sud-est du Dj. Trozza.
- Oued Ben Zitoun qui draine 109 km² et dont la plupart des eaux s'infiltrant dans les alluvions. Il n'atteint l'oued Merguellil que lors des plus fortes crues (Ben Ammar, 2007).
- Oued El Khechem, qui draine le flanc ouest du Dj. Touilla et atteint rarement l'oued Merguellil à cause de la grande perméabilité des terrains plio-quadernaires adjacents (Hamza, 1976).

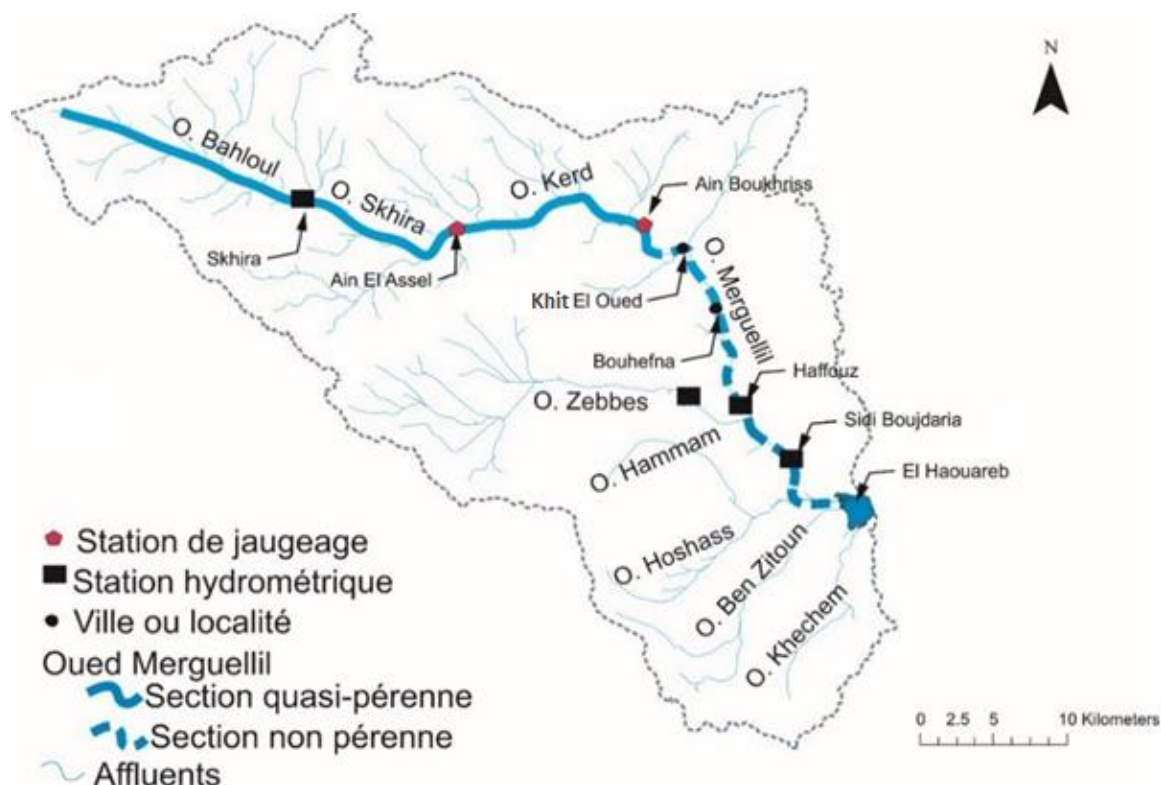


Figure II.4 Réseau hydrographique du bassin de l'oued Merguellil et l'emplacement des stations hydrométriques et des stations de jaugeage

II.3.2. Fonctionnement hydrologique du Merguellil

Le fonctionnement hydrologique de l'oued Merguellil est largement documenté dans [Bouzaiane et Lafforgue \(1986\)](#). Nous exposerons ici les informations essentielles et mises à jour de leur analyse qui seront utilisées dans la suite de la thèse.

Le cours de l'oued Merguellil peut être divisé en deux sections : une première section quasi-pérenne où l'écoulement est soutenu par de multiples sources (Figure II.4) et une deuxième section à partir de la région de Khit El Oued, où les alluvions deviennent plus abondantes favorisant l'infiltration rapide de l'eau. Les crues de l'oued Merguellil sont très rapides et violentes, la nature orageuse des pluies à l'amont du bassin produit un ruissellement immédiat et un transfert rapide vers la plaine de Kairouan ([Hamza, 1988](#)). Il s'écoule en moyenne $17.8 \text{ hm}^3/\text{an}$ à la station de Haffouz sur la période 1971-2011, $36 \text{ hm}^3/\text{an}$ à la station de Sidi Boujdaria sur la période 1974-1982 et $20 \text{ hm}^3/\text{an}$ au barrage El Haouareb sur la période 1989-2012. L'écoulement de l'oued est caractérisé par une extrême variabilité spatiale et temporelle. La lame ruisselée diminue de l'amont vers l'aval, la lame annuelle mesurée à la station de Skhira est de 32 mm, celle de Haffouz 30 mm alors celle d'El Haouareb est de 21 mm ([Kingumbi, 2006](#)). Le débit de pointe estimé de l'évènement de septembre 1969 a atteint $3000 \text{ m}^3/\text{s}$ à Haffouz.

II.3.3. Aménagement de conservation des eaux et de sols (CES)

Les ouvrages de CES ont été réalisés dès les années 1960, dans le cadre d'un grand programme d'aménagements de CES le long de la Dorsale tunisienne prévoyant la construction de plus de 850 retenues collinaires et l'aménagement de 1 M d'ha par des banquettes anti-érosives ([Nasri 2007](#)). D'autres travaux de CES ont été entrepris dans le cadre de la stratégie décennale (1991-2000) et de deux programmes de

développement financés par l'Union européenne (FIDA, 2004). Les plantations pastorales, les banquettes en terre (talus perpendiculaires à la pente) et les seuils en roches sèches sont les aménagements des versants les plus souvent observés sur le bassin (Dridi, 2000). La plupart des aménagements en banquettes sont localisés au centre du bassin, avec 70% dans le sous-bassin de Haffouz (Kingumbi, 2006). Les aménagements des cours d'eau sont essentiellement les lacs collinaires et les barrages collinaires. On dénombre aujourd'hui 50 retenues qui drainent 20% du bassin avec 30 construits après 1989 lorsque le développement des ouvrages de CES a connu une rapide expansion (Lacombe et al., 2008). La superficie totale aménagée a évolué de 4% en 1970 (Ben Mansour, 2006) à 19% en 2011 (Mechy, 2013) de l'ensemble de la superficie du bassin (1200 km²) (Figure II.5).

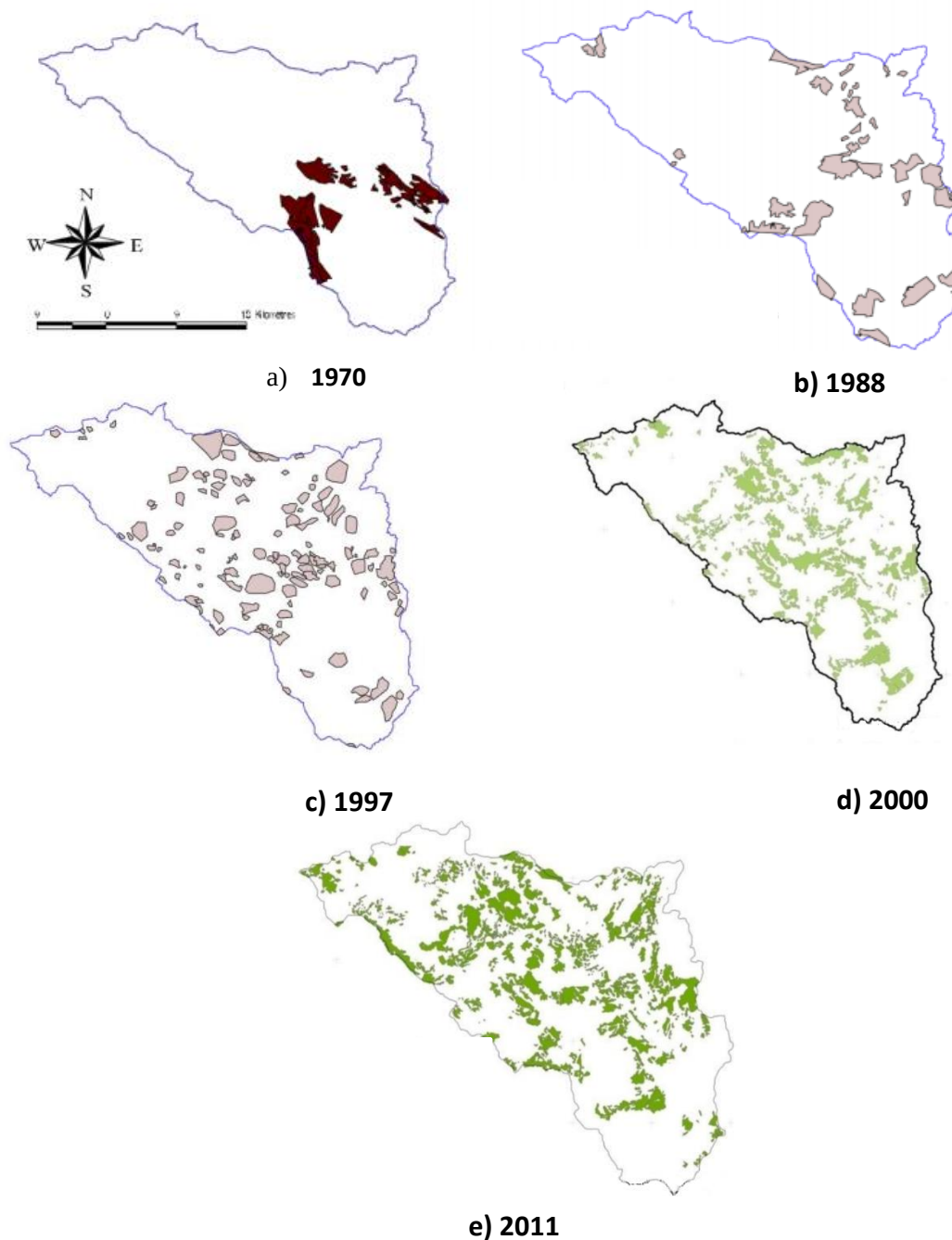


Figure II.5 Evolution des aménagements en banquettes antiérosives : (a) 4% en 1970, (b) 10% en 1988, (c) 14% en 1997 (Ben Mansour, 2006), (d) 16% en 2000 (e) et 19% en 2011 (Mechy, 2013).

II.3.4. Barrage El Haouareb

Le barrage El Haouareb a été construit en 1989 pour protéger la ville de Kairouan des crues dévastatrices comme celle de 1969. Il avait également pour but de développer un périmètre irrigué de 2240 ha à l'aval et permettre la recharge de la nappe par des lâchers d'eau (SNC, 1985). La cote de la retenue normale a est 217 m, correspondant à un volume de 95 hm³. La capacité maximale pour la plus haute cote (225 m) est de 212 hm³ (SNC, 1985). Les ouvrages d'évacuation des crues n'ont jamais servi puisque la cote maximale atteinte a été de 211,47 m en février 2006. Sur la période 1989-2014, la retenue a été à sec 41 mois, dont 11 consécutifs en 2010.

Le barrage El Haouareb est construit sur une ligne de failles qui sépare la plaine de Kairouan de la dorsale tunisienne. Des circulations par les fissures des formations carbonatées provoquent des pertes très importantes dans la retenue par infiltration (Leduc et al., 2007). Autrefois considéré comme une partie de l'aquifère d'Ain Beidha, ce système a été individualisé par Chadly (1992) comme un aquifère à part. L'eau souterraine provenant de l'amont du bassin se mélange avec l'eau infiltrée sous le barrage et une série de fractures transfèrent le mélange vers la plaine de Kairouan. Une partie de cette eau s'échappe sous forme d'émergences au niveau de l'appui en rive droite du barrage. Les termes principaux du bilan en eau du barrage sont non contrôlés : l'infiltration et l'évaporation ont été estimées par Alazard (2013) à 56% et 24% respectivement sur la période 1989-2012. Le prélèvement pour l'irrigation représente environ 14% et les lâchers sont de l'ordre de 6%. Ce comportement actuel du barrage est inattendu puisque la quasi-totalité de son eau est infiltrée ou évaporée. Le bilan sur les 10 premières années d'utilisation de barrage a été étudié par Kingumbi (1999) (Figure II.6).

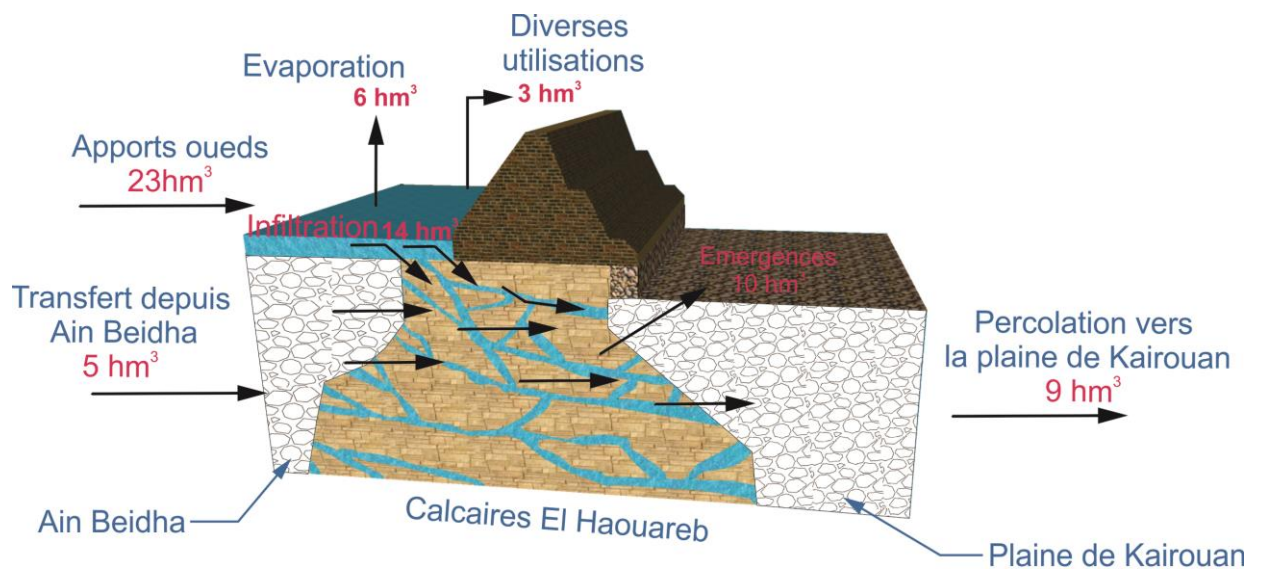


Figure II.6 Bilan annuel du barrage El Haouareb (1989-1999) (Kingumbi, 1999, modifié)

II.4. Contexte géologique

II.4.1. Les ensembles lithostratigraphiques (Figure II.7)

La zone d'étude comprend deux bassins limitrophes et intercommunicants : la plaine de Kairouan à l'est et le bassin versant du Merguellil à l'ouest. Ces deux bassins sont séparés par l'alignement El Haouareb-Touilla (Cf. Figure II.1), faisant partie de la chaîne N-S. La plaine de Kairouan fait partie des vastes plaines sahéliennes

séparées des structures atlasiques de direction NE-SO, par la chaîne N-S. Les cuvettes du bassin du Merguellil quant à elle est une structure complexe qui se trouve enserrée entre les structures atlasiques orientées NE-SO et les structures subméridiennes de la chaîne N-S. L'interférence de ces deux directions structurales (atlasiques et N-S) aboutit à la formation de structures complexes dites "nœuds tectoniques" (Coiffait, 1974 ; Abbes, 1983). Sur les structures bordières du secteur étudié affleurent des formations sédimentaires s'étendant du Trias au Néogène.

Une description sommaire des principales unités litho-stratigraphiques qui logent et limitent les formations aquifères sera présentée ici.

❖ Le Paléogène

-Maastrichtien moyen – Paléocène supérieur (formation El Haria)

La série de la formation d'El Haria est formée par une couche épaisse de marnes avec quelques intercalations de calcaires dans sa partie supérieure (Coiffait, 1974). Elle affleure au niveau des Dj. Djebil, Ousslet, Touilla et Trozza. ,

-Yprésien – Lutétien basal (formation El Garia du groupe Metlaoui)

L'Yprésien affleure sur une grande étendue dans le bassin de l'oued Merguellil, essentiellement dans le Dj. Ousslet et les Dj. Trozza et Touilla. Les faciès irréguliers sont représentés par une barre calcaire massive dans le Dj. Trozza, des calcaires nummulites épais de 420 m au niveau du Dj. Ousslet (El Ghali, 1995).

-Eocène supérieur-Oligocène inférieur (formation Cherahil)

L'Eocène supérieur affleure sur le flanc ouest du massif de Trozza et sur la quasi-totalité du Dj. Touilla. C'est une formation essentiellement argilo-calcaire, avec une épaisse couche de calcaire dolomitique et d'argile à la base et un ensemble carbonaté au sommet (Rabhi et Gaied, 1999).

-Oligocène supérieur (formation Korbous)

L'Oligocène dans le bassin de l'oued Merguellil correspond à une série d'alternances de sable fin, d'argile gypseuse et de grès roux (Besbes, 1967). L'Oligocène affleure sur une large étendue dans le synclinal de Bouhefna et Cherichira (Cf. Figure II.15). Les formations de l'Oligocène supérieur représentent les principaux aquifères de la Tunisie centrale (Degallier, 1952).

❖ Le Néogène

-Aquitaniien (membre de la formation El Haouaria)

Les dépôts aquitaniens sont formés par un conglomérat polygénique correspondant à des alternances de sables blancs à dragées de quartz, des argiles rouges feuilletées, et des barres de grès bioclastiques à ciment calcaire. Ils affleurent sur une grande étendue dans la partie est du bassin, essentiellement au niveau de l'anticlinal de Djebil et au synclinal de Bouhefna (Degallier, 1952).

-Burdigalien-Langhien (formation Ain Ghorab)

Cette formation à caractère continental est essentiellement argilo-limoneuse et gypseuse (Yaich e al., 2000). Les principaux affleurements se situent dans la partie ouest du bombement anticlinal du Draa Affene, où ils

sont formés de 60 à 80 m de limons rouges. Cette formation affleure aussi sur le flanc ouest du Hallouf (90 m) et se présente sous forme d'argiles silteuses et de sables limoneux (Abbes, 2004).

-Vindobonien (formation Beglia)

La formation Beglia est essentiellement sableuse, elle affleure essentiellement dans la structure de Draa Affene formé par des stratifications obliques, base érosive et à bois silicifiés avec 60 à 70 m d'épaisseur (Rabhi et Gaied, 1999). A J. Cherichira, elle correspond à un ensemble sablo-gréseux (100 m) à intercalations de bancs calcaires et de grès durs (Abbes, 2004).

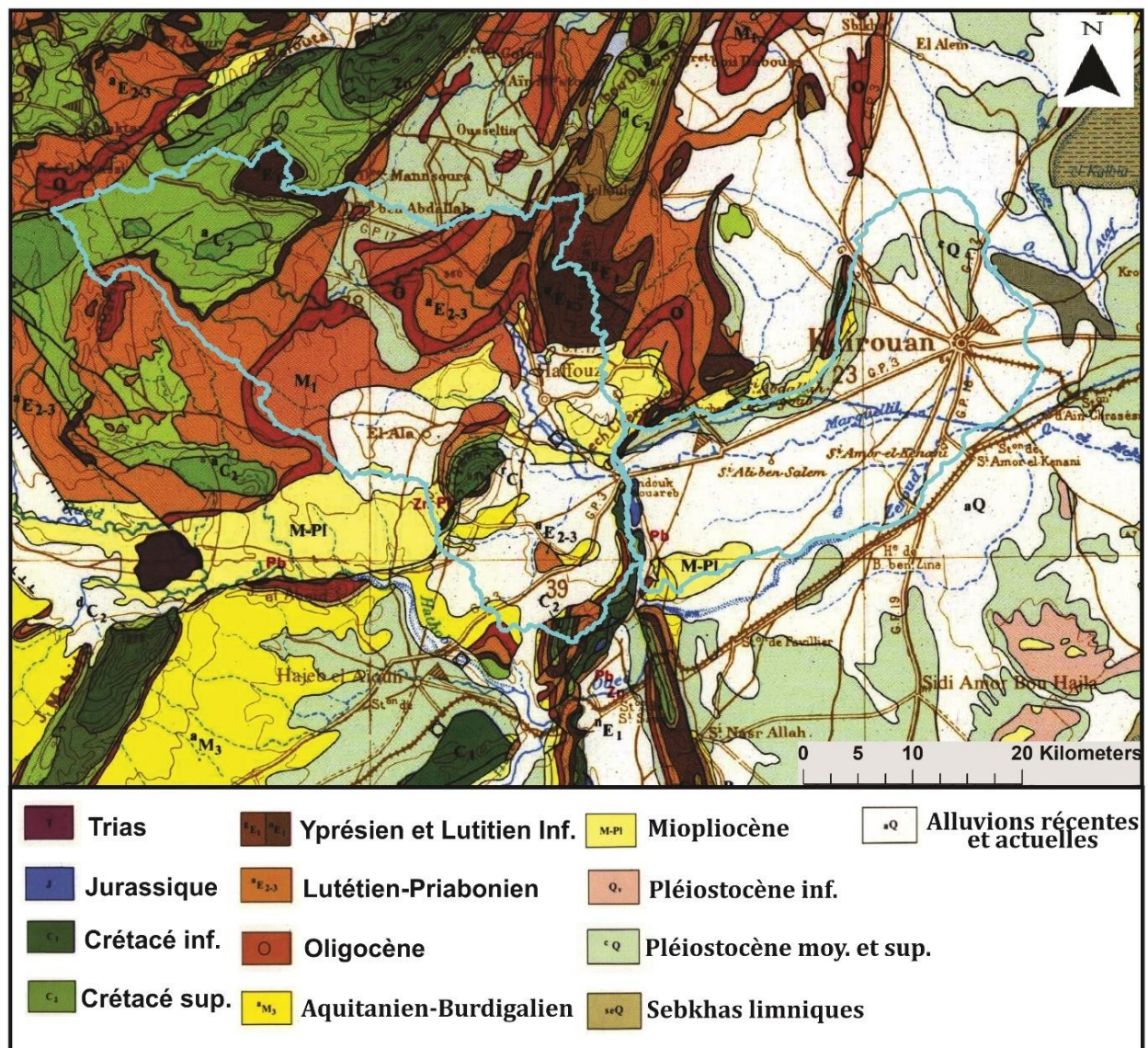


Figure II.7 Extrait de la carte géologique du bassin de l'oued Merguellil à l'échelle 1/500 000 (ONM, 1968)

-Serravalien p.p. – Tortonien (formation Saouaf)

Il s'agit de dépôts essentiellement argilo-sableux, avec des argiles gypseuses dans la partie sommitale traduisant un milieu lagunaire (El Ghali, 1993). L'affleurement le plus important de cette formation est situé à l'ouest de l'anticlinal du Draa Affene et au Dj. Cherichira avec une épaisseur de 200 m. Dans cette zone la formation Saouaf montre quelques niveaux centimétriques de lignite et un niveau métrique lenticulaire à Lumachelles (Rabhi, 1999 ; Abbes, 2004).

- Mio-plio-quaternaire (formation Segui)

Le remplissage mio-pliocène d'origine continentale remplit la majeure partie de la cuvette de Haffouz et Ain Beidha et la plaine de Kairouan. Il s'agit d'alternances de grès, sables, conglomérats, cailloutis, marnes et argiles. Les séries détritiques du Mio-pliocène constituent des formations aquifères ayant fait l'objet de prospection hydrogéologique et d'exploitation dans le bassin de l'oued Merguellil (Ben Ammar, 2006). Ils représentent une forte variation lithologique d'une région à une autre, conditionnant ainsi les paramètres hydrodynamiques des aquifères. Les terrains quaternaires sont présentés sous forme de limons sableux ou argileux, de cailloutis de sables ou de croûtes calcaires. Ils sont abondants au centre de la cuvette de Haffouz la plaine de Kairouan, et rendent difficile les rattachements des différents affleurements (Degallier, 1952).

A partir de ces descriptions géologiques sommaires, nous avons établi une coupe lithostratigraphique synthétique des différentes formations qui seront traitées dans cette thèse (Figure II.8). Les formations aquifères et leurs caractéristiques hydrodynamiques seront analysées dans la section suivante.

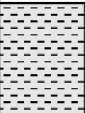
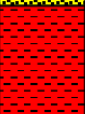
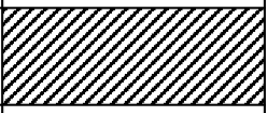
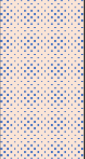
<i>Formation géologique</i>	<i>Membre équivalent</i>		<i>Lithologie</i>	<i>Intérêt hydrogéologique</i>	<i>Nappe correspondante dans le bassin du Merguellil</i>
<i>Maastrichtien moyen – Paléocène supérieur</i>	<i>El Haria</i>		<i>Marnes avec intercalations de calcaire</i>	<i>Imperméable</i>	
<i>Yprésien – Lutétien basal</i>	<i>El Garia</i>		<i>Calcaire massif</i>	<i>Aquifère</i>	<i>Nappe de Dj. Ousslet</i>
<i>Eocène supérieur – Oligocène inférieur</i>	<i>Cherahil</i>		<i>Dominance argileuse avec passages gréseux et intercalations calcaires</i>	<i>Imperméable</i>	
<i>Oligocène supérieur</i>	<i>Korbous</i>		<i>Grés et sable</i>	<i>Aquifère</i>	<i>Nappe de Bouhefna et nappe d'Ain Beidha</i>
<i>Aquitanién</i>	<i>Haouaria</i>		<i>Argile rouge avec quelques intercalations calcaires</i>	<i>Imperméable</i>	
<i>Burdigalien-Langhien</i>	<i>Ain Grab</i>		<i>Sable et argile</i>	<i>Semi-imperméable</i>	
<i>Vindobonien</i>	<i>Beglia</i>		<i>Sable</i>	<i>Aquifère</i>	<i>Ain Beidha</i>
<i>Serravalien p.p. – Tortonien</i>	<i>Saouaf</i>		<i>Argile gypseuse</i>	<i>Imperméable</i>	
<i>Mioplioquaternaire</i>	<i>Segui</i>		<i>Remplissage (alternance argile et sable)</i>	<i>Aquifère</i>	<i>Nappe de Haffouz, Ain Beidha et Plaine de Kairouan</i>

Figure II.8 Coupe lithostratigraphique synthétique des formations géologiques qui logent et limitent les nappes du bassin du Merguellil

II.4.2. La géologie autour de l'oued Merguellil

De nombreux levés du terrain focalisés sur la vallée de l'oued existent (Castany, 1965 ; Bacha, 1970). Les descriptions géologiques qui suivent s'inspirent de ces travaux géologiques combinés avec nos propres observations du terrain.

La lecture rapide de la géologie autour de l'oued Merguellil fait ressortir deux grands tronçons très différents. Dans l'extrême amont du bassin, les versants sont très encaissés et l'extension des alluvions est très réduite (sections A, B, C, D et E, Figure II.9). Vers l'aval, à partir de la région de Khit El Oued, les alluvions sont plus abondantes et le lit majeur de l'oued peut atteindre 500 m de largeur à Haffouz. Pour pousser l'analyse plus loin, l'oued a été divisé en 9 sections correspondant au passage du lit dans les différentes séries géologiques. (Figure II.9).

- **Section A** : Dans cette section, les deux rives sont formées par des alternances de marno-calcaires et de marnes litées de pendage aval. Avec le soulèvement du Kef El Abiod et du Dj. Skhira le faciès géologique passe de l'Eocène vers le Crétacé supérieur. Les deux rives sont affectées par plusieurs failles et des glissements récents dus aux discontinuités et à l'hétérogénéité des roches.

- **Section B** : A la hauteur d'Ain Assel, on traverse les grès de l'Oligocène inférieur. La rive droite est constituée d'alternances de grès grisâtres ou blanchâtres friables avec des argiles brunes litées et des trainées jaunes. La rive gauche est formée d'alternance de grès roux durs avec des grès blanchâtres friables reposant sur des argiles verdâtres sableuses. Le lit de l'oued est barré par des bancs de grès durs cimentés générant des cascades. Le pendage des couches est de 3 à 5° de direction N.

- **Section C** : En amont de Sidi Remeni, la rive droite de l'oued Merguellil est formée par des bancs de marnes gypseuses alors que l'oued coule toujours sur un fond rocheux de l'Eocène moyen. La rive gauche présente parfois des falaises composées de marnes noires feuilletées pyriteuses avec des bancs de lumachelles à la base.

- **Section D** : Dans cette section, l'oued Merguellil traverse les formations gréseuses de l'Oligocène qui enveloppe le dôme du Djebil. A partir de là, il rencontre les marnes de l'Eocène moyen et inférieur qui sont coupées par des bancs calcaires avec absence parfois totale d'alluvions.

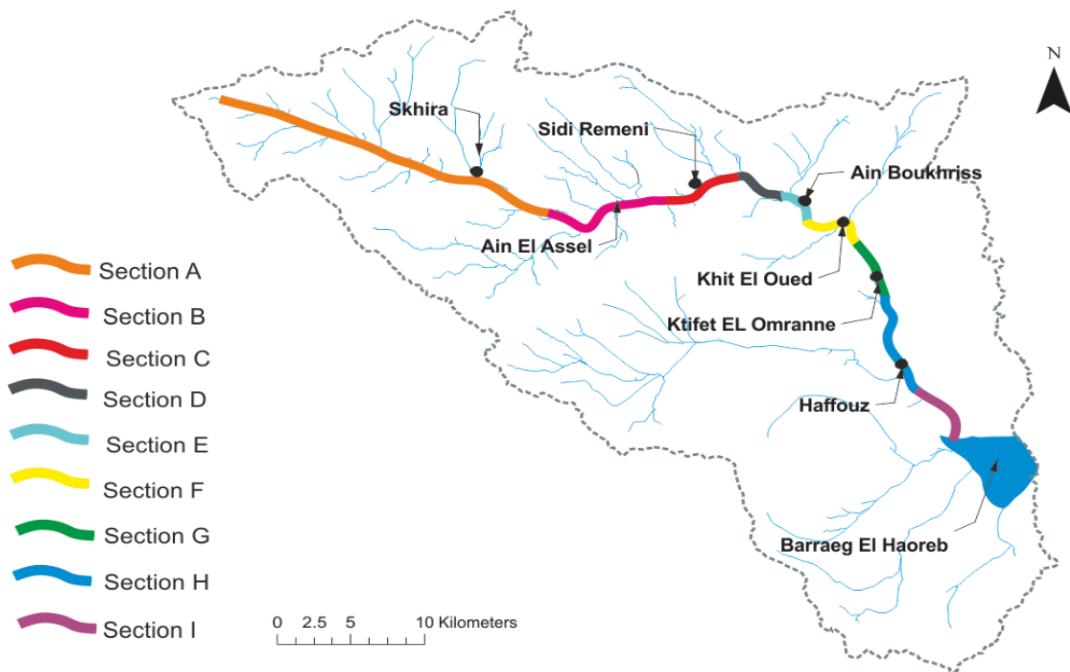


Figure II.9 Sections lithologiques de l'oued Merguellil

- **Section E** : Dans cette section, l'oued traverse le Lutétien supérieur constitué d'alternance de calcaires et de marnes. Sur la rive droite on trouve une falaise formée de calcaires et de marnes bleutées de puissance variable allant de 1 m à 3 m et des minces lits de calcaire. Sur la rive gauche la partie inférieure est constituée d'une terrasse fluviale argilo-saleuses et ensuite caillouteuse, masquant un substratum situé à quelques mètres de profondeur. La partie supérieure est formée d'affleurements calcaires et marnes. Le lit de l'oued est formé par des bancs calcaires durs qui affleurent dans le lit mineur de l'oued engendrant des cascades.

- **Section F** : Dans cette section, les couches de marnes avec les intercalations des bancs de calcaires sont inclinées d'abord en sens de la pente de l'oued puis prend le sens à la hauteur du Dj. Djebil (Figure II.10). L'épaisseur des alluvions ne dépasse pas 1 m. Au niveau de l'affleurement de l'Oligocène, l'oued Merguellil est comblé par des énormes blocs de grès, les alluvions sont réduites et coupées par des barrages de grès roux et durs. Les parties inférieures des alluvions de deux rives sont formées d'alluvions argileuses avec un peu de cailloutis. Sur la rive droite, on observe des lambeaux de terrasses encroûtées.

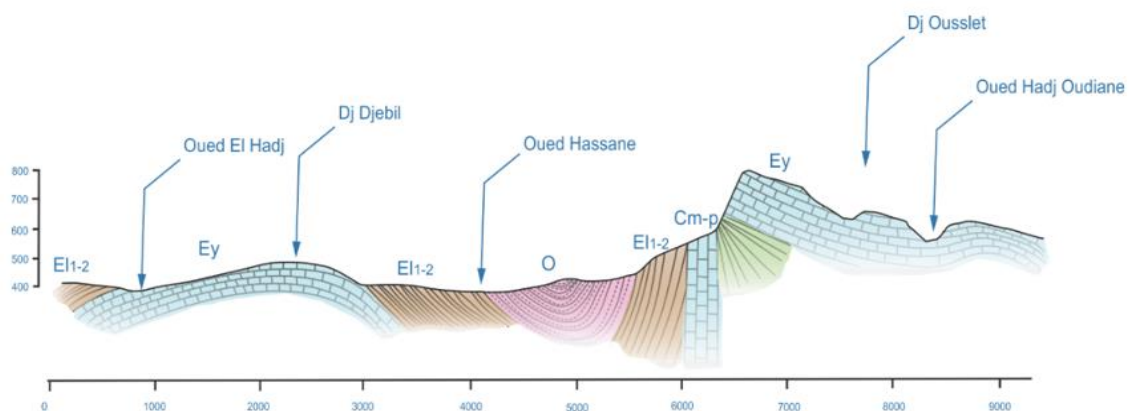


Figure II.10 Coupe parallèle à l'oued Merguellil au niveau de la section E et F passant par le Dj. Djebil et le Dj. Ousslet (Castany, 1965 modifiée) (E1-2 : Eocène inf. et moy., Ey : Yprésien, O : Oligocène, Cm-p : Campanien-Maastrichtien)

- **Section G** : Depuis la fin de la section F jusqu'à la falaise de Ktifet El Homrane, l'oued tranche à nouveau les formations gréseuses de l'Oligocène et les agiles rouges de l'Aquitanien-Burdigalien. Au niveau de Bouhefna, sur la rive droite, l'oued traverse l'Oligocène supérieur puis l'Aquitanien et le Burdigalien (Figure II.11, Figure II.12).

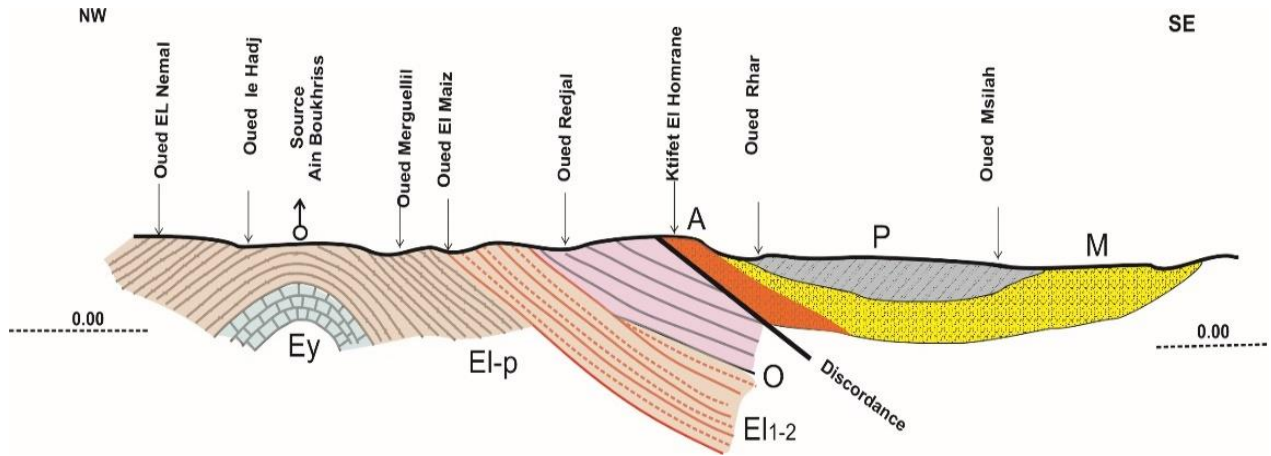


Figure II.11 Coupe géologique parallèle à la section G de l'oued Merguellil (Limouse, 1929 modifiée) (y., Ey : Yprésien, EL-p : Eocène inf., E1-2 : Eocène inf. et moy, O : Oligocène, A : Aquitanien, M : miocène, P : pliocène)



Figure II.12 L'affleurement des argiles et silts rouges de l'aquitanien dans le bassin de l'oued Merguellil (Falaise de Ktifet El Homrane rive droite de l'oued Merguellil au niveau de la section G)

- **Section H** : La rive gauche est formée par des terrasses argilo-sableuses du Quaternaire ancien, encroutée sur les hauteurs masquant le Vindobonien constitué d'argile rougeâtre grisâtre ou rubéfiée, avec des sables jaunâtres. Les alluvions anciennes de l'oued sont recouvertes par les alluvions récentes : sables, galets de calcaire ou de grès (Figure II.13).

- **Section I** : Dans cette section l'oued Merguellil est recouvert de sable propre graveleux avec de rares galets. Au niveau de la rive droite, une terrasse à pente douce de 5 à 6 m de hauteur, affouillée par les crues est formée essentiellement par des limons argileux. La rive droite de l'oued au niveau du seuil El Haouareb est un pli coiffé dont le flanc est laminé par un accident important jalonné par le Trias extrusif qui disparaît dans la zone du barrage d'El Haouareb. Les deux rives de l'oued sont affectées par plusieurs séries de failles.

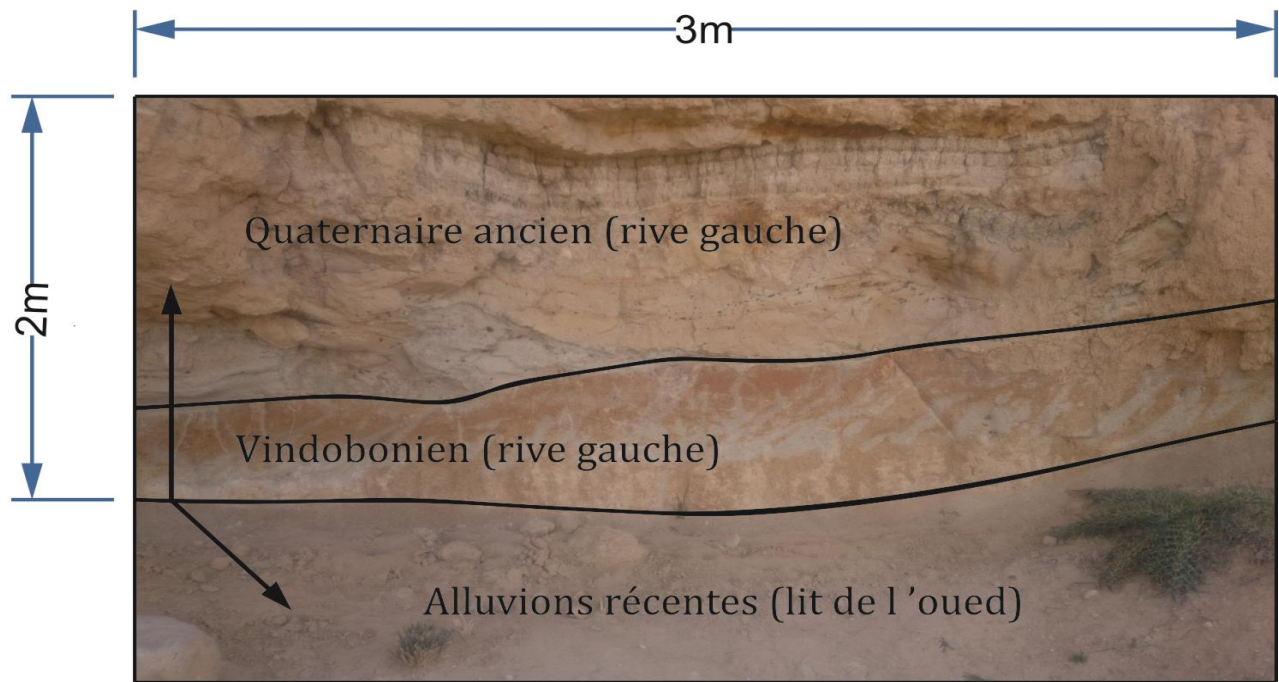


Figure II.13 Rive gauche de l'oued Merguellil dans la section H

II.5. Contexte hydrogéologique

II.5.1. Les principales unités hydrogéologiques

Le bassin amont du Merguellil recoupe 2 systèmes aquifères, il s'agit de l'amont vers l'aval du système Bouhefna-Haffouz-Chérichira (BHC) et le système d'Ain Beidha (Figure II.14). Le système Bouhefna-Haffouz qui est en relation directe avec l'oued Merguellil (Cf. Besbes, 1967 ; Hamza, 1967, Kingumbi, 2006) fera l'objet de la thèse et sera étudié ici en détail.

❖ Le système Bouhefna-Haffouz-Chérichira

Dans la partie nord du bassin du Merguellil coexistent 3 synclinaux connectés. De l'ouest vers l'est on distingue le synclinal de Bouhefna, le synclinal de Haffouz et le synclinal de Chérichira. Dans ces trois synclinaux, les séries stratigraphiques s'échelonnent de l'Eocène jusqu'au Quaternaire, comportant plusieurs niveaux aquifères superposés (Figure II.15).

La nappe de Bouhefna est formée par un synclinal d'axe NE-SW au niveau de la partie nord et NO-SE dans la région d'El Ala vers le sud. Le flanc ouest de ce synclinal présente des pendages de 20° alors que sur le flanc est on peut observer des pendages verticaux et même inverses (Figure II.15) Le synclinal est déterminé par le Dj. Djebil qui est resserré du côté du Dj. Ousslet va en s'évasant du côté d'El Ala.

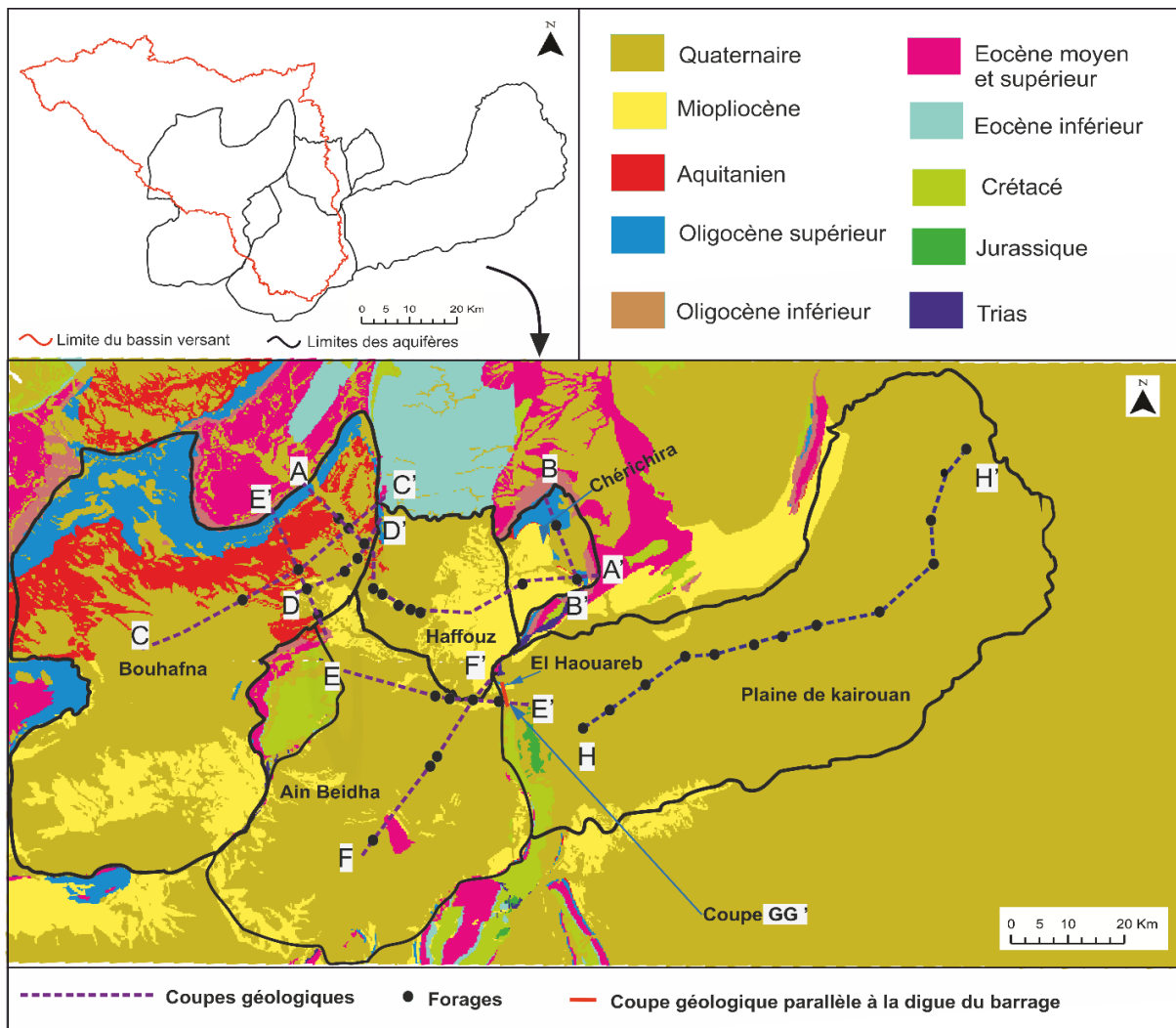


Figure II.14 Emplacement des coupes stratigraphiques sur la carte géologique 1 :50000 (avec limites des nappes issues de la base IRD)

L'aquifère est formé par deux niveaux (Figure II.16, Figure II.17, Figure II.18). Le premier niveau est un remplissage mio-pliocène de faible profondeur (un maximum de 120 m au centre de la cuvette, le milieu de la coupe CC'). Le deuxième niveau est logé dans l'Oligocène supérieur. Au milieu du synclinal, ce niveau oligocène peut atteindre une épaisseur maximale de 200 à 250 m (Figure II.16, Figure II.17, Figure II.18). Le niveau mio-pliocène et le niveau oligocène sont séparés par une couche argileuse de l'Aquitaniens. Les argiles rouges de l'Aquitaniens affleurent sur une large étendue et peuvent atteindre une vingtaine de mètres au milieu du synclinal (Figure II.12).

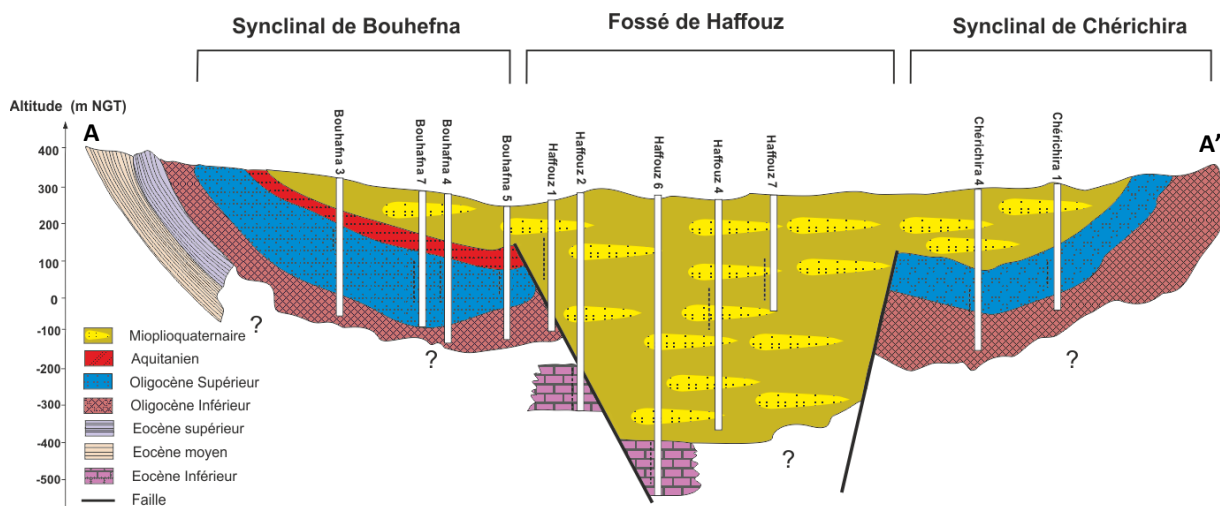


Figure II.15 Coupe AA' (Besbes, 1967, modifiée)

La nappe oligocène de Bouhefna est en grande partie captive, elle est limitée par un toit d'argiles rouges de l'Aquitaniens et un mur de marnes de l'Oligocène inférieur. La limite de la jonction entre le fossé de Haffouz et le synclinal de Bouhefna est jalonnée par une faille normale de direction NNE-SSW. Les deux sondages Haffouz 2 et Haffouz 6 qui captent l'Eocène inférieur, qui est en principe une continuité du calcaire de l'Eocène inférieur du Dj. Ousslet en profondeur, montre un net basculement mettant en évidence la présence de cette faille normale entre ces deux forages (Figure II.15). Cette faille a mis en contact les dépôts perméables de l'Oligocène de Bouhefna avec les séries du Mio-pliocène de Haffouz permettant probablement une continuité hydraulique entre les deux nappes.

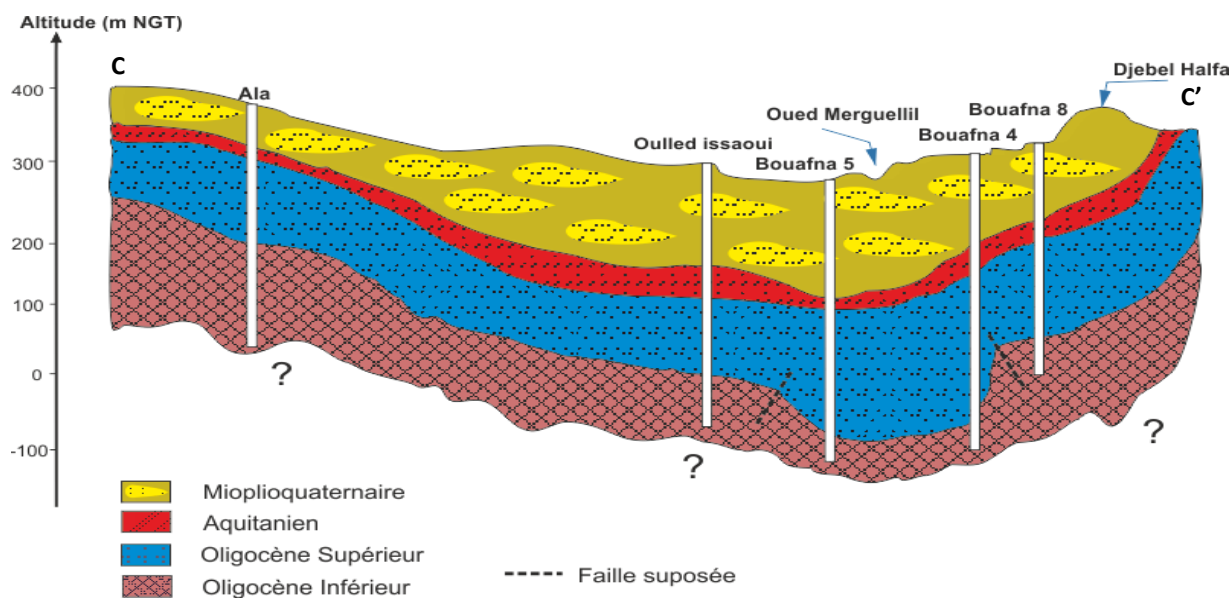


Figure II.16 Coupe CC' (Besbes, 1967, modifiée)

Le fossé de Haffouz est un remplissage mio-pliocène limité à l'est et l'ouest par deux failles normales qui le séparent des deux synclinaux de Bouhefna et Chérichira. L'étude géologique de la région de Haffouz a mis en exergue une lacune stratigraphique allant de Priabonien au Burdigalien où le remplissage mio-pliocène repose directement sur les calcaires éocènes

Figure II.15).

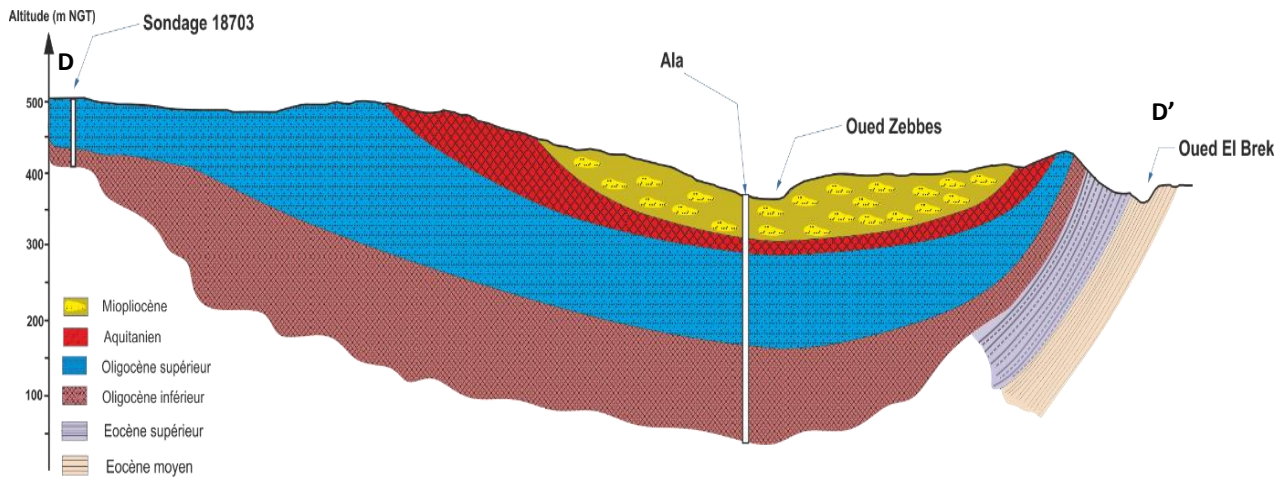


Figure II.17 Coupe DD' (Besbes, 1967, modifiée)

Le sondage Haffouz 4 montre que le remplissage détritique peut atteindre une épaisseur maximale de 700 m au centre du synclinal (au milieu de la coupe AA'). L'investigation sur les coupes de sondeur de différents forages disponibles dans la région met en évidence que le réservoir est formé par plusieurs niveaux sableux avec une géométrie lenticulaire très complexe. Vers l'est et l'ouest, le Mio-plio-quaternaire recouvre les deux synclinaux oligocènes de Bouhefna et de Chérichira induisant ainsi une continuité hydraulique entre les différents niveaux aquifères.

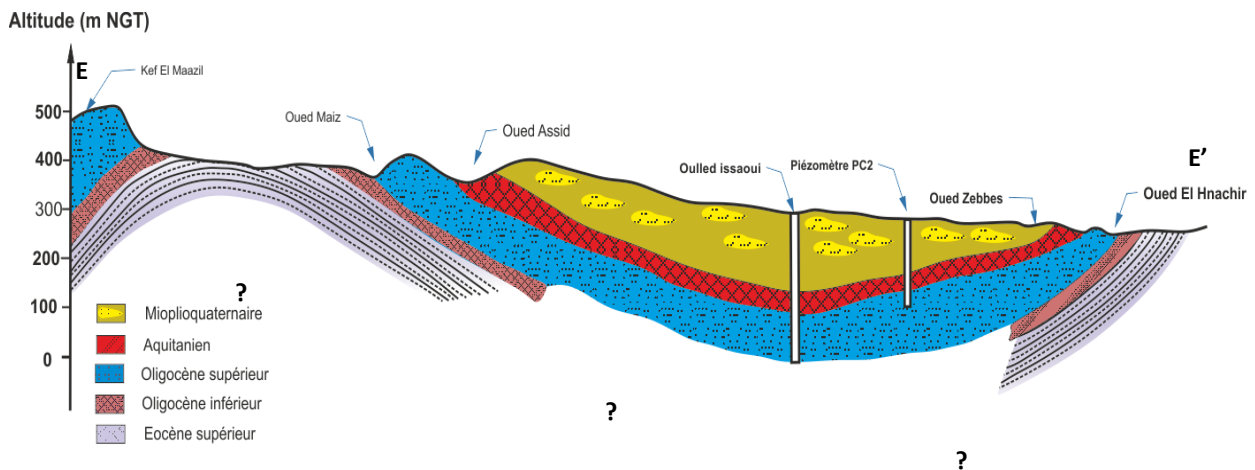


Figure II.18 Coupe EE' (Besbes, 1967, modifiée)

Vers l'extrémité est du bassin, au dehors du bassin hydrologique, la structure profonde montre l'individualisation d'un autre synclinal oligocène séparé de celui de Haffouz par une faille normale : le synclinal de Chérichira qui plonge à son tour sous le Mio-plio-quaternaire de Haffouz. Dans ce synclinal, les coupes de sondeurs ne montrent pas la présence de l'argile de l'Aquitanién, qu'on suppose absente par discordance ou réduite ou non identifiable par le pas d'échantillonnage disponible (Figure II.19).

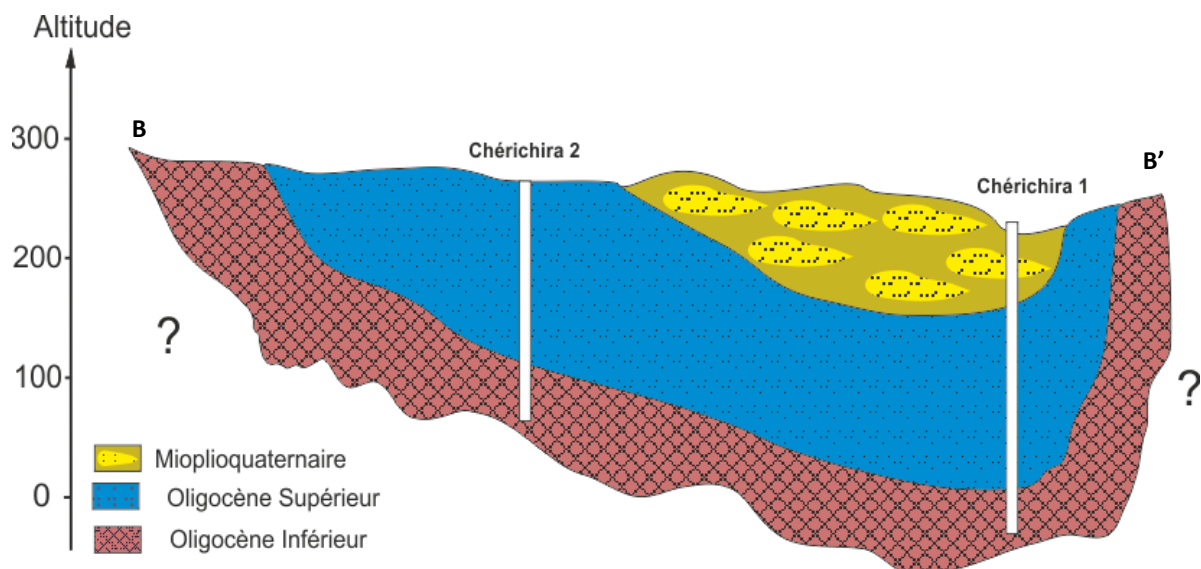


Figure II.19 Coupe BB' (Ben Amar, 2006, modifiée)

❖ Le système d'Ain Beidha-El Haouareb

Le système d'Ain Beidha-EL Haouareb se situe au niveau du nœud tectonique de Trozza à l'ouest et de l'accident de la chaîne de Touila-El Haouareb à l'est (Cf. Figure II.7). Il est limité au nord et au sud par les deux oueds Merguellil et Zeroud (Cf. Figure II.25). Le système d'Ain Beidha renferme plusieurs niveaux aquifères interconnectés (Hamza, 1976). Le petit aquifère karstique qui fait le relais entre l'aquifère d'Ain Beidha et la plaine de Kairouan est souvent considéré comme une partie de l'aquifère d'Ain Beidha puisque les affleurements du Crétacé observés au niveau du Dj. Ousslet semblent être rattachés en profondeur à ceux du Dj. El Haouareb (Figure II.20, point E' : affleurement au niveau du Dj. El Haouareb, point E : affleurement au niveau du Dj. Trozza).

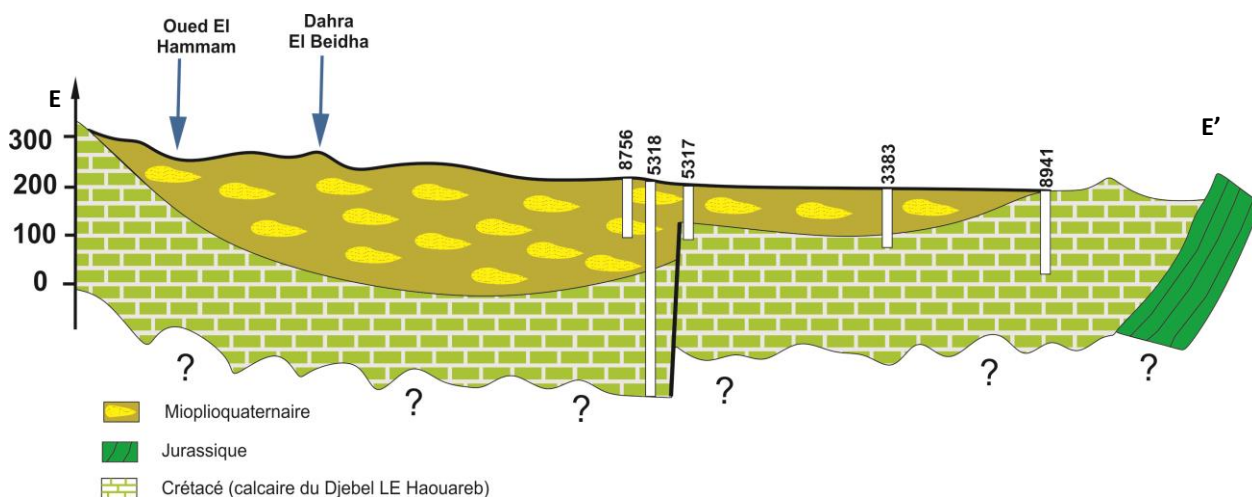


Figure II.20 Coupe EE' (Ben Ammar, 2006, modifiée)

Les entités aquifères peuvent être classées en quatre niveaux :

(1) Les calcaires du Dj. El Haouareb : Ce niveau aquifère est formé par une épaisse couche de calcaires fissurés et karstifiés (Chadly, 1992). L'épaisseur de cette formation n'est pas connue avec précision, elle a été recoupée par plusieurs forages (3388/4, 5317/4, 5318/4, 9103/4, et 8941/4), mais n'a fait l'objet de captage que par l'unique forage El Haouareb 5 (8941/4 EH5) qui alimentait le village d'El Haouareb en eau

potable (Ben Ammar, 2007). Du côté est, les calcaires du Crétacé disparaissent en profondeur à l'aval du barrage El Haouareb et entrent en contact avec les formations détritiques du Plio-quaternaire de la plaine de Kairouan (Figure II.21). Les observations géologiques de surface et les coupes des puits de décharge du barrage El Haouareb montrent que cette couche calcaire n'est pas continue vers la rive gauche de l'oued Merguellil ; elle est arrêtée en profondeur par l'accident du Merguellil (une fracture majeure de part et d'autre de laquelle les structures ne se correspondent pas, Martinez et al. (1990)) où les couches gréo-carbonatées d'Ain Grab prennent le relais (ces couches affleurent sur le Dj. Cherichira) (Figure II.22).

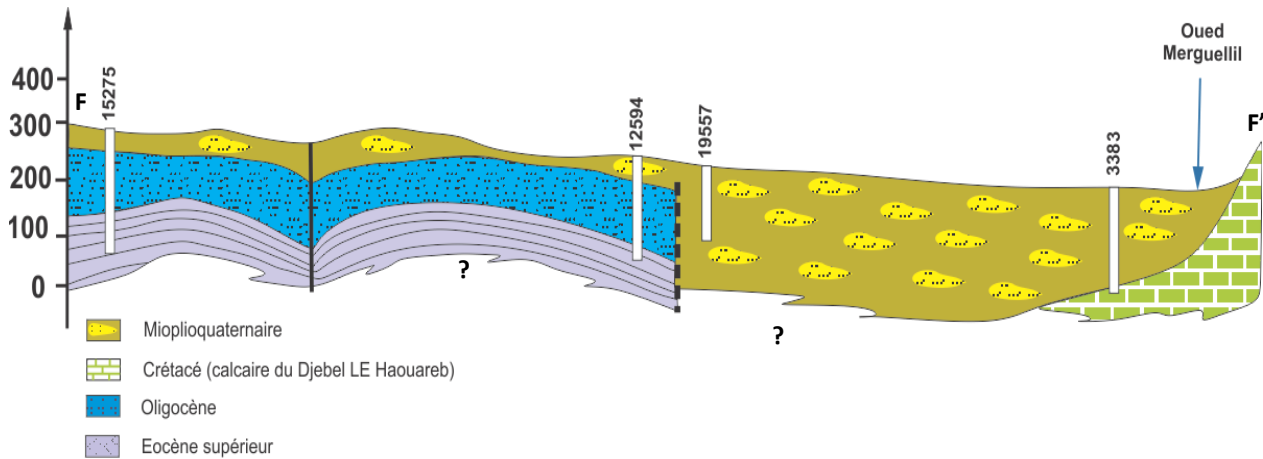


Figure II.21 Coupe FF' (Hamza, 1980, modifiée)

(2) L'Oligocène supérieur : Comme pour le système BHC, les grès et les sables de l'Oligocène supérieur sont de loin les formations les plus intéressantes de point de vue hydrogéologique. Dans le système d'Ain Beidha, ce niveau aquifère est fortement sollicité par le pompage agricole (Figure II.21).

(3) Le Mio-pliocène : Le remplissage détritique récent du Mio-pliocène est composé par plusieurs niveaux aquifères dans le synclinal d'Ain Beidha avec des caractéristiques hydrodynamiques très variables. Le Vindobonien est de loin la formation la plus intéressante à capter (paramètres hydrodynamiques et épaisseur) (Hamza, 1976) (Figure II.21, Figure II.20).

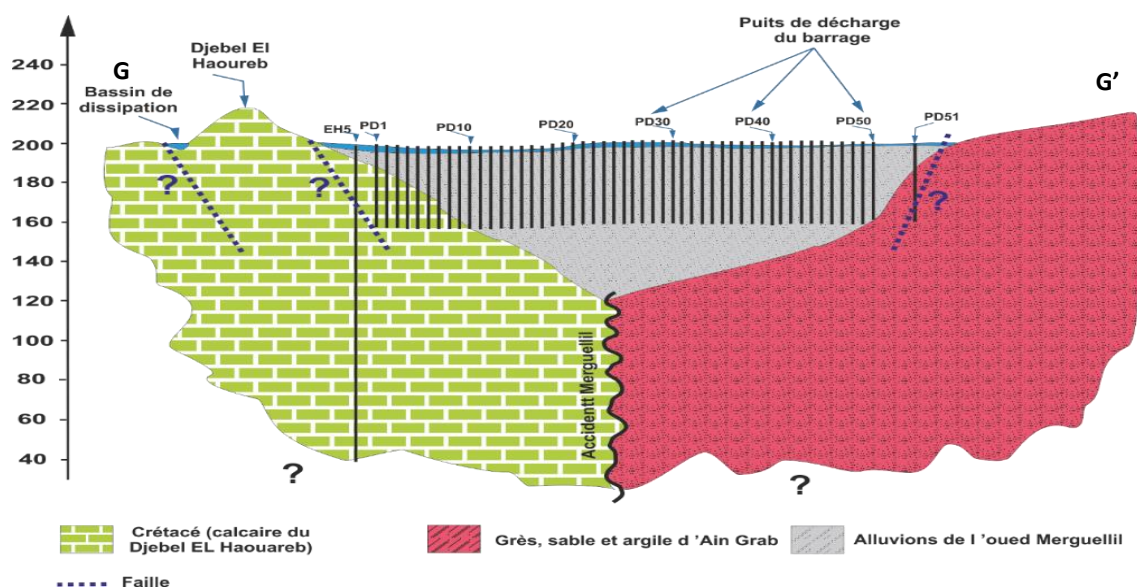


Figure II.22 Coupe GG' (Alazard, 2013, modifiée)

❖ La nappe de la plaine de Kairouan

L'aquifère plio-quaternaire de la plaine de Kairouan est formé par des successions de lentilles de sable et d'argile, déposées par les deux oueds Merguellil et Zeroud. La composition des alluvions de la plaine diffère selon l'intensité des crues de ces deux cours d'eau (Figure II.23). Au débouché du Merguellil la formation est quasiment sableuse, formée par des graviers et des sables grossiers avec quelque débris de calcaire et de galets. La partie médiane est marquée par la dominance des argiles sableuses et des sables argileux. A l'aval, vers la ville de Kairouan l'argile est beaucoup plus abondante, parfois continue sur quelques kilomètres mettant ainsi les couches profondes en charge. Les profils sismiques révèlent que l'aquifère peut atteindre plus de 700 m d'épaisseur au centre de la plaine (Jerbi et al., 2018).

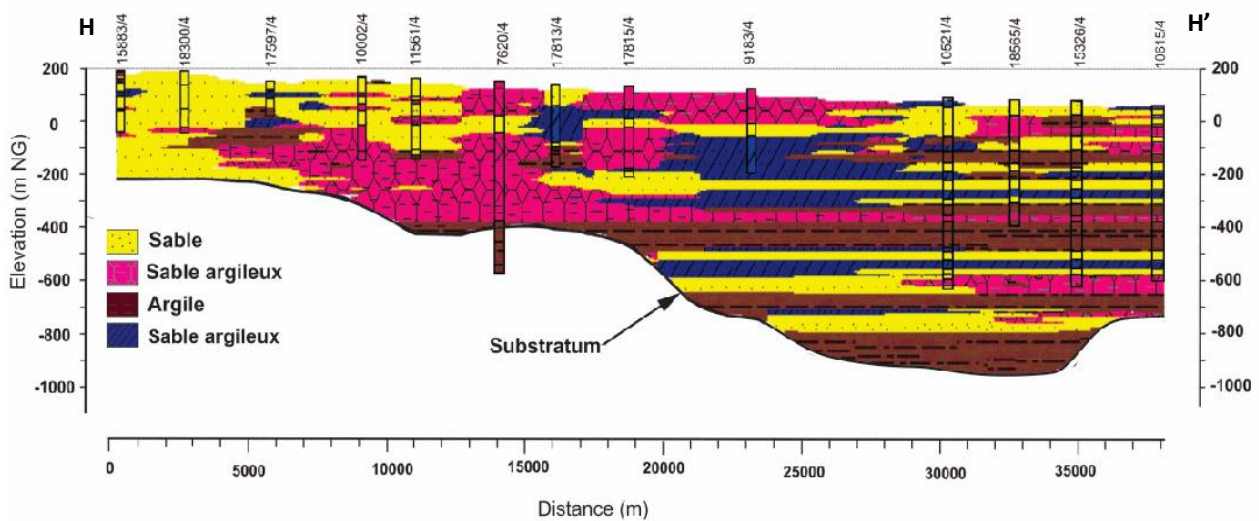


Figure II.23 Coupe HH' (Jerbi et al., 2018)

❖ La nappe d'accompagnement de l'oued Merguellil

La nappe d'accompagnement de l'oued Merguellil est rechargée par les crues surtout dans la partie aval, entre Haffouz et le barrage El Haouareb. Actuellement, cette nappe est utilisée pour l'irrigation soit par des puits de surface peu profonds soit par le creusement de petites cuvettes dans les alluvions pour capter l'écoulement hypodermique. Bacha (1970), avait réalisé un profil de sismique réfraction à travers les alluvions de l'oued Merguellil (Figure II.24). La méthode permet de différencier la compacité des différentes couches d'alluvions (remaniées ou non par les crues). La présence d'un ancien lit à environ 7 m de profondeur par rapport au niveau du lit de l'oued en 1970 a été identifiée. Pour suivre cette évolution du dépôt, nous avons réalisé un autre nivellement le 18 janvier 2015. A partir de la lecture de l'échelle limnigraphique de la station de Haffouz, nous avons pu constater le dépôt de 2 m d'alluvions entre 1970 et 2015. Cette accumulation serait directement liée à la perte d'énergie de transport provoquée par la présence du barrage El Haouareb à peine 12 km en aval. Il en découle alors que les alluvions de l'oued dans la région de Haffouz ont une épaisseur moyenne comprise entre 7 et 10 m (Figure II.24).

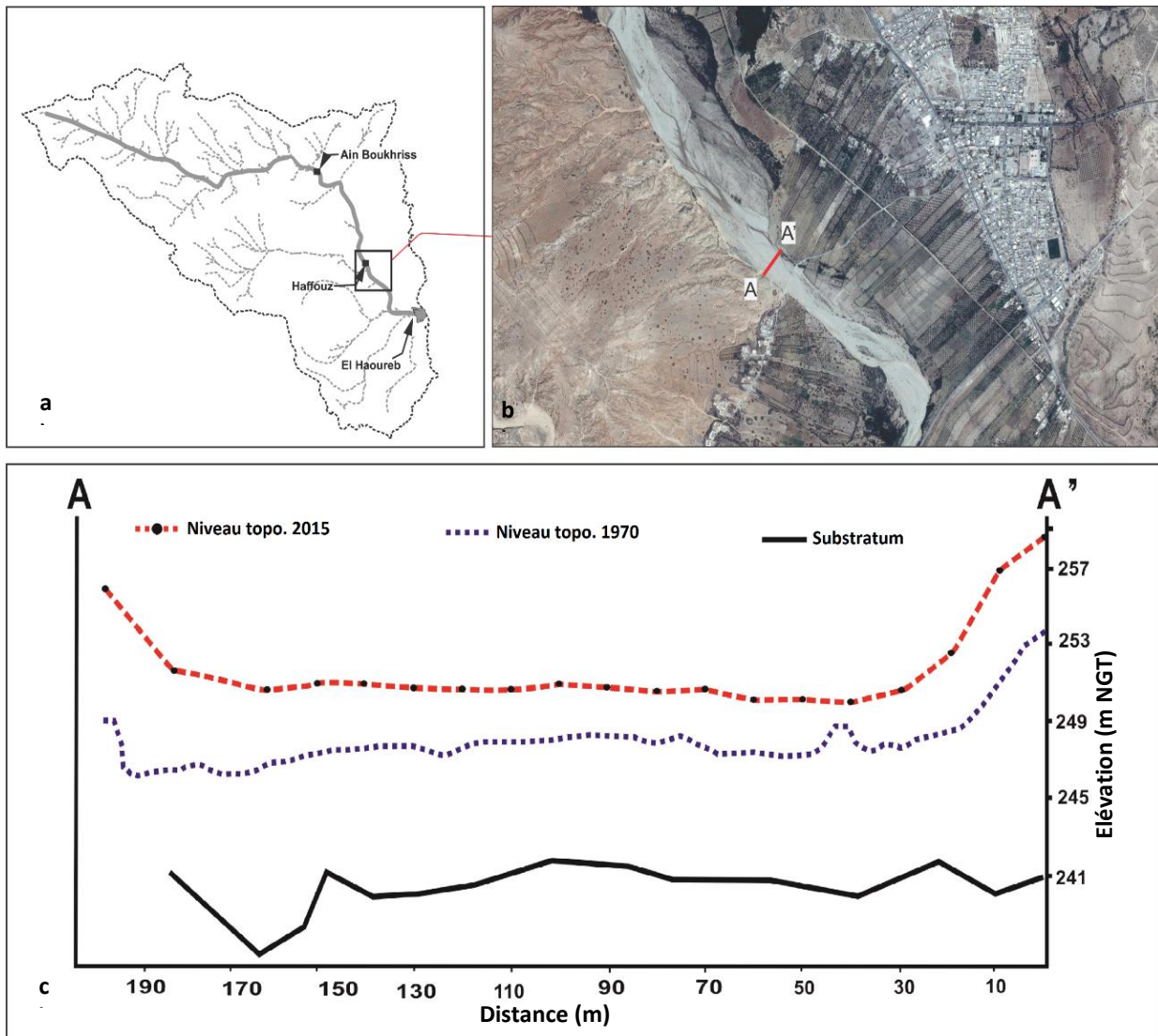


Figure II.24 Coupe perpendiculaire au lit de l'oued au niveau de la station hydrométrique de Haffouz (Bacha, 1970) (a. Emplacement de la coupe AA' par rapport au bassin du Merguellil, b. Emplacement de la coupe AA' sur le lit de l'oued Merguellil, c. Evolution de la topographie de l'oued par rapport au substratum de la nappe alluviale du Merguellil).

II.5.2. Ressources renouvelables et hydrodynamique des nappes

- Les nappes amonts (Bouhefna, Haffouz, Chérichira et Ain Beidha)

La nappe de Bouhefna est de loin la nappe la plus importante du point de vue hydrogéologique. Ses ressources renouvelables sont estimées à 10 hm³/an provenant essentiellement de l'infiltration directe de la pluie sur les affleurements oligocènes (Besbes, 1976; Hamza, 1983) et de l'alimentation par l'oued Merguellil, évaluée par Besbes (1967) et Kingumbi (2006) à 1 hm³/an. L'écoulement de la nappe de Bouhefna (la piézométrie sur la Figure II.25 est celle du niveau oligocène) se fait dans vers l'oued Merguellil mettant en évidence le caractère drainant de ce dernier (Figure II.25). Les ressources renouvelables de la nappe de Haffouz sont estimées à 2 hm³/an par Besbes (1967) et à 3 hm³/an par Kingumbi (2006). L'écoulement converge vers le seuil d'El Haouareb d'une part et vers l'oued Merguellil d'autre part (Besbes, 1976; Hamza, 1983) (Figure II.25).

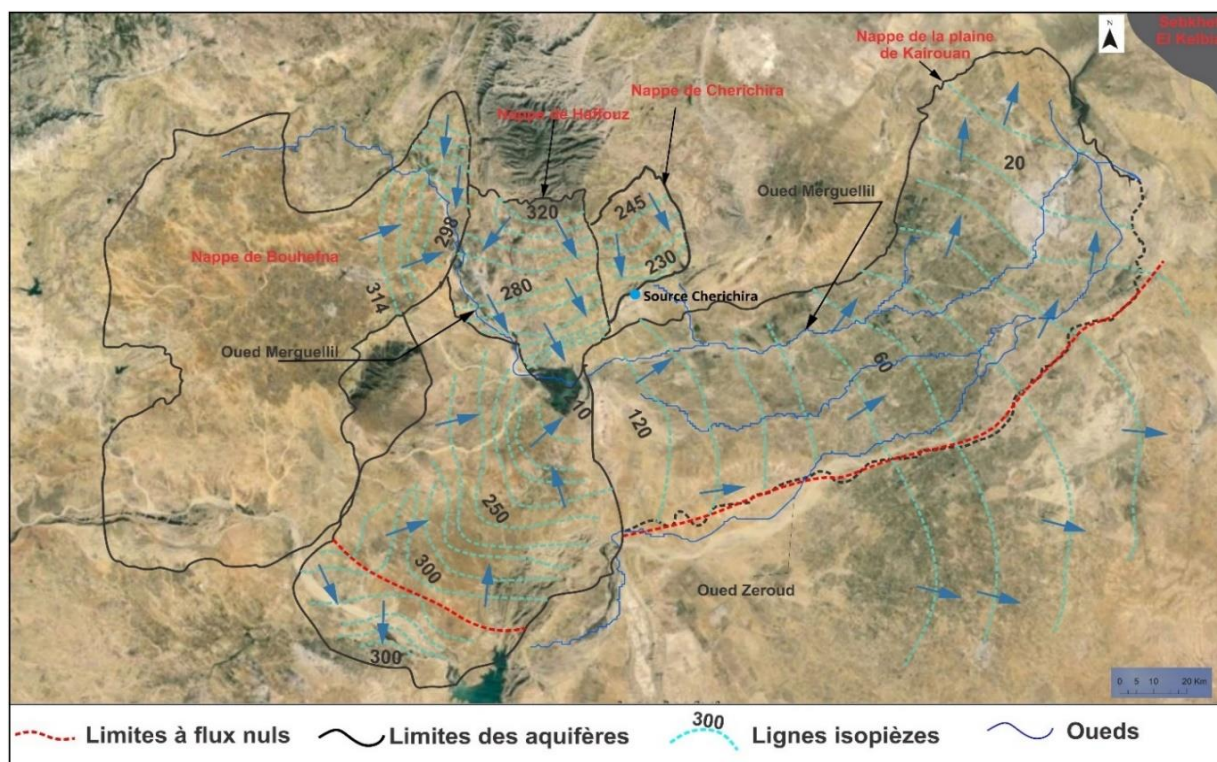


Figure II.25 Carte piézométrique globale du bassin du Merguellil (nappes profondes 1970) (Besbes, 1976; Hamza, 1983)

Les ressources renouvelables de la nappe de Cherichira ont été estimées par Besbes (1967) et Kingumbi (2006) à 1 hm³/an. L'écoulement dans cette nappe se fait essentiellement depuis le nord au niveau de l'affleurement de l'Oligocène vers la source de Chérichira au sud (Figure II.25).

Les ressources renouvelables de nappe d'Ain El Beidha ont été initialement évaluées à 8 hm³/an par Hamza (1976) puis réévaluées par Ouled Baba Sy (1999) et Kingumbi (2006) à 12 hm³/an provenant de la recharge directe et 1 hm³/an de l'alimentation par les oueds. L'écoulement souterrain se fait globalement du sud-ouest vers le nord-est en direction du seuil d'El Haouareb (Figure II.25). Ces estimations des flux dans le bassin amont du Merguellil sont peu significatives actuellement, étant donné les nombreuses modifications hydrologiques qui ont bouleversé complètement l'état naturel des écoulements. L'état actuel de connaissance actuel ne permet pas d'actualiser ces informations de manière définitive, mais cette thèse contribuera en partie à estimer l'évolution des flux de la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz (Cf. II.6.).

- **La nappe de la plaine de Kairouan**

Avant la construction du barrage El Haouareb, les ressources renouvelables de la nappe de la plaine de Kairouan ont été estimées à 5 hm³/an provenant de l'infiltration directe de pluie, 14 hm³/an de l'infiltration des crues de l'oued Merguellil (Besbes, 1967) et 4 hm³/an percolant depuis le karst d'El Haouareb (Hamza, 1967). Depuis la construction du barrage El Haouareb en 1989, la nappe est alimentée seulement par l'infiltration des eaux du barrage dont le flux est estimé par Kingumbi (2004) à 5 hm³/an. Les flux souterrains de la partie nord (souvent considérée comme la partie sous l'influence de l'oued Merguellil) s'écoulent depuis le seuil d'El Haouareb vers la Sebkhah El Kelbia, l'exutoire du bassin (Figure II.25). Ce flux vers l'exutoire est estimé par Besbes (1967) à 9 hm³/an mais l'état actuel de Sebkhah El Kelbia nous laisse penser que cet écoulement est très faible, voire absent (Cf. II.6.). Dans la partie sud (i.e. partie sous l'influence de l'oued

Zeroud) l'écoulement converge vers la partie SE de la plaine. Une ligne à flux nul limite est souvent considérée entre ces deux parties (Figure II.25).

II.5.3. Exploitation et évolution des chroniques piézométriques

- Les nappes amonts (Bouhefna, Haffouz, Chérichira et Ain Beidha)

La baisse continue du niveau piézométrique de la nappe de Bouhefna depuis les années 1970 est de l'ordre de 1 m/an. Ce déclin piézométrique est dû essentiellement à l'augmentation des prélèvements et à la diminution de la recharge suite à l'expansion du pompage et des travaux de CES (Figure II.26). La nappe de Bouhefna est intensivement exploitée par la Société Nationale d'Exploitation et de Distribution d'eau (SONEDE) pour l'alimentation en eau potable des régions côtières ainsi que par les privés pour l'irrigation. Les prélèvements sont actuellement estimés à 17 hm³ (DGRE, 2015), mais ces chiffres sont largement incertains puisqu'ils ne comptent que quelques points d'eau officiellement recensés (les forages de la SONEDE essentiellement). Dans la nappe de Haffouz, les niveaux piézométriques montrent une baisse depuis la fin des années 1970, puis une certaine stabilisation depuis 1988. Il semble que la nappe ait atteint un nouvel état d'équilibre (Figure II.26). Elle est actuellement exploitée par deux forages profonds de la SONEDE avec un total pompé proche de 1.5 hm³, le reste des prélèvements est destiné à l'irrigation et à une usine de mise en bouteille. Le total des pompages actuel dans la nappe de Haffouz est estimé officiellement à 2 hm³ (DGRE, 2015), sans prendre en compte le pompage agricole. Également dans la nappe de nappe de Cherichira et malgré une certaine baisse des prélèvements (1 hm³ (DGRE, 2015)), le niveau piézométrique montre également une baisse comparable à celle observée dans la nappe de Bouhefna. Cette constatation peut s'expliquer par le fait que la nappe de Cherichira n'est pas suffisamment alimentée. En revanche, la nappe d'Aïn Beidha est beaucoup moins touchée par la baisse, de l'ordre de 3 m sur la période 1970-2013 (Figure II.26). Les chiffres officiels actuels suggèrent un total des prélèvements de 3 hm³ (DGRE, 2015). Dans la région d'Aïn Beidha, où le barrage d'El Haouareb mis en eau en 1989 est en relation directe avec la nappe phréatique, on assiste à une remontée piézométrique estimée de 1.5 m due à cet ouvrage (Baba Sy et Besbes, 2001). Ainsi les piézomètres proches d'El Haouareb ont enregistré une remontée à partir de 1989.

- La nappe de la plaine de Kairouan

Dans la nappe de la plaine de Kairouan, les chroniques piézométriques montrent une baisse moyenne de 1.5 m/an sur la période 1970-2013. Ceci est dû essentiellement à l'expansion des pompages agricoles (Figure II.26).

Le barrage a eu un impact sur les niveaux piézométriques : juste après 1989, les niveaux piézométriques ont remonté de quelques mètres dans les 7 premiers kilomètres en aval. L'impact de l'évènement millénal de 1969 a induit également une certaine augmentation de la piézométrie qui a dépassé 8 m dans certains piézomètres (Figure II.26).

Dans la plaine de Kairouan, le nombre de puits de pompage a sérieusement augmenté pour l'alimentation en eau potable et l'intensification de l'agriculture irriguée durant les 40 dernières années. Environ 400 puits de pompage appartenant à des agriculteurs privés sont recensés à la fin des années 1960, alors que le dernier inventaire en 2010 en comptait plus de 2000 et qu'ils sont encore beaucoup plus nombreux après la révolution tunisienne de 2011. En considérant l'irrigation publique et l'approvisionnement en eau potable,

Massuel et al. (2017) estiment les prélèvements dans la seule partie nord de la plaine de Kairouan à 215 hm³ en 2013.

II.6. Evolution des stocks et flux d'eau sous l'action humaine

Les stocks et flux d'eau dans le bassin du Merguellil ont été profondément modifiés par l'action humaine. Ces modifications touchent aussi bien l'eau de surface que l'eau souterraine. Comme nous l'avons exposé, les actions humaines les plus marquées dans le bassin sont essentiellement l'augmentation des prélèvements dans les nappes et la modification des conditions de surface. Les principales modifications dans les flux et des stocks d'eau dans le bassin de l'oued Merguellil peuvent être classées en trois groupes :

(1) Un changement de transfert entre les différentes composantes hydrologiques : La baisse piézométrique généralisée dans la nappe de Bouhefna en amont et la nappe de la plaine de Kairouan en aval a induit un changement des flux échangés entre les différentes composantes hydrologiques. Ces évolutions restent à nos jours très méconnues et faiblement documentées. C'est ainsi que des questionnements majeurs se posent sur l'évolution des transferts entre d'une part la nappe de Bouhefna, l'oued Merguellil et la nappe de Haffouz dans l'amont du bassin et, d'autre part, entre la nappe de la plaine et la Sebkhia Kelbia à l'extrémité aval du bassin. La disparition de l'étiage de l'oued Merguellil et l'accroissement de l'infiltration de ses crues en amont du barrage El Haouareb est une autre question qui reste à élucider. L'accumulation des alluvions dans la région de Haffouz suite à l'édification du barrage pourrait être également une cause de l'accroissement de cette infiltration. Le barrage El Haouareb a également bouleversé le fonctionnement hydrologique du bassin par la mise en place d'un nouveau mode de recharge en bloquant les crues de l'oued Merguellil qui alimentaient autrefois la plaine de Kairouan et en favorisant la recharge par infiltration de sa retenue. Les flux actuels transitant vers la plaine de Kairouan sont estimés à 9 hm³/an (Kingumbi, 2004) contre une moyenne de 4 hm³/an estimée avant la construction du barrage (Hamza, 1967). En termes de flux, le barrage a eu un impact négatif sur le bilan de la plaine de Kairouan puisqu'avant sa construction, la contribution du karst de l'El Haouareb et l'infiltration directe des crues sont estimées ensemble en moyenne à 18 hm³/an (Besbes, 1967, Hamza, 1967) alors qu'actuellement seul le karst d'El Haouareb alimente la nappe avec un flux moyen de 9 hm³/an (Kingumbi, 2004 ; Alazard, 2013).

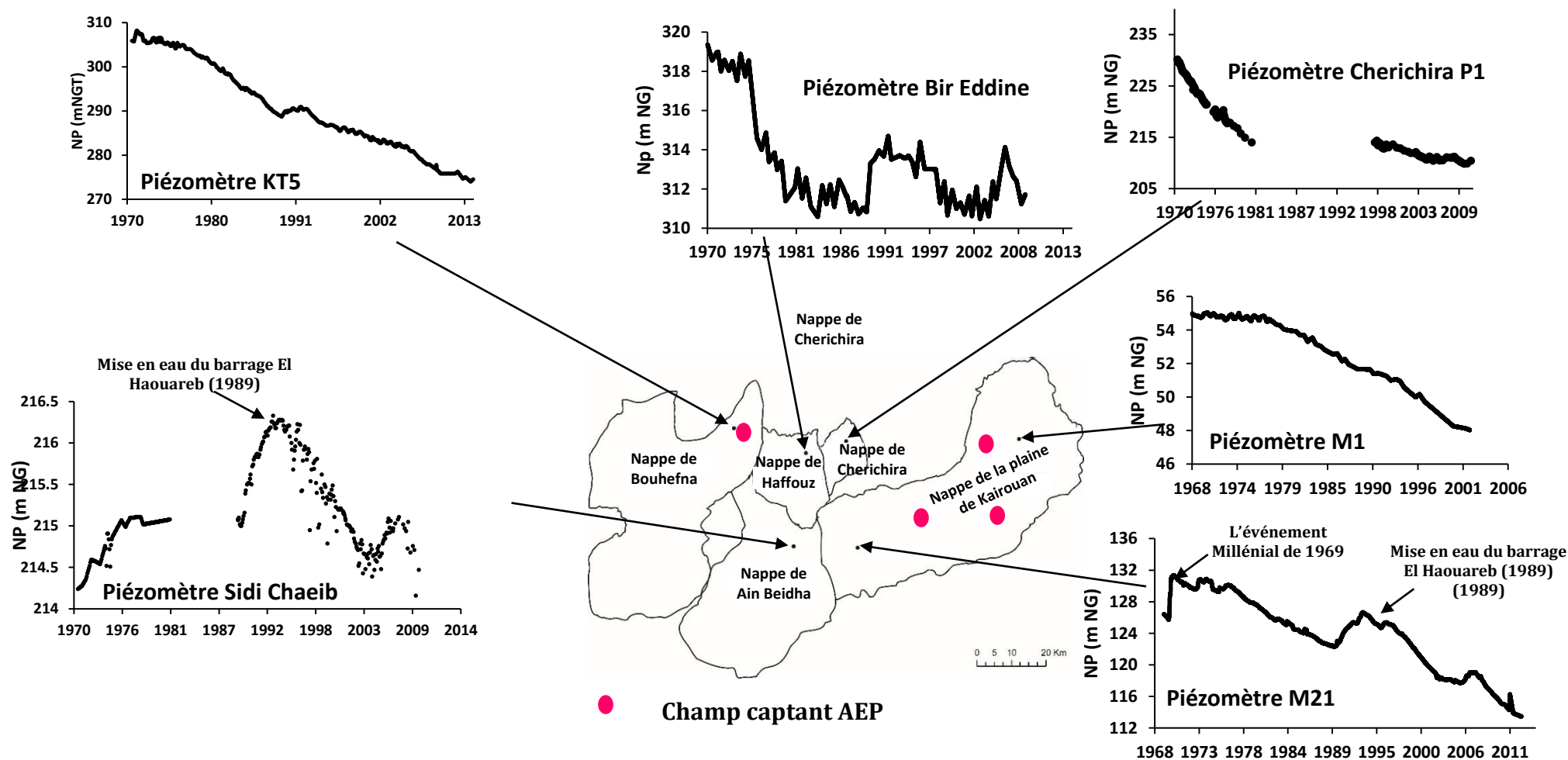


Figure II.26 Evolution temporelle des niveaux piézométriques dans les différentes nappes du bassin de l'oued Merguellil

(2) Une variation des stocks d'eau souterraine : La baisse piézométrique généralisée a induit également une variation des stocks d'eau souterraine dans le bassin du Merguellil. C'est ainsi que Jerbi et al. (2018) estiment que 10% de la réserve de la nappe de la plaine de Kairouan a été consommée durant les 40 dernières années. De même à l'amont, le stock d'eau de la nappe de Bouhefna a été profondément modifié, mais ceci reste encore mal connu.

(3) Une diminution d'écoulement de surface : L'expansion des travaux de CES a induit une baisse très nette de ruissellement dans le bassin du Merguellil. C'est ainsi que de nombreuses investigations se sont penchées sur l'étude de la variabilité du coefficient de ruissellement (e.g. Kingumbi et al. 2007; Lacombe et al. 2008; Ogilvie et al. 2014). A cet égard, en analysant 114 évènements comparables sur la période 1989-2010, Ogilvie et al. (2014) estiment une réduction du coefficient de ruissellement de 40 % suite à l'expansion des aménagements de CES depuis 1996 avec une baisse des apports annuels à l'exutoire de 25%. Lacombe et al. (2008) estiment que la nette baisse des débits arrivant au barrage El Haouareb pendant les 40 dernières années provient d'une réduction de l'ordre de 28-32 % du ruissellement généré par les évènements inférieurs à 40 mm et d'une réduction de 41-50 % pour tous les évènements sur la période 1989-2005.

Malgré les multiples travaux sur l'évolution des ressources en eaux dans le bassin du Merguellil, des questionnements majeurs restent en suspens. Les plus incertains intéressent l'évolution des échanges entre les différentes composantes hydrologiques (essentiellement la nappe de Bouhefna, la nappe de Haffouz, la nappe alluviale et l'oued Merguellil) et l'évolution des stocks dans les nappes amont. Cette thèse vise à contribuer à l'évolution de la recherche en apportant des éléments de réponse à ces questionnements.

II.7. Evolution conjointe eaux/société dans le bassin du Merguellil

L'évolution des flux et des stocks en eau dans le bassin du Merguellil a induit un changement du comportement des agriculteurs vis-à-vis de la ressource en eau, manifesté souvent par une adaptation des modes d'accès à l'eau. Cette adaptation a pris des aspects différents selon le contexte hydrologique du système. C'est ainsi que la baisse piézométrique dans l'aquifère de la plaine de Kairouan a favorisé les puits-sondage (des sondages forés au fond des puits) et les forages profonds au détriment des puits peu profonds (Jerbi et al. 2018). De même à l'amont du bassin, l'abandon des seguias autrefois nombreuses et le développement des puits et forages profonds sont la conséquence directe de l'évolution de la ressource en eau autour de l'oued Merguellil. L'apparition des « rbots » (petite cuvette creusée dans la nappe alluviale de l'oued) est également une adaptation très visible de l'accès à l'eau dans le système amont. L'accumulation des alluvions suite à la construction du barrage El Haouareb pourrait être une des origines de cette adaptation.

Chapitre III Identification et analyse des différentes formes d'évolution autour de l'oued Merguellil

Dans ce chapitre, nous retraçons la trajectoire de différentes formes d'évolution observées autour de l'oued Merguellil (flux de surface, interaction surface/souterrain, flux souterrain, modes d'accès à l'eau, etc.). Nous nous intéressons spécialement à définir les causes et les conséquences de ces changements.

Pour comprendre l'écoulement de l'oued en basses eaux, il était nécessaire de remonter le temps à une époque où il disposait d'un écoulement pérenne sur tout son cours pour pouvoir éclairer son fonctionnement naturel. La méthode adoptée dans ce chapitre repose alors sur le croisement des informations anciennes issues des documents d'archives avec les données contemporaines.

Les documents d'archives du Bureau de l'inventaire et des recherches hydrauliques (BIRH) ont continuellement contribué à l'inspiration de ce travail. Il s'agit de nombreuses études de portées diverses, allant des récits aux enquêtes anciennes en passant par des rapports d'investigation de terrain, sans oublier les diverses notes hydrologiques des ingénieurs pendant la période du protectorat. Ces documents recèlent des informations précieuses sur l'état des lieux depuis le début du 20^{ème} siècle, données dont les paysans enquêtés à l'heure actuelle n'ont pas nécessairement gardé souvenir.

III.1. Description des données disponibles

III.1.1. Données des stations hydrométriques

Cinq stations hydrométriques ont été implantées sur les cours d'eau du bassin de l'oued Merguellil : Skhira, Zebbes, Haffouz, Sidi Boujdaria et El Haouareb (Cf. Figure II.4). La période de mesures des débits est très variable d'une station à une autre (Tableau III.1). Le suivi est effectué par un observateur de la région ainsi que par des visites des agents de CRDA et parfois de l'IRD. Les données des stations hydrométriques sont archivées sous forme de débits instantanés issus de la transformation des hauteurs limnigraphiques par des courbes de tarage élaborées par les agents de la DGRE.

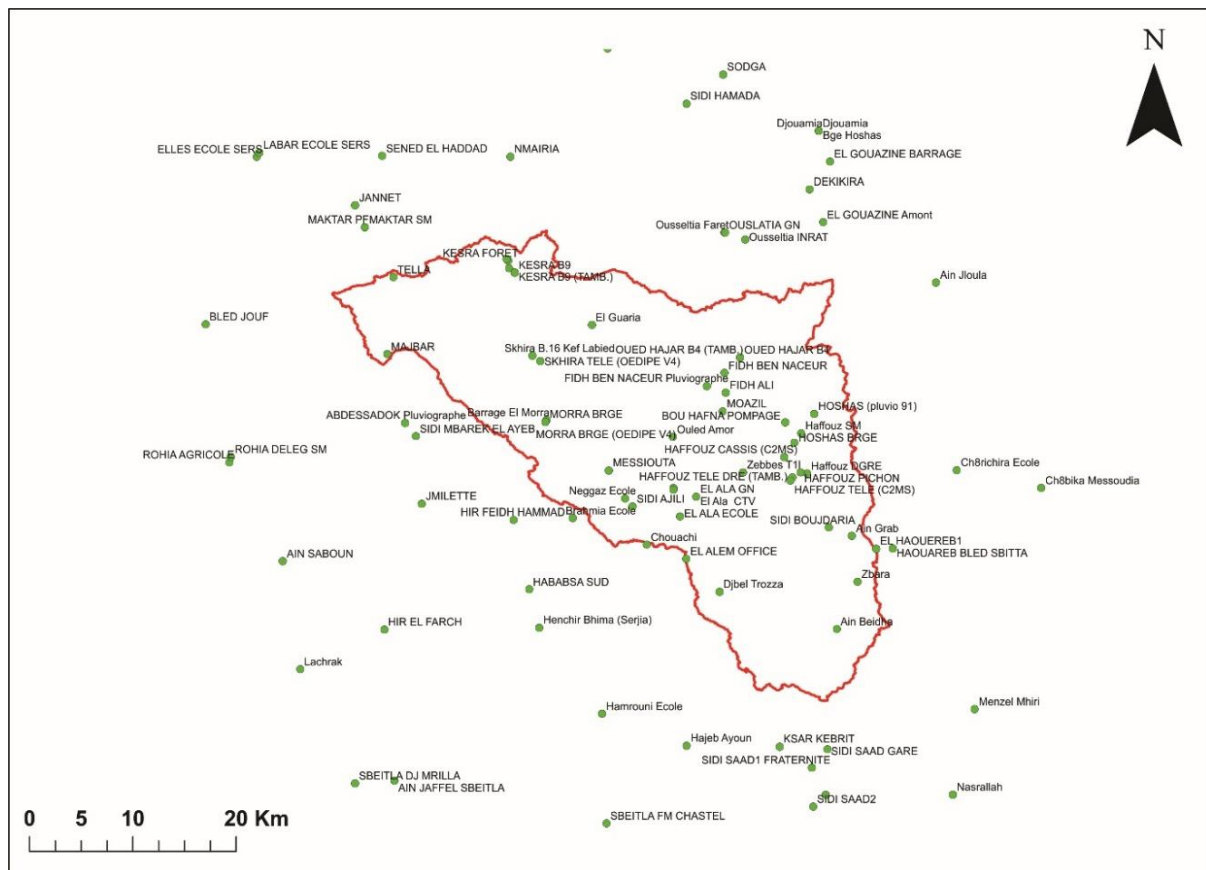
A l'extrême amont du bassin versant (la station de Skhira), le lit de l'oued Merguellil est formé par des roches dures avec une section stable. Vers l'aval, au niveau des stations de Haffouz, Zebbes et Sidi Boujdaria le lit du Merguellil est très large, formé par des formations sableuses très instables. Il est alors exposé aux phénomènes d'érosion, ce qui fait que la section (et donc le tarage) change de forme presque à chaque passage de crue. Les données des stations hydrométriques, et particulièrement les débits de pointe, sont entachées d'erreurs parfois grossières. D'autres erreurs aussi accidentelles que systématiques pèsent également sur ces données. Les erreurs accidentelles peuvent être des imperfections lors de la lecture, de transcription ou de copie. Elles peuvent être également des aberrations liées à la conception des appareils de mesure ou à la compétence de l'opérateur. Le changement de l'observateur ou la modification de l'environnement peuvent être également à l'origine de ces erreurs (Kingumbi, 2006).

Tableau III-1 Chronogrammes des données hydrométriques

Stations	1965	1970	1975	1980	1985	1990	1995	2000	2005	2010	2012
Skhira											
Zebbes											
Haffouz											
Sidi Boujdaria											
El Haouareb											

III.1.1. Données pluviométriques

Les données pluviométriques utilisées dans cette thèse ont été récoltées par la Direction Générale des Ressources en Eau (DGRE) et complétées et numérisées au pas de temps journalier dans le logiciel Hydracces par l'équipe de l'IRD. Le réseau de suivi pluviométrique en Tunisie centrale est composé de 120 pluviomètres et 13 pluviographes. Les données sont très lacunaires et certaines stations ne sont plus en activité.



Pour notre étude nous avons exploité 91 stations pluviométriques bien réparties sur le bassin amont de l’oued Merguellil (Figure III.1). Toutes les données codées dans Hydracces ont été nettoyées des erreurs de codages de calibrages et de retranscription. Les données de ces stations couvrent une période de 111 ans d’observation (de 1970 à 2015). La durée maximale d’observation dans une station est de 90 ans et la durée la plus faible est de 1 an et demi. Avant 1960, nous ne disposons que de 7 stations (Figure III.2).

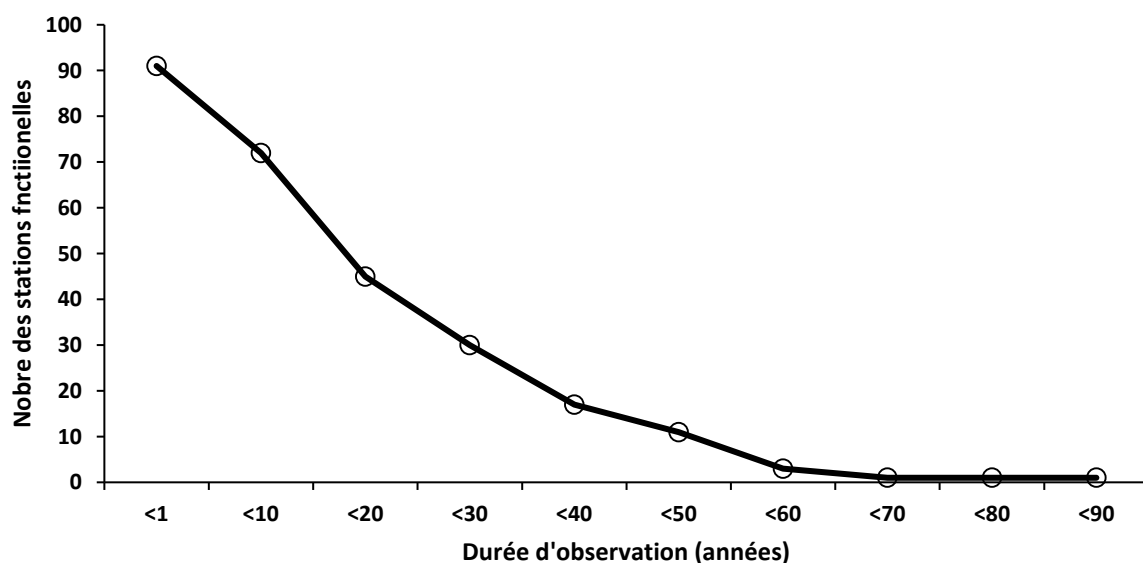


Figure III.2 Nombre des stations pluviométriques fonctionnelles en fonction de la durée d'observation

Les périodes lacunaires sont très variables d'une station à un autre ; 18 stations ont des lacunes supérieures à 10% et 2 stations ont des lacunes supérieures à 40% de la période de mesure avec une moyenne de 8% pour l'ensemble des stations (Figure III.3).

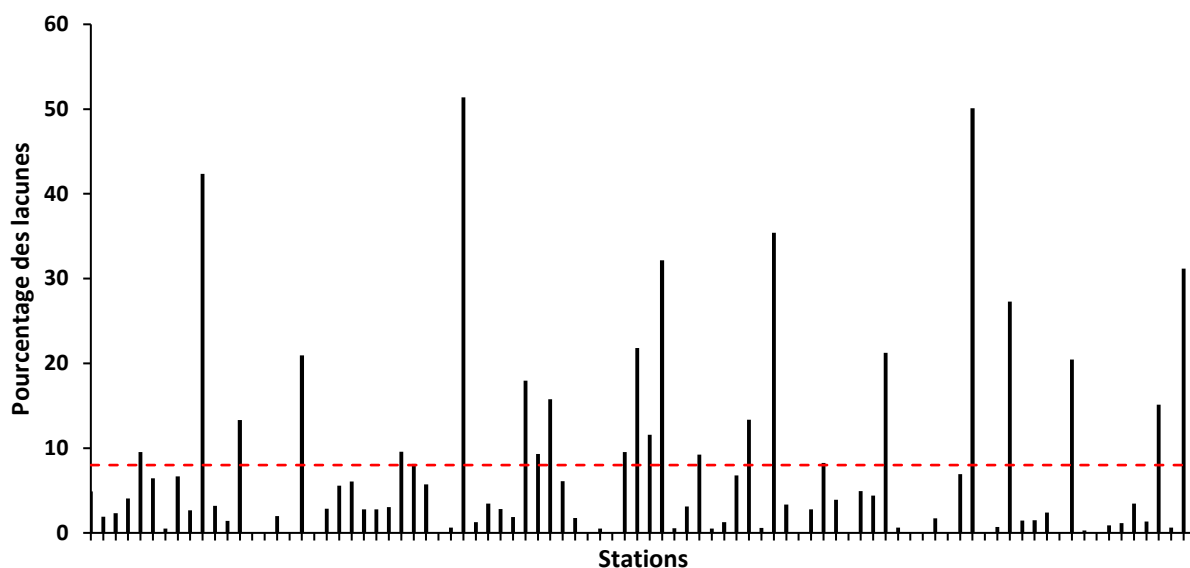


Figure III.3 Pourcentage des lacunes dans les séries pluviométriques

Le module externe Spatial de Hydracces a été utilisé pour calculer la pluie moyenne surfacique. La méthode de l'inverse de distance a été utilisée pour spatialiser la pluie sur l'ensemble du bassin. Par rapport à d'autres méthodes simples comme les polygones de Thiessen, cette méthode a l'avantage de mieux prendre en considération les valeurs proches et donc d'exploiter la totalité des données. Le calcul a été fait avec un pas de temps journalier, mensuel et annuel. Les données spatialisées seront utilisées tout le long de la thèse.

