



Modélisation hydrologique du bassin versant de l'oued Rheraya et sa contribution à la recharge de la nappe du Haouz (bassin du Tensift, Maroc)

Youssef Hajhouji

► To cite this version:

Youssef Hajhouji. Modélisation hydrologique du bassin versant de l'oued Rheraya et sa contribution à la recharge de la nappe du Haouz (bassin du Tensift, Maroc). Hydrologie. Université Paul Sabatier - Toulouse III, 2018. Français. NNT : 2018TOU30257 . tel-02328912

HAL Id: tel-02328912

<https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-02328912>

Submitted on 23 Oct 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

En vue de l'obtention du **DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE**

Délivré par l'Université Toulouse 3 - Paul Sabatier

Cotutelle internationale : Université Cadi Ayyad de Marrakech

Présentée et soutenue par

Youssef HAJHOUI

Le 20 octobre 2018

**Modélisation hydrologique du bassin versant de l'oued
Rheraya et sa contribution à la recharge de la nappe du
Haouz (bassin du Tensift, Maroc).**

Ecole doctorale : **SDU2E - Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de
l'Espace**

Spécialité : **Surfaces et interfaces continentales, Hydrologie**

Unité de recherche :

CESBIO - Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère

Thèse dirigée par

Abdelghani CHEHBOUNI et Younes FAKIR

Jury

M. Lahcen BENAABIDATE, Rapporteur

Mme Souad HAIDA, Rapporteur

M. Thierry RUF, Rapporteur

M. Abdelghani CHEHBOUNI, Directeur de thèse

M. Younes FAKIR, Co-directeur de thèse

M. Simon GASCOIN, Co-directeur de thèse

FICHE PRÉSENTATIVE DE LA THÈSE

Nom et Prénom de l'auteur : Hajhouji Youssef

Intitulé du Travail : Modélisation hydrologique du bassin versant de l'oued Rheraya contribution à la recharge de la nappe du Haouz (bassin du Tensift, Maroc).

Directeur(s) de Thèse (préciser) :

- Fakir Younes, Professeur d'Enseignement Supérieur.
Laboratoire de GÉOstructure, GÉomatériaux et Ressources HYDriques (GEOHYD), Département de Géologie,
Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad (UCAM).
- Chehbouni Abdelghani, Directeur de Recherche
Centre d'Étude Spatiales de la BIOSphère (CESBIO)
Université Toulouse III Paul Sabatier (UPS)

Coencadrant(s) :

- Gascoin Simon, Directeur de Recherche
Centre d'Étude Spatiales de la BIOSphère (CESBIO)
Université Toulouse III Paul Sabatier (UPS)

Lieux de réalisation des travaux (laboratoires, institution,...) :

- Laboratoire de GÉOstructure, GÉomatériaux et Ressources HYDriques (GEOHYD), Département de Géologie. Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad.
- Laboratoire Mixte International " Laboratoire Télédétection et Ressources en Eau en Milieux semi Arides (LMI-TREMA) ". Centre Jaber, Faculté des Sciences Semlalia. Université Cadi Ayyad, Marrakech. . « <http://trema.ucam.ac.ma> ».
- Centre d'Étude Spatiales de la BIOSphère (CESBIO), 18 avenue. Edouard Belin, bpi 2801, 31401 Toulouse cedex 9, France.

Rapporteurs autres que l'Encadrant nom, prénom, grade, laboratoire, institution) :

- Ruf Thierry, Directeur de Recherche (DR), Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Montpellier III, France

- Benaabidate Lahcen, Professeur d'Enseignement Supérieur (PES), Laboratoire des Géo-ressources et Environnement, Faculté des Sciences et Techniques de Fès, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Maroc.
- Haida Souad, Professeur d'Enseignement Supérieur (PES), Laboratoire de Géosciences des Ressources Naturelles, Faculté des sciences Kénitra, Université Ibn Tofail, Maroc.
- Saidi Mohamed El Mehdi, Professeur d'Enseignement Supérieur (PES), Laboratoire de Géosciences et Environnement, Faculté des Sciences et Techniques de Marrakech, Université Cadi Ayyad, Maroc.

Cadres de Coopération (ou de soutien) :

- Laboratoire Mixte International " Laboratoire Télédétection et Ressources en Eau en Milieux semi Arides (LMI-TREMA)
- Le projet SAGESSE (Projet Prioritaire de Recherche PPR – Type B),
- L'ANR (France) à travers le projet AMETHYST (ANR-12-TMED-0006-01).

Ce travail a donné lieu aux résultats suivants (communications, publications,...) :

Articles dans des revues internationales à comité de lecture

- **Hajhouji, Y.**, Simonneaux, V., Gascoin, S., Fakir, Y., Richard, B., Chehbouni, A., Boudhar, A. 2018. **Modélisation pluie-debit et analyse du régime d'un bassin versant semi-aride sous influence nivale Cas du bassin versant du Rheraya (Haut Atlas, Maroc).** Journal La Houille Blanche, n° 3, p. 49-62.
- Boukhari, K., Fakir, Y., Y. Stigter, T., **Hajhouji, Y.**, Boulet, G. 2015. **Origin of recharge and salinity and their role on management issues of a large alluvial aquifer system in the semi-arid Haouz plain, Morocco.** Environmental Earth Sciences, May 2015, Volume 73, Issue 10, pp 6195-6212.
- Jarlan, L., Khabba, S., Er-Raki, S., Le Page, M., Hanich, L., Fakir, Y., Merlin, O., Mangiarotti, S., Gascoin, S., Ezzahar, J., Kharrou, M.H., Berjamy, B., Saaïdi, A.,

Boudhar, A., Benkaddour, A., Laftouhi, N., Abaoui, J., Tavernier, A., Boulet, G., Simonneaux, V., Driouech, F., El Adnani, M., El Fazziki, A., Amenzou, N., Raibi, F., El Mandour, A., Ibouh, H., Le Dantec, V., Habets, F., Trambly, Y., Mougnot, B., Leblanc, M., El Faiz, M., Drapeau, L., Coudert, B., Hagolle, O., Filali, N., Belaqziz, S., Marchane, A., Szczypka, C., Toumi, J., Diarra, A., Aouade, G., **Hajhouji, Y.**, Nassah, H., Bigeard, G., Chirouze, J., Boukhari, K., Abourida, A., Richard, B., Fanise, P., Kasbani, M., Chakir, A., Marah, H., Naimi, A., Mokssit, A., Kerr, Y. 2015. **Remote sensing of water resources in semi-arid mediterranean areas: the joint international laboratory TREMA**. International Journal of Remote Sensing. 36 (19) : 4879-4917. Doi.org/10.1080/01431161.2015.1093198.

Communications dans des colloques nationaux et internationaux

- **Hajhouji, Y., Gascoin, S., Fakir, Y., Chehbouni, A., Simonneaux, V. Rainfall-Runoff modeling in a semi-arid catchment with presence of snow. The Rheraya wadi case study (Marrakech, Morocco).** European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2018. Vienne-Austria, 8-13 April 2018.
- **Hajhouji, Y., Gascoin, S., Fakir, Y., Simonneaux, V., Richard, B., Chehbouni, A. 2018. Rainfall-Runoff modeling and hydrological regime analysis of a semi-arid snow-influenced catchment. The Rheraya wadi case study (High Atlas, Morocco).** Assessment of changes in MEdiTerranean HYdro-resources in the South: river basin Trajectories (AMETHYST- projet ANR). CESBIO, Toulouse-France, 12-13 Mars 2018.
- **Hajhouji, Y., Gascoin, S., Fakir, Y., Chehbouni, A., Simonneaux, V. 2016 Evaluation of CemaNeige-GR4J model used to simulate streamflow in the Rheraya catchment (High Atlas, Morocco).** Water, Energy and Climate Change (WECC). Marrakesh-Morocco, 1-4 June 2016.
- **Hajhouji, Y., Fakir, Y., Leblanc, S., Leblanc, M. Gascoin, S. Contribution of mountain streamflow to the groundwater recharge in piedmont alluvial plain. The Rheraya wadi case study (Marrakech, Morocco).** European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2016. Vienne-Austria, 17-22 April 2016.
- **Hajhouji, Y., Fakir, Y., Gascoin, S., Chehbouni, A. Investigation sur la recharge naturelle et artificielle de la nappe du Haouz par les oueds atlasiques. 41st IAH International Congress «Groundwater: Challenges and Strategies».** Marrakech, Maroc, Septembre 2014.

Remerciements

J'aimerais commencer ce remerciement en disant un grand Merci aux personnes qui ont cru en moi et qui m'ont permis d'arriver au bout de cette thèse.

Les travaux de recherche présentés dans le cadre de ce mémoire ont été engagé grâce à la volonté de mes directeurs de thèse, je tiens à remercier et à exprimer toute ma gratitude à Monsieur le professeur **Fakir Younes**, Monsieur **Ghani Chehbouni** et Monsieur **Gascoin Simon**. Merci infiniment pour toute la confiance dont vous avez fait preuve à mon égard. merci pour votre soutien pendant mes périodes de doutes pour votre patience, vos encouragements et vos conseils avisés.

Je ne pouvais pas oublier d'adresser mes profonds remerciements à mes parents **Ahmed** et **Rabia Abouali** et mes frères; **Adil**, **Touria**, **Mouhamed**, **Ayoub** et **Zakaria** ; mes deux frères **Yazid** et **Anouar Rabhi** et les deux petits anges **Yassine** et **Tasnim**.

Je tiens a remercie également toutes les personnes du Laboratoire Géostructures, géomatériaux et Ressources Hydriques (GEOHYD) et le Laboratoire Mixte International " Laboratoire Télédétection et Ressources en Eau en Milieux semi Arides (LMI-TREMA), notamment Monsieur **Vincent Simonneaux** de l'IRD à Toulouse, et Monsieur **Salah Er-rki**, les directeurs du laboratoire. Je tiens à remercie également Mr. **Lionel Jarlan**, Mr. **Khabba Said**, Mr **Lhoucine Hanich** et Mr. **Jamal Ezzahar** et toutes les personnes de l'IRD à la faculté des sciences Semlalia de Marrakech pour leurs soutiens.

Je tiens à remercier toutes les personnes et les amis de l'université Cadi Ayyad et les personelles du LMI TREMA, **Mohamed Kasbani**, **Abdelah El Moutamani** et **Bastien Richard**, et les amis **Ahmed Marchane**, **Salwa Belqaziz**, **Diarra Alhousseine** et **Chakir Adnane**.

A mon frère **Omar eIYajouri**, La charité ne peut être rendue que par la charité et merci ne suffit pas mon frère ...

Finalement, Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers tous mes amis notamment **Oussama Mir**, **Mohamed Yaacoubi**, **Mahdi benbakhta**, **Raja Adib**, **Said Slayer**, **Mouna Darfaoui**, **Othmane Amahroq**, **Ali Badi**, **Hicham El Haimer**, **Houssne Bouimouass**, **Hicham ait bihi**, **EL Mourid**, **Abdelghani Abouali**, **Achraf El khaili**, **Rachida Chehra**, **Rida El Araas**, **Ahmed Riouh Hassan Ben Sellam**, **Yassine Elimame**, **Serraj Mohamed**, **Omar El ghali**, **Abdelilah Agourd**, **Nabil Zaima**, **Nabil Cherdoukhi**, **Mouhssine Mouhtadi**, **Mahmoud Krifa**, **Karfa Hamza**, **Abdelali Elyousfi**, **Mouad El Madani**, **Achraf Soukrati**, **Abderahim Yechi**, **Nassah Mouhamed**, **Soukaina** ... Merci à toutes les personnes qui y ont contribué et aidé de près ou de loin dans ce modiste travail.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance aussi envers mes amis notamment de Manchester; **Yassine**, **Rabie**, **Hasane**, **Aimane** et **Redone**, Merci mes chers amis pour le soutien et les moments de joie et du bonheur.

Je ne pouvais pas terminer sans remercier mon cher professeur du primaire **Nezha**, je voudrais te dire merci pour ton soutien et ta confiance en moi. Et mon cher professeur et mon grand frère **Ait Babram Mohamed** qui m'a permis de me lever motivé, le cœur léger et l'esprit tranquille depuis le début de ma carrière universitaire, merci à vous.

Résumé

La recharge de l'eau souterraine est un paramètre encore peu connu du bilan hydrologique. La connaissance des processus et l'estimation précise de la recharge de l'eau souterraine est une condition préalable à une gestion efficace et durable des eaux souterraines dans les régions arides et semi-arides. En plus la recharge de l'eau souterraine est considérée comme le paramètre le plus direct avec lequel le changement climatique peut affecter les ressources renouvelables des aquifères. Les présents travaux de thèse s'intéressent à la recharge de l'aquifère alluvial de la plaine du Haouz par les crues de l'oued Rheraya (rivière intermittente), qui descend des montagnes du Haut-Atlas et traverse la plaine du Haouz du sud vers le nord. Ces travaux ont deux objectifs principaux (i) d'abord simuler le régime hydrologique de l'oued Rheraya dont les crues sont à l'origine de la recharge de l'eau souterraine, et ensuite (ii) aborder la quantification de la recharge de l'eau souterraine du Haouz par ces crues dans la zone du piémont atlasique.

La modélisation des débits de l'oued Rheraya dans le Haut-Atlas marocain (225 km², altitudes comprises entre 1030 m et 4165 m) est réalisée en prenant en compte la composante nivale. Pour cela, le modèle conceptuel global GR4J est appliqué sur la période 1989-2009 en y adjoignant le module CemaNeige qui simule la dynamique de la composante neigeuse de manière semi-distribuée. La fraction enneigée simulée se révèle corrélée avec celle extraite du produit neige MODIS durant la période 2000-2009 ($R^2 = 0,64$). De plus, l'équivalent en eau de la neige simulé est cohérent avec celui mesuré par la station automatique au sommet de l'Oukaimeden durant la période 2004-2006 ($R^2 = 0,81$). Enfin, nous obtenons une simulation des débits qui reproduit bien la très forte variabilité saisonnière et interannuelle. En conclusion, le régime hydrologique de l'oued Rheraya est pluvio-nival avec une distribution unimodale des débits dont le maximum en avril coïncide avec la fonte des neiges.

L'étude de la recharge de l'eau souterraine est effectuée à travers l'analyse du suivi des fluctuations de l'eau souterraine sous le lit de l'oued Rheraya sur deux cycles hydrologiques 2014-2015 et 2015-2016. Pour cela la méthode de récession épisodique ou *Episodic Master Recession* (EMR) est appliquée pour identifier et quantifier, de manière automatique, les épisodes de recharge induits par les précipitations et les débits. Des recharges épisodiques se sont succédé avec des durées et des amplitudes variant en

fonction de l'intensité des événements pluviométriques et hydrologiques. Une corrélation significative est trouvée entre la hauteur des recharges et les pluies mesurées dans le bassin montagneux d'une part et avec les débits mesurés à l'exutoire d'autre part. Cette relation empirique est utile pour reconstituer l'historique de la recharge de l'eau souterraine aux abords de l'oued Rheraya et aussi pour prédire l'effet du changement climatique sur l'évolution future de la recharge.

Les résultats obtenus sur la simulation du débit du Rheraya et la recharge de l'eau souterraine sont utilisés avec des données de projections climatiques pour simuler l'évolution future de la recharge. Les résultats montrent une diminution de la recharge pour les deux scénarios climatiques optimiste (RCP 4.5) et pessimiste (RCP 8.5) à l'horizon de 2040.

Mots clés : Modélisation hydrologique, Hydrogéologie, Fluctuation de l'eau souterraine, Recharge, Changement Climatique, Plaine du Haouz.

Abstract

Groundwater recharge is a little known parameter in the water balance. Knowledge of processes and accurate estimation of groundwater recharge is a prerequisite for effective and sustainable management of groundwater resources. In addition, groundwater recharge is considered the most direct parameter by which climate change affects the renewable groundwater resources. The present PhD thesis focuses on the recharge of the alluvial aquifer of the Haouz plain by the floods of the Rheraya wadi (intermittent river), which descends from the High-Atlas Mountains and crosses the southern plain towards the North. This work has two main objectives: (i) simulating the hydrological regime of the Rheraya River whose floods are at the origin of the groundwater recharge, and (ii) Quantifying the groundwater recharge by the floods of the Rheraya in the zone of the High-Atlas piedmont.

The runoff modeling of the Rheraya wadi in the High-Atlas (225 km², elevations ranging between 1030 and 4165 m.a.s.l.) takes into account the snow component. For this purpose, the GR4J conceptual and global model was applied over the period 1989-2009, coupled with the CemaNeige module for semi-distributed snow dynamics. The daily snow coverage simulated by CemaNeige is in good agreement with that extracted from the MODIS snow product in the period 2000-2009 ($R^2 = 0,64$). In addition, the simulated daily snow water equivalent is consistent with that measured at the weather station of Oukaimeden (2004-2006, $R^2 = 0,81$). Finally, the runoff simulation reproduces quite well the strong seasonal and inter-annual variability. In conclusion, the hydrological regime of the Rheraya wadi is pluvio-nival with an unimodal distribution whose maximum in April is linked with snowmelt.

The study of groundwater recharge is carried out through the analysis of the monitoring of groundwater fluctuations in the streambed of the Rheraya wadi, over two hydrological cycles 2014-2015 and 2015-2016. The Episodic Master Recession (EMR) program is applied to identify and quantify automatically the recharge episodes induced by precipitation and stream flow. Episodic recharges along the hydrological cycle have durations and amplitudes varying according to the intensity of the rainfall and floods. A significant correlation is found between the recharge and the rainfall measured in the mountain basin and also with the flows measured at the outlet of the mountain. This empirical relationship is useful for reconstructing the history of groundwater recharge

around the Rheraya wadi and also for predicting the effect of climate change on the future evolution of recharge.

The obtained results on the hydrological regime of the Rheraya and the groundwater recharge are used with climate projections data to simulate the future evolution of recharge. The results show a decrease in recharge for both optimistic (RCP 4.5) and pessimistic (RCP 8.5) climate scenarios by 2040.

Key Words: Hydrological modeling, Hydrogeology, Water-table fluctuation, Recharge, Climate change, Haouz plain.

ملخص الرسالة

يعتبر تطعيم المياه الجوفية مكونا غير مدروس جيدا في التوازن المائي. التقدير الدقيق ومعرفة كيفية تطعيم المياه الجوفية شرط أساسي من أجل الإدارة الفعالة والمستدامة للمياه الجوفية في المناطق القاحلة وشبه القاحلة. إضافة إلى ذلك، يعتبر تطعيم المياه الجوفية المؤشر الذي يمكن أن تؤثر من خلاله التغيرات المناخية على الموارد المائية الجوفية المتجددة. يتمحور عمل هاته الأطروحة على تطعيم وتغذية الفرشة المائية لسهل الحوز عن طريق سيول واد غيغاية (نهر متقطع) الذي يعبر حوض الحوز من الجنوب نحو الشمال انطلاقا من جبال الأطلس الكبير. يهدف عمل هاته الأطروحة على (1) على نمذجة النظام الهيدرولوجي لواد غيغاية والذي تعتبر فيضاناته المصدر الأساسي لتطعيم المياه الجوفية (2) ثم تقدير كمية تطعيم المياه الجوفية على مستوى سفوح جبال الأطلس الكبير انطلاقا من سيول واد غيغاية.