L'analyse des cartes spatialisées des pluies annuelles de quelques années montre une répartition inégale sur le bassin du Merguellil. Pour les années normales, la pluie suit la variation de l'altitude avec un gradient décroissant du NO vers SE (Figure III.4). La pluie varie en moyenne de 20 mm par dénivelé de 100 m. L'année 1969-1970 est de loin l'année la plus excédentaire avec une moyenne annuelle de 1080 mm (Figure III.4).

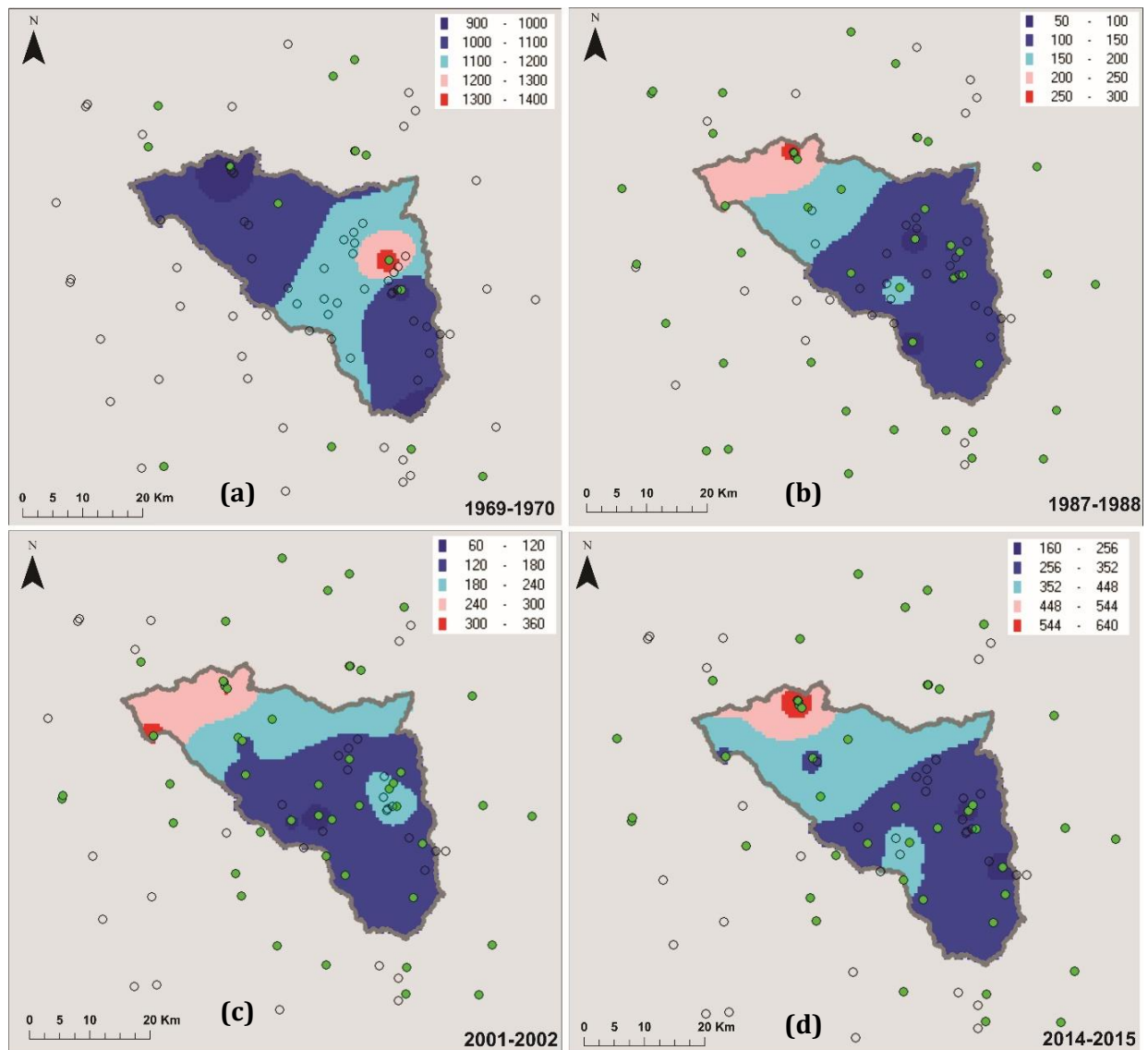


Figure III.4 Répartition spatiale de la pluie pour quelques années(a) 1969-1970, (b) 1987-1988, (c) 2001-2002, (d) 2014-2015

III.1.2. Données piézométriques

Le bassin du Merguellil est le bassin le plus doté de piézomètres en Tunisie centrale. La quasi-totalité des piézomètres est toutefois installée dans la partie aval du bassin (la nappe de la plaine de Kairouan). Dans la partie amont du barrage El Haouareb, le réseau de surveillance comporte 33 piézomètres, dont 15 seulement sont installés dans la nappe de Haffouz et la nappe de Bouhefna (i.e. les deux nappes qui font l'objet de cette thèse). Les ouvrages de mesures ont été nivelés par GPS différentiel Leica 300 en 1999 par le bureau d'étude Betbel dans le cadre du projet MERGUSIE. Au cours de nos travaux du terrain, nous avons vérifié l'emplacement de tous les piézomètres utilisés (Figure III.5).

Dans la nappe de Bouhefna, 8 piézomètres de surveillance ont été installés dans le niveau oligocène, cantonnés aux environs de l'oued Merguellil. Aucun point de suivi n'est disponible dans la partie sud de la nappe. La nappe de Haffouz a été suivie par des mesures directes dans des puits qui captent le niveau mio-pliocène, parmi lesquels les 6 points qui possèdent une durée de suivi supérieure à 4 ans seront utilisés dans cette thèse. Nous disposons également de quelques mesures ponctuelles pour la période 1960-1970. Comme toutes les données existantes, les mesures piézométriques sont très fragmentées et lacunaires. La

période de mesure s'étend sur une durée de 5 à 42 ans. La fréquence de mesure est très variable d'une année à une autre, de 2 à 10 mesures par an ; elles sont moins régulières depuis 2005.

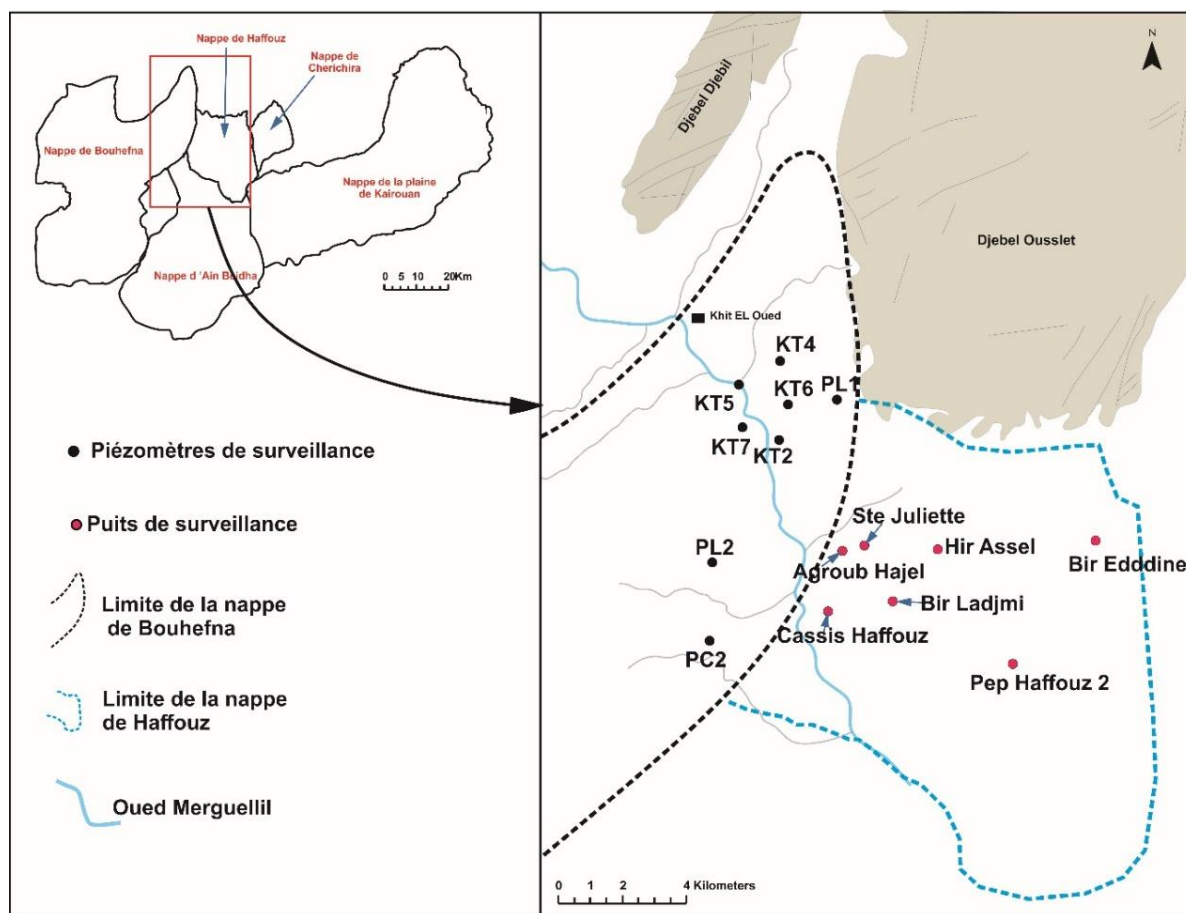


Figure III.5 Piézomètres des nappes de Bouhefna et Haffouz.

III.1.3. Données géochimiques

Les campagnes anciennes les plus complètes encore accessibles sont la campagne de 1950 ([Degallier, 1952](#)) qui englobe à la fois des mesures tout le long de l'oued Merguellil et les nappes environnantes et la campagne de 1960 ([Besbes, 1967](#)) qui concerne les eaux souterraines. Des données issues des travaux précédents sur le bassin de l'oued Merguellil ont été également utilisées pour compléter le suivi de l'évolution de la géochimie de l'eau ([Hervieu, 2000](#) ; [Ben Ammar, 2006](#) ; [Alazard, 2013](#) ; [El Mejri et al., 2014](#)). Les données collectées ont été analysées afin de construire un schéma global du fonctionnement du système en intégrant l'évolution spatiale et temporelle.

III.1.3.1. Campagne 1950

La campagne de 1950 fournit des analyses géochimiques de l'eau de l'oued Merguellil, des nappes environnantes et des sources en relation (Cf. Annexe A1). Parmi les 37 points suivis tout le long de l'oued Merguellil, 22 points ont été sélectionnés qui disposent des analyses depuis la région de Sidi Remeni jusqu'au seuil d'El Haouareb (notés d'amont en aval par A à W dans la Figure III.6). Les points non utilisés englobent les points qui n'ont pas pu être localisés et les points présentent des analyses incomplètes. Les analyses retenues pour les eaux de surface proviennent toutes de périodes de basses eaux. Nous ne disposons pas d'informations portant sur les conditions hydrologiques exactes au moment du prélèvement, à part la mention du débit de l'oued lors du prélèvement des échantillons qui est compris entre 0.5 et 1 m³/s. Cinq sources ont été également suivies, il s'agit de l'amont vers l'aval, de la source d'Ain Boukhriss

(AB), la source de Ktifet El Homrane (KH), la source de Bouhefna (BH), la source d'Ain Msilah (H1) et la source d'Ain Morhassel (H2).

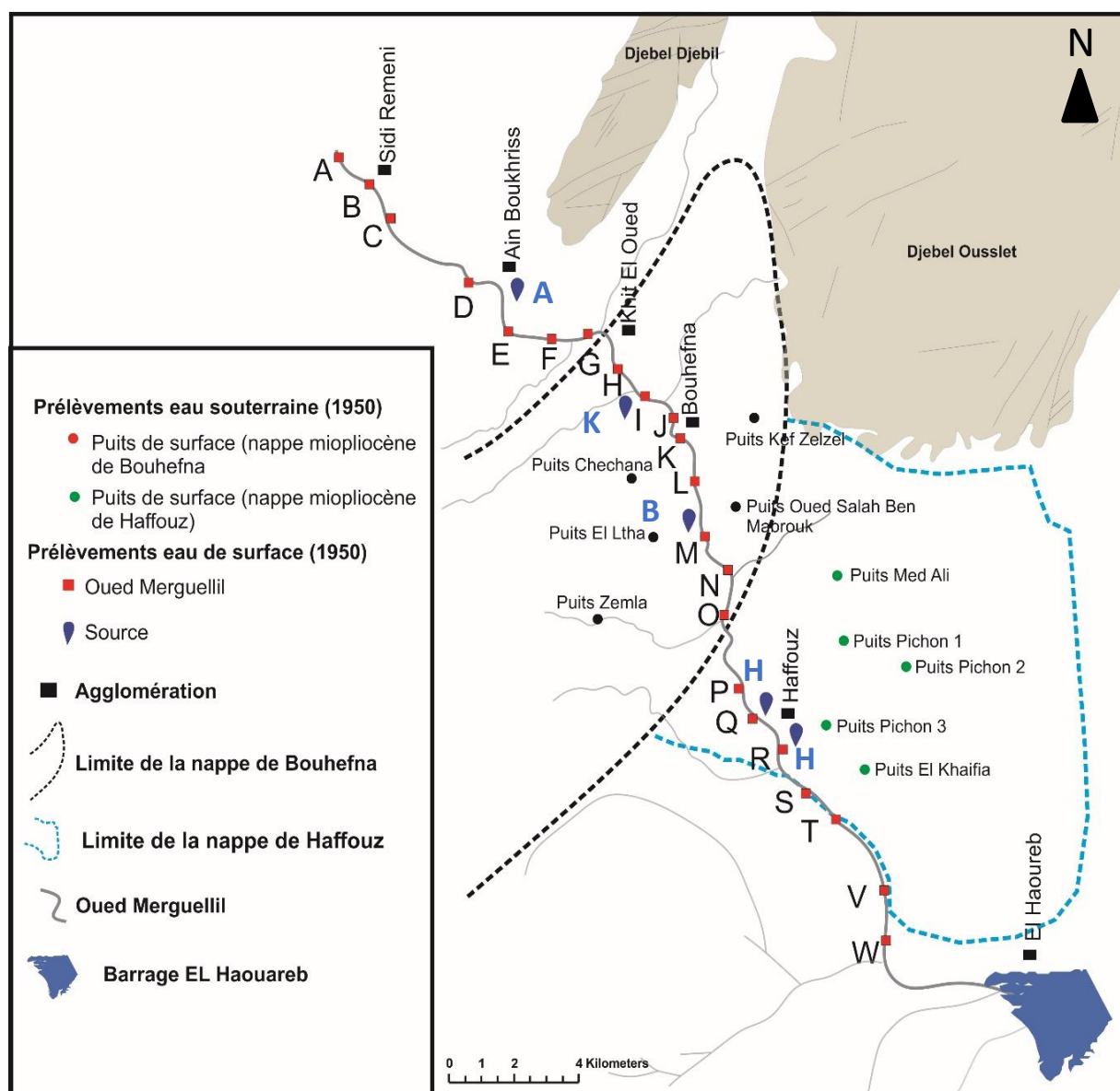


Figure III.6 Emplacement des points échantillonnés dans la campagne de 1950

Pour les eaux souterraines, les séries de données sont disponibles pour cinq puits peu profonds (profondeur <20m) dans la nappe mio-pliocène de Bouhefna et cinq puits dans la nappe mio-pliocène de Haffouz. Pour toutes les analyses retenues, le déséquilibre de la balance ionique est inférieur à 10 %.

L'emplacement des points échantillonnés sur l'oued a été déduit à partir des coordonnées en grades figurant sur les documents d'archives. Des écarts compris entre 500 et 700 m ont été observés sur l'ensemble des points par rapport au lit actuel de l'oued. Cela est dû en réalité aux erreurs liées aux mesures et au changement du cours de l'oued depuis 1950. Nous les avons alors translatés pour les localiser dans le lit de l'oued. Il en découle que l'emplacement des points sur la Figure III.6 est sujet à caution, on estime des erreurs de 100 à 200 m (i.e. 100 à 200 m en amont ou en aval de l'emplacement du point).

L'emplacement des différentes sources est bien identifiable sur les cartes topographiques (1 :50000) ; leur localisation est donc faite à partir de cette carte. L'erreur entre les coordonnées en grade de ces sources et leur emplacement sur les cartes topographiques (1 :5000) n'est pas systématique, ce qui nous amène à douter plus des coordonnées anciennes transcrites sur les documents d'archives. Pour les puits de surface, nos investigations du terrain n'ont pas permis de les localiser, des erreurs de 500 à 700 m peuvent alors exister également sur leur emplacement.

III.1.3.2. Campagne 1960

La campagne de 1960 a porté sur 6 forages profonds qui captent la nappe oligocène de Bouhefna et 3 puits dans la nappe alluviale de l'oued Merguellil (des puits filtrants installés dans les alluvions de l'oued) (Annexe A1). Dans la région de Haffouz, nous disposons de 10 points de suivi de la nappe mio-pliocène de Haffouz, dont 9 puits de surface et un forage profond (Haffouz 2) et un seul suivi dans la nappe de l'Yprésien du Dj. Ousslet (Haffouz 6). Seul l'emplacement des forages profonds a pu être vérifié sur le terrain (Figure III.7).

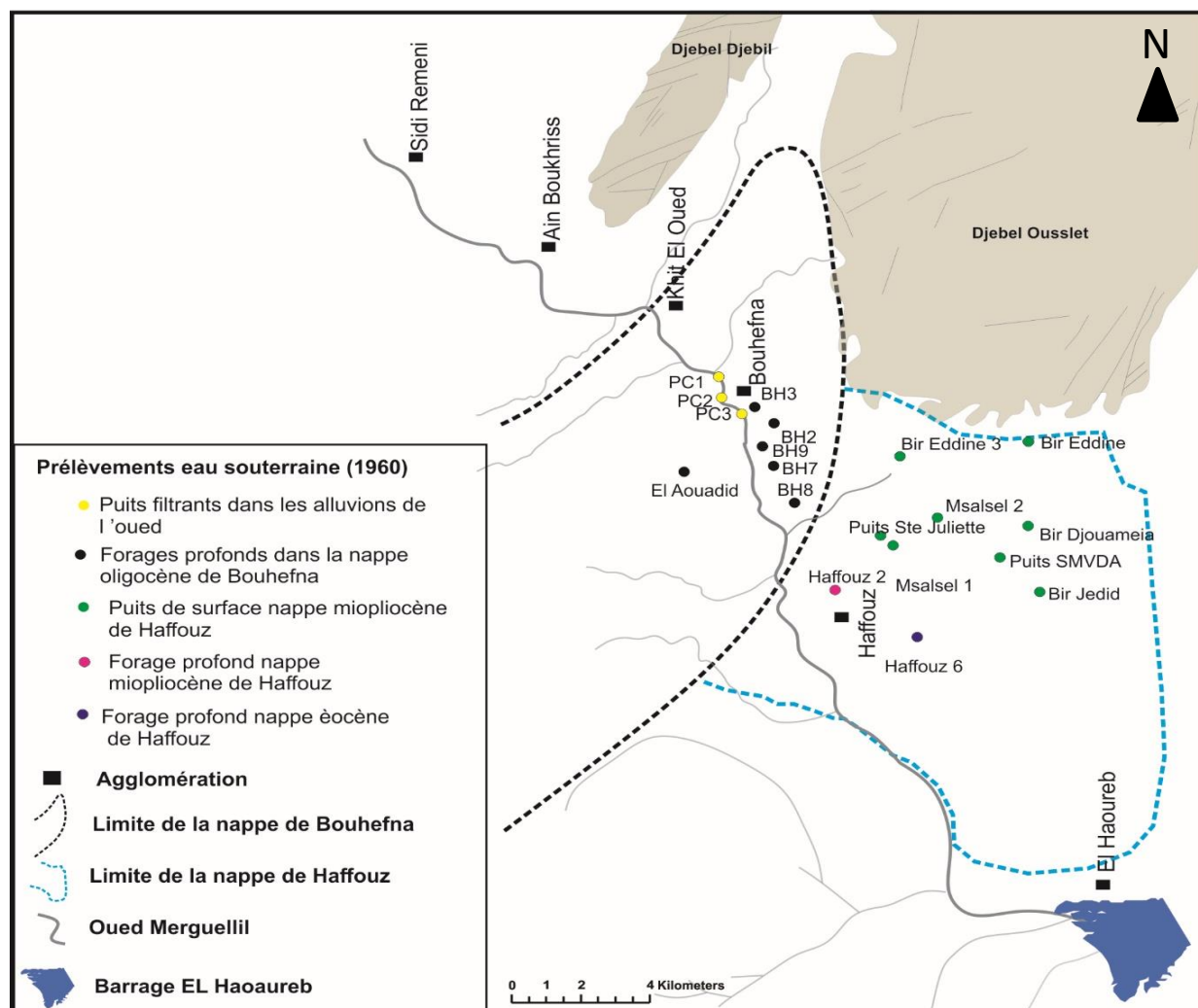


Figure III.7 Emplacement des points échantillonnés durant la campagne de 1960

III.2. Evolution de l'écoulement de l'oued Merguellil en basses-eaux

III.2.1. Evolution temporelle de l'étiage de l'oued Merguellil

III.2.1.1. Evolution des débits caractéristiques d'étiage

Deux indicateurs d'étiage ont été utilisés pour estimer le débit d'étiage de l'oued Merguellil dans les stations hydrométriques. Le premier indicateur est le débit caractéristique de l'étiage DCE10 qui correspond au débit non dépassé des 10 jours consécutifs les plus secs de l'année et le deuxième est le QMNA qui représente le débit mensuel moyen le plus bas. L'oued a enregistré un débit nul pour la première fois en 1979-1980 à Haffouz (Figure III.8). Dans la station de Sidi Boujdaria, une tendance à la baisse assez nette peut être également observée entre 1974 et 1985 puis un assèchement de l'oued depuis 1981 (Figure III.8). Pour Bouzaiane et Laforgue (1986) l'assèchement de l'oued est une conséquence directe de l'expansion des pompages agricoles au fil de l'oued.

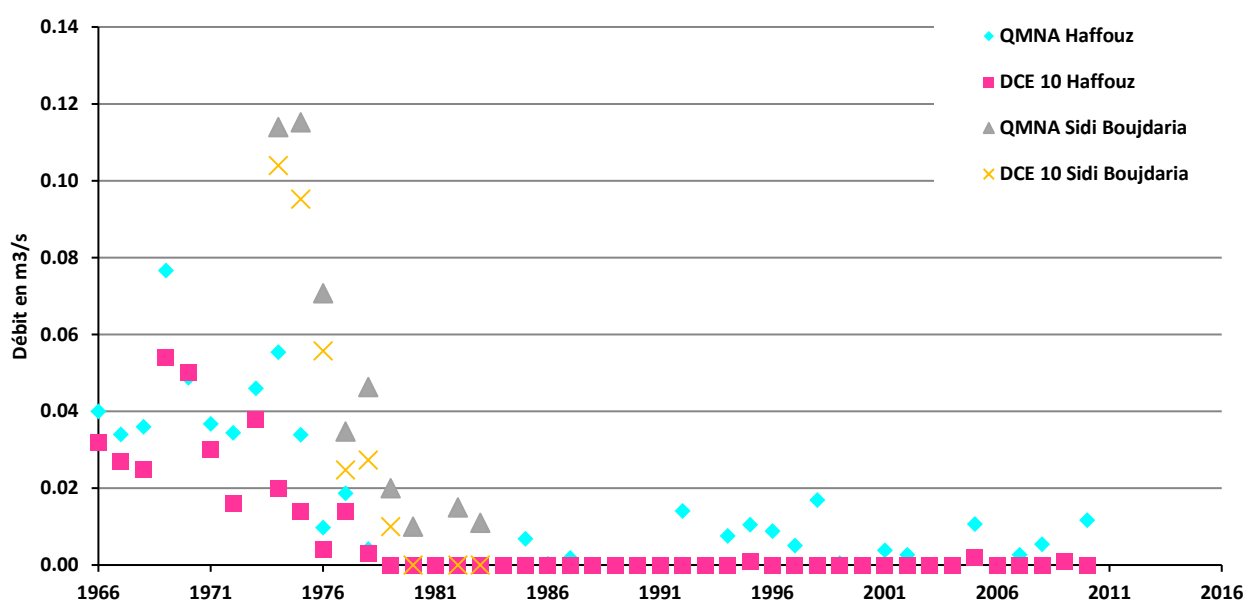


Figure III.8 Evolution de débit d'étiage dans la station de Haffouz (1966-2012) et la station de Sidi Boujdaria (1974-1985)

Les débits d'étiage estimés pourraient ne pas refléter les débits d'étiage réels à cause de l'incertitude qui pèse sur les mesures de faible débit, mais la rupture brusque sur la période 1976-1978 est évidente. Pour pousser l'analyse plus loin, la période 1970-1985 a été analysée avec un pas de temps mensuel dans la section suivante.

III.2.1.2. Evolution de l'écoulement de base durant la période 1970-1985

Afin de réduire le biais qui pèse sur les données de débit et la difficulté d'estimer un coefficient de tarissement unique dans le bassin de l'oued Merguellil, deux méthodes de séparation des écoulements ont été utilisées. La première méthode proposée par Chapman (1991) consiste à filtrer le débit rapide des crues de l'écoulement de base selon l'algorithme récursif de Lyne et Hollick (1979) (Equation III-1).

$$f_k = \frac{3\alpha-1}{3-\alpha} f_{k-1} + \frac{2}{3-\alpha} (y_k - \alpha y_{k-1}) \quad \text{Equation III-1}$$

f_k : Le débit filtré au pas de temps k (m³/s)

f_{k-1} : Le débit filtré au pas de temps $k-1$ (m³/s)

y_k : Le débit total au pas de temps k (m³/s)

y_{k-1} : Le débit total au pas de temps $k-1$ (m³/s)

Le paramètre α peut être estimé par $\alpha = e^{-\Delta t/T}$ où Δt est le pas de temps et T la constante de récession de la décroissance exponentielle. Chapman (1991) a constaté qu'une valeur unique de 0,925 pour le paramètre α donnait un débit de base satisfaisant pour les bassins versants allant de 4,2 à 210 km² dans les régions arides et semi-arides. Ce paramètre peut être exprimé également par l'inverse de l'exponentielle du coefficient de tarissement (Chapman, 1991). Dans le cas du bassin du Merguellil d'une superficie de 1200 km², l'utilisation du coefficient de tarissement moyen de 0.05 estimé par Bouzaiane et Laforgue (1986) nous amène à considérer $\alpha=0.95$.

La deuxième méthode, proposée par l'Institut d'Hydrologie de Wallingford (IOH, 1980), consiste à estimer le débit de base par de simples règles de lissage appliquées aux hydrogrammes totaux observés. Elle consiste à (1) identifier les débits minimaux sur 5 jours consécutifs pour la chronique entière (Q_{min}), (2) pour la série constituée de débits minimaux de $k=2$ à $n-1$ (avec k un pas de temps de 5 jours et n nombre total des données divisé par) déterminer le débit Q_{ci} pour i de 1 à n qui vérifie l'Equation III-2 et l'Equation III-3.

$$Q_{min(k-1)} > 0.9Q_{mink} = Q_{ci} \quad \text{Equation III-2}$$

$$Q_{min(k+1)} > 0.9Q_{mink} = Q_{ci} \quad \text{Equation III-3}$$

(3) le débit de base est calculé par interpolation linéaire entre les Q_{ci} .

Le débit de base calculé avec le filtre de Chapman (1991) est légèrement inférieur au débit calculé par la méthode de IOH (1980), cependant, un bon coefficient de détermination proche de 0.8 est obtenu pour la corrélation entre le nuage de points des deux méthodes (Figure III.9). L'écart entre les deux méthodes est plus significatif pour les périodes pluvieuses. Les débits de pointe importants ont une influence directe sur la période de récession et donc systématiquement sur le filtre utilisé pour séparer l'écoulement de base de l'écoulement rapide de crues dans la méthode de Chapman (1991). Cela n'a pas un effet important sur la méthode de IOH (1980) puisque cette méthode est basée sur l'estimation des débits minimaux sur une période de 5 jours consécutifs. Pour les périodes les plus humides, le débit de base estimé par la méthode de Chapman (1991) peut être le double de IOH (1980). De ce fait, les débits de base sont analysés uniquement de façon qualitative (i.e. l'analyse de l'évolution à long terme).

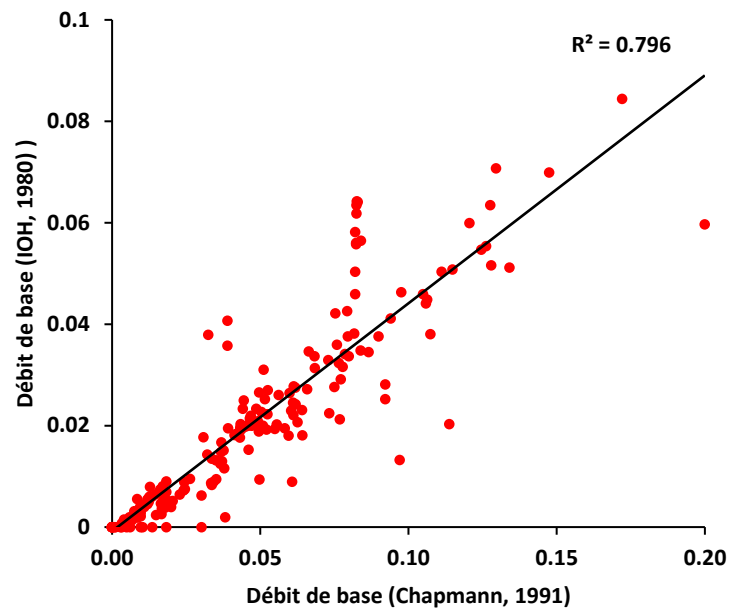


Figure III.9 Corrélation entre le débit de base calculé par la méthode de Chapman (1991) et par la méthode de IOH (1980) (station de Haffouz 1966-2012)

Les tests d'homogénéité de Pettitt (Pettitt, 1979) et de Buishand (Buishand, 1982) permettent de détecter une rupture dans l'évolution des débits de base de l'oued Merguellil en juin 1976. Le test de tendance de Mann-Kendall montre également une pente de Sen descendante avec un seuil significatif inférieur à $\alpha=0.05$ (Figure III.10). Les moyennes interannuelles sont de 82 L/s et 62 L/s sur la période 1970-1976 et de 29 L/s et 21 L/s sur la période de 1976-1985 pour la méthode de Chapman (1991) et de IOH (1980) respectivement.

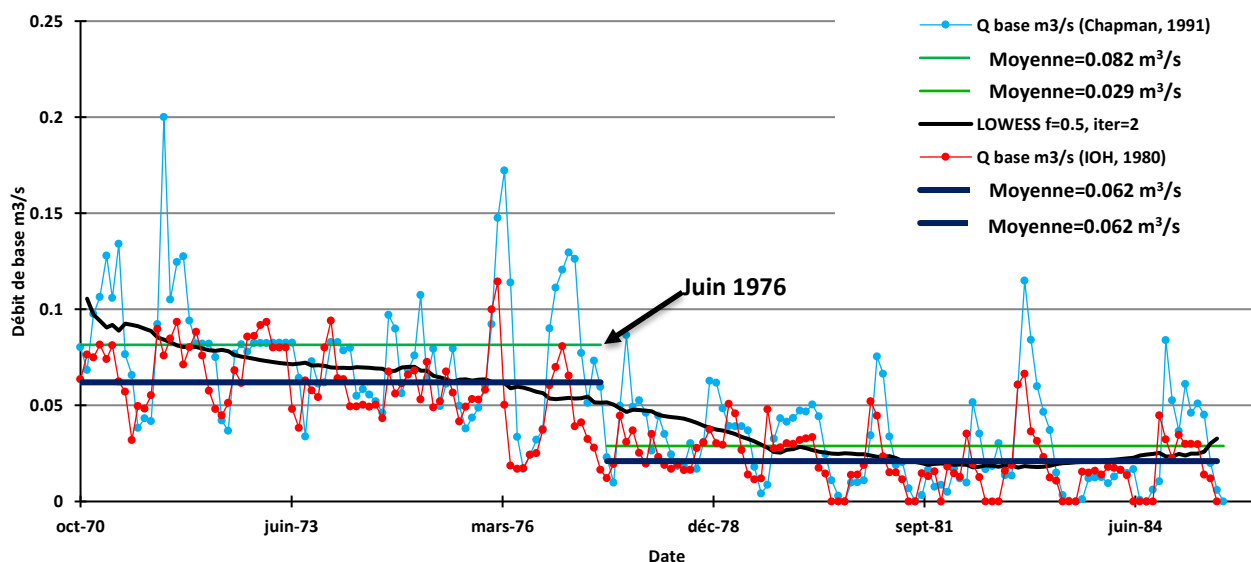


Figure III.10 Evolution du débit de base mensuel du Merguellil dans la station de Haffouz estimé par les deux méthodes de séparation d'écoulement (Chapman (1999) et IOH (1980)) durant la période 1970-1985

Pour enlever l'influence des crues sur le débit de base, l'évolution a été également étudiée à l'aide de la série lissée par un facteur de lissage maintenu à 0.5 et deux itérations. La courbe résultante montre une tendance très nette à la baisse avec un déclin plus prononcé sur la période 1974-1979, ce qui suggère une nette baisse

du soutien des nappes souterraines sur cette période (Figure III.10). Pour caractériser ces échanges, l'organisation spatiale de l'étiage de l'oued sera étudiée dans la section suivante.

III.2.2. Organisation spatiale de l'étiage du Merguellil

L'organisation spatiale de l'écoulement en période non influencée par les précipitations peut être analysée à partir des mesures de débit instantané effectuées sur le réseau hydrographique. Entre 1970 et 1973 Duval (1976) a réalisé des jaugeages différentiels depuis la région d'Ain Assal jusqu'au site d'El Haouareb en période de basses eaux. L'organisation spatiale de l'étiage a été alors analysée à travers ces jaugeages croisés avec les informations issues des documents d'archives ainsi que les connaissances géologiques du lit de l'oued. Les profils hydrologiques construits pour l'oued Merguellil à partir des jaugeages de Duval (1976) montrent une forte variation spatiale de l'étiage (Figure III.12) et peuvent être répartis en 5 sections (Figure III.11)

❖ Section 1 : Ain Assel-Ain Boukhriss

Le premier tronçon correspond à l'extrême amont du bassin formé par des roches assez dures et des alluvions très réduites. De multiples sources alimentent l'oued dans ce tronçon et contribuent à son écoulement de base. Cette zone est décrite souvent comme une zone sans aquifères, les sources qui prennent naissance dans l'oued semblent provenir de la circulation souterraine dans les couches des grès et calcaires dotées par une large aire d'alimentation. Cette section de l'oued est toujours en écoulement de nos jours. Le débit d'étiage actuel dans cette section est grossièrement estimé entre 10 et 15 l/s (mesures effectuées en 2015 par jaugeage au moulinet), ce qui reste dans les mêmes ordres de grandeur que ceux estimés par Duval (1976).

❖ Section 2 : Ain Boukhriss-Khit El Oued

Au niveau de Khit El Oued, à la limite de l'affleurement de l'Oligocène supérieur (la formation abritant la nappe de Bouhefna), une grande quantité de l'étiage de l'oued s'infiltré pour rejoindre les eaux souterraines. Besbes (1967) avait estimé la contribution de l'étiage de l'oued à l'alimentation de la nappe de Bouhefna à environ 15 l/s en 1967 (par jaugeages différentiels). D'après les profils hydrologiques établis, sur la période 1973-1975, la quantité infiltrée oscille entre 10 et 20 l/s avec la quasi-totalité du débit qui s'infiltré en 1975 (i.e. un débit nul au niveau de l'affleurement de l'Oligocène). Actuellement, au niveau de l'affleurement de l'Oligocène, l'oued est toujours à sec, et les riverains affirment qu'ils sont obligés, depuis les années 80, d'aller chercher l'eau à 3 km à l'aval de cette région pour irriguer leurs parcelles.

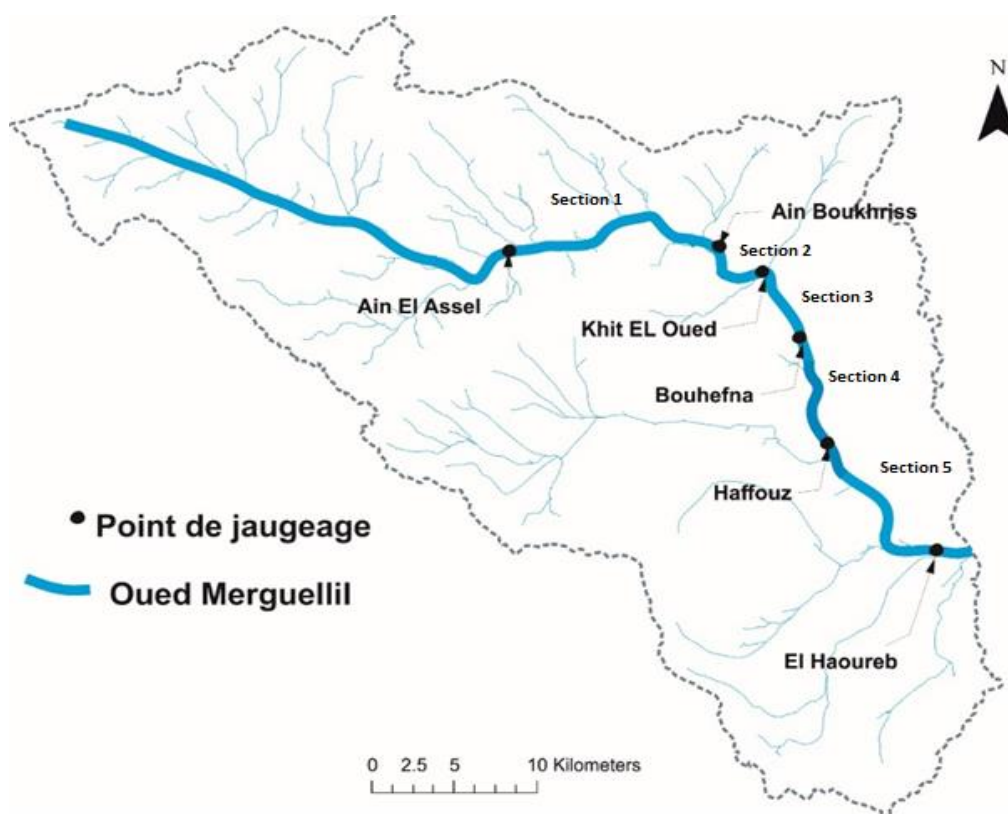


Figure III.11 Emplacement des points de jaugeage différentiel (Duval, 1976)

❖ **Section 3 : Khit El Oued-Bouhefna**

Dans le tronçon 3 de l'oued, le débit augmente rapidement pour atteindre 40 L/s, provenant essentiellement des sources de trop-plein de la nappe de Bouhefna (les sources de Ktifet El Homrane). Les quelques débits annuels moyens de la source de Ktifet El Homrane mentionnés dans les documents d'archives indiquent que cette source s'est tarie en 1976 (Figure III.13).

❖ **Section 4 : Bouhefna-Haffouz**

Dans cette section de l'oued, les profils hydrologiques montrent que le débit de l'oued atteint un débit de l'ordre de 60 l/s au niveau de Haffouz. Les divers travaux anciens (Limouse, 1931; Besbes, 1967) évoquaient la présence de multiples sources alimentant l'oued en provenance de la nappe miopliocène de Haffouz. Les principales sources citées dans les documents d'archives sont Ain Msilah, Ain Zina, Ain Sidi Mohamed et Ain Morhassel qui donnaient en 1967 un débit de 77 L/s. La date précise du tarissement de ces sources est non mentionnée, mais nos investigations actuelles confirment que toutes ces sources sont actuellement sèches.

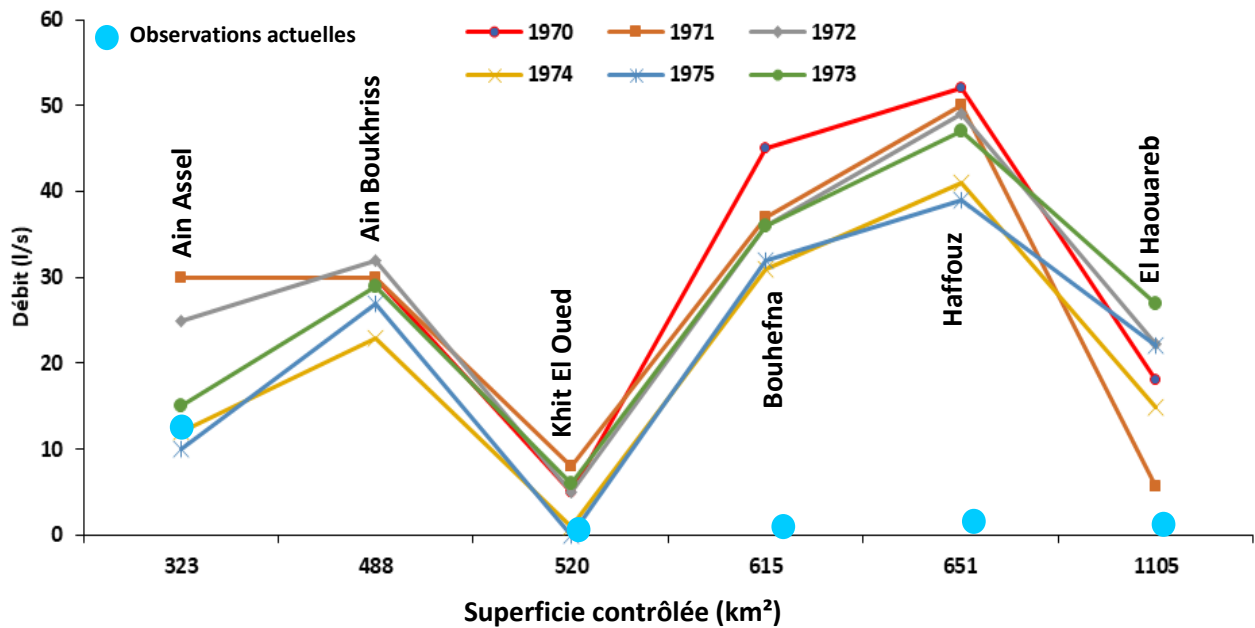


Figure III.12 Profils hydrologiques établis par les jaugeages différentiels pour la période entre 1970-1975

D'autres informations issues de documents d'archives suggèrent également une certaine pérennité de l'écoulement de l'oued dans cette région dans les années passées. Un droit sur « les eaux pérennes de l'oued Merguellil » est mentionné par Limouse (1923) en 1892 où une citation a été lancée par trois usagers d'El Haouareb contre les colons français du centre de Haffouz (appelé Pichon à l'époque) qui détournaient une partie des eaux de l'oued Merguellil pour l'irrigation. Ces informations témoignent de la pérennité de l'écoulement puisque l'auteur insiste sur le fait que les usagers utilisaient l'eau pérenne de l'oued et non pas les eaux des crues.

❖ Section 5 : entre Haffouz et El Haouareb

Dans cette section, le débit d'étiage de l'oued baisse rapidement et il n'en reste que 10 L/s en moyenne au seuil d'El Haouareb. Ce processus d'infiltration dans la section 5 a été fréquemment cité (e.g. Hamza, 1967 ; Kingumbi, 2006 ; Alazard, 2013 ; Ogilvie et al., 2014), mais n'a pas été expliqué avec précision. L'influence de cette infiltration est également observée sur les apports de la station de Sidi Boujdaria (une moyenne de 36 hm³/an sur la période 1972-1985) et barrage El Haouareb (une moyenne de 20 hm³/an). Cette thèse apportera des éléments de réponse sur les processus d'infiltration des crues dans cette région.

L'oued Merguellil est donc devenu intermittent depuis 1975-1976 dans tout son tronçon entre Khit El Oued et El Haouareb et son écoulement, autrefois alimenté par de nombreuses sources, est beaucoup moins aujourd'hui. Pour analyser cette évolution, l'origine de l'eau de l'oued Merguellil a été analysée dans la section suivante.

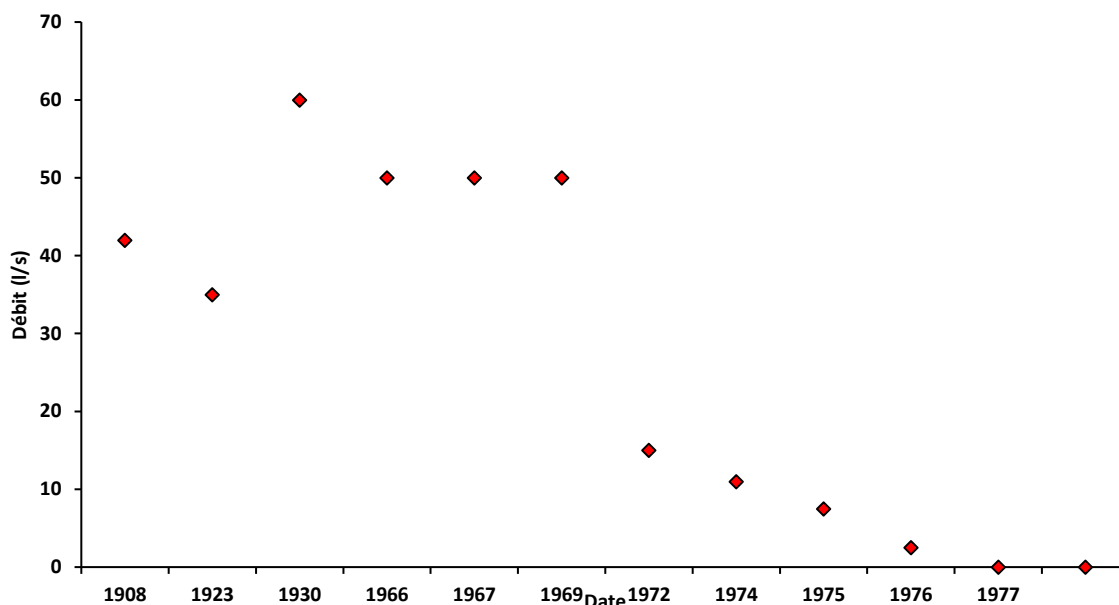


Figure III.13 Evolution des débits moyens de la source de Ktifer El Homrane (reconstitués à partir des informations issues des documents d'archives)

III.2.3. Origine des eaux de l'étiage de l'oued Merguellil

❖ Evolution spatiale de la salinité tout le long de l'oued Merguellil

Le suivi de la salinité tout le long de l'oued Merguellil lors de la campagne de 1950 (Cf. Figure III.6) permet d'identifier quatre tronçons de salinité différente (Figure III.14). Le premier tronçon (du point de prélèvement A au point I) montre une salinité moyenne de l'ordre de 1.5 g/L. Dans cette partie de l'oued, l'écoulement provient essentiellement des sources pérennes qui l'alimentent. La source la plus importante est celle d'Ain Boukhriss qui est rattachée à la formation calcaire de l'Yprésien qui affleure dans cette région. Elle montre une salinité moyenne de 550 mg/L. La différence entre la salinité de la source d'Ain Boukhriss et la salinité de l'oued est due à l'influence de la présence de multiples sources dans l'oued et particulièrement une source sulfureuse appelée Ain Kebrit qui contribue à la minéralisation de l'oued. Étant donné que ce tronçon est toujours en écoulement actuellement, des analyses supplémentaires ont été menées lors des travaux de cette thèse, qui seront exposés dans le chapitre IV.

Dans le tronçon 2 (du point I au point Q) les deux importantes sources de Ktifer El Homrane et de Bouhefna semblent agir sur l'écoulement de l'oued et induire une baisse de la salinité qui atteint une moyenne de 1 g/l (ces sources sont le trop-plein de la nappe oligocène de Bouhefna). Entre les points M et Q la salinité augmente légèrement sous l'influence des sources de Haffouz H1 et H2 d'une salinité de 1 g/L et 1.2 g/l respectivement, mais l'évolution n'est pas synchrone puisque le point R, qui est placé avant la source H2, a une salinité de 2.8 g/l. Cela semble une erreur de localisation de ce point ou une autre influence externe par d'autres sources ou apport de surface (Figure II.14). Ces deux sources ont été considérées par Besbes (1967) et Hamza (1976) comme des exutoires de la nappe miopliocène de Haffouz.

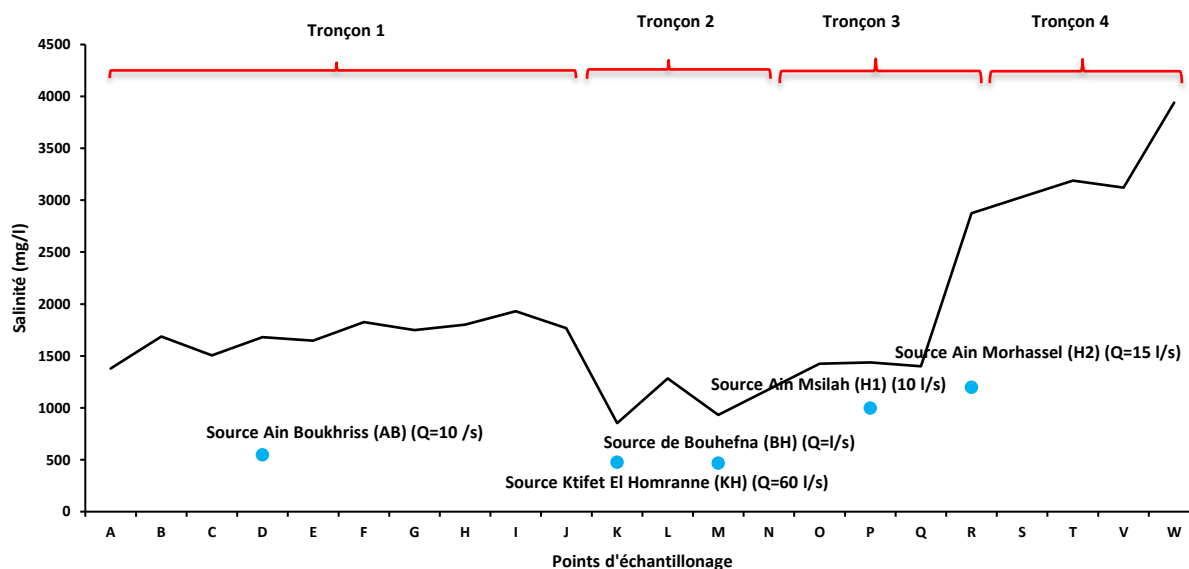


Figure III.14 Evolution de la salinité de l'oued de l'amont (point A sur Figure III.6) vers l'aval (points W sur la Figure III.6) en 1950

À partir du point Q, la salinité de l'oued augmente rapidement pour atteindre une valeur proche de 4 g/l au niveau du seuil d'El Haouareb. Ce tronçon, et particulièrement la région de Sidi Boujdaria (Cf. Figure II.12), suscite de multiples questionnements sur l'origine de ces eaux. Nos observations actuelles montrent la présence de multiples sources dans cette région qui sont toujours actives et d'une salinité assez forte, ces sources seront également analysées dans le chapitre VI. La corrélation entre la salinité de l'oued et la salinité des sources des nappes de Bouhefna et Haffouz suggère un soutien souterrain à l'écoulement de l'oued, mais reste difficile à confirmer, puisque l'eau de l'oued peut traverser des évaporites et se charger rapidement en sel sans apport souterrain. Les conditions climatiques, les effets de contamination et de dilution sont autant des facteurs capables d'influencer également la salinité de l'eau de surface.

❖ **Evolution spatiale des ions majeurs tout le long de l'oued Merguellil**

Les ions majeurs Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et Cl^- , SO_4^{2-} et HCO_3^- ont été mesurés lors de la campagne de 1950. Le point P a été éliminé de l'analyse des ions majeurs, car nous avons remarqué que deux points portant la même appellation à l'emplacement du point P ont la même salinité, mais des compositions géochimiques complètement différentes. La grande variabilité de faciès des points échantillonnés pourrait avoir comme origine la dissolution des évaporites (principalement le gypse et l'anhydrite) qui sont présentes partout dans le bassin du Merguellil (Kingumbi, 2006 ; Alazard, 2013) et probablement la différence et la variabilité du mode de communication entre les réserves souterraines et l'oued Merguellil. Pour les cations, l'ordre d'abondance décroissant est $\text{Na}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ et pour les anions $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$, mais cette classification est très variable de l'amont vers l'aval. Du côté des anions, les chlorures montrent une répartition spatiale (i.e. tout le long de l'oued) très variable avec un maximal de 1673 mg/l dans le tronçon 4 et un minimal de 120 mg/l dans le tronçon 2. Les sulfates montrent également des teneurs très élevées, mais qui semblent être homogènes tout le long de l'oued, oscillant entre 953 mg/l et 384 mg/l avec seulement deux échantillons inférieurs à 500 mg/l. La concentration de bicarbonate est plus stable tout le long de l'oued Merguellil avec une légère augmentation au niveau du tronçon 3. Du côté des cations, la répartition spatiale du calcium et du magnésium est plus ou moins homogène avec une nette augmentation des concentrations du sodium dans le tronçon 4 (un maximum de 953 mg/l) (Figure III.15).

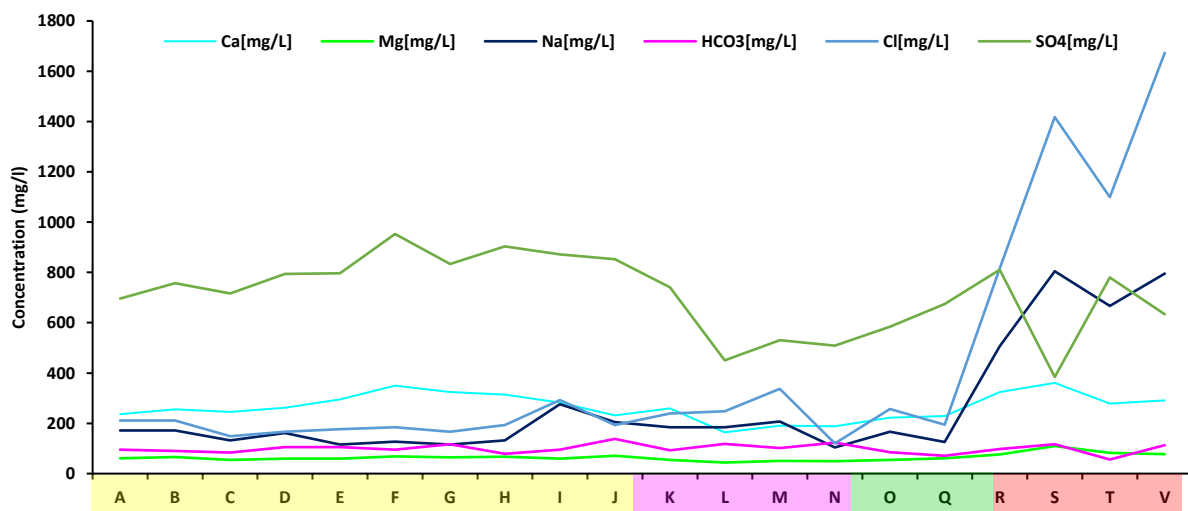


Figure III.15 Teneur en ions majeurs dans les eaux de l'oued (les quatre couleurs sur l'axe des abscisses représentent les quatre tronçons identifiés par l'évolution de la salinité tout le long de l'oued)

Les cinq sources échantillonnées (AB, KH, BH et H1 et H2) tout le long de l'oued Merguellil ont également une composition géochimique très différente (Figure III.16), avec notamment une teneur élevée en Na^+ et Cl^- de deux sources de Haffouz (H1 et H2). Cette même augmentation est observée au niveau de l'eau de l'oued à partir du point R (Figure III.15). Les eaux des sources dans la région de Bouhefna ont des concentrations de Na^+ , HCO_3^- , et Cl^- plus élevées et des concentrations de Ca^{2+} et SO_4^{2-} moins élevées que celles de la source d'Ain Boukhriss.

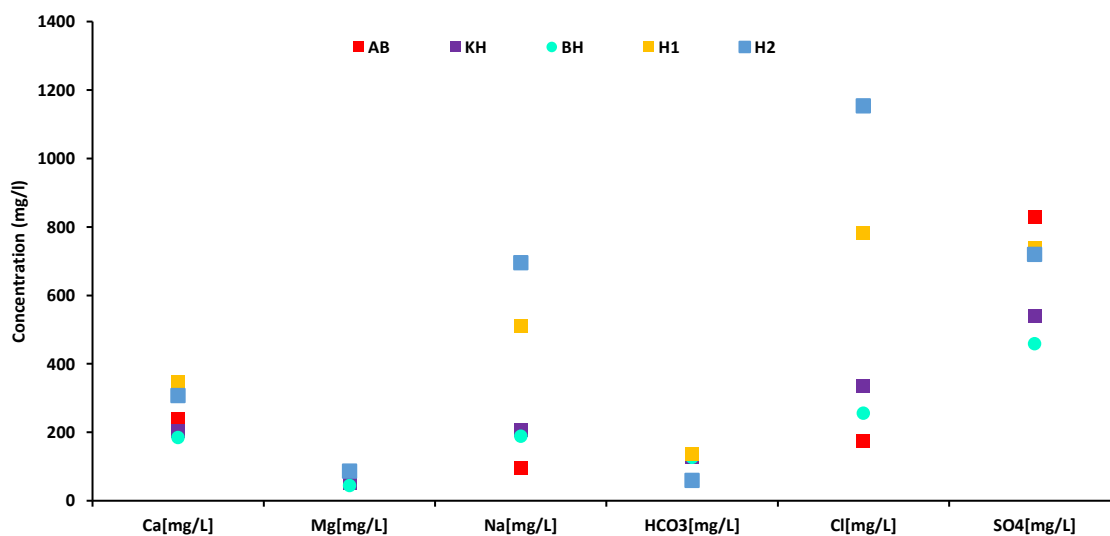


Figure III.16 Teneur en ions majeurs des différentes sources analysées de la campagne de 1950 (de l'amont vers l'aval AB, KH, BH, H1 et H2).

L'excès de Na^+ par rapport au Cl^- pour quelques échantillons et spécialement du tronçon 4 suggère par contre quelques réactions de silicate ([Montoroi et al., 2002](#) ; [Edmunds et al., 2003](#)). Le graphique de la relation Na^+ versus Cl^- (Figure III.17) montre clairement des teneurs élevées en Na^+ et Cl^- dans les tronçons 4 et les sources de Haffouz (entre 40 à 45 meq/l). Tous les autres échantillons de l'oued se regroupent ensemble avec une concentration maximale de 15 meq/l. Le diagramme de Ca^{2+} en fonction de Na^+ permet d'identifier également ces deux groupes de comportements différents (i.e. tronçon 4 et les sources de Haffouz dans un groupe et le reste des points (tronçons 1, 2 et 3 et les sources de Bouhefna, et Ain

Boukhriss) dans un autre groupe. La relation Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} illustre que la plupart des points sont au-dessus de la ligne de dissolution de gypse, pour certains points, un excès de Ca^{2+} provenant probablement de la dissolution des minéraux carbonatés (probablement de la dolomite provenant de l'aquifère de l'Yprésien) peut être observé (Farid et al., 2012). Pour les sources de Haffouz (H1 et H2) et les points du tronçon 4, les échantillons sont au-dessous de la première bissectrice suggérant une dissolution de l'anhydrite ou un effet de l'évaporation. La relation Ca^{2+} vs. Mg^{2+} met en exergue par contre une nette abondance des ions Mg^{2+} par rapport à l'ion Ca^{2+} dans tous les échantillons de l'oued et les sources. Le bicarbonate est aussi en excès net par rapport au calcium. Dans la relation Mg^{2+} vs. HCO_3^- , la source d'Ain Boukhriss diffère complètement du comportement des autres échantillons (Figure III.17).

Pour faire ressortir les groupes de mêmes tendances chimiques, une Analyse en Composantes Principales (ACP) (Figure III.18) a été établie. Les variables utilisées sont le TDS et les différents éléments majeurs contenus dans l'eau. Les individus étant les 22 points échantillonnés tout le long de l'oued Merguellil et les 5 sources de la campagne de 1950 (Figure III.6).

Dans cette ACP, les deux premiers axes expliquent plus de 80 % de la variance totale. Les deux premières composantes principales sont bien définies, car les valeurs propres sont bien distinctes. L'axe F1 est défini par le TDS, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et Cl^- avec une contribution de 62 %. Les concentrations de SO_4^{2-} définissent l'axe F2 avec une participation de 25%. Quatre ensembles s'organisent de l'amont vers l'aval, en cohérence avec notre première classification de quatre tronçons établie lors de l'analyse de l'évolution de la salinité. D'après cette ACP, l'influence des sources sur la chimie de l'eau de l'oued semble confirmée, puisque les échantillons de chaque tronçon de l'oued s'organisent dans le même groupe que les sources qui l'alimentent. Ainsi, il apparaît que l'écoulement de l'oued dans le tronçon 1 est soutenu par un écoulement provenant d'une eau de même faciès chimique que la source d'Ain Boukhriss (AB). Il en est de même pour le tronçon 2 alimenté par une eau de même signature que les deux sources de Ktifet El Homrane (KH) et de Bouhefna (BH) et le tronçon 3 par les sources de Haffouz (H1 et H2).

Dans le tronçon 4, on ne dispose pas des mesures anciennes des sources, ce tronçon sera analysé par la suite dans la campagne géochimique menée durant cette thèse (Cf. IV.2.3.3, IV.2.4.3).

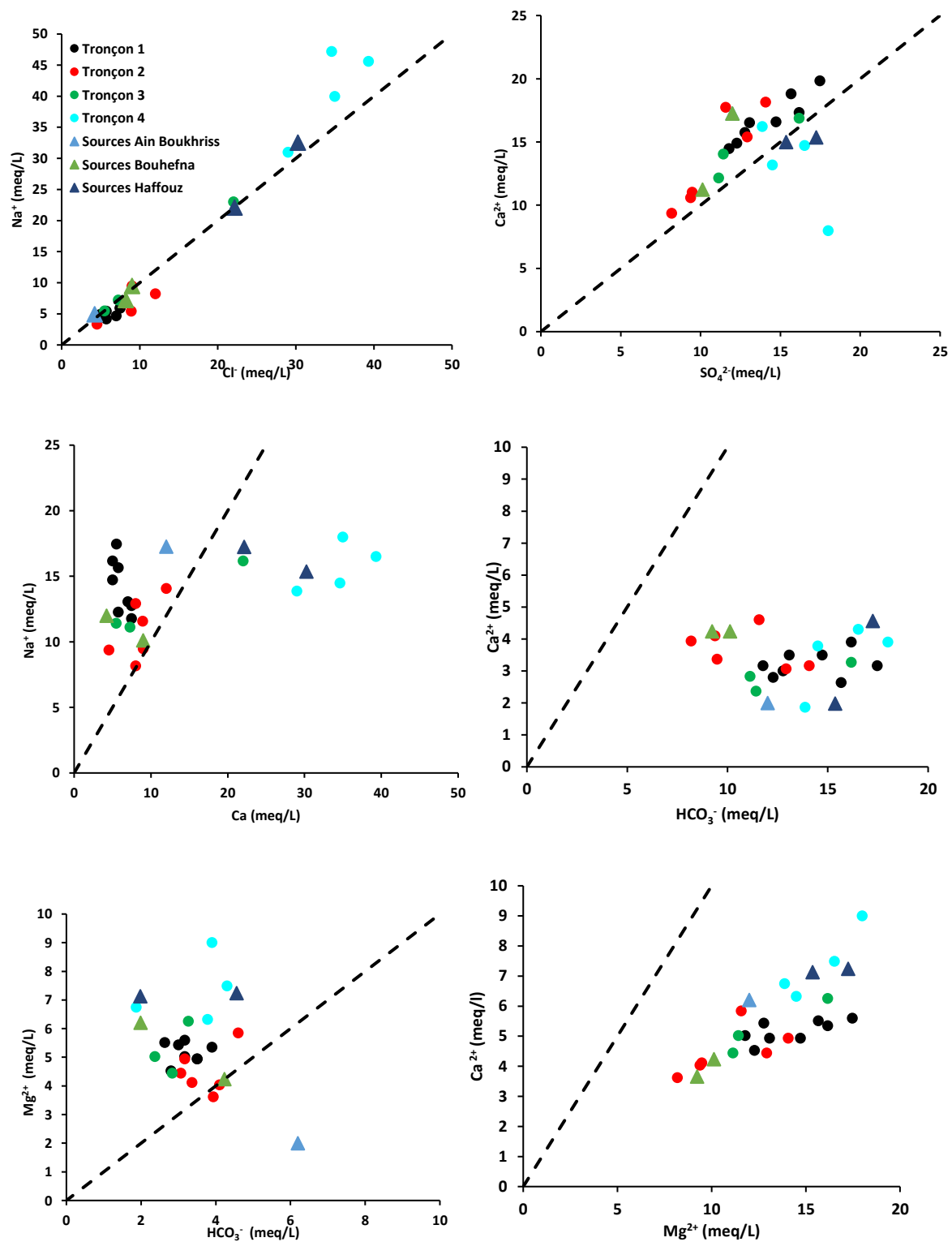


Figure III.17 Rapport entre les différents ions majeurs des eaux de l'oued Merguellil et des sources

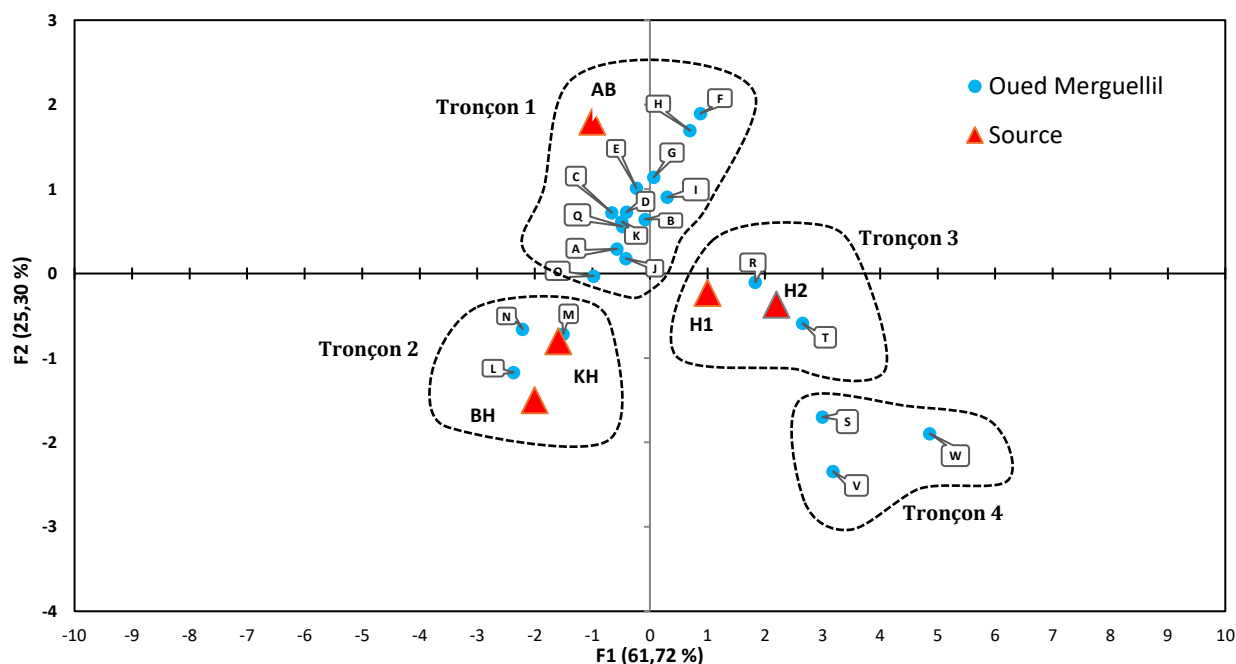


Figure III.18 Analyse en composantes principales des eaux de l'oued Merguellil et des sources (campagne de 1950)

Ce résultat a été également avancé par Hervieu (2000) qui exploitait les suivis de la salinité dans la station hydrométrique de Haffouz menés par la DGRE pour suivre l'évolution de la minéralisation de l'oued sur la période 1969-2000 (Figure III.19). Les résultats de Hervieu (2000) mettent en évidence une forte variation de la minéralisation de l'oued Merguellil avec une augmentation de la salinité (en moyenne) depuis 1975-1976. Kingumbi (2006) avait attribué cette hausse à une éventuelle baisse de soutien des nappes de Haffouz et Bouhefna à l'écoulement de base de l'oued dans la région (Figure III.19).

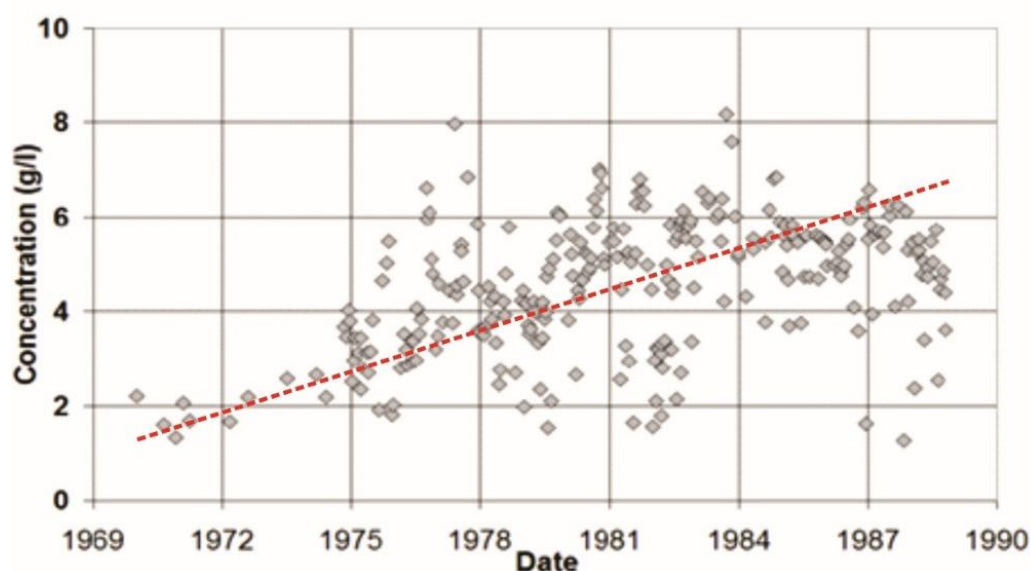


Figure III.19 Evolution temporelle de la salinité de l'oued dans la station de Haffouz (Hervieu, 2000)

La comparaison entre le niveau de l'oued et le niveau piézométrique dans les trois piézomètres les plus proches de l'oued (KT5, KT2 et KT4) (Figure III.20) montre que l'oued Merguellil drainait la nappe de

Bouhefna jusqu'au milieu des années 1970 (en 1977 pour KT5 et en 1979 pour KT4). Cela conforte l'étude des origines des eaux de l'oued Merguellil. Il semble que l'oued a été autrefois alimenté par les eaux provenant des sources de la nappe de Bouhefna et Haffouz.

L'étude de l'évolution des ressources en eaux du système aquifère Bouhefna-Haffouz semble être l'une des pièces maîtresses pour la compréhension des formes d'évolution autour de l'oued Merguellil.

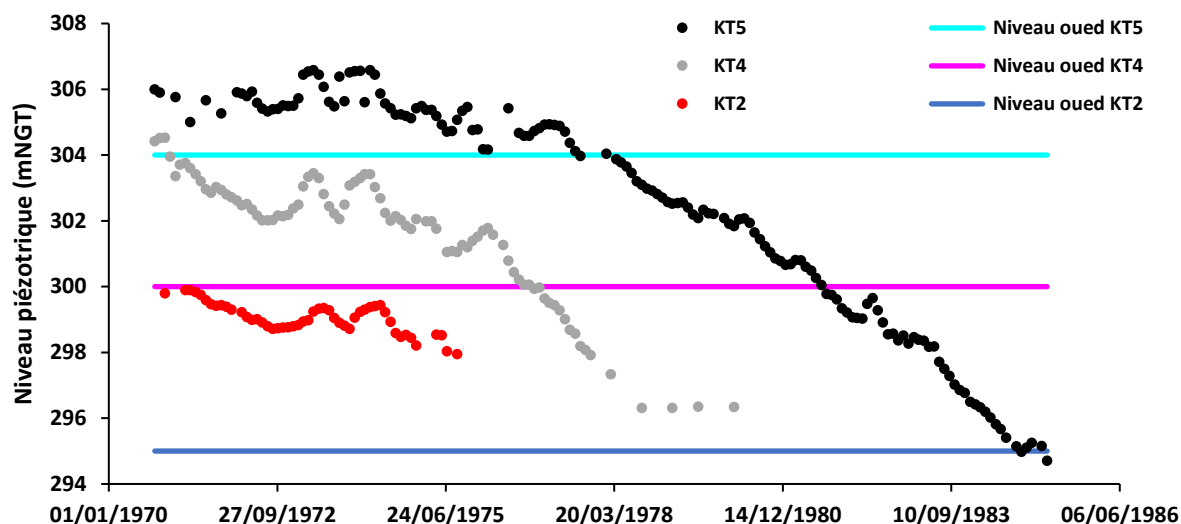


Figure III.20 Comparaison entre le niveau du lit de l'oued et le niveau piézométrique des piézomètres les plus proches de l'oued

III.3. Evolution des ressources en eaux souterraines du système aquifère Bouhefna-Haffouz

III.3.1. Evolution spatio-temporelle des écoulements

Nous avons analysé l'évolution de la piézométrie entre 1967 (Besbes, 1967) et 2007 pour les niveaux miopliocènes de Haffouz et Bouhefna et entre 1970 et 2007 pour le niveau oligocène de Bouhefna. Nous avons tout d'abord considéré que la faille qui sépare le synclinal de Bouhefna de celui de Haffouz joue le rôle d'une barrière hydraulique séparant deux nappes dans le remplissage miopliocène. L'hypothèse de la continuité hydraulique sera analysée par la suite.

Dans la nappe de Bouhefna, les courbes isopièzes de la carte de 1967 du niveau miopliocène (Figure III.21.a) et de la carte de 1970 du niveau oligocène (Figure III.21.b) montrent un net drainage par l'oued Merguellil. Ce drainage se manifeste par de multiples sources et marécages autour de l'oued dans la région de Bouhefna (capté par l'ancien captage de Bouhefna Cf. Figure III.30). La source la plus importante est Ktifet El Homrane (captée par le nouveau captage Cf. Figure III.30). Le niveau piézométrique de la nappe oligocène est supérieur à celui du Miopliocène. La nappe oligocène de Bouhefna pourrait donc alimenter par drainance verticale le niveau miopliocène (Figures III.21.a, III.21.b).

La carte piézométrique de la nappe miopliocène de Haffouz de 1967 (Figure III.21.c) illustre une alimentation très nette au niveau du Dj. Ousslet. Trois directions d'écoulement peuvent être observées, la première vers l'oued Merguellil, la deuxième en direction du seuil d'El Haouareb et la troisième vers la nappe de Bouhefna. Les courbes isopièzes très serrées dans la partie sud de la nappe de Haffouz vers la ville de Haffouz peuvent indiquer un changement de faciès.

La carte piézométrique de 2007 du niveau oligocène de Bouhefna (Figure III.21.d) ne montre pas un drainage évident par l'oued Merguellil. Le sens d'écoulement se fait plutôt depuis l'affleurement de l'Oligocène vers la nappe de Haffouz. Pour le niveau miopliocène de Bouhefna, nos observations actuelles montrent que la plupart des puits captant cette nappe ont été abandonnés ou approfondis pour capter le niveau oligocène.

Le peu de points utilisés pour l'interpolation dans la carte piézométrique de 2007 de la nappe de Haffouz (Figure III.21.e) montre également (comme celle de 1967) deux sens d'écoulement, le premier vers le seuil d'El Haouareb et le deuxième vers la nappe de Bouhefna.

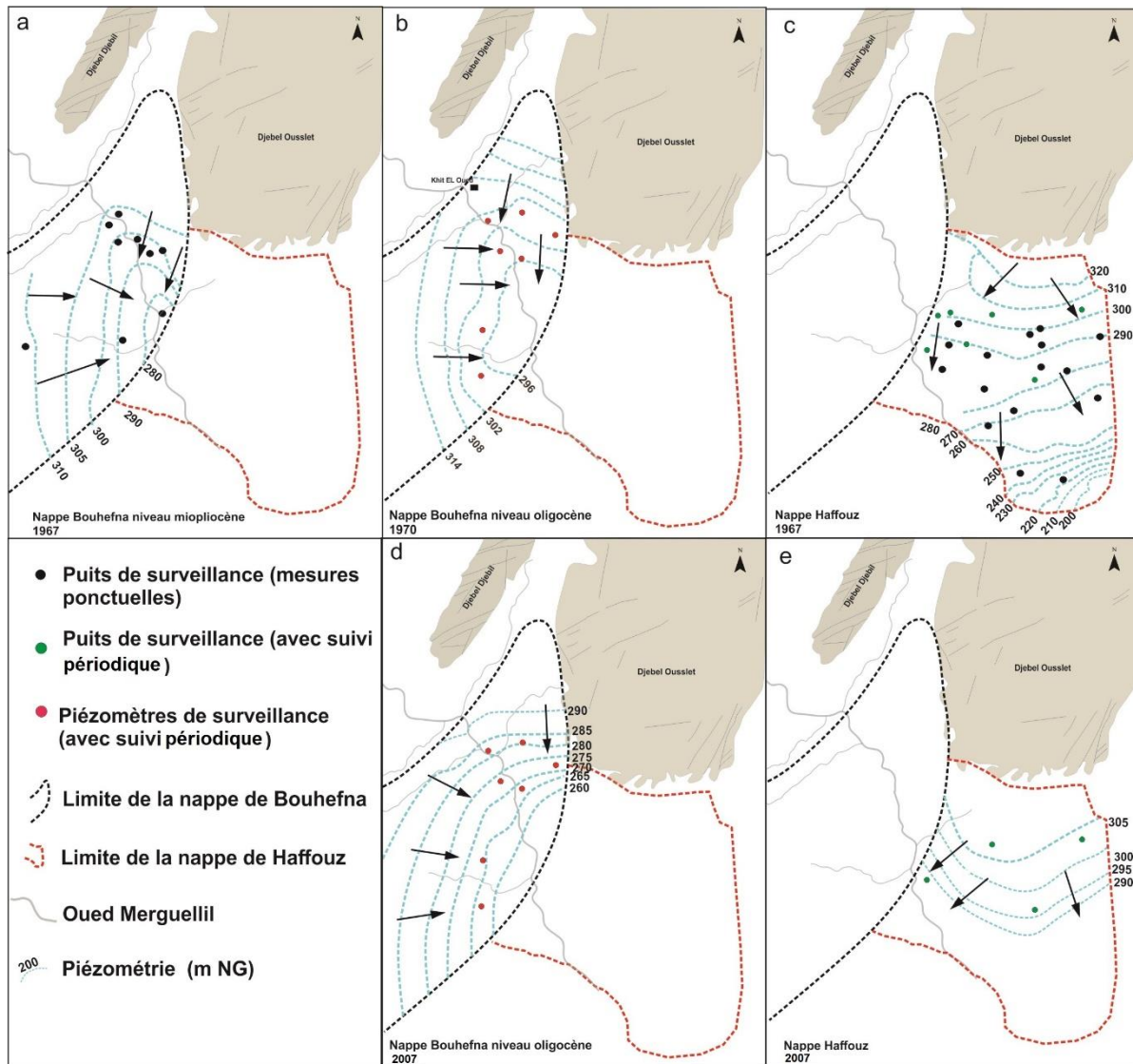


Figure III.21 Carets piézométriques de différentes nappes étudiées : (a) Niveau miopliocène de la nappe de Bouhefna 1967 (b) Niveau oligocène de la nappe de Bouhefna 1970 (c) Nappe de Haffouz (1967) (d) Nappe de Bouhefna niveau oligocène 2007 (e) Nappe de Haffouz (2007)

L'interpolation de l'ensemble des points du niveau miopliocène de Bouhefna et celui de Haffouz montre une possibilité de continuité hydraulique (i.e. une hypothèse étroitement liée aux erreurs d'interpolation), mais avec un gradient plus fort dans la partie de Haffouz (Figure III.22) à cause de l'alimentation très active au niveau du Dj. Ousslet. Cette continuité suggère aussi que la faille séparant l'Oligocène de Bouhefna du Miopliocène de Haffouz n'est pas continue sur toute l'épaisseur de l'aquifère. Le peu des

piézomètres disponibles ne permet pas de confirmer cette hypothèse. Des tests seront conduits dans le Chapitre IV pour élucider ce point.

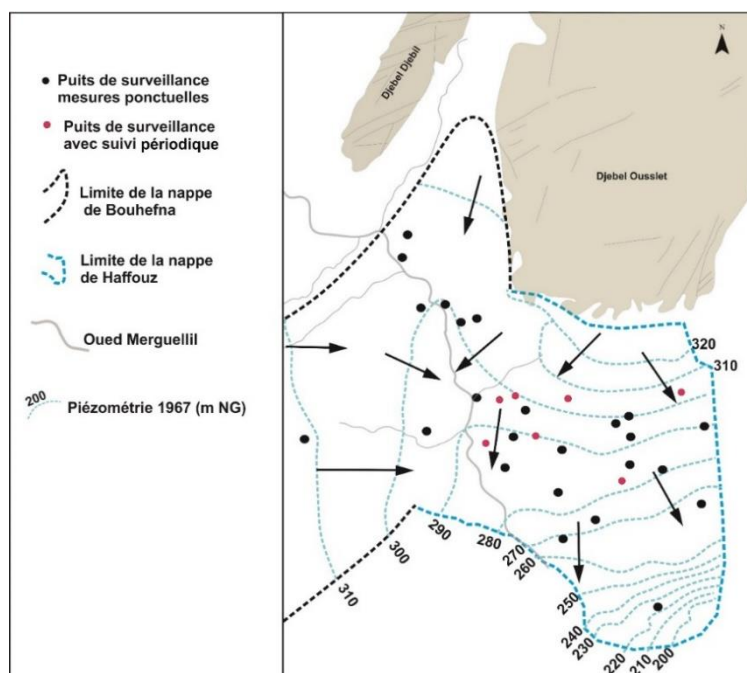


Figure III.22 Interpolation de l'ensemble des points du niveau miopliocène de Bouhefna et Haffouz (1967)

La comparaison entre les campagnes géochimiques des eaux souterraines (1950, 1960 et 2014) a permis d'apporter quelques éléments de réponses qui pourraient renforcer nos hypothèses hydrodynamiques. L'analyse de la campagne de 1950 suggère que les eaux souterraines de la nappe miopliocène de Haffouz sont nettement carbonatées calciques ($\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{Cl}^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$ et $\text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$) alors que la campagne de 1960 (menée sur des puits plus profonds que ceux de 1950 et sur un forage profond (Haffouz 2) permet d'identifier deux types d'eau. Un premier groupe caractérisé par une formule $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{Cl}^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$ et $\text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$ semblable aux échantillons de 1950 et au forage Haffouz 6 qui capte la formation éocène. Le deuxième groupe est caractérisé par une formule $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$ et $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Na}^+$ semblable aux eaux de la nappe de Bouhefna (Figure III.23). Besbes (1967) estimait que ce deuxième groupe était influencé par la recharge en profondeur à partir de la nappe oligocène de Bouhefna. L'absence de ce faciès dans les prélèvements de la campagne 1950 pourrait indiquer que les niveaux supérieurs (i.e. en 1950 les niveaux captés sont plus proches de la surface du sol qu'en 1960) sont faiblement influencés par cette recharge en profondeur, mais vu le nombre limité des points prélevés (5 puits de surface dans la nappe miopliocène de Haffouz), il est difficile de confirmer cette hypothèse.

Les résultats de la campagne de 2014 ne renvoient pas la même tendance observée en 1960 : toutes les eaux de la nappe miopliocène (même pour les points les plus proches de la nappe de Bouhefna) sont plutôt de type $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{Cl}^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-}$ et $\text{Ca}^{2+} + \text{Na}^+ + \text{Mg}^{2+}$ (Figure III.23). Seuls les deux forages de Ouled El Msilah et Bouhefna 3 ter se distinguent par une eau sulfatée calcique. Ces deux forages se distinguent également par une forte conductivité électrique de $1500 \mu\text{S}/\text{cm}$ (la plus forte conductivité observée sur l'ensemble des échantillons dans les deux nappes de Bouhefna et de Haffouz) (El Mejri et al., 2014). Au niveau de la nappe oligocène de Chérichira (logée dans la formation oligocène comme la nappe de Bouhefna) Besbes (1976) observait que la baisse piézométrique avait induit une dégradation de la qualité des eaux de certains forages, suite à une contamination par les eaux de l'Oligocène inférieur (le substratum de l'aquifère formé

par des argiles et des marnes) riche en sulfates. Cela peut être également la cause de la forte teneur en sulfates observée dans les deux forages de Ouled El Msilah et Bouhefna 3 ter.

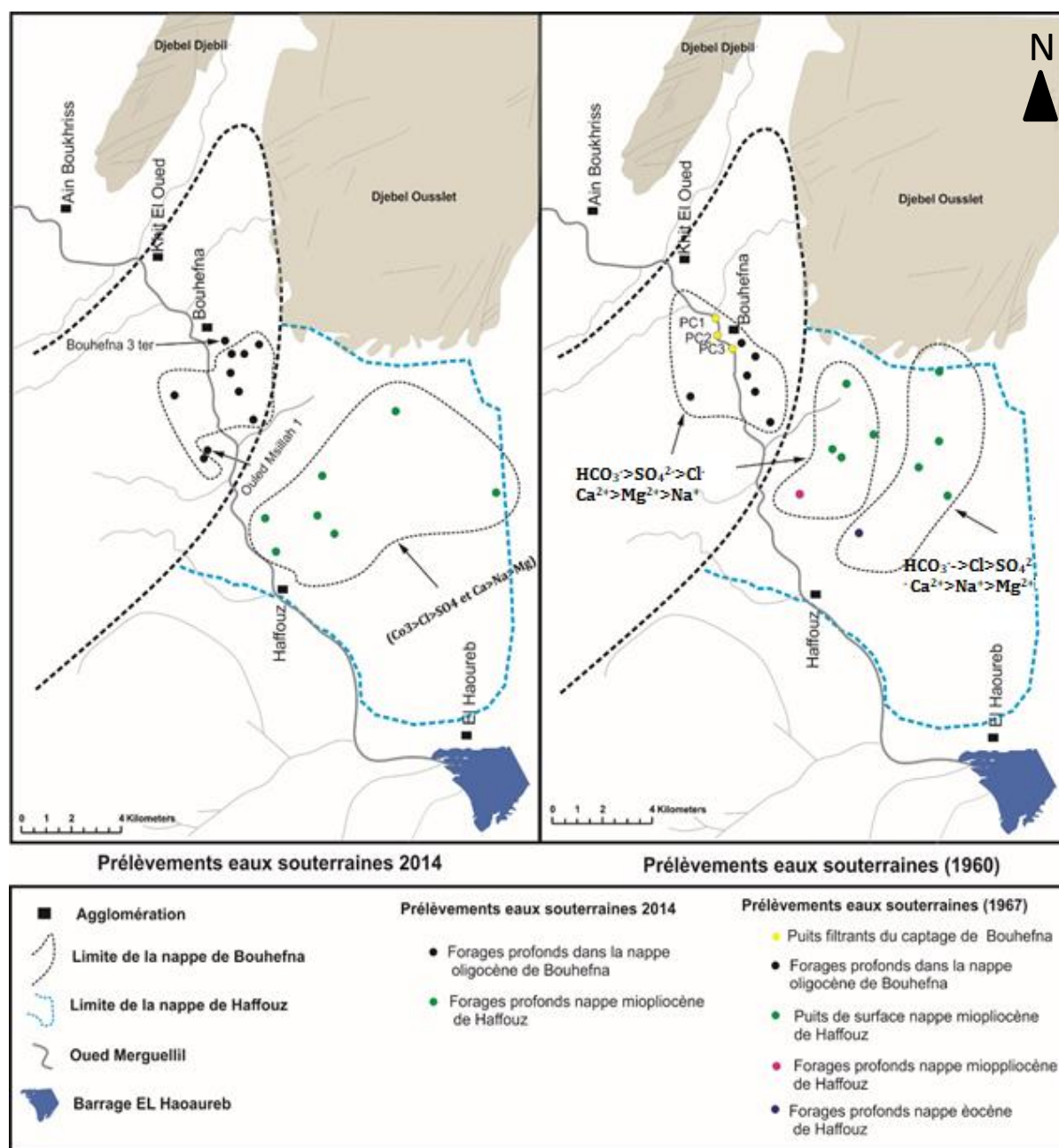


Figure III.23 Évolution spatiale de la géochimie de la nappe oligocène de Bouhefna et de la nappe miopliocène de Haffouz (état 1960 et 2014)

Cette évolution des faciès semble confirmer la diminution de la drainance verticale voire son annulation depuis l'Oligocène vers le Miopliocène. A ce stade l'étude de l'évolution temporelle des flux souterrains dans la nappe de Bouhefna et Haffouz s'est avérée nécessaire.

III.3.2. Evolution des chroniques piézométriques

III.3.2.1. Nappe de Bouhefna

❖ Niveau oligocène

L'analyse de l'évolution des chroniques piézométriques met en évidence une chute piézométrique à la fin des années 70 (Figure III.24). La baisse la plus rapide est observée au niveau du piézomètre PL1 qui enregistre un déclin de l'ordre de 17 m sur la période 1977-1985 soit à peu près 2.5 m /an. Pour les deux piézomètres KT5 et PC 2 cette baisse est moins marquée à raison de 1.3 m/an et 1.2 m/an respectivement sur la même période (1977-1985). Cette chute piézométrique est synchrone avec l'intensification de pompage durant la période 1976-1978 (Figure III.24).

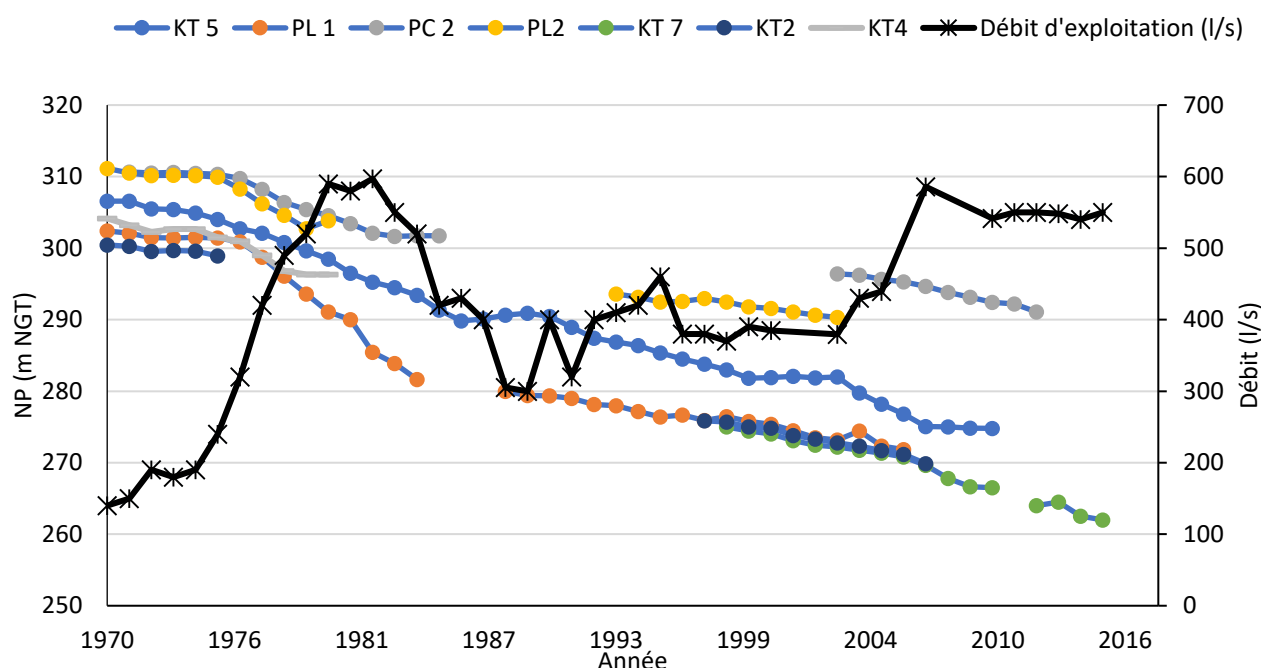


Figure III.24 Evolution des niveaux piézométriques et de débit d'exploitation (chiffres officiels (DGRE, 1970-2015)) de la nappe oligocène de Bouhefna

La baisse piézométrique observée depuis la fin des années 70 pourrait être interprétée comme un retour à la normale après la crue millénale de 1969. L'influence de cette crue sur la piézométrie est effectivement observée dans la partie aval du bassin (dans la plaine de Kairouan) avec une remontée de 10 m dans certains piézomètres (Cf. [Leduc et al., 2007](#) ; [Massuel et Riaux, 2017](#)). Dans l'Oligocène de Bouhefna il est difficile de détecter l'impact de cette crue sur la piézométrie puisque tous les piézomètres d'observations ont été installés après la crue de 1969 (les premiers piézomètres installés sont KT2, KT 4 et KT 5 en 1970). Toutefois le suivi des niveaux piézométriques des forages profonds exécutés entre 1955 et 1966 (issues des rapports de réception des forages DGRE (1955, 1966)) montre que la nappe de Bouhefna était artésienne pour la plupart des forages (à l'exception les forages BH1 et BH2) (Figure III.25). Ce qui confirme que la baisse piézométrique des années 70-80 ne s'agit pas d'un rééquilibrage des niveaux piézométriques après l'évènement millénal de 1969, mais bien évidemment d'une chute de la piézométrie.

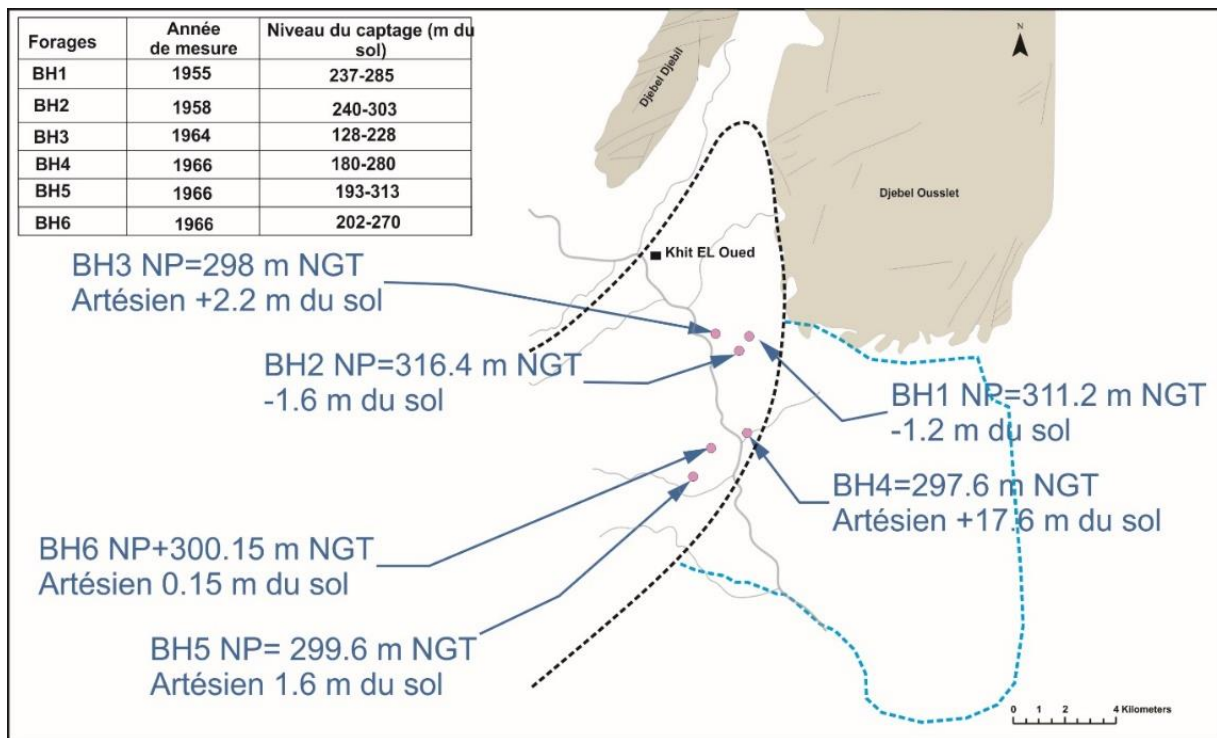


Figure III.25 Forages d'exploitation artésiens dans la nappe oligocène de Bouhefna (à l'exception de BH1 et BH2 avec un niveau proche du sol).

❖ Niveau miopliocène

La piézométrie du niveau miopliocène de la nappe de Bouhefna n'a pas été suivie temporellement. Nos observations du terrain montrent toutefois que tous les puits qui exploitaient ce niveau miopliocène sont taris ou approfondis par un sondage (puits-sondage) pour capter le niveau oligocène. Pour reconstituer l'évolution de la piézométrie de ce niveau aquifère, nous avons eu recours aux documents d'archives. Les informations à cet égard sont indirectes (i.e. essentiellement les enquêtes anciennes sur l'évolution des niveaux d'eau dans les puits), mais montrent une évolution très rapide sur la période 1971-1980. L'état des lieux en 1981 dans le niveau miopliocène de Bouhefna (Figure III.26) montre une baisse des niveaux d'eau dans la nappe de 5 à 8 m dans la région de Khit El Oued entre 1971-1981 (Hamza, 1983). Cette baisse est moins marquée dans la partie de l'ordre de 0.8 à 2.5 m. Cette évolution de la piézométrie du niveau miopliocène de la nappe de Bouhefna semble être synchrone avec la baisse piézométrique du niveau oligocène i.e. la baisse piézométrique de la nappe oligocène de Bouhefna a commencé sur la période 1977-1979 et les premières interventions d'approfondissement sur les puits dans le miopliocène de Bouhefna sont signalées durant la même période (Hamza, 1983). Ce qui renforce l'hypothèse d'une alimentation par drainance verticale depuis l'Oligocène i.e. la baisse piézométrique dans le niveau oligocène a induit systématiquement la baisse de décharge de ce dernier vers le miopliocène et donc une baisse piézométrique généralisée.

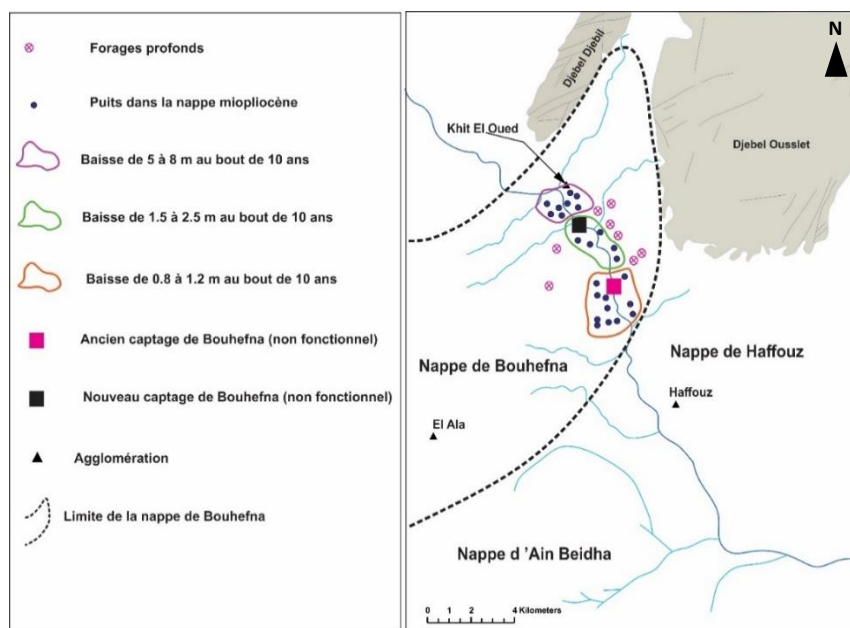


Figure III.26 Baisse piézométrique dans les puits du Miopliocene de Bouhefna en 1980 (Hamza, 1983)

III.3.2.2. Nappe de Haffouz

L'examen de l'évolution piézométrique de la nappe de Haffouz sur la période 1970-2014 dans le piézomètre Bir Eddine, qui dispose d'une chronique continue sur la période 1970-2014, en parallèle avec l'évolution des pompages (chiffres officiels de la DGRE) met en évidence également une baisse piézométrique sur la période 1970-1985 (≈ 0.7 m/an). Cette baisse ne suit pas l'augmentation des prélèvements dans la nappe. Depuis 1985 le niveau piézométrique semble atteindre un nouvel état d'équilibre avec une moyenne de l'ordre de 312 m pour le piézomètre de Bir Eddine. Une hausse piézométrique est observée pendant la période excédentaire entre 1990 et 2000 (Figure III.27). Les fluctuations saisonnières sont importantes (de 2 à 4 m) et mettent en évidence une recharge directe très active.

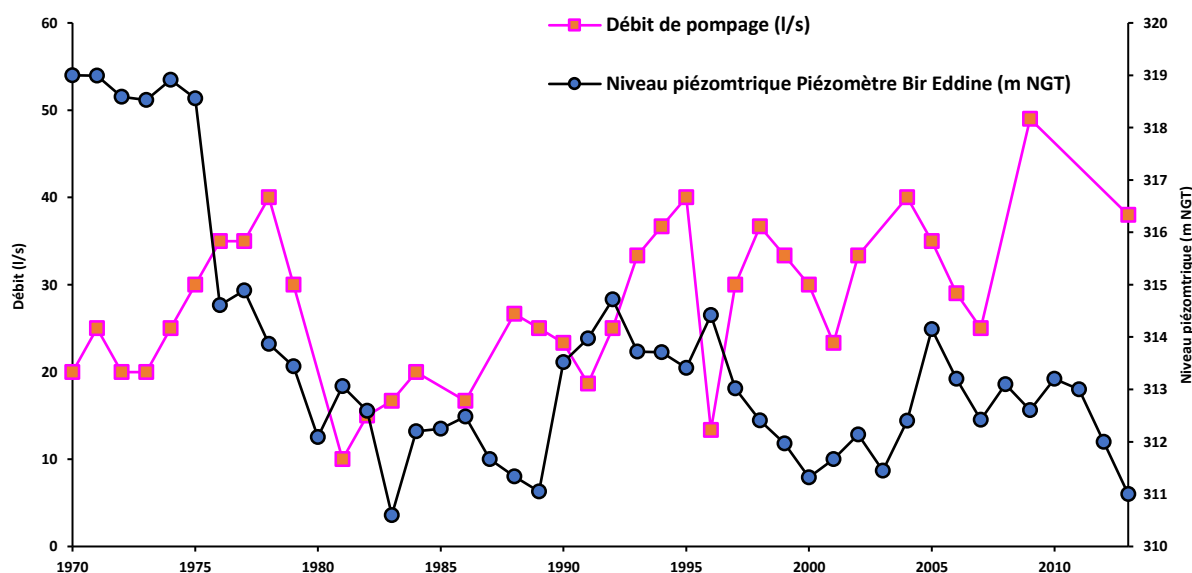


Figure III.27 Evolution annuelle des pompages (DGRE, 1970-2015) et de la piézométrie de dans la nappe miopliocène de Haffouz (piézomètre Bir Eddine)

La chute piézométrique sur la période 1970-1985 est observée dans tous les piézomètres de la nappe miopliocène de Haffouz, mais la période de suivi courte des autres piézomètres ne permet pas de confirmer

les hypothèses formulées pour le piézomètre Bir Eddine. La baisse piézométrique dans la nappe de Haffouz entre 1970-1985, comme dans le cas de la nappe de Bouhefna, pourrait être interprétée par un retour à la normale après l'année excédentaire de 1969. Néanmoins, les puits ont été suivis avant cet événement sur la période 1964-1965 (avec une rupture inexpliquée de suivi sur la période 1966-1969). Ces mesures mettent en exergue une stabilité de la piézométrie avant et après l'évènement millénial de 1969 (Figure III.28).

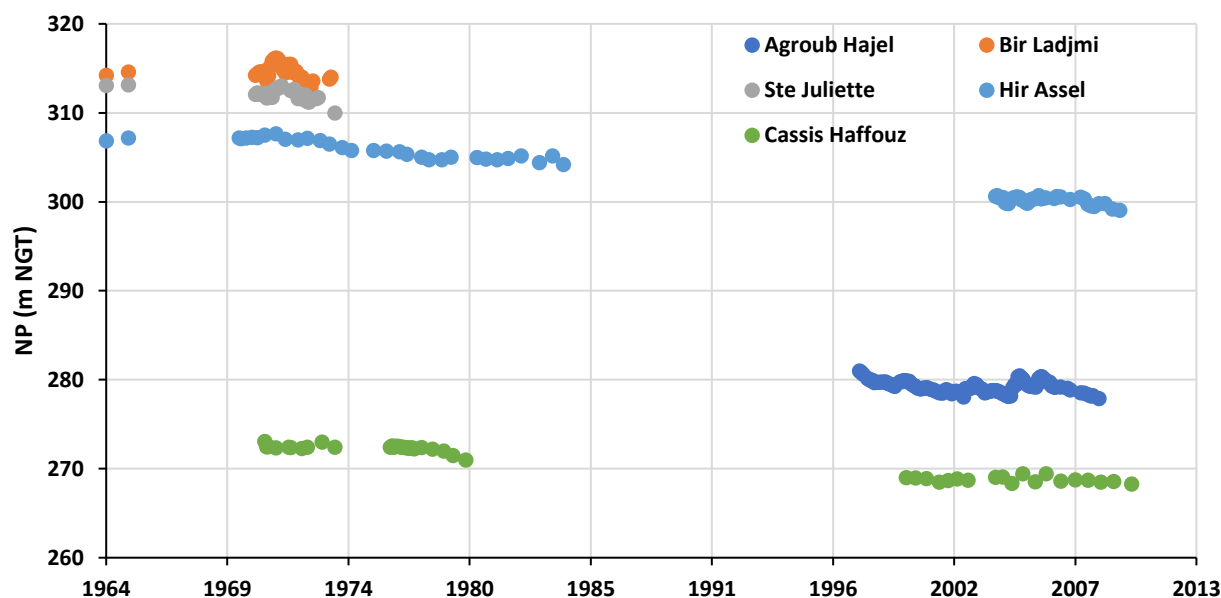


Figure III.28 Evolution des niveaux piézométriques dans les piézomètres de la nappe miopliocène de Haffouz

La baisse piézométrique dans la nappe du miopliocène de Haffouz sur la période 1970-1980 semble surgir en même période que celle observée dans la nappe oligocène de Bouhefna. Les chiffres officiels sur les prélèvements dans la nappe de Haffouz ne peuvent pas expliquer cette chute de la piézométrie de la nappe de Haffouz. Les informations tirées des documents d'archives montrent que la plupart des puits agricoles sont installés autour des oueds (Oued Merguellil et affluents) pour capter les écoulements hypodermiques et les sources. Ce qui a amené à supposer que la baisse dans la nappe de Bouhefna a induit également la baisse de décharge vers le Miopliocène et donc systématiquement une généralisation de la baisse piézométrique. Toutefois, la diminution de la recharge suite à l'expansion des travaux de CES sur la même période pourrait également expliquer cette baisse.

A cet égard, nous avons alors orienté notre analyse vers l'étude de l'évolution des prélèvements dans la nappe de Bouhefna.

III.3.3. Evolution des prélèvements dans la nappe de Bouhefna :

Dès l'instauration du protectorat français en Tunisie (1881), l'alimentation en eau des villes a mobilisé savoirs et savoir-faire de l'administration coloniale. Les premières actions ont concerné l'incorporation juridique des eaux dans le domaine public en 1885, puis en 1896 l'inventaire des ressources et installations hydrauliques que l'on doit à l'ingénieur Boule ([Besbes et al., 2014](#)). Dans le centre du pays, l'alimentation en eau potable de la ville de Sousse - qui concentrait un nombre important de colons - a rapidement posé problème, vu la faiblesse des ressources en eau de qualité dans cette région littorale. L'oued Merguellil est alors identifié comme ressource potentielle. A la fin du XIX^{ème} siècle, un transfert des eaux du Merguellil vers

la région de Sousse a été aménagée à partir du captage dit de Bouhefna (Figure III.29). À travers les documents d'archives ainsi que les inventaires de la DGRE (DGRE, 1970 - 2015) relatives aux captages de Bouhefna nous avons retracé l'histoire de l'évolution du captage de Bouhefna depuis 1899, date de début de l'exploitation de la nappe. Trois étapes majeures se dessinent à travers cette histoire.

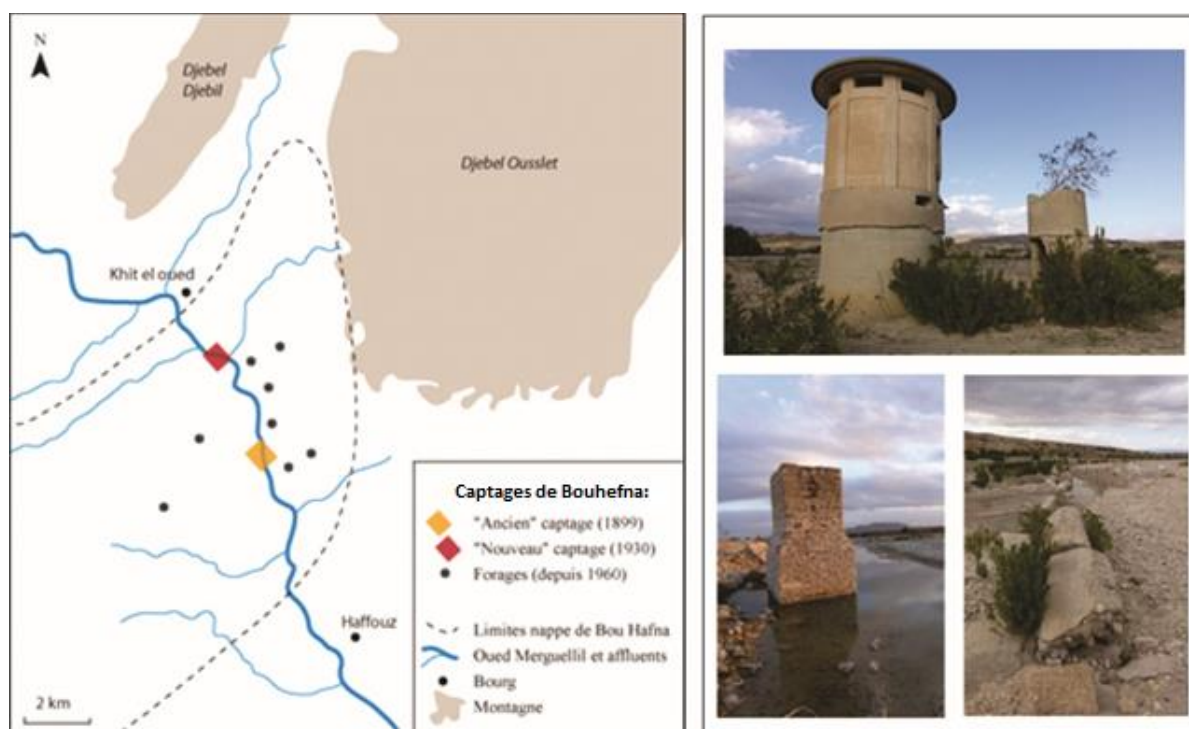


Figure III.29 Les captages de Bouhefna (A droite vestiges des infrastructures, crédit photos S. Massuel)

❖ **Le captage d'un écoulement inconnu (« l'ancien captage »)**

L'exécution du captage de Bouhefna a débuté en 1899. Selon Limouse (1923), le premier captage (appelé « ancien captage ») visait à recueillir les eaux de plusieurs sources situées dans le lit de l'oued Merguellil dans une région appelée Ouljet Bouhefna où l'oued faisait des courbes successives et formait des amas de sable et de graviers (Figure III.30) qui correspond à la section 3 sur les profils hydrologiques (Cf. Figure III.12). Ces émergences étaient alors vues comme des affleurements des flux de sub-surface de l'oued qui s'écoulaient dans une strate de sables et de graviers de deux mètres d'épaisseur au-dessus d'une couche géologique imperméable. Des drains menant l'eau de la rive gauche de l'oued vers des « galeries drainantes » furent construits, ainsi qu'une conduite en ciment longue de 125 km pour desservir la ville de Sousse dimensionnée pour un débit moyen de 100 l/s. Une fois la zone humide asséchée, les débits captés tarissent rapidement et passent à 40 l/s en 1910. Ce qui pousse les ingénieurs à modifier le captage pour fournir les 100l/s à la compagnie du sahel.

❖ **La découverte de la nappe (« le nouveau captage »)**

Les activités autour du captage de Bouhefna reprennent de l'intensité dans les années 1920. A cette époque-là, l'attention des ingénieurs est focalisée sur des sources, et en particulier celles de Ktifet El Homrane (Figure III.30) situées à quelques centaines de mètres à l'amont du captage de Bouhefna et déjà identifiées en son temps par l'ingénieur Delacourcelle (Limouse, 1923). L'idée est toujours de renforcer le captage pour garantir l'alimentation en eau de Sousse, dont la demande est par ailleurs en constante augmentation. Après un long débat entre les protagonistes sur la provenance des eaux des sources de Ktifet El Homrane. Ces

sources ainsi que l'eau recueillie dans l'oued Merguellil au niveau de l'ancien captage ont été identifiées comme l'émergence de trop-plein de la nappe de Bouhefna (Figure III.30). Les sources de Ktifet El Homrane ont finalement été captées en 1930 (le nouveau captage). Après un an de fonctionnement, le dispositif permet de capter 60 L/s de manière constante.

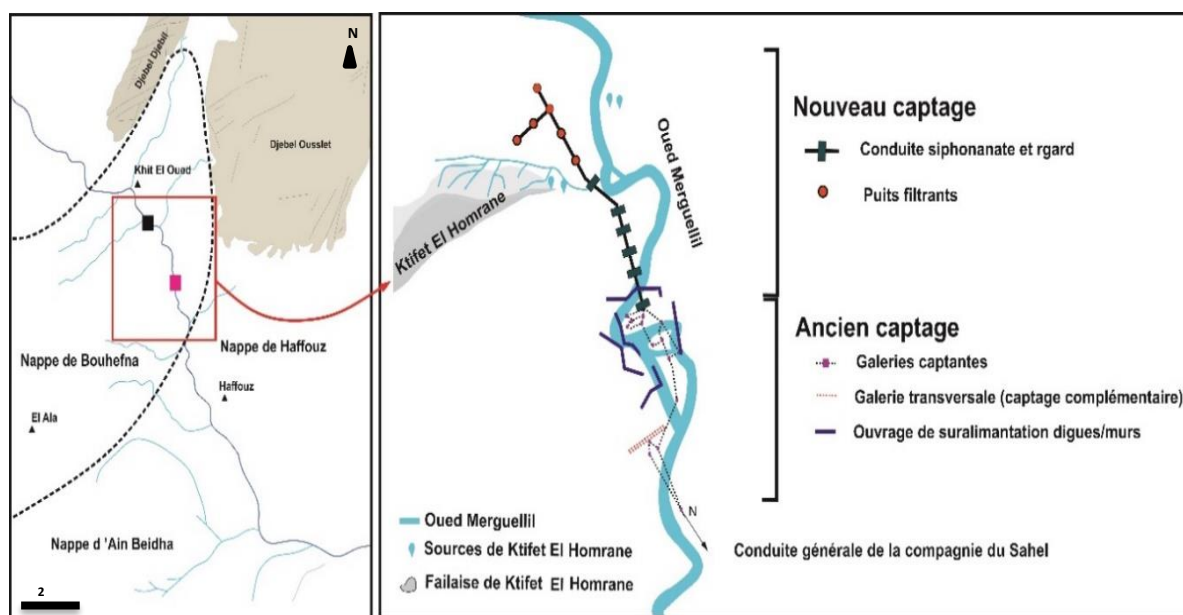


Figure III.30 L'ancien et le nouveau captage de Bouhefna

❖ **La maîtrise de la nappe : la stratégie d'exploitation de la nappe de Bouhefna**

Les investigations reprennent dans les années 1950, comme en témoigne le rapport de Degallier (1952), avec toujours le même objectif : accroître le débit transféré vers la région du Sahel. De nouvelles méthodes d'investigation en hydrogéologie sont testées localement. La connaissance des différentes nappes de la région et de leurs relations est approfondie grâce à l'analyse systématique de la chimie des eaux. Ces connaissances sont mises au service des Travaux Publics (TP) dans l'objectif d'établir un « captage rationnel » des nappes de la région de Bouhefna « *susceptibles d'être captées sur une grande échelle* » (Degallier, 1952). L'idée est désormais de stocker dans la nappe de Bouhefna le trop-plein des eaux qui s'évaporent ou qui s'écoulent en période d'abondance dans l'oued et dans les nappes adjacentes, de manière à pouvoir le mobiliser en période d'étiage. Pour cela, l'idée déjà ancienne de rabattre artificiellement les niveaux statiques est appliquée à la nappe profonde de Bouhefna. C'était d'ailleurs le sujet de la thèse de 3e cycle de l'hydrogéologue Besbes (1967), sous la direction de G. Castany qui dirigeait alors le service géologique à Tunis.

L'exploitation par forages profonds en complément des captages de Bouhefna a débuté dans les années 1950. L'installation de forages s'est poursuivie à un rythme soutenu. Dans la continuité des propositions de Degallier (1952), l'idée proposée par Besbes (1967) est d'optimiser le débit qui s'écoule dans la nappe (ressource dynamique) et qui peut être récupéré sans que l'on ne touche aux réserves statiques, de manière à préserver la productivité des captages sur le long terme. Pour cela, Besbes (1967) avait cherché à établir un équilibre hydraulique optimal estimé par simulation mathématique. Une action en deux phases est proposée : dans un premier temps, il s'agit de pomper au-delà du débit d'alimentation de la nappe, de manière à « annuler le débit de la nappe » (essentiellement celui qui transite vers la source de Ktifet El

Homrane) ; dans un second temps, il faut établir un équilibre entre le débit d'exploitation et le débit d'alimentation, pour « assurer la conservation des réserves non renouvelables » (Besbes 1967).

Alors qu'en 1968 est constituée la Société Nationale d'Exploitation des Eaux (SONEDE), le taux d'exploitation de la nappe de Bouhefna continue d'augmenter. On atteindra le nombre de 14 forages en 1982 (Hamza, 1983) et 20 forages en 2000 (Gassara, 2000), tandis que les quantités pompées atteignent 18,6 hm³/an en 1982. Même si ces quantités fluctuent, les ressources renouvelables de la nappe fixées à 300 L/s (soit 9,5 hm³/an) par Besbes (1967) sont largement dépassées. En 1983, Hamza – hydrogéologue de la Direction des Ressources en Eau - parle de « surexploitation » ou « d'exploitation minière » et en démontre l'impact négatif à la fois pour le rendement des pompages, et pour les populations dont les ressources (oued et sources) sont tarées. Dans son rapport de 2001, le géologue en chef de la DGRE, Gassara, souligne à nouveau l'impact négatif des prélèvements de la SONEDE sur l'hydrodynamique des nappes profondes du Kairouanais. Chiffres à l'appui, il affirme que « la SONEDE accapare la presque totalité des volumes pompés dans les nappes de Bouhefna et Chérichira » et que cela provoque « des baisses continues et généralisées parfois inquiétantes de la piézométrie » (Gassara, 2000). A la suite de ces constats, et dans l'objectif de « préserver ce patrimoine contre tout risque d'épuisement », Gassara demande à la SONEDE de réduire ses prélèvements, or, les chiffres de la DGRE (DGRE, 1970-2015) (Figure III.31) montrent une reprise de l'intensification des pompages à partir de 2003. Il semble que, sous la pression de la demande accrue en eau potable, la SONEDE ait perdu complètement le programme de la surexploitation contrôlée.

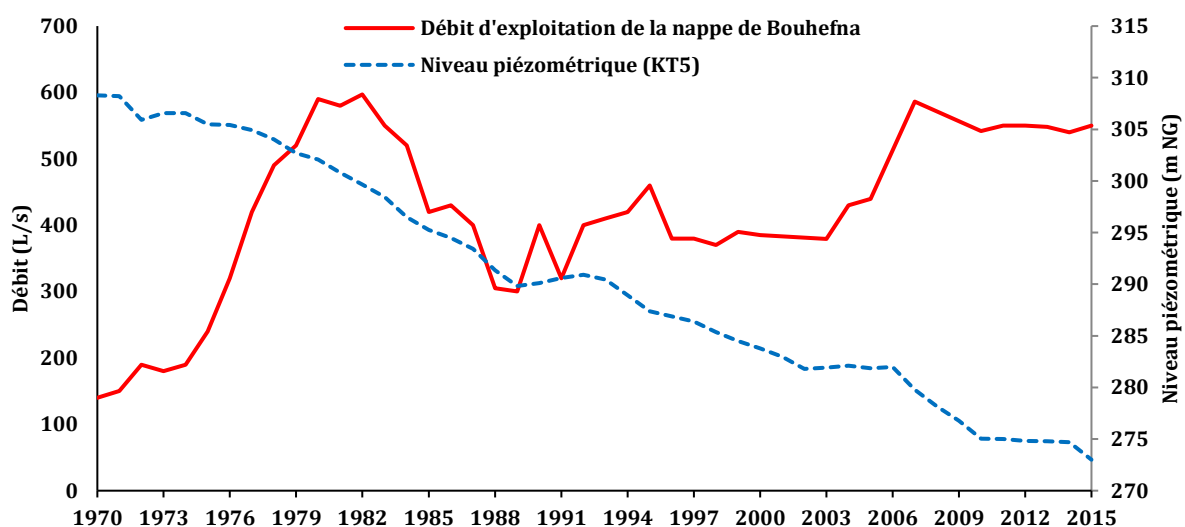


Figure III.31 Évolution de l'exploitation (chiffres officiels (DGRE, 1970-2015)) et du niveau de la nappe de Bouhefna (emplacement du piézomètre KT5 sur la Figure III.5)

III.4. Evolution des modes d'accès à l'eau

L'analyse diachronique, basée sur les documents d'archives nous a permis de retracer la dynamique des changements des usages et des usagers de l'eau autour de l'oued et de l'adaptation des groupes sociaux face à l'évolution de leur milieu. Cela permet également de reconstituer l'histoire temporelle de l'oued. Sur la période entre 2012 et 2015 des enquêtes auprès des agriculteurs riverains ont été menées tout le long de l'oued Merguellil. A travers ces enquêtes, l'année 1969 est souvent déclarée par les riverains comme une date charnière, conditionnant en grande partie le changement des pratiques agricoles et les modes d'accès à l'eau. A cet égard l'introduction des pompes diesel dans l'oued est considérée par nos interlocuteurs,

comme une conséquence directe de la grande crue de 1969 qui a emporté toutes les Seguias (conduite d'irrigation) et fait approfondir le lit de l'oued. Or, cette explication contredisait les dates mentionnées préalablement dans le récit de l'histoire hydro-agricole de chaque famille rencontrée : l'abandon des canaux semble intervenir plusieurs années après la fameuse crue. Une autre constatation ressortait également des discours des agriculteurs, c'est la disparition de l'écoulement de l'oued dans la partie aval de son cours. Cela nous semble être également en lien étroit avec le discours sur le transfert de l'eau vers les régions côtières, et pourtant cette relation ne se manifeste pas systématiquement dans nos entretiens exploratoires. Ces interrogations suscitées nous ont poussés à recourir une autre fois aux documents d'archives et particulièrement les enquêtes menées dans les années 70-80. Ce qui semble sûr dans ces enquêtes anciennes, en ce qui concerne les modes d'accès à l'eau autour de l'oued Merguellil, c'est qu'en 1972 les paysans utilisent toujours les canaux d'irrigation comme mode de captage et de transport des eaux de l'oued vers les parcelles, Duval (1971) dénombre 19 Seguias entre Sidi Remeni et El Haouareb en 1972 qui prélevaient un débit de 95 l/s. Deux ans après, en 1974, une autre enquête a fait apparaître 14 stations de pompage uniquement en aval immédiat des sources de Ain Boukhriss. Alors que plus en aval de la région de Khit El Oued les agriculteurs utilisent toujours les Seguias (Figure III.32).

Une seguia est capable, en moyenne, de prélever un débit entre 15 et 20 l/s alors que les pompes installées à l'époque à proximité d'Ain Boukhriss sont capables de délivrer un débit entre 3 et 10 l/s. Ce qui confirme encore une fois l'abondance de l'eau dans la région de Bouhefna, par rapport aux autres tronçons de l'oued Merguellil. Notre hypothèse du tournant de 1976 semble être confirmée également par l'adaptation technique des riverains à la disponibilité en eau dans l'oued. Ces derniers nous expliquent que depuis les années 1980 ils n'utilisent plus que les motopompes pour mobiliser les eaux de l'oued, expliquant cela notamment par le fait que les prises d'eau de seguias n'étaient plus alimentées par l'oued. Mais à travers des documents d'archives, on s'aperçoit que les séguias existaient avant et après la crue de 1969 et que l'hypothèse de l'abandon des seguias après la crue de 1969 peut être facilement démentie. Face à la baisse de l'écoulement, les pompages illicites au fil de l'oued commençaient rapidement à s'amplifier à l'époque. En 1983 Hamza (1983) comptait entre Sidi Rimani (Amont Ain Boukhriss) et Ktifet El Homrane (Bouhefna) 33 prises d'eaux illégales avec un total pompé de 0.812 hm³. D'ailleurs il n'évoque pas la présence des prises d'eau plus en aval de Khit El Oued.

Actuellement le tronçon pérenne de l'oued ne dépasse plus la région de Khit El Oued, avec un débit qui ne cesse de diminuer. Sur cette section de l'oued, le recensement systématique des pompes donne un total de 148 installations en 2013. Soit 70% des pompes actives, à raison de 5 l/s de pompage, il est possible d'établir une estimation grossière des prélèvements de l'ordre de 50 L/s retirés au débit de base dans ce tronçon de l'oued Merguellil (Figure III.32).

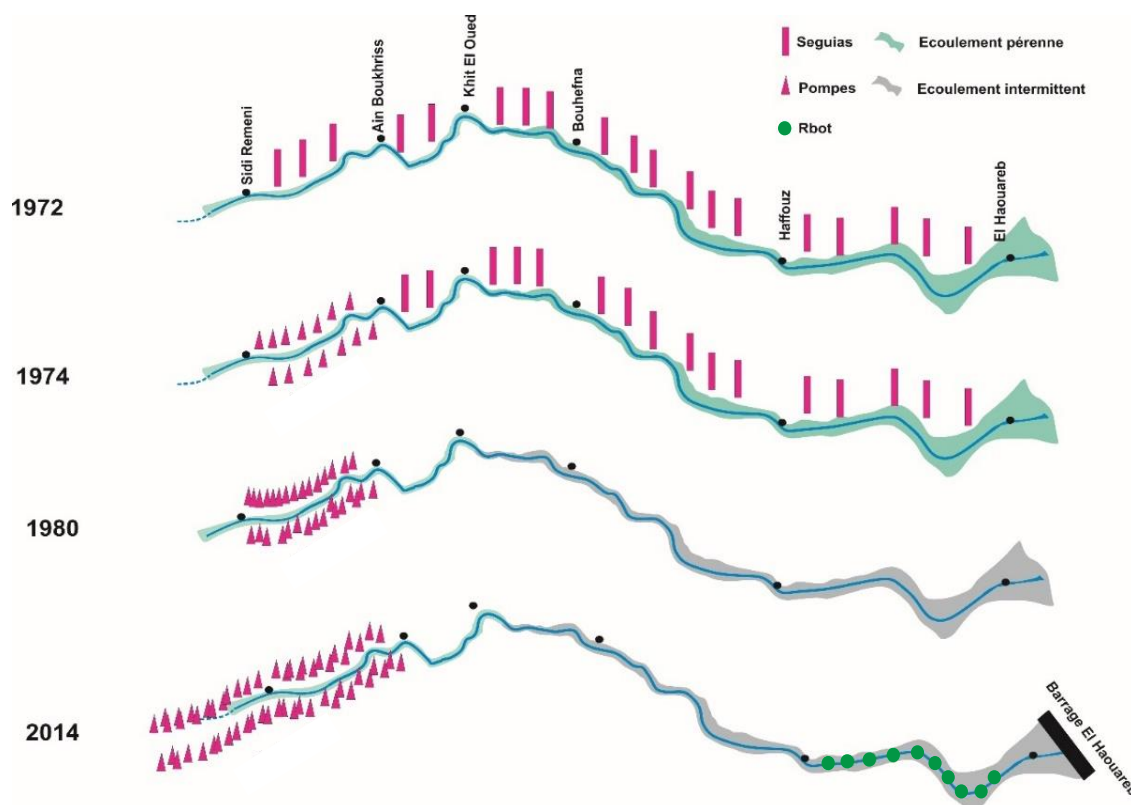


Figure III.32 Evolution des modes d'accès à l'eau autour de l'oued Merguellil (1972-2014)

III.5. Conclusion : Un tournant dans l'histoire de l'eau autour de l'oued Merguellil

Les échos historiques et les dires des riverains dans le bassin de l'oued Merguellil font référence à une abondance de l'eau autour de l'oued Merguellil dans les années passées. L'analyse de la longue histoire combinée avec l'analyse hydrologique et géochimique a permis de comprendre l'organisation spatiale de l'écoulement en étiage qui est soutenu par les nappes souterraines spécialement celle de Haffouz et Bouhefna. Le résultat suggère que, la surexploitation volontaire de la nappe de Bouhefna dans le cadre d'une stratégie nationale, a induit systématiquement l'annulation de la décharge de la nappe oligocène vers la nappe de miopliocène et l'oued Merguellil ce qui a provoqué le tarissement des sources de trop-plein et l'assèchement des débits d'étiage de l'oued sur la majorité de son cours. L'oued Merguellil et sa nappe alluviale qui étaient autrefois alimentés par les nappes de Bouhefna et Haffouz se trouvent aujourd'hui drainés par ses mêmes nappes. Ce bouleversement hydrologique a induit également une adaptation des modes d'accès à l'eau autour de l'oued.

L'analyse menée dans ce chapitre a permis de montrer que les changements autour l'oued Merguellil se conjuguent à différents niveaux, mais les informations disponibles n'ont pas permis de bien caractériser les processus actuels. C'est pour cette raison que des mesures plus focalisées autour de l'oued Merguellil ont été effectuées et analysées dans le chapitre IV.

Les résultats de ce chapitre ont soulevé des questions sur l'évolution des quantités d'eau échangées entre les différentes composantes hydrologiques (transfert entre les nappes et avec l'eau de surface), des modélisations hydrodynamiques ont été alors entreprises dans le chapitre V pour répondre à tous ces questionnements.

Chapitre IV Analyse des processus hydrologiques actuels autour de l'oued Merguellil

Les résultats du chapitre III suggèrent que la baisse de la décharge de la nappe de Bouhefna vers l'oued Merguellil et vers la nappe de Haffouz a induit à une inversion du gradient oued-nappe et l'assèchement de l'oued sur la majeure partie de son cours. Ce bouleversement hydrologique a favorisé une infiltration très active des crues dans le tronçon de l'oued entre la station de Haffouz et la station d'El Haouareb. L'accumulation d'une épaisse couche d'alluvions en amont du barrage El Haouareb a contribué également à l'accroissement de cette infiltration. Etant donné leur intérêt applicatif moins important dans les années passées (avant l'inversion du gradient oued-nappe) et le manque de données appropriées, ces processus restent très méconnus, et n'ont jamais fait l'objet d'une étude complète ou systématique.

L'échange entre l'oued Merguellil, sa nappe alluviale et les nappes superficielles représente également une composante importante du bilan hydrologique. En effet, la nappe alluviale du Merguellil, avec sa vaste extension, pourrait emmagasiner un stock important en eau dont une partie est exploitée en saison sèche pour l'irrigation agricole et une partie est infiltrée pour rejoindre les nappes superficielles.

Pour décortiquer tous ces processus, nous avons effectué plusieurs mesures focalisées autour de l'oued qui seront exposées et analysées dans ce chapitre.

IV.1. Analyse hydrologique

IV.1.1. Données piézométriques de surface de la base G-eau

IV.1.1.1. Réseau de mesure et choix des sites

Il s'est agi de suivre l'évolution de la piézométrie autour de l'oued et la fluctuation des niveaux d'eau du Merguellil. Pour le suivi, 10 piézomètres de surface ont été installés tout le long de l'oued depuis 2012 par l'équipe de l'IRD (Figure IV.1). L'installation des piézomètres avait été réalisée en prévision de cette thèse et l'acquisition d'une partie de ces données a commencé avant le démarrage de la thèse. Tous les piézomètres ont été équipés par des sondes d'enregistrement de pression relative automatisées avec un pas de temps constant et synchrone de 6 min. La compensation de la pression atmosphérique est réalisée grâce à une sonde de pression installée dans la région de Haffouz pour mesurer la pression atmosphérique. La résolution de mesure de pression d'eau est de l'ordre de 0.2 cm avec une précision maximale de ± 2.5 cm H₂O. Les sondes ont une capacité de stockage de 48000 mesures (24000 pour la barodiver) ce qui correspond à plus de 3 ans d'autonomie.

Les piézomètres MZ05, MZ06, MZ07, MZ08, MZ09 et MZ10 ont été installés dans les alluvions de l'oued dans des tubes en acier galvanisé de 40mm de diamètre perforés et soudés à des socles en acier. Pour les piézomètres loin de l'oued (installés dans la nappe de Haffouz), les sondes ont été placées dans des puits abandonnés sur les rives de l'oued (MZ01, MZ02, MZ03 et MZ04).

Le suivi de fluctuation des niveaux de l'oued était possible uniquement au niveau de l'échelle limnigraphique placée à Ain Boukhriss (Figure IV.1). Malheureusement il n'était pas possible d'installer une sonde plus en aval à cause de l'instabilité de l'oued et du problème de vol. Au cours des années d'enregistrement, certaines sondes ont dû être abandonnées à cause d'erreurs ou d'arrêt d'enregistrement. D'autres sondes ont été également dérobées ou abimées. La période d'enregistrement varie entre 3 et 5 ans (Tableau IV.1).

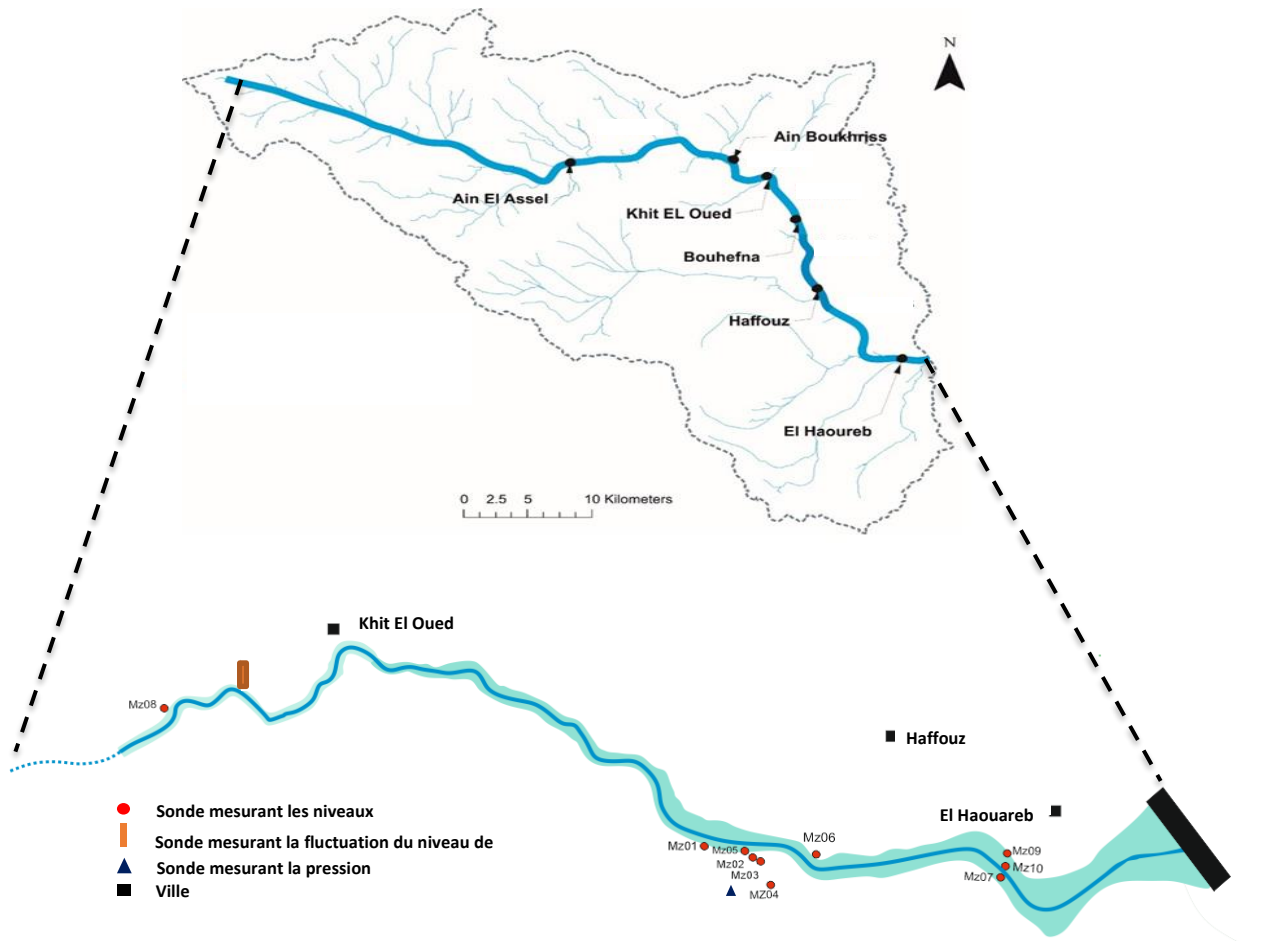


Figure IV.1 Emplacement des piézomètres de surface installés tout le long de l'oued Merguellil

Tous les piézomètres ont été nivelés par rapport au niveau général Tunisien suite à des campagnes de nivellement par GPS différentiel (DGPS) réalisées par l'équipe de l'IRD. L'avantage d'un DGPS est que sa précision est centimétrique grâce aux techniques cinématiques en temps réel (Real Time Kinetic, RTK). Le principe est basé sur l'utilisation conjointement de deux stations de réception de signal : une station fixe localisée à des coordonnées bien connues qui transmet en temps réel les informations corrigées sur la position à une station mobile. Dans les travaux de cette thèse, la station fixe a été positionnée au niveau d'un point coté sur la digue du barrage El Haouareb. La précision centimétrique offerte par le DGPS est d'une grande importance pour détecter les faibles fluctuations dans la nappe alluviale. En effet, l'utilisation directe des altitudes extraites du MNT (SRTM-30m) pourrait induire des erreurs considérables (e.g. erreur supérieure à +1.5 cm pour le piézomètre MZ08, Tableau. IV.1).

Les sondes sont déchargées pratiquement une fois tous les trois mois lors des tournées du terrain. Une mesure manuelle du niveau piézométrique et une vérification de la batterie de chaque sonde sont également effectuées durant chaque passage. La dérive de la sonde est contrôlée après chaque déchargement.

Tableau IV-1 Caractéristiques des piézomètres et leurs périodes de suivi

Piézomètre	Pas de temps	Période de fonctionnement	Profondeur de la sonde par rapport au sol (m)	Alt (m NGT) Mesure DGPS	Alt (m NGT) Extraite du MNT (SRTM-30)	Distance du Merguellil (m) (Cf. Annexe A6)
MZ01	6 min	31/05/2012 au 18/03/2014	6.85	263.65	263	180
MZ02	6 min	31/05/2012 au 02/07/2013	14.15	263.76	263	250
MZ03	6 min	31/05/2012 au 10/02/2016	17.5	265.42	265	350
MZ04	6 min	31/05/2012 au 09/09/2014	17.06	263.10	262	1000
MZ05	6 min	27/05/2013 au 10/02/2016	2.15	254.98	255	100
MZ06	6 min	11/07/2013 au 10/02/2016	1.75	248.37	248	50
MZ07	6 min	12/12/2013 au 04/06/2015	1.65	223.68	223	40
MZ08	6 min	13/12/2013 au 09/02/2016	1.55	349.65	348	35
MZ09	6 min	11/02/2014 au 03/02/2016	4.75	227.39	227	400
MZ10	6 min	11/02/2014 au 14/11/2015	2.50	223.62	223	35

P : pression T : température

NB. Les distances sont définies par rapport au milieu de l'oued (Annexe A6).

IV.1.1.2. Description des chroniques piézométriques

L'analyse des chroniques piézométriques fait ressortir la présence de trois séries de fonctionnements différents. Pour les piézomètres proches de l'oued installés dans les alluvions de l'oued (MZ01, MZ06, MZ05, MZ08, MZ09 et MZ10) la chronique piézométrique montre une forme très serrée avec des pics plus prononcés que ceux de l'oued Merguellil que ce soit en période sèche ou humide. Pour les piézomètres loin de l'oued installés dans la nappe de phréatique de Haffouz (MZ02, MZ03 et MZ04) la chronique montre des pics beaucoup moins prononcés.

❖ Les piézomètres de la zone d'Ain Boukhriss (MZ08 et limnigraphe d'Ain Boukhriss) (Figure IV.2)

Le piézomètre MZ08, le plus proche de la station de Boukhriss où le niveau de l'eau de l'oued est mesuré, montre un décalage temporel moyen de l'ordre de 1 à 3 h par rapport à la fluctuation du niveau de l'eau de l'oued. La réaction très rapide du piézomètre MZ08 semble être le résultat instantané de la propagation horizontale des crues à travers la rive de l'oued. Que ce soit en période sèche ou humide le niveau de l'eau dans l'oued est toujours supérieur au niveau de l'eau dans le piézomètre (Figure IV.3). La nappe est alors alimentée par l'oued. En septembre 2015, suite à des travaux sur l'oued Merguellil, le tube dans lequel la sonde d'Ain Boukhriss est installée, a été complètement bouché par le béton. Le dernier enregistrement opérationnel récupéré remonte au 12/09/2015.

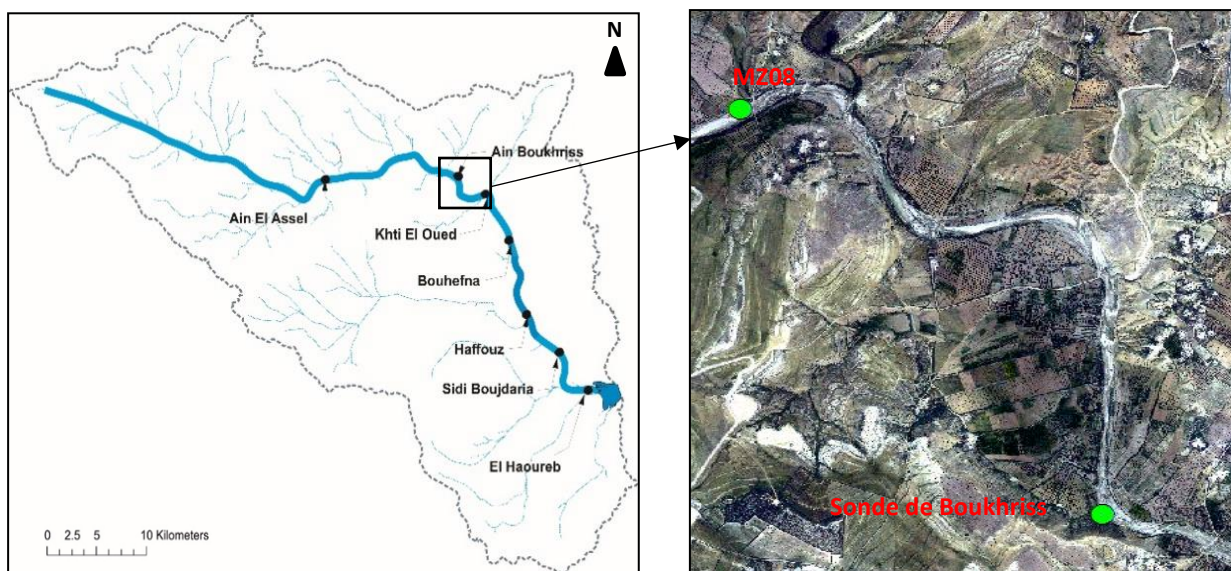


Figure IV.2 Emplacement des piézomètres de la zone d'Ain Boukhriss

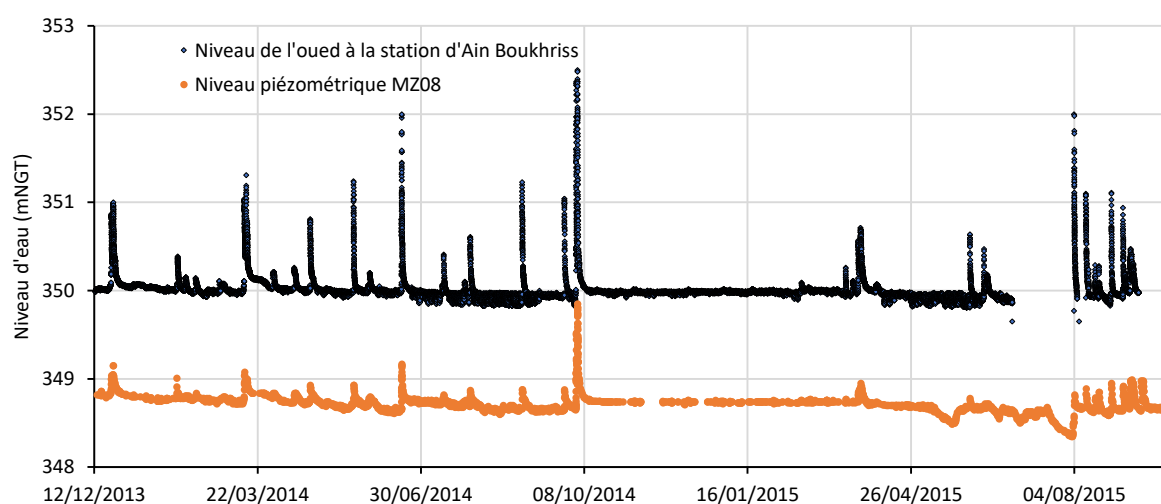


Figure IV.3 Chronique piézométrique du piézomètre MZ08 et du niveau de l'oued à la station d'Ain Boukhriss (distance 35 m du Merguellil)

❖ Les piézomètres de la zone de Haffouz (MZ01, MZ02, MZ03, MZ04, MZ05 et MZ06) (Figure IV.4)

La zone de Haffouz a été équipée par 6 piézomètres répartis en deux transects autour de l'oued Merguellil. Un premier transect transversal formé de l'amont vers l'aval par les piézomètres MZ01, MZ05 et MZ06. Un deuxième transect composé par quatre piézomètres installés sur la rive droite ; le MZ02, MZ03 et MZ04 respectivement de plus proche au plus loin de l'oued

Au niveau des piézomètres MZ05, MZ06 et MZ01 installés dans la nappe alluviale de l'oued, la succession des crues suit la fluctuation du plan d'eau enregistré par la sonde d'Ain Boukhriss avec une réaction nettement plus prononcée au niveau du MZ06, le plus proche à l'oued (Figure IV.5). Dans tous les piézomètres, le niveau d'eau enregistré est inférieur au niveau du lit de l'oued (Figure IV.5). Que ce soit en période sèche ou humide, l'oued Merguellil alimente la nappe alluviale. L'effet dans la nappe crée par certaines crues de faibles amplitudes n'a été enregistré que dans le piézomètre MZ06. A cet égard, trois

hypothèses peuvent être formulées : soit que la faible distance entre le piézomètre MZ06 et l'oued est à l'origine de cette réaction plus prononcée, soit que le confluent Zebbes, à quelques dizaines de mètres de MZ06 a provoqué cette différence de fonctionnement ou que la connexion hydraulique est beaucoup mieux dans cette zone. Le piézomètre MZ06 répond même aux petites crues d'amplitude inférieure à 50 cm (Figure IV.5).

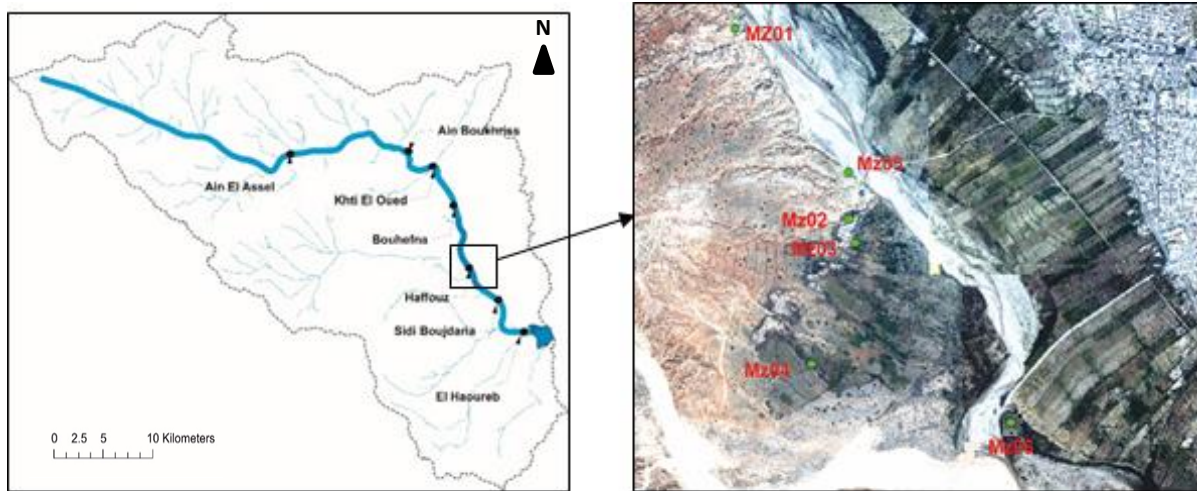
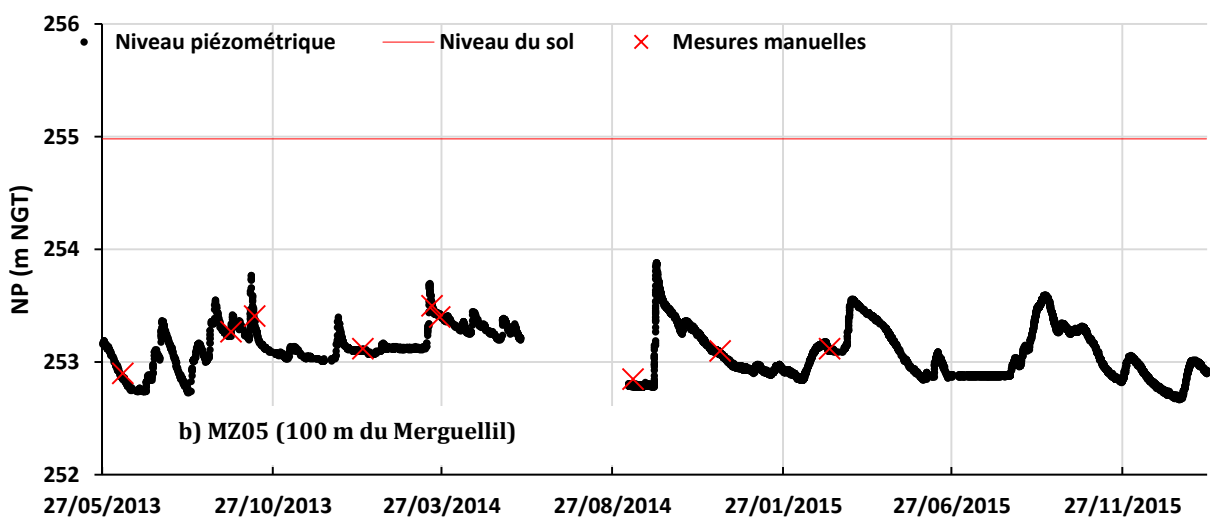
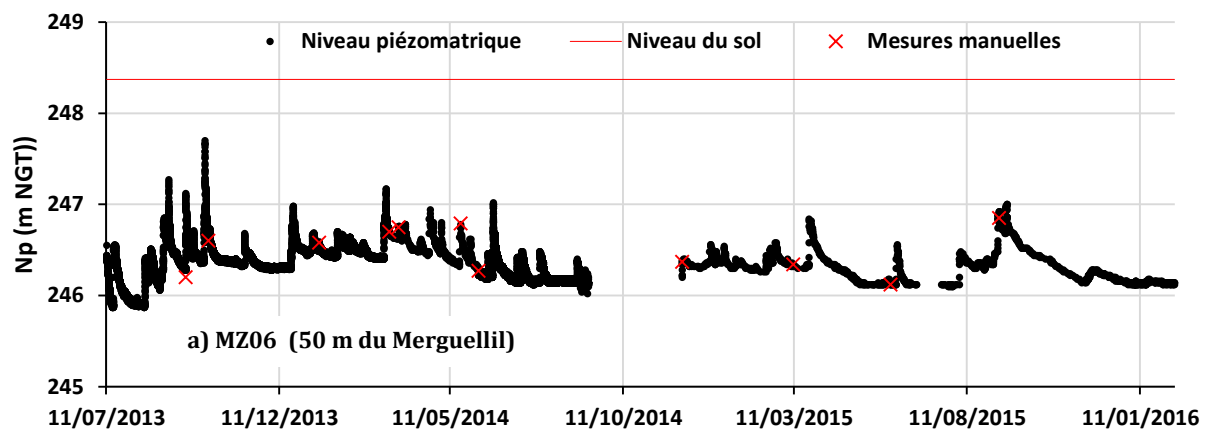


Figure IV.4 Emplacement des piézomètres de la zone de Haffouz



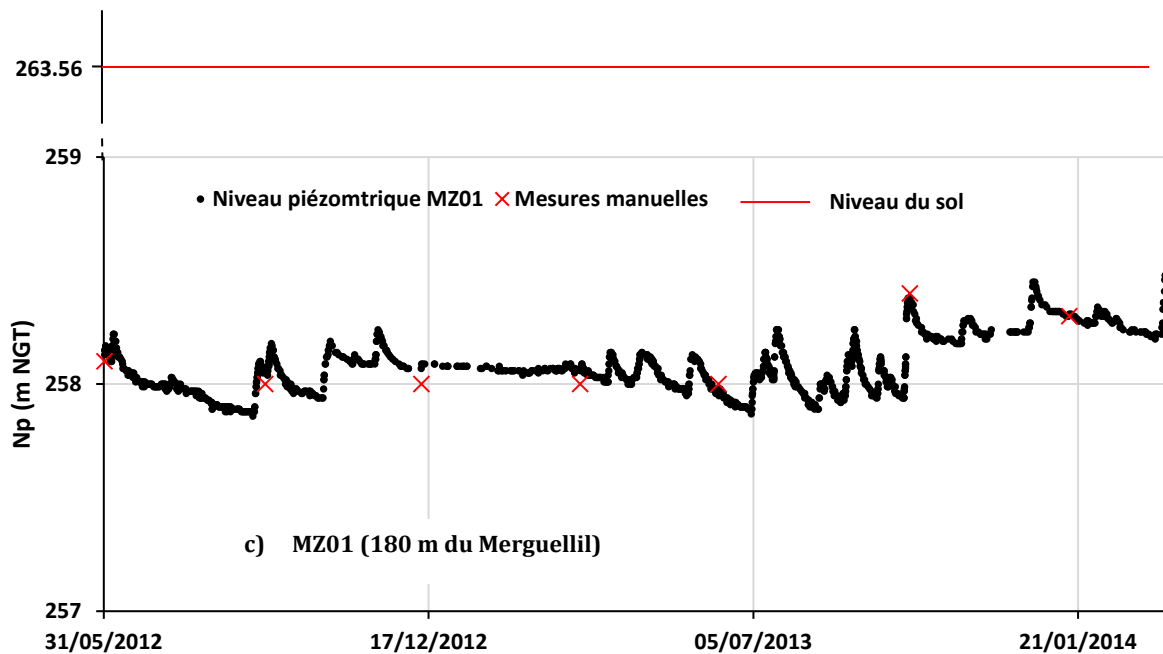


Figure IV.5 Chronique piézométrique des piézomètres a) MZ06, b) MZ05 et c) MZ01

Une analyse de la relation linéaire entre la fluctuation des niveaux d'eau souterraine et la fluctuation des niveaux de l'oued (Figure IV.6) met en évidence une corrélation comprise entre 30 et 70%. Le coefficient de détermination montre que près de 70% de la variation des niveaux d'eau souterraine dans MZ06 (Figure IV.6.a), 50% dans MZ05 (Figure IV.6.b) et 30% dans MZ01 (Figure IV.6.c) est due à la fluctuation des niveaux de l'oued. La variation restante est causée par d'autres facteurs comme la recharge locale et/ou les écoulements souterrains. Le coefficient de détermination diminue avec la distance à l'oued, ce qui reflète une atténuation en temps et en amplitude.

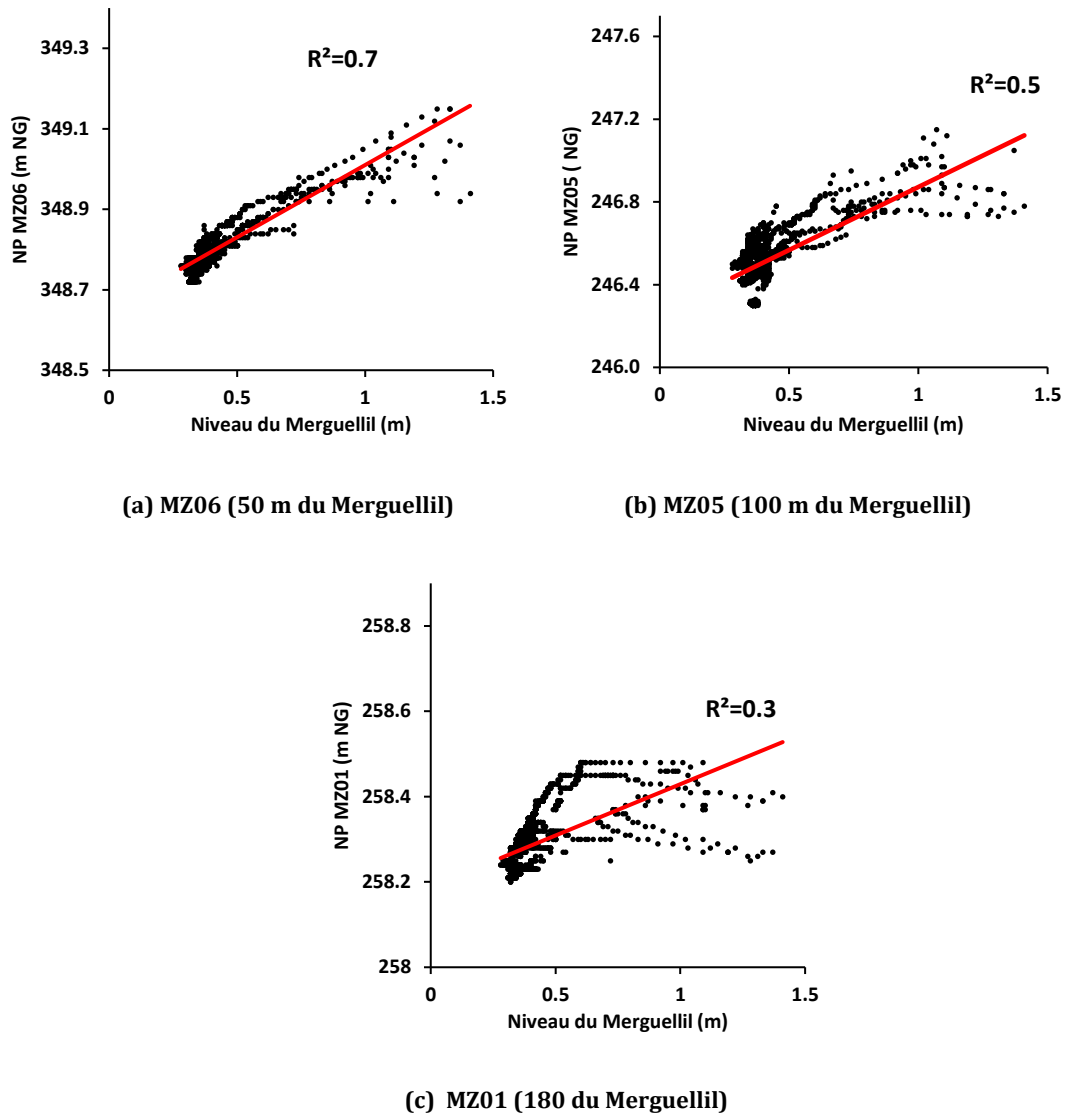


Figure IV.6 Relation entre la fluctuation des niveaux de l'eau de l'oued à la station d'Ain Boukhriss et les niveaux piézométriques dans les piézomètres (a) MZ06, (b) MZ05 et (c) MZ01

Pour les piézomètres MZ02, MZ03 et MZ04 installés au niveau de la rive droite de l'oued Merguellil dans la nappe superficielle de Haffouz, la fluctuation est beaucoup moins prononcée que celle observée dans les piézomètres MZ01, MZ05 et MZ06 (Figure IV.7) avec un comportement sinusoïdal. Ces piézomètres réagissent peu ou pas à la fluctuation de l'oued.

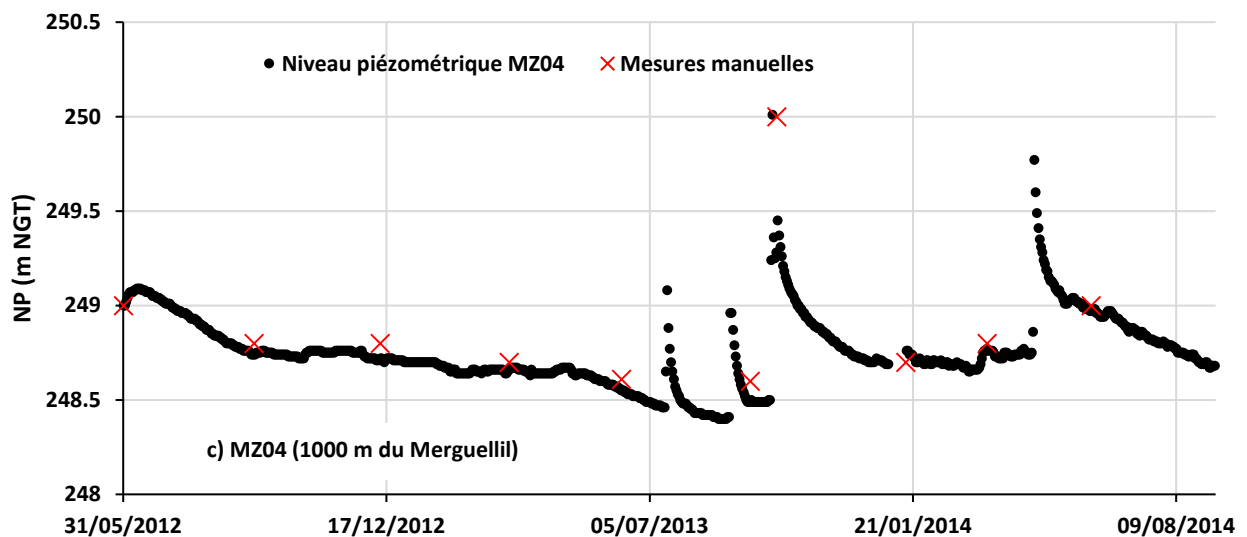
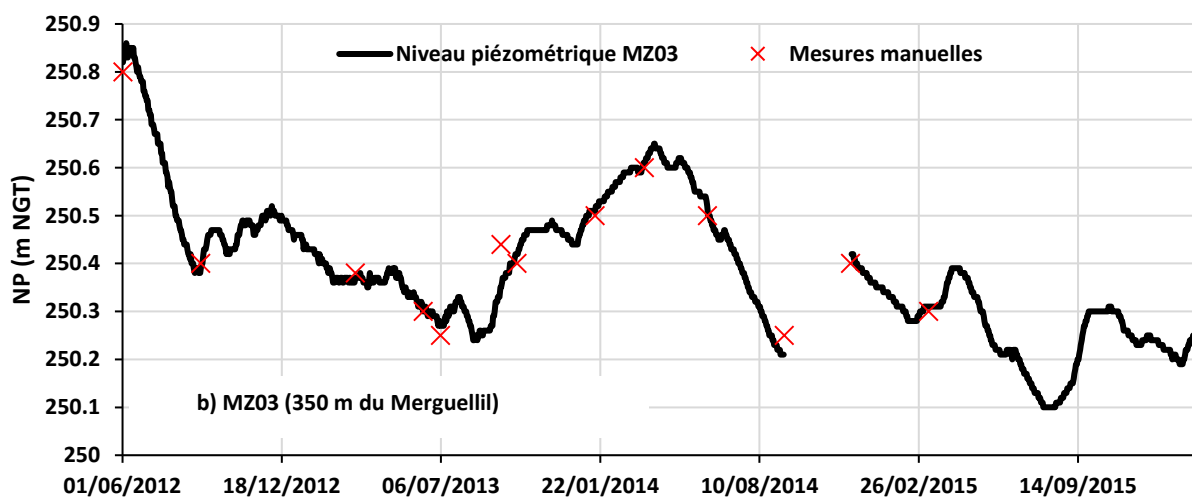
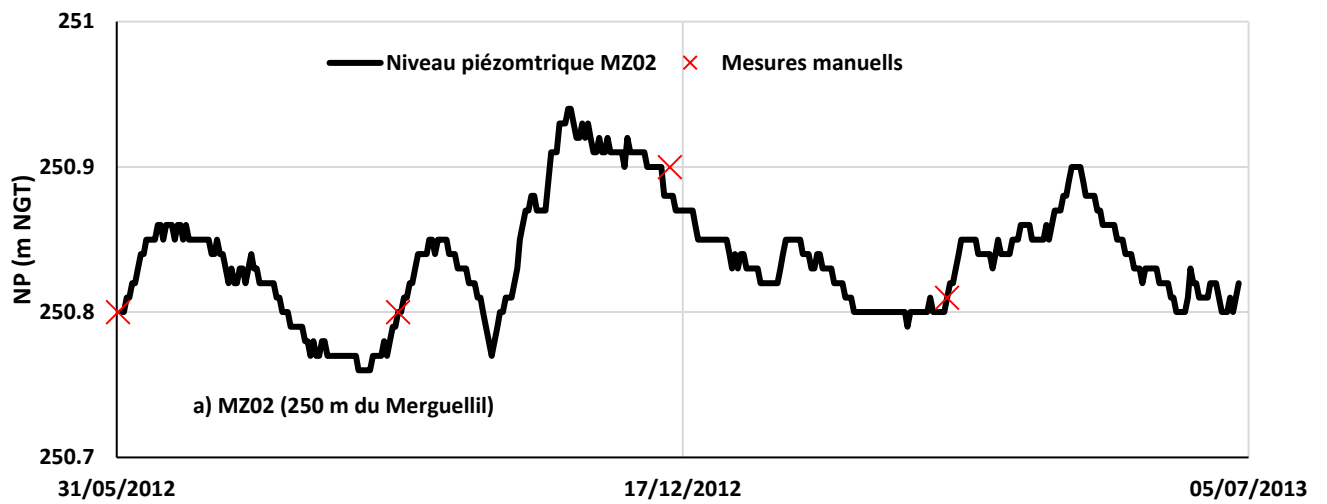


Figure IV.7 Chroniques piézométriques aux piézomètres a) MZ02, b) MZ03 et c) MZ04

La dynamique observée au niveau du piézomètre MZ04 ne rejoint pas celle des piézomètres MZ02 et MZ03. Au cours des travaux de terrain, nous avons constaté que la réaction de ce piézomètre est influencée par un apport de surface dans le puits dans laquelle la sonde a été installée.

❖ Les piézomètres de la zone Sidi Boujdaria (MZ07, MZ09, MZ10) (Figure IV.8)

Les piézomètres MZ07, MZ10 et MZ09 installés dans la région de Sidi Boujdaria montrent une réaction beaucoup moins lissée que les piézomètres proches de l'oued de la région de Haffouz (MZ01, MZ05 et MZ06) et pourtant ces piézomètres sont plus proches à l'oued. Dans cette section, l'oued perd une grande partie de son écoulement, car les alluvions sont très meubles et très perméables. La réaction de ces piézomètres devrait en principe être plus marquée, mais on remarque que c'est le contraire qui se déroule.

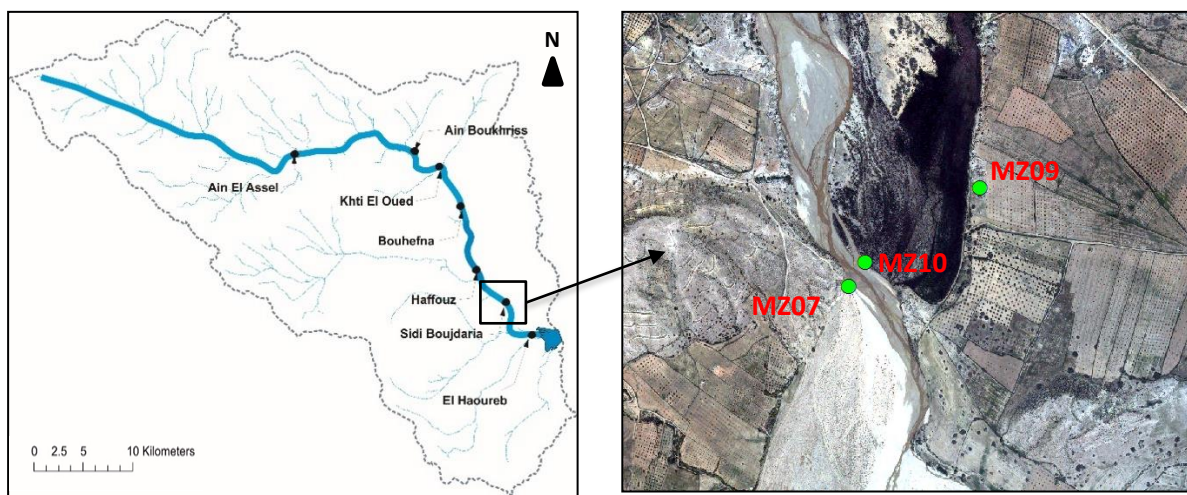


Figure IV.8 Emplacement des piézomètres de la zone de Sidi Boujdaria

Pour le piézomètre MZ09 installé plus en haut au niveau de la berge gauche de l'oued, sa réaction n'a pu être analysée, sa chronique semble être stabilisée que ce soit en période estivale ou hivernale, il réagit seulement à l'évènement du 05/11/2014 où un pic peut être observé avec une amplitude qui dépasse 2m (Figure IV.9). Que ce soit en période sèche ou humide, l'oued Merguellil alimente la nappe alluviale dans les piézomètres MZ07 et MZ09. Pour le piézomètre MZ10, la nappe alimente l'oued durant l'évènement du 09/10/2014 (Figure IV.9.c).

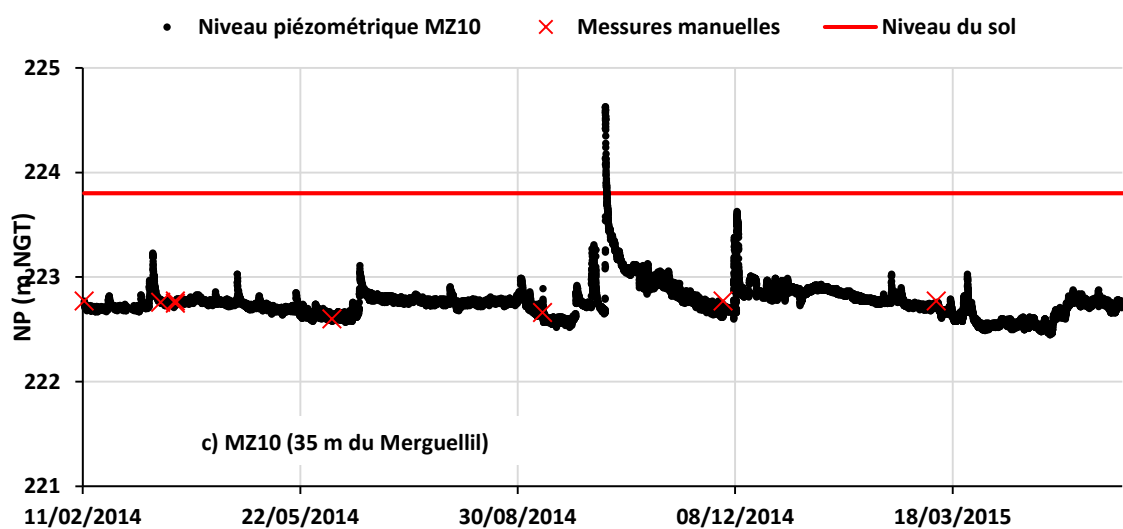
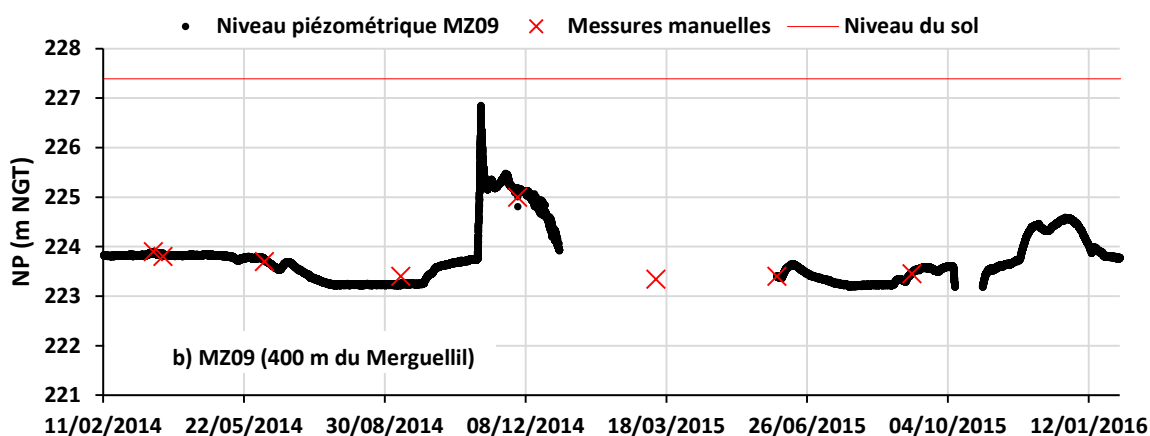
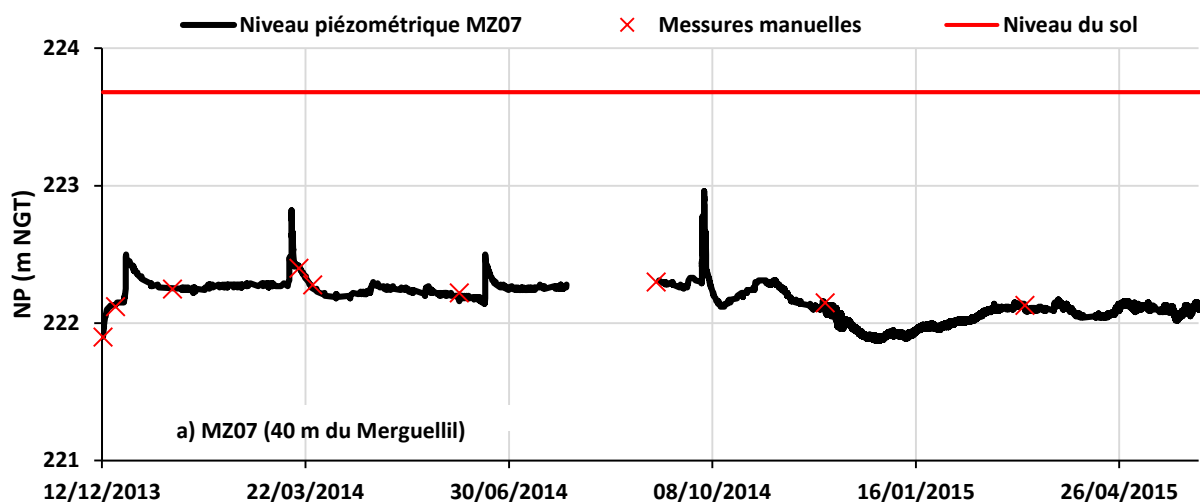


Figure IV.9 Chroniques piézométriques aux piézomètres a) MZ07, b) MZ09 et c) MZ010

A la lumière de cette analyse de données, les deux piézomètres MZ09 et MZ04 ont été écartés car leur fonctionnement semble être erroné car ils sont influencés par un apport de surface.

IV.1.2. Analyse corrélatoire entre le niveau de l'eau de l'oued et le niveau piézométrique de la nappe alluviale

Pour cerner les processus qui conditionnent la réaction de la nappe alluviale à la fluctuation des niveaux de l'oued, le degré de corrélation entre ces différentes composantes a été examiné à l'aide d'une analyse corrélatoire. Historiquement l'analyse corrélatoire a été utilisée pour extraire l'information cachée dans les séries de données temporelles et pour établir des corrélations entre une entrée impulsionnelle et sa réponse au cours de temps. En hydrogéologie ces outils ont été fréquemment utilisés dans le cas des systèmes karstiques pour analyser le degré de corrélation entre la pluviométrie et le débit de sources (e.g. [Mangin, 1984](#) ; [Padilla et al., 1995](#), [Massei et al., 2006](#)). Ces approches appliquées à des milieux poreux ont prouvé également leurs fiabilités (e.g. [Sauret, 2013](#) ; [Lalot, 2014](#)).

Le coefficient d'autocorrélation pour une même série de données et définie selon l'Equation IV-1 :

$$r_x(k) = \frac{C_x(k)}{C_x(0)} \quad r_x(k) = \frac{C_x(k)}{C_x(0)}$$

avec $C_x(k) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(x_{i+k} - \bar{x})$ Equation IV-1

Dans le cas d'une corrélation entre deux séries des données x et y, la corrélation croisée est définie selon Equation IV-2 :

$$r_{xy}(k) = \frac{C_{xy}(k)}{\sigma_x \sigma_y} = \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-k} (x_i - \bar{x})(y_{i+k} - \bar{y})}{\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}}$$

Equation IV-2

Avec : k : le temps de retard ; $\bar{x}$ la valeur moyenne de la série x ; $\bar{y}$ la valeur moyenne de la série y ; n le temps maximum pour lequel la corrélation est déterminée.

Le corrélogramme $r_x(k)$ permet de représenter le temps de mémoire du système. Plus l'autocorrélation décroît lorsque k augmente, plus le temps de mémoire du système est faible ([Lalot, 2014](#)). Le corrélogramme croisé renseigne sur le temps de retard qui sépare deux séries corrélées, si $r_{xy}(k) > 0$ donc la série x est en avance par rapport à la série y et si $r_{xy}(k) < 0$ la série x est en retard par rapport à la série y.

❖ Autocorrélation

L'analyse de l'autocorrélation entre les différentes chroniques de données piézométriques donne des renseignements sur le temps de mémoire du système. Le temps de mémoire d'un système aquifère est conditionné essentiellement par deux facteurs (1) les paramètres du système aquifère traduits par son inertie et (2) la proximité des facteurs capables d'influencer son comportement. [Massei et al. \(2006\)](#) et [Lalot \(2014\)](#) définissent dans leurs études le temps de mémoire d'un système aquifère comme étant le temps de retard à partir duquel l'autocorrélation passe sous le seuil de 0.5. En appliquant ce seuil, nous calculons des temps de mémoire très faibles pour l'ensemble des piézomètres de la nappe alluviale du Merguelli, autour d'une à deux semaines pour les piézomètres MZ01, MZ05, MZ06, MZ07 et MZ010, de 120 jours pour le MZ02 et de 43 jours pour le MZ03. Le temps de mémoire le plus court correspond au piézomètre MZ07 installé à une distance de 40 m de l'oued Merguelli.

La différence du temps de mémoire pour les piézomètres installés à des distances comparables de l'oued peut indiquer une variation de la diffusivité de l'aquifère. Par exemple pour le MZ08, le temps de mémoire

est de 15 jours qui correspondent à plus que le double de celui mesuré pour le MZ07, or la distance de deux piézomètres est presque similaire (35 m pour MZ08 et 40 m pour MZ07).

Le temps de mémoire dans le piézomètre MZ02 est plus élevé que celui du MZ03, or le piézomètre MZ02 est plus proche de l'oued que le MZ03. Cela pourrait éventuellement être dû à l'influence d'autres facteurs comme le pompage agricole ou la recharge directe par l'eau de pluie. Il semble par conséquent que le temps de mémoire pour les deux piézomètres MZ02 et MZ03 installés à une distance de 250 et 350m respectivement soit influencé par la composante prélèvement/recharge plutôt qu'une influence de la fluctuation du plan d'eau du Merguellil (Tableau IV-2, Figure IV.10).

Tableau IV-2. Evolution spatiale du temps de mémoire en fonction de la distance du Merguellil

Distance du Merguellil	Piézomètre	Temps de mémoire
35	MZ08	15
35	MZ10	7
40	MZ07	7
50	MZ06	12
100	MZ05	17
180	MZ01	16
250	MZ02	120
350	MZ03	43

L'étude de l'autocorrélation peut renseigner également sur la périodicité. Pour les piézomètres MZ05 et MZ06 dans lesquelles nous disposons d'une série de données plus longue, une légère périodicité saisonnière peut être observée (Figure IV.10). Cette périodicité est moins marquée pour les piézomètres MZ01, MZ05, MZ06, MZ07, MZ08 et MZ10. La périodicité la plus prononcée est observée pour le piézomètre MZ03 (360 jours) et pour le piézomètre MZ02 (340 jours), ces deux piézomètres sont installés au niveau du versant droit du Merguellil et sont moins influencés par l'infiltration des crues de l'oued. Cette périodicité annuelle reflète que ces deux piézomètres sont influencés plutôt par la variation saisonnière de la pluie.

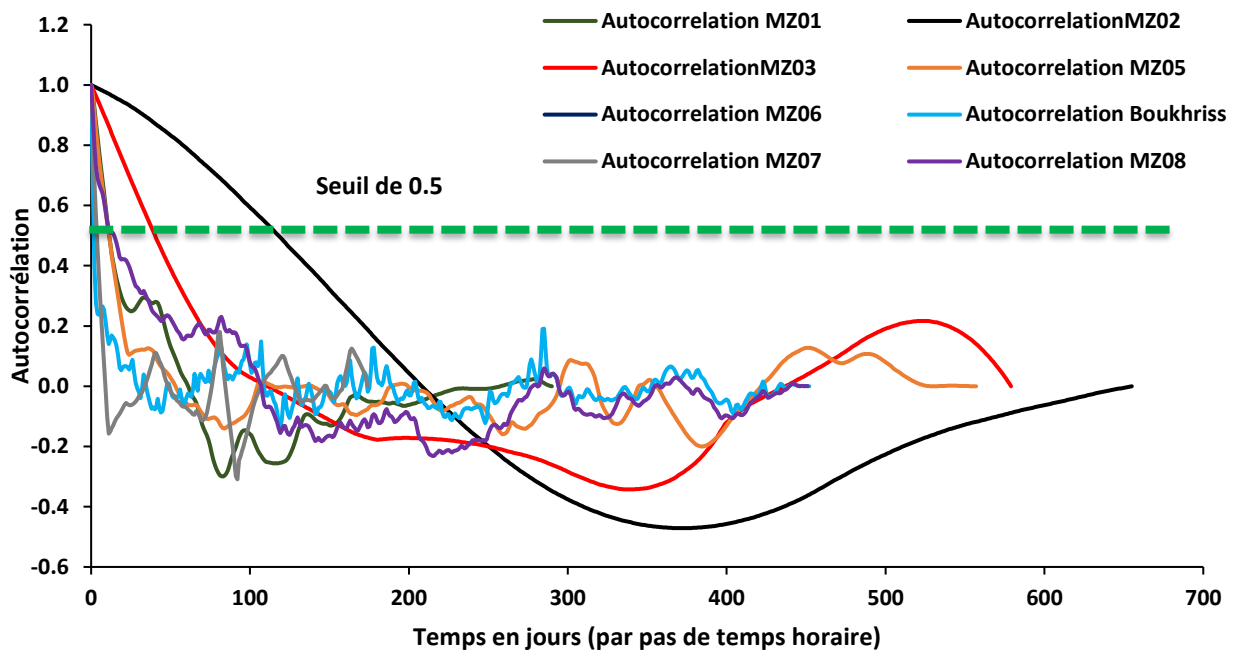


Figure IV.10 Autocorrélation des signaux piézométriques (on note la décroissance rapide pour les piézomètres les plus proche de l'oued MZ01, MZ05, MZ06, MZ08 et MZ07 et une réponse en deux pics pour les piézomètres loin de l'oued MZ02 et le MZ03)

❖ Corrélation croisée entre le niveau d'eau de l'oued et la piézométrie de la nappe alluviale

L'analyse des fonctions de corrélation croisée, $C_{xy}(k)$, permet d'établir les liens entre un signal d'entrée et un signal de sortie. La fonction de corrélation croisée correspond à la fonction de transfert entre les deux signaux. L'étude de corrélation croisée a été menée entre les niveaux de l'oued enregistré au niveau de la station d'Ain Boukhriss et les niveaux d'eau dans les piézomètres de la nappe alluviale. La grande distance entre les piézomètres de la zone de Haffouz et la station d'Ain Boukhriss dans laquelle le niveau d'eau de l'oued est mesuré, engendre une erreur importante sur l'étude d'autocorrélation. Les corrélations avancées ici reflètent alors un simple degré de liaison entre la fluctuation de la piézométrie et le niveau d'eau dans l'oued.

L'analyse a porté uniquement sur les piézomètres les plus proches de l'oued et qui sont influencés directement par la fluctuation du niveau de l'oued (MZ01, MZ05, MZ06, MZ07 MZ08 et MZ10). Etant donné que l'oued est toujours drainé que ce soit en période sèche qu'en période humide, le niveau du Merguellil a été utilisé comme signal d'entrée et le niveau de la nappe comme un signal de sortie.

Le résultat montre qu'à part le MZ10, tous les piézomètres montrent une forme de corrélation d'un seul pic traduit par une corrélation maximale de décalage de quelques heures (Figure IV.11). Pour le piézomètre de la zone d'Ain Boukhriss (MZ08) et les piézomètres de la zone de Haffouz (MZ05, MZ06, MZ08 et MZ10), la corrélation décroît moyennement avec la distance au Merguellil (Figure IV.12), la décroissance suit pratiquement une loi linéaire avec un coefficient de détermination de 90%. La diminution du degré de corrélation avec la distance de l'oued est le résultat de l'atténuation et du retard du signal de crue lors de sa propagation dans la nappe.

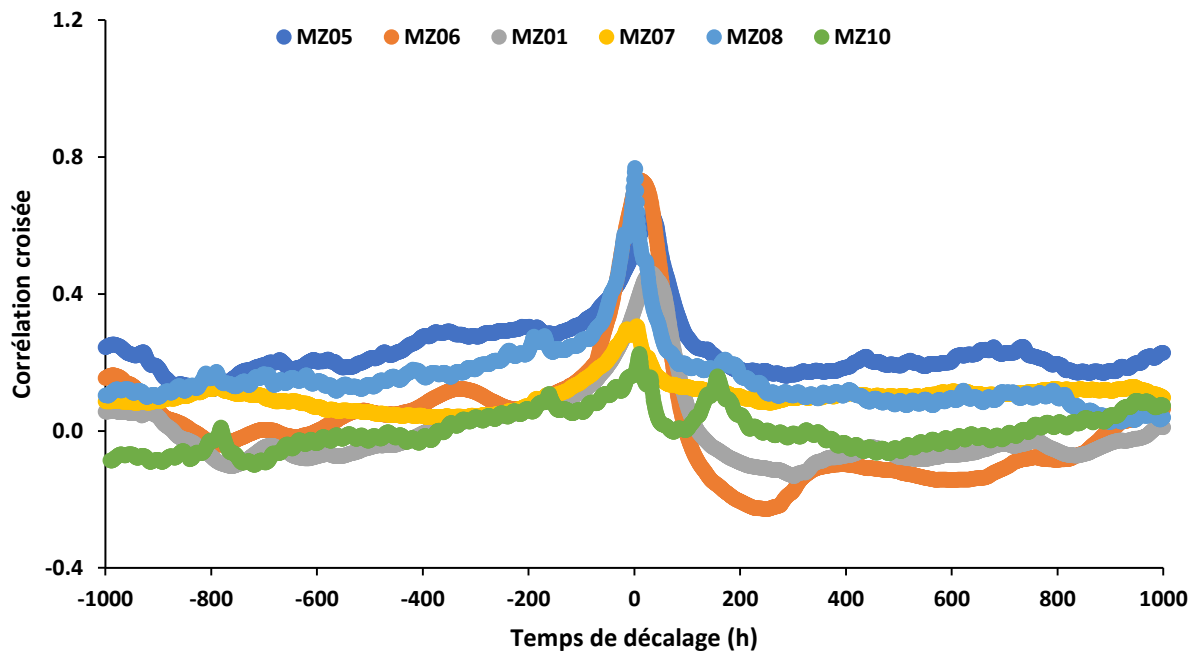


Figure IV.11 Corrélation croisée entre la fluctuation du Merguellil et la fluctuation dans la nappe alluviale

La réaction des piézomètres MZ07 et MZ10 est moins marquée que les autres piézomètres à des distances comparables (MZ06 et MZ08) ou mêmes pour les piézomètres installés à des distances plus éloignées (MZ01, MZ05 et MZ06) (Figure IV.12). La présence des sources salées au pied du piézomètre MZ10 pourrait être à l'origine de cette variation.

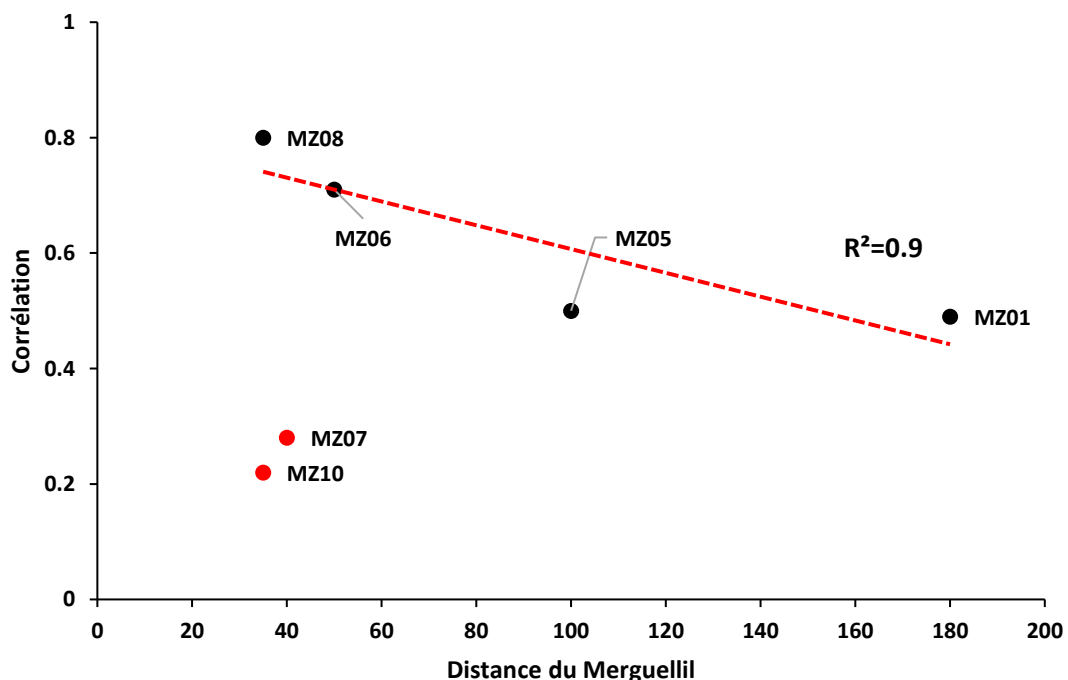


Figure IV.12 Coefficient de corrélation entre le niveau d'eau du Merguellil et les niveaux piézométriques dans la nappe en fonction de la distance au Merguellil.

Le temps de décalage obtenu par corrélation croisée montre que le temps de décalage entre le signal de l'oued et de la nappe est fonction de la distance de l'oued. Pour le MZ08, le temps de réaction est très rapide

il est presque de deux heures. Pour les autres piézomètres, le temps de décalage ne peut être considéré qu'indicatif vu la grande distance entre le point de mesure du niveau de l'oued et les piézomètres de la zone de Haffouz et Sidi Boujdaria. Néanmoins, le résultat montre que le temps de réaction est très corrélé avec la distance. La vitesse moyenne de propagation des crues dans la nappe alluviale pour les différents points de mesures (temps de décalage de 2 à 41 h) est comprise entre 3 et 17 m/h.

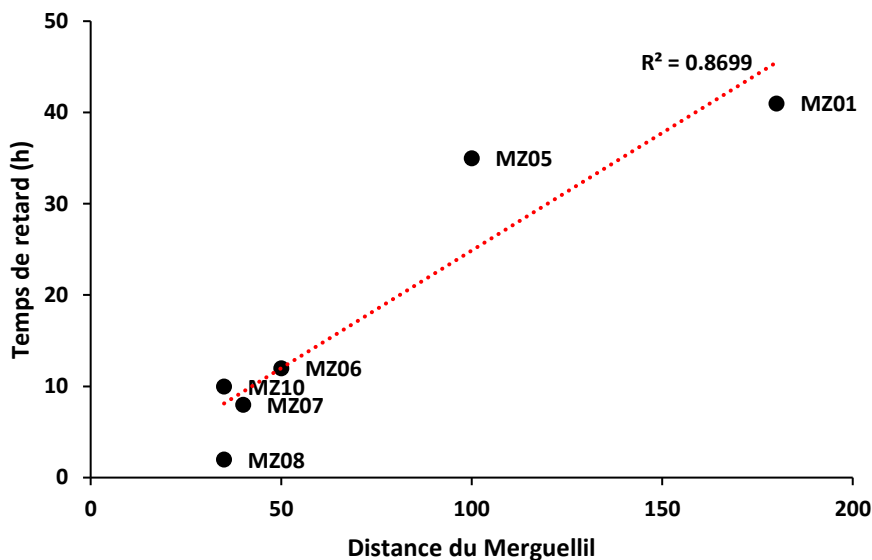


Figure IV.13 Temps de retard des piézomètres en fonction de la distance de l'oued

La dispersion des piézomètres en fonction de temps de retard et la corrélation croisée montre également un comportement différent des piézomètres MZ07 et MZ10 (Figure IV.14). Cette relation peut être expliquée par d'autres facteurs comme le pompage ou l'influence des sources limitrophes. Quelle que soit la cause de cette déviation, il semble ici que les piézomètres de la zone de Sidi Boujdaria ne suivent pas le même comportement des autres piézomètres.

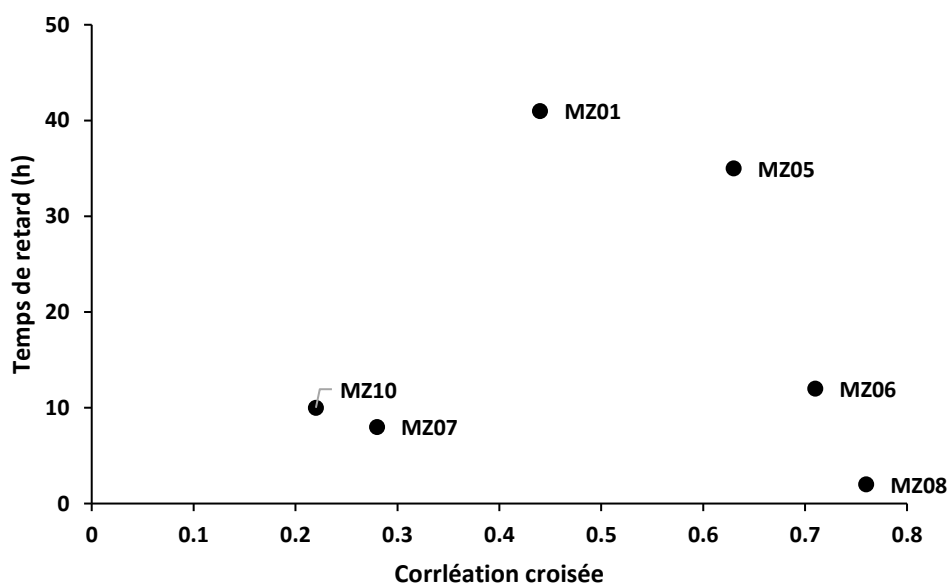


Figure IV.14 Corrélation entre le temps de retard et le coefficient de corrélation croisée entre la fluctuation du Merguellil et la fluctuation dans l'oued.

IV.1.3. Analyse corrélatoire des évènements

Pour analyser la corrélation entre les évènements, 21 évènements suivis à la station de Ain Boukhriss ont été séparés. L'amplitude maximale des crues sélectionnées oscille entre 2.84 m pour la crue la plus importante de 07/10/2014 et de 0.45 m pour la plus faible crue de 10/11/2013 avec une moyenne de 1.31 m (Tableau IV.3).

Tableau IV-3 Evènements sélectionnés pour l'étude d'échange surface-souterrain

Station de Ain Boukhriss		MZ01	MZ05	MZ06	MZ07	MZ10
		Zone de Haffouz			Zone de Sidi Boujdaria	
Episode de crue	H ₀ (m)	H _{max} (m)	H _{max} (m)	H _{max} (m)	H _{max} (m)	H _{max} (m)
25/05/2013	2.05	0.23	NA	NA	NA	NA
17/07/2013	1.23	0.34	0.35	0.69	NA	NA
13/08/2013	2.10	0.22	NA	0.55	NA	NA
19/09/2013	1.10	0.17	0.19	0.83	NA	NA
25/09/2013	1.00	0.06	0.10	0.26	NA	NA
05/10/2013	1.20	0.44	0.56	1.34	NA	NA
10/11/2013	0.45	0.09	0.11	0.32	NA	NA
20/12/2013	1.33	0.22	0.42	0.64	0.35	NA
30/01/2014	0.72	0.15	0.17	0.32	NA	NA
13/03/2014	1.37	0.26	0.56	0.71	0.48	0.25
22/04/2014	1.06	NA	1.19	0.45	0.18	0.27
18/06/2014	2.22	NA	NA	0.78	0.35	0.5
24/07/2014	0.44	NA	NA	0.30	NA	0.22
29/07/2014	0.90	NA	NA	0.32	NA	0.25
29/08/2014	1.52	NA	NA	0.24	0.14	0.20
07/10/2014	2.84	NA	1.08	NA	NA	1.96
25/03/2015	1.05	0.26	0.45	0.71	0.55	0.53
01/06/2015	0.97	NA	0.21	0.44	NE	0.30
03/08/2015	2.01	NA	0.16	0.35	NA	0.35
06/09/2015	0.73	NA	NA	0.32	NA	0.27
13/09/2015	0.72	NA	NA	0.46	NA	0.35
Moyenne	1.28	0.22	0.42	0.52	0.34	0.45

* H₀ : Amplitude maximale de la fluctuation dans l'oued.

* H_{max} : Amplitude maximale de la fluctuation induite dans la nappe alluviale.

* NA : Pas de données.

L'analyse de la fluctuation des niveaux piézométriques pour les évènements sélectionnés en fonction de la distance du Merguellil, rejoint la même tendance révélée par l'analyse de la totalité de la chronique. Les fluctuations des piézomètres MZ01, MZ05 et MZ06 installés dans la zone de Haffouz sont bien corrélées avec un coefficient de détermination de plus que 0.95 (sans la considération des piézomètres MZ07 et MZ10), alors que les deux piézomètres de la zone de Sidi Boujdaria ne le sont pas (Figure IV.15).

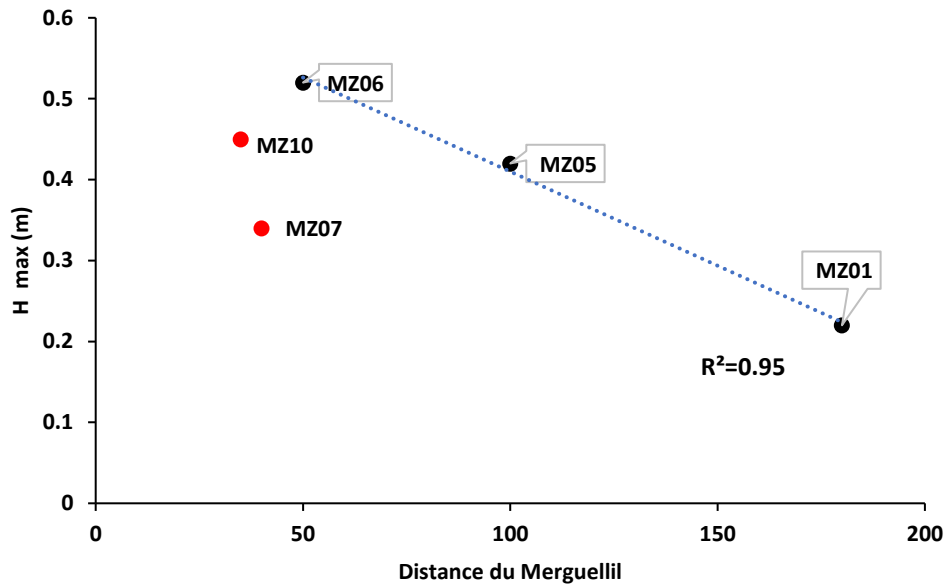


Figure IV.15 Relation entre l'amplitude maximale des évènements dans l'oued (station d'Ain Boukhriss) et la distance des piézomètres du Merguellil

Cela est due à l'impact de l'infiltration des épisodes de crues dans la zone entre Haffouz et Sidi Boujdaria. Il semble que l'infiltration entre la zone de Haffouz et Sidi Boujdaria a induit systématiquement la diminution des niveaux d'eau en face des MZ07 et MZ10 et donc une réaction moins atténuée. Les faibles profondeurs de MZ07 et MZ10 ne permettent pas de détecter la propagation de l'écoulement qui s'infiltre dans cette zone. Une autre hypothèse serait que le niveau aquifère capté par le MZ07 et MZ10 est en déconnexion hydraulique d'un autre niveau aquifère plus profond et qui reçoit l'eau infiltrée dans cette zone (Figure IV.16). Pour la crue du 20/12/2013 par exemple, une hauteur d'eau de 1.33 m mesurée à la station de Boukhriss a produit une fluctuation d'amplitude de 0.46 m au niveau du piézomètre MZ06 (50 m de l'oued) et seulement 0.35 m au niveau du piézomètre MZ07 (40 m de l'oued).

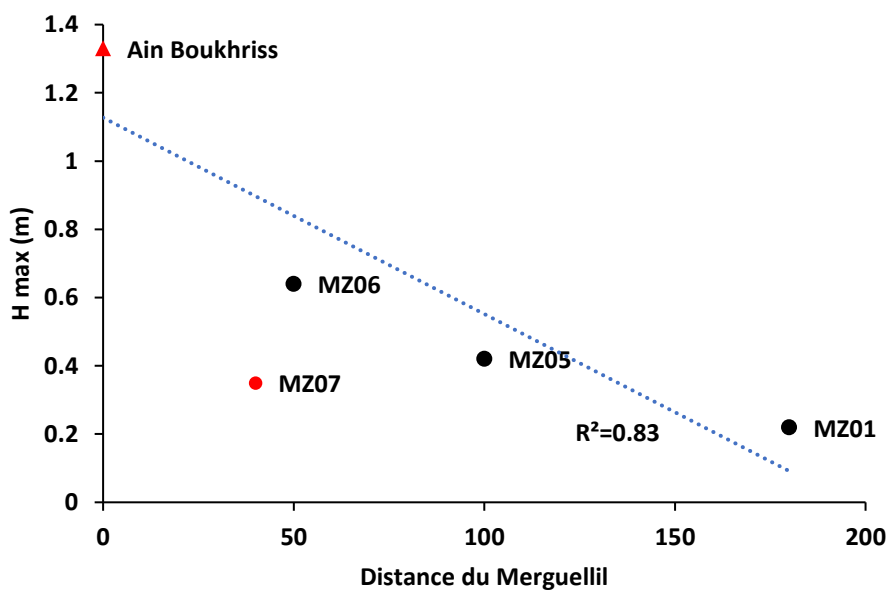


Figure IV.16 Relation entre l'altitude maximale de l'évènement 20/12/2013 et la distance des piézomètres du Merguellil

IV.2. Approche géochimique

IV.2.1. Données géochimiques

Une campagne géochimique a été menée durant les travaux de la thèse portant sur 30 points répartis autour de l'oued Merguellil (20 puits et piézomètres, 5 sources et 5 points dans l'oued) pour compléter l'investigation hydrologique menée dans ce chapitre (Cf. Annexe A1).

La plupart des points ont été localisés autour de l'oued Merguellil dans la partie aval du bassin versant (i.e. entre la région de Haffouz et la région d'El Haouareb), car cette région est la plus recouverte par des puits qui capent la nappe alluviale et la nappe superficielle autour de l'oued (Figure IV.17). Les prélèvements ont été réalisés entre le 09 et le 11 février 2016.

Les échantillons des puits de surface ont été prélevés à la sortie des conduites pour les puits en pompage et à l'aide d'une pompe pour les piézomètres de surface. Les paramètres pH, température et conductivité ont été mesurés directement sur des échantillons d'eau brute sur le terrain. Les analyses des ions majeurs ont été faites au laboratoire LSTE à l'Institut National Agronomique de Tunisie à l'aide d'un photomètre à flamme, un spectromètre moléculaire et par titrimétrie. La balance ionique de chaque échantillon a été vérifiée, aucune des analyses n'a présenté de balance supérieure à 10%. Les analyses isotopiques ont été effectuées par spectrométrie de masse à l'université de Tsukuba au Japon. La précision des résultats fournis par les laboratoires est comprise entre 0,1 et 0,3‰ vs. SMOW pour $\delta^{18}\text{O}$ et entre 0,8 et 1 ‰ vs. SMOW pour $\delta^2\text{H}$ en fonction des séries analysées. Les points ont été catégorisés en quatre zones différentes. Pour faciliter l'interprétation de différents digrammes, les abréviations du Tableau IV-3 ont été utilisées.

Tableau IV-4 Abréviations utilisées pour les échantillons de l'eau autour de l'oued

Abréviation	Désignation
GW	Eaux souterraines
SW	Eaux de surface
SP	Source
H	Haffouz
AB	Ain Boukhriss
SB	Sidi Boujdaria
EH	El Haouareb

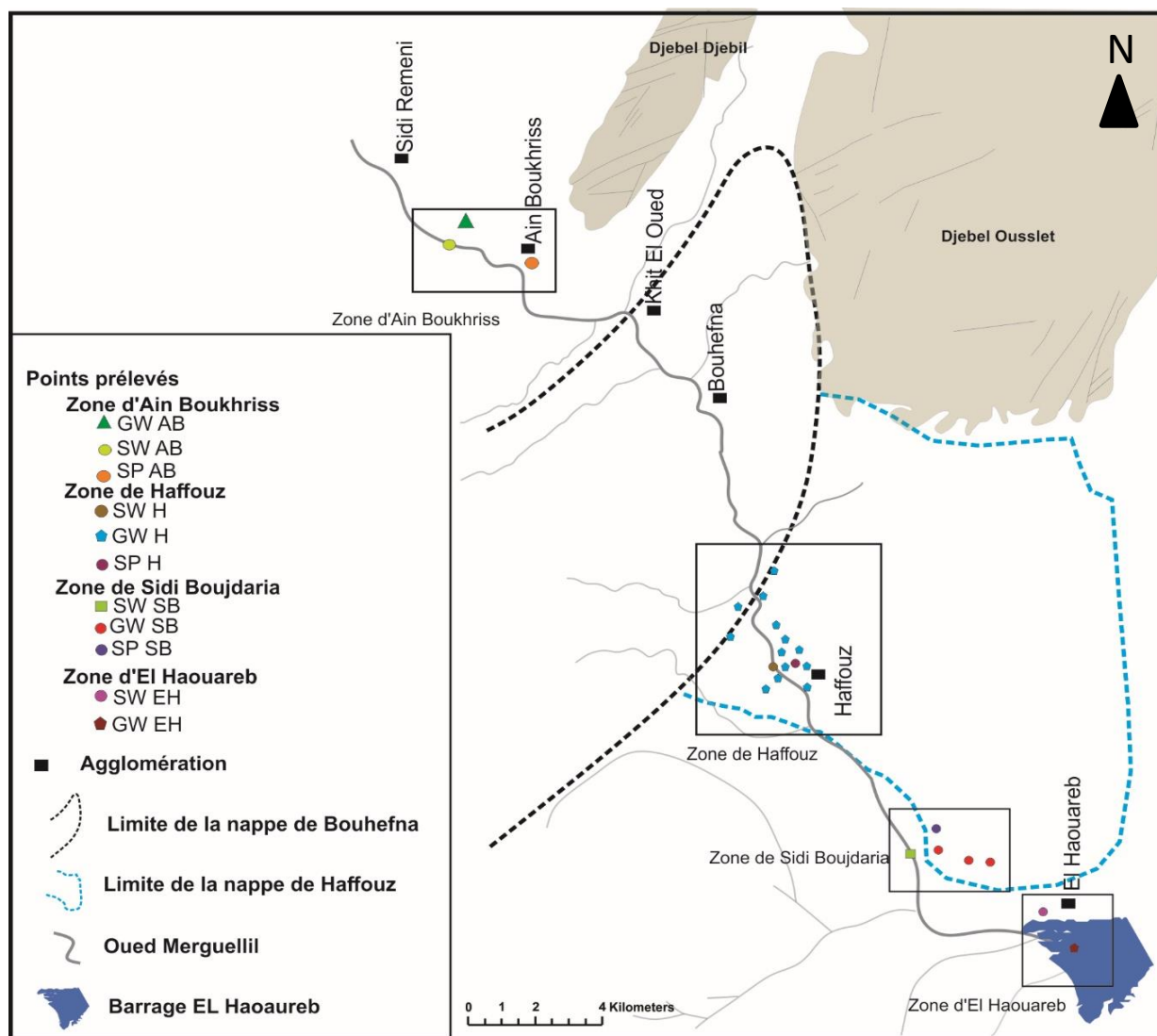


Figure IV.17 Emplacement des échantillons d'eau réalisés durant cette thèse

IV.2.2. Paramètres physico-chimiques

IV.2.2.1. Eaux de surface

Les eaux de l'oued Merguellil sont relativement peu minéralisées dans la région d'Ain Boukhriss et la région de Haffouz (SWH, SWAB). Dans la région de Sidi Boujdaria les eaux (SWSB) sont très salées avec une conductivité électrique qui peut atteindre 8 mS.cm^{-1} pour l'eau de l'oued et de 22.8 mS.cm^{-1} pour la source d'Ain Sidi Boujdaria (SPSB) (Cf. Figure IV.17). La température est en équilibre avec la température atmosphérique elle est comprise entre 19 et 24.3°C . Ces mêmes observations ont été avancées par [Alazard \(2013\)](#). Pour la même région, les valeurs du pH comprises entre 8.59 et 7.28 montrent une eau basique pour tous les échantillons de l'eau de surface. [Alazard \(2013\)](#) observait un pH acide (entre 6.7 et 6.9 sur la période entre 2011 et 2012) pour la source d'Ain Grab à côté du barrage El Haouareb (SP EH dans la Figure IV.17), nos mesures révèlent par contre un pH basique de 7.82 pour cette source.

IV.2.2.2. Eaux souterraines

Les eaux souterraines autour de l'oued Merguellil présentent des caractéristiques très variables selon l'emplacement des points de mesure. La CE varie entre 0.4 et 1.9 mS.cm⁻¹ pour les puits loin de l'oued (à une distance supérieure à 500m) et entre 2.9 et 9 mS.cm⁻¹ pour les puits de la nappe alluviale. Dans la région de Haffouz, [Alazard \(2013\)](#) observait des CE qui varient entre 0.66 et 0.68 mS.cm⁻¹ sur la rive gauche de l'oued et [Ben Ammar \(2007\)](#) observait des CE oscillant entre 0.8 et 8 mS.cm⁻¹ sur la rive droite de l'oued. La température varie faiblement et semble également être en équilibre avec la température atmosphérique, les mesures manuelles dans les piézomètres de surface sont bien corroborées avec les températures enregistrées par les sondes installées dans ces piézomètres. La valeur maximale de la température observée est de 22.6 °C et la valeur minimale est de l'ordre de 14.3 °C. Les valeurs de pH oscillent autour de la neutralité, entre 7.4 et 8.

IV.2.3. Ions majeurs

IV.2.3.1. Une vue d'ensemble

Le nuage des points observé sur le diagramme de Piper met en évidence une forte variation des faciès de l'eau entre les différents échantillons (Figure IV.18). On observe les trois faciès suivants : un faciès nettement chloruré sodique qui regroupe les eaux de surface et souterraines de la région de Sidi Boujdaria (SW SB, SP SB et GW SB) et un deuxième groupe de faciès mixte avec une tendance chlorurée et sulfatée calcique qui regroupe le reste des points.

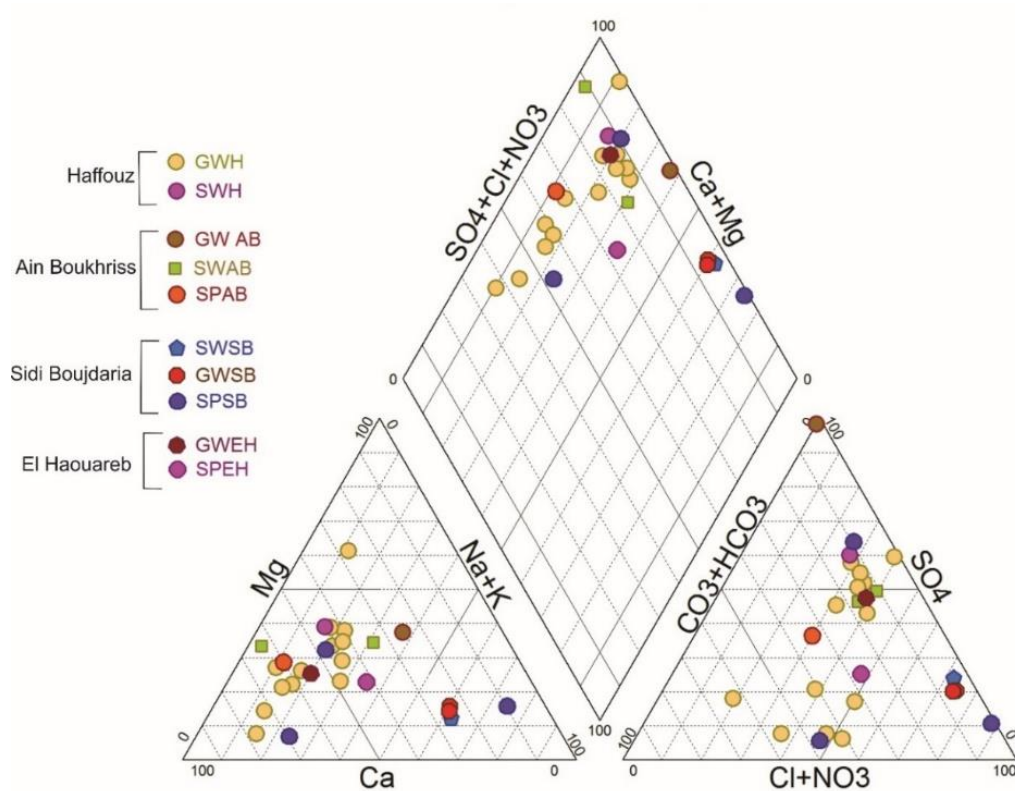


Figure IV.18 Digramme de Piper de différents points d'eau échantillonnés GW : eaux souterraines, SW : eaux de surface, SP : eaux des sources, AB : Ain Boukhriss, H : Haffouz, SB : Sidi Boujdaria, EH : El Haouareb)

Les indices de saturation (IS) calculés par le module PhreeqC ([Parkhurst et Appelo, 1999](#)) montrent des valeurs négatives pour les minéraux évaporitiques (i.e. le gypse et l'anhydrite), ce qui indique une sous-saturation en ces minéraux (Figure IV.19.a, Figure IV.19.b, Figure IV.19.c). Pour identifier l'origine et les processus qui contribuent à la minéralisation et à la dissolution, les diagrammes binaires $\text{Na}^+ \text{ VS } \text{Cl}^-$ et $\text{SO}_4^{2-} \text{ VS } \text{Ca}^{++}$ et $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{++} \text{ VS } \text{HCO}_3^- + \text{SO}_4^{2-}$ ont été étudiés (Figure IV.19.d, Figure IV.19.e, Figure IV.19.f).