نمذجة صبيب واد غيغاية في جبال الأطلس الكبير بالمغرب (مساحة حوض غيغاية الجبلي : 225 كم²، الإرتفاع : 1465 - 1030) نفذت مع الأخذ بعين الاعتبار المكون الثلجي الذي تتميز به المنطقة. لأجل ذلك، قمنا بتطبيق النموذج الهيدرولوجي GR4J خلال الفترة الزمنية ما بين 1989 و 2009 وإضافة إليه النموذج CemaNeige الذي يقوم بمحاكاة ديناميكية المساحات الثلجية بطريقة شبه موزعة. مقارنة المساحة المغطاة بالثلوج المستخرجة من النموذج الهيدرولوجي مع المساحة المستخرجة من جهاز الاستشعار MODIS خلال الفترة ما بين 2009 و 2000 أوضحت وأبانت على علاقة ترابط جيدة بين النموذجين ($R^2=0,64$). بالإضافة إلى ذلك، مقارنة نسبة المياه الناتجة عن ذوبان الثلوج المقدرة بالنموذج الهيدرولوجي مع النسبة المقاسة على مستوى المحطة الأتوماتيكية أوكايمدن خلال الفترة ما بين 2006 و 2004 أظهرت علاقة ترابط جد جيدة $R^2=0,81$. أخيرا، حصلنا على محاكاة جيدة لصبيب المياه (تدفق نهر غيغاية) مع التباين الموسمي والسنوي الكبير. في الختام النظام الهيدرولوجي لواد غيغاية هو نظام مركب مع توزيع أحادي لصبيب النهر والذي يتزامن مع شهر أبريل الذي يتميز بذبوبان الثلوج.

دراسة تطعيم المياه الجوفية تمت من خلال متابعة وتحليل تقلبات مستوى المياه الجوفية تحت نهر غيغاية على مدار دورتين هيدرولوجيتين 2015 - 2014 و 2016 - 2015، لهذا قمنا بتطبيق طريقة *Episodic Master Recession* من أجل تحديد وقياس كمية المياه الجوفية المطعمة عن طريق التساقطات وتدفق نهر غيغاية بطريقة أتوماتيكية. يتم تطعيم المياه الجوفية عبر مراحل خلال الدورة الهيدرولوجية مع فترات زمنية ووسع يتغير حسب شدة التساقطات المطرية والصبيب على مستوى النهر.

أظهرت هاته الدراسة علاقة ترابط جيدة بين الإرتفاع في مستوى المياه الجوفية الناتج عن التطعيم بالتساقطات المطرية على مستوى الأحواض الجبلية من جهة، و مع تدفق واد غيغاية من جهة أخرى هاته العلاقة التجريبية مفيدة لإعادة بناء تاريخ تطعيم المياه الجوفية على مستوى واد غيغاية وأيضا للتنبؤ بتأثير التغيرات المناخية على التطور المستقبلي لتطعيم المياه الجوفية. نتائج نمذجة صبيب واد غيغاية و نتائج تطعيم المياه الجوفية إستعملت مع معطيات الإسقاطات المناخية المستقبلية من أجل محاكاة التطور المستقبلي لتطعيم المياه الجوفية. أظهرت النتائج إنخفاضا في مستوى تطعيم المياه الجوفية بالنسبة للسناريو المناخي الإيجابي (RCP 4.5) وكذلك السلبي (RCP 8.5).

الكلمات المفتاح : النمذجة الهيدرولوجية، الهيدرولوجيولوجيا، تقلبات مستوى المياه الجوفية، التغيرات المناخية، سهل الحوز.

Table des matières

Sommaire

Remerciements	iv
Résumé	v
Abstract.....	vii
ملخص الرسالة	ix
Table des matières	x
Liste des figures.....	xiv
Liste des Tableaux	xviii
Introduction générale.....	1
Chapitre I :	10
Contexte régional climatique, géologique, hydrologique et hydrogéologique	10
(Plaine du Haouz et Haut-Atlas).....	10
I. Topographie et hydrographie.....	11
II. Contexte Hydro-climatique	13
III. Climat futur	14
IV. Géologie.....	14
V. Hydrogéologie.....	16
Chapitre II :.....	20
Analyse hydrologique et évaluation d'un modèle pluie-débit sur le bassin versant de l'oued Rheraya dans le Haut-Atlas	20
I. Introduction	21
II. Bassin versant de la Rheraya	24
III. Précipitations (pluie, neige) et débits de la Rheraya	27
1) Précipitations.....	27
a) Pluies	27
b) Neige	27
2) Débits	29
IV. Analyse des crues.....	29
1) Exemples et types des crues.....	31
a) Crue pluviale : exemple de la crue du 14 août 2003	31
b) Crue pluvio-nivale : exemple de la crue du 01 avril 2002	32

2) Typologie des crues et eaux mobilisables.....	34
V. Modélisation hydrologique par CemaNeige-GR4J	36
1) Modèle neige CemaNeige	36
2) Modèle hydrologique GR4J	38
3) Données hydrométéorologiques.....	40
4) Protocole de calage	42
VI. Résultats.....	43
1) Distribution spatiale des variables météorologiques	43
2) Calage des paramètres.....	44
3) Analyse des surfaces enneigées	47
a) Calage indépendant du module neige.....	48
b) Comparaison avec les données in situ d'équivalent en eau du manteau neigeux	49
4) Analyse du régime hydrologique de l'oued Rheraya	50
5) Conclusion	53
Chapitre III : Quantification de la recharge par analyse des fluctuations de l'eau souterraine	54
I. Introduction.....	55
II. Données utilisées	60
1) Données pluviométriques.....	60
2) Données hydrologiques.....	61
3) Mesures piézométriques.....	61
4) Mesures et analyse hydrochimique et isotopique	64
III. Méthode des fluctuations de l'eau souterraine utilisée	66
1) Analyse des fluctuations continues de l'eau souterraine par la méthode de	
récession épisodique (Episodic Master Recession, EMR)	67
2) Analyse des fluctuations périodiques par la WTF	69
3) Méthode d'estimation du coefficient d'emménagement (Sy)	70
IV. Résultats de l'analyse des fluctuations de l'eau souterraine	75
1) Analyses des observations	75
a) Analyse pluviométrique	75
b) Analyse des débits et relation pluie-débit	77
c) Suivi des fluctuations continues du niveau de l'eau souterraine durant 2 années	
au niveau des puits P_A et P_B.....	78

d) Analyse des fluctuations périodiques du niveau l'eau souterraine entre septembre 2014 et décembre 2014 à l'échelle du lit de l'oued	81
2) Estimation du coefficient d'emmagasinement (Sy)	83
a) Résultats de la calibrations des capteurs ThétaProbes ML2X	83
b) Valeur adoptée pour le coefficient d'emmagasinement (Sy)	85
3) Détermination de la récession par la méthode Master Recession Curve (MRC)..	86
a) La MRC en fonction des précipitations dans le bassin	86
b) La MRC en fonction des débits à l'exutoire	89
4) Implémentation de la méthode EMR pour calculer la recharge.....	93
a) Application de l'EMR en utilisant les précipitations	93
b) Application de l'EMR en utilisant les débits	96
c) Relation hauteur de la Recharge et les variables hydro-climatiques.....	99
d) Discussion des résultats de l'EMR.....	101
5) Recharge à l'échelle du lit de l'oued Rheraya entre les 2 campagnes de septembre 2014 et décembre 2014	103
V. Caractérisation hydrochimique et isotopique des eaux entre les 2 campagnes de septembre 2014 et décembre 2014.....	105
1) Campagne de Septembre 2014.....	105
a) Conductivité électrique (CE).....	105
b) Faciès hydrochimique	105
c) Signature isotopique (18O & 2H)	107
2) Campagne de Décembre 2014	108
a) Conductivité électrique (CE).....	108
b) Faciès hydrochimique	108
c) Signature isotopique (18O & 2H)	109
3) Discussion des résultats	109
VI. Conclusion	110
Chapitre IV : Évolution de la recharge sous l'impact du changement climatique	113
I. Introduction	114
II. Matériels et Méthodes	116
1) Données utilisées.....	116
a) Données pluviométriques	116
b) Débits et crues de l'oued Rheraya	116
2) Méthodologie pour reconstituer la recharge	116

a) Relation recharge-pluie et recharge-débit établie au niveau de la nappe du Rheraya.....	116
3) Génération de scénarios pour les paramètres hydro-climatiques.....	118
a) Les sorties de modèles climatiques (Med-CORDEX)	118
b) Méthode de désagrégation.....	119
4) Estimation de la recharge future	120
III. Résultats	123
1) Evolution historique de la recharge (1990-2014)	123
2) Projection des variables hydro-climatiques	125
a) Projections des précipitations.....	125
b) Projections des températures.....	126
c) Projections de la surface enneigée	127
d) Projection des débits de l’oued Rheraya	127
3) Impact des changements climatiques sur la recharge	128
a) Evolution de la recharge estimée par les précipitations	128
b) Evolution de la recharge estimée par les débits	129
IV. Conclusion	130
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	132
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	137
<i>Annexes</i>	150

Liste des figures

Figure 1 : Bassin versant de Tensift.	13
Figure 2 : Carte géologique montrant la plaine du Haouz et ses limites (extrait de la carte géologique au 1/500000).	15
Figure 3 : Coupes géologiques dans la plaine du Haouz (Ambroggi et Thuille, 1952).	16
Figure 4 : Carte piézométrique de l'aquifère alluvial (2011). Les lignes d'écoulement indiquent la direction de l'écoulement souterrain généralement vers l'oued Tensift (Boukhari et al., 2015).	18
Figure 5 : Carte piézométrique de la nappe du Haouz (1972).	19
Figure 6 : Carte géologique du bassin versant de Tensift.	26
Figure 7 : Localisation du bassin versant de la Rheraya et de la plaine du Haouz.	26
Figure 8 : Variations des précipitations annuelles au niveau de la station de Tahanaout entre 1971 et 2015.	27
Figure 9 : Surfaces enneigées mensuelles interannuelles au niveau du bassin versant de la Rheraya entre 2000 et 2010.	28
Figure 10 : Surfaces enneigées moyennes annuelles au niveau du bassin versant de la Rheraya entre 2000 et 2010.	28
Figure 11 : Variation des débits moyens mensuels interannuels à l'exutoire du bassin de la Rheraya du 09/03/1962 au 31/08/2017.	29
Figure 12 : Crue au niveau de l'oued Rheraya.	30
Figure 13 : Répartition mensuelle des crues de l'oued Rheraya entre 1962 et 2006.	30
Figure 14 : Répartition saisonnière des crues de l'oued Rheraya entre 1962 et 2006.	31
Figure 15 : (A) Variation pluie-débit-surface enneigée (2002-2003). (B) Histogramme de la crue du 14/08/2003.	32
Figure 16 : (A) Variation pluie-débit-surface enneigée (2001-2002). (B) Histogramme de la crue du 01/04/2002.	33
Figure 17 : Schéma de la structure du modèle CemaNeige (source : Valéry, 2010).	38
Figure 18 : Schéma de la structure du modèle GR4J (Source : Perrin, 2003).	39
Figure 19 : Moyennes annuelles de la température journalière moyenne, maximale et minimale à la station Oukaimeden CAF à 2760 m (1988-2009).	40
Figure 20 : Surface enneigée moyenne annuelle au niveau du bassin versant de la Rheraya (2000-2009).	42
Figure 21 : Carte du bassin versant de la Rheraya illustrant le découpage en cinq tranches altitudinales utilisées par CemaNeige.	44
Figure 22 : Hydrogramme des débits observés et simulés par CemaNeige-GR4J (1990-2009).	45
Figure 23 : Distribution des temps de base des crues de l'oued Rheraya à Tahanaout (1962-2006).	46
Figure 24 : Comparaison des surfaces enneigées issues du produit Mod10A1 et celles simulées par le modèle CemaNeige-GR4J.	48

Figure 25 : Comparaison du débit, de la surface enneigée et de l'équivalent en eau de la zone 5 avec les observations durant la période 2004-2006 (SWE au sommet de l'Oukaimeden, 3240 m).....	50
Figure 26 : Valeurs mensuelles des différentes variables hydro-climatiques au niveau du bassin versant de la Rheraya durant la période 1990-2009.....	51
Figure 27 : Evolution des débits observés et simulés de l'oued Rheraya (CemaNeige-GR4J) en fonction de la variation de la température et la fraction de neige simulée par le module CemaNeige durant la période 1990-1991.....	52
Figure 28 : Graphique de la variation du niveau d'eau ΔH (Delin et al., 2007).....	56
Figure 29 : Détermination de la variation du niveau d'eau ΔH par la méthode graphique (Nimmo et al., 2014).....	57
Figure 30 : Détermination de la variation du niveau d'eau ΔH par la méthode à intervalle fixe (méthode RISE) (Nimmo et al., 2014).	58
Figure 31 : Détermination de la variation du niveau d'eau ΔH par la méthode MRC (Nimmo et al., 2014).....	58
Figure 32 : Réseau de mesure périodique et les points du suivi continu des fluctuations de l'eau souterraine au niveau de la Rheraya.	63
Figure 33 : Sorties et enquêtes du terrain durant la période des HE (photo en haut) et BE (photo en bas) au niveau de la zone du Haouz.	64
Figure 34 : Installation des Baro et CTD divers au niveau des deux sites du suivi continu P_A et P_B.	64
Figure 35 : (a) Détection des épisodes de recharge basée sur l'analyse dH/dt . (b) Détermination de la ΔH entre les deux extrapolations MRC (Nimmo et al., 2015).....	68
Figure 36 : Schéma explicatif de l'algorithme EMR.	69
Figure 37 : Installation des sondes ThétaProbes ML2X à différentes profondeurs (de 1 à 5 mètres) sous le lit de l'oued Rheraya (photo en haut) et l'acquisition des données de l'humidité à partir du central CR 1000 (photo en bas).	72
Figure 38 : Capteur de l'humidité ThétaProbe ML2X.	73
Figure 39 : Variations des précipitations journalières dans le bassin versant de la Rheraya entre le 02 juillet 2014 et le 31 août 2016.	76
Figure 40 : Variations journalières des débits à l'exutoire de l'oued Rheraya durant la période du 02/07/2014 au 09/08/2016.....	77
Figure 41 : Variations journalières des débits à l'exutoire de l'oued Rheraya en fonction des précipitations moyennes durant la période du 02/07/2014 au 09/08/2016.....	78
Figure 42 : Débits à l'exutoire de l'oued Rheraya en fonction des précipitations moyennes.	78
Figure 43 : Variations du niveau piézométrique en fonction des précipitations et des débits de l'oued Rheraya au niveau du puits amont (P_A).	79
Figure 44 : Variations du niveau piézométrique en fonction des précipitations au niveau du puits aval (P_B).	80
Figure 45 : Répartition des périodes de recharge et de récession (baisse) entre 2014 et 2016 au niveau du P_B.....	80
Figure 46 : Résultats des mesures piézométriques de la campagne en situation BE (septembre 2014).	81

Figure 47 : Résultats des mesures piézométriques de la campagne en situation HE (décembre 2014).....	81
Figure 48 : Différence entre les deux campagnes piézométriques (HE et BE).	82
Figure 49 : Résultats de la recharge entre les deux campagnes HE et BH (décembre 2014 – septembre 2014), les cercles sont proportionnels à la recharge pour chaque puits.	83
Figure 50 : Humidité du sol en fonction de la tension de sortie de ThétaProbe ML2X.	85
Figure 51 : Variations de la teneur en eau du sol à différentes profondeurs sous le lit de l’oued Rheraya.....	86
Figure 52 : Cumul des précipitations et les données de récession de la nappe (points rouges) au niveau du P_A et P_B.	88
Figure 53 : Série chronologique du niveau piézométrique (H) avec les données de la récession (points rouges) au niveau du P_A et P_B.	89
Figure 54 : Cumul des débits et les données de récession de la nappe (points rouges) au niveau du P_A et P_B.....	90
Figure 55 : Série chronologique du niveau piézométrique (H) avec les données de la récession (points rouges) au niveau du P_A et P_B.	92
Figure 56 : Détermination des épisodes de recharge et des événements de précipitations par la méthode EMR au niveau du P_A, les nombres identifient les épisodes de recharge.....	94
Figure 57 : Détermination des épisodes de recharge et des événements de précipitations par la méthode EMR au niveau du P_B, les nombres identifient les épisodes de recharge.	95
Figure 58 : Détermination des épisodes de recharge et des événements des débits par la méthode EMR au niveau du P_A, les nombres identifient les épisodes de recharge.	97
Figure 59 : Détermination des épisodes de recharge et des événements des débits par la méthode EMR au niveau du P_B, les nombres identifient les épisodes de recharge.	98
Figure 60 : Corrélation des hauteurs de recharge avec les précipitations au niveau du puits P_B.	99
Figure 61 : Corrélation des hauteurs de recharge avec les précipitations au niveau du puits P_A.	100
Figure 62 : Corrélation des hauteurs de recharge avec les débits au niveau du puits P_B.	100
Figure 63 : Corrélation des hauteurs de recharge avec les débits au niveau du puits P_A.	101
Figure 64 : Répartition saisonnière de la recharge de la nappe alluviale de l’oued Rheraya entre 2014 et 2016.	103
Figure 65 : Dates des deux campagnes piézométriques par rapport à la principale remontée de l’eau souterraine observée au niveau du puits aval (P_B).	104
Figure 66 : Diagramme de Piper de la composition chimique des échantillons des eaux de surface de l’oued Rheraya et des eaux souterraines de la nappe alluviale (campagne septembre 2014).	106
Figure 67 : Représentation graphique de la relation de $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ des différents échantillons des eaux de surface de l’oued Rheraya et des eaux souterraines de la nappe alluviale comparés par la ligne météorique mondiale et locale (campagne septembre 2014)	107

Figure 68 : Diagramme de Piper de la composition chimique des échantillons des eaux de surface de l'oued Rheraya et des eaux souterraines de la nappe alluviale (campagne décembre 2014).	108
Figure 69 : Représentation graphique de la relation de $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ des différents échantillons des eaux de surface de l'oued Rheraya et des eaux souterraines de la nappe alluviale comparés par la ligne météorique mondiale et locale (campagne décembre 2014).....	109
Figure 70 : Relation Cl en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ des différents échantillons des eaux de surface de l'oued Rheraya et des eaux souterraines de la nappe alluviale (campagne décembre 2014).....	110
Figure 71 : Précipitations annuelles à la station de Tahanaout entre 1990 et 2014.	116
Figure 72 : Forçage radiatif entre 1850 et 2100 selon les différents RCPs (source : http://www.universcience.fr).	119
Figure 73 : Méthodologie appliquée pour la projection de la recharge à l'horizon de 2040.	122
Figure 74 : Recharge reconstituée en fonction des précipitations annuelles entre 1990 et 2014.	124
Figure 75 : Précipitations observées (1990-2009) et simulées pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).	125
Figure 76 : Températures moyennes observées (1990-2009) et simulées pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).....	126
Figure 77 : Fraction enneigée simulée pour la période historique (1990-2009) et future pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).	127
Figure 78 : Débits observés de l'oued Rheraya (1990-2009) et simulés pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).....	128
Figure 79 : Recharge estimée par les précipitations durant la période historique (1990-2005) et future pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).....	129
Figure 80 : Recharge estimée par les débits de l'oued Rheraya durant la période historique (1990-2005) et future pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).....	130