La droite 1 :1 dans le graphique $\text{Na}^+ = f(\text{Cl}^-)$ indique la droite de dissolution de NaCl qui correspond à un rapport molaire $\text{Na}^+/\text{Cl}^- = 1/1$. Cette relation appliquée aux différents points de mesure montre un alignement suivant la ligne de dissolution de l'halite (Figure IV.19.d). Cela est également observé dans la relation parabolique de la relation entre $\text{Na}^+ + \text{Cl}^-$ et SI halite (Figure IV.19.b). Toutefois, la baisse du rapport Na^+/Cl^- dans certains échantillons et particulièrement pour les eaux souterraines de Sidi Boujdaria (GW SB) peut indiquer une certaine réaction de silicate ([Montoroi et al., 2002](#)). La relation $\text{Ca}^{2+} \text{ VS } \text{SO}_4^{2-}$ illustre que la plupart des points se localisent sur ou au-dessus de la ligne de dissolution du gypse (Figure IV.19.e). La relation entre le IS de gypse $\text{VS } \text{Ca}^{2+} + \text{SO}_4^{2-}$ montre également une relation parabolique mettant en évidence une nette dissolution de gypse (Figure IV.19.a) Ces évaporites sont alors susceptibles de se dissoudre. Ces évaporites peuvent être rencontrées dans tout le bassin du Merguellil. Leur dissolution peut se faire au cours de la circulation des eaux en surface dans le lit de l'oued Merguellil, il s'agit d'un lessivage des sels accumulés en surface issus d'évaporation des eaux de surface ou probablement des eaux d'irrigation.

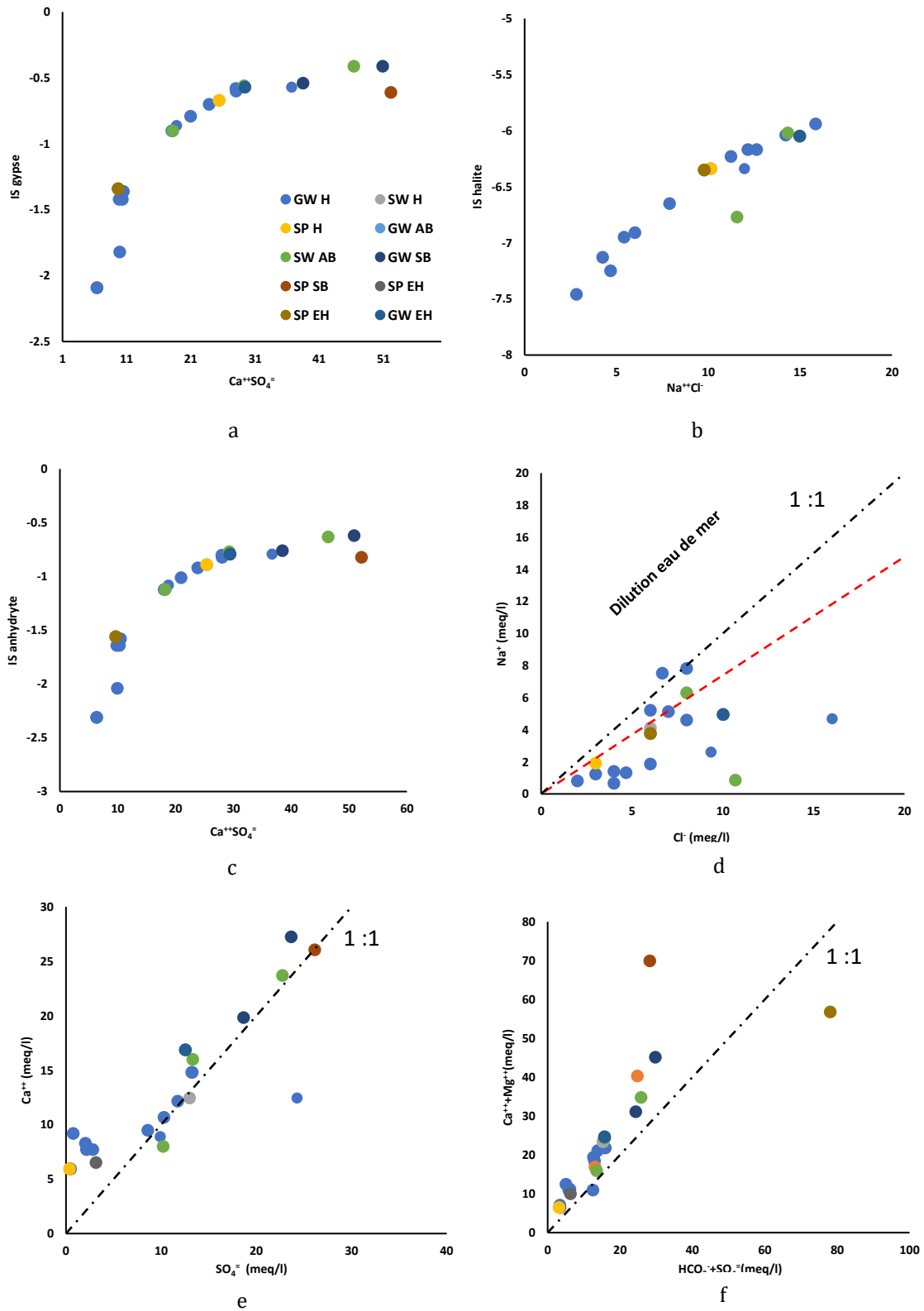


Figure IV.19 Diagrammes binaires entre les différents ions majeurs et les indices de saturation d'halite, de gypse et d'anhydrite (GW : eaux souterraines, SW : eaux de surface, SP : eaux des sources, AB : Ain Boukhriss, H : Haffouz, SB : Sidi Boujdaria, EH : El Haouareb)

IV.2.3.2. Les eaux la région de Haffouz

Le nuage des points des échantillons des eaux souterraines autour de l'oued dans la région de Haffouz reporté sur le diagramme de Piper permet d'identifier deux groupes. Un premier groupe caractérisé par des faciès très sulfatés sans aucune prédominance de cations, il englobe les échantillons des puits les plus proches de l'oued et les piézomètres de surface (MZ01, MZ05) (Figure IV.20).

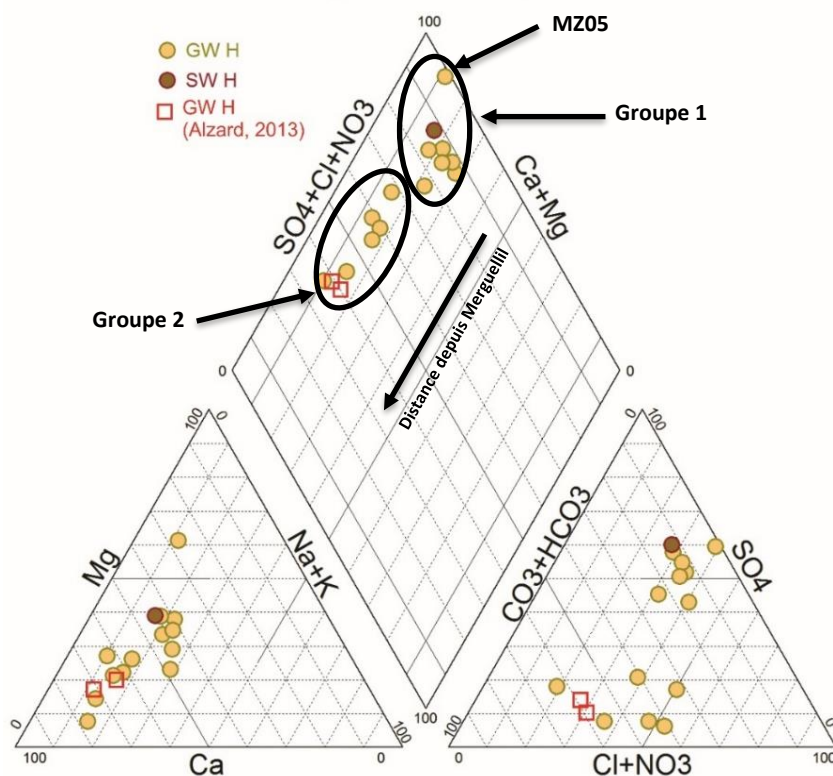


Figure IV.20 Diagrammes de Piper des eaux dans la région de Haffouz (GW : eaux souterraines, SW : eaux de surface, H : Haffouz)

Le deuxième groupe englobe le reste des puits et il est caractérisé par une eau carbonatée et chlorurée calcique. La chimie de ce deuxième groupe est sensiblement similaire aux eaux de la nappe miopliocène de Haffouz. Les puits de surface échantillonnés par Alazard (2013) en 2006 dans la nappe miopliocène de Haffouz à une distance d'à peu près 1000 m montrent des faciès comparables à ceux échantillonnés à une même distance dans le cadre de cette thèse (Figure IV.20).

Les eaux du premier groupe semblent fortement influencées par les eaux de surface indiquant une nette communication avec les eaux de surface. Cela est, en effet, clair dans les deux graphiques qui illustrent l'évolution des teneurs de sulfates et de chlorure en fonction de la distance par rapport au milieu de l'oued (Figure IV.21, Figure IV.22). Le rayon de l'influence de faciès de l'eau du Merguellil sur les eaux souterraines reste toutefois très réduit ne dépasse pas 400 à 600 m (Figure IV.21, Figure IV.22). Cela conforte le résultat de l'analyse des signaux piézométriques.

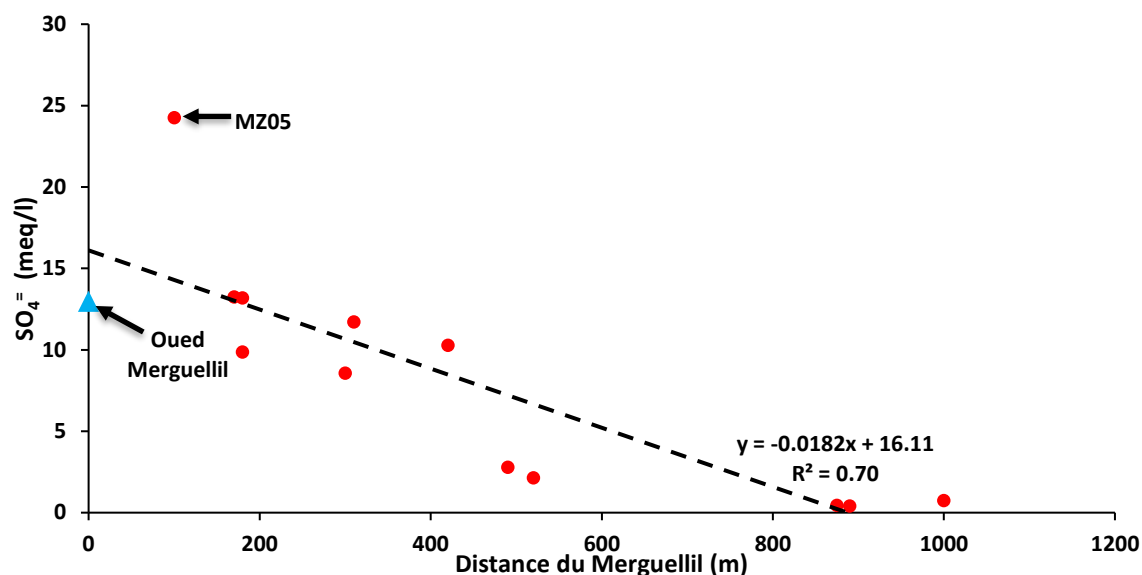


Figure IV.21 Evolution des teneurs en sulfates en fonction de la distance depuis l'oued Merguellil dans la région de Haffouz

Le piézomètre MZ05 montre des teneurs assez élevées en SO_4^{2-} et Cl^- (Figure IV.20, Figure IV.21, Figure IV.22). Il semble que l'eau échantillonnée dans ce piézomètre est influencée par la couche argileuse au fond du piézomètre qui favorise un apport en SO_4^{2-} par un phénomène d'échange de base avec les minéraux argileux induisant la fixation des Ca^{2+} contre la libération des Na^+ .

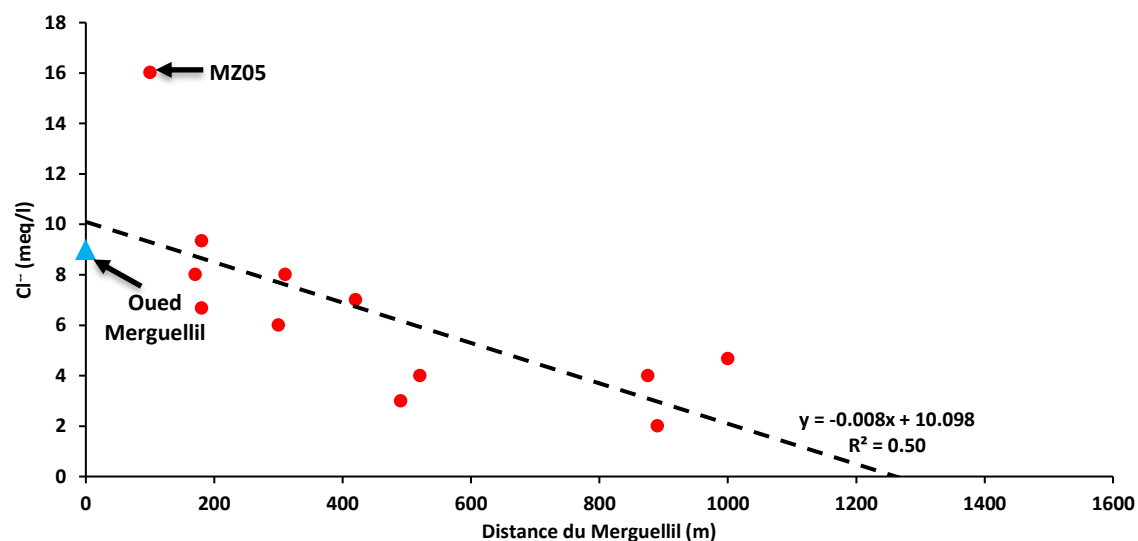


Figure IV.22 Evolution des teneurs en chlorures en fonction de la distance depuis l'oued Merguellil

IV.2.3.3. Les eaux de la région de Sidi Boujdaria

Les eaux de la région de Sidi Boujdaria ont un faciès chloruré sodique (Figure IV.23). Cela rejoint le résultat de l'analyse de la campagne de 1950 où tous les points dans le tronçon 4 sont très chlorurés sodiques (Cf. Chapitre III). La position proche de la droite de dilution de l'eau de mer pourrait suggérer qu'elle a pour origine une concentration par évaporation au-delà de la saturation en gypse. La comparaison entre nos échantillons et les points V et W de la campagne de 1950 révèle la même tendance chimique (Cf. Figure III.17). Alazard (2013) observait également une forte concertation en NaCl pour les eaux proches de la région de Sidi Boujdaria, mais elle attribue le déficit en sodium par rapport à la droite de dilution de l'eau

de mer, à une éventuelle présence d'autres sels chlorurés (KCl, MgCl...). Cet excès en NaCl pourrait être également le résultat d'un processus de concentration des éléments par évaporation ou par mélange avec une eau extérieure enrichie en chlorure. Ces différentes hypothèses seront analysées par les isotopes stables dans la suite de ce chapitre.

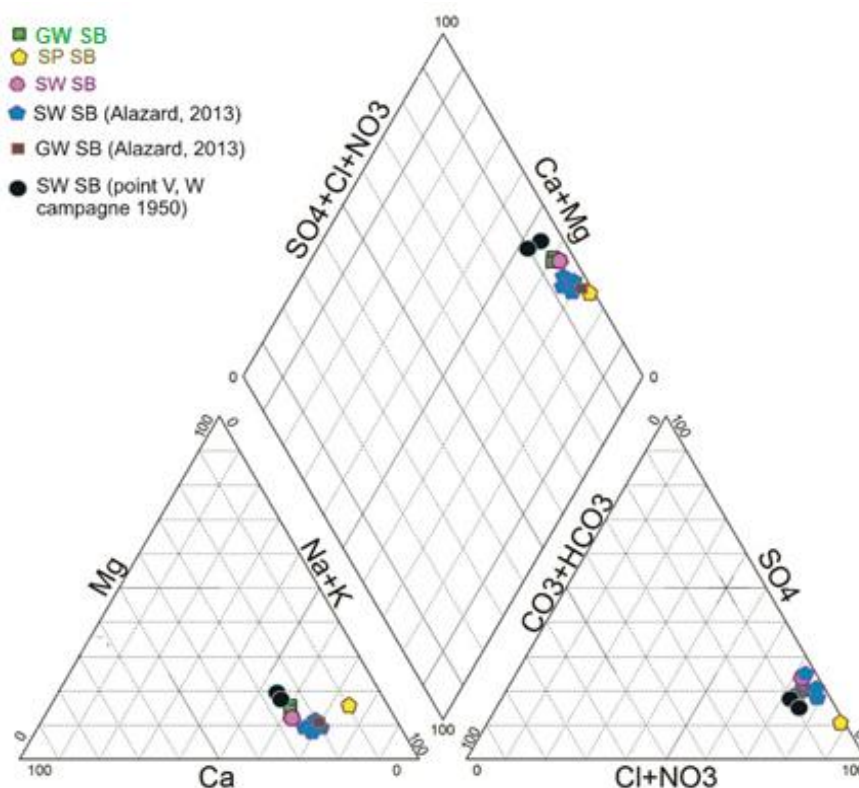


Figure IV.23 Diagramme de Piper des eaux dans la région de Sidi Boujdaria (GW= eaux souterraines, SW : eaux de surface, SP : eaux des sources, SB : Sidi Boujdaria)

IV.2.4. Géochimie isotopique (^{18}O et ^2H)

IV.2.4.1. Une vue d'ensemble

La plage de variation des teneurs en isotopes stables des eaux de surface est entre -3.76‰ vs. SMOW et -4.75‰ vs. SMOW pour le ^{18}O et entre -24.24‰ vs. SMOW et -28.79‰ vs. SMOW pour le ^2H . Pour les eaux souterraines le ^{18}O oscille entre -6.07‰ et -3.03‰ et le ^2H entre -21.45‰ et -33.51‰ . Pour les sources, les teneurs en isotopes stables sont comprises entre -5.90‰ vs. SMOW et -1.01‰ vs. SMOW pour ^{18}O et -34.45‰ vs. SMOW et -9.20‰ vs. SMOW pour ^2H . La relation $\delta^2\text{H}$ VS $\delta^{18}\text{O}$ permet d'identifier rapidement trois groupes de différentes signatures isotopiques (Figure IV.24).

Un premier groupe qui s'organise autour la droite météorique locale (DML) d'équation : $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 11$ (Celle-Jeanton et al., 2001). Les eaux de ce premier groupe qui englobe la plupart des puits dans la région de Haffouz (GWH) l'eau de surface dans la région de Haffouz (SW H), la source d'Ain Boukhriss (SW AB), les sources de Haffouz (SP H) et la source d'Ain Grab (SP EH) est très similaire à l'eau de l'oued Merguellil.

Le deuxième groupe se caractérise par un enrichissement en isotope stable. Ce groupe se répartit sous la DML autour d'une droite d'équation : $\delta^2\text{H} = 5.88 \delta^{18}\text{O} - 2.45$ ($R^2=0.98$). La pente de 5.8 et l'interception négative de -2.45 (excès de ^2H) suggèrent que les eaux de ce groupe ont subi une évaporation. Ce deuxième groupe rassemble toutes les eaux de surface dans de la zone de Sidi Boujdaria (i.e. sources et eaux prélevées

dans l'oued (SW SB et GW SB)), les eaux de surface dans la région d'Ain Boukhriss (SWAB) et les puits D07 et D11 dans la zone de Haffouz (GWH).

Le groupe 3 se distingue par un appauvrissement en isotope stable qui englobe 4 puits dans la région de Haffouz (GW H puits G04, G05, G12 et G16) et la source d'Ain Boukhriss.

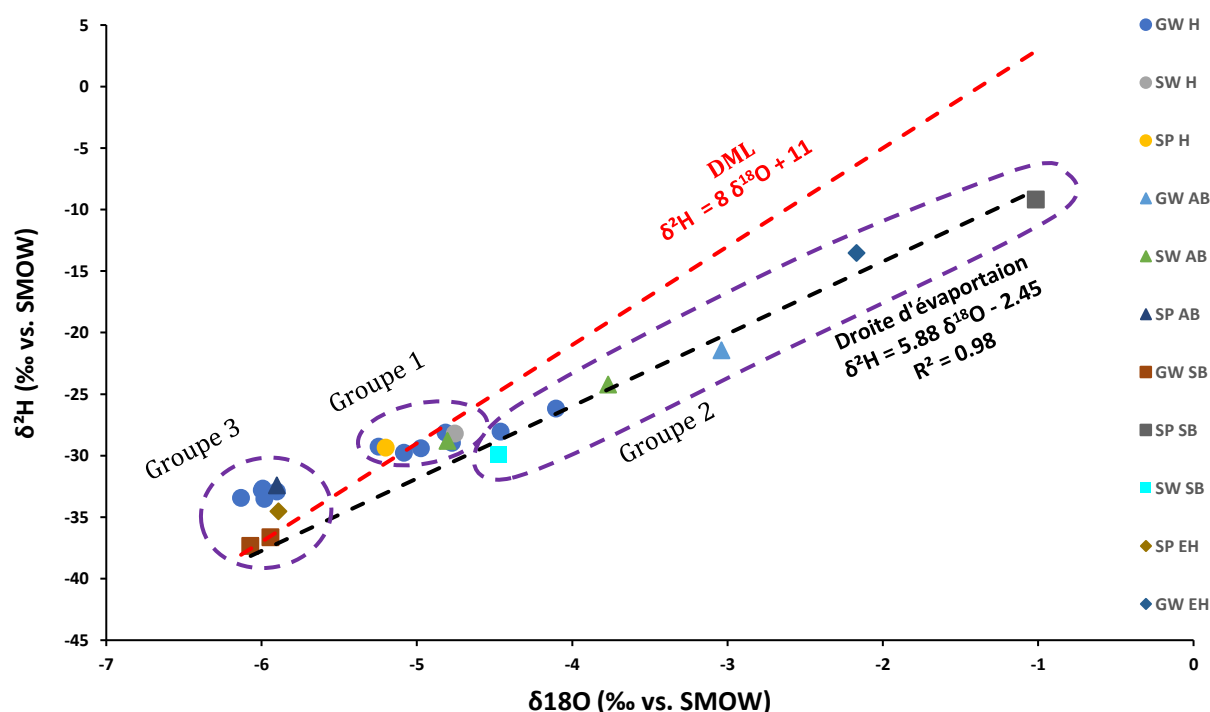


Figure IV.24 Relation $\delta^{18}\text{O}$ VS $\delta^2\text{H}$ de l'ensemble des échantillons (GW : eaux souterraines, SW : eaux de surface, SP : eaux des sources, AB : Ain Boukhriss, H : Haffouz, SB : Sidi Boujdaria, EH : El Haouareb)

IV.2.4.2. Les eaux la zone de Haffouz

Les teneurs en isotopes stables des différents échantillons dans la zone de Haffouz se répartissent autour d'une droite d'équation $\delta^2\text{H} = 3.60 \delta^{18}\text{O} - 11.29$ (Figure IV.25).

La répartition spatiale du nuage de points des eaux souterraines (GW H) permet d'identifier trois grands groupes (Figure IV.25). Le premier groupe est semblable à l'eau de l'oued Merguellil (SW H) et à la source de Haffouz (SP H) qui s'organise autour de la DML. Le deuxième groupe se caractérise par un appauvrissement assez net en isotopes stables, ce groupe concerne 4 puits sur la rive gauche du Merguellil (GW H puits G04, G05, G12 et G16). Le troisième groupe est composé par les deux puits D04 et D07 situés sur la rive droite qui s'organisent autour de la droite l'évaporation. Cette différence en trois groupes est en relation avec la distance de l'oued Merguellil.

En effet, la relation entre la variation des teneurs des isotopes stables et la distance du Merguellil permet d'identifier deux groupes. Les puits (y compris les deux piézomètres de surface MZ05 et MZ01) situés à une distance inférieure à 500 m, s'organisent autour d'une moyenne -4.89 ‰ vs. SMOW et -28.93 ‰ vs. SMOW pour le $\delta^{18}\text{O}$ (Figure IV.26) et le $\delta^2\text{H}$ (Figure IV.27) respectivement. Ces valeurs appartiennent à la gamme de variation des eaux de l'oued. Sur la rive droite de l'oued, [Ben Ammar \(2007\)](#) observait pour la partie septentrionale de la nappe d'Ain Beidha des eaux qui s'écartent de la DML avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ variant

de -5,8 à -4,2 ‰ vs. SMOW et de -37,1 à -29,6‰ vs. SMOW pour les $\delta^2\text{H}$ pour les eaux des puits de surface. Hamza (1976) a mis en évidence également un front de mélange des eaux de la rive droite de l'oued avec des eaux évaporées qui présentaient des teneurs moyennes de $\delta^{18}\text{O}$ de -4,9 ‰ vs. SMOW.

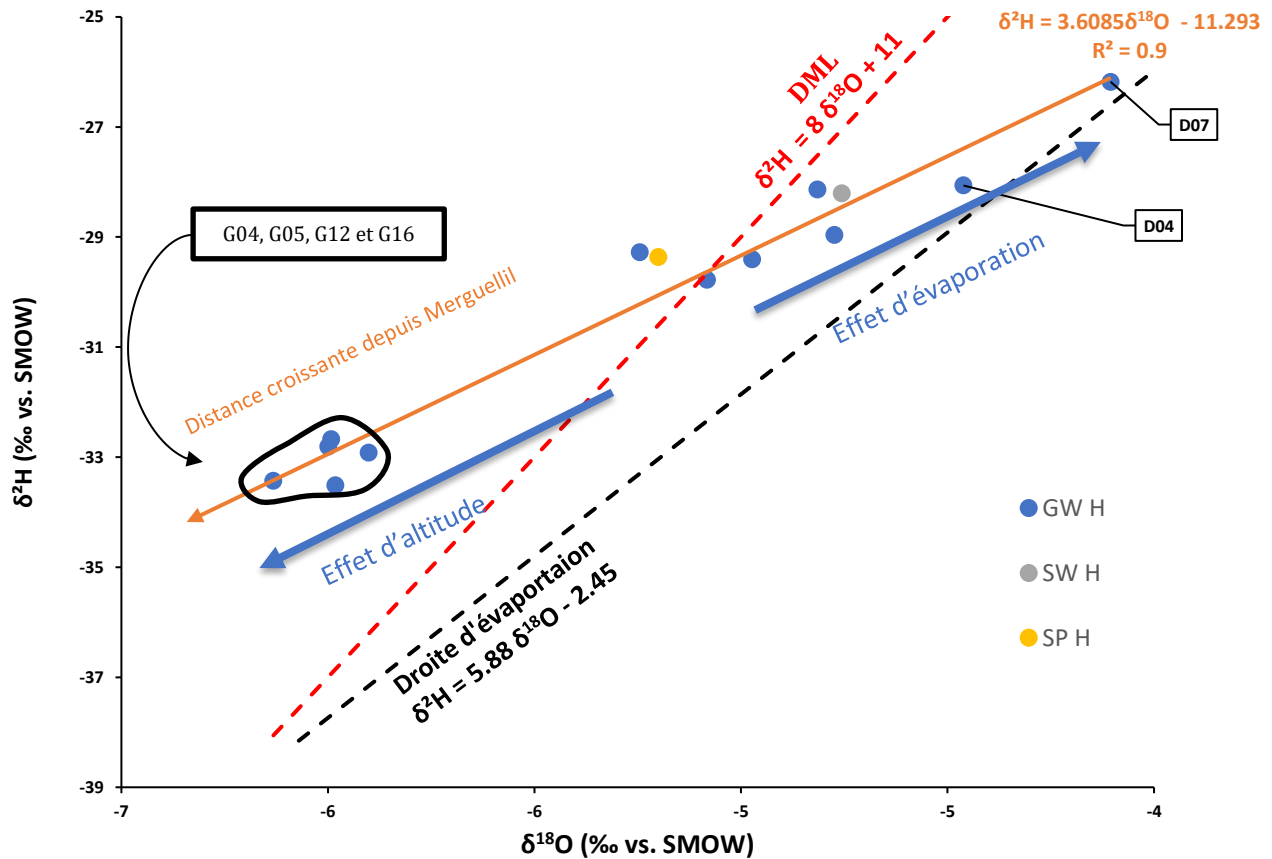


Figure IV.25 Relation $\delta^{18}\text{O}$ VS $\delta^2\text{H}$ des échantillons de la zone de Haffouz (GW : eaux souterraines, SW : eaux de surface, SP : eaux des sources, H : Haffouz)

Le deuxième groupe concerne les puits localisés à une distance supérieure à 500 m de l'oued, qui se répartissent autour d'une moyenne de -6 ‰ vs. SMOW pour le $\delta^{18}\text{O}$ (Figure IV.26) et de -33.16 ‰ vs. SMOW pour le $\delta^2\text{H}$ (Figure IV.27). La répartition de ces deux groupes suggère une infiltration active de l'oued sur un rayon de 500 m autour de l'oued. Dans le cas des grands fleuves (comme le Nile ou l'Amazon) avec un écoulement beaucoup plus important, ce phénomène peut être inversé puisque les cours d'eau sont en principe alimentés à une altitude plus élevée que les nappes souterraines et donc systématiquement la zone influencée par l'infiltration par ces cours d'eau serait plutôt enrichie en isotopes stables, mais dans les milieux semi-arides comme le confirme Zairi (2008) l'influence de l'évaporation est la plus évidente. L'effet de l'évaporation est confirmé par les teneurs en isotopes stables observées dans les deux puits proches de l'oued (D04 et D07 de distance de 170 et 180 m par rapport à l'oued respectivement).

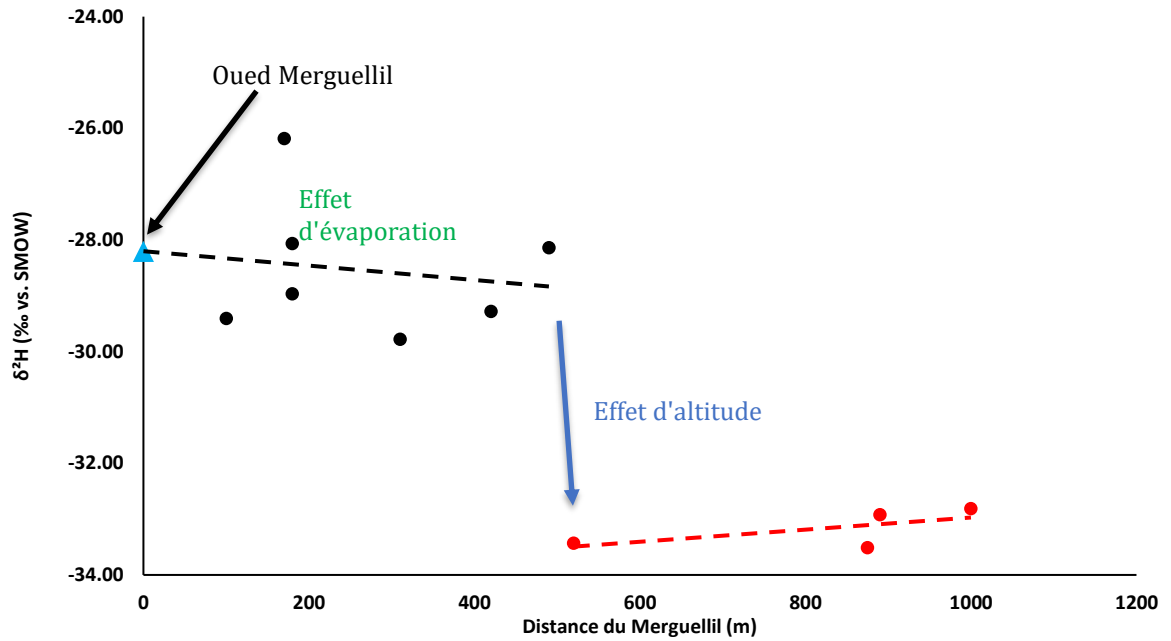


Figure IV.26 Evolution de δ^2H en fonction de la distance depuis l'oued Merguellil

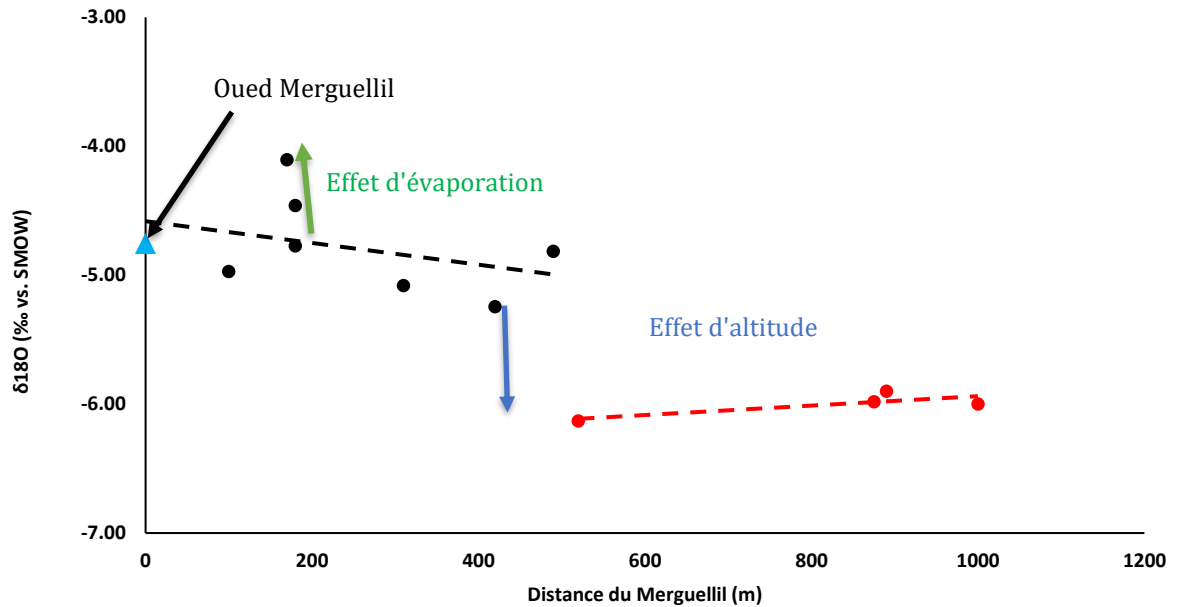


Figure IV.27 Evolution de $\delta^{18}O$ en fonction de la distance depuis l'oued Merguellil

Les eaux deuxième groupe concernant les puits situés à une distance supérieure à 500 m devraient en principe être rechargées par les eaux météorites toutefois la comparaison de la composition isotopique de la pluie de Kairouan ($\delta^2H = -23.5$, $\delta^{18}O = -4.5$ (Jéribi, 2004)) montre une différence de l'ordre de 1.4 à 1.63 ‰ vs. SMOW pour le ^{18}O et de 9.31 à 10 ‰ vs. SMOW pour le 2H , cela suggère que l'altitude de recharge est beaucoup plus élevée que l'altitude de la station de Kairouan (= 50m NGT). Pour vérifier cette hypothèse, l'altitude de la recharge (A_R) a été calculée par l'application de l'équation IV-3.

$$A_R = A_{Kairouan} + \frac{\delta^{18}O_{Kairouan} - \delta^{18}O_{GW}}{G} * 100 \quad \text{Equation IV-3}$$

Avec A_R l'altitude de la recharge de la nappe, $\delta^{18}O_{\text{Kairouan}}$ est la teneur en oxygène 18 dans la pluie de Kairouan, $\delta^{18}O_{\text{GW}}$ est la teneur en oxygène 18 dans la nappe et G le gradient de $\delta^{18}O$ considéré égal à 0.3 (Zuppi et al., 1974; Maliki et al., 2000; Hamed et al., 2008),

L'altitude calculée pour les puits situés à une distance supérieure à 500 m (puits G04, G05, G12 et G16) est comprise entre 594 et 544 m AMSL. Cette altitude est proche de l'altitude du Dj. Ousslet (≈ 620 m NGT) ce qui rejoint l'analyse de campagnes géochimiques existantes qui suggèrent un faciès chimique de l'eau de la nappe miopliocène de Haffouz proche de celui de l'eau de calcaire du Dj. Ousslet. Un autre argument renforce cette constatation, c'est que seuls les puits dans la rive gauche de l'oued montrent cet enrichissement en isotope stable i.e. les puits qui captent le Miopliocène de Haffouz.

Une autre hypothèse qui pourrait être formulée concernant cet enrichissement en isotopes stables pour les puits loin de l'oued, serait que la zone plus loin de l'oued est influencée par le retour des eaux d'irrigations beaucoup plus que la zone proche de l'oued d'où cet enrichissement en isotopes stables, mais cette hypothèse n'est pas en cohérence avec la réalité du terrain, où on observe, au contraire, que la zone humide proche de l'oued est beaucoup plus sollicitée par les agriculteurs.

Un autre argument de l'effet d'altitude sur les isotopes stables sur les eaux des puits loin de l'oued, c'est que les eaux de la source d'Ain Boukhriss (SP AB) possèdent la même composition isotopique que les eaux souterraines dans la zone de Haffouz, la circulation souterraine qui donne naissance à cette source n'est pas parfaitement connue, mais nos observations sur le terrain nous laissent penser que (1) sa pérennité d'écoulement remarquable (2) sa composition en ions majeurs et en isotopes stables semblables aux eaux souterraines de la zone de Haffouz rechargée à partir du Dj. Ousslet (3) les bancs calcaires de l'éocène inférieur qui lui ont donné naissance sont des forts arguments que cette source soit alimentée également au niveau du Dj. Ousslet.

IV.2.4.3. Les eaux de la région de Sidi Boujdaria

L'analyse isotopique permet également de distinguer les eaux de la région de Sidi Boujdaria de l'ensemble des autres eaux. Dans cette région l'évaporation est la plus évidente, tous les échantillons s'organisent parfaitement sur la ligne d'évaporation. On observe dans cette région un étalement des teneurs isotopiques ^{18}O beaucoup plus accentué que les teneurs en 2H . Un tel phénomène peut être expliqué par un léger effet d'évaporation en surface. Une telle évaporation contribue à augmenter les concentrations dans les eaux et ce résultat conforte les valeurs plus élevées en Na^+ , Cl^- et SO_4^{2-} observées dans la région de Sidi Boujdaria.

IV.3. Conclusion sur l'analyse des données piézométriques et géochimiques

L'analyse des données piézométriques et géochimiques a permis de mettre en avant trois principales constatations :

(1) Seuls les piézomètres installés à une distance inférieure à 500 m de l'oued réagissent de façon significative à la propagation des crues de l'oued. Dans cette zone la vitesse de propagation des crues de l'oued est comprise entre 3 et 17 m/h. L'analyse de la campagne géochimique a permis de conforter ce résultat. En effet, l'évolution des teneurs en Cl^- et SO_4^{2-} avec la distance de l'oued suggèrent une alimentation active de l'oued sur un rayon de l'ordre de 500 m, cela a été confirmé également avec les études isotopiques attestées par un enrichissement des isotopes stables pour les puits loin de l'oued. Une rupture des

moyennes de O^{18} et de 2H est également observée pour une distance de 500m. Ce qui est en accord avec les la variation de l'évolution spatiale de Chlorure et des sulfates en fonction de la distance de l'oued.

(2) Les piézomètres de la zone de Sidi Boujdaria réagissent de façon différente à celle de Haffouz. Ils sont caractérisés par une eau chargée en NaCl ce qui rejoint le résultat de l'analyse de la campagne de 1950 (Cf. Chapitre III). La position proche de la droite de dilution de l'eau de mer pourrait suggérer qu'elle a pour origine une concentration par évaporation au-delà de la saturation en gypse. L'organisation parfaite des isotopes stables sur la ligne d'évaporation confirme la concentration des sels par évaporation.

(3) Les piézomètres installés à une distance supérieure à 500 m montrent une périodicité saisonnière très marquée elle est comprise entre 340 et 360 jours. Ces piézomètres semblent être influencés essentiellement par la variation saisonnière de la pluie. L'altitude de recharge comprise entre 540 et 590 m NGT calculée par la variation des isotopes stables atteste que ces piézomètres sont alimentés à une altitude assez haute, au niveau du Dj. Ousslet. Cela conforte le résultat de l'analyse des campagnes existantes de 1950 et 1960 (i.e. les eaux de la nappe miopliocène de Haffouz est carbonaté calcique semblables aux eaux du calcaire du Dj. Ousslet (Cf. Chapitre III).

Pour compléter ces résultats et afin de décortiquer les processus d'infiltration des crues dans les alluvions du Merguellil, une modélisation analytique a été menée dans la section suivante.

IV.4. Modélisation analytique des processus d'infiltration des crues

IV.4.1. Etat de l'art et choix du modèle analytique

L'analyse des processus d'échange surface-souterrain nécessite une connaissance des paramètres hydrodynamiques de l'hydrosystème (e.g. la conductance hydraulique, coefficient d'emmagasinement, la conductance de cours d'eau etc...). La méthode la plus couramment utilisée pour estimer ces paramètres exploite les données d'essais de pompage. Cette méthode est toutefois coûteuse et ardue implémenter. Dans les conditions favorables lorsque les crues de surface induisent la propagation du signal à travers le dépôt alluvial, il est possible d'estimer les paramètres hydrodynamiques à travers un modèle de réponse aux crues (« Floodwave response Model ») (e.g. Huntush, 1961, Swain et Wexler, 1996, Dong et al., 2013). Ce modèle peut être soit analytique ou numérique. Ce dernier nécessite toutefois, une large quantité de données et d'informations sur le système aquifère. Dans les régions arides et semi-arides, l'existence d'un tel jeu de données robustes est loin d'être possible. Dans ce cas, les modèles analytiques sont plus avantageux pour étudier l'échange surface-souterrain (Barlow et Moench, 1998).

A travers le monde, de nombreux travaux ont eu recours à des modélisations analytiques pour cerner les processus d'échanges surface-souterrain lorsque les crues d'un cours d'eau induisent des ondes qui se propagent dans les dépôts alluviaux (e.g. Hantush, 1965 ; Reynolds, 1987 ; Barlow et al., 2000 ; Kiesekka et al., 2013). Sans la connaissance préalable de la conductivité hydraulique ou la storativité de l'aquifère, Hall et Moench (1972) soulignent qu'il n'est pas possible de fixer une valeur unique de ces deux paramètres lors de la calibration d'un modèle analytique inverse. A cet égard, il est possible de déterminer seulement une diffusivité effective ; définie comme le rapport entre la transmissivité de l'aquifère et sa storativité. Ainsi, la plupart des modèles proposés dans la littérature ont été dérivés pour estimer la diffusivité hydraulique. Dans cette perspective, Ferris (1962) a développé une solution analytique de la réponse d'un aquifère à une

fluctuation sinusoïdale régulière de la rivière qui relie la diffusivité hydraulique aux retards de temps et d'amplitude entre l'hydrogramme de crue de surface et l'hydrogramme de crue souterraine. Ce modèle est très limité dans son utilisation et induit un biais important puisque dans la réalité les hydrogrammes des crues ne montrent jamais une forme sinusoïdale régulière, encore, impossible à observer des telles formes de crues dans les régions arides et semi-arides. C'est sous ce rapport que Cooper et Rorabaugh (1963) étendent la méthode de Ferris (1962) en développant des solutions pour une oscillation d'onde de crue de type asymétrique. La même méthode a été appliquée par Guo et al. (2010) pour examiner les réponses des nappes côtières à la propagation des ondes des marées. Quant à Pinder et al. (1969) ils ont utilisé la formule de Duhamel pour estimer la diffusivité hydraulique dans un aquifère homogène et isotrope. Zlotnik et Huang (1999) ont construit un modèle analytique de réponse à l'onde de crue pour simuler l'échange entre un cours d'eau entièrement pénétrant et un aquifère adjacent. Ce modèle a ensuite été utilisé par Bolster et al. (2001) pour estimer la porosité spécifique. Swamee et Singh (2003) ont estimé la diffusivité d'une nappe alluviale dans la région de Tsuku au Japon à partir d'une transformée de Fourier.

La conceptualisation des modèles analytiques existants dans la littérature est différente d'une région à une autre, la connaissance du terrain et la disponibilité des données sont autant de facteurs capables d'influencer ce choix. La résistance de la rivière par exemple a été complètement ignorée dans certaines études (e.g. Pinder et al. 1969 ; Jha et al. 2004) et considérée dans d'autres études comme un paramètre déterminant qui conditionne la réaction de la nappe à la propagation des crues (e.g. Hall et Moench 1972 ; Ha et al. 2007). Une condition nécessaire pour l'application des modèles analytiques est que la variation de la hauteur d'eau induite par la propagation des crues ne doit pas être très grande par rapport à l'épaisseur mouillée. Etant donné l'incertitude qui pèse sur la conceptualisation très simplificatrice des modèles analytiques, cette hypothèse est souvent acceptable pour la plupart des investigateurs qui traitent ce sujet (e.g. Sahuquillo, 1986 ; Workman et al., 1997) i.e. dans ces modèles analytiques, l'aquifère est assimilé à un aquifère captif avec une transmissivité constante au cours de la simulation. Dans les nappes libres, quand une recharge locale (pluie ou autre source d'apport) intervient au moment du passage des crues, cette condition (i.e. l'épaisseur mouillée de l'aquifère, ne doit pas être très grande par rapport à la variation de la hauteur d'eau) est difficile à satisfaire puisque la réaction de l'aquifère est le résultat de l'infiltration des crues de l'oued et l'infiltration de la recharge locale. Dans ce cas, Jha et al. 2004 ont constaté que lorsque la recharge locale est ignorée, les modèles analytiques peuvent induire une surestimation des paramètres hydraulique de l'aquifère de plusieurs ordres de grandeur et ne peuvent pas mener à une valeur unique de la diffusivité. Ils recommandent dans ce cas d'utiliser uniquement des crues appropriées qui produisent des niveaux d'eau clairement définis pour minimiser l'effet de la recharge locale. Reynolds (1987) a également constaté une surestimation de la diffusivité hydraulique dans des conditions non confinées, et a recommandé des crues de courte durée et de grande amplitude, précédées d'une période des niveaux d'eau souterraine constants pour l'application des modèles analytiques. Dans d'autres études (e.g. Shelton, 2011), des modèles analytiques ont été calibrés en utilisant seulement la partie ascendante des hydrogrammes de crues parce que la partie descendante est susceptible d'être affectée par la recharge locale. Ha et al. (2007) ont montré que, dans telles conditions de perturbation par la recharge locale, les modèles analytiques devraient être utilisés avec prudence afin de produire des valeurs raisonnables et fiables des paramètres hydrauliques de l'aquifère.

Cette revue de la littérature souligne, d'une part, la simplicité et l'efficacité des modèles analytiques à estimer les paramètres hydrauliques d'un aquifère sollicité par la propagation des crues et d'autre part, elle met en évidence la faiblesse de ces modèles quand une grande quantité de recharge directe s'infiltre simultanément avec les crues de l'oued. Pour surmonter ce genre de limitation, le travail cherche à combler cette lacune en considérant la recharge directe comme un deuxième signal d'entrée pour le modèle. Le modèle analytique STWT1 dérivé par Barlow et Moench (1998) a été choisi pour effectuer ce travail en raison de sa conceptualisation généralisée pour de nombreuses configurations des aquifères et car il permet de la simulation à la fois à la recharge directe et à la variation de fluctuations de l'oued. La recharge dans ce modèle est considérée constante sur toute la période de simulation. Battle-Aguilar 2008 annonce effectivement l'importance de la prise en compte de la composante recharge dans le modèle de Barlow et Moench (1998) pour une meilleure estimation des paramètres hydrodynamiques.

IV.4.2. Description du modèle analytique de Barlow et Moench (1998)

IV.4.2.1. Expression mathématique du modèle

Le modèle STWT1 développé par Barlow and Moench (1998), a été utilisé pour estimer les paramètres hydrauliques de la nappe alluviale de l'oued Merguellil. Un aperçu rapide de la dérivation des équations du modèle sera présenté ici. Les expressions mathématiques du modèle sont détaillées dans Barlow and Moench (1998). Le modèle analytique STWT1 tel qu'il a été décrit par Barlow and Moench, 1998 est une solution de la variation des niveaux piézométriques dans un aquifère suite à un changement instantané des niveaux de l'oued et/ou de la recharge en fonction du temps (Figure IV.28). Le schéma mathématique est basé sur la méthode de convolution qui résout l'équation différentielle partielle d'écoulement transitoire bidimensionnel représentée par l'Equation IV-4.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{K_z}{K_x} \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K_x} \frac{\partial h}{\partial t} \frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{K_z}{K_x} \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K_x} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Equation IV-4

Avec :

h : Niveau de l'eau dans la nappe [L]

K_x and K_z : conductivité hydraulique horizontale et verticale [L/T]

S_s : Emmagasinement spécifique [L⁻¹]

x et z : direction horizontale et verticale

t : temps [T]

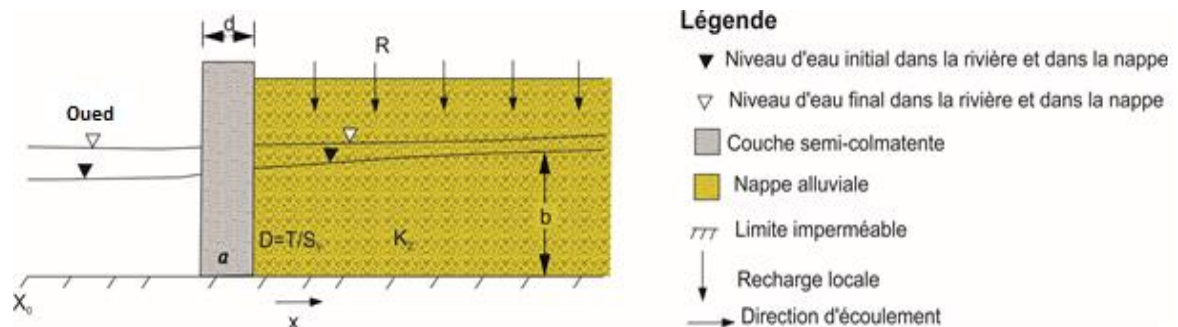


Figure IV.28 Modèle conceptuel du système oued Merguellil-nappe alluviale

La solution de Equation IV-4 est déterminée tout d'abord par la définition des conditions initiales et les conditions aux limites. La condition initiale pour toutes les solutions s'écrit sous la forme (Equation IV-5) :

$$h(x, z, 0) = h_i \quad \text{Equation IV-5}$$

Avec h_i le niveau d'eau initial dans la nappe.

L'interface nappe-oued est simulée comme une condition à charge imposée quand la couche colmatante est absente (Equation IV-6) ou à flux imposé lorsque la couche colmatante est présente (Equation IV-7).

$$h(X_0, z, t) = h_0 \quad \text{Equation IV-6}$$

$$\frac{\partial h}{\partial x}(X_0, z, t) = -\frac{1}{a}[h_0 - h(X_0, z, t)] \quad \text{Equation IV-7}$$

Avec :

h_0 le niveau de l'eau dans l'oued après le changement instantané de pas de temps [L], X_0 la distance à partir du milieu de l'oued [L] et $a = \frac{K_X d}{K_S}$ est la conductance de l'oued (d est l'épaisseur de la couche colmatante, K_S la conductivité hydraulique de la couche colmatante) [L]

La condition aux limites au niveau ($Z=b$) est représentée par l'Equation IV-8 et celle à la limite imperméable ($z=0$) est représentée par l'Equation IV-9.

$$\frac{\partial h}{\partial z}(x, b, t) = -\frac{S_Y}{K_Z} \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Equation IV-8}$$

$$\frac{\partial h}{\partial z}(x, 0, t) = 0 \quad \frac{\partial h}{\partial z}(x, 0, t) = 0 \quad \text{Equation IV-9}$$

Avec :

S_Y est la porosité efficace et b l'épaisseur saturée.

Pour un changement instantané de niveau d'eau de l'oued et/ou la recharge locale, la solution analytique dérivée par Barlow et Moench (1998) est une solution de l'équation IV-4 relative à la fluctuation de la hauteur d'eau dans la nappe exprimée par l'Equation IV-10.

$$\bar{h}_d = 2 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{W_n \exp[-q_n(X_D-1)] \sin(\varepsilon_n) \cos(\varepsilon_n z_D)}{\{1 + A q_n \tanh[q_n(X_{LD}-1)]\} p[\varepsilon_n + 0.5 \sin(2\varepsilon_n)]} \quad \text{Equation IV-10}$$

$$q_n = (\varepsilon_n^2 \beta_{0+p})^{0.5}; \quad \varepsilon_n \tan(\varepsilon_n) = \frac{p}{\sigma \beta_0}; \quad \beta_0 = \frac{K_Z X_0^3}{K_X b}; \quad \sigma = \frac{S_S b}{S_Y}; \quad A = \frac{a}{X_0} = \frac{K_X d}{K_S X_0}; \quad X_D = \frac{X}{X_0}; \quad X_{LD} = \frac{X_L}{X_0}$$

Avec :

h_d est la transformée de Laplace pour la charge hydraulique [--]

W_n : un paramètre lié à la transformée de Laplace lié à la largeur de l'aquifère [--]

P : une variable de la transformation de Laplace [--]

X_L : Largeur de l'aquifère [L]

X_{LD} : Paramètre lié à la largeur de l'aquifère [--]

X : Cordonnée horizontale [L]

X_D : Paramètre lié aux coordonnées horizontale [--]

A : un paramètre exprimant de la conductance de l'oued [--]

L'Equation IV-10 combinée avec l'intégrale de convolution donne la solution discrétisée exprimée dans l'Equation IV-11

$$h(x, z, j) = h_j + \sum_{k=2}^j F'(k-1) h_D(x, z, j-k+1) \Delta t \quad \text{Equation IV-11}$$

Avec $F'(k-1) = \frac{F(k)-F(k-1)}{\Delta t}$

h : Charge hydraulique dans l'aquifère [L]

j : Limite supérieure du temps d'intégration

k : Le pas de temps

Δt : Variation de pas de temps [T]

F : Le niveau de l'eau de l'oued ou la recharge au temps k [L]

F' : Le changement de F en fonction de temps [L/T]

IV.4.2.2. Dans le cas du Merguellil

IV.3.2.2.1. Condition de validité

Plusieurs hypothèses ont été faites pour la dérivation des solutions analytiques du modèle STWT1. La validité de ces hypothèses pour le système du Merguellil est discutée dans cette section. Etant donné l'hétérogénéité des alluvions du Merguellil, l'hypothèse d'homogénéité ne peut pas être totalement valide et donc les paramètres hydrauliques de l'aquifère estimés pour une section donnée de l'oued ne peuvent pas être représentatifs pour l'ensemble de l'aquifère. Par contre l'hypothèse d'une épaisseur constante et un écoulement bidimensionnel est parfaitement valide pour le système du Merguellil puisque comme la fluctuation piézométrique, le changement de l'épaisseur saturée induit par la propagation des crues doit être relativement faible par rapport à l'épaisseur de l'aquifère, dans le cas de l'oued Merguellil ce changement est de l'ordre de 10% pour une épaisseur saturée de 10 m et une fluctuation piézométrique de 1m (Cf. Chapitre IV). Dans des cas similaires, le modèle a été appliqué pour un changement de 9% ([Kisekka et al., 2013](#)), 4 à 10% pour la rivière de Balckstone dans la région de Massachusetts et de 12% pour la rivière de Cedar à l'Iowa ([Desimone et Barlow, 1999](#)). Ce qui rend le modèle relativement valide dans le cas du Merguellil. Toutefois, la condition que le cours d'eau pénètre la totalité de l'aquifère est difficile à confirmer et peut varier d'une section à une autre du Merguellil. L'effet de cette condition a été discuté par [Hantush \(1965\)](#) et [Neuman \(1974\)](#) qui estiment que l'effet de cette condition est minime lorsque la distance à la rivière est supérieure à $b\sqrt{K_x/K_z}$. Dans le cas d'isotropie ($K_x=K_z$) cette condition est toujours valide pour le système du Merguellil étant donné que le point d'observation le plus proche est placé à une distance de 50m du lit mineur de l'oued. Dans tous les cas des tests de sensibilité ont été conduits tout le long de ce travail pour critiquer la pertinence de résultat.

IV.3.2.2.2. Paramètres d'entrée

Les piézomètres de la zone de Haffouz, les plus proches de l'oued ont été utilisés pour l'estimation des paramètres hydrodynamiques (Tableau IV.5). La fluctuation des niveaux de l'eau de l'oued est mesurée comme mentionné avant seulement à 10 km en amont de la région de Haffouz (au niveau de la station d'Ain Boukhriss). Le contexte géologique différent entre la région de Haffouz et la région d'Ain Boukhriss (Cf.

II.4.2.) est en passe de générer des biais importants sur les paramètres estimés. Nous avons essayé de tester la possibilité d'utiliser un modèle de routage pour faire acheminer les crues enregistrées dans la station d'Ain Boukhriss vers la station de Haffouz, mais le résultat a montré la difficulté d'estimer le niveau de l'eau avec précision i.e. le modèle génère des erreurs plus grossières que l'utilisation directe des crues enregistrées dans la station d'Ain Boukhriss (Cf. Annexe A2). Le choix a porté alors sur l'utilisation directement le niveau de l'eau estimé à Ain Boukhriss en considérant une différence de ± 30 cm comme incertitude. Le pas de temps a été maintenu à 60 min.

Tableau IV-5 Caractéristiques des piézomètres utilisés pour la calibration du modèle

	Pas de temps (min)	Période de suivi	Emplacement de la sonde (m au- dessous du sol)	Elévation (m NGT)	Distance depuis le milieu du Merguellil (m)
MZ01	6	31/05/2012- 18/03/2014	6.86	263.65	180
MZ05	6	27/05/2013 -10/02/2016	2.05	254.98	100
MZ06	6	11/07/2013 -10/02/2016	1.20	247.37	50

Le modèle conceptuel considéré pour représenter le système du Merguellil consiste à un modèle semi-infini bordé par une couche colmatante semi-perméable. Nos observations sur le terrain nous laissent penser que cette couche est très mince, voire absente, et particulièrement dans la zone de Haffouz. Le choix méthodologique a porté, pourtant, sur la considération de cette couche tout en gardant à l'esprit cette constatation lors de la calibration du modèle. L'hypothèse d'un aquifère semi-infini ne peut pas également être totalement admise, cependant le choix d'une telle configuration permet de minimiser l'effet des conditions aux limites sur la réponse de l'aquifère. Ces choix vont être par la suite l'objet des tests de sensibilité.

Pour la mise en place, le modèle nécessite un total de 10 paramètres à calibrer. Ces paramètres ont été catégorisés en deux groupes. Le premier groupe comprend les paramètres non mesurés et qui feront l'objet d'une calibration (α , R , K_D , S_Y et S_s), le second groupe est composé des paramètres mesurés sur le terrain (X , X_L , X_0 et b) (Tableau IV-6). Le paramètre X_0 est utilisé simplement pour dimensionner certains paramètres. Etant donné que l'aquifère a été considéré comme semi-infini, le paramètre X_L n'est pas introduit dans le calcul.

Tableau IV-6 Caractéristiques des paramètres du modèle

Paramètres	Abréviation	Unité	Groupe	Valeur
Diffusivité	D	m ² h ⁻¹	Calibré	--
Conductance de l'oued	<i>a</i>	m	Calibré	--
Rapport K _x /K _z	K _D	[]	Calibré	--
Recharge	R	m h ⁻¹	Calibré	--
Distance par rapport au lit mineur de l'oued	X	m	Fixé	Table IV.5
Largeur de l'aquifère	X _L	m	Fixé	∞
Epaisseur saturée	b	m	Fixé	10
Emmagasinement spécifique	S _s	m ⁻¹	Fixé	10 ⁻⁴

Le modèle STWT1 est souvent utilisé pour calibrer la transmissivité (T) et la porosité (S_y), dans ce cas, la connaissance préalable de l'un de ces deux paramètres est nécessaire pour produire une solution unique. Ici, étant donné qu'aucune information sur la transmissivité ou la porosité de l'aquifère n'est disponible, seule la diffusivité hydraulique sera calibrée. La fluctuation calculée dans l'aquifère dépend de la diffusivité hydraulique. La diffusivité hydraulique (D) augmente si la transmissivité hydraulique (T) augmente, ou la porosité (S_y) diminue et vice versa. L'augmentation (ou diminution) simultanée de même ordre de grandeur de T et S_y n'a aucun effet sur les niveaux d'eau souterraine calculés, car elles se compensent. Il en ressort alors, selon ces hypothèses, que seuls quatre paramètres doivent être calibrés : la diffusivité hydraulique (D), la conductance de l'oued (*a*), le rapport entre la conductivité hydraulique verticale et horizontale (K_D) et le taux de recharge (R). L'emmagasinement spécifique (S_s) a été maintenu à une faible valeur de 1.10⁻⁴ m⁻¹ puisque l'aquifère a été simulé dans des conditions non confinées, et donc la storativité est contrôlée principalement par la porosité efficace, parce que l'emmagasinement spécifique (S_s) est inférieur de centaines ordres de magnitudes de la porosité efficace.

IV.4.3. Calibration du modèle

IV.4.3.1. Processus de calibration en deux étapes

Pour éviter toute erreur éventuelle de mesure, le modèle analytique a été tout d'abord calibré sur l'épisode de crue de 20/12/2013, qui a été clairement détecté par tous les piézomètres au cours de la période d'investigation. Le choix de l'épisode de crue sur laquelle le modèle sera calibré est une étape importante qui pourrait conditionner toutes les étapes ultérieures de la modélisation. Dans le cas simple, lorsqu'un seul paramètre est à ajuster, la calibration d'une crue avec une forme simple composée d'un seul pic est beaucoup plus facile à entreprendre. Toutefois, dans les cas les plus complexes (comme le présent cas), lorsque le modèle nécessite deux ou plusieurs paramètres à calibrer, le choix d'une crue de forme simple pourrait induire une non-unicité du résultat (i.e. quasi-infinité de combinaisons possibles entre les différents paramètres à ajuster). C'est encore plus difficile lorsque la marge d'incertitude considérée est large. C'est pour cette raison que l'épisode de 20/12/2013 a été choisi pour calibrer le modèle. Cet épisode est représenté par un hydrogramme à deux pics, avec une amplitude de 0,9 m pour le premier pic et de 1,2

m pour le second pic (Figure IV.29). Pour pouvoir calibrer les quatre paramètres du modèle, le processus de calibration a été divisé en deux étapes. Premièrement, une valeur initiale de la diffusivité hydraulique (D') (« D' » est appelé dans la suite de ce chapitre « pseudo-diffusivité » qui fait référence à la diffusivité estimée sans la considération du paramètre recharge dans le modèle) et la conductance de l'oued (a) ont été calibrées en utilisant uniquement la partie ascendante de l'hydrogramme de crue à l'aide d'une méthode « essais/erreurs » pour minimiser la RMCE. La recherche est effectuée sur des intervalles égaux sur l'espace des paramètres, avec une variation de la conductance de l'oued de 100 à 1000 m et une variation de la diffusivité hydraulique de $10 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ à $500 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$. Ces limites ont été fixées après un test rapide de la réponse du modèle à la variation de ces deux paramètres. Au cours de cette première étape de calibration, des valeurs multiples du rapport K_D ont été testées.

Dans la deuxième étape de calibration, les valeurs de la conductance de l'oued (a) et le rapport d'anisotropie (K_D) calibrés dans la première étape, ont été utilisés pour calibrer la recharge en fournissant le meilleur ajustement entre la partie descendante de l'hydrogramme observée en ajustant la valeur de diffusivité hydraulique. La différence entre l'hydrogramme observé et l'hydrogramme calculé a été analysée à l'aide de la racine de la moyenne des carrés des erreurs (RMCE) (Equation IV-12) et le coefficient de Nash-Sutcliffe (NSE) (Equation IV-13).

$$RMCE = \frac{\sum_1^N (h_{cal}(t) - h_{obs}(t))^2}{N} \quad \text{Equation IV-12}$$

$$NSE = 1 - \frac{\sum_1^N (h_{cal}(t) - h_{obs}(t))^2}{\sum_1^N (h_{cal}(t) - \bar{h}_{obs})^2} \quad \text{Equation IV-13}$$

Avec H_{obs} la charge hydraulique observée [m] H_{calc} la charge hydraulique calculée [m].

Dans la méthodologie adoptée, la conductance de l'oued a été fixée lors de la première étape de calibration et considérée constante lors de la deuxième étape de calibration. Cette méthodologie implique en autres mots à considérer que la réaction de l'aquifère lors de la phase de remontée des crues est régie seulement par la variation des niveaux de l'eau dans l'oued et donc la recharge locale est ignorée. L'erreur commise par cette hypothèse est minime puisque la recharge intervient uniquement dans la phase de récession.

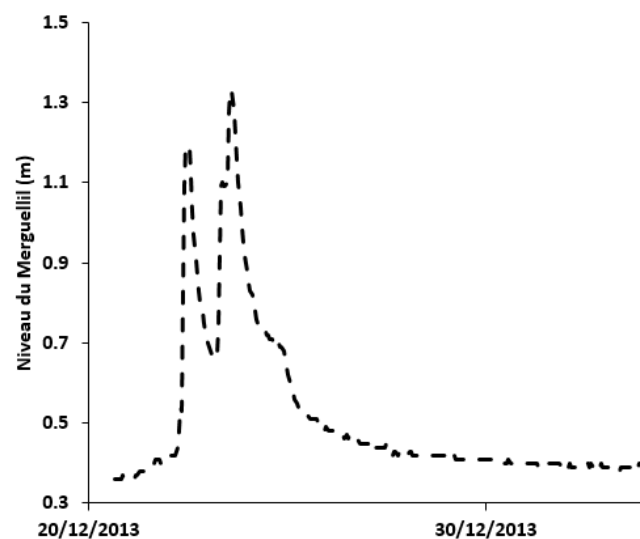


Figure IV.29 Hydrogramme de crue de l'événement 20/12/2013

- Première étape de calibration

La procédure d'optimisation de RMCE décrite *supra* a été appliquée pour estimer la meilleure combinaison entre la pseudo-diffusivité (D') et la conductance de l'oued (a). La fiable valeur de la RMCE est choisie comme la meilleure combinaison entre la pseudo-diffusivité et la conductance de l'oued qui produit un bon ajustement de la partie ascendante de l'hydrogramme de crue (Figure IV.30). Pour le piézomètre MZ06, une valeur de 260 m pour la conductance de l'oued et de $175 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ fournit un ajustement parfait de la partie ascendante de l'hydrogramme de crue de l'épisode de crue de 20/12/2013 (Figure IV.31.a, Figure IV.30.a). La même procédure appliquée pour le piézomètre MZ05 donne une pseudo-diffusivité de $89 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ et une conductance de l'oued de 180 m (Figure IV.30.b ; Figure IV.31.b). Pour le piézomètre MZ01, la réponse de surface de la RMCE ne montre pas une seule combinaison possible entre la pseudo-diffusivité et la conductance de l'oued (Figure IV.30.c ; Figure IV.31.c). Toutefois, la variation horizontale de la RMCE (i.e. la variation de la pseudo-diffusivité) indique une influence beaucoup plus nette que la variation verticale (i.e. variation de la conductance de l'oued). Les plus faibles valeurs de RMCE sur la Figure IV.30.c indiquent une pseudo-diffusivité de $69 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$. Il semble ici que pour le piézomètre MZ01 éloigné de l'oued, la conductance de l'oued n'affecte pas de façon significative la performance du modèle. Cela peut également s'expliquer par le fait que, au piézomètre MZ01, l'hydrogramme de réponse de l'aquifère est composé d'un seul pic, de sorte que l'ajustement entre l'hydrogramme observé et simulé peut être effectué en utilisant des combinaisons multiples (i.e. une non-unicité). Au cours du processus de calibration, de nombreux essais d'ajustement ont montré que le paramètre K_D devrait être maintenu entre 0,5 et 0,7 pour reproduire la même forme des trois hydrogrammes testés. Une valeur de K_D inférieure à 0,5 induit systématiquement la non-convergence du modèle. L'utilisation d'une valeur de 0,5 ou 0,7 pour K_D n'affecte pas de façon significative le modèle. Comme on pouvait y remarquer, lors de cette première étape de calibration, la pseudo-diffusivité calibrée présente des valeurs différentes pour les trois piézomètres. Pour MZ06, la diffusivité est plus élevée de trois ordres de grandeur que les autres piézomètres. Ce résultat suggère que le piézomètre MZ06 est davantage influencé par la recharge locale. La deuxième étape de calibration confirmera cette constatation.

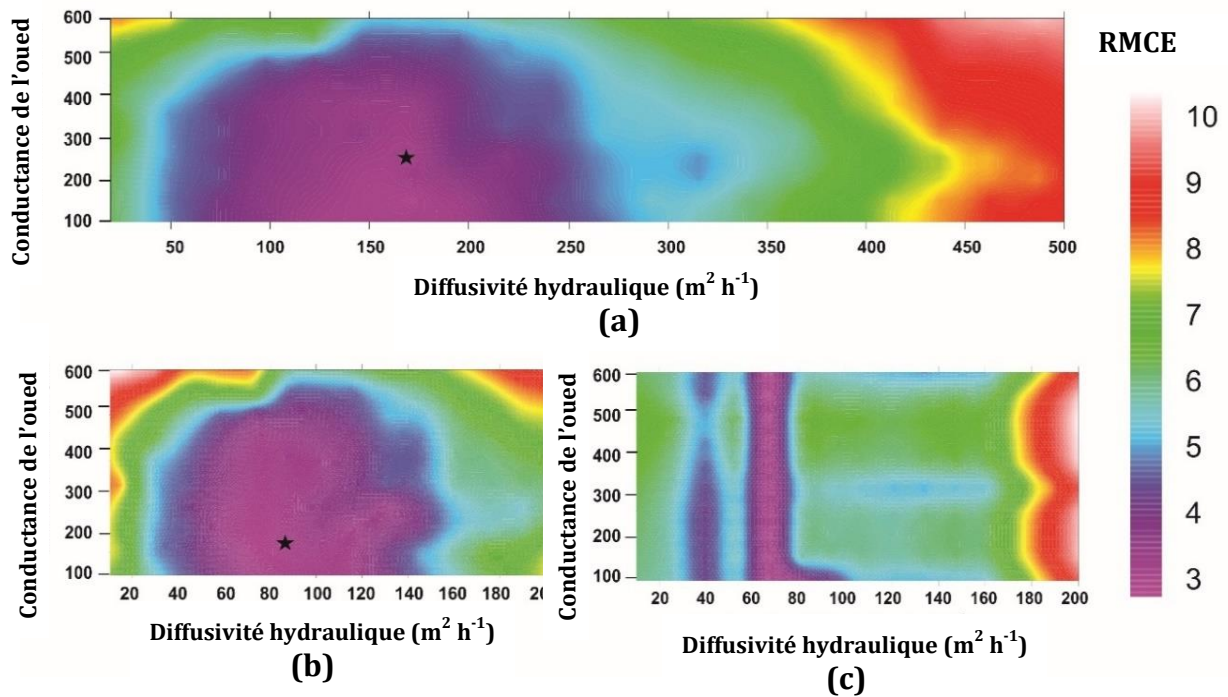


Figure IV.30 Surface de réponse de la RMCE pour la diffusivité hydraulique (axe X) et la conductance de l'oued (axe Y) (MZ06, b. MZ05, c. MZ01) (meilleur ajustement en utilisant un rapport $K_D = 0,6$, seuls les RMCE inférieurs à 10 cm sont représentés sur cette figure, l'étoile noire représente la meilleure combinaison entre la conductance de l'oued et la pseudo-diffusivité, i.e. la réponse RMCE la plus faible)

- Deuxième étape de calibration

Comme on pouvait s'y attendre, pendant la période de récession, l'ajustement entre l'hydrogramme observé et l'hydrogramme simulé était très médiocre durant la première étape de calibration. Ceci est dû au fait que l'infiltration locale des précipitations et/ou les flux latéraux influencent le processus de récession et entraîne que la partie descendante de l'hydrogramme observée est beaucoup plus prononcée que celui calculé. Pour prendre en considération la recharge qui intervient au cours de la propagation de la crue, le modèle a été appliqué (en fixant la conductance de l'oued (a) et le rapport K_D estimé au cours de la première étape de calibration, i.e. on considère que ces deux paramètres sont constants) pour reproduire une bonne concordance de la partie descendante de l'hydrogramme en ajustant la diffusivité hydraulique et en considérant la recharge comme un deuxième signal. La Figure IV.31 montre les hydrogrammes calculés et observés pour les trois piézomètres avant et après la considération de la recharge. Pour MZ06, un taux de recharge de $3 \cdot 10^{-3} m h^{-1}$ et une diffusivité ajustée de $62 m^2 h^{-1}$ donnent un bon ajustement entre l'hydrogramme observé et mesuré (Figure IV.31.a). Pour le piézomètre MZ05, le meilleur ajustement a été obtenu pour un taux de recharge de $5 \cdot 10^{-4} m h^{-1}$ et une diffusivité ajustée de $67 m^2 h^{-1}$ (Figure IV.31.b). Pour MZ01, un taux de recharge de $10^{-4} m h^{-1}$ et une diffusivité ajustée de $62 m^2 h^{-1}$ ont permis de fournir une bonne correspondance entre les niveaux observés et calculés (Figure IV.31.c).

Après avoir considéré le taux de recharge comme un deuxième signal, le modèle produit plus ou moins la même valeur de diffusivité (Tableau IV-7). Les niveaux d'eau souterraine ont été sous-estimés dans les trois piézomètres lorsque seule la fluctuation de l'oued a été simulée (i.e. la première étape de calibration) et différentes valeurs de diffusivité ont été trouvées. La simulation de la recharge a permis d'améliorer la

concordance entre les fluctuations observées et calculées dans la nappe alluviale et d'obtenir une valeur de diffusivité similaire dans les trois piézomètres. La recharge simulée a augmenté le gradient hydraulique entre l'oued et la nappe, par rapport à la condition sans recharge ce qui a induit systématiquement un ajustement de la valeur de la diffusivité.

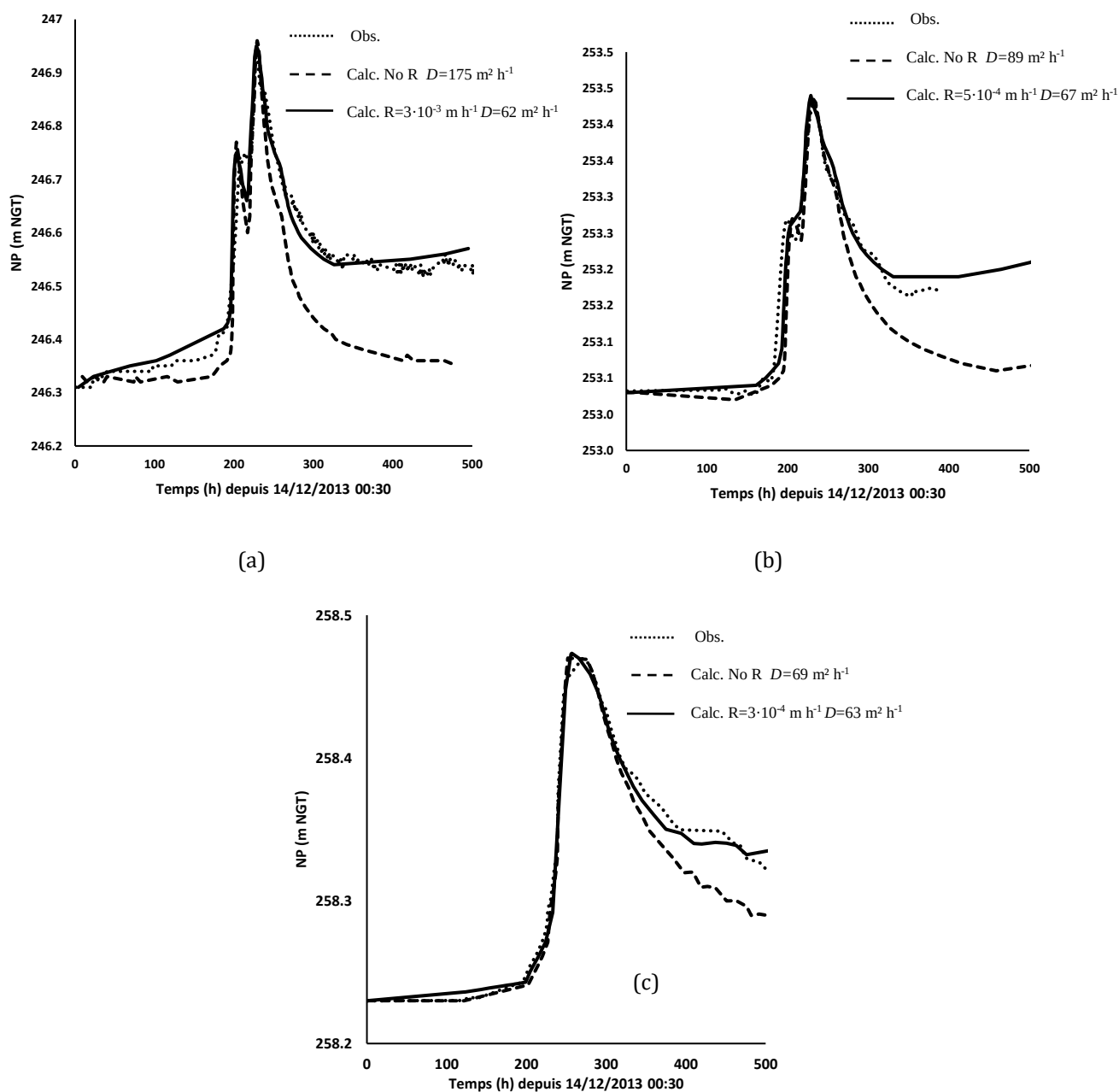


Figure IV.31 Hydrogramme observé (obs.) VS hydrogramme calculé sans la considération du taux de recharge (Calc. No R) et l'hydrogramme calculé avec la considération du taux de recharge (calc. R) avec la diffusivité correspondante (D) pour le piézomètre (a) MZ6, (b) MZ05 et (c) MZ01.

La diffusivité hydraulique est plus ou moins la même avec ou sans tenir compte de la recharge pour le piézomètre MZ01, ceci est dû au fait que le taux de recharge estimé est très faible ($3 \cdot 10^{-4} \text{ m h}^{-1}$). Pour le piézomètre MZ05, en considérant $5 \cdot 10^{-4} \text{ m h}^{-1}$ comme taux de recharge, la diffusivité hydraulique passe de $89 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ à $67 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$. Pour le piézomètre MZ06, en utilisant un taux de recharge de $3 \cdot 10^{-3} \text{ m h}^{-1}$, la diffusivité ajustée est diminuée et conduit à plus ou moins la même valeur de diffusivité ($62 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$) calibrée pour MZ01 et MZ05 (Cf. Tableau IV-7).

Ce résultat suggère que lorsqu'une quantité importante de recharge se produit simultanément avec la propagation d'onde de crue, l'utilisation d'un modèle analytique classique (i.e. sans tenir compte le paramètre recharge, i.e. en utilisant seulement la première étape de calibration) conduit à surestimer la diffusivité de l'aquifère (MZ06 et MZ05) et lorsque le taux de recharge est faible, la diffusivité est légèrement affectée (MZ01).

Tableau IV-7 Les paramètres calibrés pour l'événement 20/12/2013 et les descriptions statistiques de la meilleure calibration entre l'hydrogramme observé et l'hydrogramme calculé

Piézomètre	Conductance de l'oued (a) [m]	Rapport K_D [--]	Taux de recharge [$m\ h^{-1}$]	Diffusivité hydraulique [$m^2\ h^{-1}$]		NSE [%]
				Calculée sans recharge (1C)	Calculée avec recharge (2C)	
MZ01	--	0.6	3.10^{-4}	69	63	98
MZ05	180	0.6	5.10^{-4}	89	67	86
MZ06	260	0.6	3.10^{-3}	175	62	85

(1C) Première étape de calibration

(2C) Deuxième étape de calibration

La calibration suggère aussi que la diffusivité de l'aquifère alluviale dans les trois zones étudiées est très comparable, en moyenne $60\ m^2\ h^{-1}$.

IV.4.4. Analyse de sensibilité

L'analyse de sensibilité permet de déterminer les paramètres du modèle qui affectent plus les niveaux piézométriques calculés. La sensibilité du modèle à la variation de la distance des points d'observation de l'oued (X), le l'emmagasinement spécifique, qui a été fixée à $10^{-4}\ m^{-1}$ lors de la calibration du modèle et l'hypothèse d'un aquifère semi-fini/fini ont été étudiés pour tester leurs influences sur la calibration. Comme nous l'avons noté précédemment, puisque la variation de la fluctuation a été mesurée à 10 km en amont de la région de Haffouz, un test de sensibilité a été effectué également pour étudier l'impact de la variation de l'amplitude de l'hydrogramme de surface ($\pm 30\ cm$) sur la performance du modèle.

IV.4.4.1. Influence de la distance de l'oued

Le résultat de l'analyse de sensibilité de la distance des points d'observation de l'oued est présenté dans le Tableau IV-8. La diffusivité hydraulique varie de façon significative avec la variation de la distance (X). L'analyse de sensibilité a été menée sur l'épisode de crue de 20/12/2013 composée de deux pics. L'avantage de l'application de test sensibilité sur un épisode formé de deux pics est l'atténuation ou non du premier pic avec la distance i.e. lorsque le point d'observation est assez éloigné, seul le petit pic de l'hydrogramme de crue sera disparu (MZ05 et MZ01), alors que lorsque le piézomètre est installé près de l'oued, les deux pics seront détectés (MZ06).

Tableau IV-8 Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle au paramètre de distance (x)

Piézomètres	Diffusivité optimale (m ² h ⁻¹)	Variation de la diffusivité hydraulique en fonction de la variation de la distance entre les piézomètres d'observation et l'oued (x) (m ² h ⁻¹)					
		-25%	-50%	-75%	+25%	+50%	+75%
MZ01	63 (1P)	43 (1P)	35 (2P)	*	93 (2P)	119 (2P)	158 (2P)
MZ05	67 (2P)	52 (2P)	36 (2P)	18 (2P)	109 (2P)	141 (1P)	166 (1P)
MZ06	62 (2P)	69 (2P)	52 (2P)	26 (2P)	93 (2P)	117 (2P)	133 (1P)

1P un seul pic

2P : deux pics

***Convergence non achevée**

La réponse de la nappe alluviale à la fluctuation du cours d'eau est atténuée avec la distance de l'oued. Pour le piézomètre MZ01, une diminution de la distance de l'oued de 50% est nécessaire pour que le premier pic soit détecté. Pour le piézomètre MZ05, une augmentation de 50% de la distance de l'oued entraîne la disparition du premier pic. Pour le piézomètre MZ06, installé à 50 m de l'oued, une augmentation de cette distance de 75% provoque systématiquement la disparition du premier pic. Ce résultat nous assure sur la fiabilité de la distance mesurée.

IV.4.4.2. Influence de l'hypothèse « aquifère semi-infini »

Etant donné que l'aquifère a été simulé comme semi-infini, un test a été effectué pour étudier l'effet de cette hypothèse sur le résultat. Au-delà d'une largeur d'aquifère finie de 200 m, le modèle réagit de manière similaire à un aquifère semi-infini. La largeur réelle de l'aquifère n'est pas connue, cependant, étant donné la grande largeur de l'oued dans la zone d'étude, l'aquifère peut atteindre 400 m de largeur dans la région de Haffouz. L'utilisation l'hypothèse d'un aquifère de largeur finie de 400 m donne sensiblement le même résultat que l'hypothèse d'un aquifère semi-infini.

IV.4.4.3. Influence de l'emmagasinement spécifique

Un autre paramètre qui peut influencer la performance du modèle est l'emmagasinement spécifique. Cependant, comme le débit est contrôlé principalement par la composante horizontale de la conductivité hydraulique ($K_D = 0,6$), la variation de l'emmagasinement spécifique n'affecte pas significativement le modèle. L'aquifère réagit comme un aquifère totalement confiné avec une storativité égale à la porosité efficace. L'emmagasinement spécifique dans le modèle peut osciller entre 10^{-3} m^{-1} et 10^{-5} m^{-1} sans aucun impact sur le résultat du modèle.

IV.4.4.4. Influence de la variation de l'amplitude des crues

Une analyse de sensibilité a été effectuée également pour étudier l'impact de la variation de l'amplitude de l'hydrogramme de crue sur l'estimation de la diffusivité. Le piézomètre MZ06, le plus proche de l'oued a été utilisé pour étudier ce paramètre. Une variation de ± 10 , ± 20 et ± 30 cm de changement a été testée. Le résultat de ce test montre qu'une augmentation ou diminution de l'amplitude de 30 cm induit une variation

de la diffusivité de 50 %. Ainsi, si on considère une incertitude sur la mesure de l'amplitude des hydrogrammes de ± 30 cm, la diffusivité hydraulique réelle de l'aquifère serait comprise entre environ 30 et 90 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ pour une diffusivité moyenne d'environ 60 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ (Tableau IV-9).

Tableau IV-9 Résultats de l'analyse de la sensibilité du modèle à la variation de l'amplitude de l'hydrogramme de crue (le piézomètre MZ06).

Variation de l'amplitude de l'hydrogramme	Diffusivité hydraulique mesurée ($\text{m}^2 \text{h}^{-1}$)	Variation de la diffusivité hydraulique
+10	73	Augmentation de 17%
+20	82	Augmentation de 32%
+30	93	Augmentation de 50%
-10	51	Diminution de 18 %
-20	44	Diminution de 30%
30	31	Diminution de 50%

IV.4.5. Application et validation du modèle

IV.4.5.1. Application du modèle sur l'ensemble des crues

Le modèle inverse a été appliqué par la suite sur plusieurs autres types de crues. Le même principe de calibration utilisé pour l'évènement de 20/12/2013 a été appliqué. Ainsi, le modèle est testé sur les trois piézomètres MZ06, MZ05 et MZ01. Autre que les deux critères d'optimisation utilisés pendant la phase de calibration (RMCE (Equation IV-12) et NSE (Equation IV-13), la différence d'amplitude (E_P) entre le pic de l'hydrogramme observé et modélisé a été également calculée.

$$E_P = \frac{h_{obs} - h_{cal}}{h_{obs}} \quad E_P = \frac{h_{obs} - h_{cal}}{h_{obs}} \quad \text{Equation IV-14}$$

La valeur de la diffusivité hydraulique est trouvée plus ou moins variable entre les trois sections. Pour le piézomètre MZ01, la diffusivité hydraulique oscille entre 152 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ comme valeur maximale et 77 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ comme valeur minimale avec une moyenne de 105 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ (Tableau IV-10, Annexe A3). Pour le piézomètre MZ05, les valeurs de diffusivité hydraulique sont comprises entre 66 et 195 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ avec une moyenne de 138 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ (Tableau IV-11, Annexe A3). Pour le piézomètre MZ06, la fourchette de variation est beaucoup plus large allant de 24 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ à 176 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ avec une moyenne de 47 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ (Tableau IV-12, Annexe A3).

Tableau IV-10 Résultat de l'application du modèle sur le piézomètre MZ01

Evènements	h_{obs} (m)	RMCE (cm)	NSE (%)	E_P (cm)	D ($\text{m}^2 \text{h}^{-1}$)	R (10^{-4}m h^{-1})
25052013	0.23	3.4	76	+2	77	4
13082013	0.22	1.59	71	0	112	15
19092013	0.17	2.4	63	--	135	--
05102013	0.44	0.8	81	-4	70	10
30012014	0.15	1.3	68	-2	152	0.7
13032014	0.26	1.72	78	+1	86	0.9
Moyenne					105	

Pour certaines crues, l'hydrogramme de crue a été faiblement reproduit, cela explique pourquoi le critère de RMCE et surtout de Nash n'est pas toujours très bon. Ces deux critères sont moins appréciables pour les crues de faible amplitude. Il semble la forme de l'hydrogramme de crue de faible amplitude est beaucoup susceptible de changer de la forme lors de la propagation de l'amont vers l'aval (i.e. depuis la station d'Ain Boukhriiss à la station de Haffouz).

Le taux de recharge introduit dans le modèle n'est pas mesuré directement. La méthode inverse utilisée peut en réalité générer un sous ou surestimation de la recharge qui se produit au moment du passage de crue. Les valeurs calibrées sont très variables d'une crue à une autre (4 à $15 \cdot 10^{-4} \text{ m h}^{-1}$ pour le piézomètre MZ01 ; 0 à $17 \cdot 10^{-4} \text{ m h}^{-1}$ dans le piézomètre MZ05 et de 0 à $98 \cdot 10^{-4} \text{ m h}^{-1}$ pour le piézomètre MZ01) parce que le milieu est fortement hétérogène en termes d'occupation du sol et de nature d'encrouement.

Tableau IV-11 Résultat de l'application du modèle sur le piézomètre MZ05

Evènements	h_{obs} (m)	RMSE (cm)	NSE	E_p (cm)	D ($\text{m}^2 \text{ h}^{-1}$)	R (10^{-4} m h^{-1})
19092013	0.19	2.55	59	+5	126	5
25092013	0.10	2.70	50	+2	195	0.7
05102013	0.56	4.40	67	-1	144	0
10112013	0.11	1.10	68	-2	144	0.5
30012014	0.17	1.06	76	+2	185	0.5
13032014	0.56	11.83	82	+12 pic 1 0 pic 2	66	40
22042014	1.19	1.25	96	-1	74	10
10062015	0.21	3.4	78	-1	99	1.8
Moyenne					138	

La valeur de recharge calibrée par le modèle inverse peut également être influencée par l'évaporation, par un pompage ou par un apport souterrain. Le coefficient d'infiltration oscille entre 0.6 à 16 % dans la zone d'étude. L'ajustement des hydrogrammes des crues est en réalité liée à la quantité de recharge introduite dans le modèle, il est toujours possible en variant le taux de la recharge de performer un bon ajustement, toutefois nous ne pouvons pas confirmer la forme exacte de crues. Les meilleurs évènements modélisés ($\text{NSE} > 80$) suggèrent que la diffusivité de l'aquifère est de $70 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ pour le piézomètre MZ06, de 66 à $74 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ pour le piézomètre MZ05 et de 61 à $67 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ pour le piézomètre MZ01. Ces valeurs sont dans le même ordre de grandeur estimé lors de la calibration du modèle (entre 30 et $90 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$).

Tableau IV-12 Résultat de l'application du modèle sur le piézomètre MZ06

Evènements	h_{obs} (m)	RMSE (cm)	NSE	E_p (cm)	D ($m^2 h^{-1}$)	R ($10^{-4} m h^{-1}$)
13032014	0.46 pic 1 0.71 pic 2	5.92	77	+11 pic 1 -10 pic 2	47	0.1
22042014	0.45	4.89	52	-4	52	27
18062014	0.78	6.70	82	0	67	75
24072014	0.30	6.51	43	+1 pic 1 +1 pic 2	176	52
06092015	0.23 pic 1 0.19 pic 2	2.41	83	-2 pic 1 -1 pic 2	61	100
13092015	0.42 pic 1 0.46 pic 2 0.45 pic 3	1.54	78	+1 pic1 -2 pic 2 -3 pic 3	94	0
30102014	0.32 pic 1 0.25 pic 2 0.16 pic 3	4.42	45	-2 pic 1 +1 pic 2 +3 pic 3	24	0.5
13082013	0.55 pic 1 0.49 pic 2	7.34	76	+0.2 pic 1 +0.2 pic 2	52	0.7
Moyenne					47	

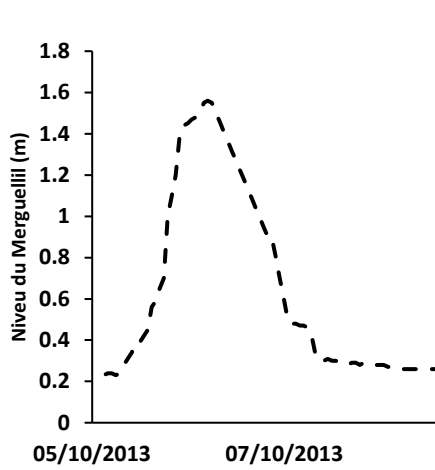
IV.4.5.2. Influence de la forme de l'hydrogramme de crue

Les cinq meilleurs évènements modélisés ont été utilisés pour tester l'influence de la forme de la crue sur l'estimation de la diffusivité de l'aquifère. Ces crues sont caractérisées par différentes formes d'hydrogramme et différents temps de remontée (Figure IV.32). Le résultat a été présenté en comparant la méthode couramment utilisée qui ne prend pas en considération la recharge locale (i.e. la première étape de calibration) et la méthode utilisée dans cette thèse i.e. en simulant à la fois les ondes des crues et la fluctuation de recharge pour estimer la diffusivité de l'aquifère (Figure IV.33). Le résultat de l'application du modèle aux cinq crues sélectionnées est représenté dans le Tableau IV-10.

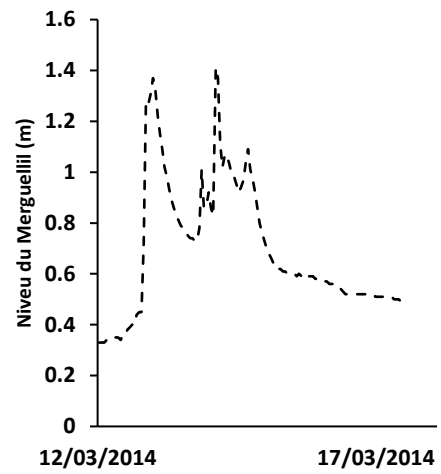
(1) Pour les évènements avec une remontée lente (événement 05/10/2013 et 12/03/2014) le résultat suggère que lorsque le taux de recharge est important ($1.10^{-3} m h^{-1}$ pour l'événement 05/10/2013 et $4.10^{-3} m h^{-1}$ pour l'événement 12/03/2014), la non-considération du taux de recharge dans le modèle conduit systématiquement à une surestimation de la diffusivité de quatre ordres de grandeur et un faible ajustement de l'hydrogramme de crue (Figure IV.33.a ; Figure IV.33.b). Lorsque l'hydrogramme de crue montre une remontée lente avec un seul pic, l'ajustement entre l'hydrogramme observé et l'hydrogramme calculé est possible par l'augmentation de la diffusivité de l'aquifère, cependant la partie descendante de l'hydrogramme ne peut pas être ajustée (événement 05/10/2013 Figure IV.33.a). Lorsque la remontée de l'onde de crue est lente formée par un hydrogramme complexe (événement 12/03/2014 Figure IV.33.b), la forme de l'hydrogramme de réponse de l'aquifère peut changer complètement lorsqu'une recharge importante se produit, et l'ajustement entre l'hydrogramme observé et celui calculé sans considérer le taux de recharge n'est plus possible. En considérant la recharge comme un deuxième signal du modèle, on peut performer un meilleur ajustement (événement 13032014 Figure IV.33.b).

Tableau IV-13 Résultats de l'application du modèle sur des crues de différentes formes d'hydrogramme avec et sans la considération du taux de la recharge (No R: Calibration sans la prise en considération de la recharge i.e. première étape de calibration)

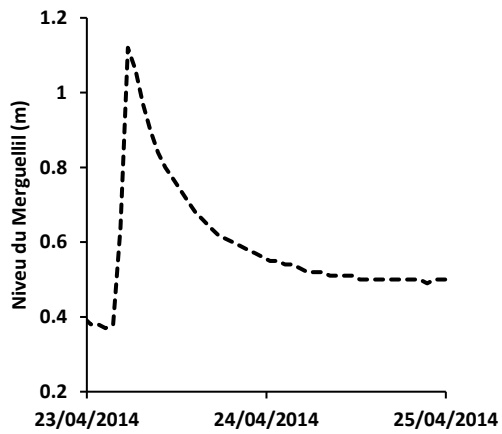
Piézomètre	Episode de crue	Recharge (m h ⁻¹)	Diffusivité (m ² h ⁻¹)	Lame de pluie précipitée à la station de Haffouz (mm)
MZ01	05/10/2013 (remontée lente, un pic)	No R	225	50
		1.10 ⁻³	70	
MZ05	12/03/2014 (remontée lente, multi-pics)	No R	333	38
		4.10 ⁻³	67	
	23/04/2014 (remontée rapide, un pic)	No R	144	36
		1.10 ⁻³	74	
MZ06	17/06/2014 (remontée très rapide, un pic)	No R	75	26
		1.10 ⁻²	61	
	06/09/2015 (remontée lente, trois pics)	No R	56	20
		--	--	



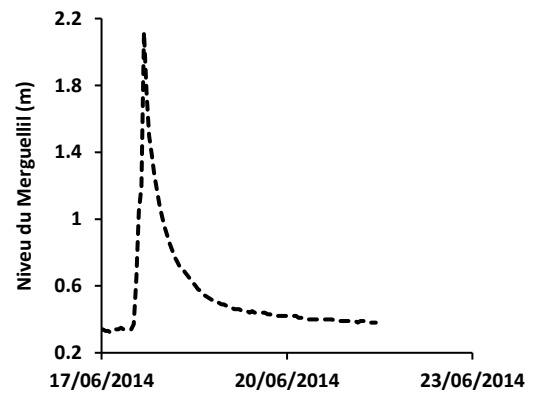
(a) Evènement 05/10/2013



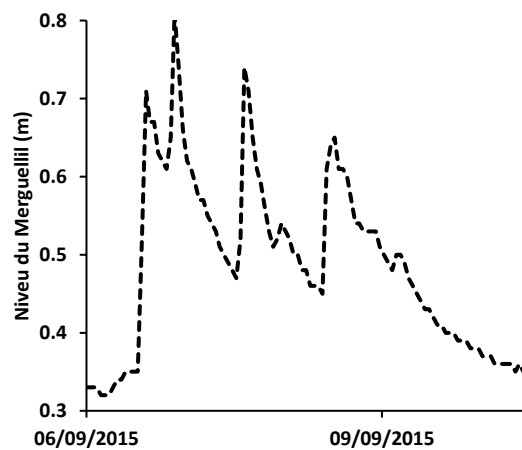
(b) Evènement 12/03/2014



(c) Evènement 23/04/2014



(d) Evènement 17/06/2014

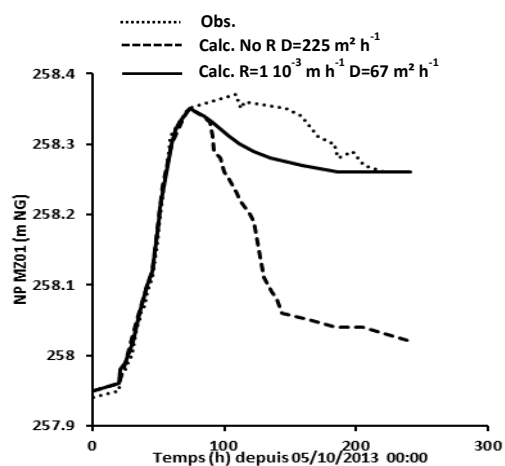


(e) Evènement 06/09/2015

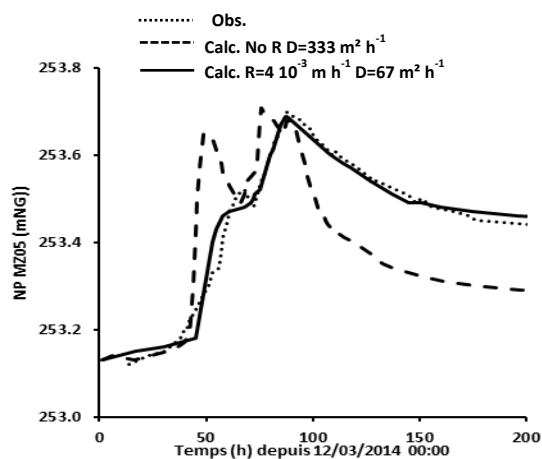
Figure IV.32 Les crues sélectionnées pour tester l'influence de la forme d'hydrogramme de crue

(2) Pour les inondations avec une remontée rapide, le modèle surestime la diffusivité de l'aquifère de seulement deux ordres de grandeur (événement 23/04/2014 Figure IV.33.c). Cependant, lorsque la remontée est très rapide, même lorsque le taux de recharge est important, la diffusivité calibrée de l'aquifère montre plus ou moins la même valeur avec ou sans recharge (événement 17/06/2014 Figure IV.33.d).

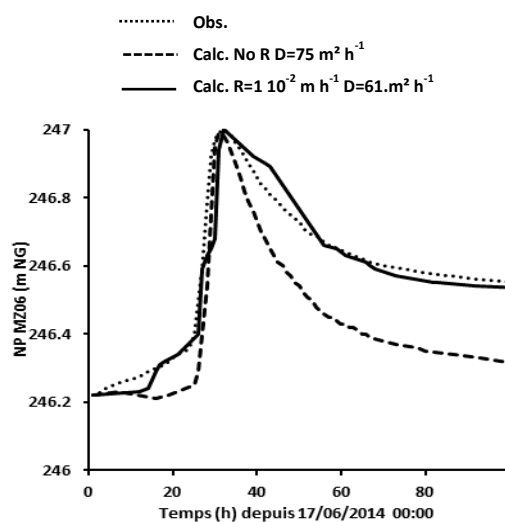
(3) L'événement de 06/09/2015 confirme la valeur estimée de la diffusivité ; une valeur de $55,6 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ a été trouvée pour donner une correspondance parfaite entre l'hydrogramme observé et calculé sans considérer la recharge (Figure IV.33.e). Cette crue pourrait être le résultat de la propagation uniquement depuis l'amont ce qui explique le bon ajustement sans la considération de la recharge.



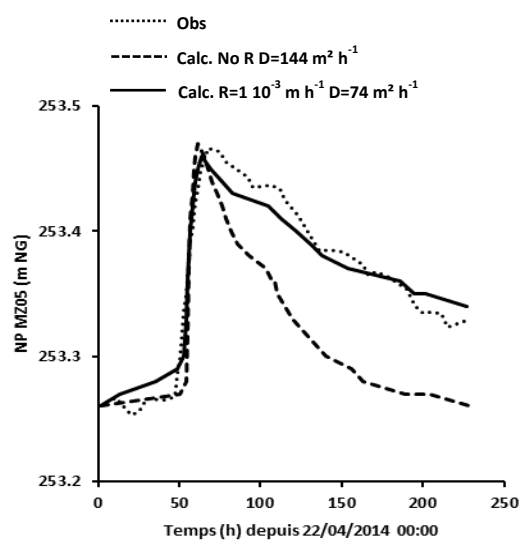
(a) Evènement 05/10/2013



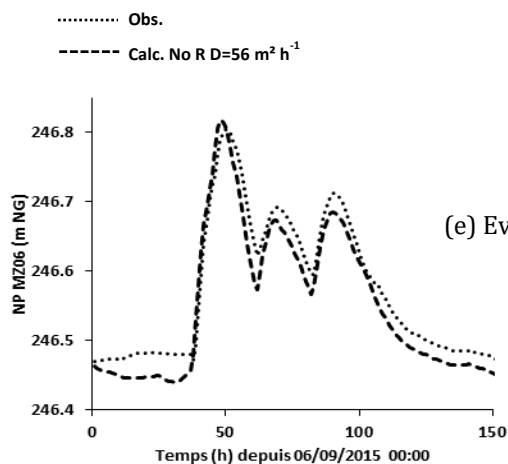
(b) Evènement 12/03/2014



(c) Evènement 17/06/2014



(d) Evènement 23/04/2014



(e) Evènement 06/09/2015

Figure IV.33 Hydrogramme observé (obs.) VS hydrogramme calculé sans la considération du taux de recharge (Calc. No R) et l'hydrogramme calculé avec la considération du taux de recharge (Calc. R) avec la diffusivité correspondante (D) pour les différents évènements sélectionnés.

IV.5. Conclusion sur la modélisation analytique

L'application du modèle STWT1 ([Barlow et Moench 1998](#)) avec le processus de calibration en deux étapes, montre que la considération de la recharge locale qui interviennent lors du passage des crues est cruciale afin d'optimiser l'estimation des paramètres hydrodynamiques pour un aquifère libre. Selon les hypothèses du modèle, quatre paramètres ont été calibrés (D , a , K_D et R). La conductance de l'oued (a) et le rapport K_D ont été considérés comme invariables au cours de temps et ils ont été fixés lors de la première étape de la calibration. La deuxième étape a permis de calibrer la diffusivité optimale et le taux de recharge. Lors de la première étape de calibration, lorsque le taux de recharge n'a pas été pris en compte, seule la partie ascendante des hydrogrammes a été calibrée et la diffusivité hydraulique calibrée a été trouvée très variable entre les différents piézomètres utilisés (69 à $175 \text{ m}^2\text{h}^{-1}$). Au cours de la deuxième étape de calibration, en considérant le taux de la recharge, la diffusivité optimale calculée a été trouvée comparable pour les trois piézomètres ($62 \text{ m}^2\text{h}^{-1}$, $63 \text{ m}^2\text{h}^{-1}$ et $67 \text{ m}^2\text{h}^{-1}$). Afin d'assurer la fiabilité de la méthode, le modèle a été appliqué plus tard à plusieurs autres événements. Les 5 meilleurs crues suggèrent qu'en effet en calibrant le taux de recharge et en ajustant la diffusivité, le modèle produit toujours des valeurs optimales de diffusivité semblables et fournit un ajustement parfait de l'hydrogramme de crue pour les trois piézomètres, et pour tous les événements testés. Le taux de recharge simulé a entraîné systématiquement une augmentation du gradient hydraulique et a permis une meilleure estimation de la diffusivité de l'aquifère. Lors de l'application du modèle, nous avons pu remarquer que les crues avec une remontée rapide et une seule crête produisent plus ou moins la même valeur de diffusivité, même en présence d'un taux de recharge élevé. Cependant, pour les événements à plusieurs pics avec une remontée lente, ignorer le taux de recharge peut conduire à surestimer la diffusivité de quatre à cinq ordres de grandeur. Le résultat renforce les résultats de [Reynolds \(1987\)](#), [Jha et al. \(2004\)](#), et [Ha et al. \(2007\)](#), qui a recommandé l'utilisation d'une crue avec un hydrogramme aigu de courte durée pour estimer la diffusivité de l'aquifère (i.e. pour la méthode classique sans la considération de taux de recharge).

Le flux de recharge considéré dans ce travail est très différent d'un site à un autre, même pour le même événement, ce qui reflète la difficulté d'estimer ce taux en utilisant des méthodes directes. La complexité de la lithologie de l'aquifère, les conditions initiales, l'évaporation et le pompage éventuel peuvent influencer le taux de recharge. Dans tous les cas, l'estimation du taux de recharge calculé dans cette étude conduit à une meilleure correspondance des hydrogrammes et produit la même valeur de diffusivité.

Le modèle 1-D proposé par [Pinder et al. \(1969\)](#) et [Singh \(2004\)](#) a été utilisé dans de nombreuses études à travers le monde pour estimer la diffusivité hydraulique des aquifères non confinés. L'utilisation de tels modèles ne permet pas souvent d'optimiser l'estimation de la diffusivité, car la réaction de l'aquifère est considérée comme strictement le résultat de la propagation de l'onde de crue. Toutefois, la réaction réelle est le résultat à la fois de la propagation de l'onde de crue et des fluctuations de recharge. L'utilisation du modèle STWT1 avec la méthode de calibration en deux étapes décrite dans cette thèse est un moyen fiable pour estimer une valeur optimale de la diffusivité hydraulique. Cependant, dans les régions semi-arides et particulièrement dans le cas de l'oued Merguellil, l'application d'un tel modèle devrait être considérée avec une marge d'incertitude considérable. D'ailleurs l'utilisation d'un modèle beaucoup plus sophistiqué (e.g. modèle numérique) ne permettra pas d'améliorer les estimations avancées dans cette thèse, car la complexité des processus et les incertitudes des données sont à l'origine de cette ambiguïté.

IV.6. Conclusion

La qualité des données piézométriques collectées est de faible représentativité elle est en lien direct avec la complexité du milieu physique. Un point handicap qui nous a empêchés de pousser l'analyse plus est l'absence des mesures des niveaux d'eau dans la zone de Haffouz et la zone de Sidi Boujdaria. Dans cette étude, les fluctuations des niveaux d'eau du Merguellil, mesurées dans la station de Boukhriss ont été utilisées comme un signal d'entrée pour étudier la corrélation croisée entre le niveau de l'oued et le niveau piézométrique dans la nappe alluviale. Le vol et la détérioration des sondes sont également des problèmes fréquents dans le bassin, ce qui rend l'objectif d'avoir une série de données fiables est difficile à satisfaire.

Les processus d'infiltration des crues sont complexes et extrêmement hétérogènes. Ce travail suggère que la diffusivité de la nappe alluviale s'échelonne entre $24 \text{ m}^2\text{h}^{-1}$ et $195 \text{ m}^2\text{h}^{-1}$. La variation de la diffusivité peut aller jusqu'à 7 ordres de grandeur pour le même piézomètre (e.g. piézomètre MZ01). A cette gamme de variation s'ajoute l'incertitude qui pèse sur la mesure de la fluctuation des niveaux d'eau dans l'oued qui a été mesuré à 10 km en aval de la zone de Haffouz raison de l'instabilité du lit de l'oued dans la zone modélisée. Nous avons estimé que la hauteur d'eau peut varier de $\pm 30 \text{ cm}$, ce qui induit encore une sur ou sous-estimation de la diffusivité de $\pm 50\%$ (selon l'analyse de sensibilité Cf. IV.4.4.4). Il en résulte alors que la diffusivité varie entre 10 et $300 \text{ m}^2\text{h}^{-1}$ dans seulement la zone restreinte de Haffouz. Les meilleures crues modélisées suggèrent toutefois que la diffusivité de l'aquifère dans la zone de Haffouz est proche de $60 \text{ m}^2\text{h}^{-1}$. Soit une gamme de variation entre 30 et $90 \text{ m}^2\text{h}^{-1}$ en considérant l'incertitude pesant sur l'estimation du niveau d'eau de l'oued.

Chapitre V Quantification de l'évolution des flux échangés entre les différentes composantes hydrologiques autour de l'oued Merguellil

L'analyse menée dans le chapitre III a permis d'identifier que les différentes formes d'évolution vécues autour de l'oued Merguellil sont les répercussions de l'application de la stratégie d'exploitation de la nappe de Bouhefna, mais sans quantification des flux échangés. Ces résultats ont soulevé également des questionnements sur la part des pratiques hydro-agricoles dans l'explication de ces changements et sur la quantité des différents flux échangés.

C'est ainsi qu'une modélisation hydrodynamique globale a été menée dans ce chapitre pour (1) quantifier les échanges entre les différentes composantes hydrologiques (2) pour valider les hypothèses hydrodynamiques (3) pour analyser le rôle de la stratégie d'exploitation de la nappe de Bouhefna et la rétroaction de la société dans l'explication des changements vécus autour de l'oued Merguellil.

V.1. Description du modèle

Le modèle hydrodynamique du système aquifère Bouhefna-Haffouz a été réalisé avec le code numérique MODFLOW (McDonal et Harbaugh, 1988). Ce code permet de résoudre l'équation de diffusivité aux dérivées partielles (combinaison de la loi de Darcy et de l'équation de continuité), en considérant différentes formes de conditions aux limites (Équation V-1). Celles-ci sont introduites dans plusieurs modules permettant de considérer les phénomènes physiques associés à l'écoulement souterrain, tels que les précipitations, les pompes, les contraintes aux limites du système, les rivières et drains, etc... La résolution de l'équation de diffusivité est faite par la méthode des différences finies.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) + R = S_s \frac{\partial h}{\partial t} \quad \text{Équation V-1}$$

Avec h : charge hydraulique (L), K_x , K_y , K_z : conductivité hydraulique selon l'axe X, Y et Z ($L T^{-1}$), S_s : coefficient d'emmagasinement spécifique (L^{-1}), R : terme puits/source (T^{-1}).

Le code Modflow permet de simuler les flux souterrains aussi bien en régime permanent qu'en régime transitoire dans les milieux poreux anisotropiques et non homogènes. Ce code est conçu toutefois pour simuler seulement l'écoulement dans la zone saturée. Le système aquifère est discrétisé en mailles quadrangulaires (Conan et al., 2003). La charge hydraulique calculée au centre de chaque maille tient compte des paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique, emmagasinement), des conditions initiales et des conditions aux limites. Ces conditions aux limites correspondent à des limites hydrogéologiques réelles traduites numériquement. On distingue principalement trois familles de conditions limites :

- Condition de Dirichlet ou condition à potentiel imposé : la charge hydraulique sur la limite est indépendante des conditions de circulation dans l'aquifère.
- Condition de Neumann ou condition à flux imposé : le flux transitant à travers la limite est connu.
- Condition de Cauchy ou condition mixte qui rassemblent les deux précédentes conditions.

Pour le module rivière, les échanges avec les nappes souterraines sont définis dans Modflow par trois paramètres à savoir ; la conductance hydraulique (C_r [$L^2 T^{-1}$]), le niveau d'eau dans la composante hydrologique (h_r [L]) et le niveau dans la nappe. La rivière par exemple alimente la nappe si son niveau est à une cote supérieure au niveau piézométrique (h [L]) et la draine dans le cas contraire (Equation V-2).

$$Q_r = C_r (h_r - h) \quad \text{Équation V-2}$$

La conductance hydraulique est définie par Équation V-3:

$$C_r = K_r L_r l_r / e_r \quad \text{Équation V-3}$$

Avec K_r : conductivité hydraulique du lit de l'oued [$L T^{-1}$], L_r : longueur de la rivière sur une maille [L], l_r : largeur de la rivière [L], e_r : épaisseur de la couche colmatante [L].

Le module drain considère l'écoulement dans un seul sens (de la nappe vers la surface) c'est-à-dire lorsque le niveau de la nappe est au-dessous du drain, les flux échangés sont considérés nuls.

V.2. Modèle conceptuel

V.2.1. Zone modélisée (limites horizontales)

Les limites du système aquifère de Bouhefna-Haffouz définies dans le chapitre II ont été utilisées pour délimiter la zone à modéliser. Elles ont été fixées à partir des affleurements des formations aquifères cartographiées sur les cartes géologiques à l'échelle de 1/50000. Ainsi la nappe de Bouhefna est limitée au nord et à l'ouest par l'affleurement de l'Oligocène et à l'est par la nappe miopliocène de Haffouz. La limite sud de la nappe de Bouhefna a été approximée par une ligne fictive considérée assez loin de la zone d'intérêt puisque nous ne disposons pas d'informations dans cette zone (Figure V.2). La nappe miopliocène de Haffouz est limitée au nord par le Dj. Ousslet, au sud par l'oued Merguellil et à l'est par la limite à flux qui la sépare de la nappe de Cherichira.

V.2.2. Modèle géologique

Le système hydrogéologique a été décomposé en 2 unités aquifères, le Mio-plio-quaternaire (continu dans la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz) et l'Oligocène (nappe de Bouhefna) séparés par un niveau semi-perméable de l'Aquitainien (seulement sur la limite de la nappe de Bouhefna). La géométrie du système aquifère a été définie en se référant aux coupes stratigraphiques établies (Cf. II.5.1.) et aux informations géologiques (i.e. affleurement, pendage des couches). Le toit et le mur de chaque niveau stratigraphique ont été retraduits explicitement en grilles. L'altitude des murs de l'Oligocène et de l'Aquitainien a été considérée égale à celle du niveau miopliocène dans la partie ouest puisqu'ils sont absents dans cette partie (i.e. sous le miopliocène de Haffouz). Dans la nappe de Haffouz nous avons considéré uniquement les 400 premiers mètres (i.e. la partie du remplissage qui communique avec l'Oligocène de Bouhefna) (Figure V.1).

La surface topographique est représentée par une grille à partir du fichier MNT- topo SRTM (résolution de 30 m). Cette résolution assez fine de 30m a été retenue pour la topographie du modèle, car le tarissement des sources et les relations surface-souterrain sont conditionnés en grande partie par la différence entre le niveau du sol et les niveaux piézométriques.

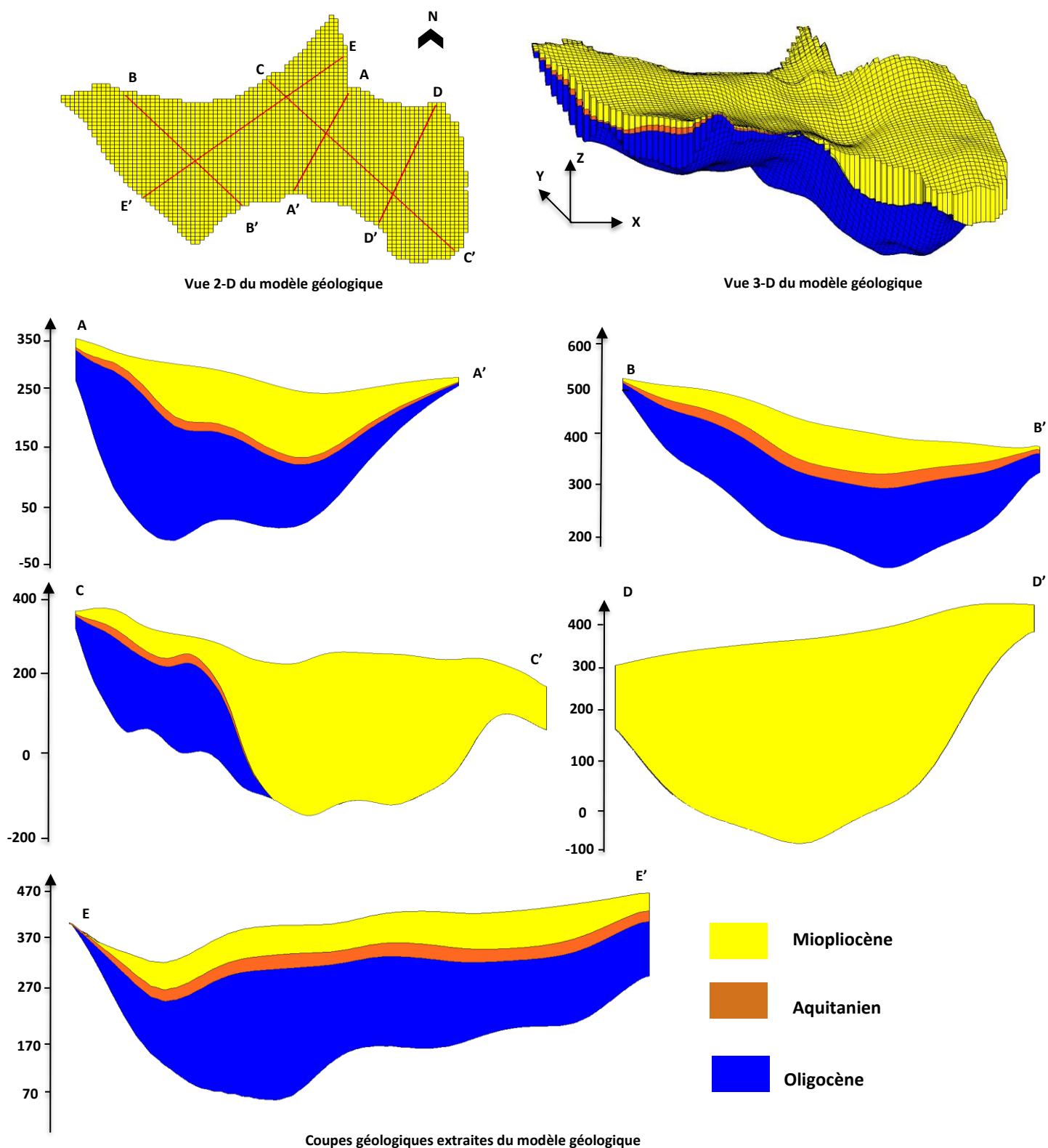


Figure V.1 Modèle géologique du système aquifère Bouhefna-Haffouz utilisé pour la modélisation numérique

V.3. Modèle mathématique

V.3.1. Conditions aux limites

L'interprétation des cartes géologiques et piézométriques a permis de fixer les conditions aux limites sur le pourtour du domaine. Une condition de potentiel imposé a été considérée pour la limite sud-ouest de la nappe oligocène (choisie suffisamment loin pour minimiser son influence) et pour la limite nord-est de la nappe

miopliocène (zone d'alimentation par le Dj. Ousslet). En fonctionnement naturel, la limite sud-ouest ne correspond pas à une limite à potentiel imposé, mais cette représentation a l'avantage d'imposer un état stable loin de la zone d'intérêt. Pour simuler le drainage par l'oued Merguellil et la source de Ktifet El Homrane, des conditions de drains ont été imposées au niveau de ces sources. L'oued présente également la limite sud du modèle. Ailleurs, les limites du modèle correspondent à des conditions de flux nuls (Figure V.2).

Dans toutes les investigations hydrogéologiques antérieures sur le bassin de l'oued Merguellil, le système Bouhefna-Haffouz a été considéré comme une entité hydrogéologique distincte qui ne possède pas de relations avec le fossé d'Ain Beidha (Besbes, 1976 ; Hamza, 1976 ; Ben Ammar, 2007). Toutefois comme l'a montré l'étude géochimique du chapitre IV la communication entre la nappe de Haffouz et la nappe d'Ain Beidha à travers les alluvions de l'oued Merguellil peut exister dans les deux sens. Ces relations ont toutefois peu d'importance dans la conceptualisation et l'objectif visé par ce modèle puisque l'eau est évacuée dans cette zone par un drain et son acheminement par la suite n'est pas considéré ici.

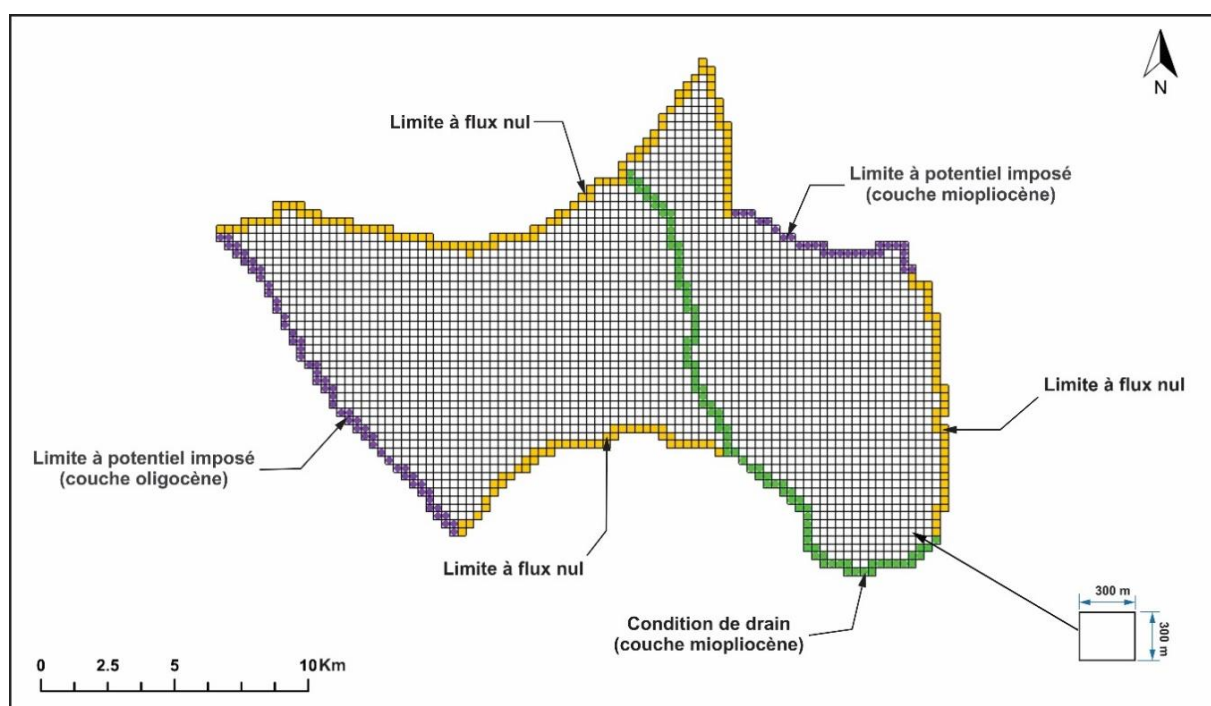


Figure V.2 Conditions aux limites du système Bouhefna-Haffouz

V.3.2. Discretisation spatiale

Le maillage utilisé est un maillage régulier sur l'ensemble de la zone modélisée avec des cellules carrées de 300 m de côté, soit un total de 2862 cellules.

Pour la discrétisation du biseautage des couches dans Modflow deux solutions sont possibles, soit d'affecter une épaisseur minimale pour les couches absentes, soit de leur affecter des paramètres hydrodynamiques équivalents à ceux de la couche supérieure affleurante. Pour gérer la disparition des couches oligocènes et aquitaniennes dans la partie est, et la couche miopliocène dans la partie ouest, nous avons choisi une épaisseur minimale "minimum thickness" de 1 m (Figure V.3). De nombreuses erreurs sur la géométrie ont été soulevées lors du passage de la géologie vers le modèle maillé, surtout dans les zones de faibles

épaisseurs. Dans certain cas l'outil automatique de Modflow qui permet de corriger les erreurs de géométrie a été utilisé et dans autres cas des modifications manuelles ont été nécessaires.

Le maillage retenu n'est évidemment pas fonction de la densité des données disponibles. Du fait de la rareté des points d'observations surtout dans la nappe miopliocène, ce maillage fin fourni une topographie du modèle suffisamment précise pour bien représenter les relations surface-souterrain. Le maillage fin utilisé est justifié également par le fait de distribuer précisément la plupart des puits de pompage de la région de Bouhefna, présents dans une zone très réduite (i.e. pour éviter les erreurs lors de la simulation, chaque puits devrait être inscrit sur une maille à part). Le raffinement du maillage au-delà de 300 m nécessiterait un temps de calcul plus grand (en moyenne 1.5 h de calcul pour une simulation transitoire sur 6 ans avec un pas de temps mensuel) et une large allocation de mémoire. Ce maillage de 300 m*300m nous semblait optimal.

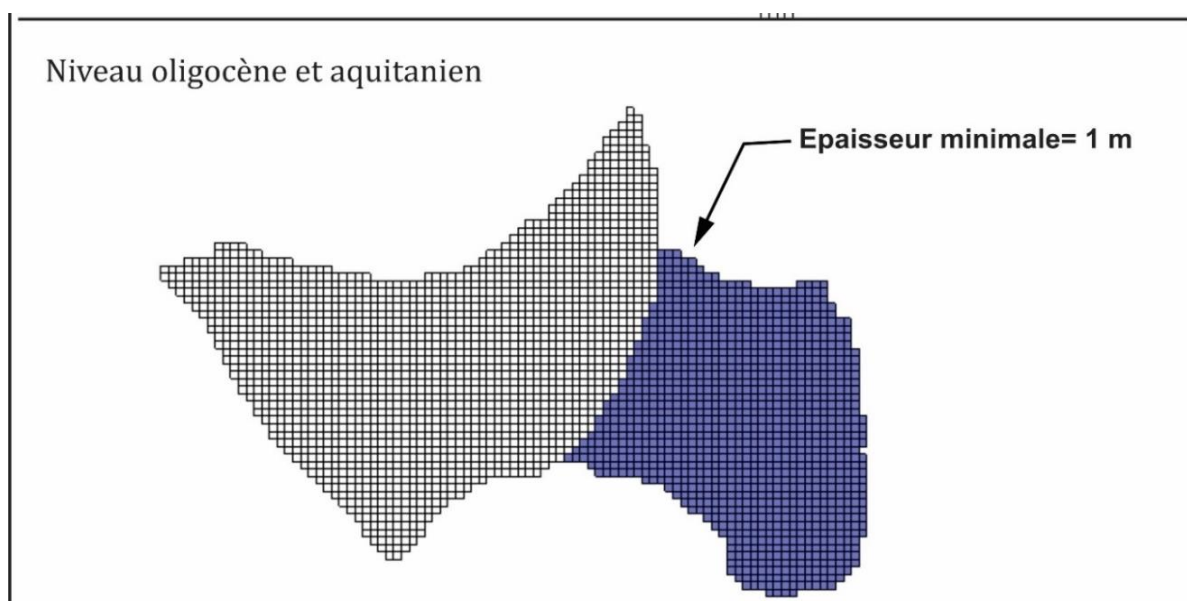


Figure V.3 Maillage du système aquifère de Bouhefna-Haffouz (en bleu les zones à épaisseur minimale)

V.3.3. Discretisation temporelle

Tout comme la discrétisation spatiale, la résolution numérique de l'équation d'écoulement en régime transitoire nécessite une discrétisation temporelle. Le temps de simulation doit être divisé en périodes appelées « stress period » durant lesquelles les contraintes sont constantes. Les principales contraintes considérées dans le modèle sont le pompage, la recharge et les potentiels imposés. Les données de pompages sont disponibles avec un pas de temps annuel et la pluie avec un pas de temps mensuel. Nous avons alors discrétisé le domaine temporel avec un pas de temps mensuel. Ce choix permet de considérer les variations saisonnières de la piézométrie.

V.4. Paramétrisation de recharge

Etant donné la variabilité spatiale et temporelle de la pluie dans le bassin du Merguellil, l'établissement d'une valeur moyenne unique sur la zone d'étude n'est pas pertinent. Par ailleurs, le bilan hydrologique établi par [Kingumbi \(2006\)](#) à l'aide d'un modèle couplé (MODCOU) sur la période 1970-2005 avance une lame infiltrée de 8 mm sur l'ensemble du bassin. [Abouabdillah et al. \(2014\)](#) par le biais d'un modèle SWAT

sur la période 1900-2005 proposent un bilan très différent de celui de Kingumbi (2006) avec une lame infiltrée de 21 mm. De larges incertitudes pèsent sur ces estimations.

Dans les milieux semi-arides, il n'existe pas de relation linéaire entre la pluie et l'infiltration. La recharge est encore plus hétérogène dans le temps et dans l'espace que la pluie et elle est très sensible aux conditions locales comme la topographie et la nature du sol. De manière très simplificatrice, Besbes (1967) et Gribaa (1997) ont considéré un coefficient d'infiltration de 5% (16 mm pour une pluie annuelle de 330 mm) pour toutes les zones où le Miopliocène est affleurant et une valeur de 20% (66 mm pour une pluie annuelle de 330 mm) au niveau de l'affleurement de l'Oligocène.

Pour affiner l'estimation de la recharge, nous avons établi une relation entre la pluie annuelle et la pluie efficace (i.e. la possibilité maximale d'infiltration dans le cas où aucun ruissellement ne se produit) réalisée sur 21 stations (720 années). Le calcul repose sur un bilan de Thornthwaite avec des valeurs mensuelles effectuées pour chaque station pluviométrique en utilisant les valeurs moyennes d'ETP estimé dans la station du barrage El Haouareb avec une valeur de RFU de 50 mm (Nazoumou 2002). La relation pluie brute-pluie efficace montre que la pluie seuil est de l'ordre de 200 mm et que 45% des 720 années sont sans infiltration (Figure V.4).

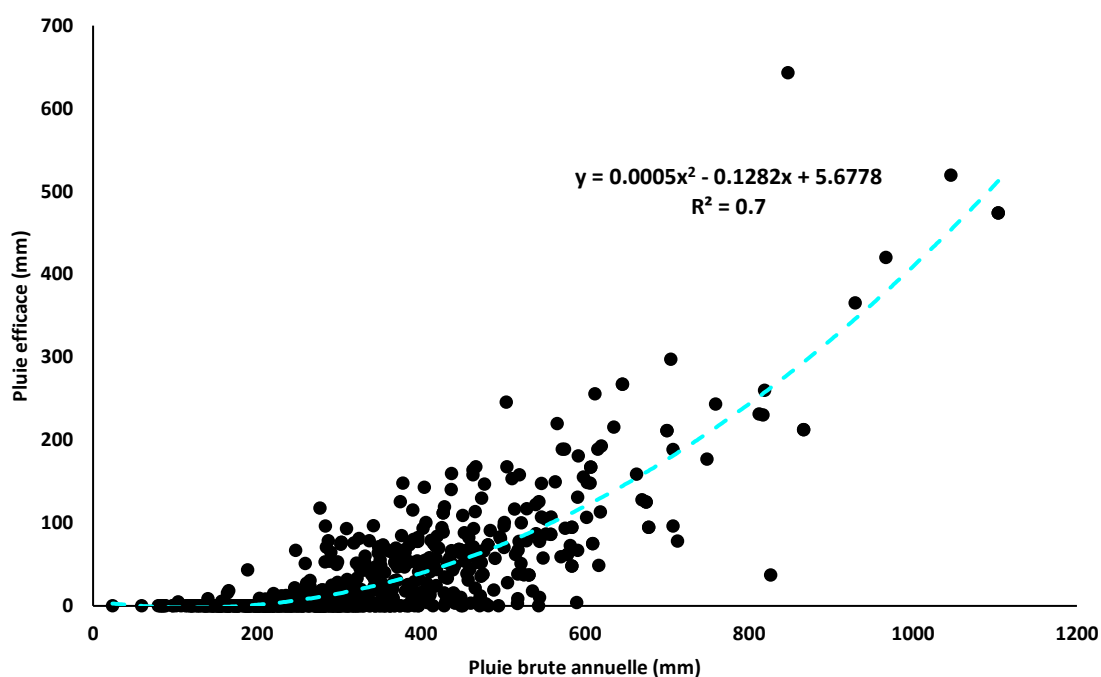


Figure V.4 relation entre pluie brute et pluie efficace (21 stations pluviométriques, 720 années)

Nous avons également établi une estimation de la recharge par un modèle de décroissance radioactive de tritium (Cf. Annexe A5). Le modèle suggère un taux de renouvellement faible oscillant entre 0.2% à 0.5 % (médiane de 0.3 %) pour la nappe oligocène de Bouhefna et entre 0.1 et 6% (médiane de 4.2 %) pour la nappe miopliocène de Haffouz. Le peu de mesures disponibles des teneurs en tritium en 1967 (6 dans le Miopliocène et 3 dans l'Oligocène) ne permet pas, toutefois, de prouver ce résultat.

Pour estimer la recharge, nous avons finalement choisi l'utilisation de la relation pluie brute/pluie efficace. A partir de cette relation, nous avons généré des cartes de pluies efficaces mensuelles sur la période 1970-

2015 afin de calibrer par la suite les coefficients d'infiltration. À titre d'exemple, durant l'année 1970 (considérée comme l'état de référence), la recharge peut se produire uniquement pendant le mois de décembre durant l'année 1970 (i.e. si on considère que toute la pluie efficace s'infiltre) comprise entre 0 et 40 mm/an (Figure V.5). Cette forte variation temporelle et spatiale de la recharge est un caractère indissociable des régions semi-arides.

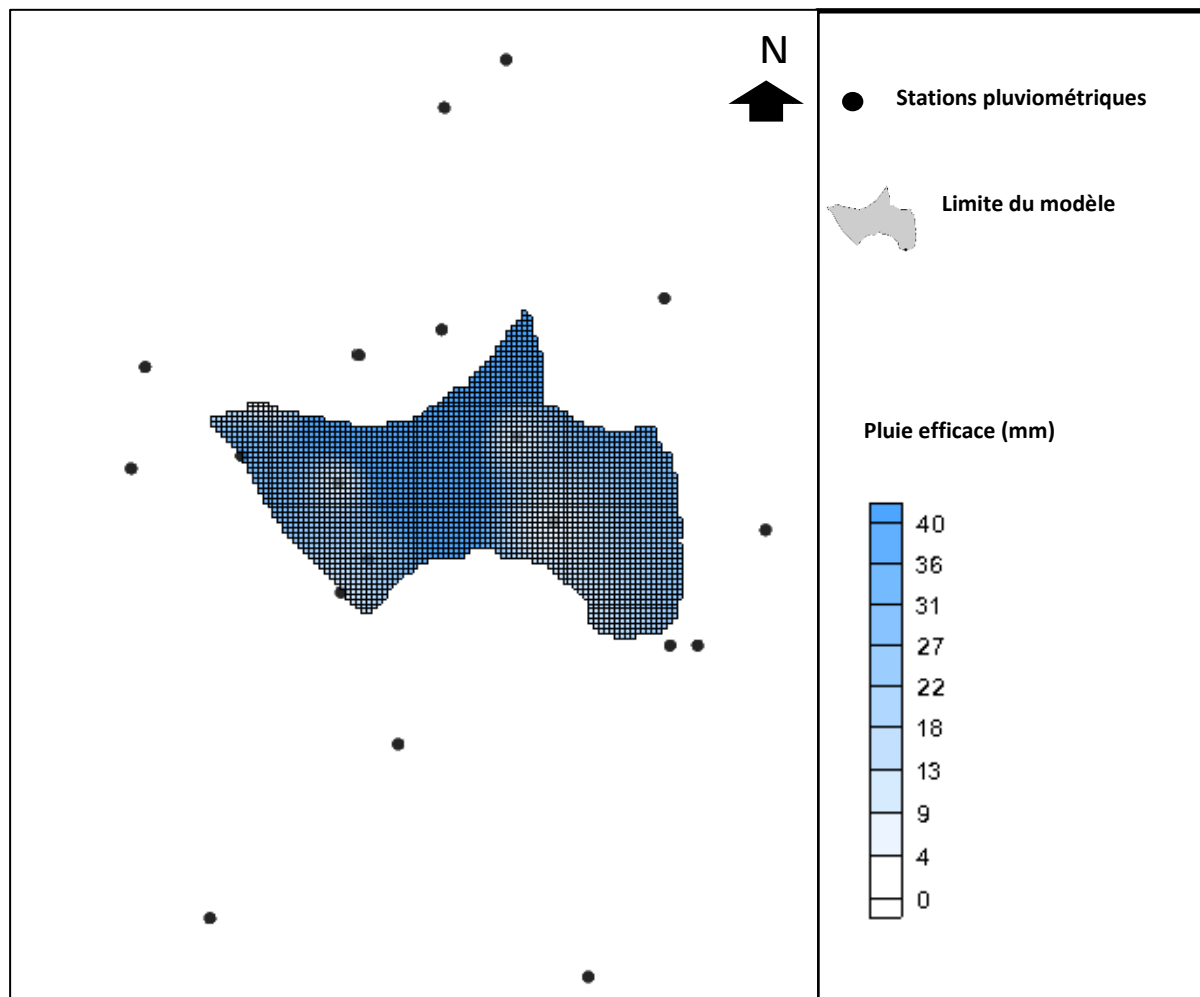


Figure V.5 Pluie efficace spatialisée sur la zone modélisée pour le mois de décembre 1970 (le seul mois de l'année où la recharge peut se produire).

V.5. Introduction des paramètres hydrodynamiques

Une dizaine de pompages d'essai dans les forages captant l'aquifère oligocène ont été réalisés dans la zone de Bouhefna par la DGRE, le plus souvent immédiatement après la fin des travaux de forage. Ces essais peuvent être considérés comme fiables, car la durée du pompage a toujours dépassé 24 h. Comme les données piézométriques, ces essais sont mal distribués dans l'aquifère et concentrés autour de l'oued Merguellil (Figure V.6).

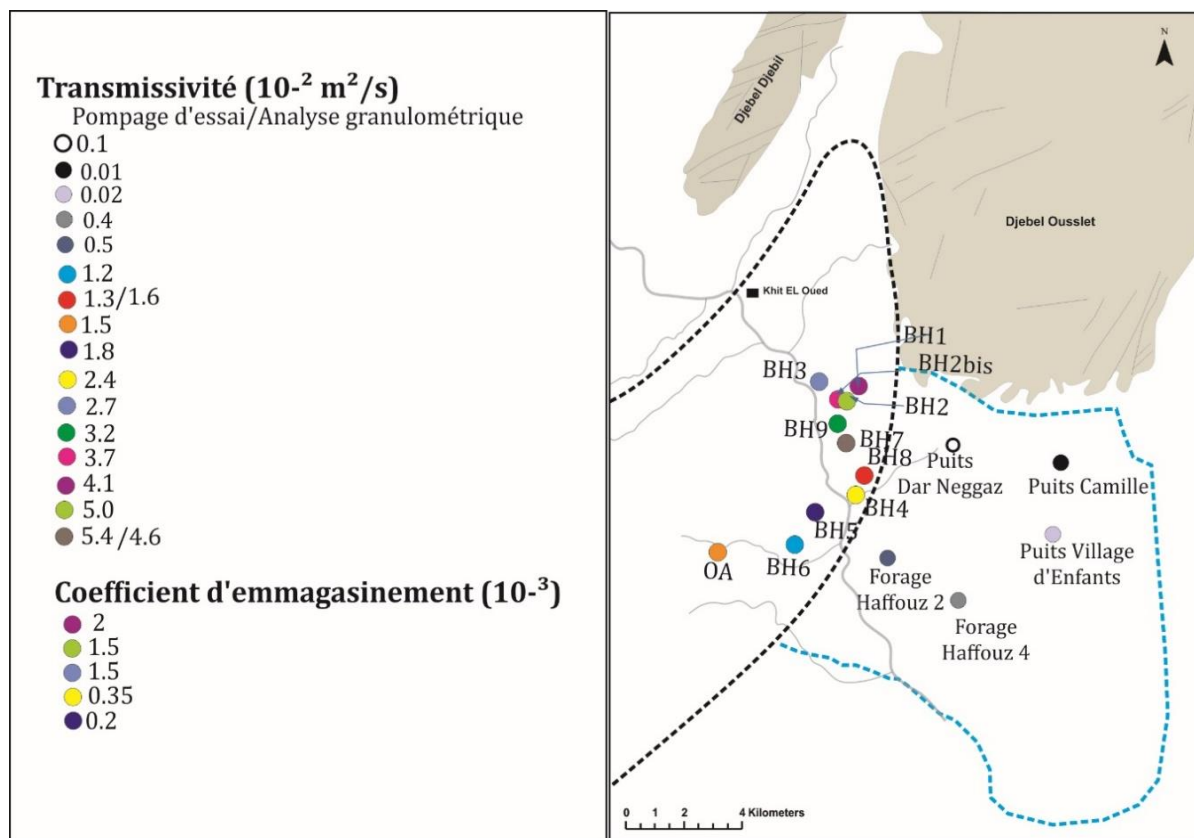


Figure V.6 Répartition des puits et forages ayant fait l'objet d'un pompage d'essai avec la transmissivité et le coefficient d'emmagasinement correspondants (DGRE, 1970)

Les 11 points de pompages d'essai dans la nappe oligocène permettent d'identifier deux zones différentes de transmissivité (extrait des rapports de fin des travaux des forages). Une première zone, située sur la rive gauche de l'oued Merguellil au milieu de la cuvette de Bouhefna (BH1, BH2, BH2bis, BH3, BH9, BH7), est caractérisée par des transmissivités entre $2.7 \cdot 10^{-2}$ et $5.4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Une deuxième zone localisée sur la limite entre la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz (BH8, BH4, BH6, BH5, OA) montre des transmissivités plus faibles comprises entre $1.2 \cdot 10^{-2}$ et $2.4 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Cela semble également confirmé par les deux analyses granulométriques menées dans la zone (BH7 et BH8) qui montrent des transmissivités très proches de celles estimées par les pompages d'essai (Figure V.6). Ces transmissivités interprétées par la méthode de Theis/Jacob montrent une corrélation acceptable proche de 0.6 avec les débits spécifiques correspondants (Figure V.7). Cette bonne corrélation témoigne des bonnes conditions de réalisation de ces pompages d'essai (Favreau, 2000).

Pour la nappe miopliocène de Haffouz nous disposons uniquement de 5 pompages d'essais. La transmissivité varie entre $0.2 \cdot 10^{-3}$ et $1.3 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ pour les trois puits ; elle est de $4 \cdot 10^{-3}$ et $5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ pour les deux forages de Haffouz 2 et Haffouz 4. La diversité des valeurs de transmissivités obtenues reflète la grande hétérogénéité lithologique. Cette diversité pourrait être induite par la faible profondeur des puits par rapport à l'épaisseur de l'aquifère.

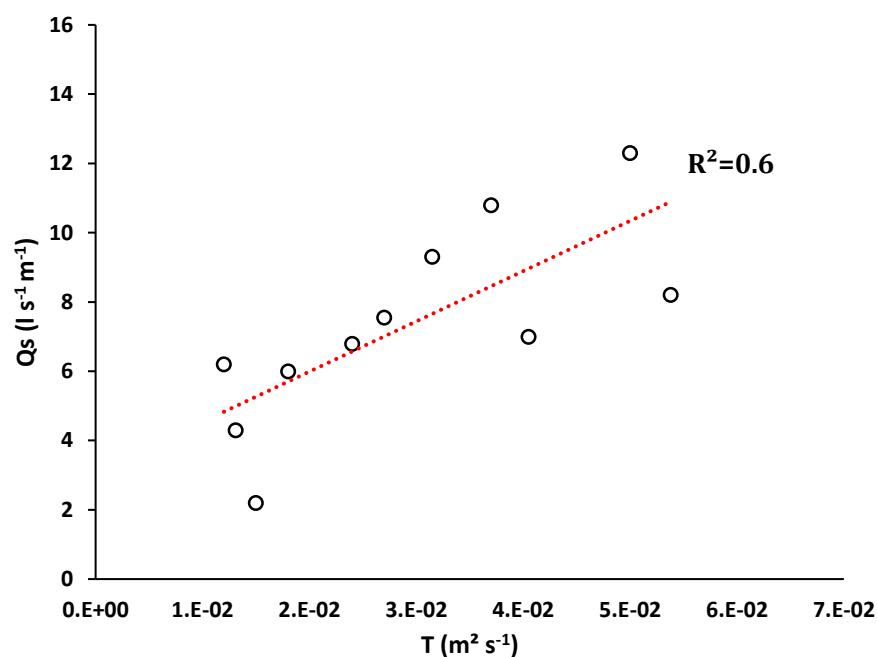


Figure V.7 Relation entre le débit spécifique (Q_s) et la transmissivité calculée (T) par les pompages d'essai de la nappe oligocène de Bouhefna.

La perméabilité de la nappe oligocène a été calculée à partir des épaisseurs de l'aquifère et des transmissivités mesurées par des pompages d'essais (Cf. Figure V.6). Les valeurs de perméabilités sont comprises entre $4.9 \cdot 10^{-5}$ et $4.3 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ (Tableau V-1).

Tableau V-1 Paramètres hydrodynamiques calculés par les pompages d'essai dans la nappe de Bouhefna (T : Transmissivité et K : perméabilité)

Forage	Epaisseur de l'aquifère	$T \text{ (m}^2 \text{ s}^{-1}\text{)}$	$K \text{ (m s}^{-1}\text{)}$
BH1	210	$3.7 \cdot 10^{-2}$	$1.8 \cdot 10^{-4}$
BH2	220	$5 \cdot 10^{-2}$	$2.3 \cdot 10^{-4}$
BH2 bis	122	$4.1 \cdot 10^{-2}$	$3.3 \cdot 10^{-4}$
BH 3	131	$2.7 \cdot 10^{-2}$	$2.1 \cdot 10^{-4}$
BH4	180	$2.4 \cdot 10^{-2}$	$1.3 \cdot 10^{-4}$
BH5	200	$1.2 \cdot 10^{-2}$	$6 \cdot 10^{-5}$
BH6	150	$1.8 \cdot 10^{-2}$	$1.2 \cdot 10^{-4}$
BH7	126	$5.4 \cdot 10^{-2}$	$4.3 \cdot 10^{-4}$
BH8	267	$1.3 \cdot 10^{-2}$	$4.9 \cdot 10^{-5}$
BH9	166	$3.2 \cdot 10^{-2}$	$1.9 \cdot 10^{-4}$
OA	200	$1.5 \cdot 10^{-2}$	$7.5 \cdot 10^{-5}$

Dans la nappe miopliocène de Haffouz, le peu de données disponibles ne permet pas de fixer une gamme de variation de la perméabilité (CF. Figure V.6). Les valeurs des pompages d'essai des puits de surface suggèrent une transmissivité de l'ordre de 10^{-3} m²/s. Pour l'aquitard de l'Aquitainien, une valeur de perméabilité faible de 10^{-6} m/s a été considérée comme une valeur initiale : c'est la valeur estimée par Besbes (1967) à partir de l'analyse de carottes.

Nous disposons uniquement de 5 valeurs de coefficient d'emménagement dans la nappe oligocène, comprises entre 3.10^{-4} et 10^{-3} (CF. Figure V.6). Pour la nappe miopliocène, la porosité efficace est estimée par Ouled Baba Sy (1999) et Gribaa (1997) à des valeurs oscillantes entre 5.10^{-2} et 3.10^{-1} (par modélisation hydrodynamique dans la nappe miopliocène d'Ain Beidha et la nappe miopliocène de Haffouz respectivement) illustrant encore une fois la forte variabilité spatiale des paramètres hydrodynamiques ainsi que la forte incertitude des méthodes.

Afin de compléter les valeurs, nous avons également entrepris une modélisation hydrodynamique des fluctuations piézométriques qui permet d'estimer une diffusivité locale (Figure V.8). Nous avons utilisé les données de deux de nos sondes installées autour de l'oued Merguellil dans les piézomètres MZ02 et MZ03 dans le miopliocène de Bouhefna (Cf. IV.1.1.2). Nous avons considéré la fluctuation dans le piézomètre MZ02 comme le signal source et la fluctuation de MZ03 comme le signal de sortie (i.e. dans le sens d'écoulement souterrain). La diffusivité (T/S) est calculée à partir de l'Equation V-1

$$h(x, t) = h_0 \operatorname{erfc}\{x[S/(4.T.t)]^{1/2}\} \quad \text{Equation V-1}$$

où S et T représentent respectivement la porosité efficace [%] et la transmissivité [L²T⁻¹] de l'aquifère, h(x,t) la variation de niveau piézométrique à une distance x du point d'entrée à un instant t [L], h l'amplitude de la fluctuation [L] et "erfc" la fonction erreur complémentaire.

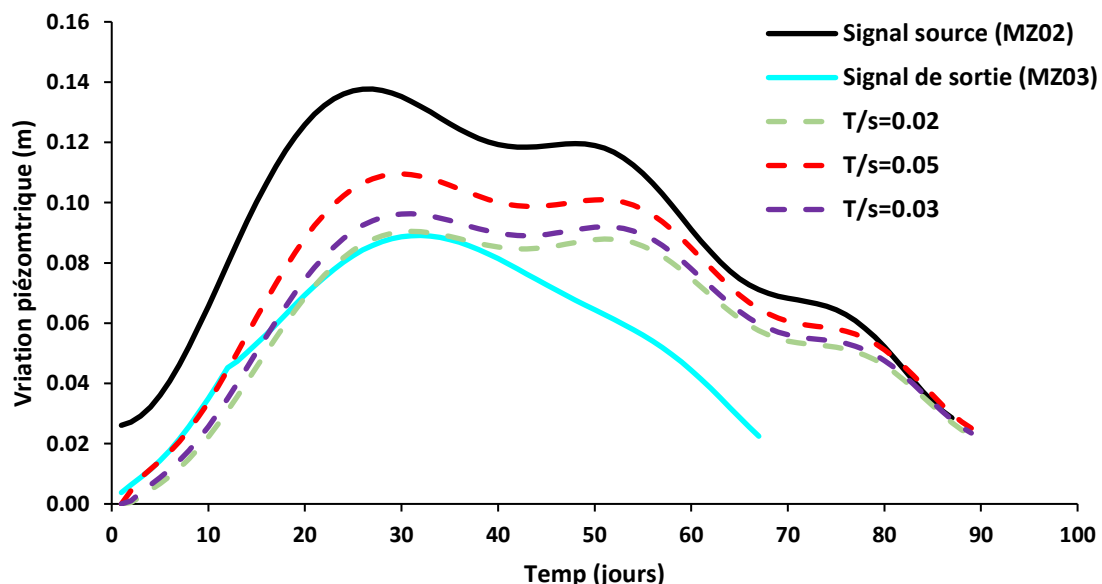


Figure V.8 Modélisation de la diffusivité en 1D pour la fluctuation piézométrique saisonnière de la période 12/10/2012-21/02/2013

Le signal observé dans le piézomètre MZ03 est raisonnablement restitué pour une diffusivité de l'ordre de 0.02 ce qui donne une porosité efficace de 1.10^{-2} et de 6.10^{-2} pour des transmissivités de 2.10^{-3} et de $1.3.10^{-3}$.

$3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ respectivement. Ces porosités efficaces modélisées restent toutefois approximatives, car outre l'incertitude du modèle lui-même, la transmissivité du remplissage miopliocène est très variable d'une région à une autre. Néanmoins, ces valeurs restent plausibles pour une nappe libre.

Pour résumer, il semble difficile de contraindre la gamme de variation des paramètres hydrodynamiques avec le peu des mesures disponibles surtout pour la nappe miopliocène où ces paramètres sont connus de manière très inégale. Pour tenir compte de ces incertitudes, la gamme de variation imposée au modèle sera étendue dans la phase de calage.

V.6. Prélèvements

Les prélèvements pour l'alimentation en eau potable sont effectués par divers acteurs notamment la SONEDE qui est le plus grand exploitant et la DGRE pour l'alimentation des régions rurales. Les débits de prélèvement pour l'AEP sont répertoriés chaque année dans les inventaires d'exploitation de la SONEDE et de la DGRE. Les débits pompés dans la nappe oligocène de Bouhefna traduisent la stratégie d'exploitation adoptée par l'état au début des années 70 (Cf.0).

Les prélèvements agricoles sont recensés dans les annuaires quinquennaux d'exploitation des nappes (DGRE, 1985-2015). Ces chiffres sont très largement incertains et ne représentent qu'un nombre limité de points de prélèvement officiellement connus, correspondant aux forages des groupements de développements agricoles (GDA). Dans les modélisations antérieures (e.g. [Gribaa, 1997](#); [Kingumbi et al., 2007](#)), les chiffres officiels ont été considérés comme fiables et représentatifs, alors que nous savons qu'ils sont considérablement sous-estimés. Nous avons décidé de caler le modèle uniquement sur la période 1970-1980 où les données officielles sur les pompages sont beaucoup plus représentatives. En effet, l'analyse des documents d'archives montre que la plupart des puits agricoles sur cette époque-là sont de faible profondeur captant les écoulements hypodermiques de l'oued ou les sources (Cf. III.4.).

V.7. Etat piézométrique initial

Les conditions initiales naturelles des écoulements ont été reconstituées par numérisation de la carte de [Besbes \(1967\)](#) constituée par 8 points d'observations dans la nappe miopliocène de Bouhefna et 18 points dans la nappe miopliocène de Haffouz (Cf. Figure III.1). Pour la nappe oligocène, l'état de 1970 a été considéré comme un état initial pour le calage en régime permanent (Cf. Figure III.17).

Les chroniques d'observations utilisées pour la phase de calage et validation en régime transitoire sont issues du réseau de surveillance de la DGRE, 8 points dans la nappe oligocène et 7 points dans la nappe miopliocène de Haffouz. Le peu de points disponibles et la distribution géographique non homogène ne permettent pas évidemment d'appréhender toute l'évolution temporelle de l'ensemble de la zone modélisée. Toutefois la zone d'intérêt (autour de l'oued Merguellil et à la limite de deux nappes) est relativement bien couverte par ces points.

V.8. Calage du modèle

V.8.1. Calage en régime permanent

Pour le calage en régime permanent, les valeurs de perméabilité de chaque niveau aquifère (i.e. miopliocène et oligocène) ont été changées par méthode d'essai/erreur en restant dans la marge des ordres de grandeur estimée par les essais de pompage. Nous avons tout d'abord tenté des centaines de tests manuels pour fixer

la marge de variation de la perméabilité pour chaque niveau. A partir de ce premier constat, nous avons fixé une fourchette de variation de la perméabilité comprise entre 10^{-6} et 10^{-4} m s⁻¹ pour le niveau miopliocène et entre 10^{-5} et 10^{-3} pour le niveau oligocène. Par la suite, nous avons augmenté le débit d'alimentation du niveau oligocène en modifiant le coefficient d'infiltration pour se rapprocher d'un débit d'alimentation depuis le versant sud et la recharge directe proche de 300 l/s sur l'ensemble de la zone modélisée (pour un coefficient d'infiltration de 90%). La conductance du drain de la source de Ktifet El Homrane a été fixée à 6.10^{-5} m s⁻¹ pour faire évacuer un débit proche de 60 l/s. Cette même valeur de conductance fixée pour l'oued Merguellil donne une quantité drainée proche de 260 l/s qui reste dans la gamme des ordres de grandeur des investigateurs antérieurs pour le même tronçon de l'oued (261 l/s, [Gribaa, 1997](#) et 290 l/s, [Kingumbi et al., 2007](#)). L'alimentation du niveau miopliocène a été également fixée à 150 l/s dont 30 l/s provenant de la pluie efficace (pour un coefficient d'infiltration de 70%) et 120 l/s provenant des potentiels imposés au niveau du Dj. Ousslet et du versant sud.

Par la suite, à partir de la gamme de variation de la perméabilité ajustée et des valeurs du bilan fixées, nous avons essayé de générer un champ de perméabilité hétérogène à l'aide du module de calage automatique PEST (Figure V.9, Figure V.10).

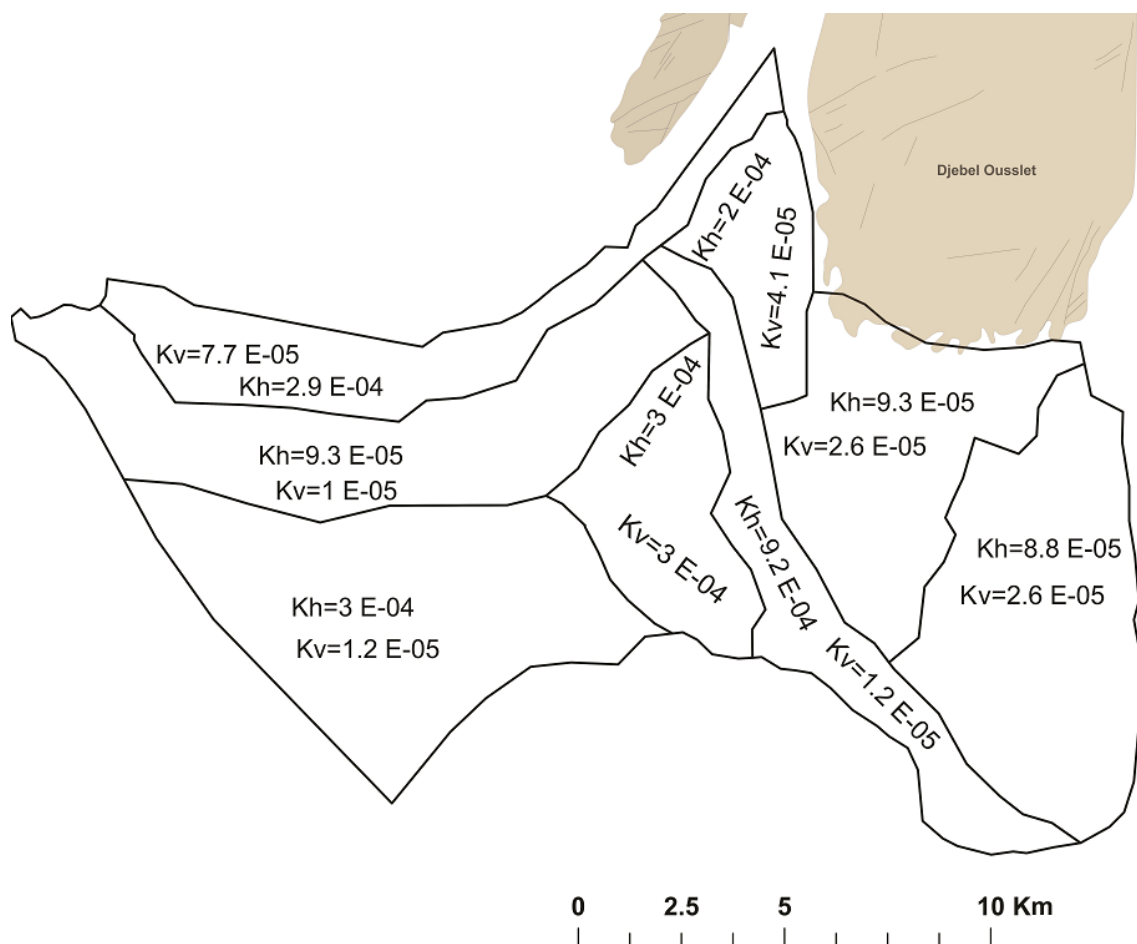


Figure V.9 Polygones de perméabilité calibrée par le module Pest pour le niveau miopliocène (en m s⁻¹)

Ces polygones de perméabilité ont permis de réduire le RMCE à 2 m entre la piézométrie observée et la piézométrie calculée, mais ils ont induit l'augmentation du drainage par l'oued Merguellil à 255 l/s et le

débit de la source de Ktifet El Homrane à 100 l/s (Figure V.12, Figure V.13). Le débit drainé par la source de Ktifet El Homrane est plus élevé que celui trouvé dans les investigations antérieures, mais nous avons retenu cette valeur, car d'une part le débit observé en surface est attaché à une grande incertitude et subit l'influence de l'évaporation et donc tend à être sous-estimé et d'autre part parce que le niveau oligocène est capté sur la période 1967-1970 par le forage BH1 dont le débit d'exhaure est inconnu, mais qui peut être aisément estimé à 20 à 40 l/s. Nous avons également imposé une alimentation par l'oued Merguellil dans la zone d'affleurement de l'oligocène estimée à 15 l/s (Cf.III.2.).



Figure V.10 Polygones de perméabilité calibrée par le module Pest pour le niveau oligocène (en $m s^{-1}$)

La précision globale de la simulation est comprise entre 0.5 et 3 m par rapport aux valeurs de la piézométrie calculées sur le terrain donnant un coefficient de détermination de 90% (Figure V.11). Pour la plupart des points d'observations localisés dans notre zone d'intérêt, le calage est acceptable. Toutefois la qualité globale du modèle est incertaine du fait de l'absence de points d'observations dans la partie sud de la nappe oligocène, la reconstitution dans cette partie étant étroitement liée aux conditions aux limites considérées. Lors du calage nous avons essayé de prendre en considération une barrière hydraulique pour simuler la faille, mais le résultat du calage était sensiblement le même, le peu de points disponible ne permet pas de trancher sur le rôle de cette discontinuité.

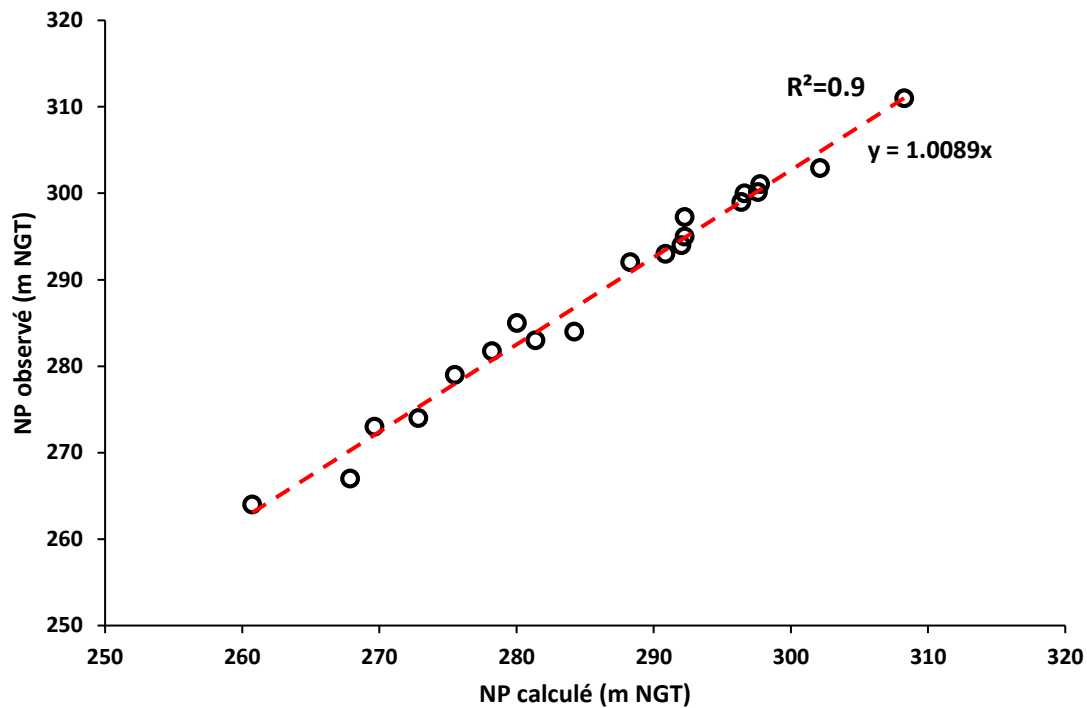


Figure V.11 Piézométrie calculée vs piézométrie observée (37 points)

Il faut signaler que dans son état actuel, un tel modèle ne peut en aucun cas être utilisé pour proposer des scénarios futurs. Il sert uniquement à tester la cohérence hydrodynamique et apporter des éléments de réponse sur les changements des processus hydrologiques autour de l'oued Merguellil.

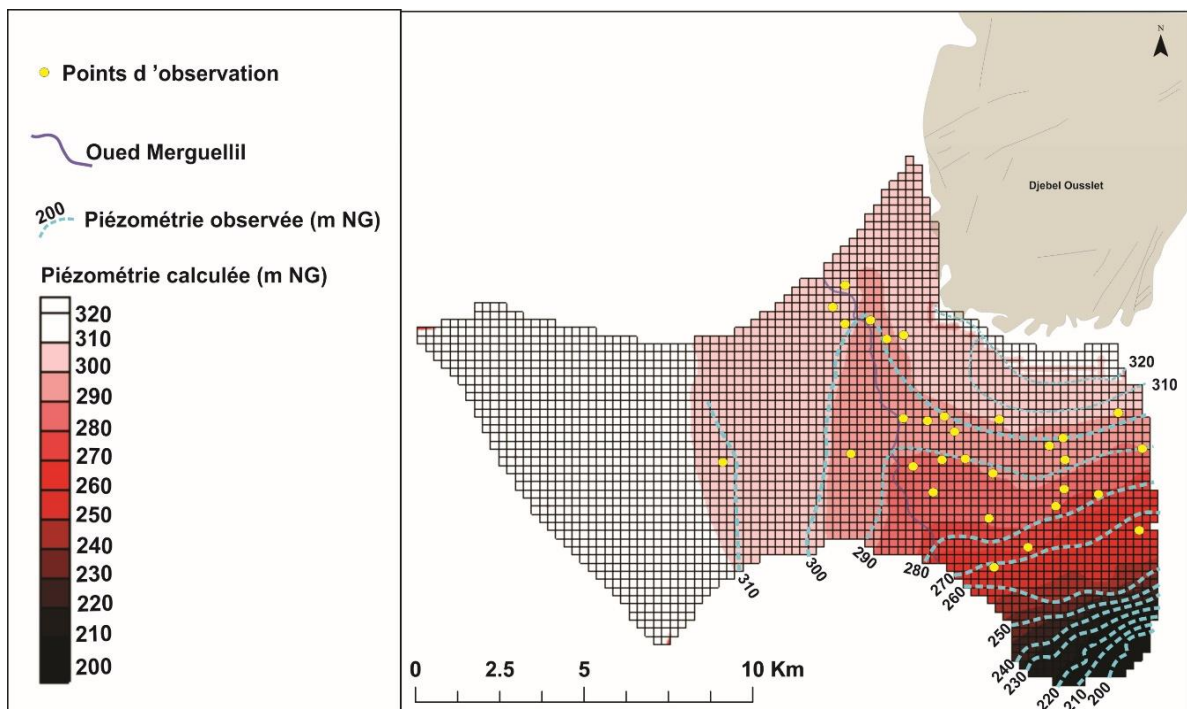


Figure V.12 Répartition spatiale de la piézométrie observée et la piézométrie calculée pour le niveau miopliocène

A partir de ce calage en régime permanent, nous avons tenté de proposer un bilan du système souterrain du Merguellil (Figure V.14). Le niveau oligocène serait alimenté à raison de 250 l/s provenant de l'apport du versant sud et de l'infiltration directe de la pluie. Le niveau miopliocène aurait deux sources

d'alimentation, l'alimentation aux piémonts du Dj. Ousslet de 30 l/s et l'alimentation directe de 100 l/s. La nappe oligocène se décharge à raison de 100 l/s vers la source de Ktifet El Homrane et par drainance verticale dans la région de Bouhefna, ce débit de décharge est estimé à 240 l/s. Le niveau miopliocène se décharge principalement vers l'oued Merguellil avec un débit de 250 l/s et vers le niveau oligocène à raison de 75 l/s.

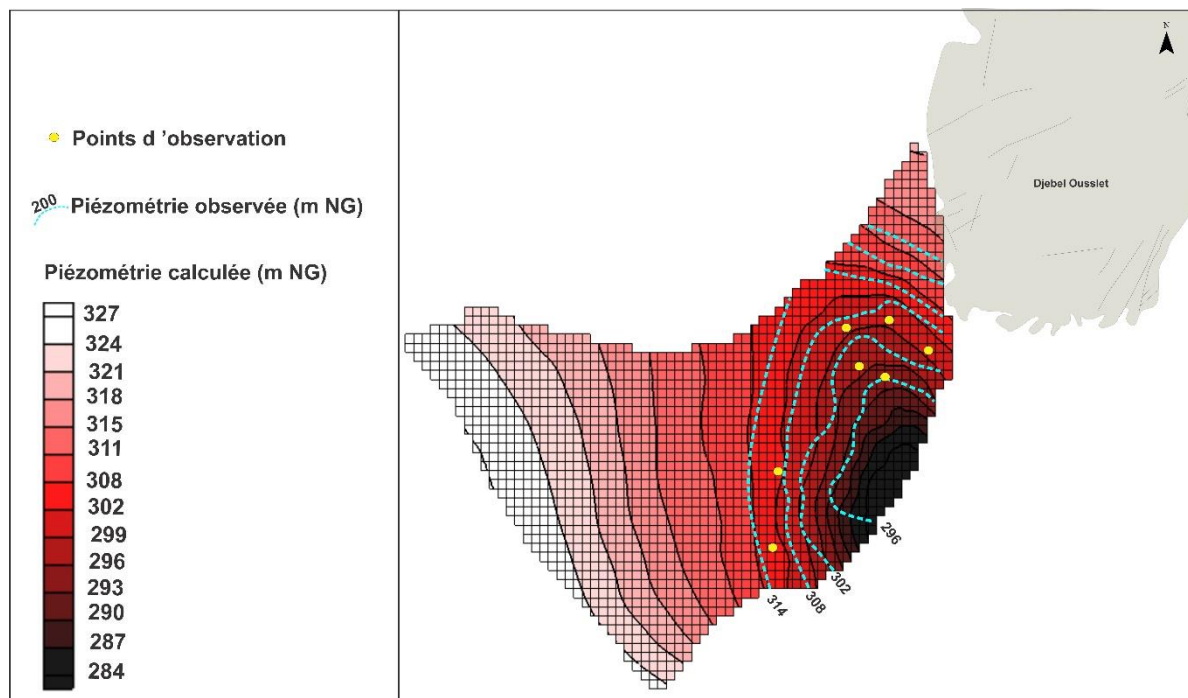


Figure V.13 Piézométries observée et calculée pour le niveau oligocène

Ce bilan proposé est étroitement lié aux paramètres hydrodynamiques calés en régime permanent et aux charges simulées, une éventuelle modification des paramètres hydrodynamiques affectant les termes du bilan. Il reste toutefois plausible avec la réalité du terrain.

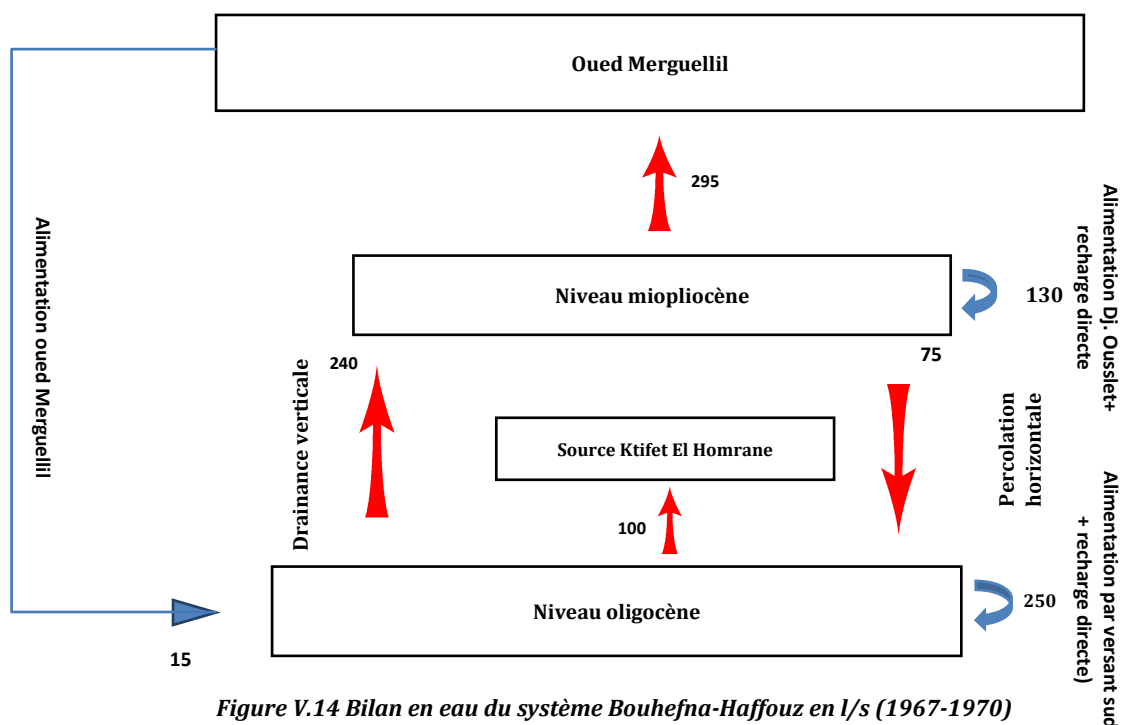


Figure V.14 Bilan en eau du système Bouhefna-Haffouz en l/s (1967-1970)

V.8.2. Calage en régime transitoire (période 1970-1985)

Etant donné l'incertitude qui pèse sur la quantification des prélèvements, l'évolution des niveaux piézométriques a été tout d'abord calée sur la période 1970-1985 où les chiffres officiels sont relativement fiables. Pour le premier essai de calage, nous avons considéré une porosité efficace de 3.10^{-2} pour le niveau miopliocène (la moyenne des diffusivités calculées par le modèle hydrodynamique 1D) et 10^{-3} pour le niveau oligocène (la moyenne des valeurs des essais de pompage (Cf. Figure V.6). Le résultat obtenu donne une surestimation des niveaux piézométriques dans les deux niveaux aquifères (i.e. des rabattements calculés plus faibles que ceux observés). Nous avons essayé par la suite d'augmenter le coefficient d'emmagasinement pour la nappe oligocène en considérant une valeur de 7.10^{-3} . Ceci a induit une bonne calibration pour les piézomètres KT5 et PL1 (Figure V.18.a, Figure V.18.b) et les trois puits les plus proches de la limite de l'Oligocène, les puits Ste Juliette, Bir Ladjmi et Hir Assel (Figure V.19.f, Figure V.19.c, Figure V.19.d), mais avec un calage très médiocre ailleurs. Pour restituer les niveaux observés dans le reste des piézomètres, nous avons divisé le niveau miopliocène en deux zones différentes ; une première zone qui englobe le miopliocène en relation directe avec l'oligocène (i.e. zone de drainance verticale et zone de percolation horizontale) avec un coefficient d'emmagasinement de 5.10^{-2} et une deuxième zone qui concerne la partie ouest avec un coefficient d'emmagasinement 10^{-2} . Ce réajustement a induit une bonne restitution de la tendance d'évolution moyenne pour le reste des points d'observations localisés dans la partie est du miopliocène (Pep Haffouz et Bir Eddine) (Figure V.19.g, Figure V.19.a). Dans toute cette partie, bien que la piézométrie soit correctement restituée en moyenne (piézomètres Pep Haffouz et Bir Eddine), le peu de points de mesure ne permet pas de formuler des conclusions plus avancées. Les niveaux calculés ne restituent pas les variations très marquées observées dans le piézomètre Pep Haffouz. Il est difficile de recaler ici le modèle pour reproduire le comportement observé dans ce piézomètre si on veut tenir compte de ce degré de liberté. En plus, comme il a été évoqué dans le chapitre IV, le comportement de ce piézomètre est sujet à caution.

Pour le reste des piézomètres de la nappe oligocène proche de l'oued Merguellil (KT2, KT4, KT7), le coefficient d'emmagasinement a été fixé à 10^{-4} ce qui a permis une bonne restitution de la baisse piézométrique (Figure V.18.c, d, e). La perméabilité a été légèrement augmentée à $3.10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ dans les cellules autour de piézomètre KT4 pour reproduire le niveau piézométrique observé sur la période 1970-1979. La perméabilité n'a pas été changée ailleurs, il semble que le champ de perméabilité hétérogène calibré en régime permanent est représentatif au moins pour la zone d'intérêt. Pour les deux piézomètres dans la partie sud de la nappe oligocène de Bouhefna (PC2 et PL2) le coefficient d'emmagasinement a été augmenté à 5.10^{-4} pour ajuster le décalage entre les niveaux observés et les niveaux calculés (Figure V.18.f, g). Dans la partie extrême sud nous ne pouvons pas contrôler l'évolution temporelle de la piézométrie puisque nous ne disposons pas de points d'observations, mais le choix d'un potentiel imposé dans la limite sud peut induire certainement un biais important. La réponse du modèle à la sollicitation de la recharge semble être bien représentée, ce qui s'est traduit par la reproduction des petits pics dans les niveaux piézométriques observés. Cette recharge est masquée par la baisse rapide des niveaux piézométriques dans la nappe oligocène de Bouhefna, mais très visible dans la nappe miopliocène surtout dans les piézomètres de la partie est.

Le coefficient de détermination (R^2 , Equation V-2) et la racine de la moyenne des carrés des erreurs (RMCE, Equation V-3) sont calculés pour chaque piézomètre (Tableau V-2).

$$R^2 = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (H_{obs.} - H_{calc.})^2}{\sum_{i=1}^n (H_{obs.} - \bar{H}_{obs.})^2} \quad \text{Equation V-2}$$

$$RMCE = \frac{\sum_{i=1}^N (H_{calc.} - H_{obs.})^2}{N} \quad \text{Equation V-3}$$

Avec Hobs. la charge hydraulique observée au pas de temps i [L] et Hcalc. La charge hydraulique calculée au pas de temps i [L].

Pour la nappe oligocène, le coefficient de détermination est supérieur à 65% et le RMCE est inférieur à 1.2 m pour tous les points ce qui révèle une bonne restitution des niveaux piézométriques observés. Pour la nappe miopliocène, à part le piézomètre Pep Haffouz dont le calage n'a pas pu être réalisé, le coefficient de détermination oscille entre 0.5 et 0.7 et le RMCE entre 0.2 et 2 m.

Tableau V-2 Les coefficients de détermination (R^2) et les racines de la moyenne des carrés des erreurs (RMCE) calculés pour l'ajustement des niveaux observés et des niveaux calibrés en régime transitoire.

	Piézomètre	Période de calibration	R^2 (%)	RMCE (m)
Niveau oligocène	KT5	1970-1980	82	0.77
	PL1	1970-1980	88	0.99
	KT2	1970-1975	67	0.30
	KT4	1970-1979	84	1
	PL2	1970-1979	80	1.11
	PC2	1970-1980	83	1.15
Niveau miopliocène	Bir Eddine	1970-1980	67	0.30
	Bir Ladjmi	1970-1974	47	1.81
	Bir Ste Juliette	1970-1974	57	0.33
	Hir Assel	1970-1980	63	0.23
	Pep Haffouz	1970-1980	10	1

Le peu de points d'observations, 4 pour la nappe oligocène et 5 pour la nappe miopliocène et la faible période de suivi de certains points (Cf. Tableau V-2) ne permettent pas de caractériser l'évolution temporelle sur l'ensemble du modèle, toutefois les piézomètres disponibles sont installés autour de notre zone d'intérêt (i.e. autour de l'oued Merguellig et la zone de connexion entre l'Oligocène et le Miopliocène) ce qui permet de tester la cohérence hydrodynamique. Nous rappelons encore une fois que notre modèle proposé ici n'est pas destiné à proposer des scénarios futurs.

V.9. Analyse de sensibilité du modèle

En raison des incertitudes qui pèsent sur l'estimation des paramètres de l'aquifère, les contraintes introduites (i.e. recharge et pompage) et l'influence des conditions aux limites, l'analyse de sensibilité du

modèle est un pan essentiel de la modélisation. Le but de cette analyse est d'étudier les paramètres qui influent le plus sur le résultat du modèle. Les paramètres testés sont la conductivité horizontale et verticale, le coefficient d'emménagement, la recharge et la conductance de l'oued. La sensibilité a été tout d'abord étudiée en régime permanent en variant chaque paramètre dans une gamme de $\pm 50\%$. La fonction critère F (Equation V-4) a été tout utilisée pour étudier la sensibilité globale du modèle, par la suite la variation induite (i.e. débit ou hauteur d'eau) pour chaque paramètre a été analysée plus en détail. Cette fonction représente le rapport entre le RMCE et l'écart maximal et doit être inférieure à 10% pour un résultat approuvable (Larroque et Dupuy, 2004).

$$F = \frac{1}{H_{obs.max} - H_{obs.min}} * \frac{1}{N} * \sqrt{\sum_1^N (H_{cal.} - H_{obs.})^2} \quad \text{Equation V-4}$$

Avec : $H_{obs.}$ la charge hydraulique observée [L], $H_{cal.}$ la charge hydraulique calculée [L], $H_{obs.max}$ la charge hydraulique maximale observée sur la période de calage [L], $H_{obs.min}$ la charge hydraulique maximale calculée sur la période de calage [L] et N le nombre d'observations,

Pour l'état initial de la simulation, la valeur de F moyenne calculée pour l'ensemble des points de mesure est proche de 2.5%, ce qui donne une différence en piézométrie entre 0.5 à 4 m par rapport aux valeurs observées. Le piézomètre Pep Haffouz n'a pas été pris en considération dans le calcul du critère F puisque, comme indiqué *supra* son fonctionnement est sujet à des questionnements et sa calibration n'a pas été réalisée. La sensibilité du modèle a été d'abord étudiée en conservant les valeurs initiales de la recharge et en faisant varier les valeurs calées des paramètres hydrauliques de différentes couches puis la conductance des mailles drainantes et *vice versa*.

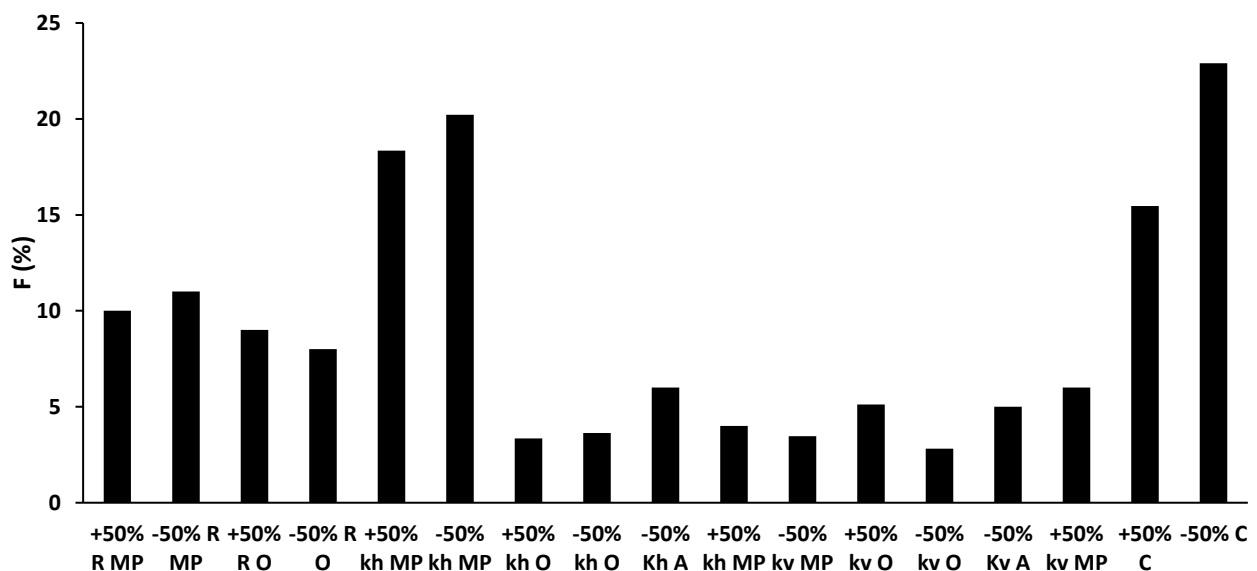


Figure V.15 Critère F calculé pour une variation de $\pm 50\%$ pour chaque paramètre du modèle (R MP : Recharge de la couche miopliocène, R O : recharge de la couche oligocène, Kh MP : perméabilité horizontale de la couche oligocène, Kh O : perméabilité horizontale de la couche oligocène, Kv MP : perméabilité verticale de la couche miopliocène, Kv O : perméabilité verticale de la couche oligocène, Kv A : perméabilité verticale de la couche aquitanienne et C : conductance de l'oued).

Ce test de sensibilité des 5 paramètres montre que la perméabilité horizontale de la couche miopliocène et la conductivité de l'oued sont de loin les paramètres les plus sensibles, une augmentation ou une diminution

de 50% induit systématiquement une détérioration du critère F de 15% à 22%. Le deuxième paramètre le plus sensible est la recharge ; la variation de $\pm 50\%$ sur les taux calibrés induit une variation du critère F de 7 à 11%. Le reste des paramètres sont moins sensibles (critère F entre 4 et 6%).

Nous avons également étudié l'influence des paramètres du modèle sur les flux internes du système aquifère (Tableau V-3). La variation des paramètres de $\pm 50\%$ entraîne une variation des flux échangés entre les différentes entités hydrologiques (i.e. la nappe miopliocène, la nappe oligocène et l'oued) dans une marge de -43% à +3%. Comme pour le critère F, le paramètre Kh MP semble être le plus sensible, une variation de $\pm 50\%$, induit une variation des flux de -21 % à 15%, de -32 % à 14 % et de -43% à 42 % pour les flux qui transitent depuis le Miopliocène vers l'Oligocène, depuis l'Oligocène vers le Miopliocène par drainance verticale et depuis le Miopliocène vers l'oued respectivement. La variation de la perméabilité horizontale de l'oligocène (KH O) de $\pm 50\%$, infère également une variation des flux échangés entre le Miopliocène et l'Oligocène par drainance verticale dans une gamme comprise entre -32% et 24%. La variation de la recharge provoque une variation comprise entre -13% et -10 % des échanges des flux entre les différentes entités du système. Les flux drainés par l'oued sont très sensibles à la conductance de l'oued, une variation de $\pm 50\%$ de ce dernier entraîne une variation de $\pm 21\%$ des flux drainés par l'oued. La variation des flux au sein du système aquifère est moins sensible à la variation du reste des paramètres, la variation reste comprise entre -10 à 10%. Lors de ce test de perméabilité, il a été remarqué qu'une augmentation de plus de +50% de la perméabilité de la couche de l'Aquitaniien entraîne la non-convergence du modèle, ce qui explique l'importance de la drainance verticale dans la zone d'étude.

Tableau V-3 Résultat de l'analyse de sensibilité du modèle à la variation de 5 paramètres

Paramètres modifiés		Variation des flux transitant depuis le Miopliocène vers l'Oligocène (%)	Variation des flux transitant depuis l'Oligocène vers le Miopliocène (%)	Variation de drainage par l'oued (%)
R MP	+50%	-8	-12	10
	-50%	-9	-12	-13
R O	+50%	14	12	12
	-50%	-14	-13	-12
Kh MP	+50%	15	24	42
	-50%	-21	-32	-43
Kh O	+50%	9	14	1
	-50%	-14	-22	-1
Kh A	+50%	**	**	**
	-50%	2	-1	1
Kv MP	+50%	10	7	2
	-50%	10	7	4
Kv O	+50%	10	8	3
	-50%	9	6	1
Kv A	+50%	9	6	1
	-50%	9	6	1
C	+50%	4	8	21
	-50%	4	6	-21

** non convergé

Nous avons également étudié la sensibilité des paramètres à la restitution de la chute piézométrique observée dans la nappe oligocène suite à l'intensification brusque des pompes. Comme pour le schéma hydrodynamique initial, le modèle est très sensible à la variation de la recharge et à la conductivité hydraulique horizontale. Un changement de la recharge de $\pm 50\%$ amène une surestimation ou sous-estimation du niveau piézométrique de 3 m. La variation de Kh O de 50% entraîne également une variation de ± 2 m dans la piézométrie calculée (Figure V.16).

L'influence de la variation du coefficient d'emménagement apparaît de façon très claire sur la période 1977-1980, où la baisse du niveau est plus rapide. La diminution du coefficient d'emménagement de 50% provoque une sous-estimation de 2 m comparable à celle résultante de la diminution de Kh O de 50% sur la période 1970-1977, à partir de là le modèle devient beaucoup plus sensible à la variation du coefficient d'emménagement, la sous-estimation atteint 5 m en 1980. L'augmentation du coefficient

d'emménagement de 50% entraîne le même comportement dans le sens inverse, mais moins accentué (Figure V.16).

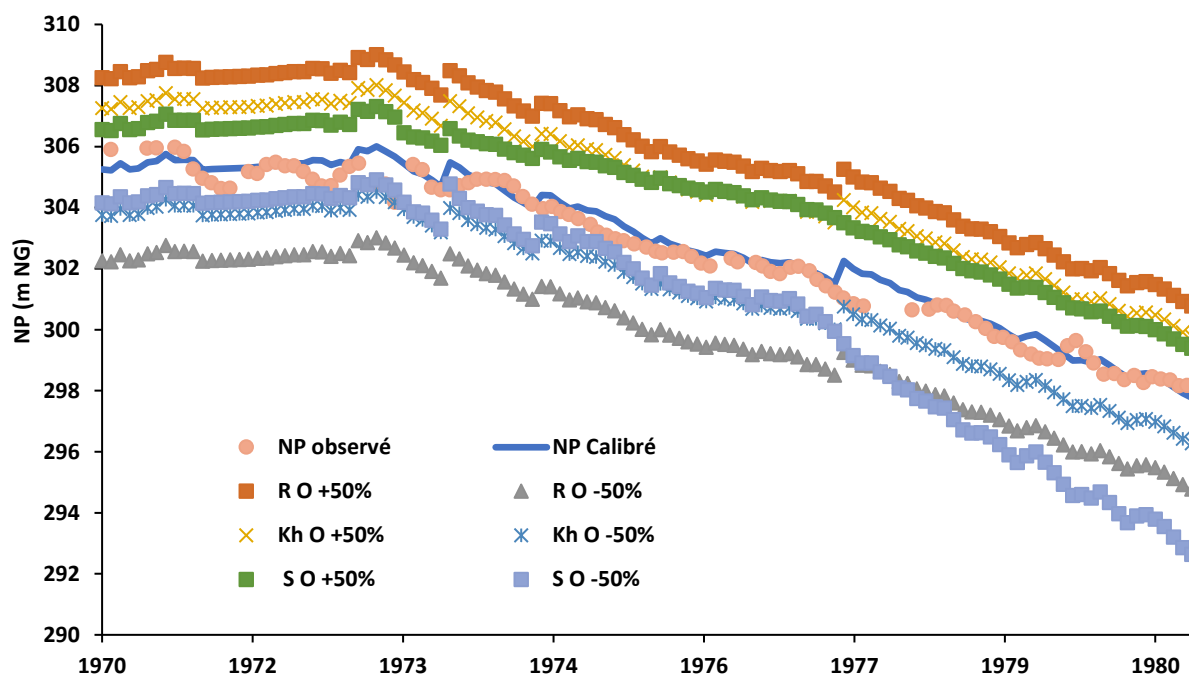


Figure V.16 Analyse de sensibilité du modèle en régime transitoire (piézomètre KT5) (R O : recharge de la couche oligocène, Kh O : perméabilité horizontale de la couche oligocène, S O : storativité de la couche oligocène)

L'influence du potentiel imposé considéré au niveau du Dj. Ousslet a été également examinée. Cette influence reste très minime et la baisse piézométrique dans la nappe miopliocène entraîne une variation du débit rechargé au niveau du Djebel Ousslet ne dépassant pas les 6 l/s (Figure V.17)

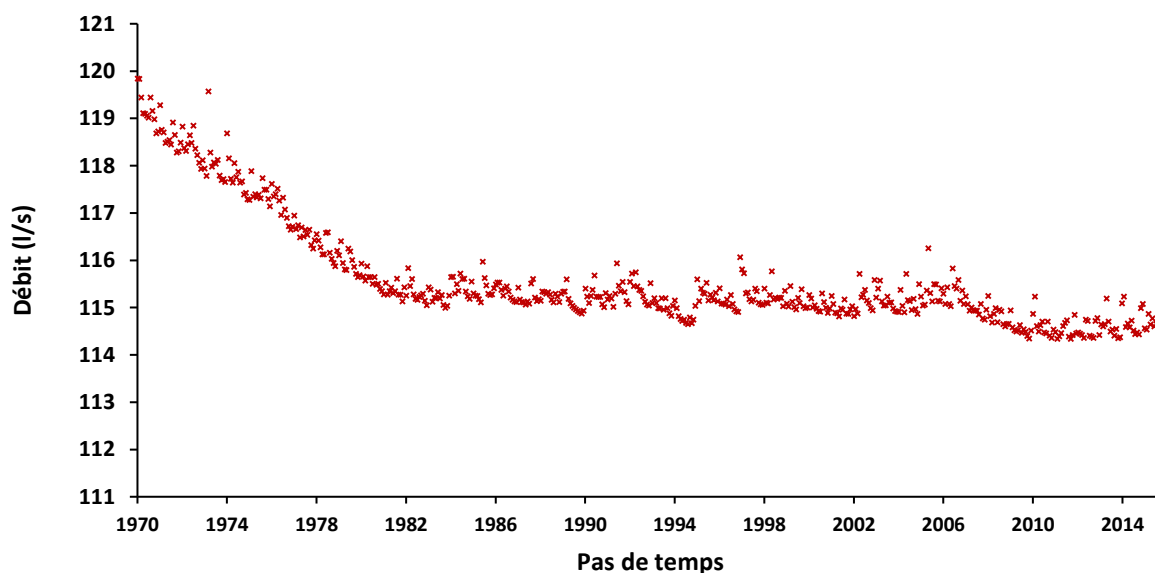


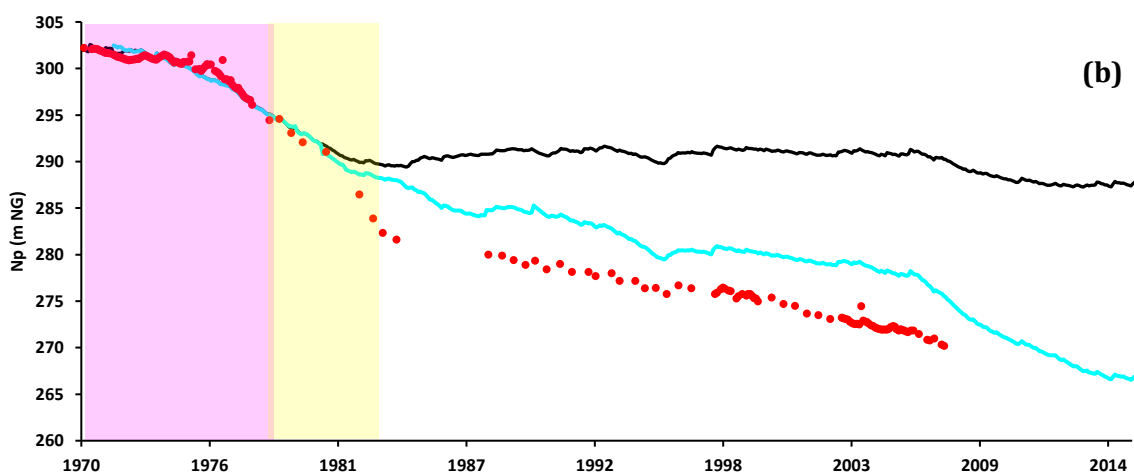
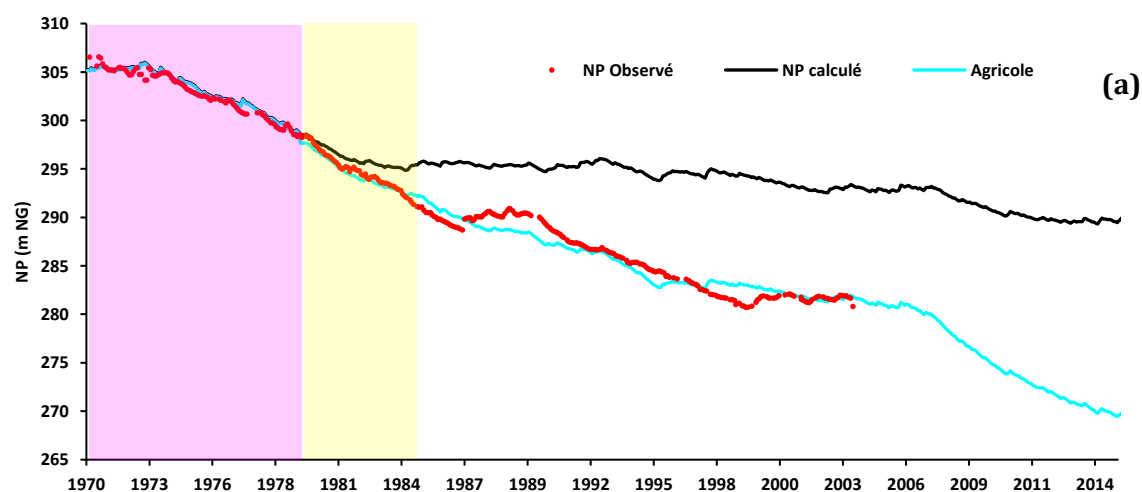
Figure V.17 Evolution de la recharge au niveau du Djebel Ousslet (Variation maximale de 6 l/s)

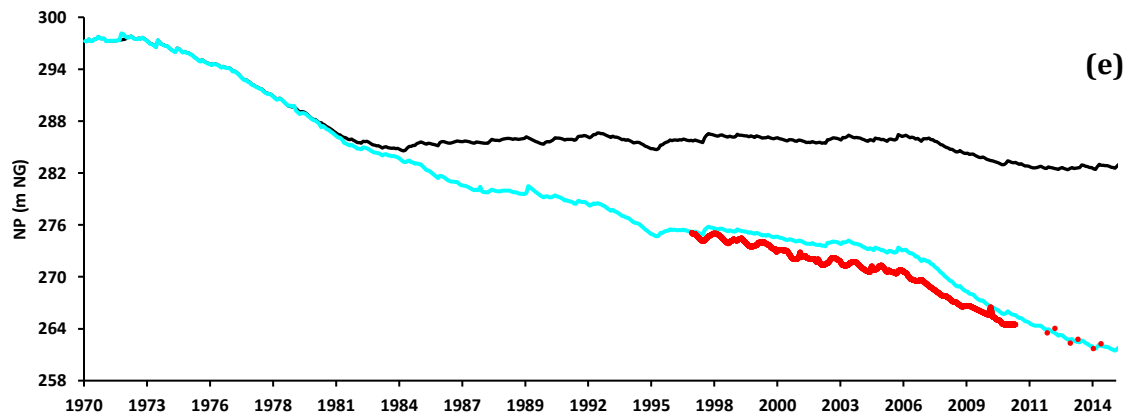
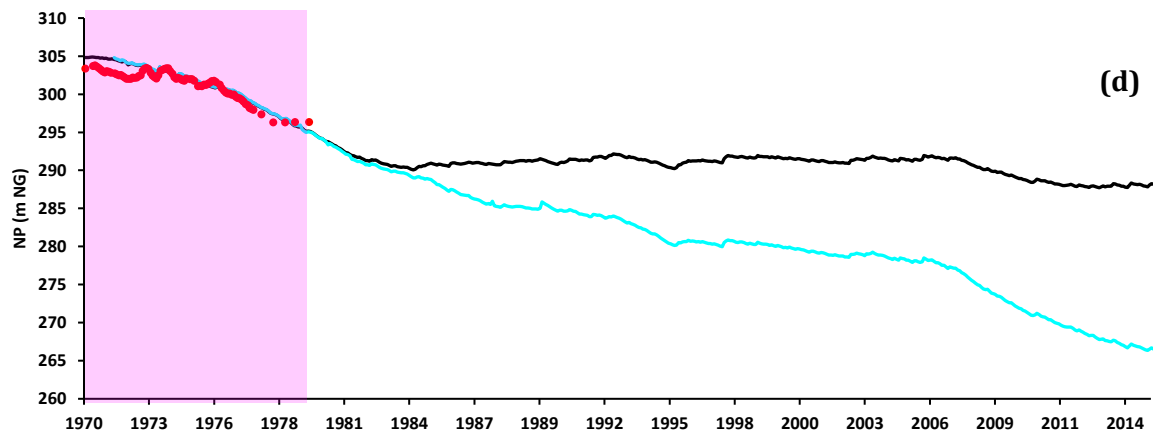
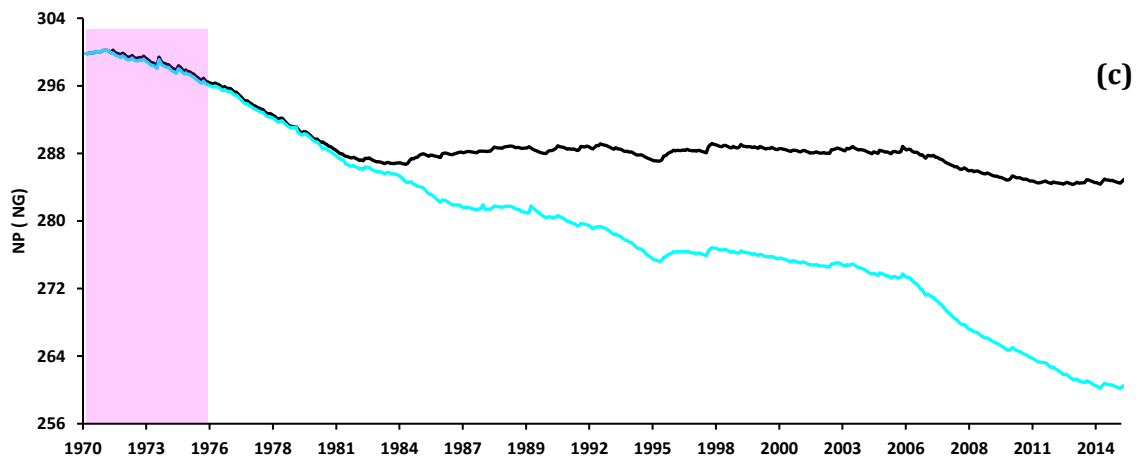
V.10. Validation du modèle sur la période post-1980

Après la phase de calage en régime permanent et transitoire (en se référant aux chiffres officiels sur les prélèvements agricoles période 1970-1980), nous avons appliqué le modèle sur la période post-1980.

Nous avons tout d'abord essayé de valider la réponse du modèle dans les piézomètres KT5, PL1 et PC2 qui possèdent des mesures sur la période 1980-1985 (i.e. période de validation). Conformément à ce qui était attendu, la première partie de la chronique de ces deux piézomètres sur la période 1980-1985 a été bien restituée par le modèle alors qu'à partir de 1985 la chronique calculée se stabilise, ce qui n'est pas restitué par le modèle (Figure V.18.a, b).

L'impact de la sous-estimation des pompages apparaît localement de manière nette. La correspondance proche entre les niveaux mesurés et les niveaux calculés sur la période 1980-1985 et la faible restitution sur le reste de la période (après 1985) suggère que seul le déficit de connaissance des volumes prélevés peut expliquer cette différence (i.e. modèle est validé sur la période 1980-1985 seulement). Ce désaccord entre les niveaux observés et les niveaux modélisés sur la période post-1985 est également observé pour les piézomètres KT2, KT4 et KT7 qui possèdent une durée de mesure plus courte (Figure V.18.c, d, e). Le comportement de ces piézomètres est pratiquement identique à celui de KT5 et PL1.





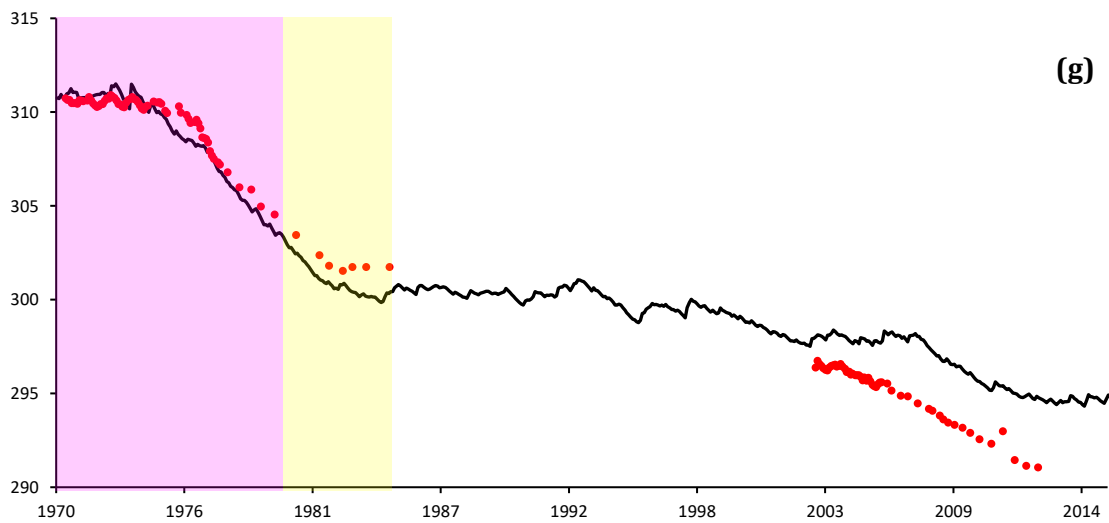
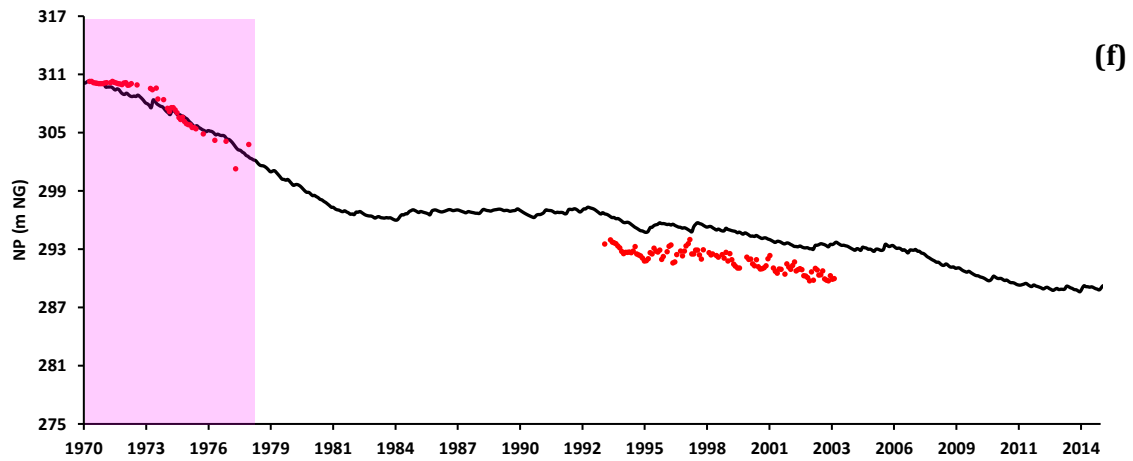


Figure V.18 Chronique piézométrique observée VS chronique calculée pour les piézomètres (a) KT5, (b) PL1, (c) KT2, (d) KT4, (e) KT7, (f) PL2 et (g) PC2 (le rectangle rouge représente la période de calibration et la rectangle jaune représente la période de validation)

Pour les piézomètres PL2 et PC2, le modèle reproduit relativement bien les chroniques observées avec une RMCE de 0.5 m pour le piézomètre PL2 sur la période 1993-2003 et de 0.7 m pour le piézomètre PC2 sur la période 2003-2012 (Figure V.18.f, g). Ces deux piézomètres sont installés loin de la zone de Khit El Oued à fort développement agricole, ce qui confirme que l'écart entre les chroniques observées et modélisées dans les autres piézomètres (KT5, PL1, KT2, KT4 et KT7) est le résultat de l'incorrecte prise en compte des pompages agricoles dans le modèle.

Pour reproduire la baisse piézométrique observée dans les piézomètres de la zone de Khit El Oued, les volumes prélevés ont été multipliés par 1.7 sur la période 1985-2006 et par 2.2 sur la période 2006-2015 dans chaque forage. Cette procédure de réajustement des pompages a permis de reconstruire proprement les niveaux observés dans les piézomètres les plus proches de l'oued (KT5, KT2 et KT7) (Figure V.18.a, b, c).

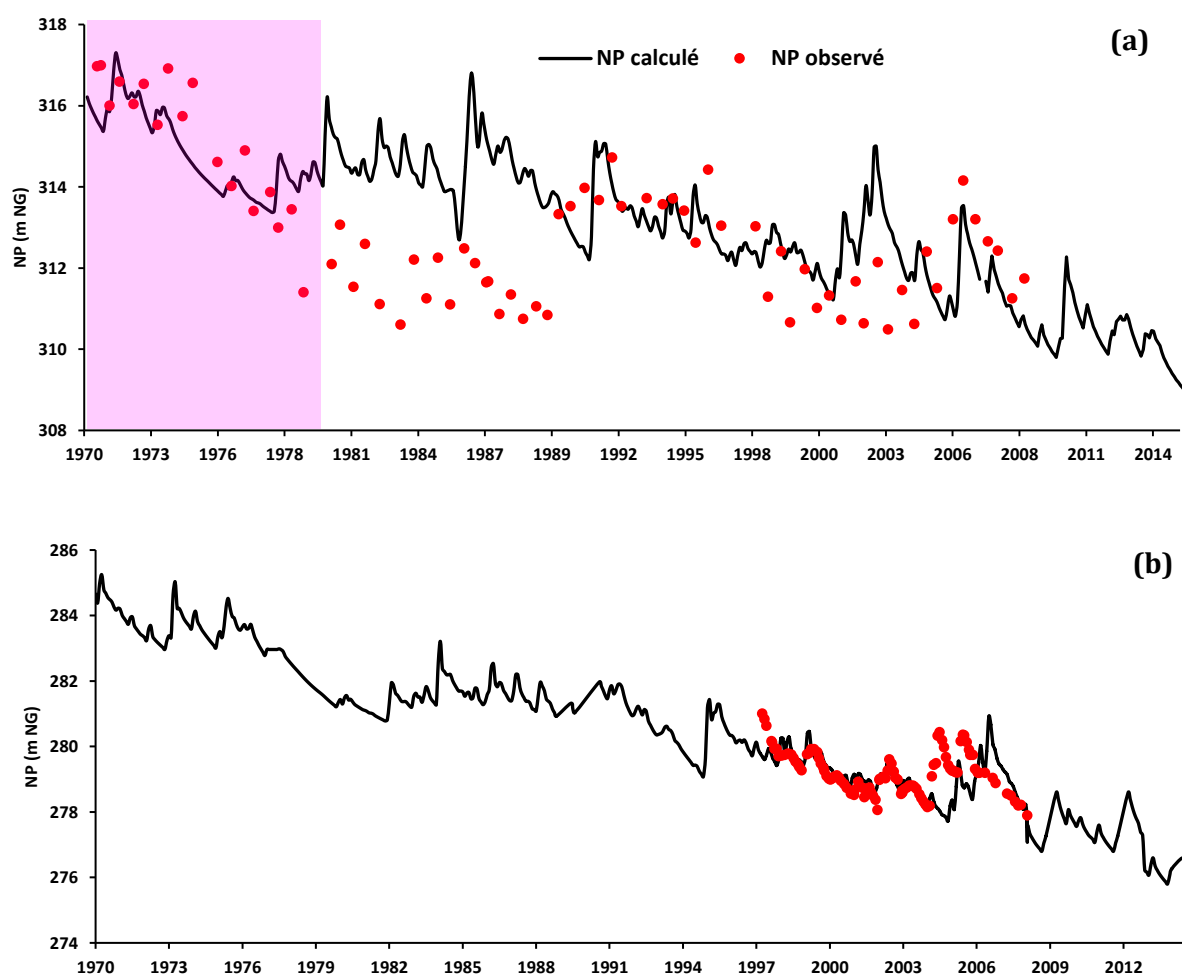
Pour le piézomètre PL1, un écart de 4 à 5 m peut être observé entre les chroniques observées et reconstituées. Il semble que dans la partie nord de la nappe au pied du Dj. Djebil la faible profondeur de la

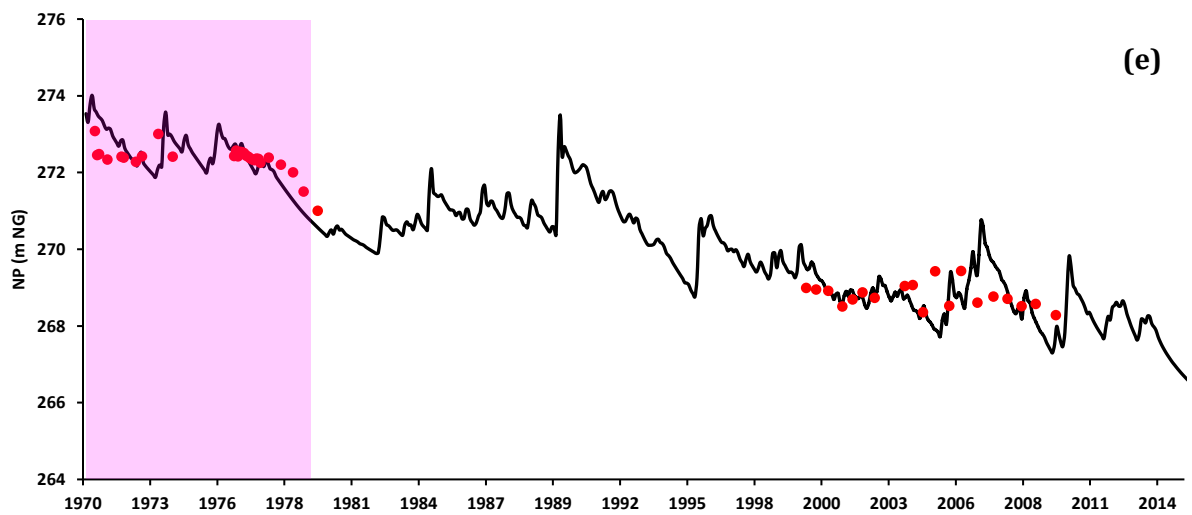
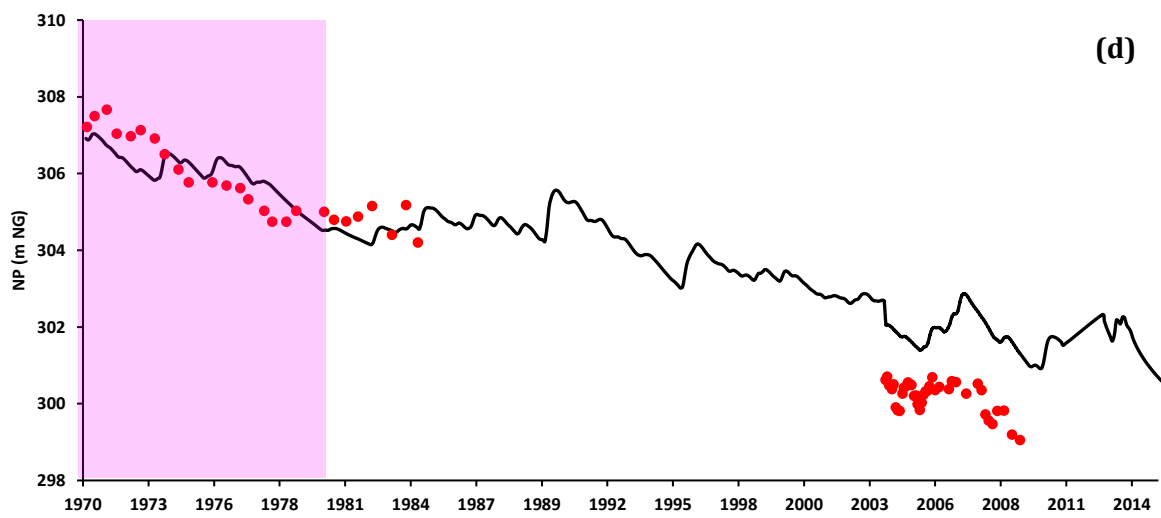
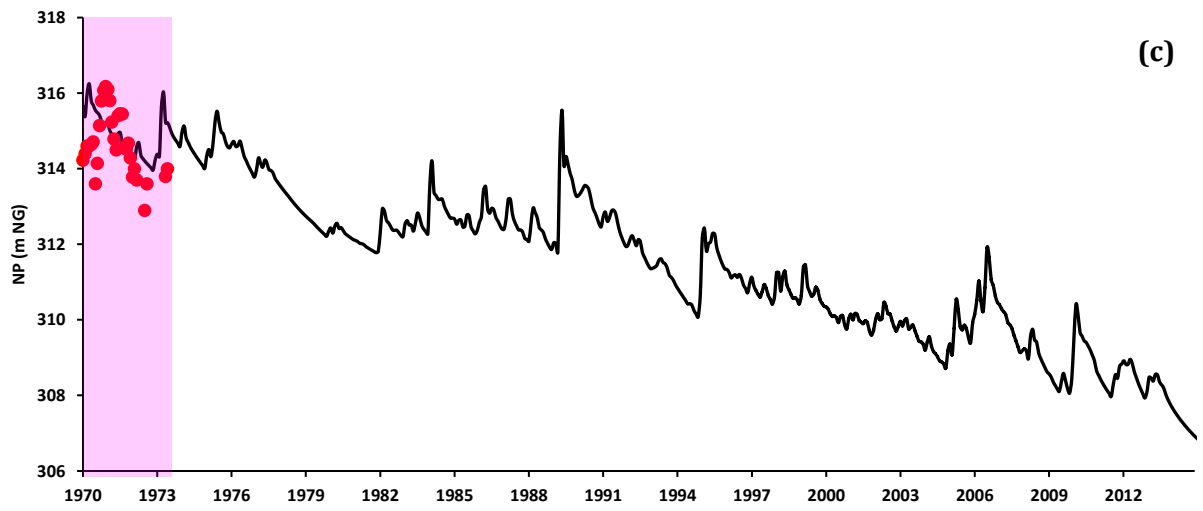
nappe en comparaison avec le milieu de synclinal de Bouhefna fait que cette partie est beaucoup plus marquée par le pompage agricole que les autres parties (Figure V.18.d).