Liste des Tableaux

Tableau 1 : Caractéristiques et ressources hydriques des sous bassins de Tensift.	12
Tableau 2 : Caractéristiques de la crue du 14/08/2003.....	32
Tableau 3 : Caractéristiques de la crue du 01/04/2002.....	33
Tableau 4 : Typologie et caractéristiques des crues de l’oued Rheraya à la station de Tahanaout entre 1962 et 2006.	35
Tableau 5 : Valeurs médianes des paramètres des modèles CemaNeige (Kf à CTG) et GR4J (X1 à X4) d’après Valéry (2010) et Perrin et al. (2003).	40
Tableau 6 : Données pluviométriques disponibles des différentes stations au niveau du bassin versant de la Rheraya.....	41
Tableau 7 : Altitudes des cinq tranches équi-surfaciques du sous-bassin de la Rheraya. ...	43
Tableau 8 : Résultat de l’optimisation du modèle CemaNeige-GR4J. Pg et Pr sont donnés pour la période de validation.	47
Tableau 9 : Comparaison des résultats des différentes configurations CemaNeige-GR4J.	48
Tableau 10 : Données pluviométriques disponibles des différentes stations au niveau du bassin versant de la Rheraya entre 02/07/2014 et 31/08/2016.	61
Tableau 11 : Périodes de mesures piézométriques effectuées.	62
Tableau 12 : Répartition spatiale des paramètres statistiques des coefficients d’emmagasinement de la nappe du Haouz central (Sinan, 2000).	71
Tableau 13 : Valeurs des coefficients a_0 et a_1 mentionnées dans le manuel d’utilisation des capteurs ThétaProbe ML2X.....	75
Tableau 14 : Cumuls pluviométriques des différentes stations du bassin versant de la Rheraya (2014-2016).....	75
Tableau 15 : Résultats des mesures piézométriques des campagnes en situation BE (septembre 2014) et HE (décembre 2014).....	83
Tableau 16 : Variations de la teneur en eau volumétrique, poids de l’échantillon et la sortie de ThétaProbe.....	84
Tableau 17 : Variations des sorties de ThétaProbe en fonction des taux de la teneur en eau.	84
Tableau 18 : Caractéristiques des épisodes de recharge par rapport aux événements de précipitations au niveau du puits P_A.	95
Tableau 19 : Caractéristiques des épisodes de recharge par rapport aux événements de précipitations au niveau du puits P_B.	96
Tableau 20 : Statistiques des épisodes de recharge par rapport aux événements de précipitations au niveau du P_A et P_B.	96
Tableau 21 : Caractéristiques des épisodes de recharge par rapport aux débits de l’oued Rheraya au niveau du puits P_A.....	97
Tableau 22 : Caractéristiques des épisodes de recharge par rapport aux débits de l’oued Rheraya au niveau du puits P_B.....	98
Tableau 23 : Statistiques des épisodes de recharge par rapport aux débits au niveau du P_A et P_B.	99

Tableau 24 : Remontée et recharge mesurée entre les 2 campagnes piézométriques (septembre 2014 et décembre 2014).....	104
Tableau 25 : Hauteurs de recharge reconstituées pour la période 1990-2014.....	123
Tableau 26 : Changement des précipitations observées pour la période historique (1990-2009) et les précipitations simulées pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).	125
Tableau 27 : Changement des températures observées pour la période historique (1990-2009) et les températures simulées pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).	126

INTRODUCTION GENERALE

Les zones arides et semi-arides situées entre les latitudes 18 et 40 ° nord et sud de l'équateur incluent la plupart des terres du nord et du sud de l'Afrique, le Moyen-Orient, l'ouest des USA, les régions du sud de l'Amérique du Sud, la plupart de l'Australie, des grandes parties de l'Asie centrale et même certaines parties de l'Europe (NOAA, 2010). Ces zones représentent plus de 30% de la surface terrestre mondiale (Dregne, 1991). Leur population est estimée à 2 milliards d'individus (Zafar et al., 2005). Le développement économique de la plupart des zone semi-arides est essentiellement basée sur l'agriculture, où environ 85% de l'eau disponible est utilisée pour l'irrigation. Selon l'organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture (FAO, 2000), il est prévu une augmentation de 34% de la surface des zones irriguées à l'horizon de 2025. Ce développement nécessite une mobilisation de plus en plus importante des ressources en eau de surface et souterraine. Ce développement économique et social est directement lié à la disponibilité et à l'utilisation des ressources en eau, et notamment les eaux souterraines, qui sont souvent les seules disponibles dans ces régions (Hamdy et Mugnozza, 2003; Braune et Xu, 2010). Cependant, dans les régions arides et semi-arides, les eaux souterraines subissent généralement une exploitation intensive et font face à une gestion inadéquate (Foster et al., 2004; Ma et al., 2005; Hoque et al., 2007; Aureli et al., 2008; Dimkic et al., 2008; Masciale et al., 2011; Sanz et al., 2011). En particulier, une fraction des eaux souterraines concernée est fossile et donc leur exploitation n'est pas durable (Scanlon et al., 2006).

Un des préalables pour assurer la durabilité des ressources en eau souterraine est une connaissance hydrogéologique profonde et une estimation quantitative correcte des paramètres du bilan hydrique tels que les flux horizontaux et verticaux, le temps de séjour de l'eau ainsi que la recharge (Andrew et al., 2011). Ce dernier paramètre du bilan hydrique est encore largement méconnu. La connaissance des processus et l'estimation précise de la recharge de l'eau souterraine est une condition préalable à une gestion efficace et durable des eaux souterraines dans les régions arides et semi-arides. En plus, les modèles climatiques mondiaux (MCG) prévoient des changements importants aux précipitations et à la température de l'air à l'échelle régionale et mondiale, ces changements auront probablement un impact sur la recharge des eaux souterraines. L'impact du changement climatique sur les ressources en eau souterraine est d'une importance mondiale car 1,5 à 3 milliards de personnes dépendent des eaux souterraines comme source d'eau potable (Kundzewicz et Döll, 2009).

Les processus de recharge de l'eau souterraine dans les zones semi-arides sont extrêmement variables dans le temps et l'espace (Cook et al., 1989; Le Gal La Salle et al., 2001; Scanlon et al., 2006) si bien que la recharge intégrée est difficile à estimer (Kinzelbach et al., 2002; De Vries et Simmers, 2002; Sekhar et al., 2004). Parmi les processus clés qui contrôlent la variabilité spatiale de la recharge dans les régions arides et semi-arides, on peut citer : la variabilité spatiale des précipitations, l'accumulation des eaux de pluie dans les dépressions et les ruisseaux, l'étalement des crues, la percolation rapide par les fissures ou à travers les canaux (Flint et al., 2002; Lewis et Walker, 2002; Wood et al., 1997). Cette variabilité est liée à la topographie, aux types de sol, à la végétation, à la géologie et à l'occupation du sol (Allison, 1988; de Vries et Simmers, 2002). La recharge est aussi amputée d'une grande hétérogénéité liée à la forte variabilité régionale et locale des conditions climatiques et physiques. La variabilité régionale est liée à des paramètres hydrologiques d'une part, et d'autre part à l'évapotranspiration potentielle qui dépasse les précipitations (McKnight et Hess, 2000).

Néanmoins, en zone semi-aride, les débits des cours d'eau sont intermittents et les lits sont secs pendant une grande partie de l'année (Hughes, 1995; Pilgrim et al., 1988). Ces rivières temporaires sont souvent les seuls lieux où peut se produire une infiltration consistante jusqu'à la nappe (Martin-Rosales et Leduc, 2003). Ainsi, très tôt Slichter (1902) a évoqué le mécanisme de la recharge des nappes par les crues en zone aride. Après Meinzer (1923) a décrit ce phénomène. Les interactions nappe-rivière sont complexes et hétérogènes (Woessner, 2000). Cette hétérogénéité liée à plusieurs conditions telles que la morphologie des rivières, le régime hydrologique et les caractéristiques physiques des sédiments. Selon les travaux de Kernodle et Scott, 1986, la recharge au niveau du front de la montagne est une importante source de recharge dans les aquifères du bassin alluvial adjacent, en raison des crues générées dans la montagne. Ce constat a été appuyé par d'autres travaux (Kernodle et Scott, 1986; Hearne et Dewey, 1988; McAda et Wasiolek, 1988).

La quantification des flux échangés entre les eaux de surface et les eaux souterraines nécessite une approche pluridisciplinaire (Sophocleous, 2002; Woessner, 2000) et multi-échelle (Scanlon et al., 2002). D'abord elle nécessite la compréhension du régime hydrologique des cours d'eau à l'origine des eaux de recharge. Après, l'évaluation et la quantification de la recharge fait appel à de nombreuses approches et techniques. En effet, la recharge peut être estimée en utilisant une variété de techniques basées sur des mesures

physiques, chimiques, isotopiques ou de la modélisation. Ces techniques ont été décrites dans plusieurs études antérieures (Lerner et al., 1990; Hendrickx et Walker, 1997; Zhang et Walker, 1998; Kinzelbach et al., 2002; Scanlon et al., 2002) résumées ci-dessous.

- **Bilan hydrique**

L'approche du bilan hydrique est basée sur la conservation de la masse durant le cycle de l'eau. Elle permet d'évaluer la recharge comme le résidu de l'équation du bilan hydrique (Rodier et Ribstein, 1988; FAO, 1996). Cette méthode peut s'appuyer sur des modèles hydrologiques pour estimer les différents termes du bilan d'eau. Les modèles couramment employés sont HYDROTEL, SWAT, HELP, CEQUEAU et MOHYS (Arnold et Allen, 1999; Lefebvre et al., 2009; Croteau et al., 2010; Larocque et al., 2010).

- **Les approches géochimiques et isotopiques**

La méthode géochimique est généralement basée sur le bilan des chlorures, qui s'appuie sur la hauteur moyenne de pluie et la teneur de chlorure à la fois des eaux de pluies et des eaux souterraines (Houston, 1987; Allison et Hughes, 1978). La méthode isotopique utilise généralement les isotopes de la molécule de l'eau (deutérium et Oxygène 18). Cette approche est fondée sur la différence de signature isotopique entre les eaux de recharge et les eaux souterraines (Allison et Hughes, 1978; Edmunds et Wright, 1979; Flint et al., 2002; Leduc, 2003).

- **Les approches basées sur les fluctuations de l'eau souterraine**

L'approche de fluctuation de l'eau souterraine (*Water Table Fluctuation, WTF*) (Meinzer 1923; Healy et Cook, 2002) est basée sur les changements relatifs de l'élévation mesurée de la nappe phréatique avec les changements de la quantité d'eau stockée dans l'aquifère (Meinzer, 1923; Healy et Cook, 2002). La méthode de WTF a été utilisée dans diverses études (Meinzer et Stearns, 1929; Rasmussen et Andreasen, 1959; Gerhart, 1986; Hall et Risser, 1993) est décrite en détail par Healy et Cook (2002). Elle s'applique sur les courtes périodes et dans les nappes peu profondes et où les niveaux d'eau sont en forte baisse (Scanlon et al., 2002). Cette méthode a été appliquée dans les différentes conditions climatiques, les taux de recharge calculés varient de dizaines de mètres à des milliers de mètres carrés et à des périodes qui vont de l'échelle de l'événement à la longueur de l'enregistrement hydrographique (Scanlon et al., 2002).

La deuxième méthode est la récession épisodique (*The Episodic Master Recession ,EMR*) (Nimmo et al., 2015), c'est une extension de l'approche WTF utilisée pour identifier et quantifier les épisodes de recharge, ainsi que les apports associés à l'infiltration. L'algorithme utilisé par la méthode EMR partitionne une série chronologique d'élévations de la nappe phréatique $H(t)$ en épisodes de recharge discrets et en intervalles de recharge épisodique. Chaque épisode de recharge détecté est corrélé avec un intervalle de précipitations spécifique.

- **Les techniques physiques**

- ✓ **Lysimètres**

Les lysimètres permettent une mesure directe et locale de la recharge à différentes profondeurs et à des échelles de temps allant de quelques minutes à plusieurs années (Brutsaert, 1982; Allen et al., 1991; Young et al., 1996). Cette technique a été utilisée pour estimer les variations spatiales de la recharge en climat humide (Kitching et Shearer, 1982) et semi-aride (Gee et al., 1992).

- ✓ **La loi de Darcy**

La loi de Darcy est une loi empirique qui fournit une estimation ponctuelle de la recharge sur une large gamme d'échelles de temps. C'est une méthode facile à appliquer si des informations sur la conductivité hydraulique effective et le gradient hydraulique sont disponibles. Cette méthode a été appliquée dans des conditions arides et semi-arides (Enfield et al., 1973; Sammis et al., 1982; Stephens et Knowlton, 1986).

- **Les traceurs thermiques**

La chaleur est utilisée comme traceur pour fournir des informations sur l'écoulement surfacique le dans les cours d'eau éphémères et pour estimer l'infiltration des eaux de surface (Stallman, 1964; Constantz et al., 1994; Ronan et al., 1998). Les traceurs thermiques fournissent des estimations locales, généralement unidimensionnelles de la recharge mais pour des périodes allant d'une journée à des années. Les taux d'infiltration rapportés par cette méthode dans diverses études varient de 0,05 à 457 mm.j⁻¹ (Lapham, 1989; Maurer et Thodal, 2000). Des modèles tels que le VS2DH (Healy et Ronan, 1996) sont utilisés pour estimer la recharge verticale. Généralement les traceurs thermiques fournissent des estimations locale et verticale de l'infiltration mais certaines études utilisent des réseaux de capteurs bidimensionnels et tridimensionnels pour fournir des estimations de flux tridimensionnelles plus réalistes sous les cours d'eau (R. Niswonger, US Geological Survey).

Dans ces travaux de thèse, nous nous intéressons à la recharge de l'aquifère alluvial de la plaine du Haouz par les crues de l'oued Rheraya (rivière intermittente), qui descend des montagnes du Haut-Atlas et traverse la plaine du sud vers le nord (Fig. 1). La plaine du Haouz est située, dans le bassin du Tensift, sur le versant Nord du Haut-Atlas, elle couvre une superficie d'environ 6000 km² avec comme chef-lieu la ville de Marrakech. Elle est confrontée à un contexte climatique sévère (climat semi-aride), une pluviométrie faible et irrégulière (240 mm.an⁻¹) et une demande évaporatoire très importante de l'ordre de 1600 mm.an⁻¹. L'aquifère alluvial du Haouz, dans des dépôts Mio-Plio-Quaternaire, est le plus productif et le plus exploité dans le bassin du Tensift. Cet aquifère fournit plus de 409 millions de m³ d'eau et participe à l'irrigation d'une superficie de 200 000 ha (Abourida et al., 2008). Il constitue une ressource en eau stratégique tant pour la viabilité agricole que pour l'alimentation en eau potable. Il représente également un atout important pour le développement des autres secteurs économiques. Il est confronté à des conditions climatiques sévères et à un accroissement accéléré et continue de la mobilisation des eaux souterraines. La réalimentation de cet aquifère (naturelle et artificielle) est actuellement insuffisante pour compenser les prélèvements et par conséquent les quantités d'eau en réserves diminuent progressivement. Les ressources en eau de surface ou souterraines sont surexploitées par l'agriculture et les usages domestiques qui croissent fortement avec le développement économique de la région (Boukhari et al., 2015). Du fait de ces contraintes climatiques et anthropiques, le niveau des eaux souterraines n'a cessé de diminuer depuis les années 1980. Les baisses varient entre 1 à 3 m.an⁻¹ (Le Page et al., 2012). En effet, les demandes croissantes en eau et les sécheresses successives entraînent la dégradation des eaux souterraines. Ainsi une gestion rationnelle pour la protection des ressources en eau souterraine est-elle indispensable et nécessite une bonne connaissance des mécanismes de recharge.

Les études précédentes sur l'hydrogéologie du Tensift ont montré que l'infiltration du ruissellement depuis les oueds atlasiques est une source majeure de la recharge de la nappe du Haouz (comme détaillé plus bas dans la partie Hydrogéologie du Chapitre III). Cependant l'amplitude et la dynamique temporelle de la recharge reste largement méconnues du fait de l'absence d'un réseau de mesure dédié. Un nombre limité d'études ont entamé l'aspect de recharge des eaux souterraines de la nappe du Haouz (Abourida et al., 2004; Rochdane et al., 2014; Boukhari et al., 2015; Ait El Mekki et al., 2015). Abourida et al (2004) ont prospecté sur ce thème en utilisant les isotopes stables de l'eau pour objectif d'identifier les aires de recharges des eaux souterraines de la nappe du Haouz. Ils ont trouvé que l'aire de recharge au

niveau du Haouz central (où se situe notre zone d'étude) se situe entre les altitudes 1300 m et 1900 m dans le Haut-Atlas et le long des lits des oueds. [Boukhari et al \(2015\)](#) ont investigué aussi sur les sources de recharge des eaux souterraines dans la plaine du Haouz en utilisant l'hydrochimie et l'isotopie. Leur étude a révélée que la recharge de la nappe du Haouz provient essentiellement des eaux météoriques tombant sur le massif Atlasique qui limite la plaine dans sa partie sud. Ils ont montré une altitude de recharge qui s'étend entre 2300 m à plus de 2500 m d'altitude pour les oueds (Lakhdar, Tassaoute, Ourika, Rheraya et N'Fis), et une altitude de recharge inférieure à 2300 m pour les oueds de Zat et Chichaoua. [Ait El Mekki et al \(2015\)](#) ont utilisé la méthode du bilan des chlorures (Chloride Mass Balance, CMB) comme traceur pour calculer les taux de recharge sur une superficie de 400 Km² du bassin de la Rheraya. Cependant l'utilisation de cette méthode reste discutable (voir Chapitre III, section VI). En effet, l'une des conditions essentielles pour appliquer la méthode du bilan des chlorures est l'absence de toute sorte de source de chlorures ou de contamination dans le système autre que les eaux de précipitations, alors que le Haut-Atlas est connu par l'abondance de dépôts triasiques riches en chlorures notamment dans le bassin de la Rheraya.

Toutes les études précédentes s'intéressent à la délimitation des altitudes de la recharge et la détermination du temps de séjour des eaux souterraine par l'utilisation des méthodes géochimiques et isotopiques. Par conséquent, la quantification de la recharge reste la composante du bilan hydrique qui est largement méconnue dans notre région.

Dans ce contexte, notre travail a pour objectifs d'abord de simuler le régime hydrologique de l'oued Rheraya. Cette simulation permettra de comprendre le régime hydrologique de l'oued et d'analyser les crues qui sont à l'origine de la recharge de l'eau souterraine. Ensuite nous avons abordé la quantification de la recharge de l'eau souterraine du Haouz par les crues l'oued Rheraya dans la zone du piémont atlasique. Notre travail se base ainsi sur les axes suivants :

- Analyse hydrologique des écoulements de l'oued Rheraya et la modélisation des pluie-débit de l'oued Rheraya (origine des eaux de recharge) en tenant en compte l'influence de la composante nivale.
- Suivi expérimental de la recharge d'une part dans le lit de l'oued Rheraya utilisant la méthode de fluctuation de l'eau souterraine, d'autre part le suivi périodique de la recharge à l'échelle spatiale en utilisant les résultats des campagnes

piézométriques des différentes périodes de Basses Eaux (BH) et Hautes Eaux (HE).

- Projection des différentes variables hydro-climatiques (précipitations, températures, surfaces enneigées et débits) et de la recharge à l'horizon de 2040. Ces projections ont été effectuées en utilisant à la fois la base de données des simulations des modèles climatiques régionaux (RCM) à une résolution spatiale de 50 km issues du projet Med-CORDEX (<http://www.medcordex.eu/>), les résultats de modélisation des pluie-débit de l'oued Rheraya et les résultats du suivi continu de la recharge avec les relations recharge-pluie et recharge-débit établies .

La thèse est menée dans l'Université Cadi Ayyad de Marrakech (UCAM) à la faculté des Sciences Semlalia (FSSM) entre le laboratoire Géostrutures, Géomatériaux et Ressources Hydriques (GEOHYD) et le Laboratoire Mixte International « Télédétection et Ressources en Eau en Méditerranée semi-Aride » (LMI TREMA, [http //trema.ucam.ac.ma/](http://trema.ucam.ac.ma/)), avec l'appui de l'Agence du Bassin Hydraulique du Tensift (ABHT). La thèse est réalisée en cotutelle dans le cadre des coopérations entre l'Université Cadi Ayyad de Marrakech, faculté des sciences Semlalia et l'Université Toulouse III, Paul Sabatier (UPS), au niveau du Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère (CESBIO).

Le manuscrit de thèse est scindé en quatre principaux chapitres :

1. Le premier chapitre présente le contexte régional climatique, géologique, hydrologique et hydrogéologique.
2. Le deuxième chapitre est destiné à la modélisation des débits de l'oued Rheraya sur la période de 1990 jusqu'au 2009, en utilisant les modèles conceptuels CemaNeige (Valéry, 2010) et GR4J (Perrin, 2003) et à la détermination de la fraction (Solide-Liquide) des précipitations, des surfaces enneigées et de l'équivalent en eau (SWE) au niveau du bassin versant de la Rheraya. Ceci permet d'étudier et de déterminer le comportement et le régime de l'oued Rheraya et d'évaluer le poids de la composante nivale sur ce régime.
3. Le troisième chapitre est l'analyse de la recharge à travers les fluctuations de l'eau souterraine sous le lit de l'oued Rheraya. Ce chapitre est divisé en deux parties : un suivi continu à l'échelle journalière de la fluctuation de la nappe au niveau de deux puits, Puits amont (P_A) et puits aval (P_B), localisés dans le

lit de l'oued et un suivi périodique (hautes eaux-basses eaux) par des campagnes piézométriques couvrant tout le tronçon amont de l'oued, sur la période du 02 juillet 2014 au 03 décembre 2015. L'objectif du suivi continu est de déterminer les épisodes de recharge à l'échelle locale et déterminer les durées et les hauteurs de recharge durant ces différents épisodes. Tandis que l'objectif des campagnes périodiques est d'estimer et d'évaluer la recharge à l'échelle spatiale durant les différentes périodes des hautes et basses eaux.

4. Le quatrième chapitre est destiné d'une part à reconstituer l'historique de la recharge, et d'autre part de simuler l'évolution future à l'horizon de 2014 des différentes variables hydro-climatiques (précipitations, températures, surfaces enneigées et débits) et de la recharge en utilisant le modèle hydrologique pluie-débit réalisé et les résultats du suivi de la recharge (relations recharge-pluie et recharge-débit).

CHAPITRE I :
CONTEXTE REGIONAL CLIMATIQUE,
GEOLOGIQUE, HYDROLOGIQUE ET
HYDROGEOLOGIQUE
(PLAINE DU HAOUZ ET HAUT-ATLAS)

I. Topographie et hydrographie

Le bassin versant du Tensift (20 450 km²) est situé au centre du Maroc entre les latitudes 32° 10' et 30° 50' Nord et les longitudes 9° 25' et 7° 12' Ouest. Les altitudes sont très contrastées varient de 0 à 4167 m (sommet du Toubkal). Le bassin du Tensift peut être subdivisé en trois parties :

- 1) La partie sud ou les montagnes du Haute-Atlas, qui correspond à la zone de production des eaux, caractérisée par des altitudes très élevées, des précipitations importantes et une hydrologie de surface très active ([Chaponnière, 2005](#); [Boukhari, 2009](#)). Dans cette zone prennent naissance les principaux affluents du Tensift : N'Fis, Ourika, Rheraya, Zat et R'dat (Tab. 1).
- 2) La zone nord limitée par le massif de Jbilet, caractérisée par des faibles altitudes et par une hydrologie de surface qui contrairement à la partie sud reste inactive durant toute l'année à l'exception des événements pluvieux au cours desquels des cours d'eau temporaires prennent naissance et contribuent épisodiquement à l'alimentation de l'oued Tensift (Fig. 1).
- 3) La plaine centrale du Haouz traversée par l'oued Tensift et dominée par l'écoulement souterrain. Elle constitue une zone de transit et de consommation de l'eau issues des affluents du Haut-Atlas. Les prélèvements sont assurés par un réseau traditionnels dense et complexe des seguias et Khettaras et un canal de dérivation achemine l'eau des barrages Moulay Youssef et Sidi Idriss situés à l'extérieur du bassin de Tensift à l'est jusqu'au le sous-bassin de N'Fis.

Tableau 1 : Caractéristiques et ressources hydriques des sous bassins de Tensift.

Sous-bassin	Station hydrométrique	Surface (km ²)	Altitude moy (m)	Altitude min (m)	Altitude max (m)	Pente moy (%)	Module annuel (m ³ /s)	Dégradation spécifique (T/Km ² /an)
Seksaoua	Iloudjane	566	1800		3366 (jbelMidadene)	5.2	1.57	
Assifel Mal	Sidi Bouathmane	514.4	1800		3579 (jbelErdouz)	5.3	1.63	
N'Fis	Barrage Takerkoust	1652	2300	750	4088	2.5	5.59	240
Rheraya	Tahanaout	225	2020	1307	4167 (Jbel Toubkal)	7.2	1.59	185
Ourika	Aghbalou	507	2550	974	3981 (jbelTarourt)	6.9	4.92	700
Zat	Taferiat	545	1960	720	3847	4.8	3.83	700
R'Dat	Sidi Rahal	557	1700	645	3476	3.2	2.82	3015

La partie sud du bassin est composée d'une succession de neuf sous-bassins orientés sud-nord, Le bassin de la Rheraya est l'un des sous bassin de l'oued Tensift les plus actifs. Sa partie amont productive d'eau est localisée dans les montagnes du Haut-Atlas et culmine au Jbel Toubkal (4165 m). Le Haut-Atlas représente un véritable château d'eau (Chaponnière et al., 2007; Boudhar et al., 2007) qui offre un milieu optimal au développement des crues ; un terrain compact avec des pentes fortes, les sols imperméable, couvert végétal faible et dispersé et un réseau hydrographique dense et ramifié. Cette situation morphologique contribue à amplifier les débits de pointe observés à l'exutoire (Saidi et al., 2003). La zone a connu des crues et des événements extrêmes, l'événement le plus célèbre est la crue qui a touché les bassins versants du Haut-Atlas de Marrakech le 17 août 1995. Par exemple, le débit de pointe de cet événement hydrologique extrême atteint un débit exceptionnel de l'ordre de $640 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ à l'Oued Rheraya. Les crues générées en montagne sont étalées sur le piémont de Tahanaout, une partie est dérivée pour l'irrigation et l'excédent s'écoule vers le nord de la plaine du Haouz pour rejoindre l'oued Tensift (Fig. 1).

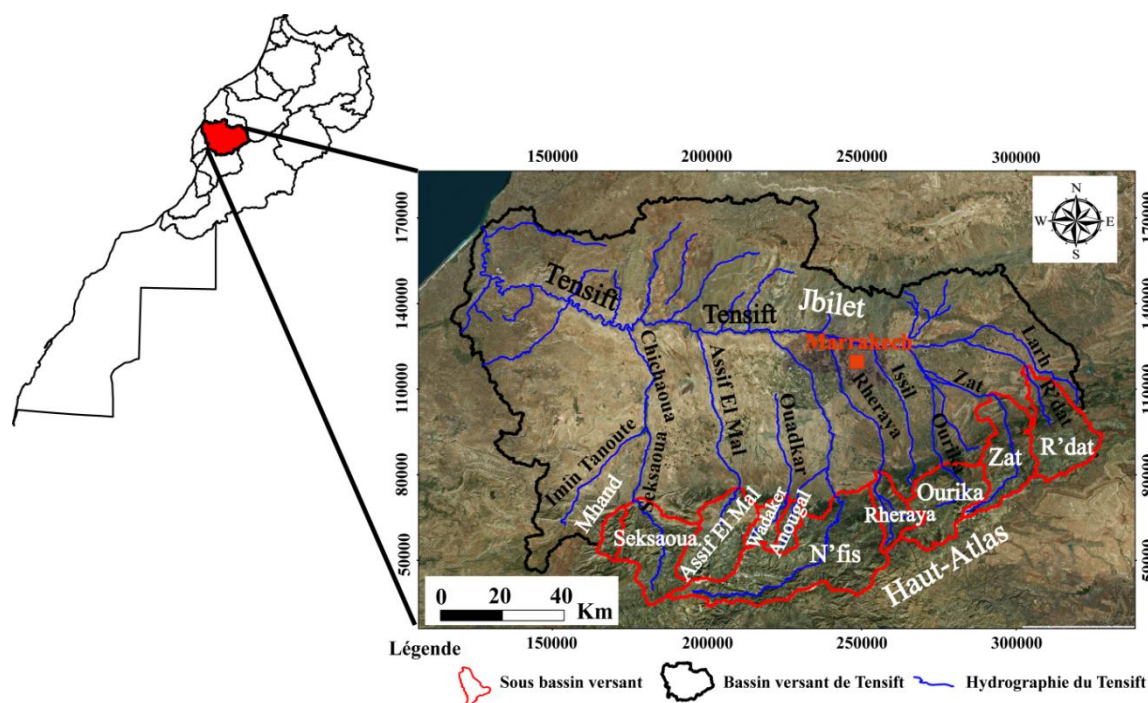


Figure 1 : Bassin versant de Tensift.

II. Contexte Hydro-climatique

Le climat régional est de type semi-aride avec une pluviométrie faible et irrégulière, caractérisé par des épisodes de sécheresse épisodiques. Dans la plaine du Haouz, le climat est continental aride à semi-aride, la pluviométrie faible et marquée par une forte hétérogénéité spatio-temporelle. L'hétérogénéité spatiale des précipitations reflète celle de la topographie. Ainsi, sur la période de 1962 à 2015, la moyenne des précipitations enregistrée au niveau de la station d'Aghbalou (altitude : 985 m) dans le Haut Atlas (bassin versant de Ourika) est 527 mm.an^{-1} alors qu'elle vaut 184 mm.an^{-1} au niveau de la station de Marrakech située dans la plaine. La demande évaporatoire est très importante avec une moyenne annuelle enregistrée de 1600 mm.an^{-1} dans la plaine du Haouz (Er-Raki et al., 2010).

L'Oscillation Nord Atlantique (ONA) influence à la fois la température et les précipitations des montagnes méditerranéennes, ce qui affecte fortement le manteau neigeux de la région (Lopez-Moreno et al., 2011). Au Maroc, l'ONA influence notamment les pluies d'hiver (Knippertz et al., 2003).

Les études de Boudhar (2009) sur le bassin du Tensift notamment sur les cinq bassins-versants les plus actifs hydrologiquement dans la région (Nfis, Rheraya, Ourika, Zat et R'Dat) ont montré deux catégories : des bassins avec une forte composante nivale, ils se caractérisant

par des surfaces neigeuses maximales importantes qui peuvent atteindre 60 à 80% de l'aire totale et des périodes de présence de neige qui dépasse parfois cinq mois (Ourika et Rheraya), et une deuxième catégorie (bassins de Zat, R'Dat et Nfis) dont la composante nivale est moins marquée, avec des surfaces neigeuses maximales qui ne dépassent pas 60% et des périodes de présence de neige comprises entre un et quatre mois. [Marchane et al. \(2015\)](#) ont montré que le couvert neigeux au Maroc sur sept bassins versant au fonctionnement pluvio-nival et sur la période de 2001-2013 a suivi une tendance à la hausse de la durée d'enneigement en février-mars et une tendance à l'avancée de la date de fonte au printemps (avril-mai).

III. Climat futur

Autour du bassin méditerranéen et à l'horizon de 2050 une augmentation moyenne des températures allant de 2 à 3°C ont été mentionnées dans le rapport du Groupe Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC). Cette augmentation serait conjuguée avec une diminution des précipitations de l'ordre de 20% à 30% dans cette zone ([Giorgi et Lionello, 2008](#)). Dans le bassin versant de la Rheraya et à l'horizon de 2065, les travaux de [Marchane \(2015\)](#) ont montré une baisse des débits qui pourrait atteindre 30%, une augmentation de la température moyenne de +1,4°C et une diminution des précipitations de l'ordre de -19% précipitations pour le scénario RCP4.5 par rapport à la période historique.

Le Maroc fait partie à la fois des pays de la méditerranée et du Nord de l'Afrique a confronté toujours des périodes de sécheresse, des études dendrochronologiques ([Stockton, 1988](#)) ont montré que le Maroc a souvent connu dans le passé des périodes d'intenses sécheresses. Le Maroc connaît actuellement la plus longue période de sécheresse de son histoire moderne caractérisée par une diminution des précipitations et une nette tendance à la hausse des températures ([Stour et al., 2008](#)). Par exemple, de 1980 à 1986, s'installe un long épisode de sécheresse sur l'ensemble des bassins. Cette période est caractérisée par des débits moyens très faibles qui dépassent rarement $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ([Boudhar, 2009](#)).

IV. Géologie

La délimitation géologique de la plaine du Haouz est basée principalement sur l'extension des dépôts alluvionnaires plioquaternaires quoiqu'englobant quelques rares affleurements anté-pliocènes. La plaine du Haouz est flanquée par le massif paléozoïque des Jbilet au nord et des affleurements paléozoïques nommé le Haut-Atlas au sud, ces affleurements correspondent à des reliefs résiduels du socle hercynien dégagé de la couverture néogène

(Huvelin, 1973) (Fig.2). Ces terrains sont essentiellement formés de schistes, pélites, grès, quartzites.

Initialement le domaine de la plaine du Haouz est une dépression d'origine tectonique remplie par des dépôts silicoclastiques qui résultent de l'érosion de la chaîne du Haut-Atlas lors de sa surrection durant le Néogène et le Quaternaire (Dutour et Ferrandini, 1985). Ces dépôts sont en général des cônes alluviaux et à des formations fluviales, transportés et déposés par le réseau des oueds atlasiques. La plaine est surplombée par la chaîne montagneuse du Haut-Atlas, subdivisée en trois zones s'étageant depuis les sommets de la chaîne vers la plaine (Ouanaimi et al., 2011).

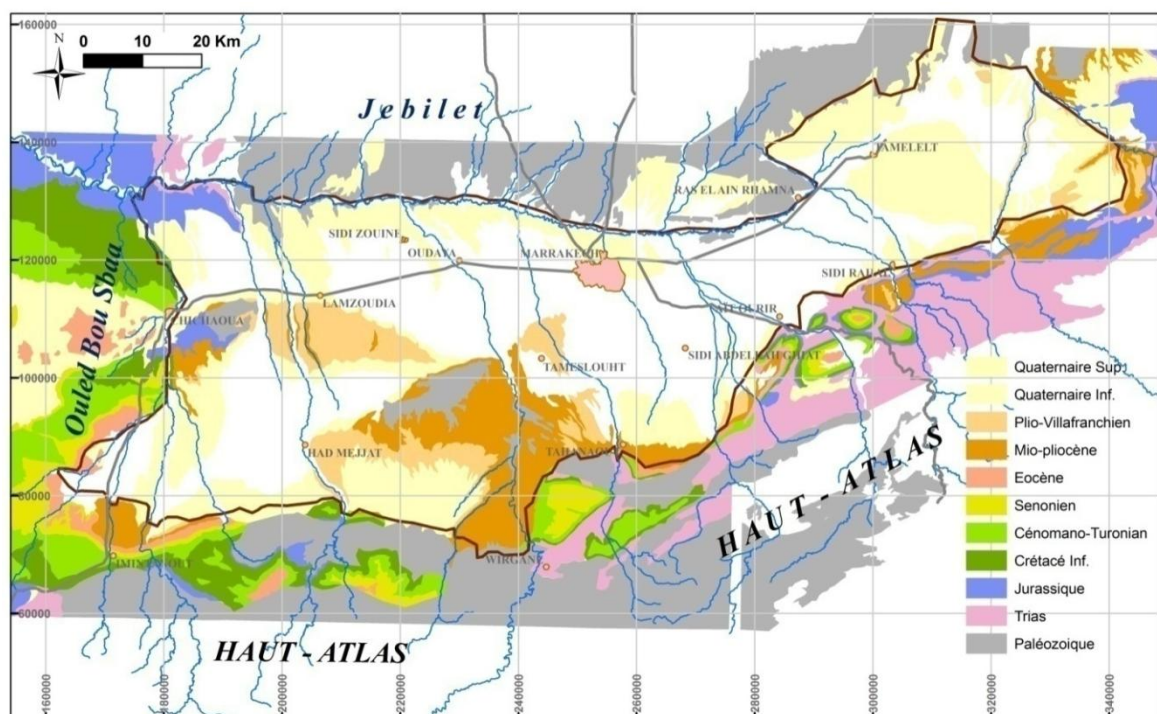


Figure 2 : Carte géologique montrant la plaine du Haouz et ses limites (extrait de la carte géologique au 1/500000).

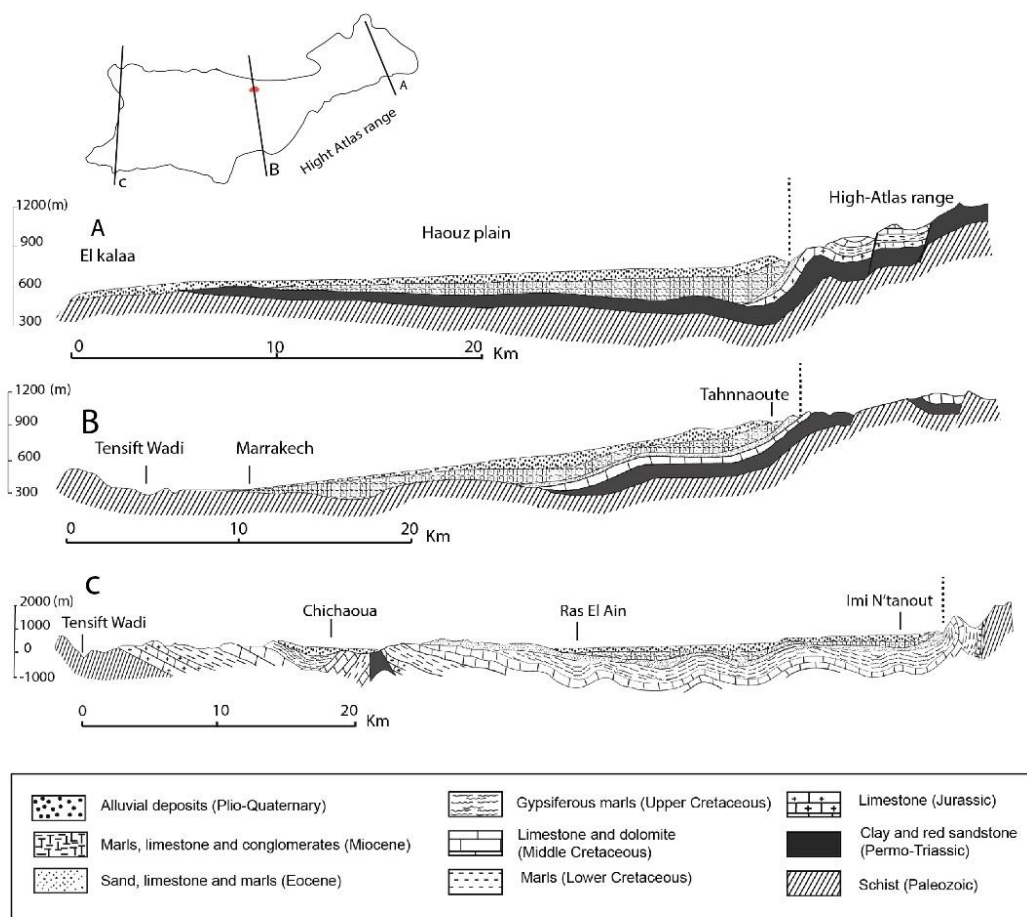


Figure 3 : Coupes géologiques dans la plaine du Haouz (Ambroggi et Thuille, 1952).