Le résultat suggère alors que les volumes prélevés par pompages individuels peuvent être au moins comparables aux pompages officiellement recensés qui ne comportent que les volumes destinés à l'eau potable et les forages GDA.

Dans la nappe miopliocène, les chroniques piézométriques calculées par le modèle montrent une bonne restitution pour le puits Agroub Hajel (Figure V.19.b) et le puits Cassis Haffouz (Figure V.19.e). Les chroniques restituées dans le puits Bir Eddine sont en bonne correspondance uniquement pour la période après 1992, les niveaux observés sur la période 1980-1992 sont surestimés par le modèle. La période entre 2004 et 2009 suivie par le puits Hir Assel a été médiocrement restituée par le modèle, une différence de 2 m peut être observée.

L'évolution des niveaux piézométriques dans la nappe miopliocène semble être contrôlée en grande partie par le changement des échanges entre le niveau oligocène et le niveau miopliocène et la recharge directe. Les débits de pompage imposés au modèle sont beaucoup plus faibles que les débits réellement prélevés, mais les données disponibles ne permettent pas d'appréhender la baisse piézométrique de façon plus précise. Néanmoins, dans notre zone d'intérêt la reconstitution des niveaux piézométrique est satisfaisante pour ne pas causer des problèmes sur l'estimation des flux échangés.





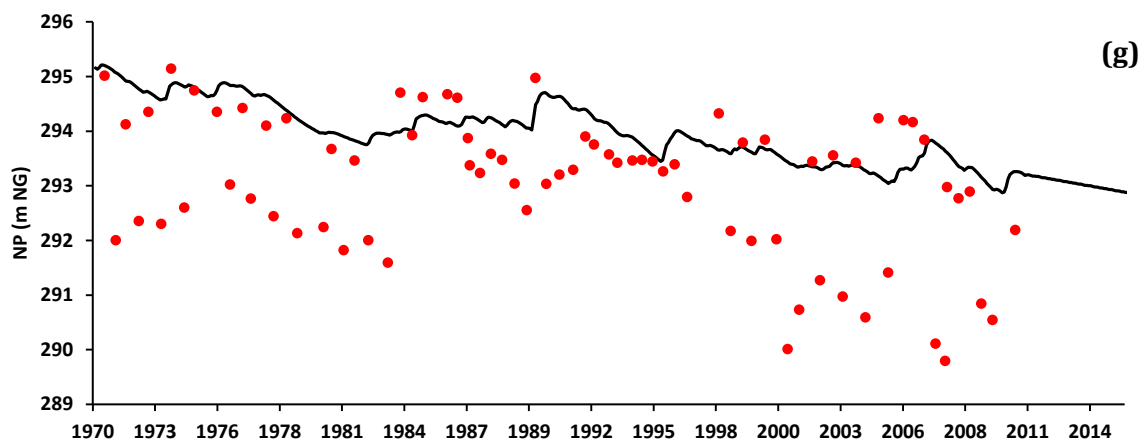
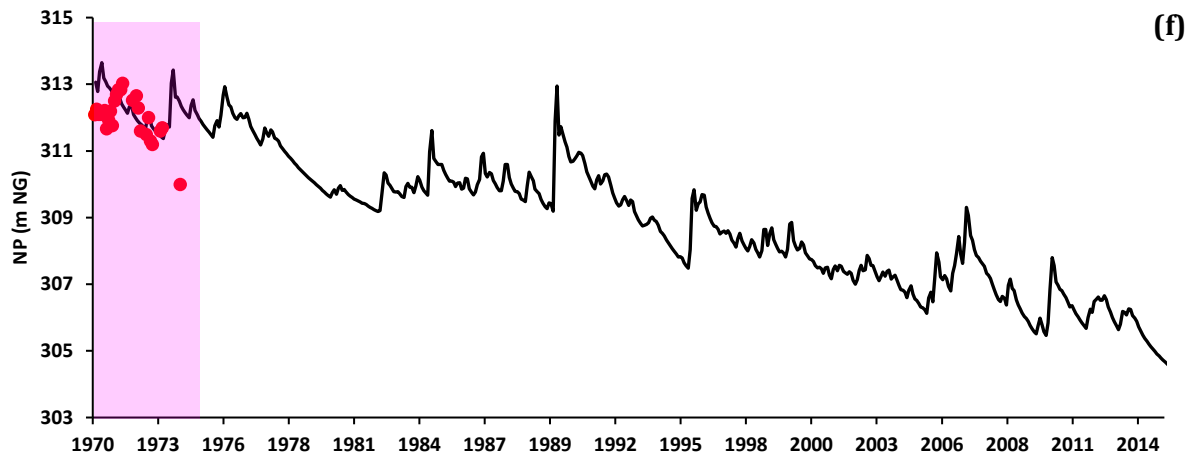


Figure V.19 Chronique piézométrique observée VS chronique calculée pour les piézomètres (a) Bir Eddine, (b) Agroub Hajel, (c) Bir Ladjmi, (d) Hir Assel, (e) Cassis Haffouz, (f) Ste Juliette et (g) Pep Haffouz (le rectangle représente la période de calibration)

V.11. Utilisation du modèle : la stratégie d'exploitation de la nappe de Bouhefna entre l'attente et la réalité

Nous avons utilisé le modèle pour comparer les buts escomptés de l'application de la stratégie d'exploitation de la nappe de Bouhefna (i.e. en utilisant le modèle calibré avec les chiffres officiels sur les prélèvements planifiés) et l'état réel du système.

V.11.1. Rabattements

❖ Attente (application de la stratégie d'exploitation)

Nous avons utilisé le modèle pour comparer les buts escomptés de l'application de la stratégie d'exploitation de la nappe de Bouhefna (i.e. en utilisant le modèle calibré avec les chiffres officiels sur les prélèvements planifiés) et l'état réel du système.

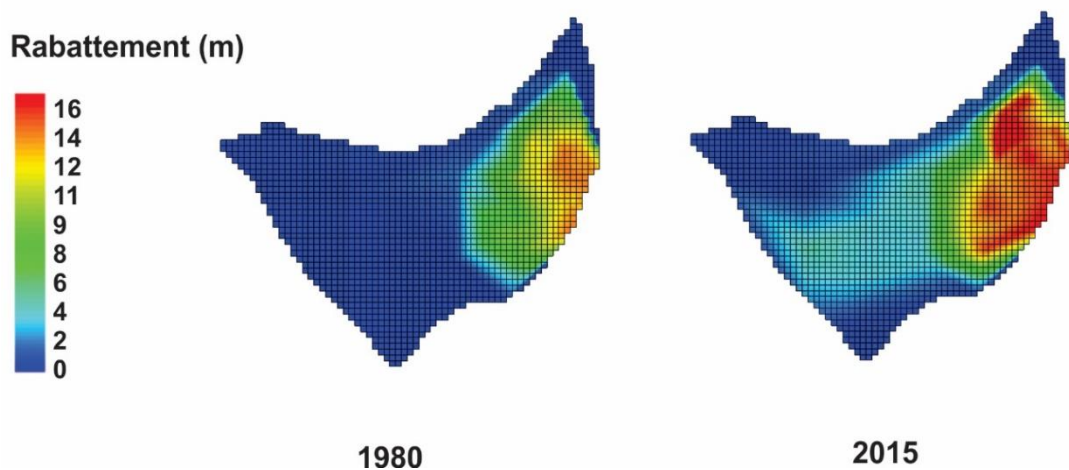


Figure V.20 Rabattements calculés dans la nappe oligocène de Bouhefna en utilisant uniquement les chiffres officiels des prélèvements (état 1980 et 2015).

Pour la nappe miopliocène, l'impact de la stratégie d'exploitation est plus modéré : les valeurs maximales de rabattement (jusqu'à 6 m) sont observées au droit du champ de captage et à la limite entre la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz. Cela semble dû à la baisse de la décharge de la nappe oligocène vers la nappe miopliocène à la fois par drainance verticale et par percolation horizontale. Ces rabattements atteignent rapidement 4 à 6 m au bout de 10 ans d'exploitation. Les rabattements résultants semblent être plus ou moins stables, mais avec une répartition spatiale plus généralisée sur l'ensemble de la nappe. Ces rabattements sont toutefois très variables d'une année à une autre et très sensibles à la variation de la recharge directe (Figure V.21).

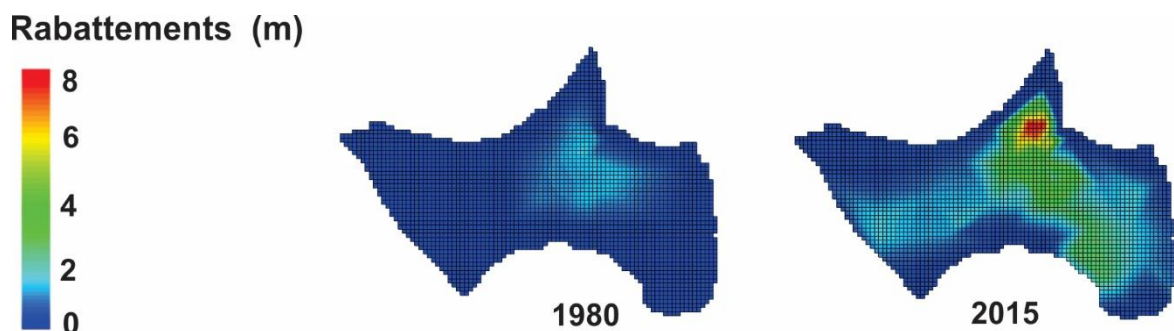


Figure V.21 Rabattements calculés dans la nappe miopliocène en utilisant uniquement les chiffres officiels des prélèvements (état 1980 et 2015).

❖ Réalité

Sans la sollicitation provoquée par le pompage agricole, la stratégie d'exploitation aurait pu produire un rabattement maîtrisable qui ne dépasse pas 15 m dans la nappe oligocène et 8 m dans la nappe miopliocène. Les rabattements réels (i.e. en considérant les prélèvements individuels) dans la nappe oligocène ont atteint un maximum de 40 m par endroit. Ce qui reflète ainsi la différence radicale entre l'attente de la stratégie d'exploitation et les observations actuelles.

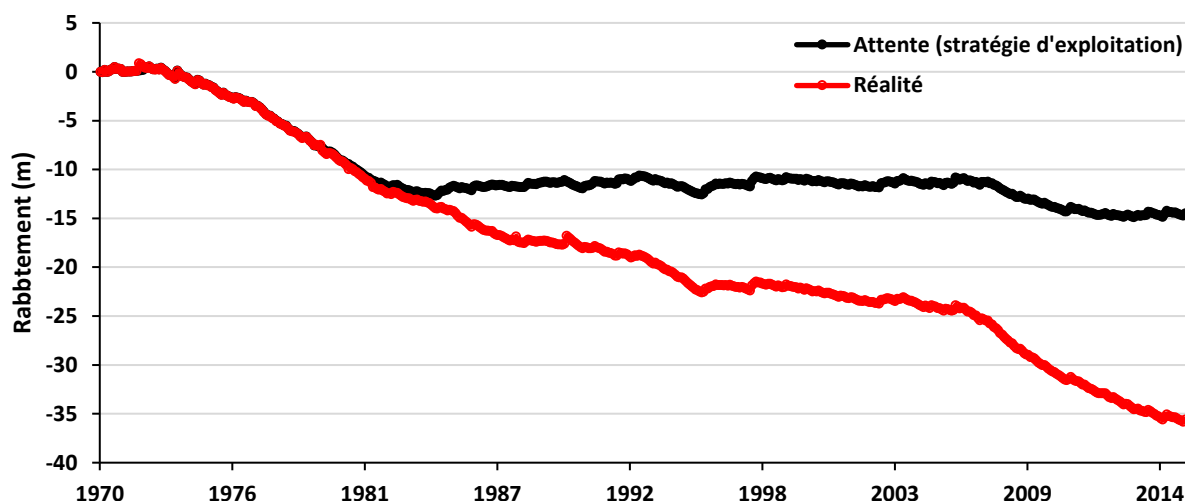


Figure V.22 Rabattement attendu VS rabattement réel au niveau du piézomètre KT5 de la nappe oligocène de Haffouz.

V.11.2. Comportement aux exutoires

Nous avons également étudié le comportement des entités hydrogéologiques à l'exutoire. A ce titre, une attention particulière a été portée à la source de Ktifet El Homrane qui constituait un exutoire important de la nappe oligocène, captée autrefois par un captage de surface (Cf. III.2.1.). Cette source représente également un intérêt important dans notre étude, puisque la stratégie d'exploitation adoptée par l'Etat avait pour but de tarir cette source afin d'éviter les pertes de la nappe oligocène par évaporation. Les débits simulés par le modèle sont cohérents avec les valeurs mesurées en ce qui concerne la tendance de baisse (Figure V.23). Le résultat suggère que l'intensification des pompages a induit comme prévu le tarissement de la source de Ktifet El Homrane en 1976.

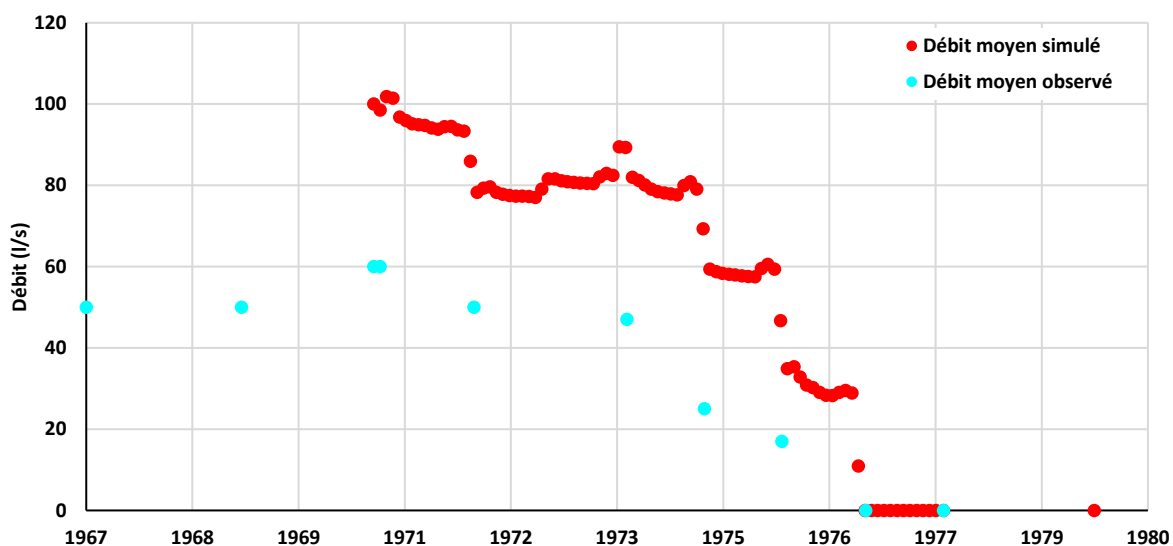


Figure V.23 Débit observé VS débit calculé de la source de Ktifet El Homrane

V.11.3. Evolution de l'écoulement vers l'oued Merguellil

Comme le suggère l'analyse corrélatoire entre les signaux piézométriques de la nappe oligocène de Bouhefna et le débit de base de l'oued menée dans le chapitre II, l'intensification des pompages dans la

nappe de Bouhefna dans le cadre de la stratégie d'exploitation a induit systématiquement la baisse du drainage par l'oued Merguellil.



Figure V.24 Evolution des débits drainés par l'oued Merguellil sur le tronçon Khit El Oued- El Haouareb

Pour le tronçon de l'oued Merguellil considéré dans la modélisation (depuis Khit El Oued jusqu'au barrage El Haouareb), le modèle suggère que le débit drainé par l'oued est passé de 350 l/s en 1970 à 130 l/s en 1985 et 110 l/s en 2015 (Figure V.24). En effet, sur le tronçon de l'oued en relation avec la nappe de Bouhefna, le débit a atteint une valeur nulle en 1976 suite aux pompages intensifs dans la nappe oligocène (Figure V.25). Le résultat suggère alors que l'assèchement de l'oued est le résultat direct de l'application de la stratégie d'exploitation i.e. les chiffres officiels seuls sont capables d'expliquer l'assèchement de l'oued sans la considération des prélèvements individuels.

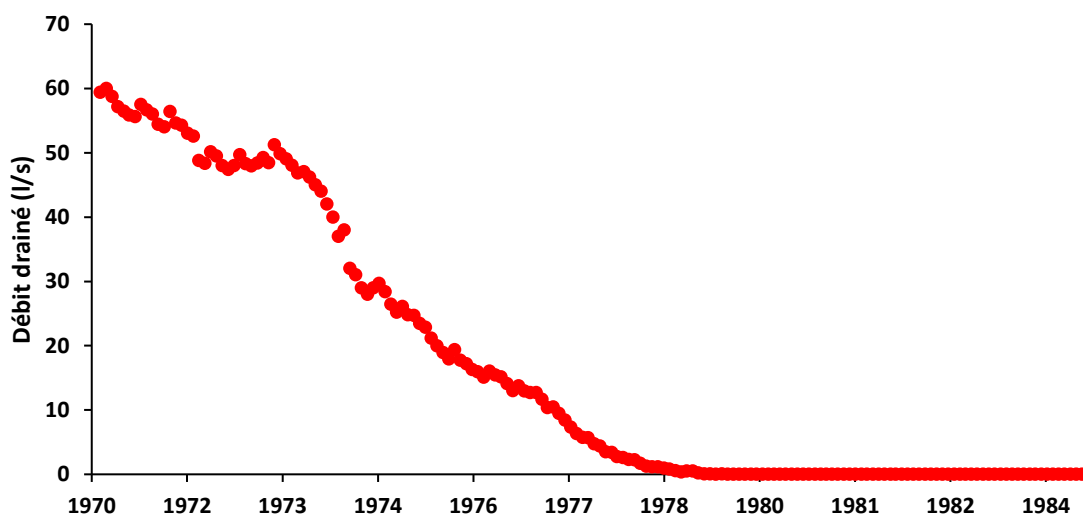


Figure V.25 Evolution des débits drainés par l'oued Merguellil sur le tronçon en relation avec la nappe de Bouhefna

V.11.4. Evolution des échanges entre la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz

Dans le chapitre III, nous avons interprété la baisse observée dans la nappe de Haffouz en absence des pompages intensifs comme un résultat de la baisse de décharge de la nappe oligocène vers la nappe de

Haffouz (i.e. drainance verticale et percolation latérale). Cette baisse est clairement restituée par le modèle. La décharge a passé de 240 l/s en 1970 à un minimum de 120 l/s en 1985 (Figure V.26).

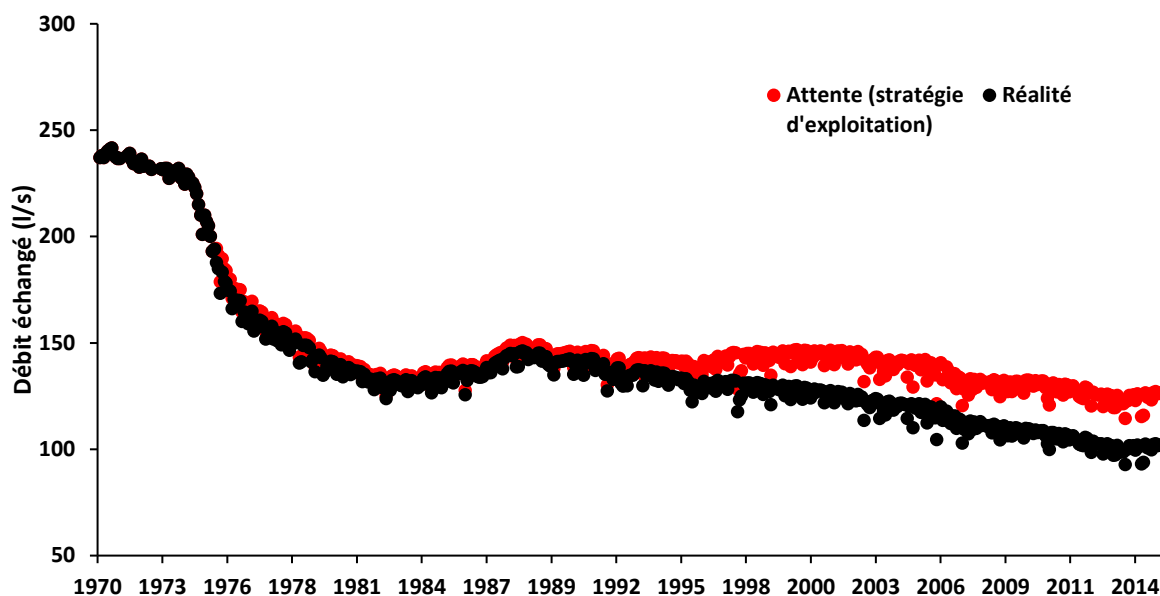


Figure V.26 Evolution attendue et réelle des débits échangés depuis l'Oligocène vers le Miopliocène

Dans le sens inverse, l'intensification des pompages dans la nappe de Bouhefna a induit également l'augmentation de l'écoulement depuis le Miopliocène vers l'Oligocène, mais de manière moins accentuée (Figure V.27).

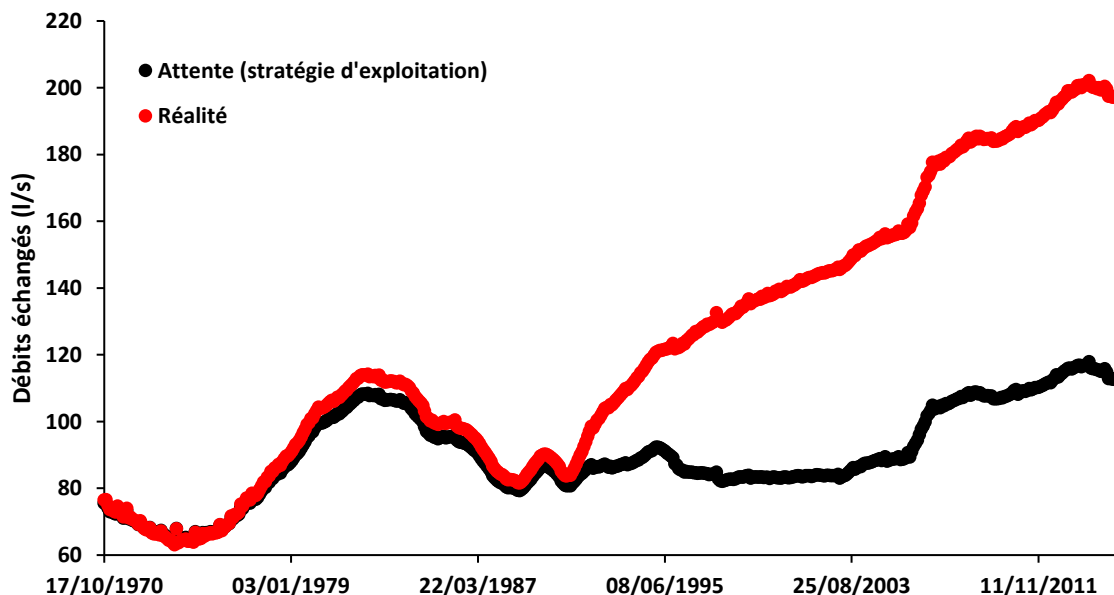


Figure V.27 Evolution attendue et réelle des débits échangés depuis le Miopliocène vers l'Oligocène

La prise en compte des prélèvements individuels dans le modèle induit une légère variation des débits transitant depuis l'Oligocène vers le Miopliocène (+25 l/s en 2015) (Figure V.26), mais une grande augmentation des débits transitant depuis le Miopliocène vers l'Oligocène (+200 l/s en 2015), mettant en évidence un risque de salinité à long terme (Figure V.27) puisque la nappe miopliocène possède une salinité élevée.

V.12. Quantification des crues infiltrées à l'aval du barrage El Haouareb (utilisation du modèle analytique, Cf. Chapitre IV)

Pour compléter le schéma d'évolution autour de l'oued Merguellil, une quantification de la quantité des crues infiltrée dans les alluvions de l'oued a été avancée à l'aide du modèle analytique (Cf. Chapitre IV).

Le modèle analytique (Cf. Chapitre IV) considère un débit positif quand l'aquifère alimente l'oued et un débit négatif dans le cas contraire. Analytiquement, il n'est pas possible de dissocier la recharge induite par l'infiltration des épisodes des crues de celle résultante de la recharge directe. C'est pour cette raison que la recharge n'a pas été prise en considération lors de la quantification d'échange surface-souterrain. Autrement dit, seule l'infiltration des épisodes des crues est considérée ici. Cela n'a aucun effet sur l'estimation des débits échangés puisque cet échange dépend uniquement de la diffusivité de l'aquifère (i.e. la diffusivité a été estimée en considérant le taux de la recharge totale). Le modèle a été appliqué dans le piézomètre MZ06 qui est le plus proche de l'oued et qui représente la gamme de variation de diffusivité la plus faible. Le premier test d'estimation des échanges surface-souterrain a été mené en fixant la diffusivité hydraulique à une valeur moyenne de $60 \text{ m}^2\text{h}^{-1}$ et la porosité efficace à 0.2, ce qui donne une perméabilité de l'aquifère de $3 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$ pour 10 m d'alluvions. Le modèle a été appliqué sur toute la chronique de la fluctuation de niveau de l'oued durant la période entre décembre 2013 et septembre 2015 (Figure V.28).

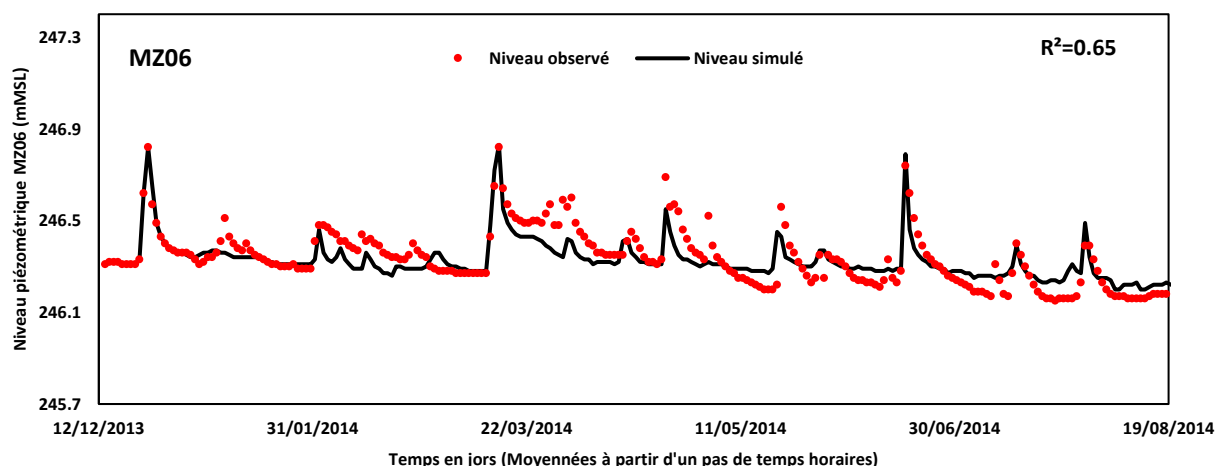


Figure V.28 Niveaux piézométriques modélisés VS niveaux calculés pour le piézomètre MZ06 (12/12/2013-19/08/2014)

Un bon ajustement a été trouvé entre les niveaux d'eau observés dans le piézomètre MZ06 et le niveau modélisé durant la période septembre 2013 - août 2014 avec un coefficient de détermination de 0.65 (Figure V.28). La période longue de simulation explique la valeur sensiblement faible du coefficient de corrélation entre les niveaux observés et les niveaux simulés. Etant donné que l'infiltration induite par la recharge directe n'a pas été prise en considération, les niveaux simulés ont été sous-estimés surtout pour les périodes de récession où la recharge directe intervient beaucoup plus. Toutefois cela n'induit pas des erreurs sur la quantification d'échange nappe-rivière, puisque les paramètres hydrodynamiques de l'aquifère ont été estimés sur plusieurs crues où la composante recharge a été prise en considération.

Le débit d'infiltration calculé par le modèle analytique à 100 m de l'interface oued-nappe (au piézomètre MZ06) reste inférieur à $1 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ pour la plupart des crues enregistrées durant la période entre 12.12.2013 et 12.09.2015. Le débit d'infiltration maximal de $2 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ pour la période 01.10.2014-10.11.2014 et minimal

de $0.08 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ pour la période 01.02.2014-15.03.2015 avec une moyenne de $0.7 \text{ m}^3 \text{ h}^{-1}$ (Tableau V-4 ; Annexe A4).

Tableau V-4 Quantité des flux échangés entre l'oued et la nappe

Période modélisée	Infiltration des crues ($\text{m}^3 \text{ h}^{-1}$)		Déstockage de l'aquifère ($\text{m}^3 \text{ h}^{-1}$)	
	Maximum	Moyenne	Maximum	Moyenne
12.12.2013-22.01.2014	-7E-01	-5E-02	6E-02	1E-02
23.01.2014-04.03.2014	-3E-01	-2E-02	4E-02	1E-02
05.03.2014-15.04.2014	-9E-01	-8E-02	6E-02	2E-02
16.04.2014-27.05.2014	-1E+00	-4E-02	6E-02	1E-02
28.05.2014-07.07.2014	-2E+00	-3E-02	1E-01	2E-02
08.07.2014-18.08.2014	-5E-01	-3E-02	1E-01	4E-02
19.08.2014-29.09.2014	-1E+00	-4E-02	1E-01	3E-02
30.09.2014-10.11.2014	-2E+00	-6E-02	9E-02	2E-02
11.11.2014-22.12.2014	-3E-02	-8E-03	3E-02	1E-02
23.12.2014-01.02.2015	-4E-02	-8E-03	2E-02	1E-02
02.02.2014-14.03.2015	-8E-02	-8E-03	1E-02	6E-02
15.03.2015-25.04.2015	-5E-01	-4E-02	1E-01	2E-02
26.04.2015-06.06.2015	-7E-01	-3E-02	9E-02	3E-02
07.06.2015-17.07.2015	-3E-01	-3E-02	2E-01	4E-02
18.07.2015-28.08.2015	-2E+00	-8E-02	3E-01	4E-02
29.08.2015-12.09.2015	-6E-01	-9E-02	5E-02	2E-02
Moyenne	-8E-01	-4E-02	9E-02	2E-02

Lors de la décrue, une inversion du gradient se produit et la nappe commence à alimenter l'oued. La nappe joue le rôle du stockage temporaire des eaux de l'oued lors de la remontée du niveau de l'eau, pendant la période de récession une partie de ce stock prend son chemin vers l'oued (e.g. Période 23/01/2014-04/03/2014, Figure V.29). Ce déstockage de la nappe reste beaucoup plus faible par rapport à la partie infiltrée avec une moyenne de l'ordre de $0.024 \text{ m}^3/\text{h}$ durant la période entre 12.12.2013 et 12.09.2015, mais qui peut durer dans certains cas une durée plus longue que le temps d'infiltration. Le phénomène de déstockage peut atteindre quelques jours voire quelques semaines selon l'amplitude de la crue et les conditions initiales de l'aquifère (Tableau V-4 ; Annexe A4).

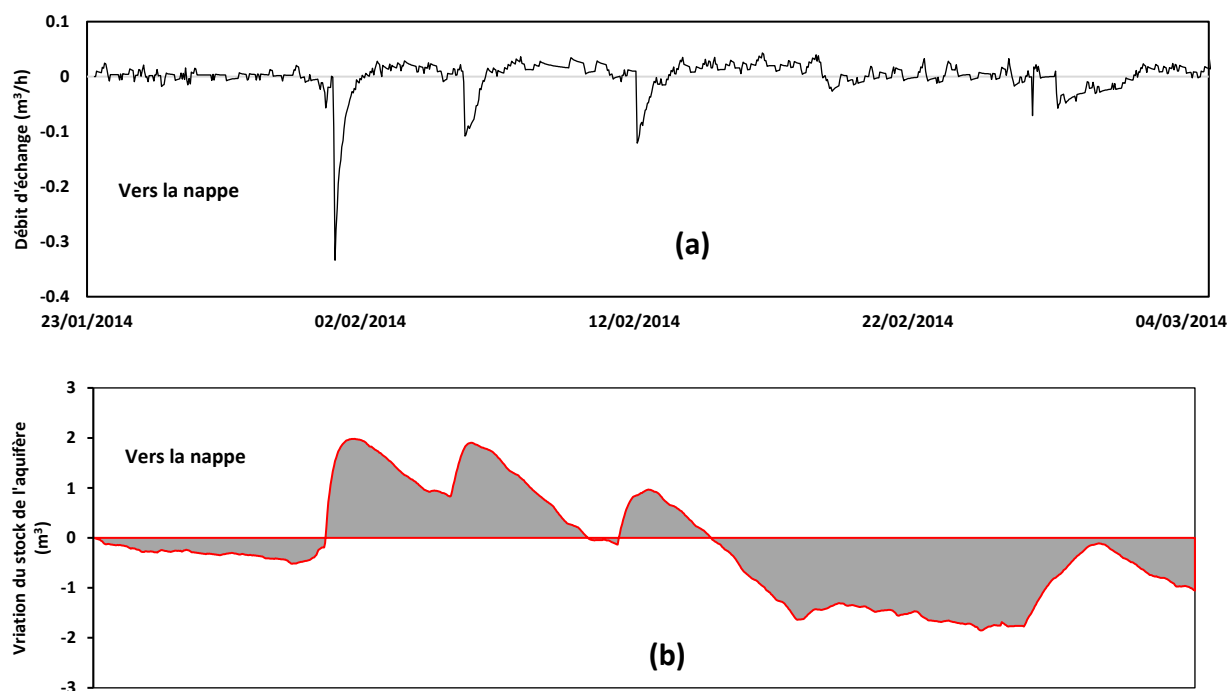


Figure V.29 Echange nappe-oued (a) débit échangé et (b) variation du stock de l'aquifère

Il revient à signaler ici que le temps de remonté, la forme de l'hydrogramme de crue et le niveau d'eau maximale sont autant des facteurs capables d'influencer la quantité d'eau échangée au niveau de l'interface surface-souterrain. Dans le bassin de l'oued Merguellil, le temps de remontée peut durer quelques heures voire quelques jours selon l'intensité de pluie. La forme des crues est également très variable, tous les types de crues peuvent être observés, allant de simple crue avec un seul pic, passant par des crues de plusieurs pics et finissant avec des crues des formes très complexes. Le résultat d'échange entre l'interface oued-nappe est illustré ici de façon unitaire par mètre de cours d'eau. Pour aller plus loin et en considérant l'année 2013-2014 comme représentative en termes de nombre de crue et de volume de ruissellement, il est possible d'avancer une estimation plus grossière à l'échelle annuelle de l'échange surface-souterrain dans le bassin de l'oued Merguellil. Le résultat montre qu'en moyenne 1700 m³/an/m s'infiltre dans la région de Haffouz, soit à peu près 17 hm³/an pour le tronçon de l'oued entre la station de Haffouz et barrage El Haouareb, soit 85% de l'apport annuel au barrage El Haouareb. Cette estimation peut expliquer également la différence entre l'apport à la station de Sidi Boujdaria qui est de l'ordre de 36 hm³/an et au barrage El Haouareb de 20 hm³/an, soit un écart (16 hm³/an) comparable aux flux de surface qui s'infiltre entre la station de Haffouz et EL Haouareb avancés dans cette thèse (17 hm³/an).

V.13. Conclusion

Le modèle hydrodynamique entrepris dans ce chapitre a permis de répondre aux questionnements hydrodynamiques qui ont été soulevés dans le chapitre III concernant l'impact de la baisse piézométrique sur l'inversion oued-nappe et l'évolution de transfert entre la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz. Le modèle suggère que la baisse piézométrique enregistrée dans la nappe oligocène de Bouhefna suite à l'intensification de pompage a induit le bouleversement des processus hydrologiques autour de l'oued Merguellil. Ce bouleversement s'est traduit par :

(1) La diminution des flux échangés depuis l'oligocène de Bouhefna vers le miopliocène de Bouhefna par drainance ascendante qui sont passés de 250 l/s en 1970 à 90 l/s en 2015. Cet amoindrissement de drainance verticale a induit systématiquement l'assèchement de l'oued Merguellil et l'inversion du gradient oued nappe. C'est ainsi que la source de Ktifet El Homrane (le trop-plein de la nappe) et le débit drainé par l'oued Merguellil ont atteint un débit nul en 1976.

(2) L'augmentation des flux transitant par percolation horizontale depuis le miopliocène de Haffouz vers l'oligocène de Bouhefna qui ont évolué de 80 l/s en 1970 à 200 l/s en 2015. Cela expose la nappe de Bouhefna qui est d'une très bonne qualité d'eau ($RS < 0.5$ g/l) à un risque de salinité à long terme.

Le modèle hydrodynamique suggère que ces changements peuvent être catégorisés en deux types, des changements prévus et d'autres changements insidieux.

Les changements prévus : Comme prévu, sur la période 1970-1980, l'abaissement des niveaux piézométriques s'est traduit par la disparition de l'étiage de l'oued Merguellil. Ce bouleversement est le résultat direct de l'intensification de pompage pour l'AEP des régions côtières (i.e. étant donné que sur la période 1970-1980, le pompage agricole est minime et ne concerne que les nappes superficielles). Même si ce transfert des eaux de Bouhefna vers les régions côtières est largement contesté par les populations, jamais il n'est mis en avant, ni dans les travaux antérieurs ni par la population, comme facteur explicatif des évolutions hydrologiques vécues localement. Les travaux de cette thèse permettent pourtant de montrer à quel point ce transfert d'eau a influencé le régime hydrologique du bassin du Merguellil.

Les changements insidieux : Le schéma de gestion proposé par Besbes (1967) a été basé exclusivement sur des considérations hydrodynamiques. La non-considération de l'évolution de la société a créé pourtant un écart radical entre les buts escomptés et la réalité actuelle. La disparition de l'étiage de l'oued Merguellil a incité les agriculteurs à chercher d'autres sources en changeant les modes d'accès et opter ainsi pour les forages profonds. Cela s'est traduit par une baisse substantielle de la piézométrie (même après la réduction des pompages AEP depuis 1985) et une baisse du gradient entre la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz. En effet, le présent modèle suggère que les volumes individuels pompés sont aux moins égaux aux volumes destinés à l'AEP sur la période entre 1985-2015.

Il revient toutefois à signaler que la qualité globale du modèle est limitée par le nombre réduit et la faible représentativité des données disponibles. Dans son état actuel, il ne peut pas être utilisé pour tester des scénarios de gestion future. Il a servi uniquement à tester des hypothèses hydrodynamiques dans la région d'étude de cette thèse (i.e. autour de l'oued Merguellil et la limite entre la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz). La plupart des données disponibles (suivi piézométrique, pompages d'essai) sont concentrées dans cette zone, ce qui nous amène à considérer que le modèle est acceptable pour cette zone.

L'application du modèle analytique sur l'ensemble de la chronique piézométrique durant l'année 2013-2014 montre qu'en moyenne $1700 \text{ m}^3/\text{an}/\text{m}$ s'infiltre dans la région de Haffouz, soit à peu près $17 \text{ hm}^3/\text{an}$ pour le tronçon de l'oued entre la station de Haffouz et barrage El Haouareb, soit 85 % de l'apport annuel au barrage El Haouareb. Cette estimation est également en cohérence avec l'écart entre l'apport annuel moyen à la station de Sidi Boujdaria ($36 \text{ hm}^3/\text{an}$) et celui au barrage El Haouareb (20 hm^3) qui est de l'ordre de $16 \text{ hm}^3/\text{an}$.

Chapitre VI Conclusion générale

Les zones semi-arides et particulièrement les Méditerranéennes sont caractérisées par une fragilité extrême des ressources en eaux. Sous l'influence des changements globaux et particulièrement les actions humaines, les flux et les stocks d'eau sont profondément et rapidement modifiés. Ces changements sont nombreux, interviennent à des échelles temporelles et spatiales très différentes. Cette thèse étudie un exemple de ces modifications qui concerne l'évolution des processus hydrologiques autour de l'oued Merguellil.

VI.1. Evolution spatiale et temporelle de l'organisation de l'écoulement de l'oued Merguellil

Les interrogations suscitées par les discours des agriculteurs sur l'abondance de l'eau autour de l'oued dans les années passées nous ont amenés systématiquement à étudier l'évolution de l'étiage de l'oued Merguellil. Nous avons tout d'abord analysé les données des stations hydrométriques pour comprendre les modalités de l'écoulement de l'oued Merguellil. Le résultat montre que depuis 1976 ces stations ont enregistré un débit nul ce qui n'a jamais été vu auparavant. De même l'analyse de l'évolution de débit de base de l'oued a montré un déclin sur la même période. A ce stade nous avons étudié l'organisation spatiale de l'étiage à travers des jaugeages différentiels. Ces derniers ont permis de segmenter l'oued en 4 tronçons dont chacun dépend des modes de soutien des nappes souterraines. La partie de l'oued qui est actuellement intermittente était autrefois la plus productive alimentée par plusieurs sources provenant des nappes souterraines. Afin de comprendre l'origine de ces sources, nous avons approfondi nos recherches sur les documents d'archives. C'est à ce stade de la recherche que l'importance des captages de Bouhefna s'est imposée. D'une part, les archives recelaient de nombreux documents concernant un captage situé dans le lit de l'oued Merguellil et destiné à alimenter en eau potable la ville de Sousse depuis la fin du XIX^{ème} siècle. D'autre part, nous avons fini par comprendre que les vestiges massifs d'installations hydrauliques observés dans le lit de l'oued étaient les restes de ces « fameux » captages de Bouhefna. Ce captage a été installé au niveau de deux importantes sources de Bouhefna et Ktifet El Homrane alimentent l'écoulement de base de l'oued. Ces sources ont été considérées par les différents ingénieurs protagonistes comme les exutoires de la nappe oligocène de Bouhefna en charge. D'autres informations sur les droits de l'eau dans l'oued Merguellil ont confirmé que l'oued avait un écoulement pérenne sur tout son cours. L'organisation spatiale de l'étiage a été également étudiée via une campagne géochimique menée en 1950. La comparaison entre les eaux des sources et les eaux souterraines suggère leur appartenance aux nappes profondes de Haffouz et Bouhefna. La comparaison entre la campagne de 1950 et 1960 a montré la forte ressemblance géochimique entre la nappe oligocène, la nappe miopliocene et la nappe alluviale de l'oued Merguellil, mettant en évidence une drainance verticale. L'évolution des stocks et des flux de la nappe de Bouhefna s'est avérée être l'une des pièces maîtresses de l'histoire de l'évolution des processus hydrologiques autour de l'oued Merguellil.

VI.2. La nappe de Bouhefna du « trop-plein » vers « la surexploitation »

L'analyse croisée des informations recueillies (archives, inventaires, entretiens) a permis de réaliser une reconstitution de la chronologie de l'exploitation de cette nappe. Trois grandes phases se dessinent à travers cette exploitation. (1) Les prémices de l'exploitation de la nappe de Bouhefna consistent à la phase de

déploiement horizontal du dispositif hydraulique à partir du drainage du trop-plein de la nappe qui alimentait l'oued Merguellil pour délivrer un débit constant de 100 L/s vers la région côtière. (2) La seconde phase de l'exploitation de la nappe de Bouhefna a commencé en 1920 qui a fait l'objet des puits filtrants captant les sources de Ktifet El Homrane, des sources de trop-plein de la nappe de Bouhefna. (3) Depuis la fin des années 50, la Tunisie est entrée dans une nouvelle phase de captage avec l'arrivée des forages profonds. Depuis cette date, les débits pompés ont commencé à augmenter rapidement pour atteindre un maximum de 19 hm³ en 1980, en parallèle une baisse piézométrique rapide est observée. Également l'assèchement de l'oued et le tarissement des sources de trop plein se sont produits sur la même période.

VI.3. La stratégie d'exploitation de la nappe de Bouhefna

Tentés par nos curiosités scientifiques et étonnés par l'intensification brusque des pompages dans la nappe de Bouhefna depuis 1973, nous avons orienté notre investigation vers des éventuelles stratégies d'exploitation adoptées par l'état. C'est affectivement à ce stade que nous avons compris que la surexploitation de la nappe de Bouhefna était en réalité volontaire dans le cadre d'un programme appelé « la surexploitation contrôlée » (Besbes, 1967). Le principe de ce programme a fait l'objet d'un schéma hydrodynamique proposé par Besbes (1967). Il consiste à surexploiter la nappe sur une période de 5 ans afin de rabattre le niveau de la nappe pour éviter les « pertes » par évaporation et après revenir à un pompage permanent égal au débit de renouvellement de la nappe (9 hm³/an). Les chiffres officiels sur les pompages montrent que cette stratégie a été moyennement respectée sur la période 1970-2003. Depuis 2003 les chiffres montrent une reprise de pompage, il semble dès lors que l'administration ait perdu le contrôle du programme d'exploitation. Les niveaux piézométriques sont toutefois en désaccord avec les chiffres officiels, le niveau de la nappe est en baisse continue depuis 1970, ce désaccord est en réalité attendu puisque nos investigations du terrain suggèrent que les chiffres officiels sur le pompage ne représentent qu'une partie minime des volumes réellement pompés puisque le pompage agricole n'est pas recensé.

VI.4. Un tournant dans l'histoire de l'eau autour de l'oued

L'exploitation intensive de la nappe de Bouhefna sur la période 1973-1980 a induit des changements radicaux des processus hydrologiques autour de l'oued. Comme prévu, l'abaissement des niveaux piézométriques se traduit par un tarissement des sources illustrant l'inversion des relations oued-nappe. Dans le passé, la nappe profonde en charge soutenait l'écoulement de base de l'oued. A l'heure actuelle, l'oued Merguellil est intermittent sur la majeure partie de son cours ; sa partie pérenne qui atteignait El Haouareb jusque dans les années 1970 se termine aujourd'hui en amont de Khit el Oued. L'intensification de l'exploitation de la nappe semble jouer un rôle majeur dans l'évolution des débits de l'oued. On assiste en effet à un effondrement des débits de base de l'oued Merguellil à partir des années 1970 et, en 1976, l'oued devient durablement intermittent conséquence du cumul des déséquilibres antérieurs. La modélisation hydrodynamique établie dans cette thèse suggère que le flux souterrain qui transitait vers l'oued par drainance verticale avant l'inversion du gradient hydraulique est de l'ordre de 9 hm³. Désormais c'est les crues de l'oued qui alimentent la nappe alluviale et les nappes superficielles. L'analyse des données piézométriques, géochimiques et isotopiques effectuées dans cette thèse a montré que les crues de l'oued se propagent dans les alluvions sur un rayon très réduit ne dépassant pas 500 m avec une vitesse moyenne de 3 à 17 m h⁻¹. La modélisation de la propagation des crues suggère que la diffusivité des alluvions est

comprise entre 30 et 90 m² h⁻¹ pour les meilleures crues modélisées. Le flux moyen infiltré lors de la propagation des crues est estimé à 17 hm³ dans la section de l'oued entre la station de Haffouz et barrage El Haouareb pour l'année 2013-2014, soit 80% de l'apport annuel à la station de Haffouz.

VI.5. Une rétroaction de la société face aux changements hydrologiques

La stratégie de l'exploitation de la nappe de Bouhefna a été programmée avec des considérations purement hydrodynamiques afin de fournir les débits attendus aux régions côtières. D'ailleurs, l'idée d'assécher l'oued ne semble poser aucun problème aux intervenants de l'époque ; cet assèchement est vu comme un simple déplacement de ressource pour limiter des « pertes ». Or, autour de l'oued, il y a aussi des habitants pour lesquels l'oued représente un moyen de subsistance. Ainsi, la disparition du débit d'étiage a contraint les riverains à abandonner les canaux d'irrigation et à opter pour l'installation de pompes dans les alluvions de l'oued ou de puits sur les berges à partir des années 1980. Encouragées par des programmes de subventions pour le développement rural, ces évolutions se sont traduites par un approfondissement des puits de surface et la multiplication des forages profonds.

VI.6. Un changement hydrologique insidieux autour de l'oued

La rétroaction de la société face au changement de régime d'écoulement de l'oued a contribué à perturber davantage l'équilibre hydrologique autour de l'oued Merguellil. Cette adaptation des usages s'est traduite par une baisse substantielle de la piézométrie induisant une inversion du gradient entre la nappe oligocène et la nappe de Haffouz imposant un risque de salinité à long terme. La modélisation hydrodynamique suggère que les flux moyens échangés par drainance verticale sont passés de 8 hm³ en 1970 à 2 hm³ en 2015. Dans le sens inverse, les flux transitant depuis la nappe de Haffouz vers la nappe de Bouhefna sont évolués de 1 hm³ en 1970 à 6 hm³ en 2015.

VI.7. Une responsabilité partagée :

En absence d'autres facteurs explicatifs possibles sur la non-stabilisation de niveau de la nappe de Bouhefna suite à la diminution des pompages, l'impact de l'évolution des pratiques hydro-agricoles sur l'évolution de la nappe de Bouhefna semble aller de soi et pourtant cela ne ressort pas dans les travaux antérieurs. Les chiffres officiels sur les pompages- dont ils ne représentent qu'un pourcentage faible de la quantité réelle pompée- ont été considéré dans les investigations antérieures ([Gribaa, 1997](#) ; [Kingumbi, 2006](#)) comme représentatifs, ce qui leur a amené systématiquement à formuler des hypothèses erronées. L'évolution des pratiques hydro-agricoles depuis les années 1980-1990, et en particulier la multiplication des puits et des forages privés – en majorité illicites - a aussi une part de responsabilité dans ces dynamiques hydrogéologiques. Néanmoins, les nappes environnantes ou autre entité hydrogéologique pourraient avoir également un rôle possible dans l'explication de cette baisse. A partir de là, nous avons essayé de modéliser tous ces phénomènes afin de tester les cohérences hydrodynamiques (dont les simples analyses des données se sont avérées incapables de confirmer le fonctionnement hydrodynamique) et pour s'interroger sur la part de l'évolution des exhaures hydro-agricoles dans l'explication des changements hydrologiques observés. Le modèle suggère que la part cumulée des prélèvements hydro-agricoles dans la nappe de Bouhefna est en effet au moins comparable à celle des prélèvements de la SONEDE depuis 1985 expliquant ainsi la baisse substantielle de la piézométrie observée dans la nappe de Bouhefna. Le tarissement des

sources de trop plein et l'assèchement de l'oued sont toutefois le résultat de l'intensification des pompages de la SONEDE.

VI.8. Une nécessité d'intégrer la dimension sociale dans les recherches hydrologiques

Le schéma d'exploitation de la nappe de Bouhefna avait pour but de satisfaire toutes les parties prenantes (industrie, AEP et agriculture) en livrant un débit constant vers les régions côtières et en maintenant en même temps le niveau piézométrique à un niveau économique accessible par les agriculteurs. Mais ce schéma n'a pas pris en considération l'évolution du comportement de la société au cours de temps ce qui induit un écart radical entre les buts escomptés et l'état actuel du système. C'est justement l'orientation de la Socio-Hydrologie qui considère l'homme comme une partie intégrante du système i.e. une bonne gestion ne repose plus désormais sur une bonne prédiction de l'évolution de l'eau, mais de la trajectoire de coévolutions des systèmes Homme-sociétés. Le défi est alors de prévoir les changements qui pourraient intervenir dans les années prochaines. L'intérêt accordé par les administrations régionales et nationales tunisiennes aux approches participatives pourrait être un début de progression dans cette voie. Cela pourrait éventuellement minimiser les écarts de point de vue entre administration, agriculteurs et scientifiques.

Références bibliographiques

Abbes C. 1983. Etude structurale du J. Touila. Extrémité septentrionale du chaînon N-S Sidi Kralif-Nara-El Haouareb. Thèse de doctorat. Faculté de Science Tunis, Tunisie, 121 p.

Abbes C. 2004. Structurations et évolutions tectono-sédimentaires mésozoïques et cénozoïques, associées aux accidents reghmatiques, à la jonction des marges téthysienne et nord-africaine (Chaîne Nord-Sud – Tunisie centrale). Thèse de doctorat. Es Sciences. Université Tunis-El Manar, Tunisie, 437p.

Abouabdillah A, White M, Arnold J, De Giralmo A.M, Oueslati O, Maaraoui A, Lo Porto A. 2014. valuation of soil and water conservation measures in a semi-arid river basin in Tunisia using SWAT. *Soil and Use Management* 30(4): 539-549.

Alazard M. 2013. Etude des relations surface – souterrain du système aquifère d’El Haouareb (Tunisie Centrale) sous contraintes climatiques et anthropiques. Thèse de doctorat. Université Montpellier, France, 378 p.

Ameur F, Amichi H, Kuper M, Hammani A. 2017. Specifying the differentiated contribution of farmers to groundwater depletion in two irrigated areas in North Africa. *Hydrogeology Journal* 25(6): 1579-1591.

Avalos JE. 2004. Modélisation hydrologique globale conceptuelle appliquée aux petits bassins versants en zone semi-aride du nord-Mexique. *Revue des sciences de l’eau* 2 : 195–212.

Bacha M. 1970. Etude préliminaire des sites sur le cours de l’oued Merguellil, 1 ère partie. Rapport technique. Division des grands travaux. Tunis, Tunisie, 48p.

Baratelli F, Flipo N, Moatar F. 2016. Estimation of stream-aquifer exchanges at regional scale using a distributed model: Sensitivity to in-stream water level fluctuations, riverbed elevation and roughness. *Journal of Hydrology* 542: 490-500.

Barlow PM, De Simone LA, Moench AF. 2000. Aquifer response to stream-stage and recharge variations II. Convolution method and applications. *Journal of Hydrology* 230 (3-4): 211–229.

Barlow PM, Moench AF. 1998. Analytical solutions and computer programs for hydraulic interaction of stream-aquifer systems. U.S. Geological Survey Open-File Report 98-415A, USA, 85 p.

Baudron P, Barbecot F, Aróstegui JLG, Leduc C, Travi Y, Martinez-Vicente D. 2014. Impacts of human activities on recharge in a multilayered semiarid aquifer (Campo de Cartagena, SE Spain). *Hydrological Processes* 28: 2223-2236.

Battle-Aguilar J. 2008. Groundwater flow and contaminant transport in an alluvial aquifer: in-situ investigation and modelling of a brownfield with strong groundwater-surface water interaction. Thèse de doctorat. University of Liège, Belgique, 198p.

Belhassan K, Hessane MA, Essahlaoui A. 2010. Interactions eaux de surface-eaux souterraines : bassin versant de l’Oued Mikkes (Maroc). *Hydrological Sciences Journal* 55(8) : 1371-1384.

Ben Ammar S. 2007. Contribution à l’étude hydrogéologique, géochimiques et isotopique des aquifères d’Ain El Beidha et du bassin du Merguellil (plaine de Kairouan) : implications pour l’étude de la relation barrage – nappe. Thèse de doctorat. Université de Sfax, Tunisie, 202 p.

Ben Ammar S, Zouari K, Leduc C, M’Barek J. 2006. Caractérisation isotopique de la relation barrage-nappe dans le bassin du Merguellil (Plaine de Kairouan, Tunisie centrale). *Hydrological Sciences Journal* 51(2): 272-284.

Ben Boubaker H, Benzarti Z, Hénia L. 2003. Les ressources en eau de la Tunisie : contraintes du climat et pression anthropique. Eau et environnement. Tunisie et milieux méditerranéens. ENS Lyon éditions, Collection Sociétés, Espaces temps, France, 208 p.

Ben Mammou A, Louati MH. 2007. Évolution temporelle de l’envasement des retenues de barrages de Tunisie. *Revue des Sciences de l’Eau* 20(2) : 201-210.

- Ben Mansour H. 2006. Evolution des aménagements de conservation des eaux et des sols dans le bassin amont du Merguellil, Tunisie centrale. Direction générale des ressources en eau, Tunisie, 83 p.
- Ben Salem H, Zaibet L, Bachta MS. 2005. Performance de la gouvernance de l'eau d'irrigation par les groupements d'intérêt collectif, en périmètre public irrigué, Cirad, France, 18 p.
- Benito G, Lang M, Barriendos M, Llasat MC, Francés F, Ouarda T, Thorndycraft V, Enzel Y, Bardossy A, Cœur D, Bobée B. 2004. Use of Systematic, Palaeoflood and Historical Data for the Improvement of Flood Risk Estimation. Review of Scientific Methods. *Natural Hazards* 31(3) : 623-643.
- Ben-Zvi A. 2014. Discussion of the Opinion Paper "Hydrology and change" by Demetris Koutsoyiannis. *Hydrological Sciences Journal* 59(8): 2150-2435.
- Besbes M, Chahed J, Hamdane A. 2014. Sécurité hydrique de la Tunisie : gérer l'eau en condition de pénurie [Water security in Tunisia : Managing water in shortage condition]. L'Harmattan, Paris, France, 358 p.
- Besbes M. 1967. *Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe de Haffouz*. Thèse de doctorat. Université de Paris IV. Paris, France, 302p.
- Besbes M. 2006. Recharge des aquifères par les crues d'oueds. *Frontiers in Flood Research/Le point de la recherche sur les crues. IAHS Publication* 305: 43-72.
- Bolster CH, Genereux DP, and Saiers JE. 2001. Determination of specific yield for the Biscayne aquifer with a canal-drawdown test. *Groundwater* 39 (5): 768-777.
- Borsuk M, Clemen R, Maguire L, Reckhow K. 2001. Stakeholder Values and Scientific Modeling in the Neuse River Watershed. *Group Decision and Negotiation* 10(4): 355-373.
- Bouma JA, Biggs TW, Bouwer LM. 2011. The downstream externalities of harvesting rainwater in semi-arid watersheds: An Indian case study. *Agricultural Water Management* 98 (7): 1162-1170
- Bouzaiane S, Lafforgue A. 1986. Monographie hydrologique des oueds Zeroud et Merguellil. DGRE, ORSTOM : Tunis, Tunisie, 1058 p.
- Braume E, Yongxin Xu. 2010. The Role of Ground Water in Sub-Saharan Africa. *Groundwater* 48(2): 229-239.
- Brigode P, Oudin L, Perrin C. 2013. Hydrological model parameter instability: A source of additional uncertainty in estimating the hydrological impacts of climate change. *Hydrology Journal* 476: 410-425.
- Budds J. 2009. Contested H2O: Science, Policy and Politics in Water Resources Management in Chile. *Geoforum* 40(3): 418-430.
- Buishand TA. 1982. Some Methods for Testing the Homogeneity of Rainfall Records. *Journal of Hydrology*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Netherlands, 58: 11-27
- Burte J. 2008. Les petits aquifères alluviaux dans les zones cristallines semi-arides : fonctionnement et stratégies de gestion de l'eau. Thèse de doctorat. Université de Montpellier 2, France and Universidade Federal do Ceara, Brazil, 202p.
- Canesse AA. 2010. Gestion des ressources naturelles et système institutionnel de gouvernance en Tunisie. *Maghreb-Machrek* 202: 49-64.
- Cardenas MB, Cook PLM, Traykovski P. 2008. Constraining denitrification in permeable wave-influenced marine sediment using linked hydrodynamic and biogeochemical modeling. *Earth and Planetary Science Letters* 275(1-2): 127-137.
- Castany G, Margat J. 1965. Essai de définition, *International Association of Scientific Hydrology*. 10:(1) 74-81.
- Castany G. 1952. Carte géologique de la Tunisie échelle 1/50.000, feuille N° 63, notice explicative. Dir. Trav. Pub. Tunis, Tunisie.

Celle-Jeanton H, Zouari K, Travi Y, Daoud A. 2001. Caractérisation isotopique des pluies en Tunisie. Essai de typologie dans la région de Sfax. *Compte Rendu Académie des Sciences*, Paris, France, série Iia 333 : 625-631.

Ceola S, Arheimer B, Baratti E, Blöschl G, Capell R, Castellarin A, Freer J, Han D, Hrachowitz M, Hundecha Y, Hutton C, Lindström G, Montanari A, Nijzink R, Parajka J, Toth E, Viglione A, Wagener T. 2015. Virtual laboratories: new opportunities for collaborative water science. *Hydrology and Earth Systems Sciences* 19 (4): 2101-2117.

Chapman TG. 1991. Comment on "Evaluation of automated techniques for base flow and recession. *Water Resources Research* 27(7) : 1783-1784.

Chedly B. 1992. Note sur l'évolution de la nappe de Kairouan après la fermeture du barrage d'el Haouareb. Rapport interne. DGRE, Tunis, Tunisie.

Chinese Hydrology Annals, 1997. Bureau of Hydrology, Ministry of Water Resources, China. Beijing. China *Water and Power Press*.

Christin F. 2005. Etude de la modélisation hydrodynamique de surface et hydraulique souterraine et de leur couplage dans un but d'aider à la gestion des hydrosystèmes aménagés. Thèse de doctorat. Cemagref, Montpellier, France, 198p.

Coiffait PE. 1974. Etude géologique de l'Atlas tunisien à l'ouest de Kairouan (Tunisie centrale). Thèse Doc. 3ème cycle, Université de Paris VI, France, 131 p.

Conan C, de Marsily G, Bouraoui F, Bidoglio G. 2003. A long-term hydrological modelling of the upper Guadiana river basin (Spain). *Physics and Chemistry of the Earth* 28(4-5): 193-200.

Conrad J, Nel J, Wentzel J. 2004. The challenges and implications of assessing groundwater recharge: a case study - northern Sandveld, Western Cape, South Africa. *Water SA* 30:75-81.

Cooper HH, Rorabaugh MI. 1963. Groundwater movement and bank storage due to flood stages in surface streams. US Geological Survey, *Water Supply Paper* 1536.

Coron L, Andréassian V, Perrin C, Bourqui M, Hendrickx F. 2014 On the lack of robustness of hydrologic models regarding water balance simulation: a diagnostic approach applied to three models of increasing complexity on 20 mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences* 18: 727

Crutzen PJ. 2002. The effects of industrial and agricultural practices on atmospheric chemistry and climate during the Anthropocene. *Journal of Environmental Science and Health A37* (4): 423-424.

Cudennec C, Beji R, Le Goulven P, Bachta MS. 2003. Analyse des interactions entre ressources en eau et usages agricoles dans le bassin versant de l'oued Merguellil, Tunisie Centrale. Séminaire PCSI "Gestion intégrée de l'eau au sein d'un bassin versant", session Présentation détaillée d'un terrain du Sud, la gestion du bassin du Merguellil (Tunisie), 2 décembre 2003, Montpellier, France.

Cudennec C, Leduc C, Koutsoyiannis D. 2007. Dryland hydrology in Mediterranean regions - a review. *Hydrological Sciences Journal* 52(6): 1077-1087.

Custodio E. 2002. Aquifer overexploitation: what does it mean? *Hydrogeology Journal* 10(2): 254-277.

Dassi L, Zouari K, Seiler KP, Faye S, Kamel S. 2005. Flow exchange between the deep and shallow groundwaters in the Sbeïtla synclinal basin (Tunisia): an isotopic approach. *Environmental Geology*. 47 : 501-511.

de Vries J, Simmers I. 2002. Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal* 10 (1): 5-17.

Degallier R. (1952). Étude hydrogéologique de la région de Pichon. Tunis, BIRH, Service Géologique, côte 5062030.

- Desimone LA, BARLOW PM. 1998. Use of computer programs STLK1 and STWT1 for analysis of stream-aquifer hydraulic interaction. US Geological Survey, WaterResources Investigations Report 98-4212, 61p.
- Delbart C. 2013. Variabilité spatio-temporelle du fonctionnement d'un aquifère karstique du Dogger : suivis hydrodynamiques et géochimiques multifréquences ; traitement du signal des réponses physiques et géochimiques. Thèse de doctorat. Université Paris-Sud, France. 232p.
- Di Baldassarre G, Viglione A, Carr G, Kuil L, Salinas JL, Blöschl G. 2013. Socio-hydrology: conceptualising human-flood interaction. *Hydrology and Earth Systems Sciences* 17: 3295–3303.
- Dieng B, Ledoux E, De Marsily G. 1990. Palaeohydrogeology of the Senegal sedimentary basin: a tentative explanation of the piezometric depressions. *Journal of Hydrology* 118: 357-371.
- Dong L, Shimada J, Fu C, Kagabu M. 2013. Comparison of Analytical Solutions to Evaluate Aquifer Response to Arbitrary Stream Stage. *Journal of Hydrologic Engineering* 19 (1): 133-139
- Dridi B. 2000. Impact des aménagements sur la disponibilité des eaux de surface dans le bassin versant du Merguellil (Tunisie centrale). Thèse de doctorat. UFR de Géographie, Centre d'études et de recherche eco-géographiques - CEREG UMR 7007, CNRS/ULP/ENGESS. Université Louis Pasteur. 194 p.
- Duval E. 1971. Essai pour reconstituer un historique des crues du Merguellil de l'an 861 à 1971. Rapport Tech. Division des Ressources en Eau. Tunis. 85 p.
- Duval E. 1976. Les débits différents du Merguellil d'An Boukhriss jusqu'au-delà du seuil d'El Haouareb. Rapport technique. DGRE. Tunis
- EASAC. 2010. Groundwater in the Southern Member States of the European Union. EASAC policy report 12. ISBN: 978-3-8047-2827-1.
- Edmunds WM, Guendouz A.H, Mamou A, Moula A, Shand P, Zouari K. 2003. Groundwater evolution in the continental intercalaire aquifer of Southern Algeria and Tunisia: trace element and isotope indicators. *Applied Geochemistry* 18 : 805–822.
- El Ghali A. 1993. Néotectonique et évolution tectono-sédimentaire associées aux jeux de la faille de Sbiba-Kairouan du Crétacé supérieur à l'actuel (Tunisie centrale). Thèse de doctorat. Faculté de Science. Tunis, Tunisie, 251 p.
- El Mejri H, Ben Moussa A, Zouari K. 2014. The use of hydrochemical and environmental isotopic tracers to understand the functioning of the aquifer system in the Bou Hafna and Haffouz regions, Central Tunisia. *Quaternary International* 338: 88-98.
- Falkenmark M, Lannerstad M. 2005. Consumptive water use to feed humanity – curing a blind spot. *Hydrology and Earth System Sciences* 9: 15–28.
- FAO. 2016. AQUASTAT database. <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/data/query/index.html>.
- Farid I, Zaouri K, Rigane A, Beji R. 2015. Origin of the groundwater salinity and geochemical processes in detrital and carbonate aquifers: Case of Chougafiya basin (Central Tunisia). *Journal of Hydrology* 530:508-532.
- Farid I, Zouari K, Kamel A, Ayachi M. 2012. Hydrogeochemical investigation of surface and groundwater composition in an irrigated land in Central Tunisia. *Journal of African Earth Sciences* 78 :16-27.
- Favreau G. 2000. Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger). Thèse de doctorat. Université de Paris Sud XI, France. 353 p.
- Faysse N, Hartani T, Frija A, Tazekrit I, Zairi C, Chalouf A. 2011. Agricultural Use of Groundwater and Management Initiatives in the Maghreb: *Challenges and Opportunities for Sustainable Aquifer Exploitation. AFDB Economic Brief*, pp.1-24.

- Ferris JG. 1962. Cyclic fluctuations of water levels as a basis for determining aquifer transmissibility. Groundwater Note 1, US Geol Surv, Washington, USA.
- FIDA 2004. Projet de développement agricole et rural intégré de Siliana (PDARI). Agence Française de Développement. Evaluation report. Rapport n° 1569. 100 p.
- Flint AL, Flint LE, Kwicklis EM, Fabryka-Martin JT, Bodvarsson GS. 2002. Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. *Hydrogeology Journal* 10(1): 180-204.
- Fornés JM, la Hera A, Llamas MR. 2005. The silent revolution in groundwater intensive use and its influence in Spain. *Water Policy* 7(3): 253-268.
- Garrido A, Martinez-Santos P, Llama MR. 2005. Groundwater irrigation and its implications for water policy in semi-arid countries: the Spanish experience. *Hydrogeology Journal* 14 : 340-349.
- Gassara A. 2001. Impact des prélèvements de la SONEDE sur les nappes profondes du Kairouanais. Tunis, BIRH/DGRE, côte 5063340.
- Gharari S, Hrachowitz M, Fenicia F, Gao H, Savenije HHG. 2013. Using expert knowledge to increase realism in environmental system models can dramatically reduce the need for calibration. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* 10: 1481-1485.
- Giordano M. 2006. Agricultural groundwater use and rural livelihoods in sub-Saharan Africa: A first-cut assessment. *Hydrogeology Journal* 14(3): 310-318.
- Girard S, Rivière-Honegger A. 2015. Le choix et la pratique de la monographie diachronique. Contribution à l'étude de l'efficacité environnementale de la territorialisation de la politique de l'eau. In : B. Desailly, P. Béringuier, F. Blot, M. Saqalli (Coord.), 2015, Environnement, politiques publiques et pratiques locales, Harmattan, 564 p.
- Gribaa L. 1997. Actualisation du modèle de la nappe de Bouhafna. Projet de fin d'études d'Ingénieur ENIT, Tunis, Tunisie, 128p.
- Guo Q, Li H, Boufadel MC, Sharifi Y. 2010. Hydrodynamics in a gravel beach and its impact on the Exxon Valdez oil. *Journal of geophysical Research* 115: C12077.
- Ha K, Koh DC, Yum BW, Lee KK. 2007. Estimation of layered aquifer diffusivity and river resistance using flood wave response model. *Journal of Hydrology* 337 (3-4): 284-293.
- Hall FR, Moench AF. 1972. Application of the convolution equation to stream-aquifer relationships. *Water Resources Research* 8 (2): 487-493.
- Hamed KH, Rao AR. 1998. A modified Mann-Kendall trend test for autocorrelated data. *Journal of Hydrology* 204 :182-196.
- Hamed Y, Dassi L, Ahmadi R, Ben Dhia H. 2008. Geochemical and isotopic study of the multilayer aquifer system in the Moulare-Redayef basin, southern Tunisia. *Hydrological Sciences Journal* 53 (C5): 1241-1252.
- Hamza M. 1976. Contribution à l'étude hydrogéologique du synclinal d'Aïn El Beidha. Thèse de Doctorat. Université de Paris VI, Paris, France, 281p.
- Hamza M. 1983. La problématique de l'exploitation "minière" des eaux de surface et souterraine de la région de Khit el oued. Tunis, BIRH/DGRE, côte 5062134.
- Hamza M. 1988. Projet de développement agricole du gouvernorat de Kairouan (Ressources en eau). Rapp. Tech. D.G.R.E., Tunis, 90 p.
- Hantush MS. 1965. Wells near streams with semi-pervious beds. *Journal of Geophysical Research* 10 (12): 2829-2838.

- Henia L. 1993. Climat et bilan de l'eau en Tunisie : Essai de régionalisation climatique par les bilans hydriques. Thèse Doctorat. Faculté des Sciences Humaines et Sociales, Tunis, Tunisie, 391 p.
- Hervieu F. 2000. Contribution à l'étude hydrochimique des eaux du bassin amont Merguellil. Université Paris Sud - IRD Tunis, Tunisie, 37p.
- IOH. 1980. Low flow studies, Res. Rep. 1. Institute of Hydrology, Wallingford, U.K.
- Izdebski A, Holmgren K, Weiberg E, Stocker SR, Büntgen U, Florenzano A, Gogou A, Leroy SAG, Luterbacher J, Martrat B, Masi A, Mercuri AM, Montagna P, Sadori L, Schneider A, Sicre MA, Triantaphyllou M, Xoplaki E. 2016. Realising consilience: how better communication between archaeologists, historians and natural scientists can transform the study of past climate change in the Mediterranean. *Quaternary Science Reviews* 136:5–22
- Jarsjö J. 2012. Hydrological responses to climate change conditioned by historic alterations of land-use and water use. *Hydrology and Earth System Sciences* 16:1335–1347.
- Jerbi H, Massuel S, Leduc C, Tarhouni J. 2018. Assessing groundwater storage in the Kairouan plain aquifer using a 3D lithology model (Central Tunisia). *Arabia Journal of Geoscience* 11:236
- Jéribi L. 2004. Caractérisation hydrochimique et isotopique des eaux du système aquifère du bassin de Zeroud (plaine de Kairouan, Tunisie centrale). Thèse de doctorat, Université de Tunis el Manar, Tunis, Tunisie, 189p.
- Jha MK, Jayaleskshmi K, Machiwal D, Kamii Y, Chikamori K. 2004. Determination of hydraulic parameters of an unconfined alluvial aquifer by the floodwave-response technique. *Hydrogeology Journal* 12 (6): 628–642.
- Johnson WC, Poiani KA. 2016. Climate change effects on prairie pothole wetlands: findings from a twenty-five-year numerical modeling project *Wetlands* 36(2): 273-85
- Kelly RA, Jakeman AJ, Barreteau O, Borsuk ME, ElSawah S, Hamilton SH, Henriksen HJ, Kuikka S, Maier HR, Rizzoli AE, van Delden H, Voinov AA. 2013. Selecting among five common modelling approaches for integrated environmental assessment and management. *Environmental Modeling & Software* 47: 159-181.
- Kendall MG. 1975. Rank correlation methods. Griffin, London.
- Kenneth A, Robert W, Perry G. 2006. Groundwater abstraction impacts on spring flow and base flow in the Hillsborough River Basin, Florida, USA. *Hydrogeology Journal* 14: 1252-1264.
- Kiesekka I, Migliaccio KW, Muñoz-Carpena R, Khare Y, Boyer TH. 2013. Sensitivity analysis and parameter estimation for an approximate analytical model of canal-aquifer interaction applied in the C-111 basin. *American Society of Agricultural and biological Engineers* 56 (3): 977-992.
- Kingumbi A, Bargaoui Z, Ledoux E, Besbes M, Hubert P. 2007. Modélisation hydrologique stochastique d'un bassin affecté par des changements d'occupation : cas du Merguellil en Tunisie centrale. *Hydrological Sciences Journal* 52 (6) :1232–1252.
- Kingumbi A. 1999. Bilan et modélisation du barrage El Haouareb. Mémoire de DEA, Université de Tunis II, Tunis, Tunisie, 108 p.
- Kingumbi A. 2006. Modélisation hydrologique d'un bassin affecté par des changements d'occupation. Cas du Merguellil en Tunisie centrale. Thèse de Doctorat, Ecole nationale d'ingénieurs de Tunis, Tunis, Tunisie, 218 p.
- Koutsoyiannis D, Montanari A, Lins HF, Cohn TA. 2009. Climate, hydrology and freshwater: towards an interactive incorporation of hydrological experience into climate research. *Hydrological Sciences Journal* 54 (2): 394–405.

Kreibich H, Krueger T, Loon AV, Mejia A, Liu J, McMillan H, Castellarin A. 2017. Scientific debate of Panta Rhei research – how to advance our knowledge of changes in hydrology and society? *Hydrological Sciences Journal* 62 (3): 331-333.

Lacombe G, Cappelaere B, Leduc C. 2008. Hydrological impact of water and soil conservation works in the Merguellil catchment of central Tunisia. *Journal of Hydrology* 359 : 210-224.

Lacombe G. 2007. Evolution et usages de la ressource en eau dans un bassin versant aménagé semi-aride. Le cas du Merguellil en Tunisie centrale. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier 2, France, 304 p.

Lalot E. 2014. Analyse des signaux piézométriques et modélisation pour l'évaluation quantitative et la caractérisation des échanges hydrauliques entre aquifères alluviaux et rivières - Application au Rhône. Thèse de doctorat. Ecole Nationale Supérieure des Mines, Saint-Etienne, France. 372p

Larroque F, Dupuy A. 2004. Modélisation hydrodynamique des nappes tertiaires du Médoc : Test des hypothèses géologiques et impacts potentiels sur la ressource. Rapport final d'exécution des travaux. Université Michel d Montaigne, EGID, Bordeaux 3, 1 allée F. Daguin, 33607 Pessac Cedex France, tél : 05 57 12 10 00, 91p.

Larocque M, Mangin A, Razack M, Banton O. 1998. Contribution of correlation and spectral analyses to the regional study of a large karst aquifer (Charente, France). *Journal of Hydrology* 205(3-4): 217-231

Le Gal La Salle C, Marlin C, Leduc C, Taupin JD, Massault M, Favreau G. 2001. Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (³H, ¹⁴C) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden Basin, Niger. *Journal of Hydrology* 25(1-4): 145-156.

Leduc C, Ben Ammar S, Favreau G, Béji R, Virrion R, Lacombe G, Tarhouni J, Aouadi C, Zenati Chelli B, Jebnoun N, Oï M, Michelot JL, Zouari K. 2007. Impacts of hydrological changes in the Mediterranean zone: environmental modifications and rural development in the Merguellil catchment, central Tunisia. *Hydrological Sciences Journal* 52(6): 1162-1178.

Leduc C, Pulido-Bosch A, Remini B. 2017. Anthropization of groundwater resources in the Mediterranean region: processes and challenges. *Hydrogeology Journal* 25(6): 1529-1547.

Limouse L. 1923. Alimentation du Sahel. Rapport sur les captages de Bou Hafna. Tunis, BIRH/DGRE, services hydrauliques, côte 5062005.

Limouse L. 1931. Étude hydrogéologique de la région de Bou Hafna. Captages par puits de la nappe de Ktifet El Homrane dans la vallée de l'oued Merguellil. Tunis, BIRH/DGRE, Service Hydraulique, côte 5062001.

Liu Y, Gupta H, Springer E, Wagener T. 2008. Linking science with environmental decision making: Experiences from an integrated modeling approach to supporting sustainable water resources management. *Environmental Modelling and Software* 23: 846-858.

Llamas MR, Martinez-Santos P. 2005. Intensive Groundwater Use: Silent Revolution and Potential Source of Social Conflicts. *Journal of Water Resources Planning and Management* 131(5): 337-341.

Lyne V, Hollick M. 1979. Stochastic time-variable rainfall-runoff modelling, in Hydrology and Water Resources Symp. Institution of Engineers Australia, Perth. pp. 89-92.

Magdelaine C. 2013. L'eau dans l'Anthropocène ou l'impact global des activités humaines sur le cycle de l'eau. Notre-planete.info. <https://www.notre-planete.info/actualites/3879-video-eau-Terre-Anthropocene>.

Magin A. 1984. Pour une meilleure connaissance des systèmes hydrologiques à partir des analyses corrélatoires et spectrales *Journal of Hydrology* 67 : 25-43.

Mahé G, Olivry JC. 1995. Variation des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et Centrale de 1951 à 1989. *Sécheresse* 6(1) : 109-117.

- Maliki MA, Krimissa M, Michelot JL, Zouari K. 2000. Relation entre nappes superficielles et aquifère profond dans le bassin de Sfax, Tunisie (Relation between the superficial aquifers and the deep aquifer of the Sfax basin, Tunisia). *Compte Rendus de l'Académie des Sciences* 331 : 1-6.
- Martin-Rosales W, Leduc C. 2003. Dynamiques de vidange d'une mare temporaire au Sahel : l'exemple de Banizoumbou (Sud-Ouest du Niger). *Géosciences de surface / Hydrologie-Hydrogeologic* 5(5) : 461-468
- Massei N, Dupont JP, Maher BJ, 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* 329:244-257
- Massuel S, Riaux J. 2017. Groundwater overexploitation: why is the red flag waved? Case study on the Kairouan plain aquifer (central Tunisia). *Hydrogeology Journal* 25(6): 1607–1620
- McDonald MG, Harbaugh AW. 1988. A modular three-dimensional finite difference ground-water flow model. Denver, U.S. Geological Survey: 588.
- McMillan H, Montanari A, Cudennec C, Savenije H, Kreibich H, Krueger T, Liu J, Mejia A, Loon AV, Aksoy H, Di Baldassarre G, Huang Y, Mazvimavi D, Rogger M, Sivakumar B, Bibikova T, Castellarin A, Chen Y, Finger D, Gelfan A, Hannah DM, Hoekstra AY, Li H, Maskey S, Mathevet T, Mijic A, Acuña AP, Polo MJ, Rosales V, Smith P, Viglione A, Srinivasan V, Toth E, Nooyen EV, Xia J. 2016. Panta Rhei 2013–2015: global perspectives on hydrology, society and change. *Hydrological Sciences Journal* 61(7): 1174-1191
- Menció A, Galán M, Boix D, Mas-Pla J. 2014. Analysis of stream–aquifer relationships: A comparison between mass balance and Darcy's law approaches. *Journal of Hydrology* 517 : 157-172
- Meybeck M. 2003. The global change of continental aquatic systems: dominant impacts of human activities. *Water Sciences Technology* 19(7): 73-83
- Mechy J. 2013. Cartographie des travaux de CES (banquettes et lacs collinaires) dans le bassin versant. Projet de fin d'étude. Institut National Agronomique de Tunisie, Tunisie, 84p.
- Micklin P. 2016. The future Aral Sea: hope and despair. *Environmental Earth Science*. 75: 844
- Milly PCD, Betancourt J., Falkenmark M. 2008. Climate Change: Stationarity Is Dead: Whither Water Management? *Science* 319 (5863): 573 – 574
- Mondal NC, Singh VP, Singh VS, Saxena VK. 2010. Determining the interaction between groundwater and saline water through groundwater major ions chemistry. *Journal of Hydrology* 388(1–2): 100–111
- Montanari A, Young G, Savenije HG, Hughes D, Wagener T, Ren LL, Koutsoyiannis D, Cudennec C, Toth E, Grimaldi S, Blöschl G, Sivapalan M, Beven K, Gupta H, Hipsey M, Schaefli B, Arheimer B, Boegh E, Schymanski SJ, Di Baldassarre G, Yu B, Hubert P, Huang Y, Schumann A, Post DA, Srinivasan V, Harman C, Thompson S, Rogger M, Viglione A, McMillan H, Characklis G, Pang Z, Belyaev V. 2013. "Panta Rhei – Everything Flows": Change in hydrology and society – The IAHS Scientific Decade 2013–2022. *Hydrological Science Journal* 58: 1256–1275.
- Montoroi JP, Grünberger O, Nasri S. 2002. Groundwater geochemistry of a small hill reservoir catchment in Central Tunisia. *Applied Geochemistry* 17 : 1047–1060.
- Muñoz E, Arumí JL, Rivera D. 2013. Watersheds are not static: Implications of climate variability and hydrologic dynamics in modeling. *Bosque* 34(1): 7-11
- Nasri S, 2007. Caractéristiques et impacts hydrologiques de banquettes en cascade sur un versant semi-aride en Tunisie centrale. *Hydrological Sciences Journal* 52 (6), 1134–1145
- Nazoumou Y. 2002. Impact des barrages sur la recharge des nappes en zone semi-aride : Etude par modélisation numérique sur le cas de Kairouan (Tunisie centrale). Thèse Doctorat. Université de Tunis el Manar, Tunisie, 221 p.

NIH (National Institute of Hydrology), 1990. *Hydrology in ancient India*. Roorkee 6.

Nyssen J, Clymans W, Descheemaeker K, Poesen J, Vandecasteele I, Vanmaercke M, Zenebe A, Van Camp M, Haile M, Haregeweyn N, Moeyersons J, Martens K, Gebreyohannes T, Deckers J, Walraevens K. 2010. Impact of soil and water conservation measures on catchment hydrological response-a case in north Ethiopia. *Hydrological Processes* 24: 1880–1895.

Neuman SP, 1974. Effect of partial penetration on flow in unconfined aquifers considering delayed gravity response: *Water Resources Research* 10 (2): 303–312.

Ogilvie A, Le Goulven P, Leduc C, Calvez R, Mulliga M. 2014. Réponse hydrologique d'un bassin semi-aride aux événements pluviométriques et aménagements de versant (bassin du Merguellil, Tunisie centrale) *Hydrological Sciences Journal* 61 (1) : 441-453.

Ouled Baba Sy M, Besbes M. 2001. Dam-aquifer multisystem modelling for the Wadi Merguellil basin, Tunisia, *AISH Publication* 269: 135-138.

Ouled Baba Sy M., 1999. Modélisation de la nappe d'Aïn Baïdha. Rapport ENIT/LMHE, Tunis, Tunisie, 65p.

Padilha 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.

Parkhurst DL, Appelo CAJ. 1999. User's guide to PHREEQC (version 2) – A Computer Program for Speciation, Batch-reaction, One-dimensional Transport, and Inverse Geochemical Calculations: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigations Report 99-4259, 312p.

Peel MC, Blöschl G. 2011. Hydrologic modelling in a changing world. *Progress in Physical Geography* 35(2): 249–261.

Pettitt AN. 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Journal of Applied Statistics* 28(2): 126-135.

Pinder GF, Bredehoeft JD, Cooper HH. 1969. Determination of aquifer diffusivity from aquifer response to fluctuations in river stage. *Water Resources Research* 5 (4): 850–855.

Plan Bleu. 2009. State of the environment and development in the Mediterranean. Technical report, UNEP, Athens, 200 p.

Poff NL. 2014. Rivers of the Anthropocene? *Frontiers in Ecology and the Environment* 12: 427.

Rabhi M, Gaied ME. 1999. Notice explicative de la carte géologique de la Tunisie (feuille de Menzel Mhiri au 1/50.000). O.N.M., Tunis, Tunisie, 31p.

Rejani R, Madan KJ S, Panda N, Mull R. 2008. Simulation Modeling for Efficient Groundwater Management in Balasore Coastal Basin, India. *Water resources Management* 22 :23-50.

Reynolds RJ. 1987. Diffusivity of a glacial outwash aquifer by the floodwave-response technique. *Groundwater* 25 (3): 290–299.

Riaux J, Massuel M. 2014. Construire un regard sociohydrologique (2). Le terrain en commun, générateur de convergences scientifiques. *Natures Sciences Sociétés* 22 : 329 -333.

Rodríguez-Estrella T. 2014. The problems of overexploitation of aquifers in semi-arid areas: characteristics and proposals for mitigation. *Boletín Geológico y Minero*, 125 (1): 91-109

Rozanski K, Johnsen SJ, Schotterer U, Thompson LG. 1997. Reconstruction of past climates from stable isotope records of palaeo-precipitation preserved in continental archives. *Hydrological Sciences Journal* 24(5): 75-745.

- Sahuquillo A. 1986. Quantitative characterization of the interaction between groundwater and surface water. *International Association of Hydrological Sciences* 156 : 3-16.
- Salem MA. 2012. Approches hydrodynamique et géochimique de la recharge de la nappe du Trarza, sud-ouest de la Mauritanie. Thèse de doctorat. Université Paris-Sud, France. 133p.
- Sauret E. 2013. Etude des potentialités hydrogéologiques d'une plaine alluviale en relation avec les eaux souterraines et de surface dans un contexte d'agriculture irriguée (Burkina Faso). Thèse de doctorat. Université de Liège, Belgique, 215p.
- Savenije HHG, Van der Zaag P. 2008. Integrated water resources management: Concepts and issues. *Physics and Chemistry of the Earth* 33: 290–297.
- Scanlon BR, Healy RW, Cook P. 2002. Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal* 10(1): 18-39.
- Scanlon BR, Keese KE, Flint AL, Flint LE, Gaye CB, Edmunds WM, Simmers I. 2006. Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes* 20: 3335–3370.
- Schaefli B, Harman CJ, Sivapalan M, Schymanski SJ. 2011. HESS Opinions: Hydrologic predictions in a changing environment: behavioral modeling. *Hydrology and Earth System Sciences* 15 :635-646.
- Sessouma A. 2014. Gestion des ressources en eau et stratégies d'acteurs. Analyse des politiques locales en matière de gestion de l'eau au Burkina Faso : cas de l'Oubritenga en pays moaga. *Anthropologie & développement* 40-41.
- Shelton CW. 2011. An Analytical and numerical investigation of stream/aquifer interaction methodologies. Master of Science in Civil Engineering. Washington State University, USA, 147p.
- Singh SK, Mishra GC, Swamee PK, Ojha CSP. 2002. Aquifer diffusivity and stream resistance from varying stream stage. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 128 (1): 57–61.
- Singh SK. 2003. Flow depletion of semipervious streams due to pumping. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 129 (6): 449–453.
- Singh SK. 2004. Aquifer response to sinusoidal or arbitrary stage of semipervious stream. *Journal of Hydraulic Engineering* 130 (11), 1108–1118.
- Sivapalan M, Blöschl G. 2015. Time scale interactions and the coevolution of humans and water, *Water Resources Researches* 51:6988–7022
- Sivapalan M, Savenije H, Blöschl G. 2012. Socio-hydrology: a new science of people and water. *Hydrological Processes* 26: 1270-1276
- Smit B, Wandel J. 2006. Adaptation, adaptive capacity and vulnerability. *Global Environmental Change* 16(3): 282-292
- SNC. 1985. *Le barrage d'El Haouareb, rapport de conception*. Rapport Technique. SNC. Canada. 321p
- Sophocleous M. 2002. Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Journal of Hydrology* 10: 52-67
- Stengers I. 2013. Une autre science est possible ! Manifeste pour un ralentissement des sciences. Les comptes rendus. URL : <http://lectures.revues.org/10354>
- Suttor M. 1989. Etude historique d'hydrologie fluviale l'exemple de la Meuse. *Bulletin de la Société géographique de Liège*. 25 : 159-174

Swain ED, Wexler E.J 1996. A coupled surface-water and ground-water flow model (MODBRANCH) for simulation of stream-aquifer interaction. Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey, Chapter A6. USGS Publications

Swamee PK, Singh KS. Estimation of Aquifer Diffusivity from Stream Stage Variation. *Journal of Hydrologic Engineering* 8:1-20.

Taupin JD, Toro LE, Vargas MC. 2009. Etude géochimique et isotopique des aquifers dans la zone de Maicao (Colombie) / Study of the geochemistry and isotopic composition of aquifers in the Maicao region (Columbia). *Hydrological sciences Journal* 54(3): 538-555.

UNESCO. 2016. Managing Water Resources in Arid and Semi-Arid Regions of Latin America and Caribbean" (MWAR –LAC). Accomplishment Report.

UN Water FAO. 2007. Coping with Water Scarcity. Challenge of the Twenty-First Century.

UN-Water. 2010. Climate change adaptation: The pivotal role of water, in Policy Brief, United Nations, New York, NY, USA.

Varis O, Kajander T, Lemmela R. 2004. Climate and water: from climate models to water resources management and vice versa. *Climatic Change* 66: 321-344.

Walton WC. 2011. Aquifer system response time and groundwater supply management. *Ground Water* 49 (2) :126–127

Wang H, Yang Z, Saito Y, Liu J.P, Sun X, Wang Y. 2007. Stepwise decreases of the Huanghe (Yellow River) sediment load (1950–2005): Impacts of climate change and human activities. *Global and Planetary Change* 57(3-4): 331-354

Wester P, Mollard E, Silva-Ochoa P, Vargas-Velásquez S. 2009. From Half-full to Half-empty: the Hydraulic Mission and Water Overexploitation in the Lerma-Chapala Basin, Mexico, in Molle F. and Wester P. River Basin trajectories: Societies, Environments and Development. Wallingford, CABI, 75-98.

Winter TC. 1998. Relation of streams, lakes, and wetlands to Research groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal* 7 (1) : 28–45.

Workman SR, Serrano SE, Liberty K. 1997. Development and application of an analytical model of stream/aquifer interaction. *Journal of Hydrology* 200: 149-163.

Yaich C, Hooyberghs HJF, Durllet C, Renard M. 2000. Corrélation stratigraphique entre les unités oligo-miocène de Tunisie centrale et le Numidien. C. R. Acad. Sci. Paris, série 331, 499-506.

Zairi R. 2008. Etude géochimique et hydrodynamique de la nappe libre du Bassin du Lac Tchad dans les régions de Diffa (Niger oriental) et du Bornou (nord-est du Nigeria). Thèse de doctorat. Montpellier, France. 212p.

Zektser IS. 2000. Groundwater and the Environment. Lewis Publ. 175 p.

Zhou Y. 2009. A critical review of groundwater budget myth, safe yield and sustainability. *Journal of Hydrology* 370: 207-213.

Zlotnik VA, Huang H. 1999. Effect of shallow penetration and streambed sediments on aquifer response to stream stage fluctuations (analytical model). *Groundwater* 37 (4): 599–605.

Zuppi GM, Fontes JC, Letolle R. 1974. Isotopes du milieu et circulation d'eaux sulfurées dans le Latium (Environmental Isotopes and Sulfurous Water Flow in the Latium). In: Isotope Technique in Ground Water Hydrology Congress, vol. 1. International Atomic Energy Agency, Vienna, pp. 341-361.

Liste de figures

Figure II.1 Localisation géographique du bassin de l'oued Merguellil et sa topographie (base de données G-eau, fond extrait du MNT SRTM 30 m)	13
Figure II.2 Climat du bassin de l'oued Merguellil : (a) Emplacement du bassin sur la carte bioclimatique de la Tunisie (b) Emplacement de deux stations de Kairouan et Makthar sur le climagramme d'Emberger Sauvage (Henia, 1993)	14
Figure II.3 Variation de la pluviométrie annuelle du bassin amont du Merguellil (1960-2011) (Ogilvie et al., 2014) (moyenne de la pluie spatialisée sur l'ensemble des stations pluviométriques du bassin du Merguellil).	14
Figure II.4 Réseau hydrographique du bassin de l'oued Merguellil et l'emplacement des stations hydrométriques et des stations de jaugeage	16
Figure II.5 Evolution des aménagements en banquettes antiérosives : (a) 4% en 1970, (b) 10% en 1988, (c) 14% en 1997 (Ben Mansour, 2006), (d) 16% en 2000 (e) et 19% en 2011 (Mechy, 2013).	17
Figure II.6 Bilan annuel du barrage El Haouareb (1989-1999) (Kingumbi, 1999, modifié)	18
Figure II.7 Extrait de la carte géologique du bassin de l'oued Merguellil à l'échelle 1/500 000 (ONM, 1968)	20
Figure II.8 Coupe lithostratigraphique synthétique des formations géologiques qui logent et limitent les nappes du bassin du Merguellil	21
Figure II.9 Sections lithologiques de l'oued Merguellil	23
Figure II.10 Coupe parallèle à l'oued Merguellil au niveau de la section E et F passant par le Dj. Djebil et le Dj. Ousslet (Castany, 1965 modifiée) (E1-2 : Eocène inf. et moy., Ey : Yprésien, O : Oligocène, Cm-p : Campanien-Maastrichtien)	23
Figure II.11 Coupe géologique parallèle à la section G de l'oued Merguellil (Limouse, 1929 modifiée) (y., Ey : Yprésien, EL-p : Eocène inf., E1-2 : Eocène inf. et moy., O : Oligocène, A : Aquitanien, M : miocène, P : pliocène)	24
Figure II.12 L'affleurement des argiles et silts rouges de l'aquitaniens dans le bassin de l'oued Merguellil (Falaise de Ktifet El Homrane rive droite de l'oued Merguellil au niveau de la section G)	24
Figure II.13 Rive gauche de l'oued Merguellil dans la section H	25
Figure II.14 Emplacement des coupes stratigraphiques sur la carte géologique 1 :50000 (avec limites des nappes issues de la base IRD)	26
Figure II.15 Coupe AA' (Besbes, 1967, modifiée)	27
Figure II.16 Coupe CC' (Besbes, 1967, modifiée)	27
Figure II.17 Coupe DD' (Besbes, 1967, modifiée)	28
Figure II.18 Coupe EE' (Besbes, 1967, modifiée)	28
Figure II.19 Coupe BB' (Ben Amar, 2006, modifiée)	29
Figure II.20 Coupe EE' (Ben Ammar, 2006, modifiée)	29
Figure II.21 Coupe FF' (Hamza, 1980, modifiée)	30
Figure II.22 Coupe GG' (Alazard, 2013, modifié)	30
Figure II.23 Coupe HH' (Jerbi et al., 2018)	31
Figure II.24 Coupe perpendiculaire au lit de l'oued au niveau de la station hydrométrique de Haffouz (Bacha, 1970) (a. Emplacement de la coupe AA' par rapport au bassin du Merguellil, b. Emplacement de la coupe AA' sur le lit de l'oued Merguellil, c. Evolution de la topographie de l'oud par rapport au substratum de la nappe alluviale du Merguellil).	32
Figure II.25 Carte piézométrique globale du bassin du Merguellil (nappes profondes 1970) (Besbes, 1976 ; Hamza, 1983)	33
Figure II.26 Evolution temporelle des niveaux piézométriques dans les différentes nappes du bassin de l'oued Merguellil	36
Figure III.1 Emplacement de différentes stations pluviométriques	40
Figure III.2 Nombre des stations pluviométriques fonctionnelles en fonction de la durée d'observation	40
Figure III.3 Pourcentage des lacunes dans les séries pluviométriques	41

Figure III.4 Répartition spatiale de la pluie pour quelques années(a) 1969-1970, (b) 1987-1988, (c) 2001-2002, (d) 2014-2015	42
Figure III.5 Piézomètres des nappes de Bouhefna et Haffouz.	43
Figure III.6 Emplacement des points échantillonnés dans la campagne de 1950.....	44
Figure III.7 Emplacement des points échantillonnés durant la campagne de 1960	45
Figure III.8 Evolution de débit d'étiage dans la station de Haffouz (1966-2012) et la station de Sidi Boujdaria (1974-1985).....	46
Figure III.9 Corrélation entre le débit de base calculé par la méthode de Chapman (1991) et par la méthode de IOH (1980) (station de Haffouz 1966-2012)	48
Figure III.10 Evolution du débit de base mensuel du Merguellil dans la station de Haffouz estimé par les deux méthodes de séparation d'écoulement (Chapman (1999) et IOH (1980)) durant la période 1970-1985	48
Figure III.11 Emplacement des points de jaugeage différentiel (Duval, 1976)	50
Figure III.12 Profils hydrologiques établis par les jaugeages différentiels pour la période entre 1970-1975.....	51
Figure III.13 Evolution des débits moyens de la source de Ktifet El Homrane (reconstitués à partir des informations issues des documents d'archives).....	52
Figure III.14 Evolution de la salinité de l'oued de l'amont (point A sur Figure III.6) vers l'aval (points W sur la Figure III.6) en 1950	53
Figure III.15 Teneur en ions majeurs dans les eaux de l'oued (les quatre couleurs sur l'axe des abscisses représentent les quatre tronçons identifiés par l'évolution de la salinité tout le long de l'oued).....	54
Figure III.16 Teneur en ions majeurs des différentes sources analysées de la campagne de 1950 (de l'amont vers l'aval AB, KH, BH, H1 et H2).	54
Figure III.17 Rapport entre les différents ions majeurs des eaux de l'oued Merguellil et des sources.....	56
Figure III.18 Analyse en composantes principales des eaux de l'oued Merguellil et des sources (campagne de 1950).....	57
Figure III.19 Evolution temporelle de la salinité de l'oued dans la station de Haffouz (Hervieu, 2000) ...	57
Figure III.20 Comparaison entre le niveau du lit de l'oued et le niveau piézométrique des piézomètres les plus proches de l'oued	58
Figure III.21 Carets piézométriques de différentes nappes étudiées : (a) Niveau miopliocène de la nappe de Bouhefna 1967 (b) Niveau oligocène de la nappe de Bouhefna 1970 (c) Nappe de Haffouz (1967) (d) Nappe de Haffouz (2007) Nappe de Haffouz (1967)	59
Figure III.22 Interpolation de l'ensemble des points du niveau miopliocène de Bouhefna et Haffouz (1967)	60
Figure III.23 Évolution spatiale de la géochimie de la nappe oligocène de Bouhefna et de la nappe miopliocène de Haffouz (état 1960 et 2014).....	61
Figure III.24 Evolution des niveaux piézométriques et de débit d'exploitation (chiffres officiels (DGRE, 1970-2015)) de la nappe oligocène de Bouhefna	62
Figure III.25 Forages d'exploitation artésiens dans la nappe oligocène de Bouhefna (à l'exception de BH1 et BH2 avec un niveau proche du sol).	63
Figure III.26 Baisse piézométrique dans les puits du Miopliocene de Bouhefna en 1980 (Hamza, 1983)	64
Figure III.27 Evolution annuelle des pompages (DGRE, 1970-2015) et de la piézométrie de dans la nappe miopliocène de Haffouz (piézomètre Bir Eddine)	64
Figure III.28 Evolution des niveaux piézométriques dans les piézomètres de la nappe miopliocène de Haffouz	65
Figure III.29 Les captages de Bouhefna (A droite vestiges des infrastructures, crédit photos S. Massuel)	66
Figure III.30 L'ancien et le nouveau captage de Bouhefna	67
Figure III.31 Évolution de l'exploitation (chiffres officiels (DGRE, 1970-2015)) et du niveau de la nappe de Bouhefna (emplacement du piézomètre KT5 sur la Figure III.5)	68
Figure III.32 Evolution des modes d'accès à l'eau autour de l'oued Merguellil (1972-2014).....	70
Figure IV.1 Emplacement des piézomètres de surface installés tout le long de l'oued Merguellil	73
Figure IV.2 Emplacement des piézomètres de la zone d'Ain Boukhriss	75
Figure IV.3 Chronique piézométrique du piézomètre MZ08 et du niveau de l'oued à la station d'Ain Boukhriss (distance 35 m du Merguellil).....	75
Figure IV.4 Emplacement des piézomètres de la zone de Haffouz	76

Figure IV.5 Chronique piézométrique des piézomètres a) MZ06, b) MZ05 et c) MZ01	77
Figure IV.6 Relation entre la fluctuation des niveaux de l'eau de l'oued à la station d'Ain Boukhriss et les niveaux piézométriques dans les piézomètres (a) MZ06, (b) MZ05 et (c) MZ01	78
Figure IV.7 Chroniques piézométriques aux piézomètres a) MZ02, b) MZ03 et c) MZ04.....	79
Figure IV.8 Emplacement des piézomètres de la zone de Sidi Boujdaria	80
Figure IV.9 Chroniques piézométriques aux piézomètres a) MZ07, b) MZ09 et c) MZ010	81
Figure IV.10 Autocorrélation des signaux piézométriques (on note la décroissance rapide pour les piézomètres les plus proche de l'oued MZ01, MZ05, MZ06, MZ08 et MZ07 et une réponse en deux pics pour les piézomètres loin de l'oued MZ02 et le MZ03)	84
Figure IV.11 Corrélation croisée entre la fluctuation du Merguellil et la fluctuation dans la nappe alluviale	85
Figure IV.12 Coefficient de corrélation entre le niveau d'eau du Merguellil et les niveaux piézométriques dans la nappe en fonction de la distance au Merguellil.	85
Figure IV.13 Temps de retard des piézomètres en fonction de la distance de l'oued.....	86
Figure IV.14 Corrélation entre le temps de retard et le coefficient de corrélation croisée entre la fluctuation du Merguellil et la fluctuation dans l'oued.	86
Figure IV.15 Relation entre l'amplitude maximale des événements dans l'oued (station d'Ain Boukhriss) et la distance des piézomètres du Merguellil.....	88
Figure IV.16 Relation entre l'altitude maximale de l'évènement 20/12/2013 et la distance des piézomètres du Merguellil.....	88
Figure IV.17 Emplacement des échantillons d'eau réalisés durant cette thèse.....	90
Figure IV.18 Digramme de Piper de différents points d'eau échantillonnés GW : eaux souterraines, SW : eaux de surface, SP : eaux des sources, AB : Ain Boukhriss, H : Haffouz, SB : Sidi Boujdaria, EH : El Haouareb)	91
Figure IV.19 Diagrammes binaires entre les différents ions majeurs et les indices de saturation d'halite, de gypse et d'anhydrite (GW : eaux souterraines, SW : eaux de surface, SP : eaux des sources, AB : Ain Boukhriss, H : Haffouz, SB : Sidi Boujdaria, EH : El Haouareb).....	93
Figure IV.20 Digrammes de Piper des eaux dans la région de Haffouz (GW : eaux souterraines, SW : eaux de surface, H : Haffouz)	94
Figure IV.21 Evolution des teneurs en sulfates en fonction de la distance depuis l'oued Merguellil dans la région de Haffouz.....	95
Figure IV.22 Evolution des teneurs en chlorures en fonction de la distance depuis l'oued Merguellil	95
Figure IV.23 Diagramme de Piper des eaux dans la région de Sidi Boujdaria (GW= eaux souterraines, SW : eaux de surface, SP : eaux des sources, SB : Sidi Boujdaria).....	96
Figure IV.24 Relation $\delta^{18}O$ VS δ^2H de l'ensemble des échantillons (GW : eaux souterraines, SW : eaux de surface, SP : eaux des sources, AB : Ain Boukhriss, H : Haffouz, SB : Sidi Boujdaria, EH : El Haouareb)	97
Figure IV.25 Relation $\delta^{18}O$ VS δ^2H des échantillons de la zone de Haffouz (GW : eaux souterraines, SW : eaux de surface, SP : eaux des sources, H : Haffouz)	98
Figure IV.26 Evolution de δ^2H en fonction de la distance depuis l'oued Merguellil.....	99
Figure IV.27 Evolution de $\delta^{18}O$ en fonction de la distance depuis l'oued Merguellil.....	99
Figure IV.28 Modèle conceptuel du système oued Merguellil-nappe alluviale.....	103
Figure IV.29 Hydrogramme de crue de l'évènement 20/12/2013	108
Figure IV.30 Surface de réponse de la RMCE pour la diffusivité hydraulique (axe X) et la conductance de l'oued (axe Y) (MZ06, b. MZ05, c. MZ01) (meilleur ajustement en utilisant un rapport KD = 0,6, seuls les RMCE inférieurs à 10 cm sont représentés sur cette figure, l'étoile noire représente la meilleure combinaison entre la conductance de l'oued et la pseudo-diffusivité, i.e. la réponse RMCE la plus faible)	110
Figure IV.31 Hydrogramme observé (obs.) VS hydrogramme calculé sans la considération du taux de recharge (Calc. No R) et l'hydrogramme calculé avec la considération du taux de recharge (calc. R) avec la diffusivité correspondante (D) pour le piézomètre (a) MZ6, (b) MZ05 et (c) MZ01.	111
Figure IV.32 Les crues sélectionnées pour tester l'influence de la forme d'hydrogramme de crue....	118
Figure IV.33 Hydrogramme observé (obs.) VS hydrogramme calculé sans la considération du taux de recharge (Calc. No R) et l'hydrogramme calculé avec la considération du taux de recharge (Calc. R) avec la diffusivité correspondante (D) pour les différents événements sélectionnés.	120
Figure V.1 Modèle géologique du système aquifère Bouhefna-Haffouz utilisé pour la modélisation numérique.....	126

Figure V.2 Conditions aux limites du système Bouhefna-Haffouz.....	127
Figure V.3 Maillage du système aquifère de Bouhefna-Haffouz (en bleu les zones à épaisseur minimale)	128
Figure V.4 relation entre pluie brute et pluie efficace (21 stations pluviométriques, 720 années)	129
Figure V.5 Pluie efficace spatialisée sur la zone modélisée pour le mois de décembre 1970 (le seul mois de l'année où la recharge peut se produire).	130
Figure V.6 Répartition des puits et forages ayant fait l'objet d'un pompage d'essai avec la transmissivité et le coefficient d'emménagement correspondants (DGRE, 1970)	131
Figure V.7 Relation entre le débit spécifique (Q_s) et la transmissivité calculée (T) par les pompages d'essai de la nappe oligocène de Bouhefna.	132
Figure V.8 Modélisation de la diffusivité en 1D pour la fluctuation piézométrique saisonnière de la période 12/10/2012-21/02/2013.....	133
Figure V.9 Polygones de perméabilité calibrée par le module Pest pour le niveau miopliocène (en $m s^{-1}$).....	135
Figure V.10 Polygones de perméabilité calibrée par le module Pest pour le niveau oligocène (en $m s^{-1}$)	136
Figure V.11 Piézométrie calculée vs piézométrie observée (37 points).....	137
Figure V.12 Répartition spatiale de la piézométrie observée et la piézométrie calculée pour le niveau miopliocène.....	137
Figure V.13 Piézométries observée et calculée pour le niveau oligocène.....	138
Figure V.14 Bilan en eau du système Bouhefna-Haffouz en l/s (1967-1970)	138
Figure V.15 Critère F calculé pour une variation de $\pm 50\%$ pour chaque paramètre du modèle (R MP : Recharge de la couche miopliocène, R O : recharge de la couche oligocène, Kh MP : perméabilité horizontale de la couche oligocène, Kh O : perméabilité horizontale de la couche oligocène, Kv MP : perméabilité verticale de la couche miopliocène, Kv O : perméabilité verticale de la couche oligocène, Kv A : perméabilité verticale de la couche aquitanienne et C : conductance de l'oued).	141
Figure V.16 Analyse de sensibilité du modèle en régime transitoire (piézomètre KT5) (R O : recharge de la couche oligocène, Kh O : perméabilité horizontale de la couche oligocène, S O : storativité de la couche oligocène)	144
Figure V.17 Evolution de la recharge au niveau du Djebel Ousslet (Variation maximale de 6 l/s)	144
Figure V.18 Chronique piézométrique observée VS chronique calculée pour les piézomètres (a) KT5, (b) PL1, (c) KT2, (d) KT4, (e) KT7, (f) PL2 et (g) PC2 (le rectangle rouge représente la période de calibration et la rectangle jaune représente la période de validation).....	147
Figure V.19 Chronique piézométrique observée VS chronique calculée pour les piézomètres (a) Bir Eddine, (b) Agroub Hajel, (c) Bir Ladjmi, (d) Hir Assel, (e) Cassis Haffouz, (f) Ste Juliette et (g) Pep Haffouz (le rectangle représente la période de calibration)	150
Figure V.20 Rabattements calculés dans la nappe oligocène de Bouhefna en utilisant uniquement les chiffres officiels des prélèvements (état 1980 et 2015).....	151
Figure V.21 Rabattements calculés dans la nappe miopliocène en utilisant uniquement les chiffres officiels des prélèvements (état 1980 et 2015).	151
Figure V.22 Rabattement attendu VS rabattement réel au niveau du piézomètre KT5 de la nappe oligocène de Haffouz.	152
Figure V.23 Débit observé VS débit calculé de la source de Ktifet El Homrane.....	152
Figure V.24 Evolution des débits drainés par l'oued Merguellil sur le tronçon Khit El Oued- El Haouareb	153
Figure V.25 Evolution des débits drainés par l'oued Merguellil sur le tronçon en relation avec la nappe de Bouhefna.....	153
Figure V.26 Evolution attendue et réelle des débits échangés depuis l'Oligocène vers le Miopliocène	154
Figure V.27 Evolution attendue et réelle des débits échangés depuis le Miopliocène vers l'Oligocène	154
Figure V.28 Niveaux piézométriques modélisés VS niveaux calculés pour le piézomètre MZ06 (12/12/2013-19/08/2014)	155
Figure V.29 Echange nappe-oued (a) débit échangé et (b) variation du stock de l'aquifère	157

Liste des tableaux

Tableau III-1 Chronogrammes des données hydrométriques	39
Tableau IV-1 Caractéristiques des piézomètres et leurs périodes de suivi.....	74
<i>Tableau IV-2. Evolution spatiale du temps de mémoire en fonction de la distance du Merguellil</i>	<i>83</i>
Tableau IV-3 Evènements sélectionnés pour l'étude d'échange surface-souterrain	87
Tableau IV-4 Abréviations utilisées pour les échantillons de l'eau autour de l'oued	89
Tableau IV-5 Caractéristiques des piézomètres utilisés pour la calibration du modèle	106
Tableau IV-6 Caractéristiques des paramètres du modèle	107
Tableau IV-7 Les paramètres calibrés pour l'événement 20/12/2013 et les descriptions statistiques de la meilleure calibration entre l'hydrogramme observé et l'hydrogramme calculé.....	112
Tableau IV-8 Résultats de l'analyse de sensibilité du modèle au paramètre de distance (x).....	113
Tableau IV-9 Résultats de l'analyse de la sensibilité du modèle à la variation de l'amplitude de l'hydrogramme de crue (le piézomètre MZ06).	114
Tableau IV-10 Résultat de l'application du modèle sur le piézomètre MZ01	114
Tableau IV-11 Résultat de l'application du modèle sur le piézomètre MZ05	115
Tableau IV-12 Résultat de l'application du modèle sur le piézomètre MZ06	116
Tableau IV-13 Résultats de l'application du modèle sur des crues de différentes formes d'hydrogramme avec et sans la considération du taux de la recharge (No R: Calibration sans la prise en considération de la recharge i.e. première étape de calibration)	117
Tableau V-1 Paramètres hydrodynamiques calculés par les pompages d'essai dans la nappe de Bouhefna (T : Transmissivité et K : perméabilité)	132
<i>Tableau V-2 Les coefficients de détermination (R^2) et les racines de la moyenne des carrés des erreurs (RMCE) calculés pour l'ajustement des niveaux observés et des niveaux calibrés en régime transitoire.</i>	<i>140</i>
Tableau V-3 Résultat de l'analyse de sensibilité du modèle à la variation de 5 paramètres	143
Tableau V-4 Quantité des flux échangés entre l'oued et la nappe.....	156

Annexes

A1. Campagnes géochimiques

❖ Campagne 1950 (issue des documents d'archives)

Nom	TDS	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	Na [mg/l]	HCo3 [mg/l]	Cl [mg/l]	SO ₄ [mg/l]	Tronçon
A	1471	236	61	172	95	211	696	Tronçon 1
B	1552	256	66	172	90	211	757	Tronçon 1
C	1382	246	55	132	84	149	716	Tronçon 1
D	1549	262	60	161	105	167	794	Tronçon 1
E	1548	295	60	115	105	176	797	Tronçon 1
F	1777	350	68	127	95	184	953	Tronçon 1
G	1621	324	65	115	117	167	833	Tronçon 1
H	1689	314	67	132	79	193	904	Tronçon 1
I	1877	282	60	276	95	292	872	Tronçon 2
J	1692	232	71	205	138	193	853	Tronçon 2
K	1568	259	54	184	92	239	740	Tronçon 2
L	1208	164	44	184	118	248	450	Tronçon 2
M	1415	190	50	207	101	337	530	Tronçon 2
N	1093	188	49	104	123	120	509	Tronçon 2
O	1370	223	54	167	85	257	584	Tronçon 3
Q	1357	229	61	126	71	195	675	Tronçon 3
R	2631	324	76	506	98	816	811	Tronçon 3
S	3194	360.7	109.4	804.6	117	1418	384.2	Tronçon 4
T	2963	278	82	667	56	1100	780	Tronçon 4
V	3583	290.6	76.8	795.4	113.4	1673	634	Tronçon 4
W	3780	331	91	904	129	1617	708	Tronçon 4
AB	1478	240.5	75.35	97.36	59.7	176.2	828.8	Sources Ain Boukhriss
KH	1465	202.9	51.48	207	127.1	337	539.6	Sources Bouhefna 1
BH	1262	185.1	44.45	189.3	127.1	256.5	459.5	Sources Bouhefna 2
H1	2601	345.7	87.92	509.3	136.8	783.5	737.7	Sources Haffouz 1
H2	3024	307.9	86.59	695.5	59.41	1154	720.2	Sources Haffouz 2

❖ Campagne 1960 (issue des documents d'archives)

Nom	TDS	Ca [mg/l]	Mg [mg/l]	Na [mg/l]	HCo3 [mg/l]	Cl [mg/l]	SO ₄ [mg/l]
PH1	298	68	11	32	244	46	21
PH2	290	71	8	30	244	36	25
PH3	266	66	9	23	225.7	36	21
PH4	411	100	17	41	341.6	53	32
PH5	683	223	59		626.3		93
PH6	408	112	13	28	372.1	52	20
PH7	347	84	11	37	298.9	45	23
PH8	906	220.4	170.1	29.89	292.9	46.09	295.2
PH9	925	207	141.1	43.68	305	35.45	347.5
PH10	414	92	21.67	28.38	250.1	47.24	101.6
PH12	346	65	24	34.5	244	35.5	67.2
HAFFOUZ2	684	88	52	90	205.6	87.84	265.5
HAFFOUZ 6	492	136.3	17.02	22.94	488.1	42.5	33.5
BHC1	490	86.17	31.6	39.08	250.2	56.72	153.7
BHC1	426	60.12	34.03	48.28	225.8	56.72	115.3
BHC3	394	60.12	25.52	41.38	256.3	49.63	91.25
BOUHEFNA9	414	26	68.4	27.6	250	71	96
BOUHEFNA7	422	80	36		97.6	71	187.2
BOUHEFNA 8	347	76	4.8	35.5	85.4	47.55	128.6
BOUHEFNA 3TER	913	54	99.6	94.3	280.6	177.5	345.6
EL AOUADID	404	104	16.8	32.2	183	69.9	89.7

❖ Campagne 2015 (menée durant les travaux de la thèse)

Nom	Libelle	pH	T (°C)	Na (mg/l)	Ca (mg/l)	Mg (mg/l)	Co3 (mg/l)	Hco3 (mg/	Cl (mg/l)	K (mg/l)	So4 (mg/l)	Cond.	¹⁸ O	² H
D04	GWH	7.91	16.3	106.00	243.18	109.13	24.00	128.10	284.00	44.70	562.61	158.2	-5.08	-29.77
D07	GWH	7.73	19.8	173.00	296.56	85.41	8.00	168.77	236.67	47.04	633.76	179.1	-4.46	-28.06
D11	GWH	7.92	14.2	180.00	296.56	116.25	14.00	152.50	284.00	30.36	636.95	197	-4.10	-26.18
G01	GWH	8.59	12.6	28.50	154.21	40.33	6.00	593.73	106.50	1.21	134.62	60.6	-4.81	-28.13
G04	GWH	7.87	19.7	15.40	118.62	14.23	6.00	178.93	142.00	17.51	22.07	43.2	-5.98	-33.51
G05	GWH	7.87	16.9	18.80	118.62	7.12	0.00	187.07	71.00	13.01	20.44	44.4	-5.90	-32.92
G12	GWH	7.5	19.4	32.25	154.21	42.70	6.00	246.03	142.00	36.03	103.38	71.1	-6.13	-33.43
G15	GWH	7.7	18.4	120.00	189.80	109.13	0.00	266.37	213.00	4.03	411.83	131.1	--	--
G16	GWH	7.65	19.2	30.50	183.87	40.33	0.00	264.33	165.67	48.04	35.89	68.3	-6.00	-32.81
G17	GWH	7.55	19.1	118.00	213.52	106.76	20.00	146.40	248.50	33.19	493.79	155.3	-5.25	-30.28
MZ01	GWH	8.13	14.3	60.00	177.94	97.27	16.80	198.86	331.33	45.04	474.63	160.5	-4.77	-28.96
MZ05	GWH	7.4	16.2	108.00	249.11	339.26	0.00	34.57	568.00	24.69	1165.59	290	-4.97	-29.40
P488	GWH	7.82	19.5	43.00	166.07	33.21	0.00	235.87	213.00	1.41	97.13	76.6	-5.99	-32.67
OMZ01	SWH	8.54	17.3	94.67	249.11	132.86	9.00	143.96	213.00	23.35	623.01	176	-4.76	-28.21
MZ08	GW AB	6.79	21.4	1060.00	634.64	564.65	0.00	57.95		12.41	2684.28	946	-3.04	-21.45
OBK	SWAB	8.59	18.3	145.00	160.14	97.27	12.00	205.57	284.00	37.70	489.67	152.8	-4.80	-28.80
OMZ08	SWAB	8.22	10.9	20.00	320.28	102.02	18.00	143.35	378.67		639.42	219	-3.77	-24.24
OMZ10	SWSB	8.05	17.1	1300.00	474.50	135.23	22.00	191.13	2437.67	28.19	1091.25	802	-4.47	-29.94
P500	GWSB	7.16	22.6	1540.00	545.67	218.27	0.00	374.54	3100.33	34.03	1135.97	914	-6.07	-37.35
PBRG	GWEH	8.05	13.1	114.00	338.08	94.90	20.00	193.17	355.00	45.54	602.54	215	-2.17	-13.53
PMR	GWSB	7.29	20.7	1100.00	397.39	137.60	0.00	347.70	2437.67		895.54	720	-5.94	-36.64
S351	SPSB	7.97	13.2	180.00	415.18	172.00	22.00	168.77	355.00	41.03	1152.23	243	--	--
S478	SPSB	8.25	12.4	44.00	118.62	7.12	6.00	170.80	106.50	4.00	17.42	44.1	-5.20	-29.36
S498	SPSB	8.8	18.6	4706.67	521.95	533.81	18.00	130.13	7703.50	66.05	1254.45	2205	-1.02	-9.20
SAG	SPEH	7.82	24.3	86.67	130.49	42.70	6.00	193.17	213.00	67.06	151.36	109.4	-5.89	-34.54
SBK	SPAB	7.49	22.5	40.50	189.80	54.57	6.00	262.30	142.00	2.12	232.94	83.1	-5.90	-32.41

A.2. Propagation des crues de l'oued : Complexité VS Incertitude des données

Un handicap majeur auquel nous avons été confrontés lors de l'étude des dynamiques de recharge par les crues dans le tronçon de l'oued entre Haffouz et El Haouareb est la difficulté de la mesure de la fluctuation des niveaux de l'oued à cause notamment de l'instabilité du lit de l'oued (Cf. IV.1.1.1). Nous avons pu mesurer la fluctuation de l'oued seulement dans la station d'Ain Boukhriss installée à 10 km en amont de la station de Haffouz. En même temps, les données existantes dans la station hydrométrique de Haffouz (données de la DGRE) sont très incertaines et les suivis des crues sont rarement entrepris de façon régulière. Pour étudier la propagation des crues, nous avons essayé d'étudier la propagation des crues de l'oued depuis l'amont (station de Skhira) vers l'aval (station de Haffouz) pour tester la possibilité d'utiliser un modèle de routage pour faire acheminer les crues enregistrées dans la station d'Ain Boukhriss vers la station de Haffouz. L'analyse préliminaire des données de la station de Skhira et la station de Haffouz a porté sur 215 événements enregistrés entre la période 1974-2009, après analyse et confrontation des données dans les deux stations, seuls 25 épisodes ont été jugés fiables pour l'étude de la propagation des crues i.e. suivies dans les deux stations avec un pas de temps de 15 min. L'analyse visuelle des épisodes des crues dans les deux stations révèle la présence de deux dynamiques différentes de propagation. Pour certaines crues observées dans la station de Haffouz, les hydrogrammes montrent une forme atténuée et translatée par rapport à la crue observée dans la station de Skhira. Pour d'autres, les hydrogrammes montrent contrairement une amplitude beaucoup plus élevée que celle observée dans la station de Haffouz. Il semble ici que lorsque la pluie dans le sous-bassin intermédiaire de Haffouz est assez faible, voire absente, la crue enregistrée dans la station de Haffouz est générée uniquement par la propagation de la crue de l'amont (i.e. enregistrée dans la station de Skhira) (e.g. événement ,12/05/1996, Figure A2.1.a) alors que lorsque le ruissellement dans le sous-bassin de Haffouz est assez conséquent la crue observée dans la station de Haffouz est la somme entre la crue propagée depuis l'amont et les flux latéraux qui interviennent dans le sous-bassin intermédiaire de Haffouz (e.g. événement de 14/08/2009, Figure A2.1.b). La première dynamique est toutefois très rare à observer (seulement 2 événements sur l'ensemble de 25 événements étudiés). Les hydrogrammes des épisodes des crues observés dans la station de Skhira et la station de Haffouz montre que le temps de remonté des crues oscille entre 1 heure à 18 h avec un temps de base de 5 à 96 h. Les caractéristiques générales des hydrogrammes des crues montrent aussi que les crues faibles et modérées se produisent durant la période septembre et Mars, la plupart des hydrogrammes des crues indiquent une augmentation très rapide dans les deux stations. Une autre constatation associée au degré d'incertitude des hydrogrammes ressort également de l'inspection visuelle des formes des hydrogrammes, c'est la forte variabilité du temps de translation même pour les crues comparables.