Les coupes géologiques synthétiques dans la direction nord-sud montrent la structure géologique de la plaine du Haouz (Fig. 3). La partie inférieure de l'aquifère alluvial est généralement constitué de terrains miocènes. Le permo-triasique (contenant du sel) pourrait se trouver sous les dépôts alluviaux à l'est (section A). L'Eocène et le Crétacé forment un grand synclinal dans la plaine (coupe C) tandis que leur étendue est limitée sous la plaine dans le Haouz moyen et oriental à cause du soulèvement du socle paléozoïque.

V. Hydrogéologie

Le principal aquifère de la plaine du Haouz est formé par les dépôts alluvionnaires plioquaternaires. Le substratum reconnu de cet aquifère est le Miocène marneux. Le Trias argileux et le socle paléozoïque schisteux peuvent également par endroits constituer un substratum pour les alluvions. Les formations sédimentaires calcaires sous-jacentes au Miocène (Eocène, Cénamano-Turonien et Jurassique) peuvent constituer des aquifères. L'Eocène et le Cénamano-Turonien sont reconnus dans le Mejjate et captés par forages

profonds si la productivité de l'aquifère du Haouz est insuffisante. Le Jurassique représenté par le Lias est surtout rencontré au Sud-Est de la Tassaout amont. Ses sources sont captées dans les vallées du Haut-Atlas oriental.

L'aquifère alluvionnaire du Haouz est libre. Il est caractérisé par une importante hétérogénéité. Les transmissivités mesurées sont assez élevées, avec une moyenne $6.7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, variant entre $5 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et $9 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Sinan et Razack, 2006). La conductivité montre une grande variation, de 500 à 5000 $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, elle augmente du Sud vers le Nord, montrant une dégradation de la qualité de l'amont vers l'aval du bassin. La minéralisation des eaux augmente au voisinage de l'oued Tensift due au lessivage des terrains parcourus et à la faible profondeur de la nappe qui favorise l'évaporation (Lyakhloufi, 2001).

Dans l'aquifère alluvial du Haouz (6800 Km^2), les eaux souterraines s'écoulent du sud vers le l'oued Tensift au nord, en direction de l'oued Tensift qui constitue une ligne de décharge naturelle des eaux souterraines (Fig. 4). Au niveau de notre secteur d'étude la carte piézométrique de 1972 montre l'existence d'une ligne de recharge sous le lit de l'oued Rheraya, cette ligne est matérialisée par un dôme piézométrique traversé au centre par l'oued Rheraya (Fig.5). Des études de Fakir et al. (2010) et Le page et al. (2012) ont montré un déficit cumulé pour la période de 2001 au 2008 de 1,1 milliard de m^3 , la demande agricole brute a été estimée par télédétection à 650-700 $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, ce qui représente environ 90% de la demande totale en eau.

La recharge directe des précipitations dans la plaine à une faible contribution à l'alimentation de l'aquifère (Boukhari et al., 2015; Abourida, 2007). Cela pourrait s'expliquer par la faible pluviométrie ($250 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$) et la forte demande d'évaporation dans la plaine du Haouz ($1400 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$). Les analyses des isotopes stables (^{18}O et ^2H) indiquent que la recharge est dominée par les eaux météoriques de haute altitude provenant des montagnes du Haut Atlas. L'eau de recharge est transférée des montagnes vers la plaine par les oueds qui traversent la plaine du sud vers le nord.

Les différentes origines de la recharge de la nappe du Haouz sont :

- Au niveau du Haouz central, la recharge se localise au niveau du front d'infiltration, après ruissellement sur les bassins versants de faibles extensions, comme c'est le cas de Tamsloht et des cônes d'éboulis compris entre Rheraya et Ourika (Bernert et al., 1972). Boukhari et al. (2015) ont montré que effectivement

en amont du Haouz central, l'aquifère est alimenté par les oueds de Rheraya et Ourika pendant les périodes des inondations et généralement par les infiltrations au niveau des rivières.

- Le secteur sud-est situé entre les oueds Lakhdar et Tassaouate, la recharge se localise au niveau des surface d'abouchement avec les nappes plus profondes. Au niveau de ce secteur les calcaires jurassiques se biseautent sous le remplissage récent et presque tout le long de la bordure atlasique dans les profondeurs du bassin du Haouz (Abourida, 2007).
- Le secteur sud-ouest semble également être des zones de recharge. Dans le Haouz oriental un monticule d'eau souterraine étendu est observé, ce qui pourrait être lié à l'effet de la recharge de l'irrigation.
- Des zones de recharge se localisent au niveau des débouchements des oueds atlasiques, ces derniers (débouchement) présentent des aires d'alimentation vu la nature des dépôts alluvionnaires qui favorisent la recharge directe sous les lits des oueds.

L'aquifère du Haouz se décharge naturellement dans l'oued Tensift et dans certains traçons aval d'oueds jouant le rôle de drains.

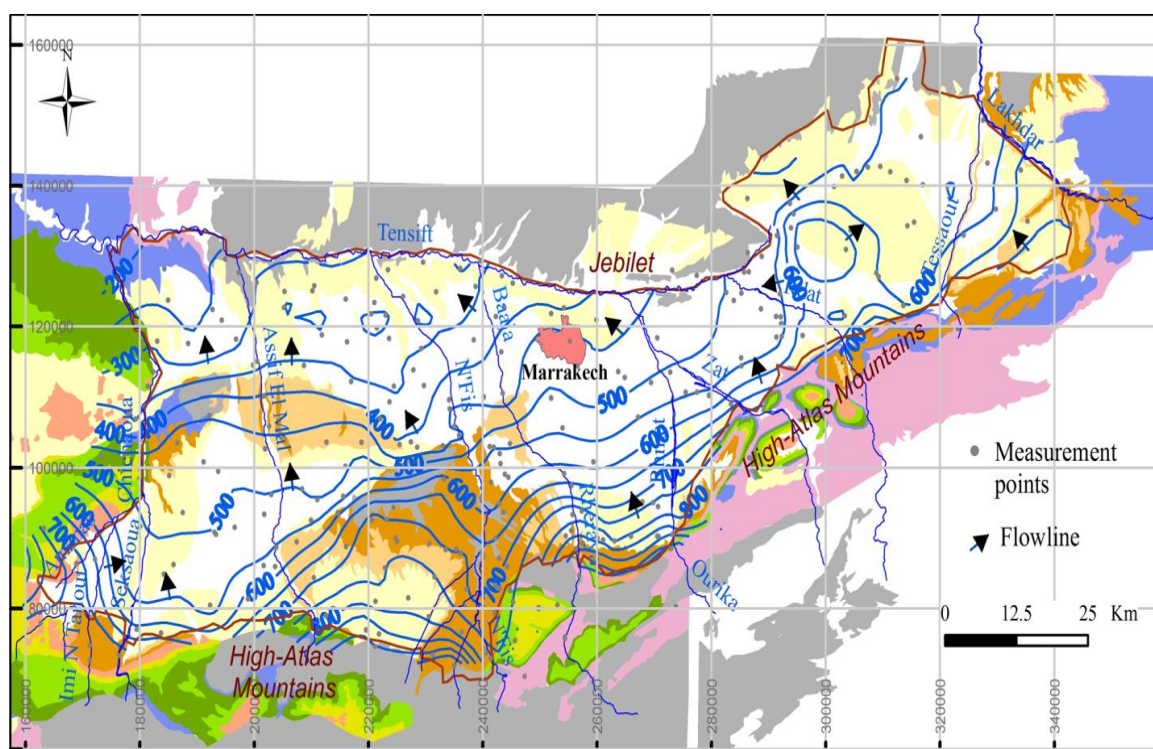


Figure 4 : Carte piézométrique de l'aquifère alluvial (2011). Les lignes d'écoulement indiquent la direction de l'écoulement souterrain généralement vers l'oued Tensift (Boukhari et al., 2015).

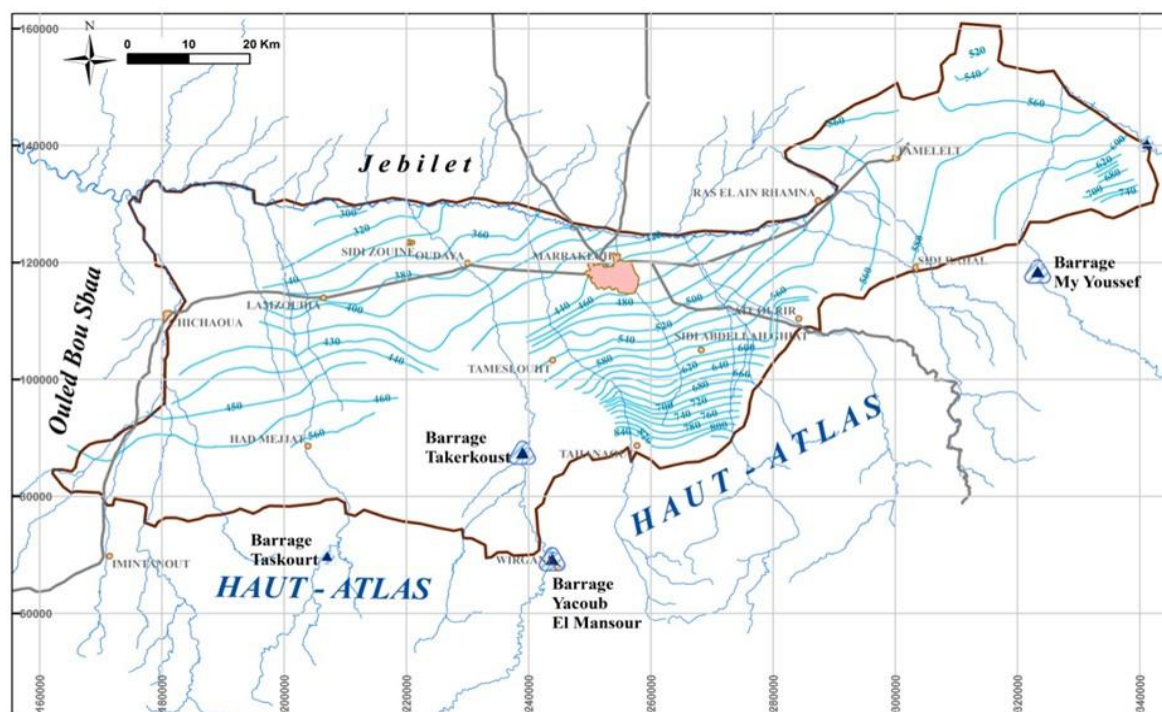


Figure 5 : Carte piézométrique de la nappe du Haouz (1972).

CHAPITRE II :
ANALYSE HYDROLOGIQUE ET EVALUATION D'UN
MODELE PLUIE-DEBIT SUR LE BASSIN VERSANT
DE L'OUED RHERAYA DANS LE HAUT-ATLAS

I. Introduction

Les zones montagneuses fournissent la moitié des ressources en eau douce de la planète (Weingratner et al., 2003). Ces zones jouent un rôle important dans le bilan hydrique régional en particulier dans les régions semi-arides où les activités humaines en plaine dépendent largement des écoulements produits dans les massifs montagneux voisins (Viviroli et al., 2003). L'Atlas marocain est un exemple de château d'eau naturel dont dépendent directement d'importantes populations rurales et urbaines installées dans les piedmonts et dans la plaine où les précipitations sont insuffisantes pour subvenir aux besoins en eau de plus en plus croissants. En particulier, le débit issu de la fonte du manteau neigeux au printemps permet l'irrigation des cultures en pleine période de croissance végétale (Boudhar et al., 2007; Chaponnière et al., 2007). Par ailleurs le Maroc est considéré comme un des pays les plus menacés par le changement climatique d'après les projections du World Resources Institute : selon les scénarios, le Maroc est classé parmi les vingt pays les plus exposés au stress hydrique à l'horizon 2040 (Luck et al., 2015). Cette estimation résulte d'une baisse des précipitations combinée à une hausse des températures dans les projections CMIP5, qui s'ajoutent à un accroissement de la population et de ses besoins en eau.

Pour anticiper les effets du changement climatique sur la ressource en eau, une approche classique est d'introduire dans des modèles hydrologiques des forçages météorologiques prenant en compte les changements prévus issus de modèles de circulation générale (MCG). Pour s'assurer de la validité des variables simulées par ces modèles hydrologiques et notamment les débits en provenance de l'Atlas, il est essentiel de bien caractériser la capacité d'un modèle hydrologique à représenter en temps présent la contribution respective de la neige et des précipitations liquides au débit des oueds de montagne. En effet, la contribution nivale est particulièrement sensible au réchauffement climatique puisque (i) la fraction solide des précipitations en hiver est directement liée à la température de l'air et que (ii) la fonte du manteau dépend de la température de l'air (Barnett et al., 2005; Kling et al., 2012; Chauveau et al., 2013; Tremblay et al., 2013). Les modèles hydrologiques sont également très utiles pour les besoins de modélisation intégrée et de gestion des ressources en eau à l'échelle des bassins versants (Hublart et al., 2016).

Cette étude concerne un oued du Haut-Atlas sous influence nivale, oued Rheraya, qui alimente en partie la plaine agricole du Haouz et la ville de Marrakech. L'objectif est d'évaluer un modèle de simulation des débits afin de mieux caractériser le régime

hydrologique du Rheraya, notamment l'apport de la contribution nivale. Dans ce contexte de montagne, le défi pour la modélisation des débits est d'avoir des chroniques journalières de précipitations et de températures qui soient fiables et représentatives à l'échelle du bassin versant. Une autre difficulté est la forte variabilité des débits qui résulte de la variabilité climatique dans le Haut-Atlas. Ce type de bassin est de surcroît très sensible aux variations climatiques puisque sa capacité de stockage naturel est faible (fortes pentes et faible perméabilité des terrains) et les réservoirs artificiels sont absents (Chaponnière et al., 2008).

Pour la simulation des débits, deux types d'approches sont possibles: l'approche « mécaniste » et l'approche « conceptuelle ». L'approche « mécaniste » repose sur la modélisation distribuée des processus hydrologiques clés sur le bassin versant comme le bilan d'énergie du manteau neigeux ou les écoulements de surface. Ce type de modélisation nécessite de nombreuses données météorologiques (rayonnement solaire, atmosphérique, humidité de l'air, etc.) et des paramètres physiques caractérisant la surface qui sont difficiles à spatialiser. Depuis 2005 des stations météorologiques sur ce site ont été installées dans le cadre du programme SUDMED (Chehbouni et al., 2008) puis par le Laboratoire Mixte International « Télédétection et Ressources en Eau en Méditerranée semi-Aride » (LMI TREMA) (Jarlan et al., 2015). Boudhar et al. (2014) ont mis en œuvre un modèle d'évolution du manteau neigeux basé sur la résolution du bilan d'énergie au sommet de l'Oukaimeden (3240 m), qui a permis d'estimer la fonte et la sublimation de la neige sur ce site. Pour l'instant ces résultats sont limités à l'échelle ponctuelle et difficilement extrapolables à l'échelle du bassin versant compte tenu de la forte variabilité des conditions météorologiques et topographiques. Par ailleurs, le chemin est encore long avant d'atteindre la simulation du débit avec un modèle physique distribué. Des efforts dans ce sens sont en cours à travers l'application de la chaîne hydrométéorologique SAFRAN-ISBA-RAPID qui doit permettre à terme de résoudre les principaux flux d'eau et d'énergie sur le bassin versant (Szczypta et al., 2015). A l'heure actuelle, la période couverte par les données météorologiques SAFRAN sur la zone d'étude est limitée à 2004-2012, ce qui est insuffisant vis-à-vis de la dynamique hydrologique d'un oued comme Rheraya qui est caractérisée par une forte variabilité interannuelle (Chaponnière et al., 2008). Enfin, une difficulté liée à une approche mécaniste est de trouver une paramétrisation satisfaisante du modèle. La sensibilité d'un modèle comme SAFRAN-ISBA-RAPID à ses paramètres clés est encore méconnue pour une zone semi-aride de montagne comme Rheraya.

L'approche conceptuelle consiste à utiliser un modèle « pluie-débit » permettant de simuler un débit à l'exutoire du bassin versant à partir de données de précipitations et de températures de l'air, sans paramétrage excessif du modèle. La distinction entre approches conceptuelles et mécanistes est souvent floue dans la mesure où on rencontre en réalité un gradient de complexité entre ces deux extrêmes. Les modèles conceptuels n'écartent pas les processus physiques mais les simplifient à des degrés divers. De même, entre une spatialisation des processus à l'échelle de pixels et les approches globales, il existe des niveaux de spatialisation intermédiaires. L'approche conceptuelle paraît adaptée à notre site car seules des observations météorologiques de base sont disponibles sur plusieurs décennies. Étant donné que le Rheraya est l'un des bassins les plus enneigés de la région (Boudhar, 2009), il est nécessaire de choisir un modèle conceptuel qui inclut une composante nivale, ce qui permet d'évaluer la contribution respective de la fonte et de la pluie (Valéry et al., 2010). Nous avons choisi le modèle CemaNeige-GR4J (Valéry et al., 2010). Ce modèle est basé sur le modèle pluie-débit GR4J fonctionnant au pas du temps journalier (Perrin et al., 2003) auquel a été ajouté le module CemaNeige pour simuler la fonte de la neige. L'approche conceptuelle repose en partie sur le calage des paramètres du modèle sur la chronique de débit à l'exutoire. Une limite de cette approche est que les paramètres ne sont généralement pas interprétables en termes de caractéristiques physiographiques du bassin et donc difficilement extrapolables à des bassins voisins. Par ailleurs une bonne adéquation entre le débit simulé et observé ne garantit pas que les autres processus hydrologiques soient correctement représentés par la structure du modèle : pour cela il est utile de considérer des variables complémentaires au débit afin de vérifier au moins partiellement la décomposition des mécanismes hydrologiques par le modèle (McDonnell et Beven, 2015). Dans le cas d'un bassin de haute montagne comme celui du Rheraya, la surface enneigée observée par satellite reflète la dynamique du manteau neigeux et peut donc être considérée comme une variable intermédiaire pertinente pour évaluer la cohérence du modèle (Ragettli et al., 2014; Hublart et al., 2015), voire améliorer sa paramétrisation ou ses forçages (Thirel et al., 2013; Riboust 2018).

Dans le Haut-Atlas, la télédétection satellitaire dans le domaine du visible - proche infrarouge permet de déterminer la surface enneigée avec une bonne fréquence grâce à la faible nébulosité, ce qui indispensable pour capturer la dynamique rapide qui caractérise le manteau neigeux (Boudhar et al., 2007; Marchane et al., 2015). De plus, dans le cas particulier du bassin du Rheraya des mesures in-situ du manteau neigeux sont disponibles

pour évaluer le modèle. [Boudhar et al. \(2009\)](#) ont utilisé les cartes d'enneigement dérivées du capteur SPOT-VEGETATION (entre 15 et 18 images par an) pour appliquer le modèle hydrologique conceptuel SRM ([Martinec et Rango, 1998](#)) dans le bassin du Rheraya entre 2002 et 2005. Leurs résultats ont permis de quantifier pour la première fois que la fonte avait contribué entre 29% et 49% au débit sur cette période. Notre étude vise à étendre ce travail dans le temps afin de mieux échantillonner la forte variabilité hydro-climatique du bassin. De plus, on utilise un produit de surface enneigée avec une meilleure résolution spatiale et temporelle, généré à partir du produit neige MODIS à 500 m de résolution et au pas de temps journalier ([Marchane et al., 2015](#)). Les pixels masqués par les nuages ont été interpolés grâce à un algorithme spatio-temporel développé spécifiquement pour cette zone qui prend notamment en compte l'altitude. L'interpolation des données manquantes est une étape importante afin de ne pas biaiser le calcul de la surface enneigée. Ce produit a été validé à l'aide d'images à haute résolution (Formosat-2) et de relevés in situ. Les résultats ont montré que le produit était fiable sur le Haut-Atlas. L'analyse de la surface enneigée dans les bassins versants atlasiques (dont la Rheraya) a révélé une dynamique typique des zones semi-arides avec des fluctuations rapides au cours de la saison causées par des fontes intermédiaires ([Marchane et al., 2015](#)).

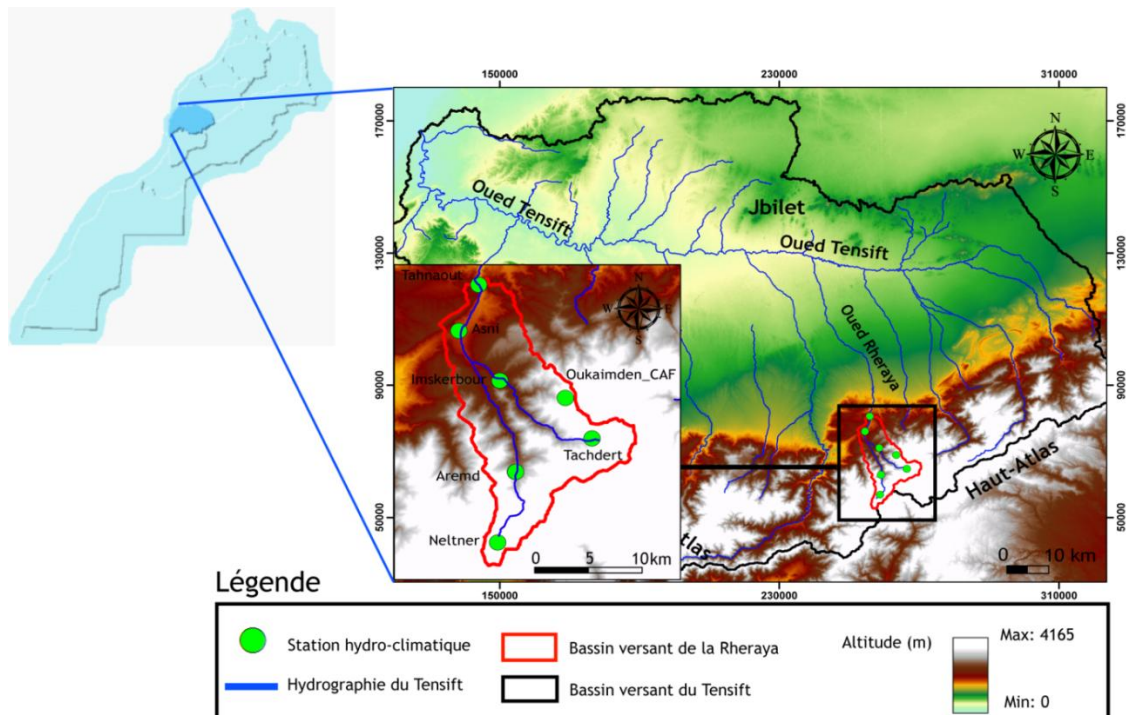
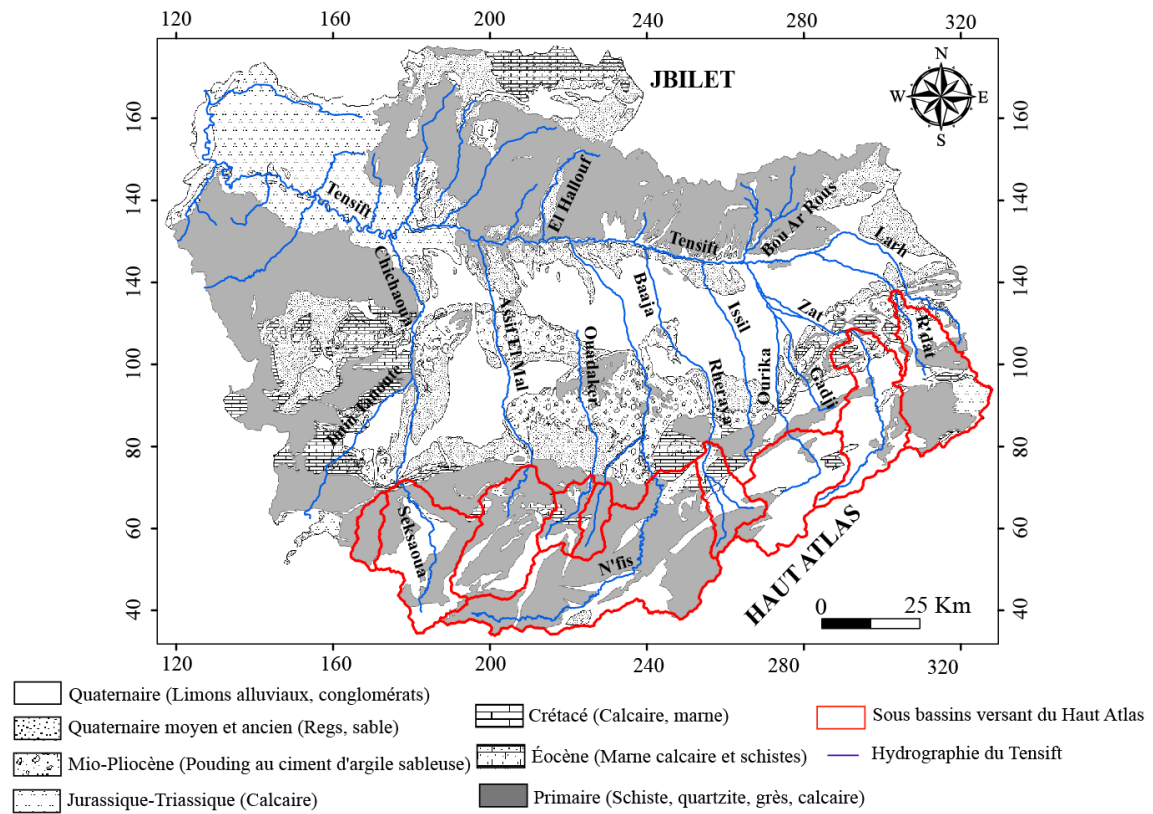
L'objectif de cette étude au niveau du bassin versant de la Rheraya est de caractériser l'hydrologie de l'oued Rheraya en tenant compte de la composante nivale et de quantifier son poids dans le bilan hydrologique de l'oued. Cela est fait d'abord à travers une caractérisation empirique du régime des crues. Puis grâce au modèle CemaNeige-GR4J. Nous utiliserons comme variable de validation intermédiaire les surfaces de neige en comparant la surface enneigée produite par le modèle avec les surfaces issues des images MODIS, ainsi que les équivalents en eau de la neige mesurés au niveau d'une station de mesure (la partie réservée à la modélisation a fait l'objet d'un article sous presse dans la Houille Blanche, Hajhouji et al., 2018).

II. Bassin versant de la Rheraya

Le bassin du Haouz-Tensift, localisé au centre du Maroc (Fig. 6), est soumis à une pluviométrie faible et irrégulière dont la moyenne varie de 240 mm.an^{-1} en plaine à une valeur supérieure à 461 mm.an^{-1} en montagne. La demande évaporatoire est très importante avec une moyenne annuelle enregistrée en plaine de l'évapotranspiration potentielle (ETP) de 1600 mm.an^{-1} ([Er-Raki et al., 2010](#)). Les ressources en eau de surface ou souterraines sont

surexploitées par l'agriculture et les usages domestiques qui croissent fortement avec le développement économique de la région (Boukhari et al., 2015). Du fait de ces contraintes climatiques et anthropiques, le niveau des eaux souterraines dans le bassin du Tensift n'a cessé de diminuer depuis les années 1980 (Le Page et al., 2012). Le débit de l'oued Tensift, collecteur des eaux de surface en aval de la plaine du Haouz, ainsi que la recharge des aquifères, sont étroitement liés aux écoulements en provenance du Haut-Atlas. Une partie du ruissellement issu du Haut-Atlas s'infiltre dans le lit des oueds débouchant en piedmonts (Boukhari et al., 2015). La contribution respective de la fonte de la neige et de la pluie au bilan hydrique de cet hydrosystème est encore largement méconnue.

Le bassin versant de la Rheraya (225 km²), situé au sud de la ville de Marrakech, est l'un des sous-bassins les plus actifs du bassin semi-aride du Haouz-Tensift (Fig. 7). Les altitudes du bassin s'étendent de 1030 m jusqu'au point culminant du Haut-Atlas à 4165 m (Toubkal). Son exutoire est défini par la station hydrométrique de Tahanaout à 1030 m (31.3°N, 7.9°E). Il est en contact direct avec la plaine du Haouz dans sa partie nord, et les bassins versants atlasiques du N'fis à l'ouest et de l'Ourika à l'est. Sur le plan hydrogéologique, 60% de la surface du bassin est occupée par des formations peu perméables (roches métamorphiques et éruptives). L'aval du bassin est caractérisé par des formations sédimentaires grésio-argileuses et calcaires perméables ou imperméables (Fig. 6). La couverture végétale est très éparse sur les versants, avec des zones de cultures irriguées localisées près des talwegs. Les pentes sont plus fortes dans la partie amont. Les précipitations moyennes à la station exutoire Tahanaout (1064 m d'altitude) sont de 356 mm.an⁻¹ et elles sont de 445 mm.an⁻¹ à la station d'Oukaïmeden CAF à une altitude de 2612 m. Le débit moyen enregistré au niveau de la station hydrométrique de Tahanaout est de l'ordre de 1,15 m³.s⁻¹.



III. Précipitations (pluie, neige) et débits de la Rheraya

1) Précipitations

a) Pluies

Le bassin reçoit des précipitations sous forme de pluie et de neige en haute altitude, généralement le taux d'enneigement croît avec l'altitude, tout comme le caractère non permanent du manteau neigeux : pendant la période hivernale, le taux d'enneigement est toujours supérieur à 50% pour les altitudes supérieures à 3000 m, alors qu'aucune neige pérenne n'est observée en dessous de 2600 m (Boudhar, 2009). Nous avons choisi la station de Tahanaout qui contient la série temporelle la plus longue (1971-2015) pour présenter l'évolution des précipitations sur ce bassin :

- la station à l'exutoire de Tahanaout à 1064 m d'altitude où les précipitations sont majoritairement sous forme de pluie ; cette station est gérée par l'ABHT;

A la station de Tahanaout, la valeur moyenne des précipitations durant la période de 1971-2015 (44 ans) est de l'ordre de 378 mm.an^{-1} . L'évolution des précipitations annuelles sur cette période (Fig. 8) montre à la fois une forte variabilité typique de la région entre les années hydrologiques, une grande différence dépassant 450 mm a été enregistrée entre l'année la plus humide 2014-2015 et l'année la plus sèche de 1992-1993.

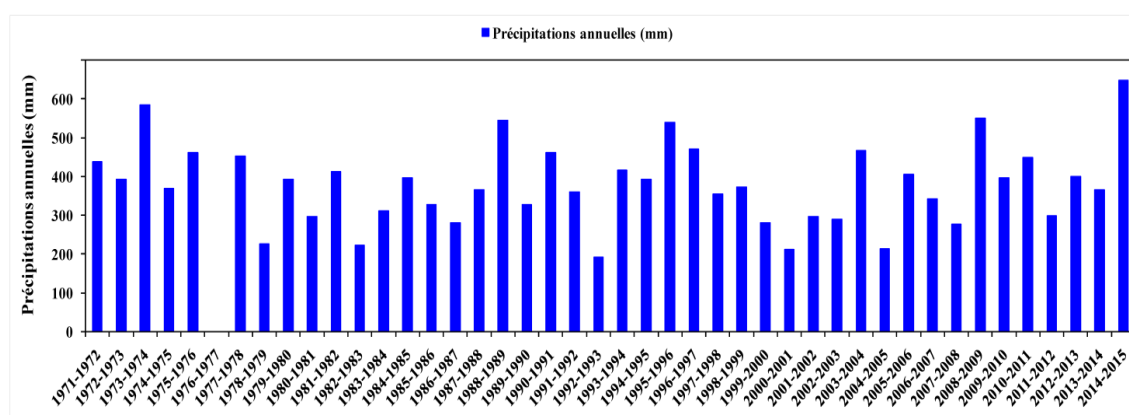


Figure 8 : Variations des précipitations annuelles au niveau de la station de Tahanaout entre 1971 et 2015.

b) Neige

L'évolution du couvert neigeux a été produite à partir des observations du satellite Terra/MODIS de 2000 à 2009 (Marchane et al., 2015). A l'échelle annuelle, ces données montrent une augmentation des surfaces enneigées à partir de la saison d'automne pour

dépasser 100 km² pendant l'hiver, puis une diminution à partir de février jusqu'à la fonte totale en mai (Fig. 9).

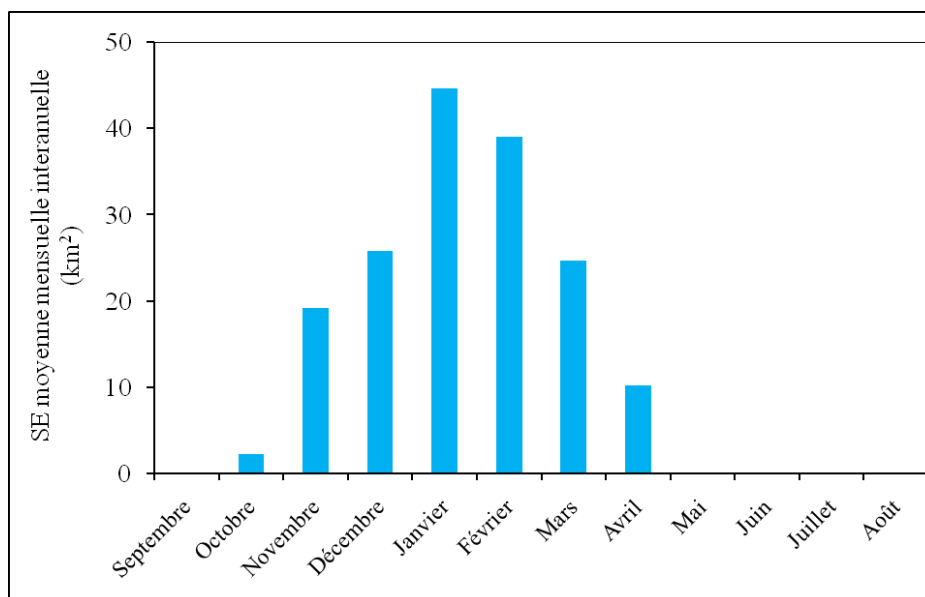


Figure 9 : Surfaces enneigées mensuelles interannuelles au niveau du bassin versant de la Rheraya entre 2000 et 2010.

L'évolution interannuelle montre que la moyenne des surfaces enneigées varie entre une valeur minimale de 10 km² enregistrée en 2000-2001 et une valeur maximale de l'ordre de 40 km² enregistrée en 2008-2009 (Fig. 10).

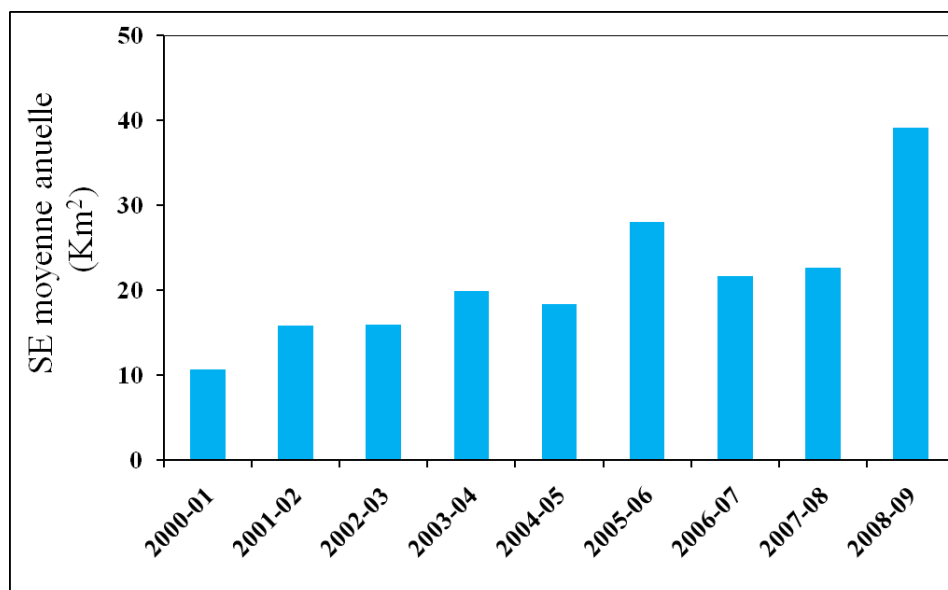


Figure 10 : Surfaces enneigées moyennes annuelles au niveau du bassin versant de la Rheraya entre 2000 et 2010.

2) Débits

Le débit moyen interannuel enregistré au niveau de la station hydrométrique de Tahanaout est de l'ordre de $1,15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

La variation des débits moyens mensuels interannuels à l'exutoire de la Rheraya (Fig. 11) démontre le caractère pluvio-nival du régime hydrologique de l'oued Rheraya, ce régime hydrologique se caractérise avec une distribution des débits bimodale dont le maximum en mai coïncide avec la fonte des neiges, et un second maximum apparait en novembre causé par les pluies d'automne.