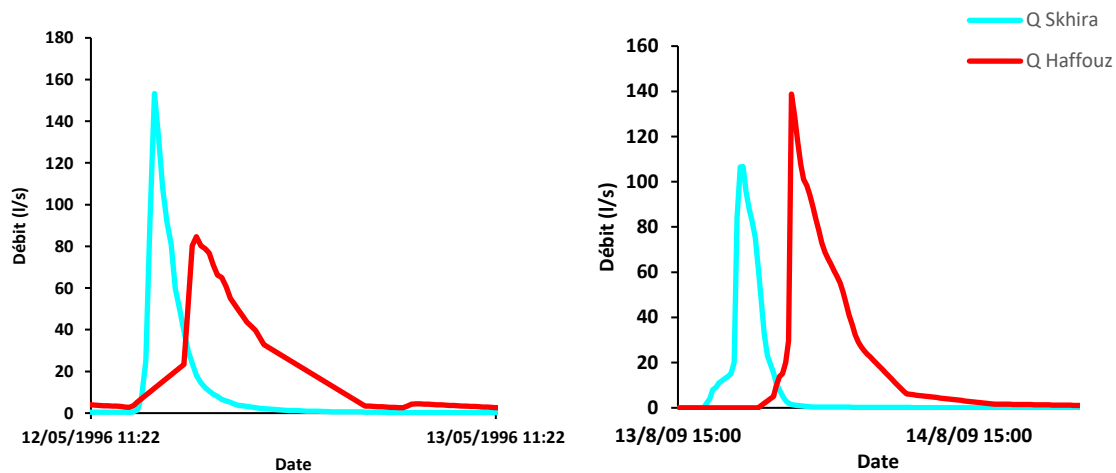


Figure A2.1 Exemple de deux dynamiques de propagation de crue dans le bassin de l'oued Merguellil : (a) Evènement 12/05/1996, la forme de

L'utilisation d'un modèle de routage s'est avérée très obsolète, car, autre que l'incertitude des mesures de débits dans la station de Haffouz (instabilité de l'oued et le changement de tarage à chaque passage de crue), la dynamique de la propagation est pratiquement différente d'une crue à une autre et elle ne présente aucune corrélation avec la lame d'eau précipitée, la relation entre la pluie précipitée et la lame ruisselée pour chaque événement est très faible ou même aléatoire (Figure A2.2). L'anthropisation du système par les multiples modifications dans le bassin (e.g. seuil, route, accumulation des sédiments suite à l'édification du barrage, multiplication des travaux de CES) ainsi que l'absence des séries de données robustes sur la longue durée sont autant des facteurs capables de générer cette complexité.

Nous avons finalement décidé d'utiliser les données de la sonde installée à 10 km en aval de Haffouz (à la station d'Ain Boukhriss) pour étudier la dynamique d'infiltration des crues en fixant une marge d'incertitude sur les estimations avancées. Nous croyons que l'erreur commise par l'utilisation des hauteurs d'eau enregistrées dans cette station sera beaucoup plus faible que l'utilisation des hauteurs estimées par un modèle hydrologique dans ses conditions extrêmes de complexité.

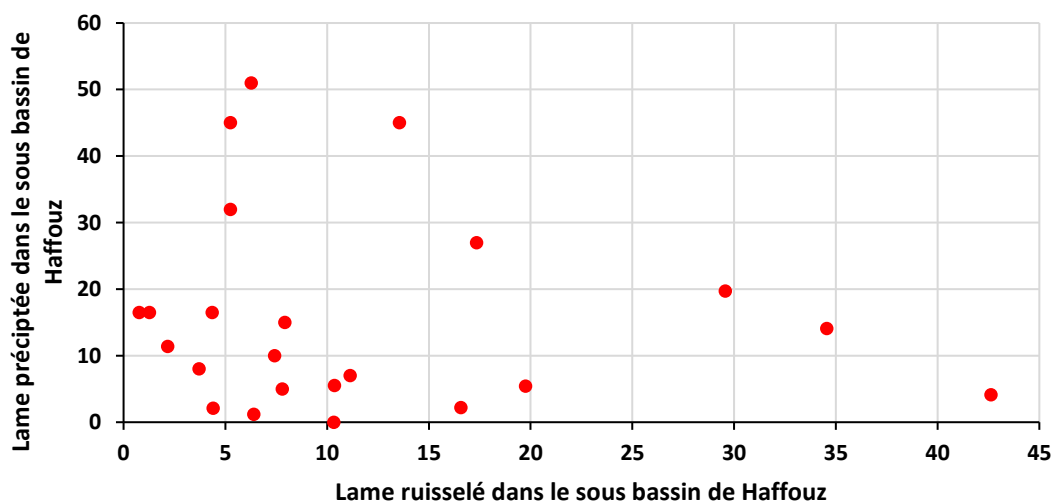
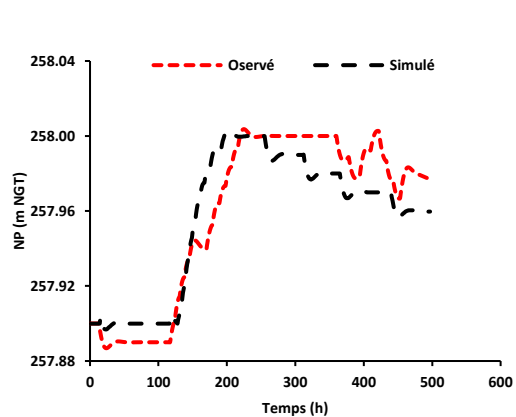
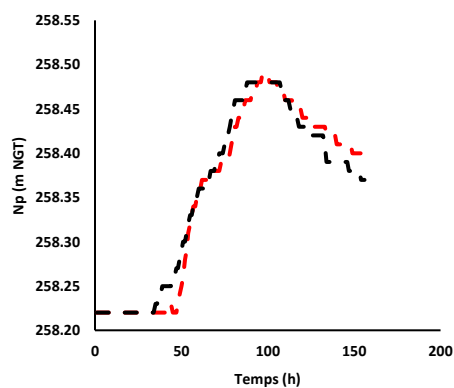


Figure A2.2. Relation lame ruisselée/lame sélectionnés dans le sous-bassin de Haffouz précipitée pour les 25 évènements

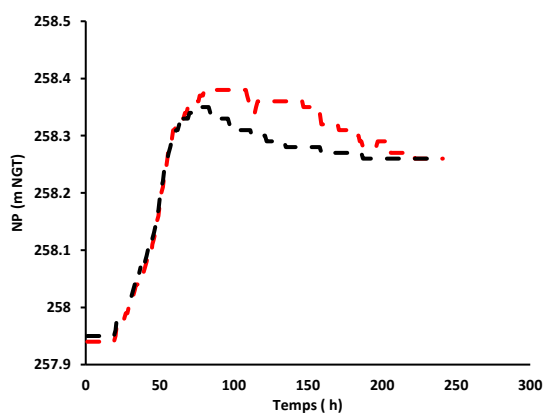
A3. Résultat de la calibration du modèle analytique sur les différents événements



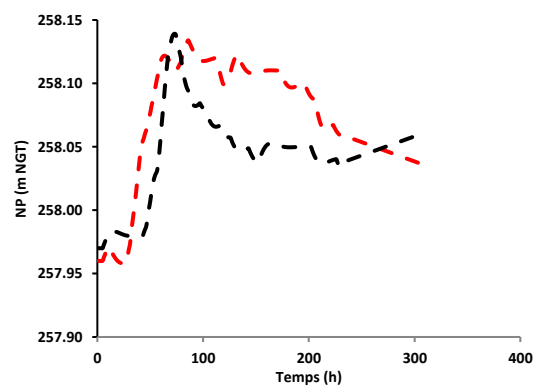
Evènement 13/08/2013 (MZ01)



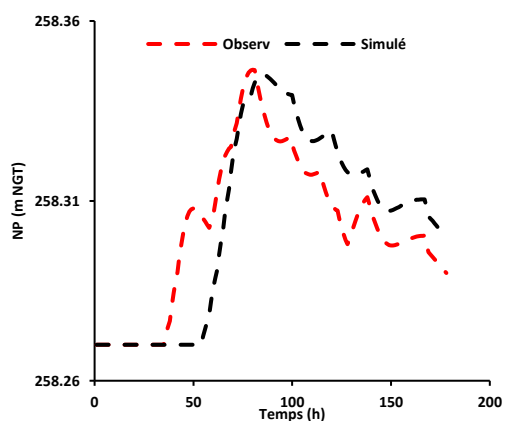
Evènement 13/03/2014 (MZ01)



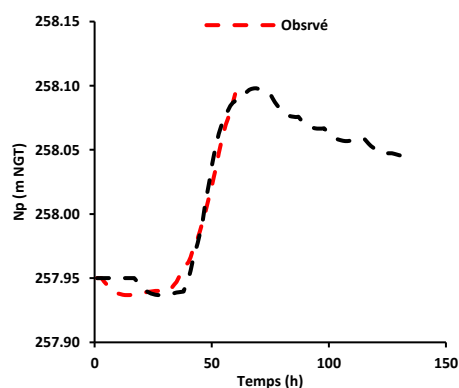
Evènement 06/10/2013 (MZ01)



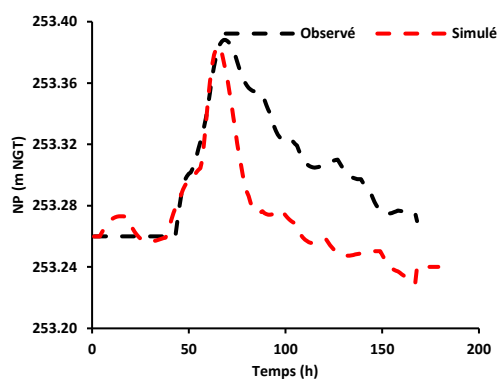
Evènement 25/05/2013 (MZ01)



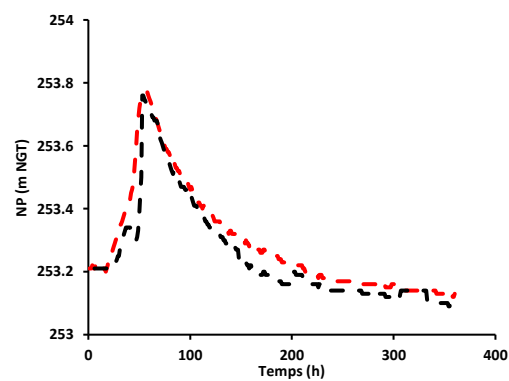
Evènement 30/01/2014 (MZ01)



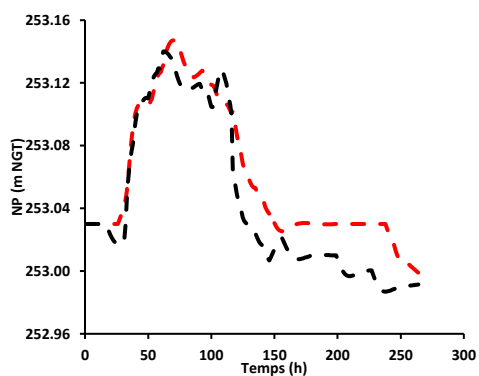
Evènement 19/09/2013 (MZ01)



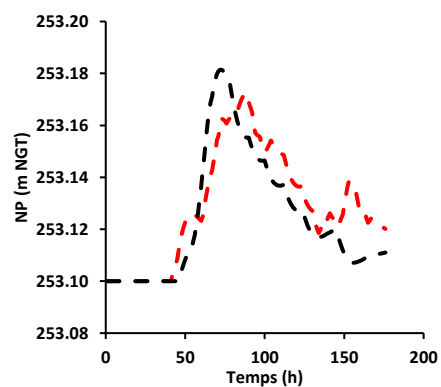
Evènement 25/09/2013 (MZ05)



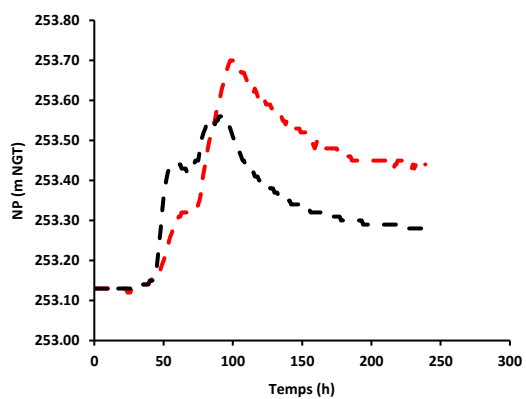
Evènement 06/10/2013 (MZ05)



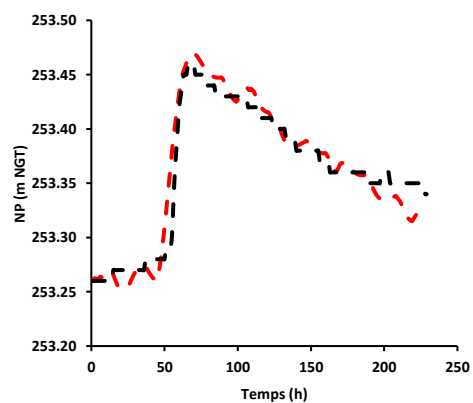
Evènement 10/11/2013 (MZ05)



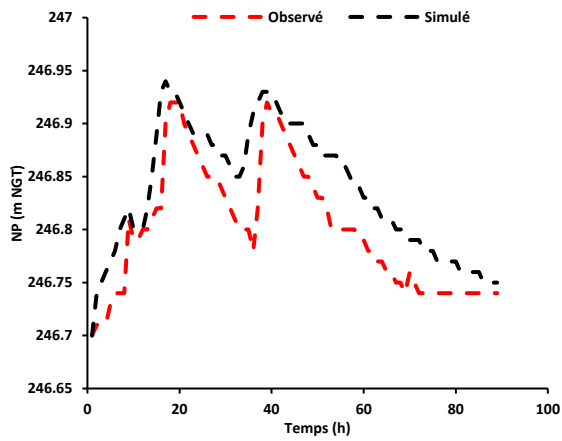
Evènement 30/01/2014 (MZ05)



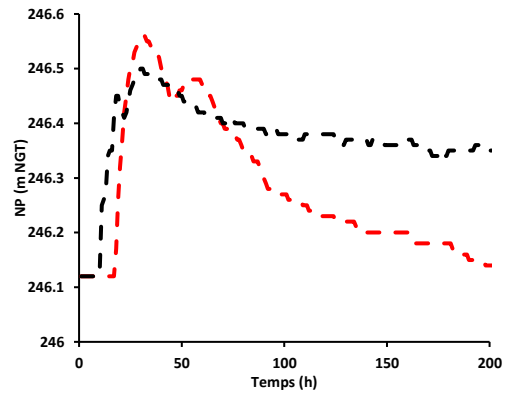
Evènement 13/03/2014 (MZ05)



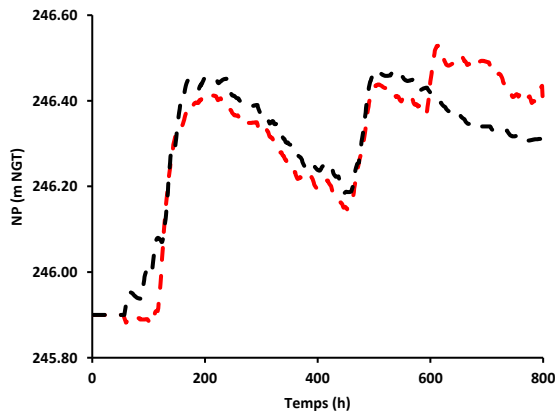
Evènement 22/04/2014 (MZ05)



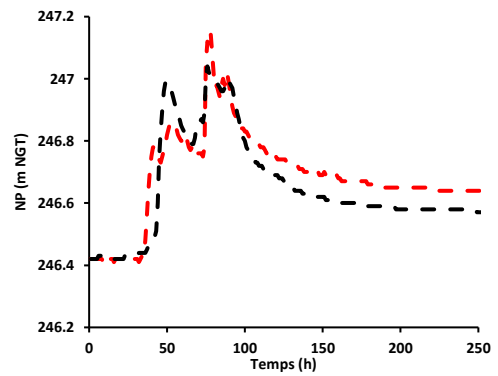
Evènement 07/09/2015 (MZ06)



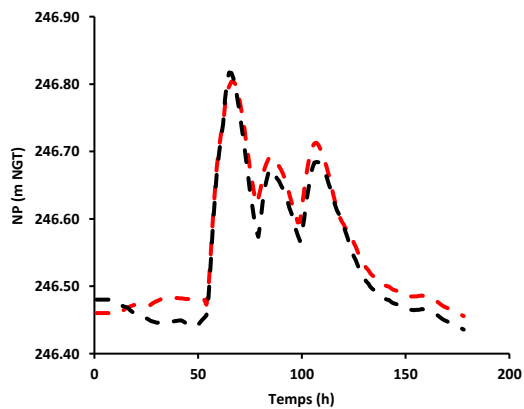
Evènement 10/06/2015 (MZ06)



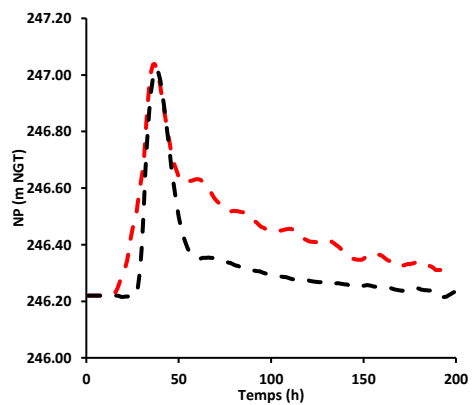
Evènement 13/08/2013 (MZ06)



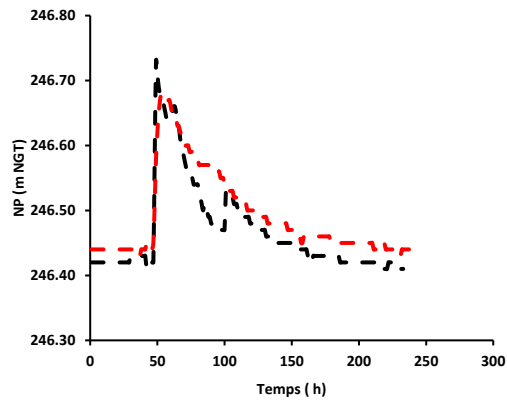
Evènement 13/03/2014 (MZ06)



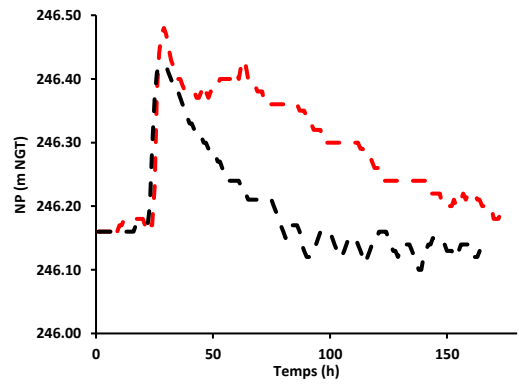
Evènement 13/09/2015 (MZ06)



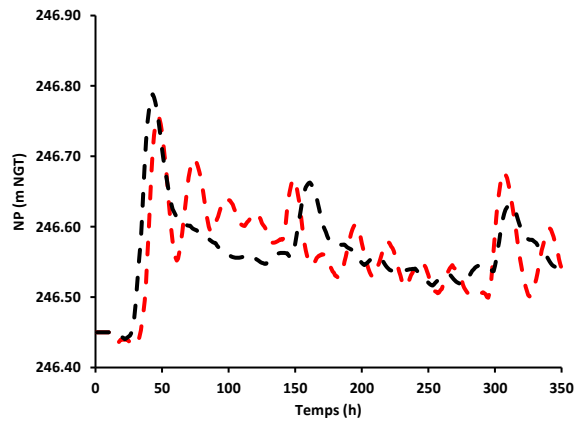
Evènement 18/06/2014 (MZ06)



Evènement 22/04/2014 (MZ06)

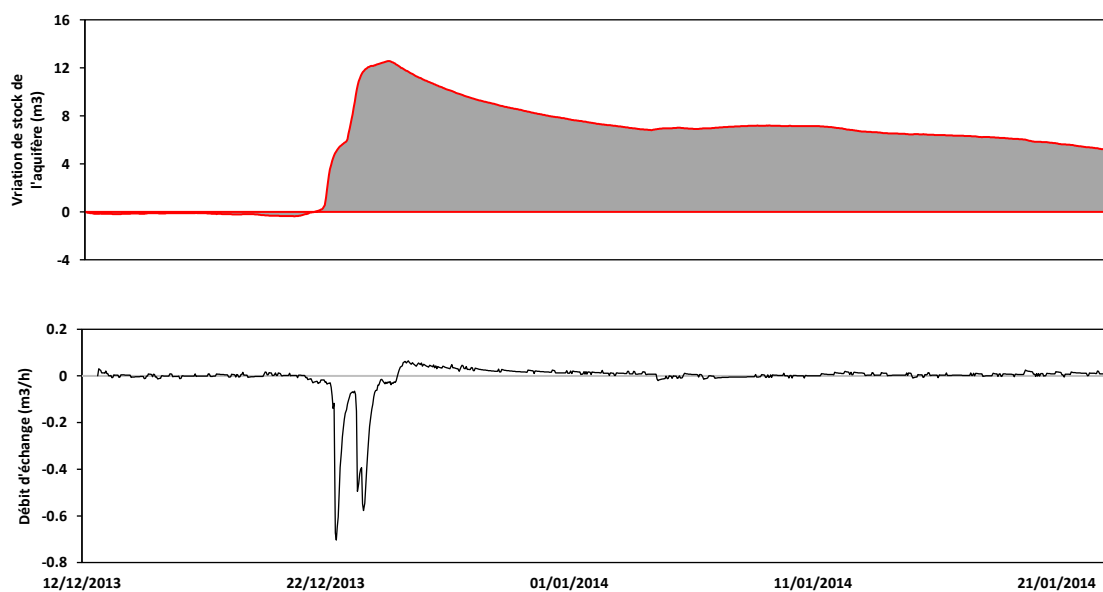


Evènement 24/07/2016 (MZ06)

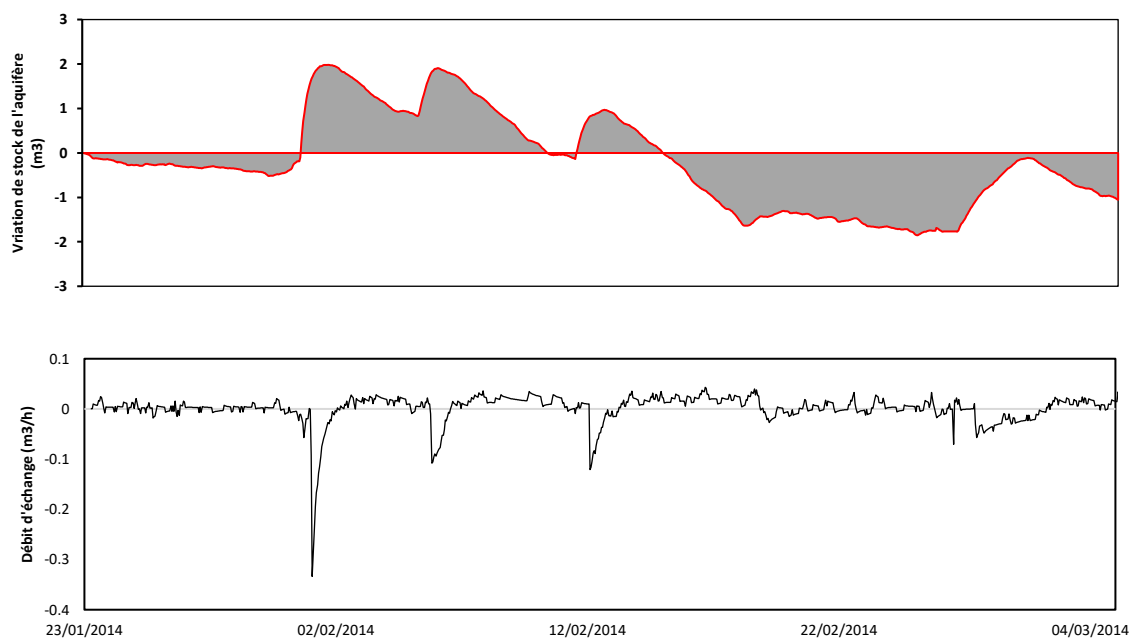


Evènement 30/10/2014 (MZ06)

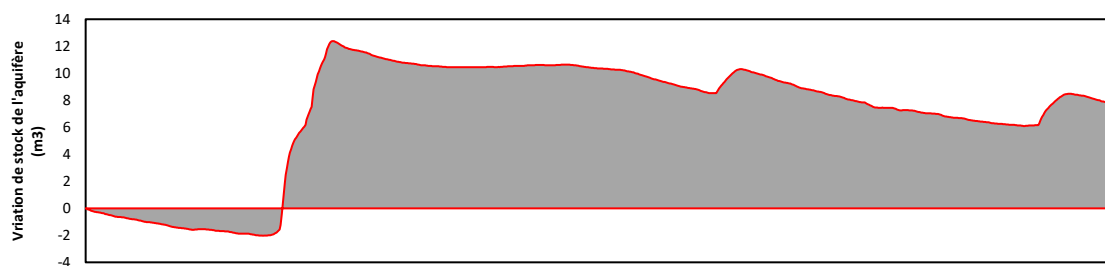
A.4. Résultat de l'application du modèle analytique

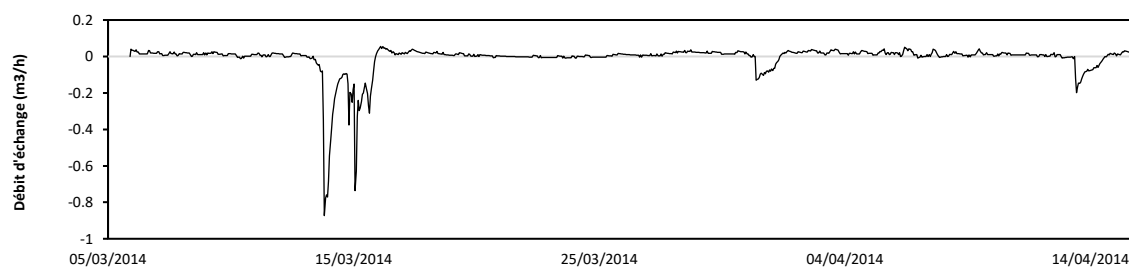


Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 12.12.2013-22.01.2014)

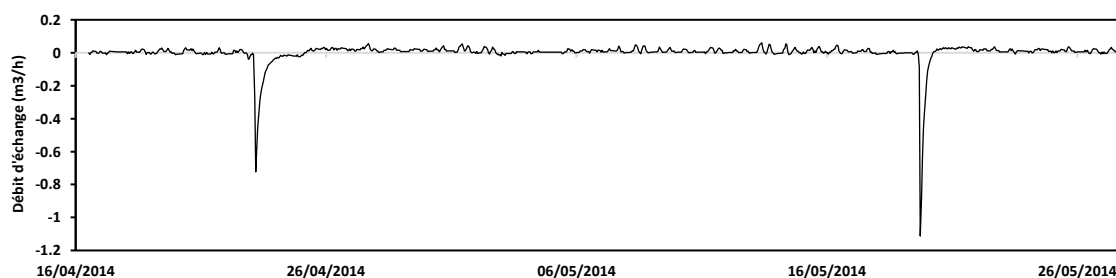
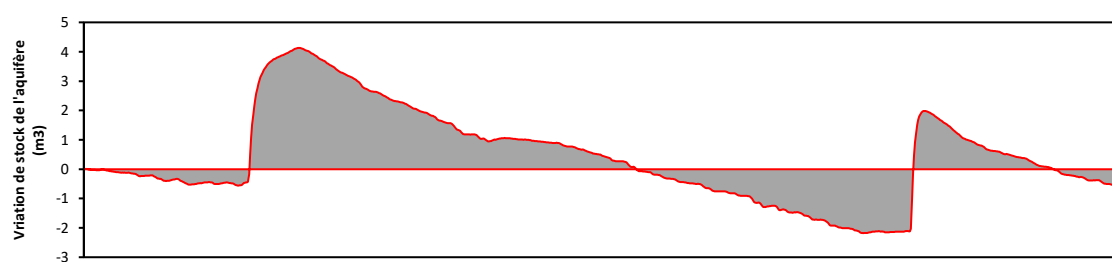


Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 23.01.2014-04.03.2014)

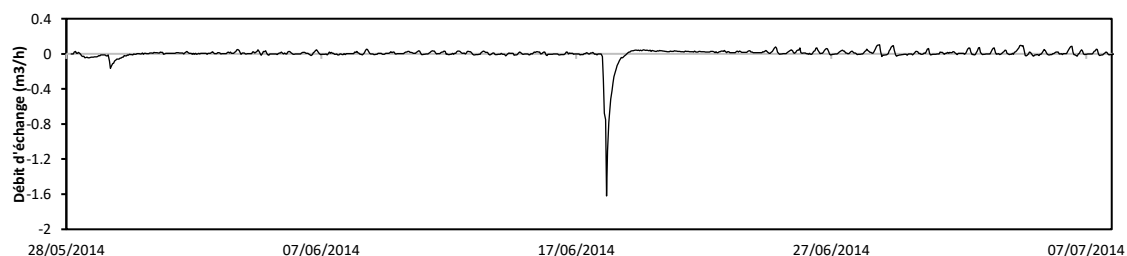
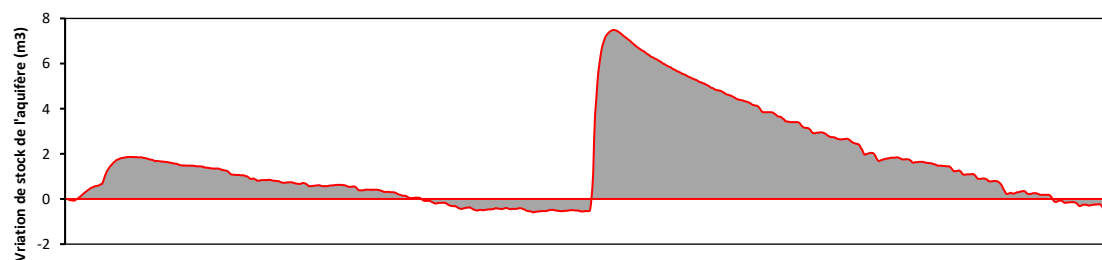




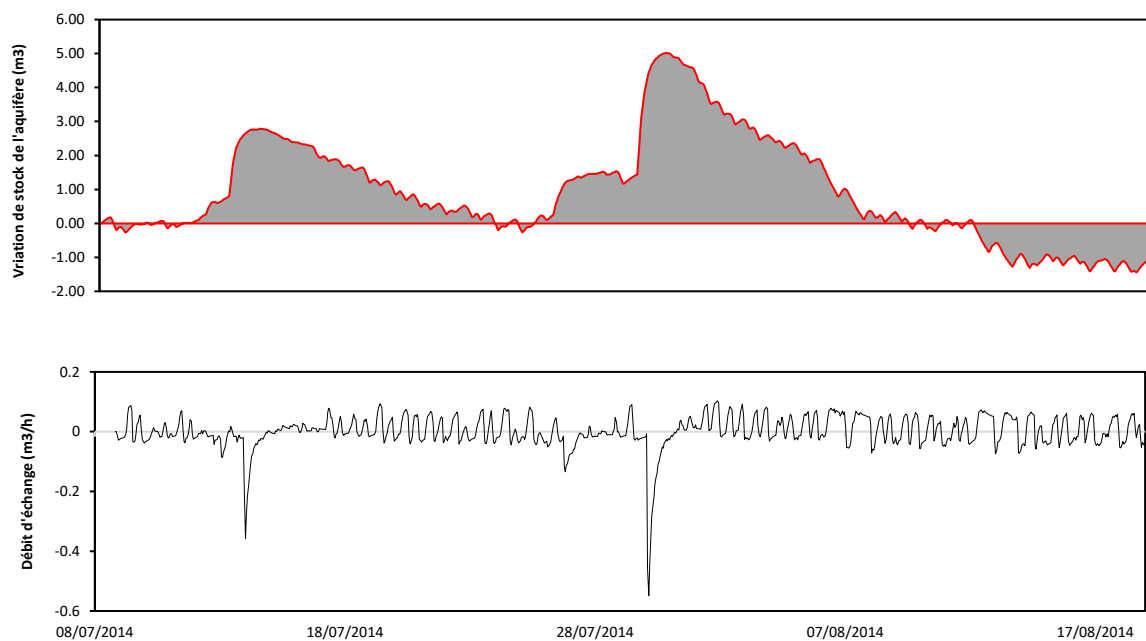
Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 05.03.2014-15.04.2014)



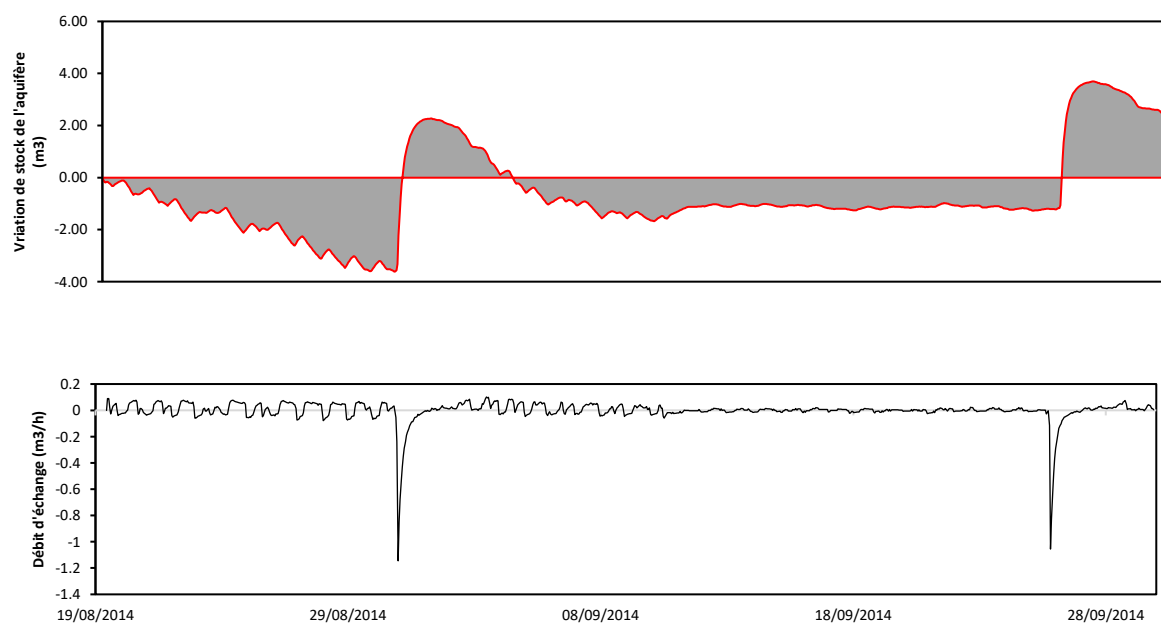
Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 16.04.2014-27.05.2014)



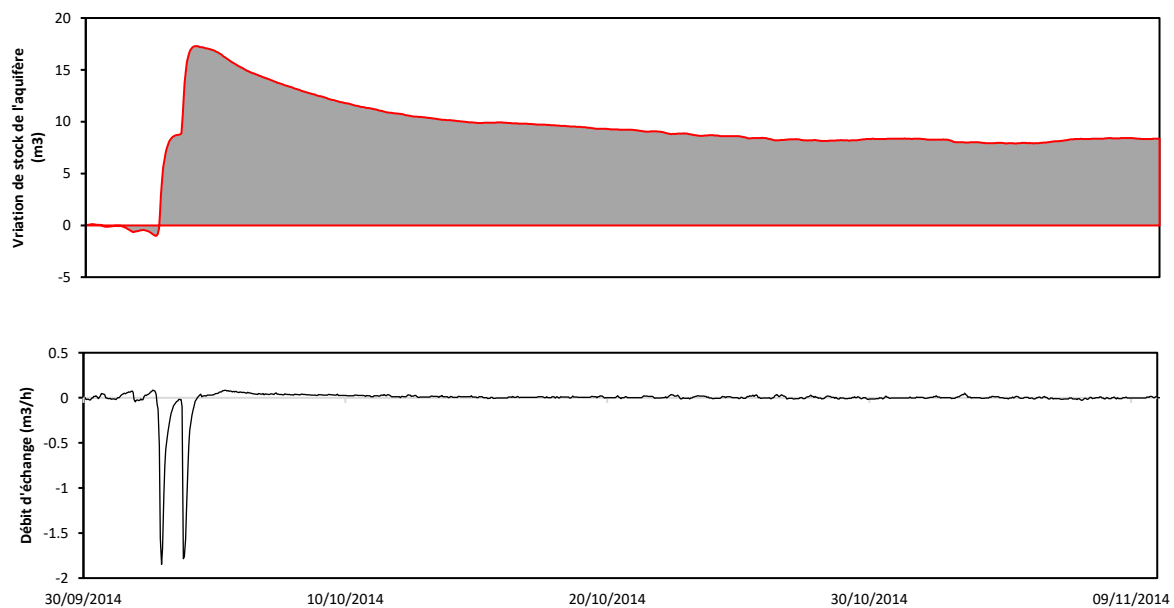
Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 28.05.2014-07.07.2014)



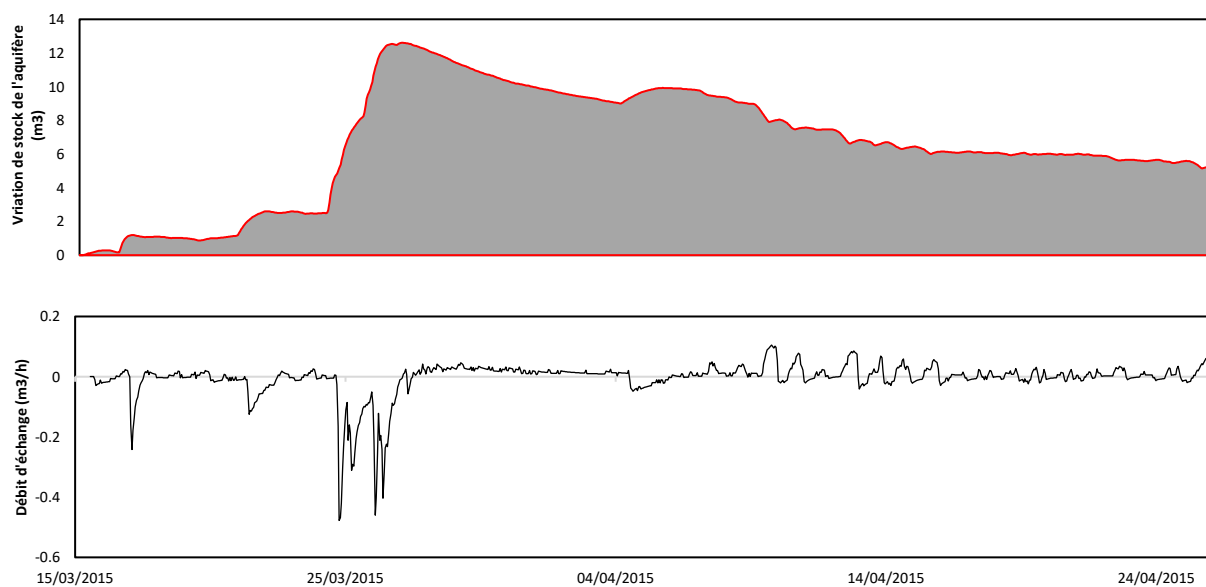
Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 08.07.2014-18.08.2014)



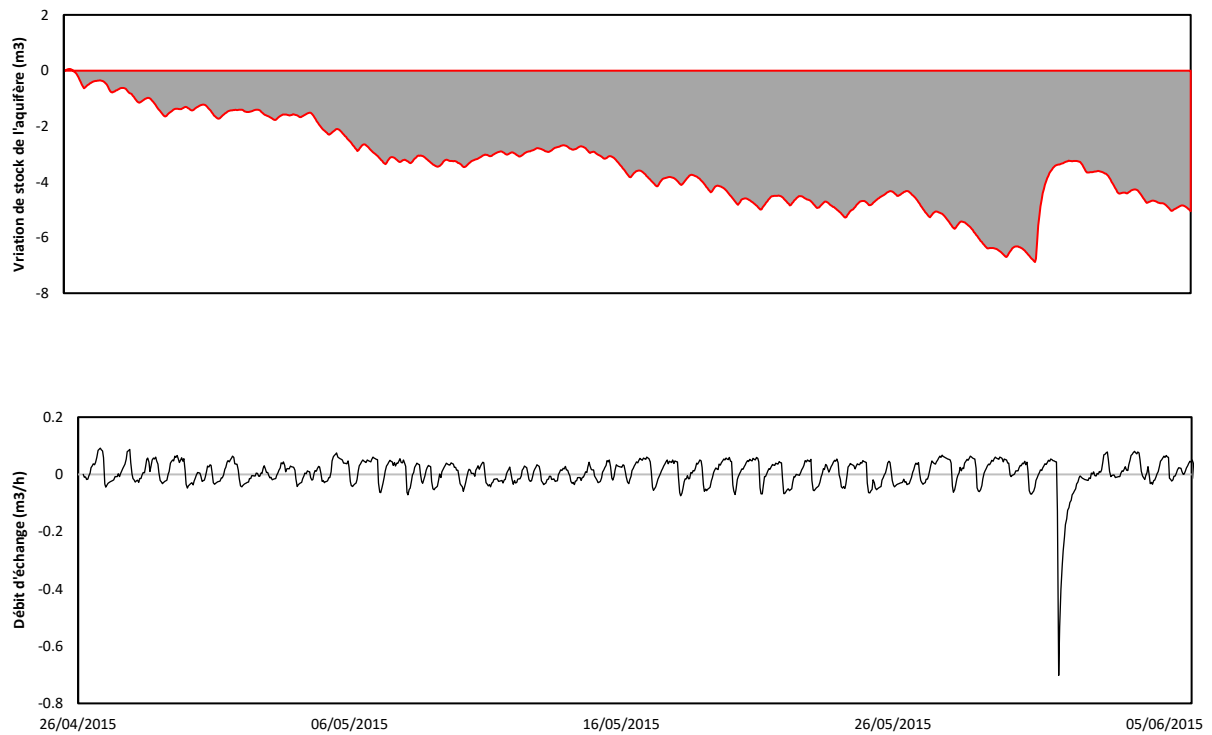
Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 19.08.2014-29.09.2014)



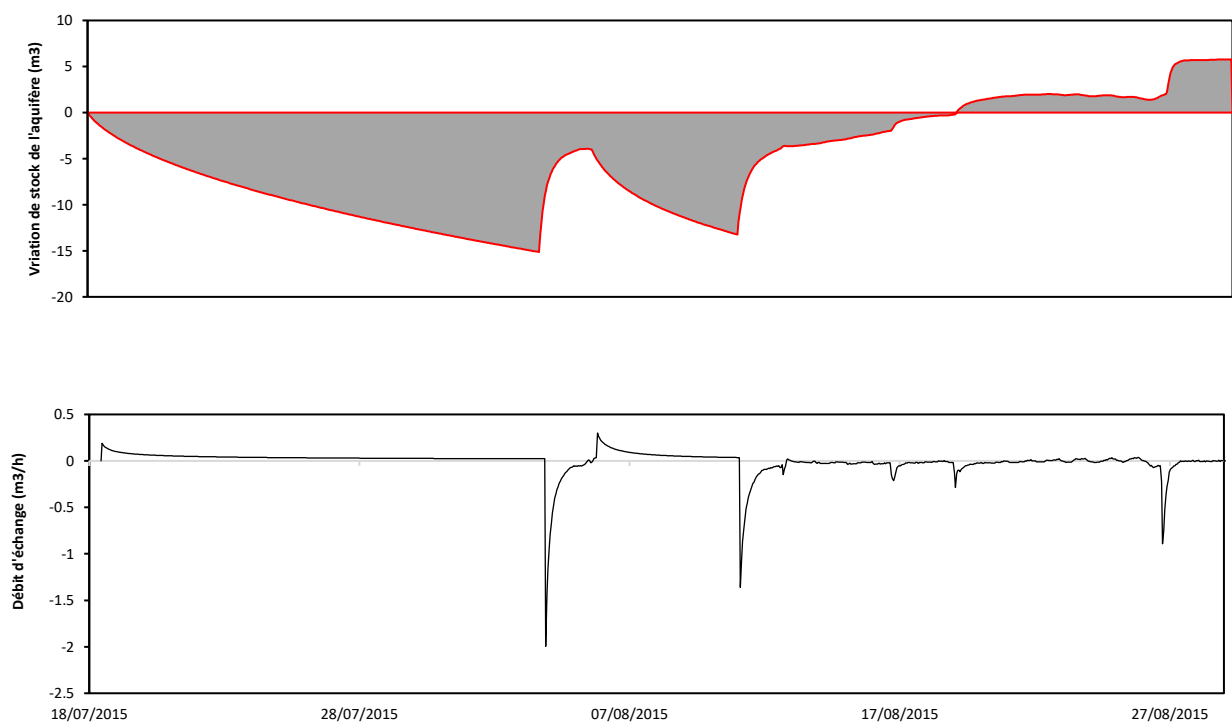
Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 30.09.2014-10.11.2014)



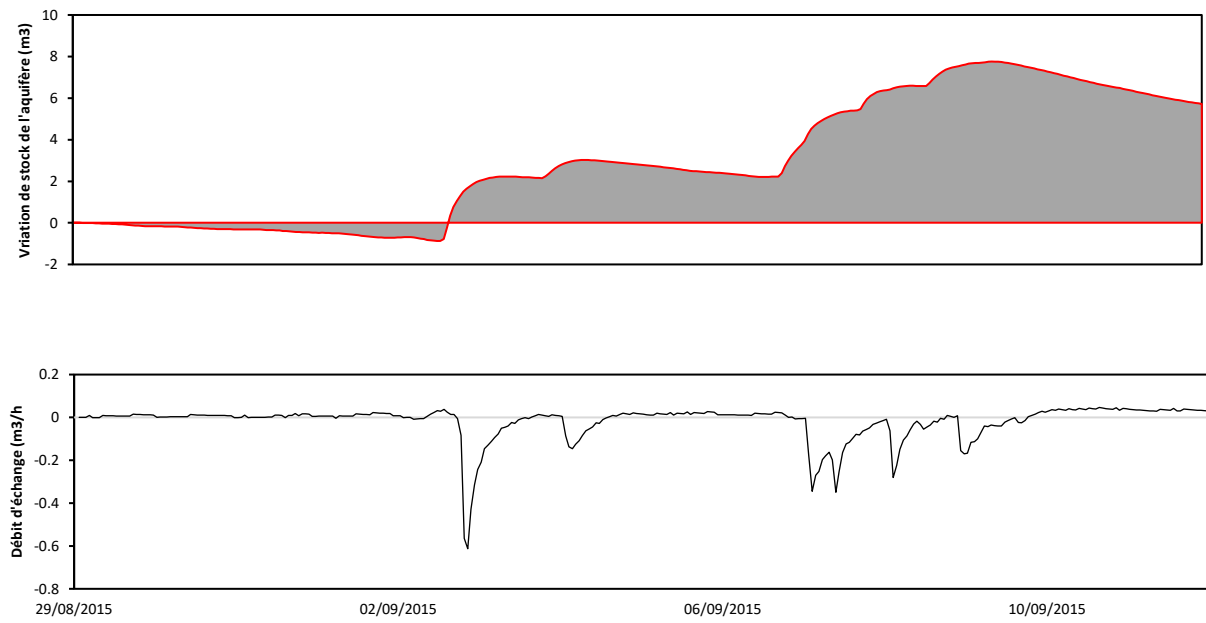
Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 15.03.2015-25.04.2015)



Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 26.04.2015-06.06.2015)



Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 18.07.2015-28.08.2015)



Débit d'échange surface-souterrain et variation du stock de la nappe alluviale à 100 m de l'oued (Période 29.08.2015-12.09.2015)

A5. Estimation de recharge à partir des mesures historiques de Tritium

A5.1. Introduction :

Le tritium (^3H) est un traceur très réputé qui permet d'estimer l'âge des eaux modernes (<50 ans). Dans le cas où des mesures historiques existent (i.e. durant la période 1950 -1970 où l'activité radioactive dans la pluie est importante), ce traceur peut se montrer très intéressant pour estimer le taux de renouvellement des nappes souterraines. En fonction des teneurs en tritium observées dans la pluie, il est possible d'estimer le taux de renouvellement dans une nappe à l'aide d'un modèle de la décroissance exponentielle de la radioactivité de tritium. Dans le cadre des travaux de cette thèse nous avons estimé le taux de renouvellement dans la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz.

A5.2. Description du modèle

La loi de décroissance radioactive est basée sur le fait que la décroissance est un processus purement statistique i.e. la probabilité de désintégration (décroissance) est une propriété fondamentale du noyau atomique et reste équivalente dans le temps. Cette loi de décroissance peut être exprimée mathématiquement selon l'équation A5.1.

$$A = A_0 e^{-\lambda t} \quad \text{Equation A5.1}$$

Avec A_0 la radioactivité de l'échantillon au temps 0 et A la radioactivité de l'eau au temps t .

La variation de la teneur d'un isotope radioactif quelconque dans une nappe d'eau est influencée souvent par d'autres phénomènes physiques- autres que la décroissance radioactive- qui peuvent varier la teneur en isotopes. La recharge directe par la pluie est la composante la plus importante qui peut influencer cette décroissance de la radioactivité. En fonction du signal atmosphérique de la pluie i.e. la teneur de l'isotope radioactif dans la pluie, il est possible de prendre en considération un autre terme qui reflète le taux de renouvellement de la nappe (T_r). Il en ressort que la teneur en tritium dans une nappe au cours d'une année i peut être calculée selon l'équation A5.2.

$$A_{ni} = (1 - T_{ri}) A_{ni-1} e^{-\frac{\ln 2}{T_{1/2}}} + T_{ri} A_{pi} \quad \text{Equation A5.2}$$

Avec A_{ni} la teneur en isotope radioactif de la nappe à l'année i et A_{n-1} la teneur à l'année $n-1$, T_{ri} le taux de renouvellement de la nappe pour l'année i et A_{pi} la teneur de l'isotope radioactif dans la pluie pour l'année i .

A5.3. Reconstitution de la chronique de tritium dans la pluie

Le teneur de tritium dans la région d'étude a été construit à partir de deux stations de Sfax et de Tunis Carthage (Base de données IAEA-Wiser GNIP <https://nucleus.iaea.org>) sur la période 1967-2015 recalé sur les deux mesures disponibles dans la région (Hamza, 1979 ; Jéribi, 2004). La période avant 1967 a été reconstituée à partir des teneurs de la station d'Ottawa au Canada et la station de Genès en Italie (Figure A5.1)

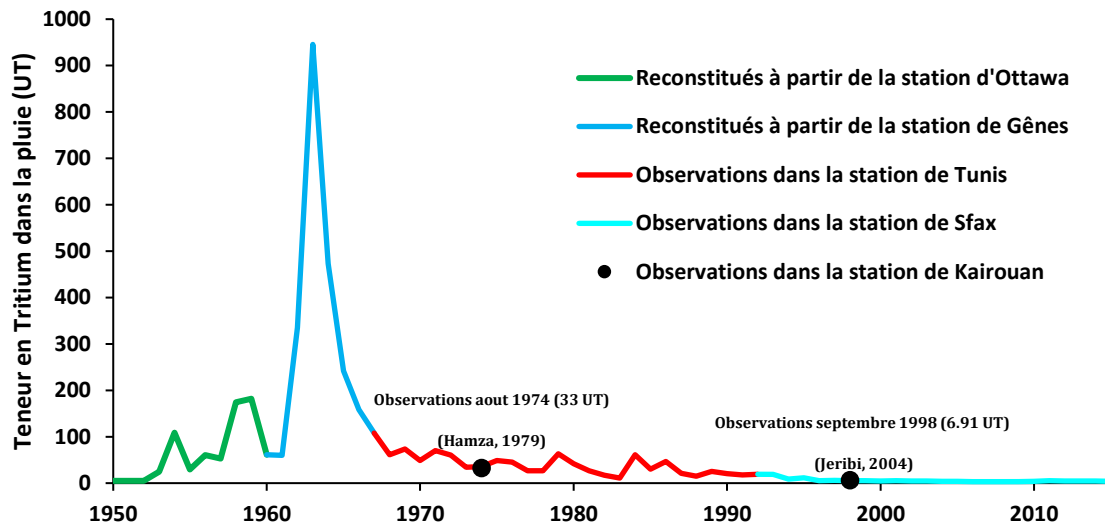


Figure A5.1. Chronique reconstituée des teneurs en tritium (1950-2015)

A5.4. Teneurs en tritium dans la nappe de Bouhefna

Les données anciennes des teneurs en Tritium ont été collectées à partir des documents d'archives. La campagne la plus ancienne encore accessible est celle de 1967. Ces valeurs ont été comparées à celles avancées par El Mejri et al. (2014) dans les mêmes nappes (Tableau A5.1)

Tableau A5.1 Teneur en tritium dans les forages échantillonnés en 1967

Nom de forage	Niveau capté	Nappe	Teneur en tritium en 1967 (UT)	Teneur actuel en tritium (UT) (El Mejri et al. 2014)
H1	212-250	Haffouz	108±4	0.36
H2	402-496	Haffouz	102±4	<3
H3	70-98	Haffouz	2.7±4	<3
H4	65-84	Haffouz	44±4	<3
H5	95-134	Haffouz	7.1±5	<3
H6	147-182	Haffouz	51±4	<3
BH1	193-313	Bouhefna	15±2	<1
BH2	120-228	Bouhefna	27±2	<1
BH3	140-181	Bouhefna	10±3	<1

A5.5. Pondération de pluie

Le modèle de l'évolution des teneurs en tritium suppose que le faciès isotopique est homogène sur toute l'épaisseur de la nappe. Pour pallier ce problème, on utilisera ici deux pondérations des pluies pour estimer le taux de renouvellement, la première le fait dépendre de façon exponentielle de l'écart à la moyenne de la pluie annuelle (Equation A5.3) et la deuxième consiste à considérer un seuil de pluie, en dessous duquel l'infiltration est nulle (Equation A5.4).

$$T_{ri} = T_r * \left(\frac{P_i}{P_m}\right)^{1.5} \quad \text{Equation A5.3}$$

$$T_{ri} = T_r * \frac{P_i - P_s}{P_m - P_s} \quad \text{Equation A5.4}$$

Avec Tri : Taux de renouvellement à l'année i, Tr : Taux de renouvellement de référence, Pi : Pluie à l'année i, Ps : Pluie seuille, Pm : Pluie moyenne.

A5.6. Calibration du modèle

La calibration du modèle au niveau du forage H1 montre que les valeurs optimales de taux de renouvellement calibré sont 6%, 4% et 3%, pour les hypothèses sans pondération des pluies, avec la pondération 1 et avec la pondération 2 respectivement (Figure A5.2).

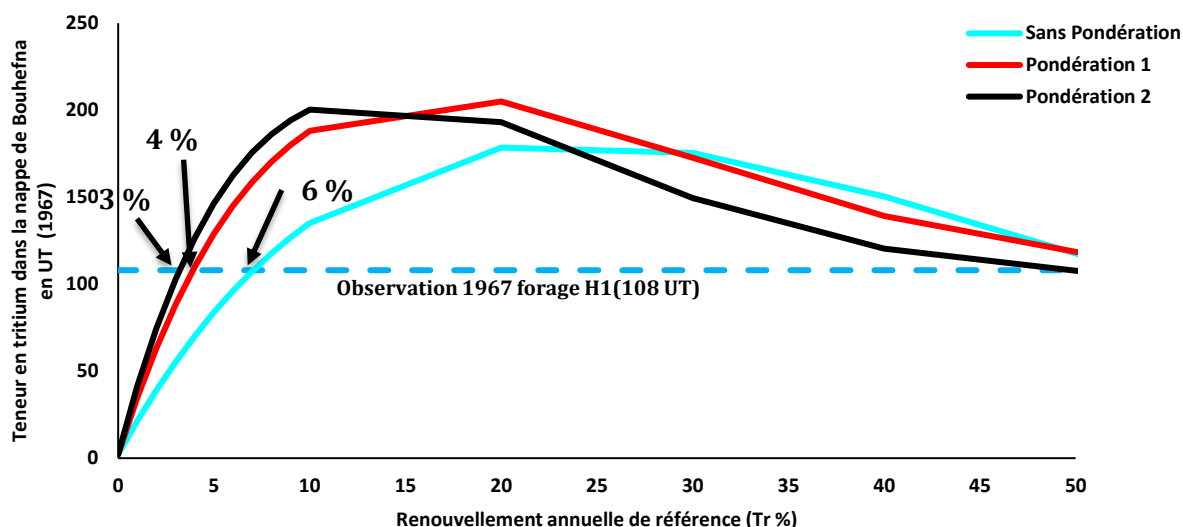


Figure A5.2 Teneur en tritium de la nappe de Haffouz en 1967 en fonction du taux de renouvellement

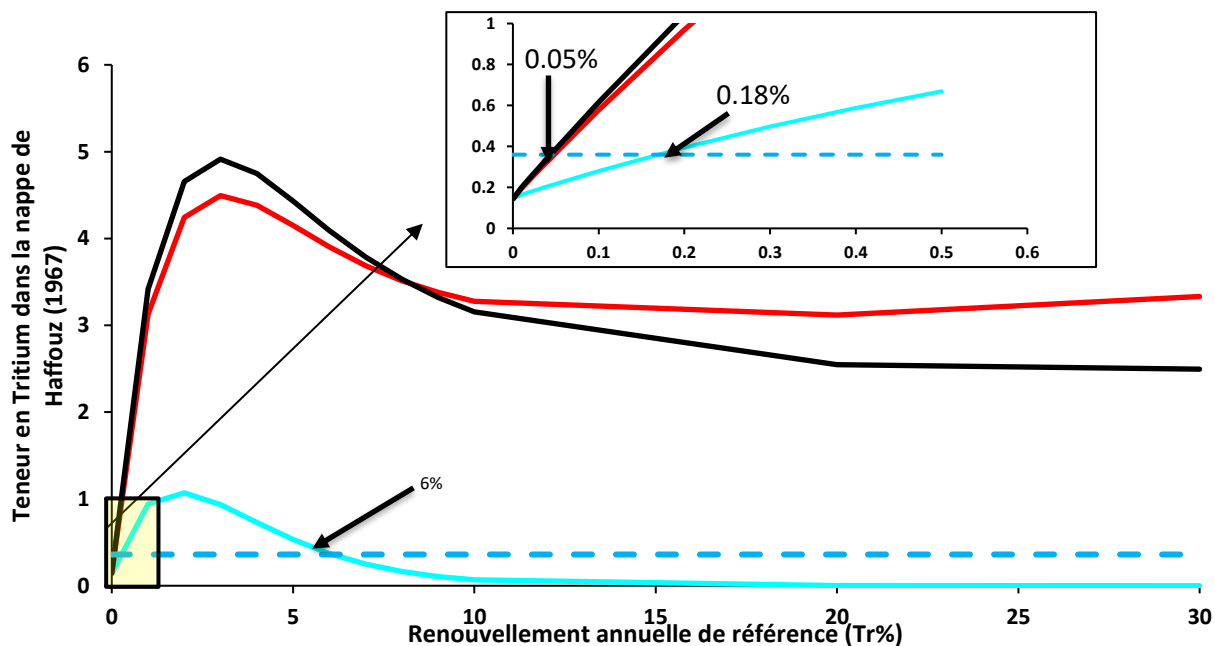


Figure A5.3 Teneur en tritium de la nappe de Haffouz en 2014 en fonction du taux de renouvellement

La calibration du modèle sur la valeur observée en 2014 (El Mejri et al, 2014) suggère trois solutions possibles. Les deux premières solutions concernent les valeurs assez faibles de teneurs à raison de 0.18 pour le cas sans pondération et <0.1% pour le cas de la pondération 1 et la pondération 2. La deuxième possibilité implique uniquement la solution sans pondération des pluies qui montre un taux de renouvellement de 6%, la même valeur calibrée pour l'année 1967. La solution possible alors est un taux de renouvellement de 6% (Figure A5.2).

En considérant le taux de renouvellement de la nappe de l'ordre de 6 % il est possible de reconstituer l'évolution du taux de tritium dans le forage H1 (Figure A5.4).

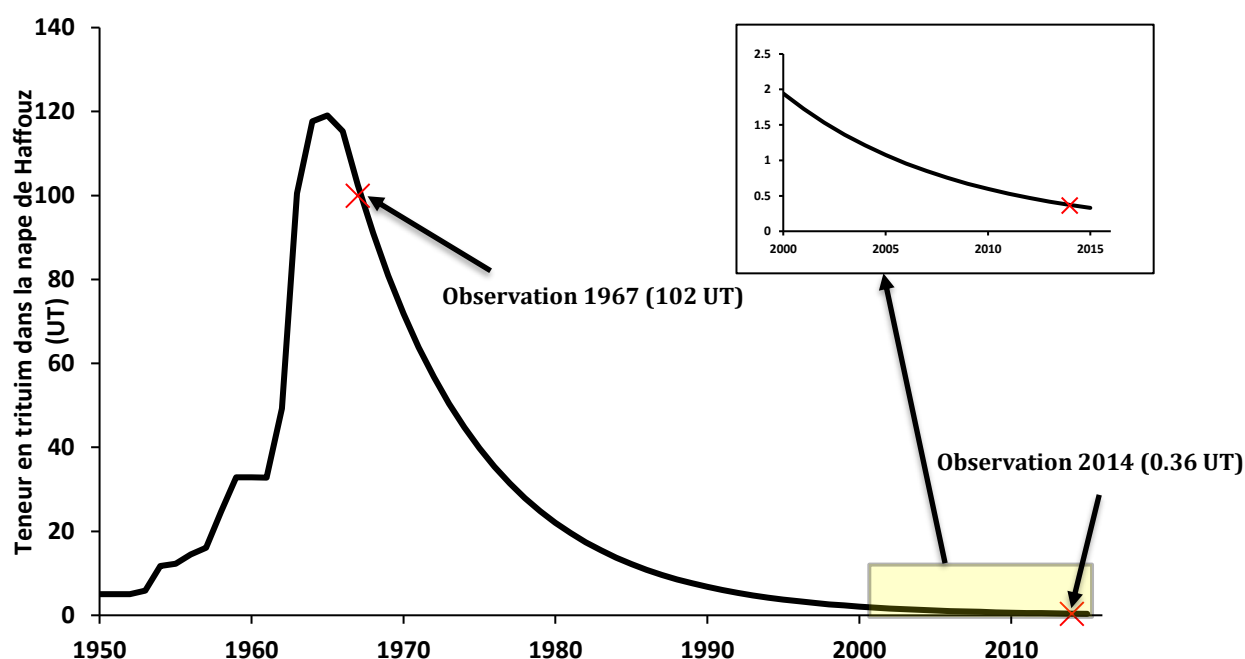


Figure A5.4. Évolution des teneurs de tritium dans la nappe de Haffouz (forage H1) entre 1950 et 2015 pour un taux de renouvellement de 6 % (sans pondération de pluie).

A5.7. Application du modèle

Le modèle de l'évolution décroissante de tritium avec la prise en considération du taux de renouvellement annuel a été également appliqué pour les autres forages (Figure A5.5). Le teneur de tritium actuel calculé en 2015 pour chaque hypothèse de pondération des pluies a été comparé avec les bornes de teneur actuel en tritium fixées pour chaque niveau aquifère (la nappe de Bouhefna <1 ; La nappe de Haffouz <3).

Tableau A5.2. Résultat de l'application du modèle sur les 9 échantillons dans la nappe de Bouhefna et la nappe de Haffouz (SP : Sans pondération, P1 : Pondération 1 ; P2 : Pondération 2)

Forage	H ³ (UT) (1967)	Nappe	Tr S.P (%)	Tr P1 (%)	Tr P2 (%)	H ³ calc. S.P (2015)	H ³ calc. P1 (2015)	H ³ calc. P2 (2015)	H ³ obs. (2015)*	Tr calibré
BH1	15±2	Bouhefna	0.60	0.34	0.28	1.74	0.47	1.36	<1	0.34
BH2	27±2	Bouhefna	1.19	0.68	0.46	1.9	2.42	0.8	<1	0.46
BH3	10±3	Bouhefna	0.3	0.2	0.1	1.7	0.5	1.2	<1	0.2
H1	108±4	Haffouz	6.46	3.5	2.95	0.29	4.27	4.76	<3	6.46
H2	102±4	Haffouz	5.95	3.33	2.73	0.35	4.3	4.75	0.36	5.96
H3	2.7±4	Haffouz	0.02	0.01	0.01	0.17	0.20	0.20	<3	0.17-0.20
H4	44±4	Haffouz	2.10	1.20	0.98	1.05	3.39	3.34	<3	2.10
H5	7.1±5	Haffouz	0.22	0.13	0.10	0.42	0.6	0.64	<3	0.10-0.22
H6	51±4	Haffouz	2.50	1.42	1.17	1.01	3.67	3.67	<3	2.5

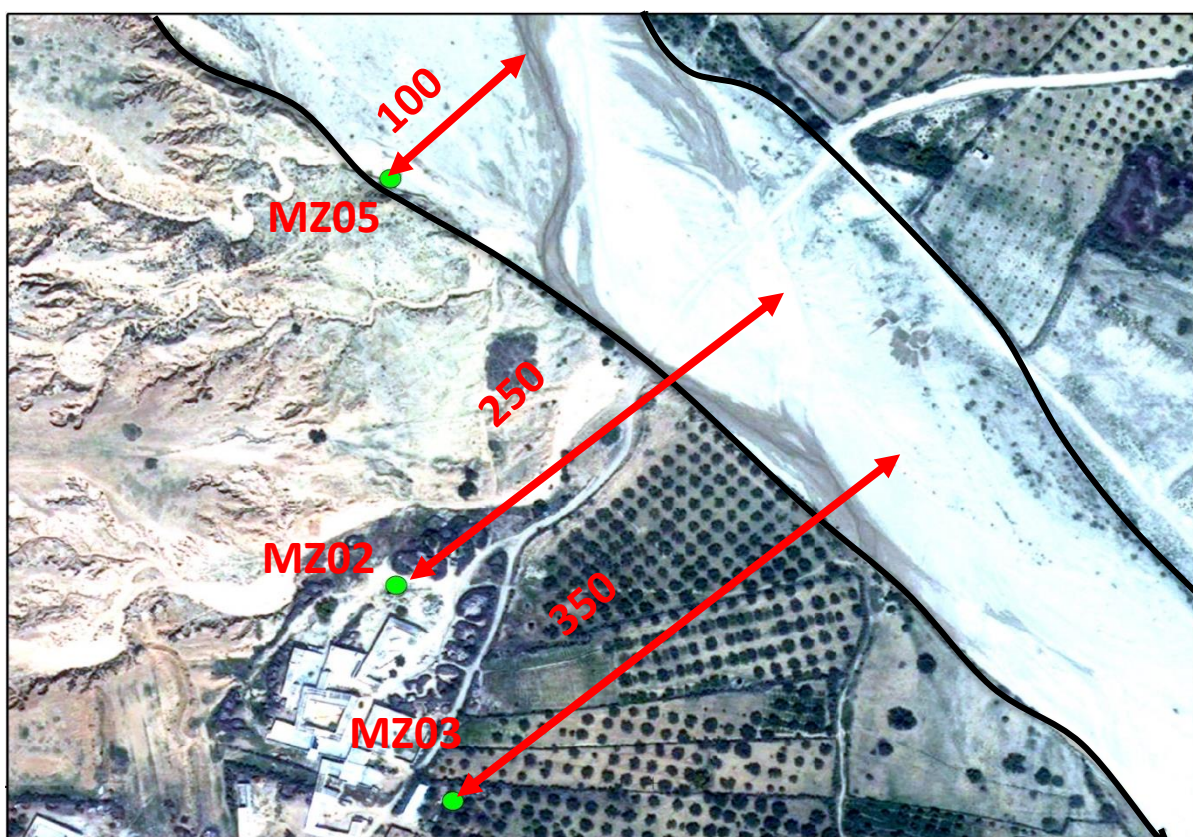
*El Mejri et al. (2015)

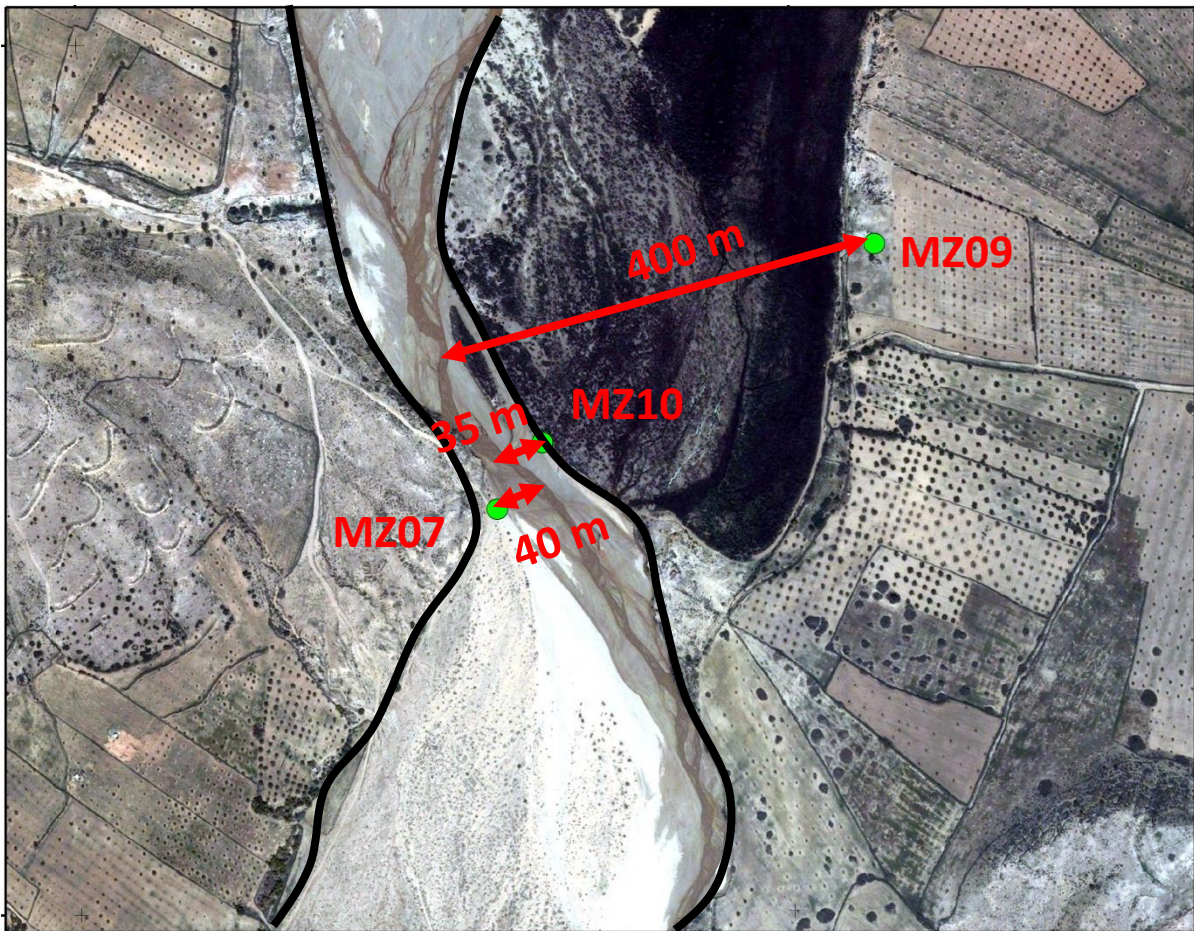
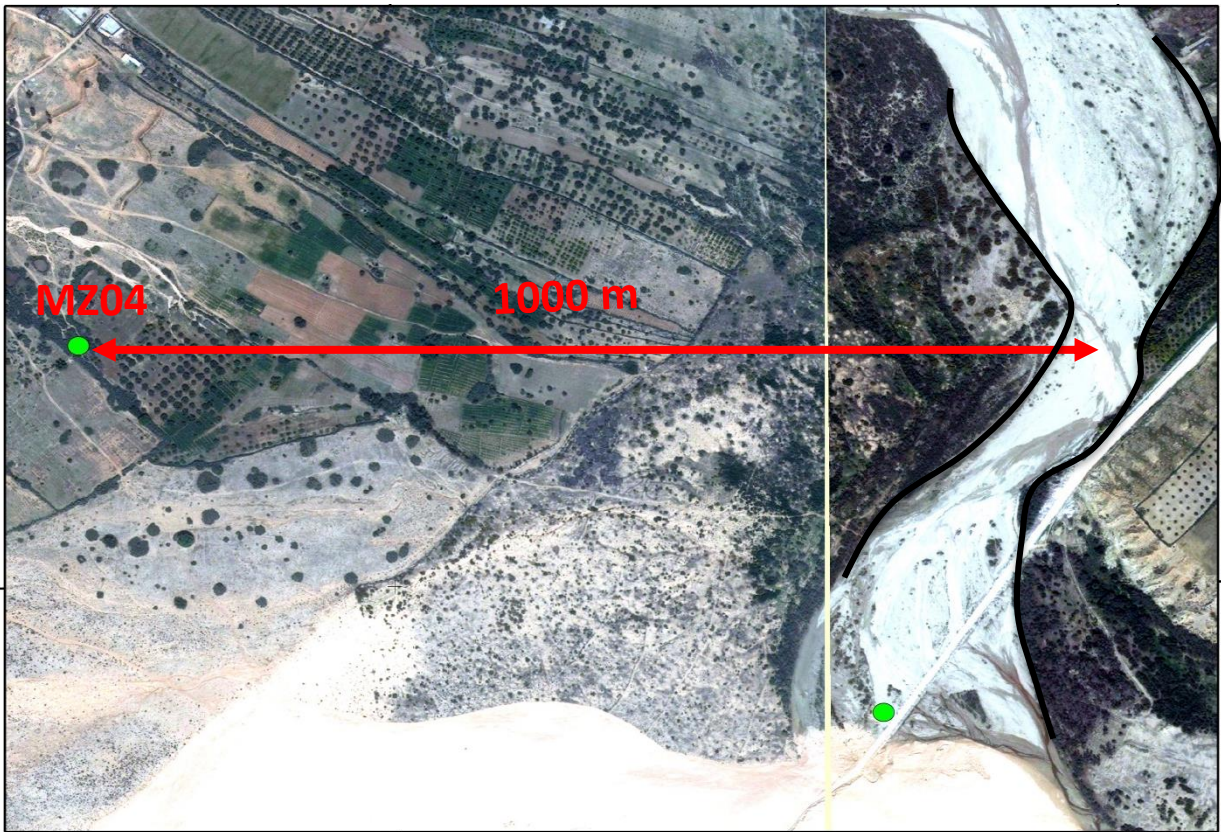
Pour la nappe de Haffouz, le résultat suggère que le taux de renouvellement oscille entre une valeur maximale de 0.1% et 6 % (médiane de 4.2%). Pour la nappe de Bouhefna, le taux de renouvellement est compris entre 0.2 et 0.5% (médiane de 0.3%).

A5.8. Conclusion

Le tritium n'est plus un traceur intéressant en hydrogéologie, les mesures actuelles dans les eaux souterraines sont dans la plupart de temps inférieure à 3 UT, qui sont très délicates à interpréter (i.e. dans la marge d'incertitude des mesures). Les mesures anciennes (entre 1953 et 1970) sont beaucoup plus précieuses et peuvent fournir des informations sur la modalité de recharge. Dans les milieux semi-arides il est difficile de contraindre la gamme de variation de recharge surtout pour les nappes doutées par une large étendue d'alimentation.

A6. Emplacement des piézomètres par rapport à l'oued Merguellil







To What Extent Can Groundwater Uses Affect Long Term Sustainable Exploitation Schemes? Case Study of the Bouhefna-Haffouz Aquifer System (Central Tunisia)

Hamza Jerbi, Sylvain Massuel, Christian Leduc, Jeanne Riaux,
and Jamila Tarhouni

Keywords

Overexploitation • Hydrological changes • Groundwater management • Merguellil basin • Kairouan

1 Introduction

In the previous fifty years, there has been an astounding boom in agricultural groundwater use, improving livelihoods and food security (Giordano 2006). Nevertheless, these remarkable improvements were not possible without a price to pay: agricultural groundwater use stands as a major threat to both quantity and quality of aquifers. This is particularly emblematic in semi-arid and arid regions where groundwater has always been an attractive solution for agriculture (Leduc et al. 2017). As a matter of fact, regions where agriculture strongly depend on groundwater uses such as the Mediterranean regions and Latin American countries are the most affected by aquifer overexploitation (e.g. Garrido et al. 2005). For instance, a growing awareness of the groundwater as a critical natural resource leads to an urgent need to design a governance mechanism at both local and national levels (Faysse et al. 2011). However, the “silent revolution” of agricultural development carried out informally outside the scope of public policies (Fornés et al. 2005) has permanently created a wide gap between the pink-colored

expectation of groundwater management strategies and the tough reality. In this context, a groundwater management strategy has been established to the Bouhefna-Haffouz aquifer in the upstream of the Merguellil basin in central Tunisia. The current study aimed to discuss the management strategy implemented for 50 years and based exclusively on hydrodynamic considerations while irrigation practices and technical progress drastically changed the individual groundwater form of access.

2 Materials and Methods

2.1 The Bouhefna-Haffouz Aquifer System Characteristics

In the upstream part of the Merguellil basin, the Bouhefna-Haffouz aquifer system is so far, the most vulnerable aquifer due to the intensive industrial and agricultural water use. The Haffouz aquifer corresponds to a collapsed basin filled with detrital sediments of miopliocene age. The Bouhefna aquifer is housed in a very diffusive sandstone filling of the upper Oligocene formation, it embodies an important hydrogeological potential. Naturally, the Bouhefna aquifer is confined; a part of its flow is discharged to the Merguellil wadi (and overflow springs) and another part to the Haffouz aquifer (Fig. 1). Since the 1970s, a groundwater management strategy called “the controlled overexploitation” was established to drop the water level in the Bouhefna aquifer to a target depth in order to minimize losses through evaporation (i.e. reduce flow to overflow springs and to Merguellil wadi). The main idea of this strategy follows the groundwater exploitation scheme proposed in Besbes (1967).

H. Jerbi (✉) · J. Tarhouni
Institut National Agronomique de Tunisie, Tunis, Tunisia
e-mail: jerbi_hamza@live.fr

J. Tarhouni
e-mail: elmaainat@yahoo.fr

S. Massuel · C. Leduc · J. Riaux
Instiut de Recherche pour le Développement, Marseille, France
e-mail: sylvain.massuel@ird.fr

C. Leduc
e-mail: christian.leduc@ird.fr

J. Riaux
e-mail: jeanne.riault@ird.fr

© Springer International Publishing AG 2018

A. Kallel et al. (eds.), *Recent Advances in Environmental Science from the Euro-Mediterranean and Surrounding Regions*,
Advances in Science, Technology & Innovation, https://doi.org/10.1007/978-3-319-70548-4_270

927

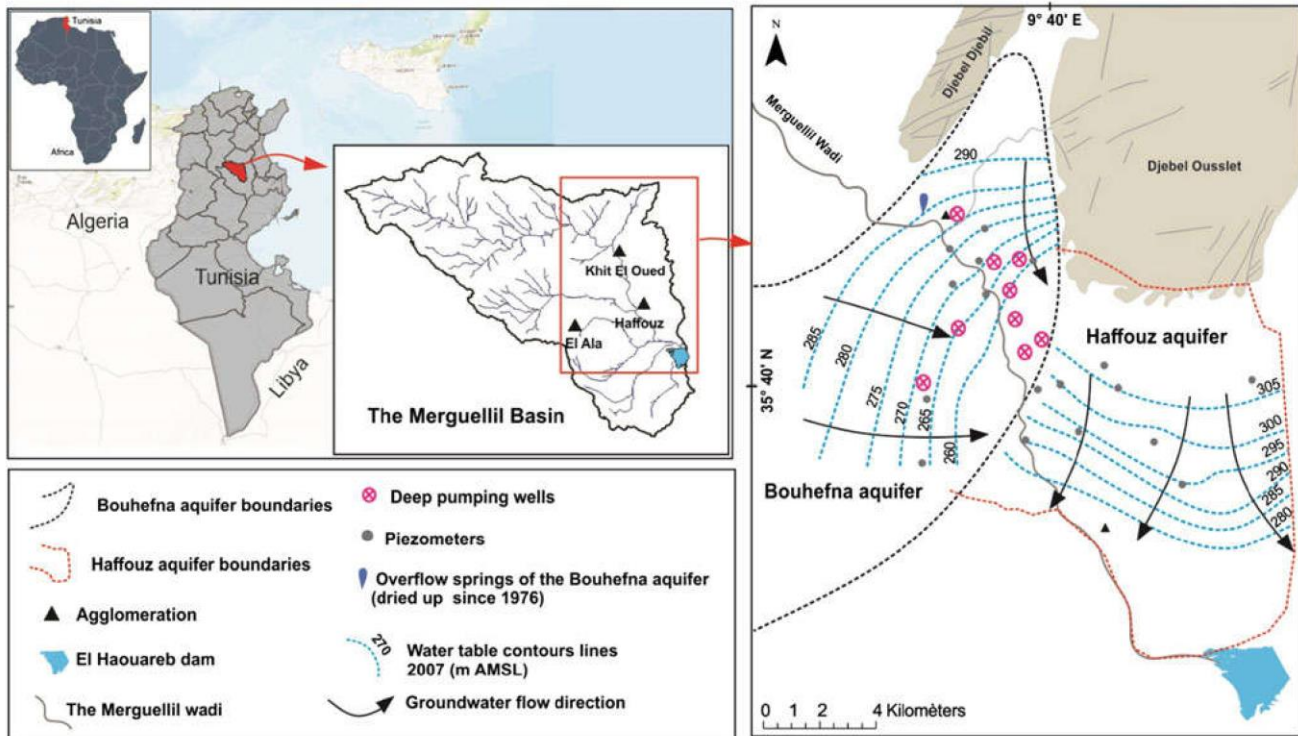


Fig. 1 Location of the Merguellil basin and the Bouhefna-Haffouz aquifer system and the water table contours lines of 2007

2.2 A Groundwater Model Set-up

A mathematical groundwater model was designed to investigate the difference between the expected impact of the groundwater management strategy and the actual situation of the aquifer system. The Modflow model has been used to achieve this work. A regular mesh over the modeled zone with square cells of 300-m sides has been used (a total of 2862 cells). A constant head condition was considered for the south-western limit of the oligocene layer (chosen far enough to minimize its influence) and for the northeastern limit of the Haffouz aquifer (feeding zone by Djebel Ouslet). To simulate drainage by the Merguellil Wadi and overflow springs, drain conditions were imposed. The Merguellil wadi bound also the southern limit of the model. Elsewhere, the model boundaries were considered as a no flow conditions. According to pumping tests (11 tests spatially homogeneous), the hydraulic conductivity has been initiated to a value ranging between $5 \cdot 10^{-5}$ and $4 \cdot 10^{-4}$ m/s for the Haffouz aquifer and between 10^{-3} and 10^{-4} m/s for the Bouhefna aquifer. The storage coefficients ranged between $3 \cdot 10^{-4}$ and $1 \cdot 10^{-3}$ for Bouhefna aquifer and between $5 \cdot 10^{-2}$ and 10^{-1} for Haffouz aquifer. The recharge rate was estimated according to a relationship between total annual rainfall and effective annual rainfall (i.e. maximum recharge in the case of no runoff occurs). The calculation is based on a Thornthwaite method with monthly values using

the estimated mean evapotranspiration values of the El Haouareb dam station with an RFU value of 50 mm. The total rainfall-effective rainfall relationship shows that the threshold beyond which a deep recharge occurs is about 200 mm and that 45% of the 720 years considered in the calculation are without recharge. The groundwater abstractions are carried out by various actors, notably the SONEDE,¹ which is the biggest operator of drinking water supply and the DGRE² for rural water supply. Official records of groundwater withdrawal show that the aim of the groundwater strategy has been fulfilled i.e. groundwater abstraction has reached a maximum rate over the period between 1975–1985 (19 h m^3 in 1980) and thereafter taken down to a rate equal to the renewable recharge (9 hm^3). However, official records are highly uncertain and incorporate only a limited number of individual wells. Nevertheless, our field investigation shows that there are almost 40 deep wells only in the region of Khit El Oued. To overcome this lack of information we decided to calibrate the model over the period 1970–1980 where hydro-agricultural practices were less intense. Indeed, our investigation on archival documents allowed confirming that there are no deep well in the region over the period 1970–1980, almost all wells at that time were concentrated around rivers to capture

¹National Water Supply and Distribution Company.

²General Directorate for Water Resources.

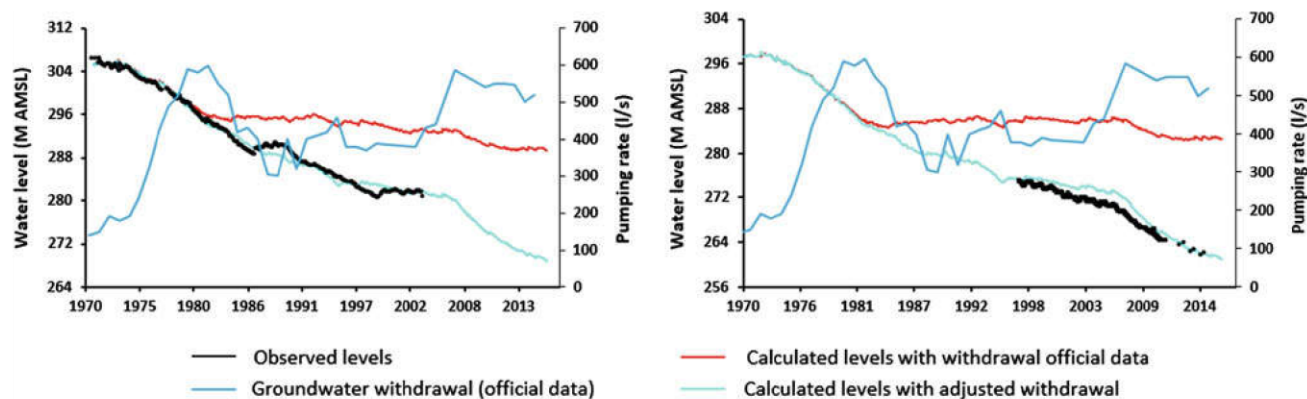


Fig. 2 Observed piezometric levels vs calculated levels with official withdrawal records and calculated levels with adjusted withdrawal for two observation points in the Bouhefna aquifer

underflow or springs. The model was firstly calibrated in steady state (1967), subsequently in transient over the period 1970–1980 and finally applied to the period 1980–2015.

3 Results and Discussion

For steady state calibration 8 polygons of permeability were defined for the Haffouz aquifer ranging from 10^{-5} and $9 \cdot 10^{-4}$ and 3 polygons for the Bouhefna aquifer with a permeability oscillating between 10^{-4} and $9 \cdot 10^{-4}$ m/s. The overall accuracy of the simulation was between 0.5 and 3 m compared to the observed values, giving a determination coefficient of 90%. However, the overall quality of the model is penalized by the absence of observation points in the southern part of the Bouhefna aquifer and the reconstitution i.e. in this part the calibration is closely related to the boundaries conditions. In the transient state calibration (period 1970–1980), the storage coefficients were calibrated. For the Bouhefna aquifer, the coefficient of determination is greater than 65% and the RMSE is less than 1.2 m for all the points showing a good restitution of the observed piezometric levels (storage coefficient ranged between $3 \cdot 10^{-3}$ and $7 \cdot 10^{-3}$). For the Haffouz aquifer, the coefficient of determination oscillates between 0.5 and 0.7 and the RMSE between 0.2 and 2 m (storage coefficient between 10^{-2} and $5 \cdot 10^{-2}$). The sensitivity tests show that the horizontal permeability of the Haffouz aquifer and the conductivity of the Merguelli wadi are, by far, the most sensitive parameters, a variation of $\pm 50\%$ induces an increase of the RMSE from 15% to 22%. The second most sensitive parameter is the recharge; a variation of $\pm 50\%$ of the calibrated value brings the RMSE from 7% to 11%. The rest of the parameters are less sensitive (RMSE between 4% and 6%). The application of the model over the period post-1980 shows, in accordance with what was expected, that the first part of piezometric chronicles over the period 1980–1985 was well reproduced

by the model, whereas from 1985 onwards the calculated levels acquired a stabilization which was not observed in measured water level (Fig. 2). A reduction of groundwater inputs is difficult to defend here so the most probable explanation is that some additional outputs occurred at one point. The official pumping rates might be incorrect or additional individual groundwater withdrawals occurred. The withdrawal rate has to be multiplied by 1.7 over the period 1985–2006 and by 2.2 over the period 2006–2015 to reproduce the observed piezometric decline. The result suggests that the annual volumes of pumped water for irrigation are comparable to the official pumping by the public operator. The more intensive exploitation of the Bouhefna aquifer due to the intervention of unexpected new actors led also to the reduction of surface water availability by reducing the baseflow to the wadi and converted even more farmers to groundwater use.

4 Conclusion

The global change is progressively exerting pressures on hydrological processes and consequently on water resources. The dynamics can be relatively slow, often predictable or even voluntary, but some others can be insidious because unexpected. The case of the Bouhefna-Haffouz system showed that the water management strategy of the groundwater resource was well hydrodynamically designed and responded to the needs and social context at its own time. But the lack of adaptation to the rapid evolution of the hydro-agricultural practices led to a severe overexploitation with serious consequences on water resource availability. According to the modelling, individual pumping mobilizes almost the same amount of water as the public operator. This illustrates again the need to consider social aspects for sustainable water management strategies.

References

- Besbes M. Contribution à l'étude hydrogéologique de la nappe de Haffouz. Ph.D. Thesis. Paris, France: Université de Paris IV; 1967.
- Faysse N, Hartani T, Frija A, Tazekrit I, Zairi C, Chalouf A. Agricultural use of groundwater and management initiatives in the Maghreb: challenges and opportunities for sustainable aquifer exploitation. AFDB Economic Brief; 2011. p. 1–24.
- Fornés JM, la Hera A, Llamas MR. The silent revolution in groundwater intensive use and its influence in Spain. *Water Policy*. 2005;7(3):253–68.
- Garrido A, Martinez-Santos P, Llama MR. Groundwater irrigation and its implications for water policy in semi-arid countries: the Spanish experience. *Hydrogeol J*. 2005;14:340–9.
- Giordano M. Agricultural groundwater use and rural livelihoods in sub-Saharan Africa: A first-cut assessment. *Hydrogeol J*. 2006;14(3):310–8.
- Leduc C, Pulido-Bosch A, Remini B. Anthropization of groundwater resources in the Mediterranean region: processes and challenges. *Hydrogeol J*. 2017;25(6):1529–47.



Assessing groundwater storage in the Kairouan plain aquifer using a 3D lithology model (Central Tunisia)

Hamza Jerbi^{1,2} · Sylvain Massuel² · Christian Leduc² · Jamila Tarhouni¹

Received: 6 March 2017 / Accepted: 26 April 2018
© Saudi Society for Geosciences 2018

Abstract

The aquifer of the semi-arid Kairouan plain has been exploited for decades to supply the growing irrigated agriculture and the need of drinking water. In parallel, the major hydraulic works drastically changed the natural groundwater recharge processes. The continuous groundwater level drop observed since the 1970s naturally raises the question of groundwater storage sustainability. To date, hydrogeological studies focused on groundwater fluxes, but the total amount of groundwater stored in the aquifer system has never been fully estimated. This is the purpose of the present paper. A complete database of all available geological, hydrogeological and geophysical data was created to build a 3D lithology model. Then, the lithological units were combined with the hydraulic properties to estimate the groundwater storage. Over the 700 km² of the modelled area, the estimated storage in 2013 was around 18×10^9 m³ (equivalent to 80 times the annual consumption of 2010) with a highly variable spatial distribution. In 45 years (1968–2013), 12% of the amount of groundwater stored in the aquifer has been depleted. According to these results, individual farms will face strong regional disparities for their access to groundwater in the near future.

Keywords Groundwater storage · Groundwater availability · Lithology model · Semi-arid

Introduction

In semi-arid areas where surface water is available only over short periods of time, groundwater usually represents a long-term water supply, even during severe droughts when river fluxes are drastically reduced. Basically, this ability to sustain a water supply relies on the groundwater storage (i.e. the volume of water that can be drained from the aquifer) and can be threatened by the groundwater exploitation: a long-term declining water table level breaches the groundwater resilience

capacity (e.g. Richey et al. 2015). For thick aquifers, the threat must be related to the total groundwater storage (Steward et al. 2009), rather than the amplitude of the decline alone, i.e. the storage variation (Massuel and Riaux 2017), which is much easier to assess (Healy and Cook 2002), even from space (Wahr et al. 2006).