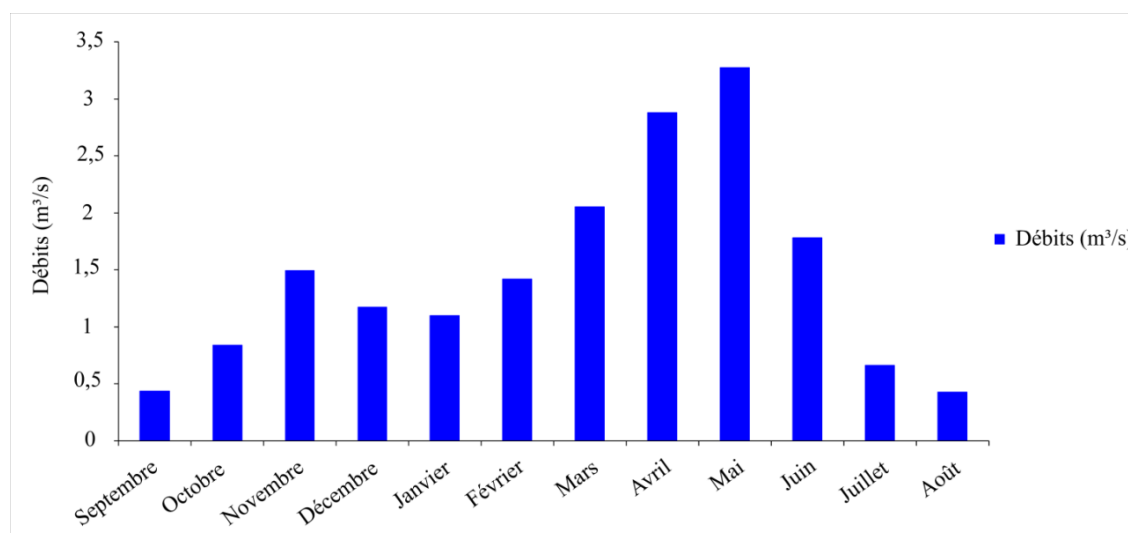


Figure 11 : Variation des débits moyens mensuels interannuels à l'exutoire du bassin de la Rheraya du 09/03/1962 au 31/08/2017.

IV. Analyse des crues

Une crue est un phénomène hydrologique qui s'exprime par une pulsation brutale du niveau des eaux d'un cours d'eau. Elle produit des débits exceptionnels dépassant largement les valeurs habituelles (Fig. 12). L'hydrogramme d'une crue simple fait apparaître plusieurs éléments tels que la période de montée, la pointe de la crue, le temps de base, le temps de réponse, le temps de concentration, la courbe de décrue et la courbe de tarissement. Dans la suite et pour chaque année hydrologique (01 septembre au 31 août) on a utilisé une série des crues mesurées à l'exutoire du bassin versant de la Rheraya fourni par l'ABHT pour la période allant de 1962 jusqu'au 2006. Les hydrogrammes de crues fournis durant cette période (44 ans) ne correspondent pas toujours à la crue maximale annuelle, dont seulement 50% coïncident avec la crue maximale annuelle enregistrée au niveau de la station de Tahanaout, et 50% correspondent à des crues enregistrées durant chaque année hydrologique.



Figure 12 : Crue au niveau de l'oued Rheraya.

Au niveau du bassin versant de la Rheraya, c'est le mois de octobre qui connaît le plus de crues, suivi les mois de novembre et avril (Fig. 13). Les saisons les plus riches en épisode des crues sont donc par ordre décroissant : l'automne, le printemps, l'été et enfin l'hiver (Fig. 13).

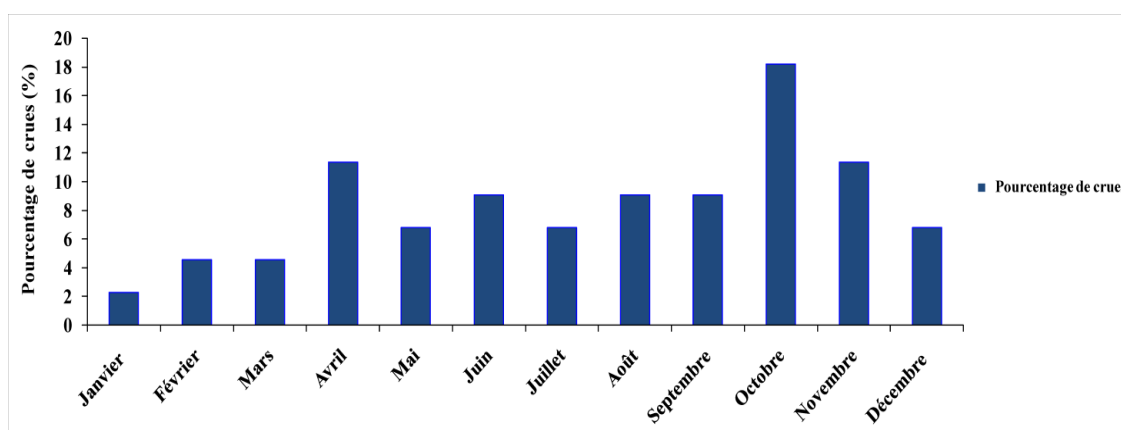


Figure 13 : Répartition mensuelle des crues de l'oued Rheraya entre 1962 et 2006.

Les crues d'automne et d'été sont dues aux phénomènes orageux qui sont fréquents au niveau du bassin à cette époque de l'année. Par contre les crues enregistrées pendant le printemps sont liées à la fois aux précipitations et à la fonte de neige (Fig. 14).

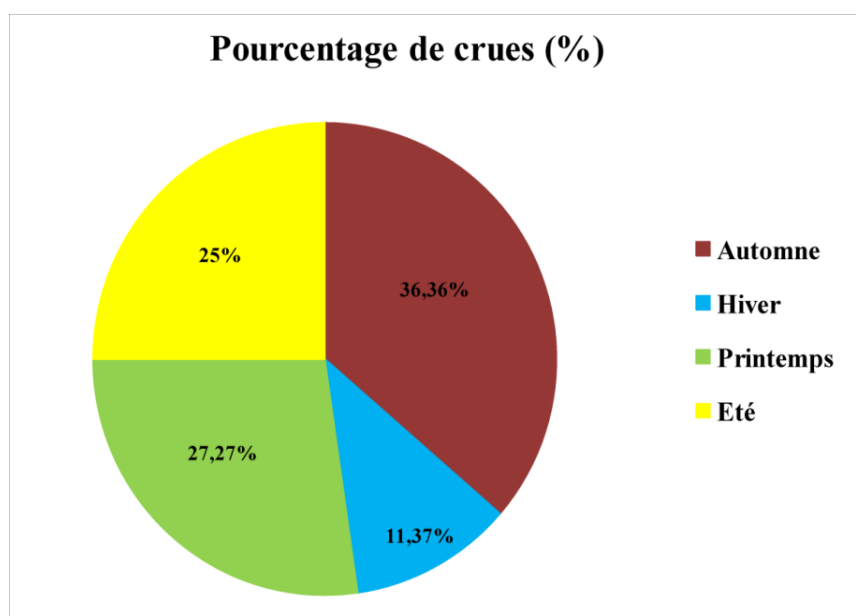


Figure 14 : Répartition saisonnière des crues de l'oued Rheraya entre 1962 et 2006.

1) Exemples et types des crues

Pour qualifier la contribution respective de la fonte du manteau neigeux et des pluies dans la formation des crues de l'oued Rheraya, les critères suivants sont considérés : débit de la crue, précipitation et surface enneigée au moment de la crue. Cette analyse permet de mettre en évidence plusieurs caractéristiques des crues, de proposer une typologie des crues au niveau du bassin de la Rheraya et de voir l'origine des crues pour attribuer un score qualitatif à la crue annuelle si elle est nivale, pluviale ou pluvionivale. Pour cet objectif nous avons utilisé les crues entre 1962 et 2006, les hydrogrammes des crues choisis ne représentent pas les débits de crues exceptionnelles telle que les débits de pointes de $680 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (août 1995) ; $412 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (octobre 1999) ; $155 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (février 1987) ; $146 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ (novembre 1987) ... ; mais des crues dominantes et majoritaire qui dépassent largement la moyenne enregistrée au niveau de la station de Tahanaout ($1,15 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$).

a) Crue pluviale : exemple de la crue du 14 août 2003

L'hydrogramme de la crue du 14 août 2003 (Fig. 15) montre un temps de base faible de 9 heures. Le débit de pointe est de $22,25 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, il a été atteint après un temps de montée de 3 heures (Tab. 2). Les précipitations journalières enregistrées les jours avant la crue est de 20 mm, cette crue a une forme pointue. On classe cette crue dans la catégorie « crue pluviale » caractérisée par un débit important qui dépasse la moyenne des débits ($1,15 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), un temps de montée et de base assez courte.

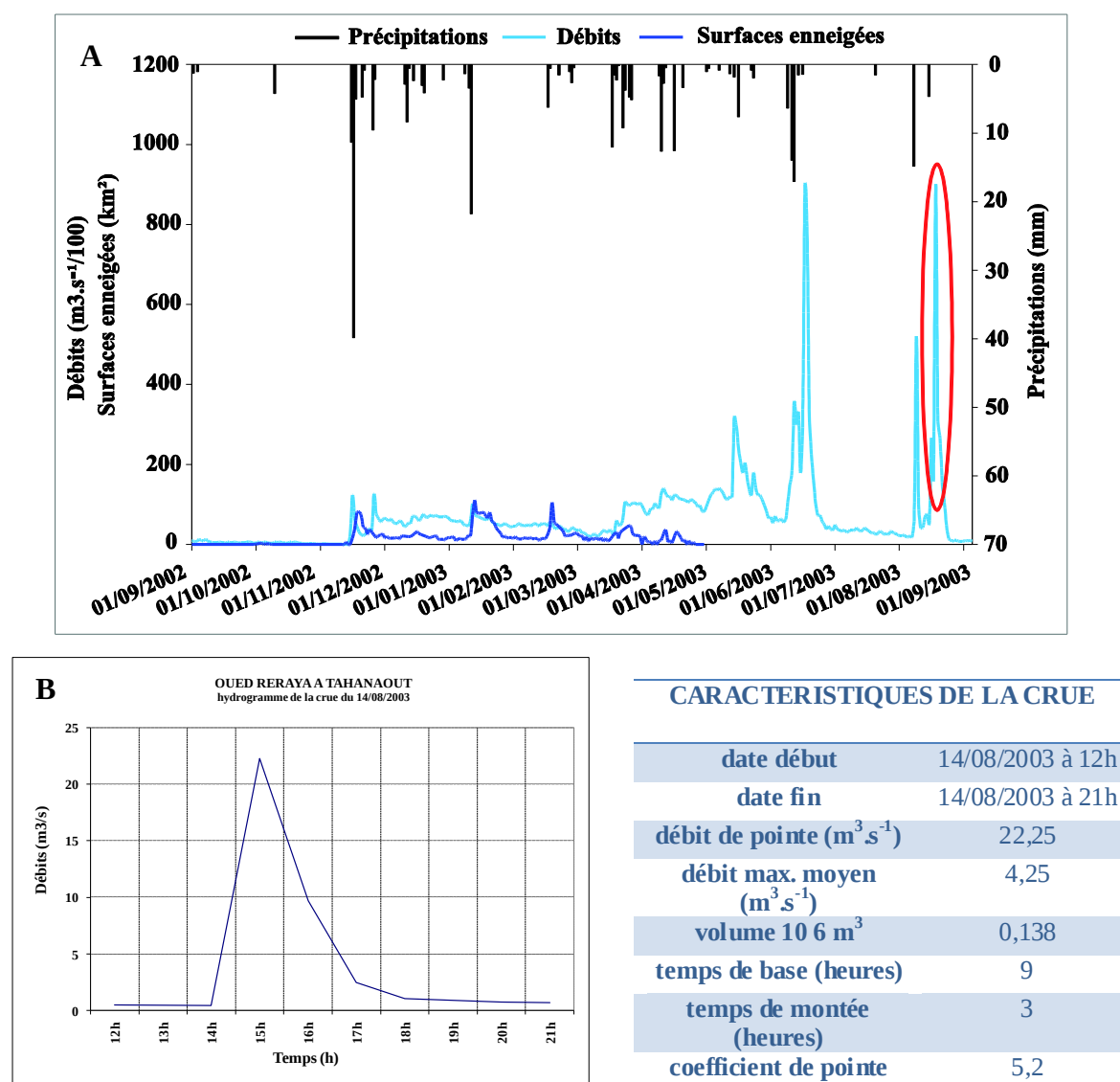


Figure 15 : (A) Variation pluie-débit-surface enneigée (2002-2003). (B) Histogramme de la crue du 14/08/2003.

Tableau 2 : Caractéristiques de la crue du 14/08/2003.

b) Crue pluvio-nivale : exemple de la crue du 01 avril 2002

La figure 16 illustre l'hydrogramme de la crue du 01/04/2002. Cette crue pluvio-nivale est exceptionnelle avec une durée 3 jours du 01/01/2002 jusqu'au 03/04/2002 et un temps de base de 36 heures. Le débit de pointe atteint $15 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ (Tab. 3), l'hydrogramme de cette crue est différent des autres crues avec un temps de base et de montée assez long et un tarissement prolongé.

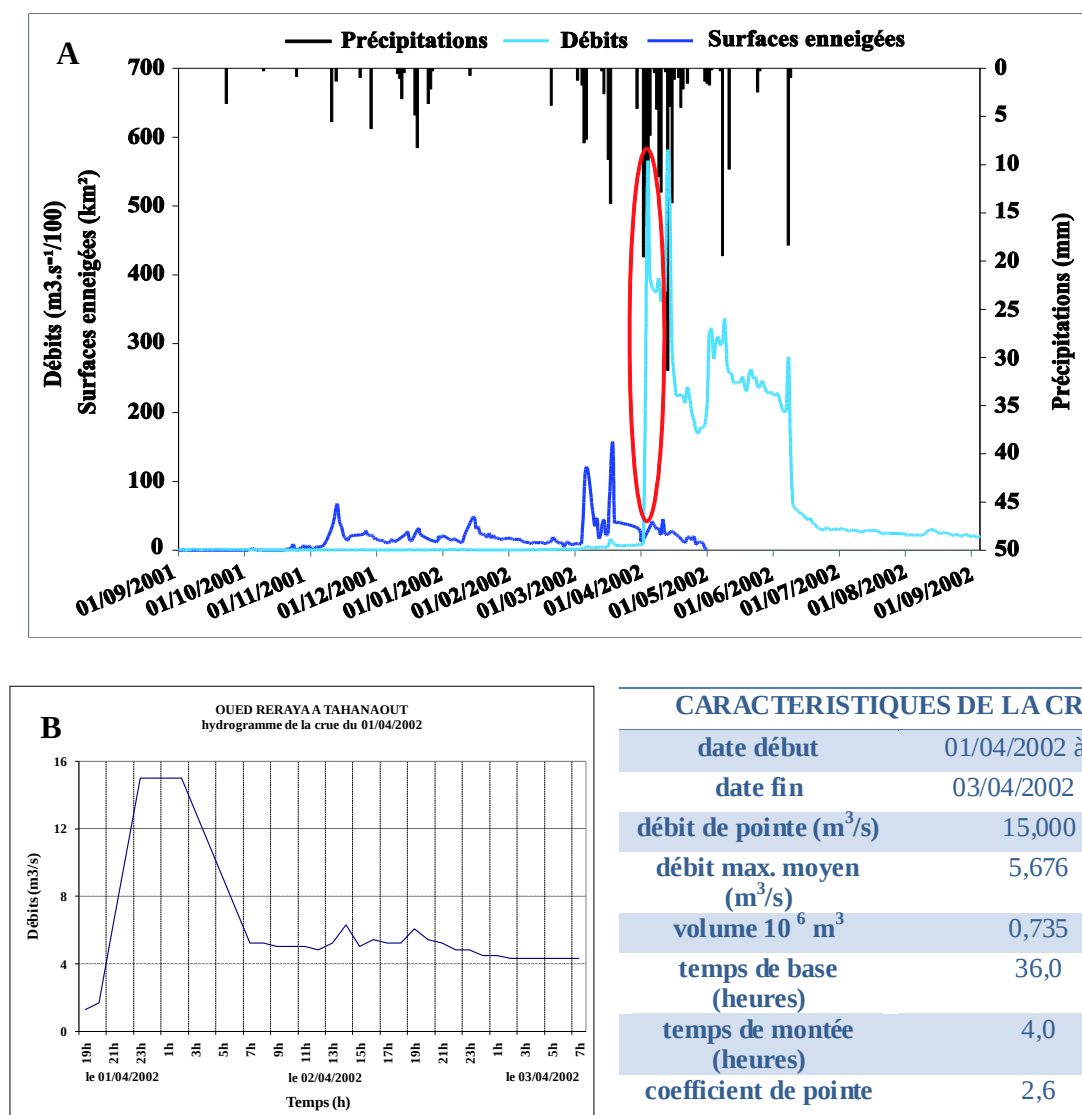


Figure 16 : (A) Variation pluie-débit-surface enneigée (2001-2002). (B) Histogramme de la crue du 01/04/2002.

Tableau 3 : Caractéristiques de la crue du 01/04/2002.

Pour la série chronologique utilisée commencé en 2000, Nous avons relevé seulement les deux types de crues : pluviale et pluvio-nivale. Nous n'avons pas identifié de crue nivale parce que globalement la fonte de la neige sur le bassin versant de la Rheraya favorise le maintien du débit de base (étiage) plutôt que générer des crues.

Pour une surface de 225 km², les crues enregistrées au niveau du bassin versant de la Rheraya entre 1962 et 2006 sont assez puissantes, généralement les hydrogrammes obtenues sont de forme aigue, pointue et brève, Le temps de base le plus fréquent est située dans les classes [1-10h] et [10-20h], et selon le temps de base enregistré on distingue deux types ; (i) Crue dont le temps de base dépasse 36 heures (exemple de la crue de 01/04/2002) (ii) et un

deuxième type de crue avec le temps de base ne dépasse pas 24 heures (exemple des crues de 10/06/2005 avec un temps de base de 5h et la crue de 14/08/2002 avec temps de base de 9h).

Ceci est dû à plusieurs facteurs tel que le milieu physique qui offre un environnement propice aux fortes crues, notamment des pentes élevées, des sols imperméables et le manque de la couverture végétale, avec une pluviométrie conséquente.

2) Typologie des crues et eaux mobilisables

Nous proposons ici une typologie des crues au niveau du bassin de la Rheraya selon son caractère nival, pluvial ou pluvionival, afin de montrer quel type de crue offre le plus des volumes d'eaux mobilisables et qui offre le grand potentiel de recharge.

Les données utilisées sont :

- ❑ Les caractéristiques des crues (la date d'événement, temps de base, temps de montée, et les débits de pointes) pour la période de 1962 à 2006.
- ❑ Les précipitations au niveau du bassin versant de la Rheraya.
- ❑ Les surface enneigées produites à partir des observations du satellite Terra/MODIS de 2000 à 2006

Sur une période de 44 ans (1962 à 2006) l'analyse des crues à montrer une dominance des crues pluviale (87,18%) par rapport aux crues pluvionivale (12,82%) et une absence totale des crues nivale. La comparaison entre les types de crues (pluviale et pluvionivale) indiquée un temps de base plus important pour les crues pluvionivale avec une moyenne de l'ordre de 26 h par rapport aux crues pluviale avec une moyenne de 20 h. Contrairement les débits de pointes sont majoritairement plus forts pour les débits pluviales que mixtes, les débits de pointes maximums enregistrées pour les crues pluviales et pluvionivales sont respectivement de $680 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ et $68 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.