The groundwater storage capacity of an unconfined aquifer is directly linked to the volume of the aquifer and its specific yield. Many methods were developed to estimate the specific yield, but the most common are based on the drainage measurements of aquifer materials and pumping tests (Song and Chen 2010). In many studies, the groundwater storage capacity is estimated using an average of the specific yield (e.g. Wahyuni et al. 2008; Vishnu et al. 2013). This approximation becomes critical in case of heterogeneous aquifers with complex geometry and highly contrasted hydraulic properties like alluvial deposits (Teles et al. 2004). The variation in hydraulic properties is tied to the lithological units and building a 3D lithology model can improve the assessment of the groundwater storage capacity and its spatial distribution. Interpretations of subsurface figures in three dimensions—including lithology—have been widely used in hydrogeological studies around the world using Geographic Information System software (e.g. Gogu et al. 2001; Ross et al. 2005). It facilitates the integration and the analysis of large

✉ Hamza Jerbi
jerbi_hamza@live.fr

Sylvain Massuel
sylvain.massuel@ird.fr

Christian Leduc
christian.leduc@ird.fr

Jamila Tarhouni
elmainat@yahoo.fr

¹ Institut National Agronomique de Tunisie (INAT), Tunis, Tunisia

² Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR GEAU, Montpellier, France

amount of data and has proved its efficiency for studying geological, structural, geomorphologic and hydrodynamic conditions together with conventional surveys (Trabelsi et al. 2011). The spatial arrangement of the subsurface environment is usually complex. Evenly spaced boreholes and good-quality data (lithological logging, geophysical data, etc.) are necessary to represent this complexity (Hack et al. 2006). To fill the gaps between local information, a range of specialized geospatial algorithms were developed worldwide. For instance, Chiles and Delfiner (1999) and Ahmed and de Marsily (1993) used classical geostatistical methods such as kriging or cokriging. Dell'Arciprete et al. (2012) used sequential indicator simulation. Ye and Khaleel (2008) and Guastaldi et al. (2014) used the transition probabilities for generating stochastic distributions of lithology. Other methods such as facies models with genetic approaches and Boolean and Markovian methods were also used for subsurface modelling (de Marsily et al. 2005). Wellmann and Egenauer-Lieb (2012) recalled that the choice of the best suitable method essentially relies on the data quality and density compared to the complexity of the geometry to be represented.

The Kairouan plain aquifer, in Central Tunisia, is one of those cases where the groundwater storage capacity must be studied considering the complex spatial distribution of the hydraulic properties. In this Plio-Quaternary alluvial aquifer system, the first assessments of the groundwater state assumed two continuous permeable layers (Besbes 1975; Chaeib 1988; Nazoumou and Besbes 2000) and the studies were mainly oriented on the determination of fluxes and barely on the storage. The water table is monitored since 1968. A continuous long-term general decline of the groundwater levels was evidenced, around 30 m in the last 40 years (Leduc et al. 2007). The situation has its origins in the watershed development planning (erection of large dams and erosion control structures that moved and reduced the recharge fluxes) and in the intensive exploitation of groundwater for irrigation and drinking water supply. The critical groundwater level situation has led the water managers to focus on the exhaustion of the groundwater resource, while the groundwater storage is still poorly known. Their measures were logically oriented towards the control of the withdrawals and the reduction of water demand (drip irrigation, technical package), but without perceptible effect on the groundwater withdrawals yet, since the water users do not share the same objectives (Massuel and Riaux 2017).

It is worth filling this gap of knowledge to help water managers to identify and focus on the priority of water issues. The aim of this paper is thus to assess the total amount of groundwater stored in the Kairouan plain aquifer and its spatial distribution.

Study area

The alluvial plain of Kairouan (Central Tunisia) corresponds to a collapsing basin filled with detrital sediments of Plio-Quaternary age (Fig. 1). It represents one of the largest

aquifers in Tunisia, covering a total area of about 3000 km² with an explored maximum thickness of 700 m (Nazoumou and Besbes 2000). The study area focused on the northern part of the plain, i.e. the sub-basin of Wadi Merguellil. The elevation of the plain is around 200 m above mean sea level at the western part and gently drops towards the east at less than 40 m. The semi-arid climate is characterized by a strong variability of the rainfall in space and over time. The mean annual rainfall is less than 300 mm, the wettest months being October to April. The mean annual evaporation is about 1700 mm. The surface runoff is highly intermittent. Before the erection of large dams in the 1980s, Wadi Merguellil and Wadi Zeroud were running through the plain, sometimes feeding the sebkha Kelbia (a very large endorheic salt lake) during extreme floods. The sebkha Kelbia was considered as the natural outlet for both surface water and groundwater by Besbes and de Marsily (1975). Deep percolation through the stream beds was the main source of groundwater recharge. Now the runoff is stored in the dam reservoir, increasing the evaporation. For Wadi Merguellil, except the very exceptional reservoir releases (13×10^6 m³), the deep percolation is localized in the vicinity of the El Haouareb reservoir (Ben Ammar et al. 2006).

The general direction of the groundwater flow is from SW to NE, following the general topography, with a mean hydraulic gradient of 2×10^{-3} . In the eastern part of the region, the groundwater flow lines shift to the NNE direction towards the topographic depression of the sebkha Kelbia. The transmissivity of the aquifer system decreases from the west to the east (2×10^{-2} m² s⁻¹ to 5×10^{-4} m² s⁻¹) as a consequence of the horizontal and vertical variations of the lithological facies. The specific yield values range from 5 to 10% for unconfined aquifer. The specific storage of the confined part of the aquifer system ranges from 10^{-4} to 10^{-3} (Nazoumou 2002).

The Plio-Quaternary is formed mostly by alternations of silt, sand and coarse sand with clays and encrusted levels (El Ghali 1993; Rabhi 1999). The middle Pleistocene sediments occupy the south and the north-eastern part of the plain with some outcrops of Miocene age at the anticlines of Draa Affene, Jebel Cherichira and Jebel Baten. In some previous studies (e.g. Besbes 1975; Chaeib 1988; Nazoumou and Besbes 2000), the Kairouan plain aquifer was considered as a two-layered aquifer separated by a semi-permeable layer. The proportion of clay increases towards the east, and large interconnected clay lenses progressively separate the aquifer in several layers (confined) near the city of Kairouan because the speed transportation of sediment decreases in the plain.

Over the last 40 years, the number of pumping wells seriously increased to support the agricultural intensification and the expansion of the irrigated areas. In the study area, there were around 400 pumping wells owned by private farmers in the late 1960s, but the last inventory in 2010 reported more than 2000 and they are much more after the Tunisian

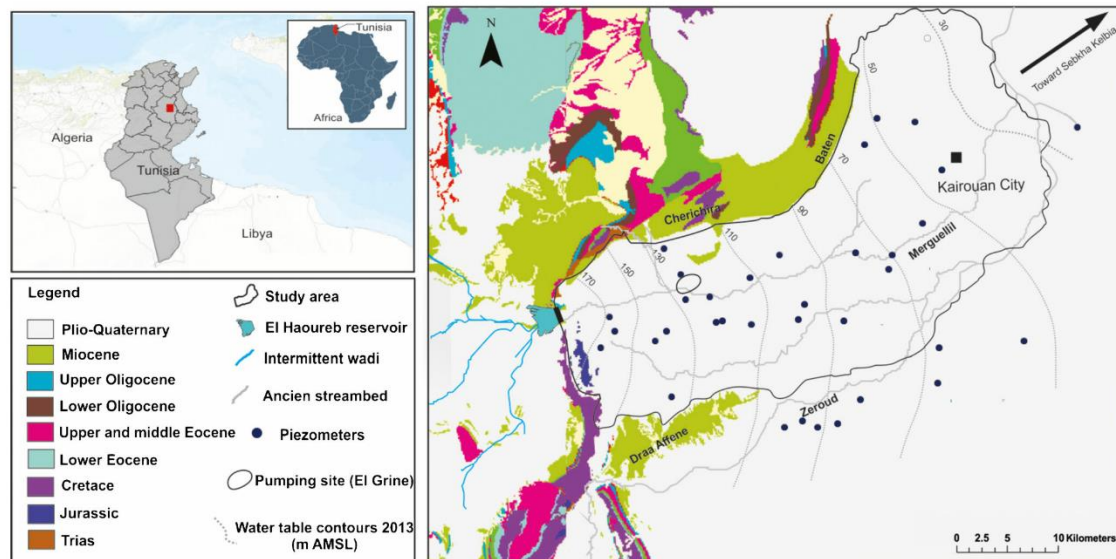


Fig. 1 Situation map of the study area and geological settings

revolution in 2011. The total groundwater abstraction was estimated at least at $2.15 \times 10^8 \text{ m}^3$ in 2010, considering private and public irrigation and drinking water supply (Massuel et al. 2017). The change in recharge processes and the intensive groundwater exploitation unbalanced the fluxes and the water table level started to decline in the 1970s at the mean rate of 1 m per year (Leduc et al. 2007).

Methodology

All existing geological data were gathered in order to build a lithology model in three dimensions, to determine the spatial distribution of the lithological units and the unconfined and confined zones, and to calculate the corresponding groundwater volume.

Data gathering and shaping

The data used in this study was collected from the General Direction of Water Resources (DGRE), the Tunisian Company of Petroleum Activities (ETAP) and from different research projects involving the French National Research Institute for Development (IRD) since 1967.

About 110 drilling reports of public irrigation schemes were examined, especially for lithologs and wireline logging like electric resistivity (long normal (AM= 160 cm), Short normal (AM= 40 cm) and Lateral log (AM= 5.7 m)), spontaneous polarization and also for pumping tests. They were evenly spatially distributed, and their depth ranges from 90 to 700 m (Fig. 2). Despite their high level of details, the

different lithologs were described by various drillers who used a large range of descriptions, even for the same lithological unit. The reports were compared, and correspondences between driller's interpretations were identified before starting the log correlations. This represents the most reliable dataset of the near-surface area of the aquifer with 65 reliable reports retained for this study.

Information on the deeper zone was obtained from oil and gas exploratory drilling (24 reports with lithology, downhole gamma-ray and electric resistivity) and seismic studies (9 lines). The well logs were used to validate the interpretation of the seismic profiles. According to El Ghali (1993) and Abbas (2004), the Plio-Quaternary series of the Kairouan plain aquifer would be bounded in depth by a thick impermeable gypsum clay layer of the upper Miocene. The seismic reflector of the upper Miocene formation was thus sought on the seismic profiles to map the aquifer basement. To complete the dataset, 12 vertical electrical sounding (VES Schlumberger; AB/2= 500 m) were conducted in the north-eastern part of the study area (Fig. 2).

The depth to the water table was obtained from the groundwater level time-series of 94 piezometers (part of the groundwater monitoring network of the Tunisian Ministry of Agriculture). The available water level data span over 45 years (1967–2013), but with variable time and space distribution and gaps in the time-series.

The top of the aquifer was generated from the digital elevation model from the NASA shuttle radar tomography mission (1 arc-second). Lithological information was completed by the geological map (sheet 63). Specific yield and specific storage were inferred from 56 pumping test data, interpreted

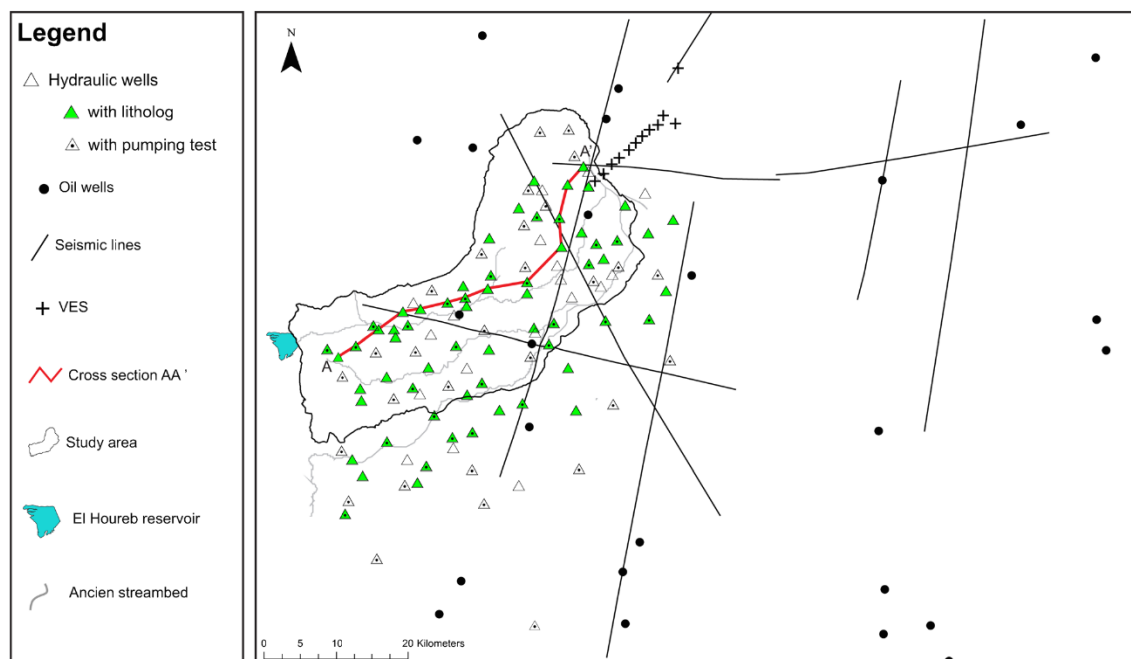


Fig. 2 Location of the lithological data

using the Aquifer Test software (Schlumberger Water Services 2008).

Lithological modelling

The first step was to analyze the lithological units from lithologs described in the drilling reports. The slight variations of a few meters were ignored regarding the scale of interest. The second step was to build the correlations between the local information and to represent the spatial extension of the different lithological units. In a context of fluvial sedimentation, the lithological units are constantly modified. The interpretation was thus conducted in two steps. First, a rough log correlation was performed using the Lithoblending algorithm, a nearest neighbour geo-spatial algorithm exclusively designed for lithological modelling (Rockware 2010). The algorithm explores the horizontal plane around each litholog and iteratively assigns the corresponding numeric value (defined in the lithology table) to the next node, unless it bumps into a node that has already been interpolated, following a growing circle around each litholog. Second, the interpretation was manually corrected based on the geological knowledge of the area and sedimentation processes. The horizontal weighting capacity of the lithoblending algorithm modelling enables to represent the horizontal lenses of sand and clay often observed in environments with fluvial sedimentation such as the Kairouan plain aquifer.

The spatial resolution of the model was chosen considering the density of the available information, horizontally and vertically, the total modelling domain size and the scale of the lithology units to be represented. A constant spacing between nodes of voxels (volumetric pixel) was fixed at 1000 m horizontally, i.e. 38 and 37 nodes in X and Y directions, respectively. The vertical spacing was fixed at 5 m with 162 nodes.

Groundwater storage calculation

The study considers the total groundwater storage in the Kairouan plain as the total volume of water that can be drained out from the aquifer porosity. The method adopted was to calculate the volume of each aquifer lithological unit from the 3D lithology model. In the unconfined part of the aquifer, large amounts of groundwater can be stored in the connected open pore space between materials. The amount of water that can be released under gravity forces was estimated using the specific yield (S_y) parameter. In the confined part of the aquifer, a limited amount of water can be released per unit decline of hydraulic head, because of the mineral skeleton. Considering M , the aquifer thickness, H the hydraulic head [L], and A the area of the aquifer [L²] under unconfined conditions ($H \leq M$), the groundwater storage G_{su} [L³] was calculated as follows:

$$G_{su} = S_y \times A \times H \quad (1)$$

Under confined conditions ($H > M$), the groundwater storage G_{sc} [L^3] was calculated as follows:

$$G_{sc} = A(S_y \times M + S_s \times (H - M)) \quad (2)$$

M and A are tied to the aquifer geometry and were inferred from the lithology model. The storage properties of the aquifer (S_y and S_s) were inferred from the pumping tests and attributed to the corresponding lithology unit. In the case of lithological units stacked with many layers, the determination of the confined condition and the calculation can be very difficult and misleading. So, the voxels were vertically aggregated (the dominant lithology of 5 stacked voxels was assigned to the new voxel) in order to obtain 20-m thick layers. Each column of the lithology model was automatically analyzed: an aquifer voxel (and all of the underlying aquifer voxels in the column) was identified as confined if it was at least overlain by an aquiclude voxel and below the piezometric level.

The potentiometric surface was obtained by interpolating the water-level values using the kriging method (spherical variogram) applied to the piezometric data. The water table contour lines were produced using measurements of all the piezometers available in 1968 and the nearest corresponding location in 2013 to keep homogeneous information (36 piezometers; Fig. 1).

Results

Lithology modelling and aquifer geometry

The 65 drilling reports were explored by comparing the driller's descriptions and borehole logging data. The lithologic descriptions showed that the Plio-Quaternary alluvial deposits are dominated by sands and sandy clays, clays and clayey sands. The model was built based on these latter four main lithological units. The automatic log correlations, manually completed, enabled to produce a 3D lithology model (Fig. 3) with 221,778 voxels (84,373 of sand, 45,650 of sandy clay, 25,830 of clayey sand and 65,925 of clay). The aquifer basement was identified as a clear seismic continuous reflector attributed to the top of Miocene formation (gypsum clay) according to the well 7620/4 (Fig. 4). The difference between the upper Miocene formation depth identified in the well 7620/4 and from the VES interpretation was 10 and 20 m, respectively.

The 3D lithology model depicts the high heterogeneity of the alluvial deposits in the Kairouan plain with vertical and horizontal alternation of clayey and sandy materials (Fig. 3). According to the hydraulic conductivity values given in the Table 1, sands, clayey sands and sandy clays were assumed as aquifer and clays as aquiclude. The progressive increase in clay content from west to east (as the transportation energy

decreases in the plain) is well represented (Fig. 4). Up to 8 sand layers intercalated between clay lenses were identified near the city of Kairouan, while the El Haouareb region presents a single continuous sand layer. This is in accordance with the previous studies dealing with the Kairouan plain aquifer geometry (Besbes 1975; Chacib 1988; Nazoumou and Besbes 2000), but the present study adds a much more detailed 3D vision.

Groundwater storage assessment

The groundwater storage was calculated over the study area (i.e. the northern part of the Kairouan plain over about 700 km²; Fig. 1). The area of interest was extracted from the 3D lithology model corresponding to a total of 81,336 voxels (19,240 of sand, 21,868 of sandy clay, 15,872 of clayey sand and 24,356 of clay). The total volume occupied by the aquifer formations was estimated at 407×10^9 m³. The values for specific yield and specific storage values were assigned to each voxel according to the corresponding lithological units. Because the number of pumping test interpretations was too scarce to enable a decent representation of the spatial distribution of the aquifer properties (Fig. 2), it was decided to attribute the average values of the hydraulic parameters to each corresponding lithological unit (Table. 1).

An example of the spatial distribution of the attributed confined conditions and hydraulic parameters of a layer at 80 m below the ground level (mbgl) is represented in Fig. 5. The whole eastern part of the aquifer becomes confined.

Considering the water table levels in 2013, the number of saturated aquifer voxels is 50,764 (14,568 sand, 20,652 of sandy clay and 15,544 of clayey sand). The corresponding calculated groundwater storage is around 18×10^9 m³, 12% of which is stored within the aquifer elasticity (2×10^9 m³). This would represent around 80-fold the exploitation rate of the year 2010, estimated by Massuel et al. (2017) from 215 to 255×10^6 m³. The total groundwater storage contained in each column of voxels is represented in Fig. 6. The variability is extreme, with values ranging from 1 to 40×10^6 m³/km². It should be noted that the use of uniform values of the hydraulic parameters in the calculation influences these results. The amount of stored groundwater is dominant within the western part of the study area and lower in the north east because of the lithology (the west is dominated by sands), even though the aquifer basement is deeper in the east. A patch of higher storage can be identified in the middle north, while a patch of lower storage appears in the sandy unconfined western area, which is probably the consequences of the lowered water table near the deep pumping area of El Grine (for drinking water supply; Fig. 6). The depth to the water table in 2013 is much higher in the western region (2013 average 60 mbgl; Fig. 4) so more difficult to access for farmers than the eastern region where the levels are close to the surface—or even artesian—

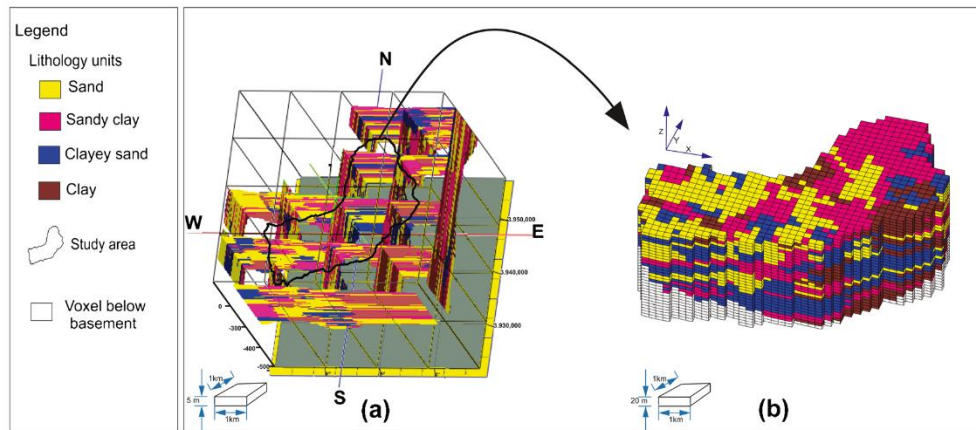


Fig. 3 Diagram of the lithology model (**a** fence diagram extracted from the 3D lithology model and **b** 3D diagram of the study area)

(2013 average 25 mbgl). But the amount of stored groundwater is much larger in the west (40 times). After the erection of the El Haouareb dam, the recharge is limited to the reservoir area (Ben Ammar et al. 2006) and also sustains the groundwater levels in the western area, which is visible in the map of the groundwater storage (Fig. 6).

Discussion

Uncertainties

The data collection enabled a good spatial distribution of the lithology information, but some areas with complex lithology would need more information. The VES carried out for the study dispelled a part of the uncertainty in the correlation process, but some equivalences still remain in the 3D lithology model. Alternative interpretations could lead to different correlations impacting the aquifer geometry.

The lithobending algorithm has shown its robustness to approximate the heterogeneity of the Plio-Quaternary sediment deposits, but under the assumption of horizontal lenses. The Kairouan plain is actually a moderately subsiding basin so the algorithm introduced here has a skewed representation of the actual geological structure. But a satisfactory prediction of the subsidence of lenses even with a large dataset is never guaranteed. The error induced by this approximation may not

affect significantly the results because of the large thickness of the aquifer lenses in comparison with their expected depth.

The determination of the confined conditions of the aquifer layers also influences the storage assessment. The thickness of the low permeability formations needed to create confined conditions (20 m) was set for a minimum transit time greater than 100 years. A change in this thickness of $\pm 20\%$ led to a change of $\pm 3\%$ in the calculated volume of stored groundwater ($0.5 \times 10^9 \text{ m}^3$) which is rather acceptable.

The groundwater storage assessment is also very sensible to the specific yield values. Every other thing being equal, a change of $\pm 20\%$ in the specific yield of the sands gives a change of $\pm 3.2 \times 10^9 \text{ m}^3$ in the final result and only $\pm 0.7 \times 10^9 \text{ m}^3$ if the same change is applied to the specific yield of the sandy clays.

The estimated groundwater storage (18 km^3) must therefore be considered as an order of magnitude of the groundwater storage in the Kairouan plain aquifer. It could be improved by considering the spatial variability of the hydraulic parameter of the aquifer system, but this would imply massive investigations in order to bring a significant gain since lithological facies are highly heterogeneous.

Groundwater management issue

The present assessment can be used for analyzing the long-term change in the groundwater storage and define priority

Table 1 Hydraulic parameters used for the groundwater storage assessment

Lithology	Sand	Sandy clay	Clayey sand
Hydraulic conductivity (m s^{-1})	1×10^{-4} to 7×10^{-4}	4×10^{-5} to 9×10^{-5}	2×10^{-6} to 1×10^{-7}
Specific yield	16×10^{-2}	3×10^{-2}	2×10^{-2}
Specific storage	2.3×10^{-4}	4.5×10^{-4}	4.5×10^{-4}

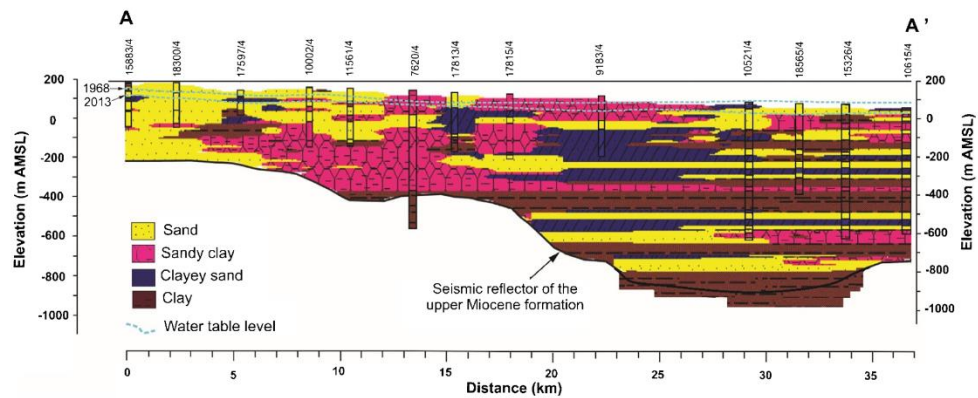


Fig. 4 Cross section AA' extracted from the 3D lithology model (location in Fig. 2) showing the lateral and vertical variation of the lithological facies from the upstream to the downstream part of the Kairouan plain aquifer

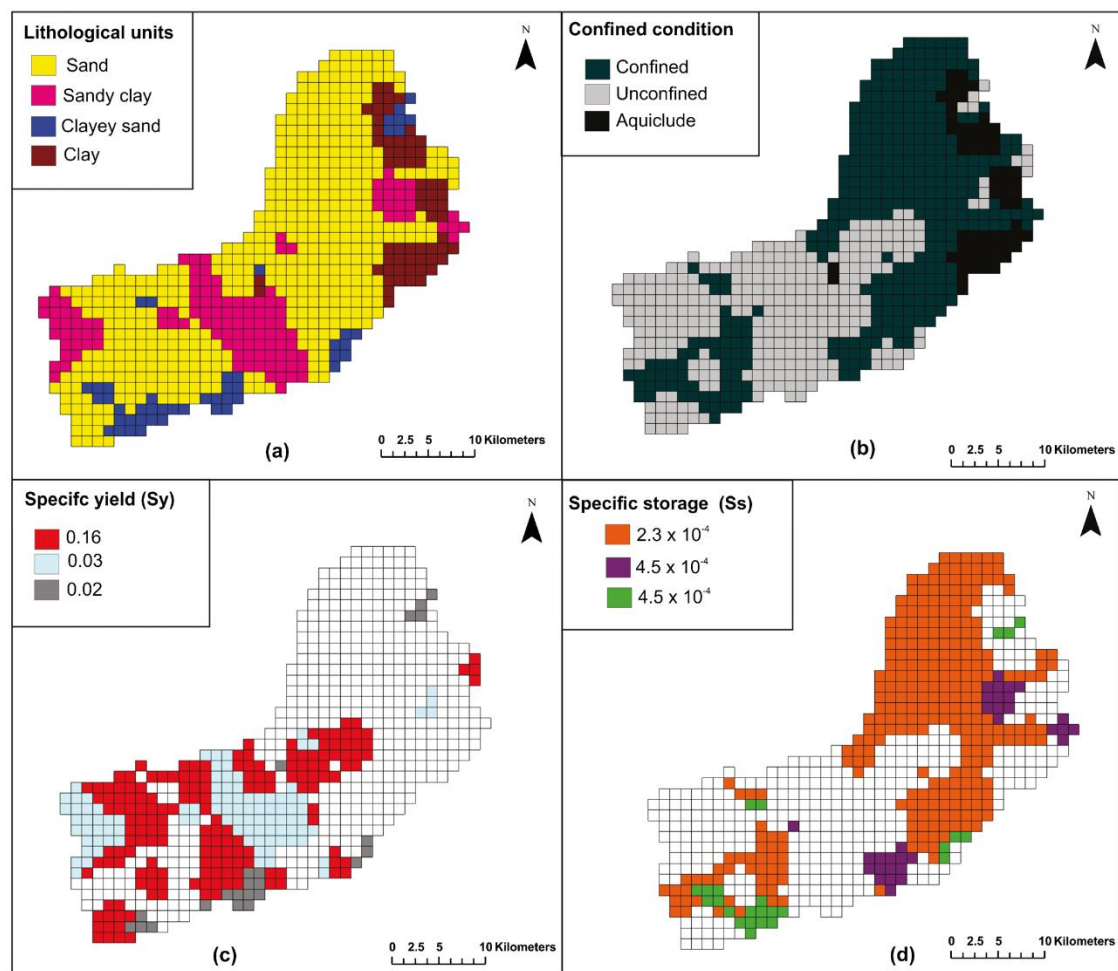
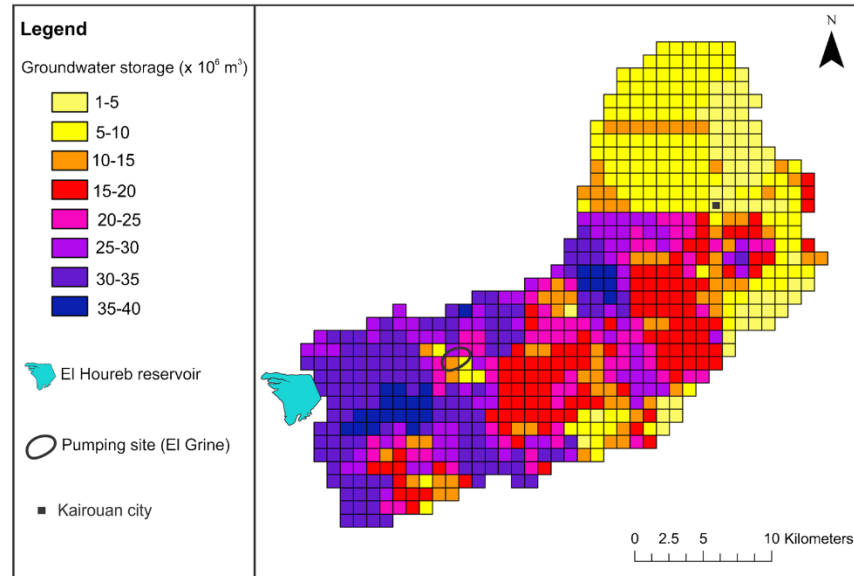


Fig. 5 Spatial distribution at the depth of -80 m below ground surface of the **a** lithological units, **b** confined conditions, **c** specific yield (Sy), and **d** specific storage (Ss)

Fig. 6 Spatial distribution of the amount of stored groundwater (in 2013)



issues for groundwater management planning. Based on the water table levels measured in 1968, the number of saturated aquifer voxels was 81,336 (16,492 sand, 23,584 of sandy clay and 15,968 of clayey sand). This gives a groundwater storage of around $21 \times 10^9 \text{ m}^3$, i.e. a loss of nearly $3 \times 10^9 \text{ m}^3$ in 45 years (1968–2013), as a consequence of the general drop of the water table over the period (30 m on average). This loss is huge but represents only 12% of the estimated storage in 1968, at the very beginning of the intensive groundwater exploitation. Naturally, it will not be possible to drain the aquifer storage to the very last drop of water, but it can be assumed that intensive deep pumping is possible over the short term (boreholes for drinking water supply already pump deeper than 500 m) and the water analysis of deep wells does not show any critical increase in the water salinity with depth ($\sim +2 \text{ g l}^{-1}$), at least up to now. Considering the pumping rate of 2010, it will take only a decade to consume the equivalent of the past 45 years.

The groundwater stock (i.e. the amount of water present in a 1-km^2 aquifer column) is unevenly spatially distributed (volumes ranging from 1 to $40 \times 10^6 \text{ m}^3 \text{ km}^{-2}$). This means that even if the general water storage will be able to supply the actual exploitation rate for decades, many areas will experience groundwater shortage in the mid-term.

Conclusion

This study shed light on the groundwater resource situation in the Kairouan plain aquifer where the economic development is tied to the capacity of farmers to access and mobilize deep

groundwater. Using a detailed 3D lithology model combined with hydraulic parameters, the amount of stored groundwater was estimated at around $18 \times 10^9 \text{ m}^3$ in 2013. Between 1968 and 2013, 12% of the groundwater resource stored in the Kairouan plain aquifer system has been depleted with a general drop of 30 m. This suggests that the future of the groundwater resources seems though to be more a matter of access for irrigators than a matter of quantity, but the spatial disparity in the groundwater availability evidenced in this work could further worsen the current picture.

The sustainability issues inherited from the groundwater table drop are typical of the Mediterranean context. They can be found in many other regions like the Crevillente aquifer in Spain (e.g. Garrido et al. 2005), the Sais plain aquifer in Morocco (e.g. Ameer et al. 2017) or the Mitidja plain and the Ghriss plain in Algeria (e.g. Bekkoussa et al. 2007). The water table drop created a “race to the bottom”, increasing the pumping cost and inducing significant negative externalities with direct impacts on agriculture production. In such conditions, a better identification of the real distribution of the groundwater resources is a clear necessity, because the water table drop will cause different situations of water shortage depending on the amount of groundwater stored.

Developing a 3D lithology model, like the one established in this paper, is probably the best way to overcome the remaining uncertainties on hydraulic parameters distribution. This is because spatial distribution of hydraulic parameters is usually carried out by extrapolating a limited number of pumping tests (i.e. the accuracy of the spatial variability is conditioned by the 1D extrapolation). However, as has been pointed out by Ahmed (2009) in the Nile Valley in Egypt, Dewandel et al.

(2012) in the Maheshwaram aquifers in India and Ma et al. (2017) in the northern China plain, the hydraulic parameters may vary by several orders of magnitude with the heterogeneity of lithological facies and its 3D spatial variability is the major determinant of groundwater flux, contaminant transport and salinization.

Acknowledgements This work was partly funded by the French ANR projects CEPS/ARENA and Transmed/AMETHYST. The authors would like to thank the regional office of the Tunisian Ministry of Agriculture in Kairouan for its kind collaboration.

References

- Abbes C (2004) Structurations et évolutions tectono-sédimentaires mésozoïques et cénozoïques, associées aux accidents reghmatiques, à la jonction des marges téthysienne et nord-africaine (Chaîne Nord-Sud – Tunisie centrale). PhD Thesis, University of Tunis II, Faculty of Sciences of Tunis, 437 pp
- Ahmed AA (2009) Using lithologic modeling techniques for aquifer characterization and groundwater flow modeling of Sohag area, Egypt. *Hydrogeol J* 17(5):1189–1201
- Ahmed S, de Marsily G (1993) Co-kriged estimation of aquifer transmissivity as an indirect solution of inverse problem: a practical approach. *Water Resour Res* 29(2):521–530
- Ameur F, Amichi H, Kuper M, Hammani A (2017) Specifying the differentiated contribution of farmers to groundwater depletion in two irrigated areas in North Africa. *Hydrogeol J* 25(6):1579–1591
- Bekkoussa B, Meddi M, Jourde H (2007) Forçage climatique et anthropique sur la 1 ressource en eau souterraine d'une région semi-aride : cas de la plaine de Ghriss, nord-ouest algérien. *Sécheresse* 19(3):173–184
- Ben Ammar S, Zouari K, Leduc C, M'barek J (2006) Caractérisation isotopique de la relation barrage-nappe dans le bassin du Merguellil (plaine de Kairouan, Tunisie Centrale). *Hydrol Sci J* 51(2):272–284
- Besbes M (1975) Etude hydrogéologique de la plaine de Kairouan sur modèles mathématiques. PhD Thesis, Ecole des Mines de Paris, 121 pp
- Besbes M, de Marsily G (1975) L'analyse d'un grand réservoir aquifère en vue de sa modélisation. Technical report LHM/RD/75/40, CIG-ENSMP, Fontainebleau, Paris, France, 14 pp
- Chacib H (1988) Contribution à la réactualisation des modèles hydrogéologiques de la plaine de Kairouan. PhD Thesis, University of Tunis II, Faculty of Sciences of Tunis, 77 pp
- Chiles JP, Delfiner P (1999) Geostatistics: modeling spatial uncertainty. Wiley, New York 695 pp
- Dell'Arciprete D, Bersezio R, Felletti F, Giudici M, Comunian A, Renard P (2012) Comparison of three geostatistical methods for hydrofacies simulation: a test on alluvial sediment. *Hydrogeol J* 20:299–311
- Dewandel B, Maréchal JC, Bour O, Ladouche B, Ahmed S, Chandra S, Pauwels H (2012) Upscaling and regionalizing hydraulic conductivity and effective porosity at watershed scale in deeply weathered crystalline aquifers. *J Hydrol* 416–417:83–97
- El Ghali A (1993) Néotectonique et évolution tectono-sédimentaire associées aux jeux de la faille de Sbiba-Kairouan du Crétacé supérieur à l'actuel (Tunisie centrale). PhD Thesis, University of Tunis II, Faculty of Sciences of Tunis, 215 pp
- Garrido A, Martínez-Santos P, Llamas MR (2005) Groundwater irrigation and its implications for water policy in semi-arid countries: the Spanish experience. *Hydrogeol J* 14:340–349
- Gogu R, Carabin G, Hallet V, Peters V, Dassargues A (2001) GIS-based hydrogeological databases and groundwater modeling. *Hydrogeol J* 9:555–569
- Guastaldi E, Carloni A, Pappalardo G, Nevini J (2014) Geostatistical methods for lithological aquifer characterization and groundwater flow modeling of the Catania plain quaternary aquifer (Italy). *J Water Resour Protect* 6:272–296
- Hack R, Orlic B, Ozmultu S, Zhu S, Rengers N (2006) Three and more dimensional modeling in geo-engineering. *Bull Eng Geol Environ* 65:143–153
- Healy RW, Cook PG (2002) Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeol J* 10:91–109
- Leduc C, Ben Ammar S, Favreau G, Beji R, Virrion R, Lacombe G, Tarhouni J, Aouadi C, Zenati Chelli B, Jebnoun N, Oi M, Michelot L, Zouari K (2007) Impacts of hydrological changes in the Mediterranean zone: environmental modifications and rural development in the Merguellil catchment, Central Tunisia. *Hydrol Sci J* 52(6):1162–1178
- Ma R, Shi J, Shi X (2017) Spatial variation of hydraulic conductivity categories in a highly heterogeneous aquifer: a case study in the North China Plain (NCP). *J Earth Syst Sci* 28(1):113–123
- de Marsily G, Delay F, Gonçalves J, Renard P, Teles V, Violette S (2005) Dealing with spatial heterogeneity. *Hydrogeol J* 13:161–183
- Massuel S, Amichi F, Ameur F, Calvez R, Jenhaoui Z, Bouarfa S, Kuper M, Habaieb H, Hartani T, Hammani A (2017) Considering groundwater use to improve the assessment of groundwater pumping for irrigation in North Africa. *Hydrogeol J* 25(6):1565–1577
- Massuel S, Riaux J (2017) Groundwater overexploitation: why is the red flag waved? Case study on the Kairouan plain aquifer (Central Tunisia). *Hydrogeol J* 25(6):1607–1620
- Nazoumou Y (2002) Impact des barrages sur la recharge des nappes en zone aride : Etude par modélisation numérique sur le cas de Kairouan (Tunisie centrale). PhD Thesis, University of Tunis II, National Engineering School of Tunisia, 252 pp
- Nazoumou Y, Besbes M (2000) Simulation de la recharge artificielle de nappe en oued par un modèle à réservoirs. *J Water Sci* 13(4):379–404
- Rabhi M (1999) Contribution à l'étude stratigraphique et analyse de l'évolution géodynamique de l'axe Nord-Sud et des structures avoisinantes (Tunisie centrale). PhD Thesis, University of Tunis II, Faculty of Sciences of Tunis, 219 pp
- Richey AS, Thomas BF, Lo MH, Famiglietti JS, Swenson S, Rodell M (2015) Uncertainty in global groundwater storage estimates in a total groundwater stress framework. *Water Resour Res* 51(7):5198–5216
- Rockware (2010) RockWorks 15. User's Manual, Colorado, USA, 312 pp
- Ross M, Parent M, Lefebvre R (2005) 3D geologic framework models for regional hydrogeology and land-use management: a case study from a quaternary basin of southwestern Quebec, Canada. *Hydrogeol J* 13:690–707
- Schlumberger Water Services (2008) Aquifer test V.4.2. User's manual, Ontario, Canada, 300 pp
- Song J, Chen X (2010) Variation of specific yield with depth in an alluvial aquifer of the Platte River valley, USA. *Int J Sediment Res* 25:185–193
- Steward DR, Peterson JM, Yang X, Bulatowicz T, Herrera-Rodriguez M, Mao D, Hendricks N (2009) Groundwater economics: an object-oriented foundation for integrated studies of irrigated agricultural systems. *Water Resour. Res* (45):W05430
- Teles V, Delay F, de Marsily G (2004) Comparison of genesis and geostatistical methods for characterizing the heterogeneity of alluvial media: groundwater flow and transport simulations. *J Hydrol* 294: 103–121
- Trabelsi F, Tarhouni J, Ben Mammou A, Ranieri G (2011) GIS-based subsurface databases and 3-D geological modeling as a tool for the set-up of hydrogeological framework: Nabeul-Hammamet coastal aquifer case study (Northeast Tunisia). *Environ Earth Sci* 70: 2087–2105

- Vishnu PP, Sangam S, Futaba K (2013) A GIS-based methodology to delineate potential areas for groundwater development: a case study from Kathmandu Valley, Nepal. *Appl Water Sci* 3(2):453–456
- Wahr J, Swenson S, Velicogna I (2006) Accuracy of GRACE mass estimates. *Geophys Res Lett* 33:L06401
- Wahyuni S, Oishi S, Sunada K (2008) The estimation of the groundwater storage and its distribution in Uzbekistan. *Ann J Hydraulic Eng* 52: 31–36
- Wellmann JF, Egenauer-Lieb K (2012) Uncertainties have a meaning: information entropy as a quality measure for 3-D geological models. *Tectonophysics* 526–529:207–216
- Ye M, Khaleel R (2008) A Markov chain model for characterizing medium heterogeneity and sediment layering structure. *Water Resour Res* (44):W0942



Consideration of the use of direct recharge in analytical models of flood-wave response: a case study of the Merguellil alluvial aquifer, central Tunisia

Hamza Jerbi^{1,2}

Received: 20 August 2017 / Accepted: 30 May 2018
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2018

Abstract

In a stream–aquifer system, adequate knowledge of the aquifer hydraulic parameters is paramount for the analysis of groundwater/surface-water interaction. In such systems, analytical flood-wave response models are commonly used to assess these parameters. However, when an important means of direct recharge (precipitation) occurs simultaneously with the stream flood waves, the classical flood-wave response model (i.e. when only stream flood waves are considered as an input signal) leads to overestimated and variable values of the aquifer hydraulic parameters. In this study, an analytical flood-wave response model was implemented to determine hydraulic parameters of the Merguellil alluvial aquifer (central Tunisia) taking into account the recharge rate as a second input signal. An array of three piezometers and a river-stage gauge equipped with an automated Diver data logger were installed in the floodplain of the Merguellil Wadi. The results showed a good agreement between the observed and modelled hydrographs when the recharge rate was considered, which allows the model to provide the same value of diffusivity ($50\text{--}70\text{ m}^2\text{ h}^{-1}$) in the three piezometers and for all flood events being tested. However, when the recharge rate was not taken into account, the model gave an overestimated diffusivity with a very poor hydrograph match. Overall, the methodology described in this paper can be applicable to any area in the world because of its simplicity and its better estimation of aquifer hydraulic parameters.

Keywords Tunisia · Groundwater/surface-water relations · Unconfined aquifer · Diffusivity · Direct recharge

Introduction

As the global concern over water resources and the environment has increased, surface-water/groundwater interaction has become an important issue in hydrogeology (Winter 1998; Menció et al. 2014; Baratelli et al. 2016). Whatever the climatic and geological conditions, this flow exchange is a major driver of most groundwater dynamics, so a better understanding of its proprieties is required in hydrological and environmental riparian concerns (Sophocleous 2002; Henderson et al. 2009; Saleh et al. 2011). In hydraulic terms,

such concerns are dependent on aquifer parameters such as hydraulic conductivity, specific storage, and river resistance (Chen and Chen 2003; Ha et al. 2007; Tang et al. 2015). The most common methods used to estimate those parameters are based on field pumping tests (e.g. Mawlood and Mustafa 2016) and may be expensive, time-consuming and arduous to implement. In the case where a stream flood-wave induces groundwater waves that propagate through alluvial deposits, analytical models and numerical models can help to estimate aquifer hydraulic parameters by solving the inverse problem. Despite the powerful computing capabilities and reliabilities of the numerical models, they require a large amount of data; nevertheless, the existence of such a robust hydrological dataset is far from possible due to the uncertain and highly fragmented information in terms of time and space in arid and semi-arid areas. While facing this issue, analytical models are often favoured because of their simplicity (Barlow and Moench 1998).

For decades, the flood-wave response technique has been widely implemented as a means to analyse the dynamics of

✉ Hamza Jerbi
jerbi_hamza@live.fr

¹ Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Eau (LSTE),
Tunis, Tunisia

² Institut de Recherche pour le Développement (IRD), UMR GEAU,
Montpellier, France

surface-water/groundwater interactions (e.g. Hantush 1965; Dong et al. 2013) and to estimate aquifer hydraulic properties (e.g. Reynolds 1987; Barlow et al. 2000; Kiesecka et al. 2013). Without prior knowledge of either hydraulic conductivity or specific storage, Hall and Moench (1972) claimed that it is not possible to determine a unique value of hydraulic conductivity or specific storage of the aquifer during the calibration of a flood-wave response model. As only the effective diffusivity (the ratio transmissivity/storativity) can be determined, most flood-wave response models proposed in the literature were derived to estimate this parameter. For instance, Ferris (1962) developed a solution for the water-table aquifer response to a steady sinusoidal river fluctuation that relates the hydraulic diffusivity to the ratio and the time lag between the stream flood-wave peak and the groundwater flood-wave peak. Because this kind of flood shape is rarely relevant in field conditions, Cooper and Rorabaugh (1963) extend the Ferris (1962) method by developing solutions for an asymmetric-type flood-wave oscillation. The same method has been applied by Guo et al. (2010) to examine tidal-induced groundwater level responses. Pinder et al. (1969) derived a finite-step equivalent to Duhamel's formula to estimate hydraulic diffusivity in a homogeneous isotropic aquifer. Zlotnik and Huang (1999) constructed an analytical flood-wave response model to simulate exchange between a fully penetrating stream and an adjacent aquifer. This model was later used by Bolster et al. (2001) to estimate specific yield. Swamee and Singh (2003) evaluated aquifer diffusivity from stream-stage variation based upon the Fourier series representation. A similar method to that proposed by Pinder et al. (1969) has been applied by Reynolds (1987) and Jha et al. (2004). Based on the convolution equation, Hall and Moench (1972) proposed a flood-wave response model (incorporating the river resistance) that was further improved by Singh et al. (2002), while taking into account the significance of the discrete ramp kernel method. Ha et al. (2007) combined both a convolution method and the discrete ramp kernel method to estimate the best combination between aquifer hydraulic diffusivity and river resistance.

For unconfined conditions, one of the fundamental assumptions of flood-wave response models is that the change of the water table must be small in comparison with the saturated thickness—i.e. the aquifer can be assimilated to a confined aquifer where the saturated thickness is always constant—(Sahuquillo 1986; Workman et al. 1997). This assumption cannot be entirely admitted because, in such conditions, the stream flood-wave propagation through the alluvial deposits is often accompanied by an important means of direct recharge (i.e. rainfall recharge). Consequently, the reaction of the aquifer is influenced by both stream-wave propagation and recharge infiltration. In this case, flood-wave response models often lead to an overestimation of aquifer hydraulic parameters. Taking this into account, Jha et al. (2004) found that

flood-wave response models lead to an unreliable and an overestimated value of hydraulic diffusivity and recommended the use of only suitable flood events that produce clearly defined and sharp water-level rises to minimise the effect of the delayed recharge. Reynolds (1987) likewise suggested using flood waves with a short duration and with a moderate to large magnitude, preceded by a period of constant or receding groundwater levels for the flood-wave response model application. Since the falling limb is likely to be affected by recharge from precipitation, Shelton (2011) calibrated multiple flood-wave response models using only the hydrograph rising limb. Likewise, Ha et al. (2007) showed that in such conditions of recharge perturbation, flood-wave response models should be used cautiously and wisely in order to produce reasonable and reliable values of aquifer parameters.

A review of the literature highlights, on the one hand, the simplicity and the efficiency of using flood-wave response models to estimate aquifer hydraulic parameters, and on the other hand, it clarifies the weakness of those models when a large amount of direct recharge infiltrates simultaneously with stream flood waves. To overcome this kind of limitation, this work seeks to fill this gap by considering the direct recharge as a second input signal for the flood-wave model. In this instance, the STWT1 analytical model derived by Barlow and Moench (1998) was chosen to carry out this work because of its generalized path for many stream-aquifer configurations and its simulation characteristics to both direct recharge and river stage variation. In addition, a Fortran code of the unit-step response function with the convolution integral is available (USGS 2017). Still, as noticed by Battle-Aguilar et al. (2007), the direct recharge parameter does not only reflect the amount of water infiltrated from rainfall during flood events, it further depends on possible disturbances either by a groundwater flow or by pumping (i.e. sources and sinks). In this paper, due to the difficulty of estimating this parameter by the direct method (e.g. from rainfall data), a two-step calibration process was adopted for this purpose. The focus of the paper is the importance of considering the direct recharge for flood-wave response modelling and for aquifer hydraulic assessment. Overall, the methodology described in this paper can be applicable to any area in the world because of its simplicity and its better estimation of aquifer hydraulic parameters.

Study area

The study area is a stream terrace and a flood plain adjacent to the Merguellil Wadi in central Tunisia (Fig. 1). The alluvial aquifer is a heterogeneous sequence of fluvial sands and gravels. While the north bank of the Wadi is a gently sloping terrace (from 5 to 6 m) of a Pleistocene formation scoured by rapid flooding and composed mainly of clayey silt, the south

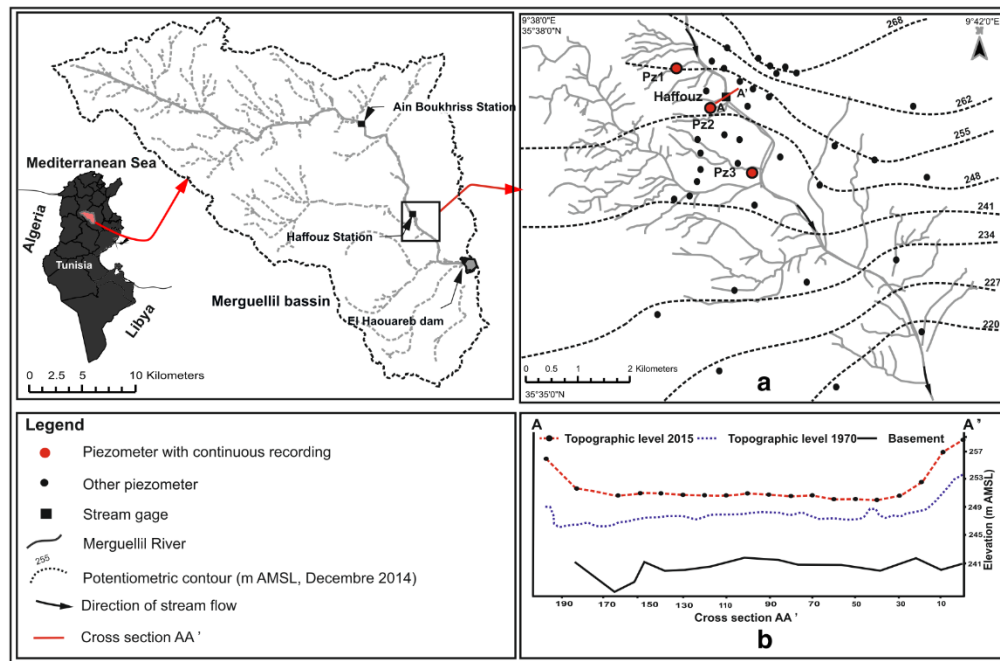


Fig. 1 The **a** Merguellil basin, study site and potentiometric surface in the alluvial aquifer system, and **b** cross section A–A'

bank is formed of clay and sandy terraces of a Quaternary formation with a small outcropping of the Oligocene and the early Miocene formations (Bacha 1970). Overall, the alluvium reaches a maximum thickness of 7 m beneath the river, underlain by a low-permeability bed of clay (Fig. 1, cross section A–A'); the alluvial aquifer width is more than 500 m and it is bounded laterally by till-covered uplands (Lafforgue and Bouzaïane 1986).

The Merguellil Wadi drains an area of 1,200 km² and is one of the three major rivers in central Tunisia. Its catchment may be separated into two distinct portions. In the upstream portion, the bank slopes are steep and the alluvial deposits are very thin, while in the downstream portion the alluvial deposits are wider, allowing a large amount of water to infiltrate into the alluvial deposits. Due to frequent flooding, various agricultural activities in the study area are maintained. Farmers near to the river use flood water to irrigate their lands by pumping directly from the river, or by digging small holes to tap into the interflow of the river. In 1989, a large dam was constructed 8 km downstream from the study area to protect the downstream land from devastating floods, and to supply water for farmers. The construction of the dam induced the accumulation of sediments upstream (about 2 m depth since 1970) in the studied area (Fig. 1). The hydraulic interconnection between the Merguellil Wadi and the alluvial aquifer is indicated by groundwater levels that fluctuate in response to river stage fluctuations, measured by partially penetrating piezometers during the period between 2013 and 2015 (Fig. 2).

Methodology

Hydrologic data monitoring and analysis

Groundwater-level fluctuation was monitored through a network of three piezometers, made of steel pipes with a depth of 2–6 m (Fig. 1). To estimate the propagation of the flood through the floodplain, the piezometers are located in the flood area and levelled using a differential global positioning system (DGPS) linked to a relative datum, resulting in elevation accuracy better than $5 \cdot 10^{-2}$ m. The piezometers were also equipped with a Diver data logger that recorded data with a frequency of 1 h (Table 1).

A river-stage gauge equipped with an automatic Diver data logger was installed in the upstream of the Merguellil Wadi at the Ain Boukhriss station, where the banks and bed of the river are stable. As all the attempts at installing a logger downstream failed because of the instability of the riverbed, monitoring river stage was only possible at the Ain Boukhriss station (installed 10 km upstream of the study area). The daily river stage hydrograph, averaged over a 1-h time step, from the Ain Boukhriss station and from the three piezometers in the vicinity of the river in the study area, as well as daily bar charts of rainfall, are represented in Fig. 2. The groundwater levels visibly fluctuate at the three sites in response to the river stage fluctuation as a result of an obvious hydraulic connection between the river and the three piezometers. A comparison of the daily groundwater hydrographs and daily river stage fluctuation highlights the

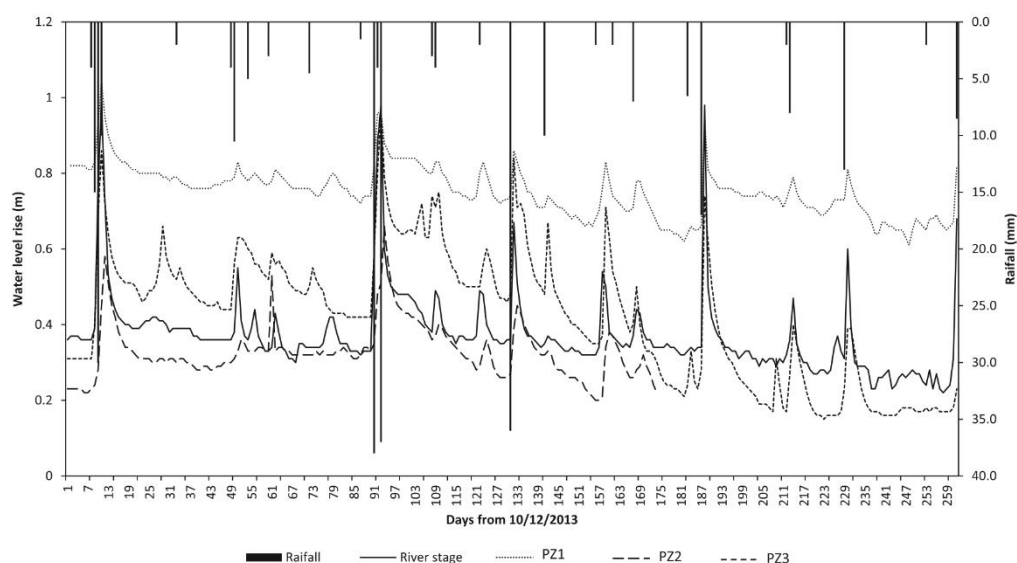


Fig. 2 Daily groundwater levels and river water level averaged from hourly measurements and daily bar charts of rainfall at Haffouz station between December 2013 and September 2014 (m above the ground surface for river gauge and m above the Diver placement for piezometers)

strong correlation between the groundwater level and the stream stage fluctuation. However, some of the small variations are not correlated with the river stage fluctuation; such changes are caused by other factors like the direct recharge from rainfall and lateral flows. The time lag and the flood peak attenuation of flood waves (propagating through the alluvial deposit) is very visible in the typical event on 15th December 2013 (15/12/2013) as represented in Fig. 3.

An evident limitation of this study is the absence of river stage fluctuation data for the Haffouz station, where the model was applied (the river stage fluctuation was monitored 10 km upstream in the Ain Boukhriss station). Nevertheless, analysis of the groundwater hydrographs for piezometer PZ3, the nearest to the Merguellil Wadi, pointed out that the flood events keep almost the same hydrograph shape during its propagation from Ain Boukhriss station to Haffouz station (Fig. 3); although, in the field conditions, the flood peak amplitude did not change enormously during its propagation from the upstream (Ain Boukhriss station) to the downstream (Haffouz station). However, to ensure the reliability of the results, a margin of uncertainty (± 30 cm) for the flood peak amplitude was considered.

Flood-wave response model description

The STWT1 model (Barlow and Moench 1998) was used to estimate aquifer response to stream stage and recharge fluctuations. An overview of the derivation of the equations used in this work is presented here. The mathematical expressions of the analytical model are detailed in Barlow and Moench (1998). The model is based on the convolution method that solves the governing partial differential equation of two-dimensional transient groundwater flow represented by Eq. (1) for time-varying stream-stage or/and recharge input.

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} + \frac{K_z}{K_x} \frac{\partial^2 h}{\partial z^2} = \frac{S_s}{K_x} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (1)$$

where the following variables are as defined.

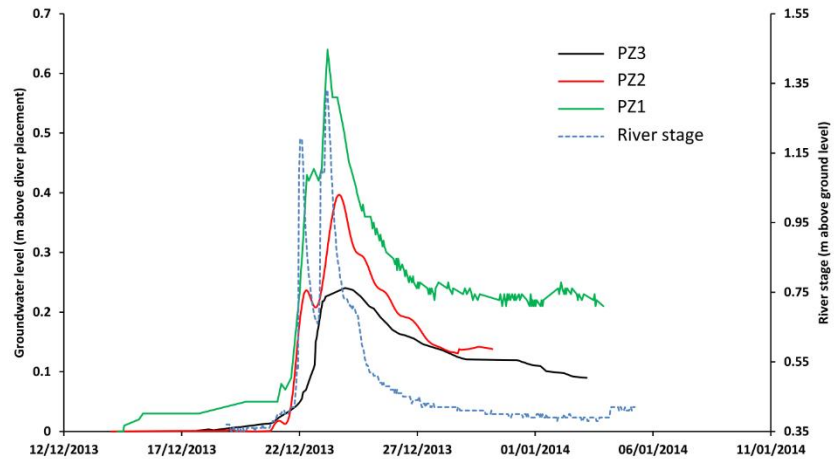
h	groundwater head (units of length)
K_x and K_z	horizontal and vertical conductivity (units of length per time)
S_s	the specific storage (units of inverse length)
x and z	horizontal and vertical directions (units of length)
t	time (units of time)

Table 1 Basic installation information for the objective monitoring piezometers

Piezometer	Time step (min)	Operating period	Placement of Diver (m below surface)	Ground elevation (m AMSL)	Distance to river (m)
PZ1	60	31/05/2012–18/03/2014	6.86	263.65 ± 0.05	180
PZ2	60	27/05/2013–10/02/2016	2.05	254.98 ± 0.05	100
PZ3	60	11/07/2013–10/02/2016	1.2	247.37 ± 0.05	50

m AMSL meters above mean sea level

Fig. 3 Hydrographs of river stage fluctuations and groundwater-level fluctuations at the three piezometers (PZ1, PZ2, PZ3) for the typical flood event of 15 December 2013



The solution of Eq. (1) is determined by defining the initial and boundary conditions (Eq. 2)

$$h(x, z, 0) = h_i \quad (2)$$

where h_i is the initial head in the aquifer.

In the resulting boundary-value problems, the stream-aquifer interface is simulated either as a specified head boundary when a semipervious stream bank is absent (Eq. 3) or as a head-dependent flux boundary when a semipervious stream bank is present (Eq. 4).

$$h(X_0, z, t) = h_0 \quad (3)$$

$$\frac{\partial h}{\partial x}(X_0, z, t) = -\frac{1}{a} [h_0 - h(X_0, z, t)] \quad (4)$$

where h_0 is the water level in the stream after the instantaneous step change, X_0 is the distance from the middle of the stream to the stream-aquifer boundary, and $a = \frac{K_s d}{K_s}$ is the river resistance (d is the width of semipervious stream bank and K_s hydraulic conductivity of the semipervious stream bank material). The boundary condition at the water table ($z=b$) is represented by Eq. (5) and the boundary condition at the impermeable lower boundary ($z=0$) is represented by Eq. (6)

$$\frac{\partial h}{\partial z}(x, b, t) = -\frac{S_Y}{K_z} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5)$$

$$\frac{\partial h}{\partial z}(x, 0, t) = 0 \quad (6)$$

where S_Y is the specific yield of the aquifer and b is the saturated thickness.

For an instantaneous unit-step stream-stage change, the analytical solution derived by Barlow and Moench (1998) is a solution to the dimensional boundary-value problems described by Eq. (1) relative to the water head fluctuation in an aquifer in the vicinity of the stream, and it is expressed as Eq. (7).

$$\bar{h}_d = 2 \sum_{n=0}^{\infty} \frac{W_n \exp[-q_n(X_D - 1)] \sin(\varepsilon_n) \cos(\varepsilon_n z_D)}{\{1 + A q_n \tanh[q_n(X_{LD} - 1)]\} p[\varepsilon_n + 0.5 \sin(2\varepsilon_n)]} \quad (7)$$

$$q_n = (\varepsilon_n^2 \beta_0 + p)^{0.5}; \quad \varepsilon_n \tan(\varepsilon_n) = \frac{p}{\sigma \beta_0}; \quad \beta_0 = \frac{K_z X_0^3}{K_x b}; \quad \sigma = \frac{S_S b}{S_Y}; \quad A = \frac{a}{X_0} = \frac{K_x d}{K_s X_0}; \quad X_D = \frac{X}{X_0}; \quad X_{LD} = \frac{X_L}{X_0}$$

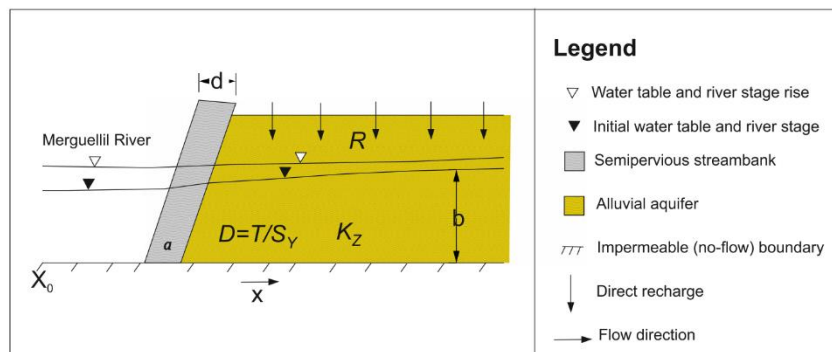
where $\bar{h}_d$ is a dimensionless Laplace transform unit-step response for hydraulic head in a water-table aquifer, W_n is a parameter related to aquifer width in the Laplace transform solution, X_L is the horizontal extent of the finite aquifer, p is the Laplace transform variable, and A is dimensionless river bank leakage.

Equation (7) is combined with the convolution integral to simulate water table responses to a change in river stage and recharge; the discretized convolution equation was expressed by Barlow and Moench (1998) as:

$$h(x, z, j) = h_j + \sum_{k=2}^j F'(k-1) h_d(x, z, j-k+1) \Delta t \quad (8)$$

where $F'(k-1) = \frac{F(k) - F(k-1)}{\Delta t} F'(k-1) = \frac{F(k) - F(k-1)}{\Delta t} j$ is the upper limit of time integration, k is the time step, Δt is the time step size, $F'(k-1)$ is the stream stage or recharge at time step ($k-1$), and $F(k)$ is the river stage or recharge at time step k .

The aquifer was simulated as a semi-finite water-table aquifer bounded by semipervious stream bank material (Fig. 4). To predict the aquifer response to the stream stage and recharge fluctuations, the model requires a total of ten parameters inputs (Table 2). These parameters were divided into two groups. The first group includes parameters that are unmeasured and uncertain (K_x , a , R , K_D , and S_Y , S_S), whereas the second one is composed of measured parameters (X , X_L , X_0 , b ; Table 2). Since actual value of the parameter X_0 has no effect on the calculated aquifer response and defined only for computational purposes, an

Fig. 4 Conceptual model of the stream–aquifer system

arbitrary value of X_0 was used (Barlow and Moench 1998). The aquifer was simulated as a semi-infinite aquifer and accordingly the parameter X_L does not have to be used in the model. The analytical model assumes that the alluvial aquifer is underlain by an impermeable boundary, across which no groundwater flow occurs, and the screened interval is assumed to be the full thickness of the aquifer, and the distance to the observation point (X) is given in Table 1.

The model is often used to calibrate hydraulic conductivity and storativity; therefore, prior knowledge of one of these two parameters is necessary to produce a unique solution for the model. In this paper, since no information about the hydraulic conductivity and storativity is available, only hydraulic diffusivity will be calibrated. Under this assumption, only four parameters have to be determined: the hydraulic diffusivity (D), the river resistance (a), the ratio of vertical to horizontal hydraulic conductivity (K_D), and the recharge rate (R). The specific storage (S_S) was maintained at a low value of $1 \cdot 10^{-4}$ since the aquifer was simulated under unconfined conditions; accordingly, the specific yield (S_Y) controls the storativity, as the specific storage (S_S) is typically orders of magnitude less.

Model calibration

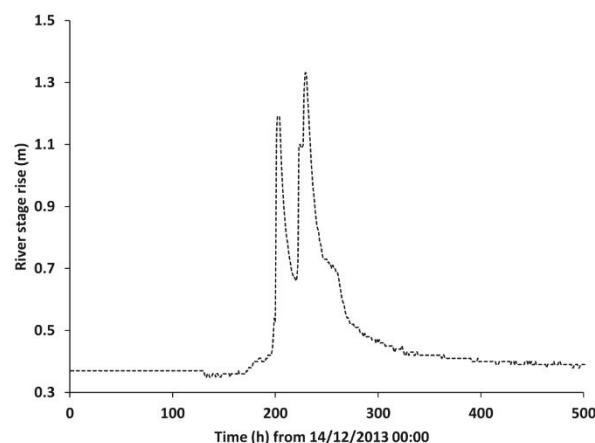
To avoid any eventual errors associated with measurement, the analytical model was first calibrated using the flood event 15/12/

2013 (which was monitored by all piezometers) during the investigation period. This flood event is represented by two peaks, with a 0.9-m rise for the first peak and 1.2-m rise for the second one, lasting more than 2 days (Fig. 5). This flood was chosen for model calibration because it was clearly detected by the three piezometers, and it clearly reflected the propagation and the flood attenuation with increasing distance from the river (cf. Fig. 3).

The calibration process was divided into two steps. The first calibration target is the hydrograph rising limb, without considering the recharge rate, aimed at calibrating the river resistance (a) and the ratio between vertical and horizontal hydraulic conductivity (K_D) (that will be used for the second step of the calibration when the recharge rate is considered). The assumption made (during this first calibration step) is that the recharge occurring during the rising limb is neither of importance nor strongly affects the reaction of the aquifer. The best match between the observed hydrograph rising limb and the calculated hydrograph rising limb was analysed using a trial and error method to minimize the root mean square error (RMSE; Eq. 9). The search is carried out at equal intervals over the parameter space, with river resistance from 100 to 1,000 m and hydraulic diffusivity from 10 to 500 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$. After a quick test of the model response to the variation of these two parameters, these boundaries were fixed

Table 2 Summary of input parameters of the STWT1 model

Parameter	Abbreviation	Unit	Group	Value
Diffusivity	D	$\text{m}^2 \text{h}^{-1}$	Calibrated	—
River resistance	a	m	Calibrated	—
Ratio, K_x/K_z	K_D	[]	Calibrated	—
Recharge	R	m h^{-1}	Calibrated	—
Distance to river	X	m	Fixed	See Table 1
Extend of finite aquifer	X_L	m	Fixed	∞
Saturated thickness	b	m	Fixed	7
Specific storage	S_S	m^{-1}	Fixed	10^{-4}

**Fig. 5** Selected hydrograph flood for model calibration (flood event 15 December 2013)

and multiple values of the ratio K_D were tested (during this first-step calibration).

The second step of the calibration consists of fixing the river resistance (α) and the ratio K_D (calibrated during the first-step calibration) and in using the model to calibrate the direct recharge by providing the best fit between the observed and measured falling limb, and by adjusting the initial diffusivity value (calibrated during the first-step calibration). The difference between the observed and final computed hydrographs were analysed using the Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE; Eq. 10)

$$\text{RMSE} = \frac{\sum_1^N [h_{\text{cal}}(t) - h_{\text{obs}}(t)]^2}{N} \quad (9)$$

$$\text{NSE} = 1 - \frac{\sum_1^N [h_{\text{cal}}(t) - h_{\text{obs}}(t)]^2}{\sum_1^N [h_{\text{cal}}(t) - \overline{h_{\text{obs}}}]^2} \quad (10)$$

Sensitivity analysis

The sensitivity analysis determines the model parameters most affecting computed groundwater levels. Two parameters were tested to investigate the model sensitivity: the distance of the observation points from the river (X) and the specific storage (which was fixed to 10^{-4} m^{-1}). To ensure the reliability of the result, the assumption of a semi-finite/finite width aquifer was also investigated. Finally, as it has been noted before, the river stage was monitored at a point 10 km upstream of the study region, so a sensitivity test was carried out to examine the impact of the variation of the peak amplitude on the model performance.

Model application

The calibrated model was applied to several other types of flood events. Five flood events were selected that showed different hydrograph shapes as well as various durations of rise (Fig. 6). The results were tested by comparing the unconsidered recharge input methodology (which here describes the first-step calibration) and that used in this paper (i.e. by simulating both stream flood-wave and recharge fluctuations to estimate aquifer hydraulic diffusivity).

Results

Model calibration

First-step calibration

The procedure of optimisation described in section 'Methodology' was applied to the three piezometers (Fig. 1)

The response surface of the RMSE for the three piezometers is represented in Fig. 7 for the hydraulic diffusivity and the river resistance (only RMSE values lower than 10 cm are presented). The lower value of the RMSE associated with the response of each combination of river resistance and hydraulic diffusivity was chosen as the best match between the observed and simulated rising limb. For piezometer PZ3, the values of 260 m (for river resistance) and $175 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ (for hydraulic diffusivity) provide a perfect match between the computed and observed rising limb (Figs. 7a and 8a). The same procedure applied to piezometer PZ2 gives values of $89 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ and 180 m for hydraulic diffusivity and river resistance, respectively, as the best agreement between the observed and modelled rising limb hydrograph (Figs. 7b and 8b). Even though the response surface of the RMSE for piezometer PZ1 does not show a single set of parameters that provides the best match (Fig. 7c), the horizontal variation (which corresponds to the variation of hydraulic diffusivity) shows significantly more influence than the vertical variation (which corresponds to the variation of river resistance). Figure 7c also shows a minimum RMSE for a hydraulic diffusivity of $69 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$, which implies that the effect of river resistance on the model performance is insignificant (for this piezometer (PZ1) far from the river), because of the one-peak aquifer response hydrograph composition. Thereupon, a connection with the rising limb can be performed using multiple combinations.

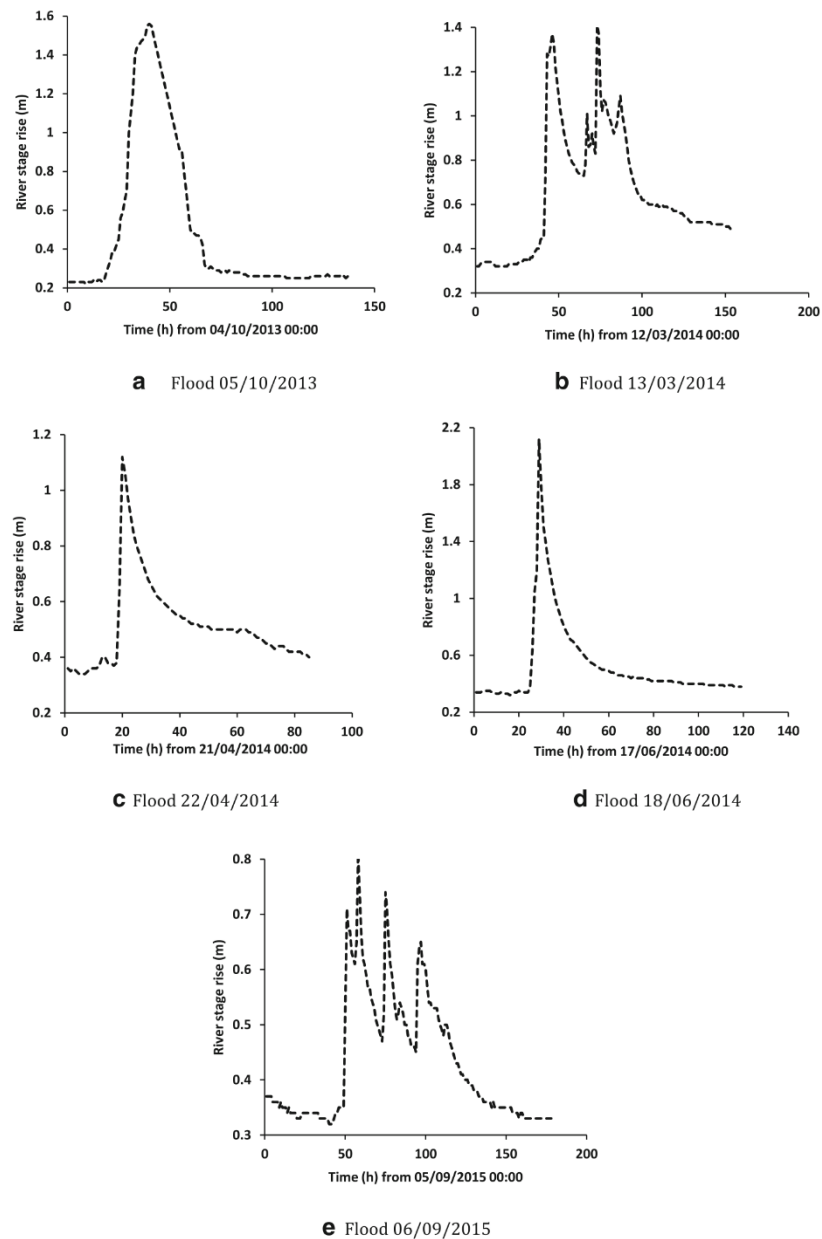
Several calibration tests showed that the ratio K_D should be kept between 0.5 and 0.7 to reproduce the same shape of rising limb as the three tested hydrographs. A value of K_D lower than 0.5 results in a non-converging model and the variation of K_D between 0.5 and 0.7 exercised an insignificant effect on the model.

During this first step of the calibration process, the calibrated hydraulic diffusivity was found to be very different in the three piezometers. In the piezometer PZ3, the diffusivity was higher by three orders of magnitude than the other piezometers, suggesting that this piezometer is more influenced by direct recharge, which will be proved in the second calibration step.

Second-step calibration

As expected, for the hydrograph falling limb, the fit between the observed and the simulated groundwater level was very poor during the first calibration step due to the impact of direct recharge on the recession process, and subsequently the falling limb of the calculated hydrograph is more pronounced. To estimate the direct recharge rate, the model was applied inversely using the calibrated river resistance (α) and the ratio K_D (calibrated during the first-step calibration) to reproduce a good agreement of the falling limb (by adjusting the hydraulic diffusivity). For the piezometer PZ3, a recharge rate of $3 \cdot 10^{-3} \text{ m h}^{-1}$ and a diffusivity of $62 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ yield a good fit to the measured groundwater level (Fig. 8a). For the piezometer PZ2, the best-fit calculated groundwater level was obtained

Fig. 6 a–d Selected flood hydrographs for model application



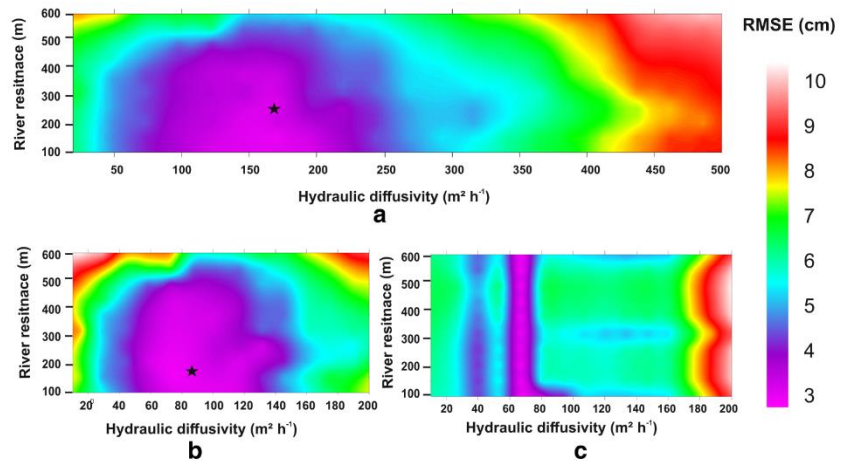
for a recharge rate of $5 \cdot 10^{-4} \text{ m h}^{-1}$ and a diffusivity of $67 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ (Fig. 8b). For the piezometer PZ1, the best-fit calculated groundwater level which closely matched that measured hydrograph was found for a recharge rate of $3 \cdot 10^{-4} \text{ m h}^{-1}$ and an adjusted diffusivity of $63 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$ (Fig. 8c).

After considering the recharge rate as a second input, the model gives roughly the same value of diffusivity (Table 3). Indeed, groundwater levels were underestimated in the three piezometers when only the river stage was simulated (in the

first-step calibration), and different values of diffusivity were found despite the small distance among them. The simulation of recharge improved the match between the observed and calculated groundwater-level fluctuation, and produced a similar value of diffusivity, resulting in an increase in the hydraulic gradient toward the river compared to the condition without recharge.

As shown in Table 4, the hydraulic diffusivity is almost the same with or without considering recharge for the piezometer

Fig. 7 Response surface of the RMSE function for the hydraulic diffusivity (X axis) and river resistance (Y axis): **a** Piezometer PZ3, **b** Piezometer PZ2, **c** Piezometer PZ1 (Best fit using a ratio $K_D = 0.6$; only RMSE lower than 10 cm is shown in this figure; the black star represents the best agreement found between river resistance and hydraulic diffusivity, i.e. the lowest RMSE response)



PZ1. This is because the recharge rate was found to be very low ($3 \cdot 10^{-4} \text{ m h}^{-1}$). For the piezometer PZ2, by using $5 \cdot 10^{-4} \text{ m h}^{-1}$ as a calibrated recharge rate in the model, the hydraulic diffusivity goes from 89 to $67 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$. For the piezometer PZ3 when using a recharge rate of $3 \cdot 10^{-3} \text{ m h}^{-1}$, the adjusted diffusivity decreases and leads to more or less the same value of diffusivity ($62 \text{ m}^2 \text{ h}^{-1}$) calibrated for the piezometer PZ1 and the piezometer PZ2. This result suggests that when a significant amount of recharge occurs simultaneously with the river-stage rise, the use of a simple flood-wave response model without considering the recharge rate (i.e. using only the first-step calibration) leads to overestimated aquifer diffusivity by trying to match the observed and simulated hydrograph (e.g. the piezometer PZ3 and PZ2). Despite real field conditions, the resulting hydrograph represents the response of the aquifer to both river-stage fluctuation and recharge infiltration. Once the recharge rate is small, the diffusivity is slightly affected (e.g. the piezometer PZ1).

Sensitivity analysis

Influence of the distance to river (parameter X)

The results of the sensitivity analysis of the distance between the observation points and the river are shown in Table 4, in which the hydraulic diffusivity varies significantly with changes in the distance from the river. The sensitivity analysis was carried out on the flood event of 15/12/2013. This flood event (composed of two peaks) is suitable for sensitivity analysis because when the piezometer is far from the river the first small peak is attenuated (PZ2 and PZ1), although when the piezometer is installed near to the stream, both peaks are detected (PZ3).

The response of groundwater levels to a stream stage fluctuation is attenuated by increasing distance from the river. At greater distances from the river bank, groundwater levels rise

less rapidly, peak at lower elevations, and decline more gradually. For the piezometer PZ1, a decrease in the distance to the river by 50% is required in order to detect the first peak, while a 50% increase in distance from the river results in the disappearance of the first peak for the piezometer PZ2. For piezometer PZ3, installed at 50 m from the river, a 75% increase in the distance from the river causes the disappearance of the first peak. In fact, this ensures the reliability of the measured distance of the observation piezometers. In all cases this distance must be measured accurately.

Influence of the infinite/semi-infinite assumption (parameter X_L)

Since the aquifer was simulated as a semi-infinite one, a test was carried out to investigate the effect of this assumption on the result. Beyond a finite aquifer width of 200 m, the model reacts similarly to a semi-infinite aquifer. The real aquifer width is not known; however, given the large section of the river in the study area, the aquifer is definitely greater than 400 m width. Using a finite-width aquifer configuration of 400 m provides the same result as when using a semi-infinite one.

Influence of the specific storage (parameter S_S)

Another parameter that can influence the model performance is the specific storage but, since the flow is controlled mainly by the horizontal component of the hydraulic conductivity ($K_D = 0.5$), the specific storage variation significantly affects the model. The aquifer reacts as a fully confined one with storativity equal to specific yield. In the model, the specific storage in the model can oscillate between 10^{-3} and 10^{-5} m^{-1} without any impact on the model performance.

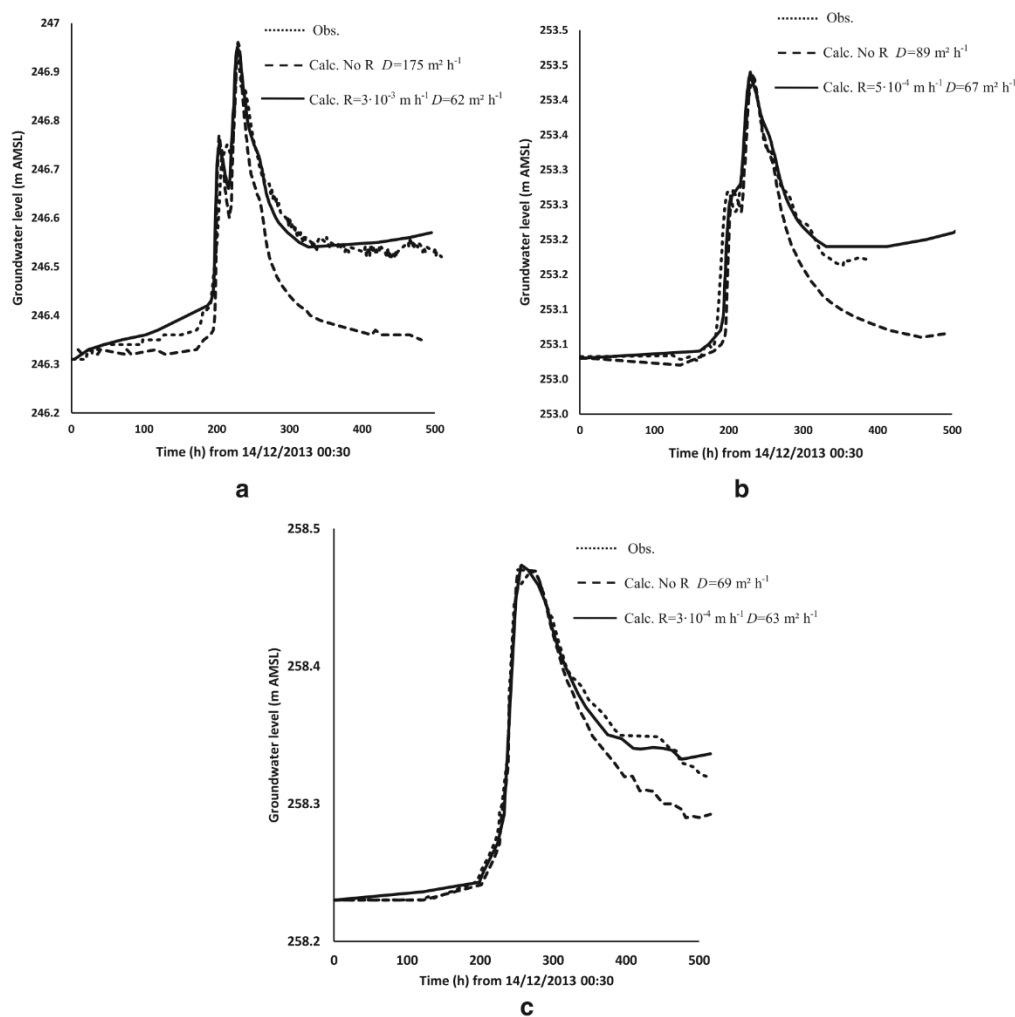


Fig. 8 Fit between observed and computed hydrographs with and without recharge: **a** Piezometer PZ3, **b** Piezometer PZ2, **c** Piezometer PZ1 (Obs. observed hydrograph; Calc. No R calculated hydrograph

without recharge consideration; Calc. R calculated hydrograph with the correspondence recharge; D diffusivity)

Influence of the flood amplitude (parameter h_{obs})

A sensitivity analysis was carried out to investigate the impact of the flood peak amplitude on the reaction of the aquifer. The

piezometer PZ3, the nearest to the river, was used to investigate the sensitivity of this parameter. Changes in ± 10 , ± 20 and ± 30 cm of flood peak amplitude were tested. The results of this test (illustrated in Table 5) show that the hydraulic

Table 3 Summary of calibrated parameters and statistical description of the best fit between the observed and calculated hydrograph for the flood event 15/12/2013 (1C first-step calibration, 2C second-step calibration)

Piezometer	River resistance, a (m)	Ratio, K_D	Recharge rate (m/h)	Hydraulic diffusivity ($m^2 h^{-1}$)		NSE (%)
				Calculated without recharge (1C)	Adjusted with recharge (2C)	
PZ1	—	0.6	$3 \cdot 10^{-4}$	69	63	98
PZ2	180	0.6	$5 \cdot 10^{-4}$	89	67	86
PZ3	260	0.6	$3 \cdot 10^{-3}$	175	62	85

Table 4 Results of model sensitivity analysis to variation of the distance from the river (parameter X). P peak

Piezometer	Optimal diffusivity (m^2/h)	Hydraulic diffusivity ($\text{m}^2 \text{h}^{-1}$) variation with changes in the distance between observation piezometer and river (X)					
		25% Decrease	50% Decrease	75% Decrease	25% Increase	50% Increase	75% Increase
PZ1	63 (1P)	43 (1P)	35 (2P)	^a	93 (2P)	119 (2P)	158 (2P)
PZ2	67 (2P)	52 (2P)	36 (2P)	18 (2P)	109 (2P)	142 (1P)	166 (1P)
PZ3	62 (2P)	69 (2P)	52 (2P)	26 (2P)	93 (2P)	117 (2P)	133 (1P)

^a Convergence not achieved

diffusivity can be over- or under-estimated by 50% by considering a ± 30 cm change. Therefore, assuming that the average hydraulic diffusivity is about $60 \text{ m}^2 \text{h}^{-1}$, and given the uncertainty of the flood peak amplitude measurement, the real hydraulic diffusivity of the aquifer ranged between about 30 and $90 \text{ m}^2 \text{h}^{-1}$ (Table 5).

Model application

According to the model calibration and the sensitivity analysis discussed in the previous sections, the Merguellil alluvial aquifer can be assumed to be a semi-infinite water-table aquifer with the parameters given in Table 6.

This configuration was applied to five flood events recorded between 2013 and 2015 to investigate the reliability of the calibration (Fig. 6; Table 7). The matching between the observed and calculated piezometer hydrographs (with and without recharge) was critically analysed by visual inspection of the three hydrographs plotted together (Fig. 9). To provide the best agreement between the observed and simulated hydrographs, the same processes applied to the flood event of 15/12/2013 were used. Unfortunately, not all flood events were detected by the three piezometers. Only the flood events of 13/03/2014 and 22/04/2014 provide good hydrographs in piezometer PZ2, 05/10/2013 in piezometer PZ1, and 18/06/2014 and 06/09/2015 in piezometer PZ3.

Table 7 represents the results of the model application to the five selected flood events. For slow-rising flood events

(flood events 05/10/2013 and 13/03/2014): when the important means of recharge occurs ($1 \cdot 10^{-3} \text{ m h}^{-1}$ for flood event 05/10/2013 and $4 \cdot 10^{-3} \text{ m h}^{-1}$ for flood event 13/03/2014), using the calibration processes without considering the recharge rate leads to a diffusivity overestimation by almost four orders of magnitude (as in flood event 05/10/2013 Fig. 9a) and five orders of magnitude (flood event 13/03/2014 Fig. 9b) and also poor hydrograph matching. When the flood-wave rise is slow and has a single peak (as in flood event 05/10/2013), the matching between the observed rising limb and the model is made possible by increasing the aquifer hydraulic diffusivity; however, the falling limb cannot be matched (as in flood event 05/10/2013, Fig. 9a). For slow-rising flood events with a complex shape (as in flood event 13/03/2014), the form of the aquifer response hydrograph can change completely when important recharge occurs, and matching the observed and calculated hydrograph without considering the recharge is no longer possible. However, by considering the recharge as a second input, a best fit can be found (as in flood event 13/03/2014, Fig. 9b).

For rapid-rising flood events, the model overestimates the aquifer diffusivity by only two orders of magnitude (as in flood event 22/04/2014, Fig. 9c). Yet, when the rise is very rapid, even when recharge rate is important, the calibrated aquifer diffusivity shows more or less the same value with or without recharge (as in flood event 18/06/2014, Fig. 9d). As noted in the calibration section, this can be explained by the insignificant effects of the recharge rate on the rising limb. The flood event of 06/09/2015 confirms the estimated value of diffusivity; a value of $55.6 \text{ m}^2 \text{h}^{-1}$ was found with a perfect match between the observed and calculated hydrograph without considering recharge (Fig. 9f), which suggests that during this flood event there was no noteworthy direct recharge.

Table 5 Results of model sensitivity analysis to the variation of the flood peak amplitude (piezometer PZ3)

Flood peak amplitude change	Measured hydraulic diffusivity ($\text{m}^2 \text{h}^{-1}$)	Variation of hydraulic diffusivity
+10	73	Increase of 17%
+20	82	Increase of 32%
+30	93	Increase of 50%
-10	51	Decrease of 18%
-20	44	Decrease of 30%
-30	31	Decrease of 50%

Table 6 Summary of calibrated values used for model application

Parameter	PZ1	PZ2	PZ3
Optimal diffusivity, D ($\text{m}^2 \text{h}^{-1}$)	63	67	62
River resistance, a (m)	—	180	260
Ratio, K_D (—)	0.6	0.6	0.6
Specific storage, S_S (m^{-1})	10^{-4}	10^{-4}	10^{-4}

Table 7 Results of the model application for several types of flood event with and without recharge (*R*) consideration

Piezometer	Flood event	Recharge (m h^{-1})	Diffusivity ($\text{m}^2 \text{h}^{-1}$)
PZ1	05/10/2013 (slow rise, one peak)	No R	225
		$1 \cdot 10^{-3}$	70
PZ2	13/03/2014 (slow rise, multi peak)	No R	333
		$4 \cdot 10^{-3}$	67
	22/04/2014 (rapid rise, one peak)	No R	144
PZ3	18/06/2014 (very rapid rise, one peak)	$1 \cdot 10^{-3}$	74
		No R	75
	06/09/2015 (slow rise, three peaks)	$1 \cdot 10^{-2}$	61
		No R	56
		—	—

Discussion

To estimate the hydraulic diffusivity and the river resistance in unconfined aquifers, one-dimensional models as proposed by Pinder et al. (1969) and Singh (2004) have been used in many studies around the world. As the reaction of the aquifer is considered to be strictly the result of the propagation of the stream flood wave through the aquifer (i.e. without considering the direct recharge), the use of such models often leads to overestimation of the hydraulic diffusivity. In this work, when the recharge was taken into account, the flood-wave response model always leads to the same value of hydraulic diffusivity and provides a good fit between the observed and modelled hydrographs. This suggests that the methodology described in this paper (the STWT1 model with the two-step calibration processes) is much more appropriate for aquifer hydraulic parameters in unconfined aquifers. The simulation of recharge improved the match between the observed and calculated groundwater level fluctuation, and produced a similar value of diffusivity, resulting in an increase in the hydraulic gradient toward the river compared to the condition without recharge.

During the application of the model, it was noted that the rapidly rising single-peak flood events yielded more or less the same value of diffusivity, even when large amounts of recharge occurred. However, for slow-rising multiple-peak events, ignoring the recharge rate (even a small amount for direct recharge) can lead to overestimating the diffusivity by four to five orders of magnitude. The result strengthens the findings of Reynolds (1987), Jha et al. (2004), and Ha et al. (2007), who recommended the use of a sharp flood event with short duration to estimate aquifer hydraulic diffusivity.

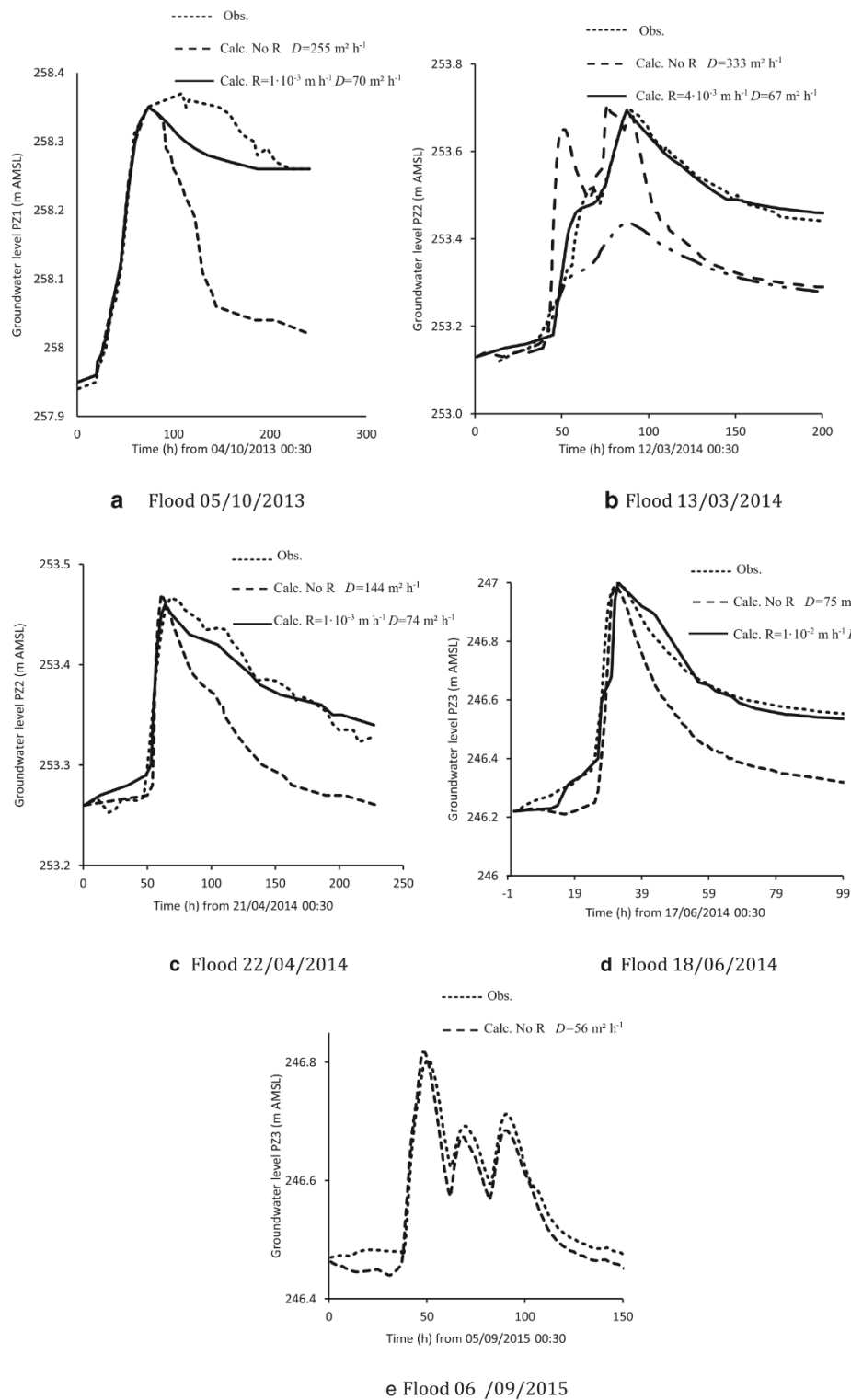
The recharge rate was found to differ greatly between sites, even for the same flood event, reflecting the difficulty of estimating this rate using direct methods. The complexity of the aquifer lithology, the initial conditions, the evaporation, and eventual pumping can influence the recharge rate. In all cases, the inverse method

used in this paper to simulate direct recharge leads to a best match of the hydrographs and produces the same value of hydraulic diffusivity.

The STWT1 analytical model with the two-step calibration method proves to be a good-fit model for estimating the hydraulic characteristics in a stream–aquifer system. However, taking into account the assumptions of the model and the complexity of the area, the simulations of the stream–aquifer system should incorporate as much field-based hydrogeologic information as possible. An evident weakness of this study is that the river rise was monitored 10 km upstream of the modeled area (Ain Boukhriss station) because of the instability of the riverbed in the modeled area; therefore, the difference of the river rise between the two sites may influence the hydraulic diffusivity estimation. The sensitivity analysis with respect to flood peak amplitude shows that there is almost 50% uncertainty, though the optimal hydraulic diffusivity of the Merguellil aquifer was found to be between 50 and 70 $\text{m}^2 \text{h}^{-1}$ (giving the uncertainty that weighs on the river stage measurement).

As noticed by Singh (2003), the partial penetration of the river can impact the estimation of the river resistance parameter; however, in the Merguellil alluvial aquifer the propagation of flood through the alluvial deposits is controlled mainly by the horizontal hydraulic conductivity which reduces the impact of this assumption. Consequently, the river resistance parameter can change strongly from one area to another and cannot be generalized as truly representative throughout the Merguellil alluvial aquifer.

Fig. 9 Fit between observed and computed hydrographs with and without recharge consideration (Obs.: observed hydrograph; Calc. No R: Calculated hydrograph without recharge consideration; Calc. R: Calculated hydrograph with the correspondence recharge; D: diffusivity)



Conclusion

This paper demonstrates the use of the STWT1 (Barlow and Moench 1998) model with a simple two-step calibration method resulting in a reliable estimation of aquifer hydraulic parameters within an unconfined aquifer (when a significant amount of direct recharge occurs). The model was applied to the Merguellil alluvial aquifer in central Tunisia. According to the assumptions of the model, four parameters have been calibrated (D , a , K_D , and R). The model was first calibrated using one large flood event, and thereafter applied to several different types of flood event. By determining the best match between the observed and calculated rising limbs of the groundwater hydrograph, the river resistance (a) and the ratio K_D (considered as time invariant parameters) were calibrated during the first calibration step, and a value of 200 m was found for the river resistance, and 0.6 for the ratio K_D . During this first-step calibration, when the recharge rate was not considered, the hydraulic diffusivity (pseudo-diffusivity) was found to vary among the three piezometers ($69\text{--}175\text{ m}^2\text{ h}^{-1}$) and only the hydrograph rising limb was well matched. During the second-step calibration, the calibrated values of river resistance (a) and the ratio K_D were fixed, and only the optimum diffusivity and the recharge rate were calibrated by finding the best match between the entire observed and calculated groundwater hydrographs. The optimal calibrated diffusivities (calculated during the second calibration step) are more or less the same value for the three piezometers (63 , 62 , and $67\text{ m}^2\text{ h}^{-1}$) paving the way for a good hydrograph match. To ensure the reliability of the results, the model was later applied to several flood events with different rise times and different forms. By calibrating the recharge rate and adjusting the diffusivity, it was found that the model always produces similar optimal values of diffusivity and provides a perfect match to the flood hydrograph for all three piezometers, and for all flood events. The sensitivity analysis shows that the error committed on the estimation of the hydraulic diffusivity can reach a high value of $\pm 50\%$ for $\pm 30\text{ cm}$ of uncertainty on the peak flood amplitude. Consequently, the optimal hydraulic diffusivity of the Merguellil alluvial aquifer ranged between 30 and $90\text{ m}^2\text{ h}^{-1}$.

This paper highlights the importance of the consideration of direct recharge in analytical flood-wave modelling. Because methods commonly used to estimate aquifer hydraulic diffusivity (using the flood-wave technique) ignore the direct recharge, this often leads to an overestimation of the aquifer hydraulic diffusivity. In this work, the consideration of the direct recharge in the modelling yielded real values of diffusivity. This method can be useful for similar semi-arid regions.

The proposed model can also quantify the seepage rate and the bank storage variation, but this requires estimating either the storage coefficient or the transmissivity. In this study, only

hydraulic diffusivity has been estimated, and this in fact does not affect the aquifer response; however, this is not true for the seepage and bank storage, because a higher value of storage corresponds to a greater volume of water released from, or taken into, storage per unit change in groundwater head. Thereupon, to estimate seepage rate and bank storage, the real value of either hydraulic conductivity or storativity must be known. A much more in-depth analysis using a numerical model must be applied to the Merguellil aquifer to improve the results. Overall, the results of the analytical model proposed in this paper can be used for further numerical analysis.

Acknowledgements This work was funded by the Research Institute for Development, within the framework of the project ANR Amethyst. The author would like to thank the PRS team for English assistance and the regional office of the Tunisian Ministry of Agriculture in Kairouan for its kind collaboration.

References

- Bacha M (1970) Etude préliminaire des sites sur le cours de l'oued Merguellil [Preliminary study of the sites on the Merguellil Wadi course]. Technical report, Division des Grands Travaux, Tunis, 48 pp
- Baratelli F, Flipo N, Moatar F (2016) Estimation of stream-aquifer exchanges at regional scale using a distributed model: sensitivity to in-stream water level fluctuations, riverbed elevation and roughness. *J Hydrol* 542:490–500
- Barlow PM, Moench AF (1998) Analytical solutions and computer programs for hydraulic interaction of stream-aquifer systems. *US Geol Surv Open-File Rep* 98-415A, 85 pp
- Barlow PM, De Simone LA, Moench AF (2000) Aquifer response to stream-stage and recharge variations: II, convolution method and application. *J Hydrol* 230(3–4):211–229
- Battle-Aguilar J, Orban P, Dassargues A, Brouyère S (2007) Identification of groundwater quality trends in a chalk aquifer threatened by intensive agriculture in Belgium. *Hydrogeol J* 15:1615
- Bolster CH, Genereux DP, Sayers JE (2001) Determination of specific yield for the Biscayne aquifer with a canal-drawdown test. *Ground Water* 39(5):768–777
- Chen X, Chen X (2003) Sensitivity analysis and determination of stream-bed leakage and aquifer hydraulic properties. *J Hydrol* 284(1–4):270–284
- Cooper HH, Rorabaugh MI (1963) Groundwater movement and bank storage due to flood stages in surface streams. *US Geol Surv Water Suppl Pap* 1536
- Dong L, Shimada J, Fu C, Kagabu M (2013) Comparison of analytical solutions to evaluate aquifer response to arbitrary stream stage. *J Hydrol Eng* 19(1):133–139
- Ferris JG (1962) Cyclic fluctuations of water levels as a basis for determining aquifer transmissibility. Groundwater note 1, US Geological Survey, Washington, DC
- Guo Q, Li H, Boufadel MC, Sharifi Y (2010) Hydrodynamics in a gravel beach and its impact on the Exxon Valdez oil. *J Geophys Res Oceans* 115:C12077. <https://doi.org/10.1029/2010jc006169>
- Ha K, Koh DC, Yum BW, Lee KK (2007) Estimation of layered aquifer diffusivity and river resistance using flood wave response model. *J Hydrol* 337(3–4):284–293
- Hall FR, Moench AF (1972) Application of the convolution equation to stream-aquifer relationships. *Water Resour Res* 8(2):487–493

- Hantush MS (1965) Wells near streams with semi-pervious beds. *J Geophys Res* 10(12):2829–2838
- Henderson RD, Day-Lewis FD, Harvey CF (2009) Investigation of aquifer–estuary interaction using wavelet analysis of fiber-optic temperature data. *Geophys Res Lett* 36(6):L06403
- Jha MK, Jayaleskshmi K, Machiwal D, Kamii Y, Chikamori K (2004) Determination of hydraulic parameters of an unconfined alluvial aquifer by the floodwave-response technique. *Hydrogeol J* 12(6): 628–642
- Kiesekka I, Migliaccio KW, Muñoz-Carpena R, Khare Y, Boyer TH (2013) Sensitivity analysis and parameter estimation for an approximate analytical model of canal–aquifer interaction applied in the C-111 basin. *Am Soc Agri Bio Eng* 56(3):977–992
- Lafforgue A, Bouzaiane S (1986) Monographie hydrologique des oueds Zeroud et Merguellil [Hydrological monograph of wadis Zeroud and Merguellil]. Direction Générale des Ressources en Eau, Orsotom, Tunis
- Mawlood AK, Mustafa JS (2016) Performing pumping test data analysis applying Cooper-Jacob's method for estimating of the aquifer parameters. *Math Model Civ Eng* 12(1):9–20
- Menció A, Galán M, Boix D, Mas-Pla J (2014) Analysis of stream–aquifer relationships: a comparison between mass balance and Darcy's law approaches. *J Hydrol* 517:157–172
- Pinder GF, Bredehoeft JD, Cooper HH (1969) Determination of aquifer diffusivity from aquifer response to fluctuations in river stage. *Water Resour Res* 5(4):850–855
- Reynolds RJ (1987) Diffusivity of a glacial outwash aquifer by the floodwave-response technique. *Ground Water* 25(3):290–299
- Sahuquillo A (1986) Quantitative characterization of the interaction between groundwater and surface water. IAHS Publ. 156, IAHS, Wallingford, UK, pp 3–16
- Saleh F, Flipo N, Habets F, Ducharme A, Oudin L, Viennot P, Ledoux E (2011) Modeling the impact of in-stream water level fluctuations on stream–aquifer interactions at the regional scale. *J Hydrol* 400(3–4): 490–500
- Shelton CW (2011) An analytical and numerical investigation of stream/aquifer interaction methodologies. MSc Thesis, Washington State University, Pullman, WA, 147 pp
- Singh SK (2003) Flow depletion of semipervious streams due to pumping. *J Irrig Drain Eng* 129(6):449–453
- Singh SK (2004) Aquifer response to sinusoidal or arbitrary stage of semipervious stream. *J Hydraul Eng* 130(11):1108–1118
- Singh SK, Mishra GC, Swamee PK, Ojha CSP (2002) Aquifer diffusivity and stream resistance from varying stream stage. *J Irrig Drain Eng* 128(1):57–61
- Sophocleous M (2002) Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeol J* 10(1):52–67
- Swamee PK, Singh SK (2003) Estimation of aquifer diffusivity from stream stage variation. *J Hydrol Eng* 8:20–24
- Tang Q, Kurtz W, Brunner H, Hendricks Franssen HJ (2015) Characterisation of river–aquifer exchange fluxes: the role of spatial patterns of riverbed hydraulic conductivities. *J Hydrol* 531:111.123
- USGS (2017) STLK1 and STWT1 Versions 1.0: computer programs for analysis of hydraulic interaction of stream–aquifer systems. <http://water.usgs.gov/ogw/staq/>. Accessed December 2017
- Winter TC (1998) Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeol J* 7(1):28–45
- Workman SR, Serrano SE, Liberty K (1997) Development and application of an analytical model of stream/aquifer interaction. *J Hydrol* 200:149–163
- Zlotnik VA, Huang H (1999) Effect of shallow penetration and streambed sediments on aquifer response to stream stage fluctuations (analytical model). *Ground Water* 37(4):599–605