L'analyse des hydrogrammes et des caractéristiques de crues notamment le temps de base et de montée montre des résultats différents pour chaque type de crues. Les hydrogrammes de crues pluviales montrent des temps base courts avec un temps de montée rapide, à l'exception des crues pluviales qui a eu lieu à la fin de la saison de fonte de neige (exemple de la crue pluviale d'avril 2006). Ces crues sont caractérisées par une montée rapide mais par une durée importante parce que à la fin de la saison les sols du bassin versant sont saturés, ce qui explique la montée rapide et la durée importante. Contrairement les hydrogrammes des crues

mixtes sont différents, ils sont caractérisés par un temps de base et de montée assez long et un tarissement prolongé (crue de 01 Avril 2002).

Le tableau ci-après (Tab. 4) résume les résultats obtenus sur la typologie de crues entre 1962 et 2006 :

Tableau 4 : Typologie et caractéristiques des crues de l'oued Rheraya à la station de Tahanaout entre 1962 et 2006.

Année	Mois	Typologie de crues	date date début	date fin	Qp m ³ /s	Volume 10 ⁶ m ³	Temps base (h)	Temps montée (h)
1962-1963	Novembre	P	03/11/62 à 12h	05/11/62 à 8h	34,5	3,5	43	6
1963-1964	Avril	PN	08/04/64 à 18h30	09/04/64 à 6h	13,0	0,1	11	6
1964-1965	Juin	P	28/06/65 à 12h	29/6/65 à 11h45	35,7	1,2	24	11
1965-1966	Octobre	P	27/10/65 à 12h	28/10/65 à 12h	37,3	0,9	24	10
1966-1967	Octobre	P	09/10/66 à 15h	10/10/66 à 8h	54,3	1,3	16	9
1967-1968	Novembre	P	13/11/67 à 15h30	14/11/67 à 18h	56,4	1,4	26	6
1968-1969	Février	P	26/02/69 à 16h	28/02/69 à 16h	9,3	3,7	47	23
1969-1970	Octobre	P	10/10/69 à 0h	11/10/69 à 23h	8,7	0,5	47	12
1970-1971	Janvier	P	01/01/71 à 0h	02/01/71 à 8h	24,2	0,9	31	17
1971-1972	Novembre	P	07/11/71 à 2h	07/11/71 à 23h	15,6	0,3	21	4
1972-1973	Juin	P	22/06/73 à 16h	23/06/73 à 6h30	42,3	0,9	14	6
1973-1974	Juillet	P	28/07/74 à 12h	29/07/74 à 8h	48,0	0,4	20	5
1974-1975	Août	P	01/08/75 à 17h30	01/08/75 à 23h	12,0	0,1	5	3
1975-1976	Mai	P	31/05/76 à 18h	01/06/76 à 11h30	16,2	0,3	18	5
1976-1977	Octobre	P	30/10/76 à 0h	30/10/76 à 23h	9,4	0,2	23	8
1977-1978	Septembre	P	07/09/77 à 14h	07/09/77 à 23h30	21,6	0,3	9	5
1978-1979	Juin	P	21/06/79 à 16h	22/06/79 à 16h	9,9	0,3	24	5
1979-1980	Septembre	P	08/09/79 à 12h	09/09/79 à 7h	39,0	0,6	19	7
1980-1981	Novembre	P	13/11/80 à 10h	13/11/80 à 19h	36,3	0,3	9	5
1981-1982	Octobre	P	30/10/81 à 12h	30/10/81 à 23h30	33,7	0,4	11	7
1982-1983	Mai	P	09/05/83 à 18h	11/05/83 à 12h	22,5	1,1	42	17
1983-1984	Mai	P	07/05/84 à 18h	08/05/84 à 12h30	30,9	0,5	18	3
1984-1985	Avril	PN	12/04/85 à 15h	13/04/85 à 16h30	23,4	0,6	25	8
1985-1986	Octobre	P	15/10/85 à 13h	15/10/85 à 21h	54,0	0,6	8	5
1986-1987	Février	P	10/02/87 à 19h	12/02/87 à 9h	154,9	5,0	38	19
1987-1988	Novembre	P	02/11/87 à 7h	02/11/87 à 22h	145,8	3,3	15	7
1988-1989	Juillet	P	16/07/89 à 15h	16/07/89 à 21h	59,0	0,4	6	2
1989-1990	Octobre	P	23/10/89 à 18h	25/10/89 à 8h	103,0	4,9	37	16
1990-1991	Mars	P	29/03/91 à 8h	30/03/91 à 12h	26,2	0,3	27	11
1991-1992	Décembre	P	06/12/91 à 1h	09/12/91 à 10h	77,6	7,2	80	54
1992-1993	Juillet	P	29/07/93 à 18h	29/07/93 à 22h	24,6	0,1	4	2
1993-1994	Novembre	P	03/11/93 à 21h	04/11/93 à 11h	45,7	0,8	13	3
1994-1995	Août	P	17/08/95 à 19h	18/08/95 à 0h	680,0	4,3	5	1
1995-1996	Mars	PN	25/03/96 à 7h	26/03/96 à 7h	68,2	1,0	23	6

1996-1997	Avril	PN	19/04/97 à 18h	20/04/97 à 22h	15,6	0,4	27	11
1997-1998	Septembre	P	05/09/97 à 18h	06/09/97 à 10h	31,6	0,2	15	3
1998-1999	Août	P	27/08/99 à 15h	27/08/1999 à 22h	46,0	0,3	6	1
1999-2000	Octobre	P	28/10/99 à 2h	29/10/99 à 1h	413,0	10,8	22	16
2000-2001	Décembre	P	27/12/2000 à 13h	28/12/2000 à 12h	0,6	0,0	22	6
2001-2002	Avril	PN	01/04/2002 à 19h	03/04/2002 à 7h	15,0	0,7	36	4
2002-2003	Août	P	14/08/2003 à 12h	14/08/2003 à 21h	22,3	0,1	9	3
2003-2004	Juin	P	10/06/2004 à 18h	10/06/2004 à 23h	18,5	0,1	5	2
2004-2005	Septembre	P	29/09/2005 à 12h00	29/09/2005 à 18h00	10,0		6	3
2005-2006	Avril	P	24/4/2006 à 23h00		131,0	4,34	16	7

P = Crue Pluviale et PN = Crue Pluvio-Nivale

Les caractéristiques de crues influence la quantité d'eau mobilisable et par conséquence le potentiel de recharge de chaque type de crues. Le long de notre série chronologique, les crues annuelles déclarées par l'ABHT fourni un volume total de 64,6 Mm³, les crues pluviales ont fourni un volume d'eau très marquant de 61,84 Mm³ avec une moyenne de 1,63 Mm³.an⁻¹, tandis que les crues mixtes (pluvio-nivales) ont fourni un volume de 2,8 Mm³ avec une moyenne annuelle de 0,56 Mm³.an⁻¹.

Les résultats de la répartition saisonnière des volumes mobilisables par les crues montrent que les volumes mobilisables sont très importants durant la saison d'automne avec un volume de 30,3 Mm³, suivi respectivement par les saisons de l'hiver et le printemps (18,1 Mm³ et 10,54 Mm³) et finalement la saison d'été avec un volume mobilisable de 5,7 Mm³.

V. Modélisation hydrologique par CemaNeige-GR4J

1) Modèle neige CemaNeige

CemaNeige est un modèle d'accumulation et de fonte de neige développé par [Valéry \(2010\)](#) pour améliorer la modélisation des débits à l'exutoire des bassins versants en présence de la neige. Ce modèle peut être ajouté comme module en amont de modèles conceptuels type Génie Rural (GR) notamment le modèle GR4J ([Perrin et al., 2003](#)). Il permet de simuler la partition pluie-neige, l'évolution de la couverture neigeuse et la fonte de la neige. CemaNeige utilise une discrétisation du bassin versant en cinq tranches altitudinales équi-surfaciques, ce qui permet de représenter l'effet altitudinal sur la température, les précipitations et l'évolution différenciée du manteau neigeux. Les précipitations et températures moyennes du bassin sont extrapolées pour chaque tranche d'altitude en s'appuyant sur un gradient altitudinal.

La température de l'air T_z est interpolée pour chaque tranche d'altitude z selon une fonction linéaire de l'altitude :

$$T_z = T + \theta_{altitude} \times (Z_z - Z_{med_BV}) \quad (1)$$

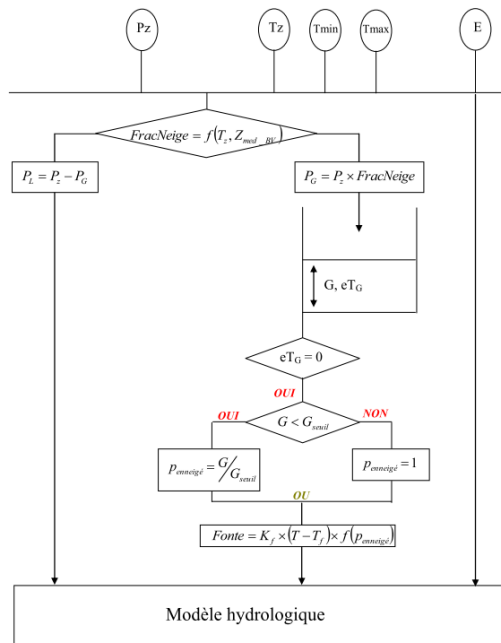
Où T est la température de l'air moyenne du bassin ($^{\circ}\text{C}$), $\theta_{altitude}$ le gradient altitudinal de température ($^{\circ}\text{C.m}^{-1}$), Z_z l'altitude médiane de la tranche z et Z_{med_BV} l'altitude médiane du bassin versant.

Les précipitations P_z par tranche d'altitude sont données par l'équation suivante:

$$P_z = P + \exp(\beta_{altitude} * (Z_z - Z_{med_BV})) \quad (2)$$

Où P est la précipitation totale du bassin (mm), $\beta_{altitude}$ est le facteur de correction altitudinale des précipitations (mm.m^{-1}). La fraction de neige dans les précipitations est déterminée par une fonction linéaire de la température. Elle est égale à 1 lorsque la température $T_z \max$ est inférieure à 0°C et elle est nulle si la température $T_z \max$ est supérieure à 0°C (fonction de type Turcotte, Fig. 17).

Le calcul de la fonte à partir du stock de neige (G) se fait en deux étapes: la première étape consiste à calculer la quantité maximale de neige susceptible de fondre (fonte potentielle) selon le facteur de fonte degré-jour K_f ($\text{mm.}^{\circ}\text{C}^{-1}.\text{j}^{-1}$), l'état thermique du manteau neigeux (coefficient adimensionnel C_{TG} contrôlant l'inertie thermique) et les températures de l'air et de fonte (T_f). La deuxième étape consiste à calculer la quantité réellement fondue à partir de la surface couverte en neige dans le bassin ($P_{enneigé}$), elle-même liée linéairement au stock de neige du jour comparé à la hauteur annuelle moyenne de précipitations neigeuses sur le bassin, la fonte potentielle (F_{pot}) et la vitesse minimale de fonte (V_{min}) quand le stock G est faible. Une phase intermédiaire entre les deux étapes du calcul de la fonte consiste à simuler la couverture neigeuse en comparant le stock de neige (G) et le stock de neige à partir duquel toute la surface du bassin versant est couverte de neige (G_{seuil}), ce seuil est fixé à 0,9 du cumul annuel moyen de neige sur le bassin versant (Fig. 17).

Extrapolation des données d'entrée

$$T_z = T + \theta_{altitude} \times (Z_z - Z_{med_BV})$$

$$P_z = P \times \exp[\beta_{altitude} \times (Z_z - Z_{med_BV})]$$

Calcul de la fraction solide

si $Z_{med_BV} < 1500m$, fonction type Turcotte et al. (2007)

si $(T_z \max) \leq 0^\circ C$, $FracNeige = 1$ si $(T_z \max) \geq 0^\circ C$, $FracNeige = 0$
sinon, $FracNeige = 1 - (T_z \max) / ((T_z \max) - (T_z \min))$

si $Z_{med_BV} \geq 1500m$, fonction type USACE (1956)

si $(T_z \text{ moy}) < -1^\circ C$, $FracNeige = 1$ si $(T_z \text{ moy}) > +3^\circ C$, $FracNeige = 0$
sinon, $FracNeige = 1 - ((T_z \text{ moy}) - (-1)) / ((+3) - (-1))$

$$P_G = P_z \times FracNeige \text{ et } P_L = P_z - P_G$$

Accumulation

$$G = G + P_G$$

$$eT_G = C_T \times eT_G + (1 - C_T) \times T_z$$

Calcul de la fonte potentielle

si $eT_G = 0$ et $T_z > T_f$, $F_{pot} = K_f \times (T_z - T_f)$

si $F_{pot} > G$, $F_{pot} = G$

Calcul pourcentage de la zone enneigée

si $G < G_{seuil}$, $p_{enneigée} = G / G_{seuil}$, $= 1$ sinon

Calcul de la fonte effective

$$FONTE = [(1 - V_{min}) \times p_{enneigée} + V_{min}] \times F_{pot}$$

Actualisation réservoir neige

$$G = G - FONTE$$

Calcul de la lame d'eau transmise au modèle hydrologique

$$Lame_eau = P_L + FONTE$$

Figure 17 : Schéma de la structure du modèle CemaNeige (source : Valéry, 2010).

Finalement une lame d'eau est transmise au modèle hydrologique GR4J. Cette lame d'eau est la somme des précipitations liquides et de la fonte des cinq tranches d'altitude (Fig.17). La littérature indique que le facteur de fonte est de l'ordre de 2 à 5 $mm.^{\circ}C^{-1}.j^{-1}$ (OMM, 1986). Dans certaines études il peut atteindre 10 $mm.^{\circ}C^{-1}.j^{-1}$ (Hock, 2003) et Valéry (2010) propose des valeurs comprises entre 0 et 20 $mm.^{\circ}C^{-1}.j^{-1}$. Les intervalles de confiance des paramètres sont donnés dans le tableau 4.

2) Modèle hydrologique GR4J

Le modèle GR4J (« Génie Rural à 4 paramètres Journaliers ») est un modèle pluie-débit conceptuel global issu de la famille des modèles Génie Rural (GR) (Michel, 1983). GR4J a connu une amélioration progressive depuis la version d'Edijatno et Michel (1989) jusqu'à la version de Perrin et al. (2003) qui a été utilisée pour cette étude. Le modèle comporte deux réservoirs, l'un de production où s'opère un bilan entre précipitations, évaporation et ruissellement, et l'autre de routage (transfert). L'évapotranspiration potentielle journalière du bassin (E pour le jour k) est calculée selon la formule d'Oudin et al. (2005) qui fait intervenir uniquement la température de l'air et le rayonnement global. E est d'abord soustraite de la somme de la pluie journalière P_k et de la lame d'eau issue du module CemaNeige pour obtenir une pluie nette P_n et une évapotranspiration nette En . Si la pluie nette du jour (P_n) est

supérieure à zéro une partie ($P_n - P_s$) s'écoule directement et une partie P_s rejoint le compartiment de production. Ce réservoir est caractérisé par sa capacité maximale (paramètre $X1$) et son taux de remplissage (S_k). Si l'évapotranspiration potentielle nette E_n est différente de zéro, une quantité d'évaporation « réelle » E_s est retirée de ce réservoir de production selon son taux de remplissage. Une partie de l'eau du réservoir de production percole ($Perc$) pour rejoindre la partie écoulée P_r [$P_r = P_n - P_s + Perc$]. La quantité P_r est alors répartie en deux composantes, une première partie de 90 % est dirigée via un hydrogramme unitaire $HU1$ vers le réservoir de routage ayant un taux de remplissage (R) et une capacité maximale $X3$, à partir de laquelle sera généré un débit retardé (Q_R). Les 10 % restant partent en écoulement direct, via un hydrogramme unitaire $HU2$, pour produire un débit Q_l . Le réservoir de routage ainsi que le débit Q_l sont soumis à des échanges avec l'extérieur du bassin versant contrôlés par un paramètre $X2$. Le débit direct après échanges (Q_d) et le débit retardé (Q_R) sont additionnés pour générer un débit total (Q_k) à l'exutoire (Fig. 18). Les gammes des paramètres de GR4J (Perrin et al., 2003) sont données dans le Tableau 5.

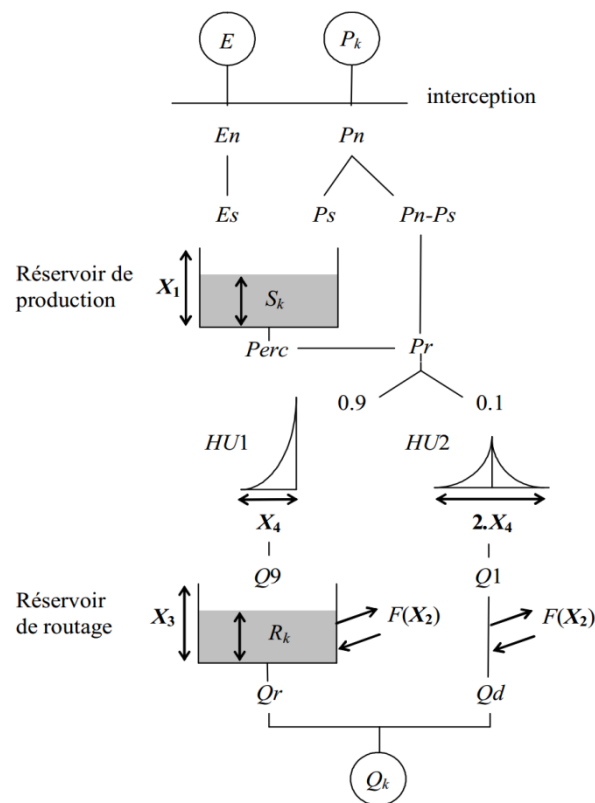


Figure 18 : Schéma de la structure du modèle GR4J (Source : Perrin, 2003).

Tableau 5 : Valeurs médianes des paramètres des modèles CemaNeige (Kf à CTG) et GR4J (X1 à X4) d'après Valéry (2010) et Perrin et al. (2003).

Paramètre	Valeur médiane	Intervalle de variation
$X1$ (mm)	350	100 – 1200
$X2$ (mm)	0	-5 – +3
$X3$ (mm)	90	20 – 300
$X4$ (jour)	1,7	1,1 – 2,9
K_f (mm. °C ⁻¹ .j ⁻¹)	2,45	0 – 20
C_{TG} (sans dimension)	0,39	0 – 1

3) Données hydrométéorologiques

Les données météorologiques, nivales et hydrologiques utilisées pour cette étude ont été collectées par les réseaux de mesure de l'Agence du Bassin Hydraulique du Tensift (ABHT) et du LMI TREMA (Chehbouni et al., 2008). Les températures moyennes, maximales et minimales journalières disponibles entre 1988 et 2009 à la station Oukaïmeden CAF (Fig. 19) ont été utilisées pour calculer les gradients de température. Les années hydrologiques sont définies entre le 1^{er} septembre et le 31 août de l'année suivante.

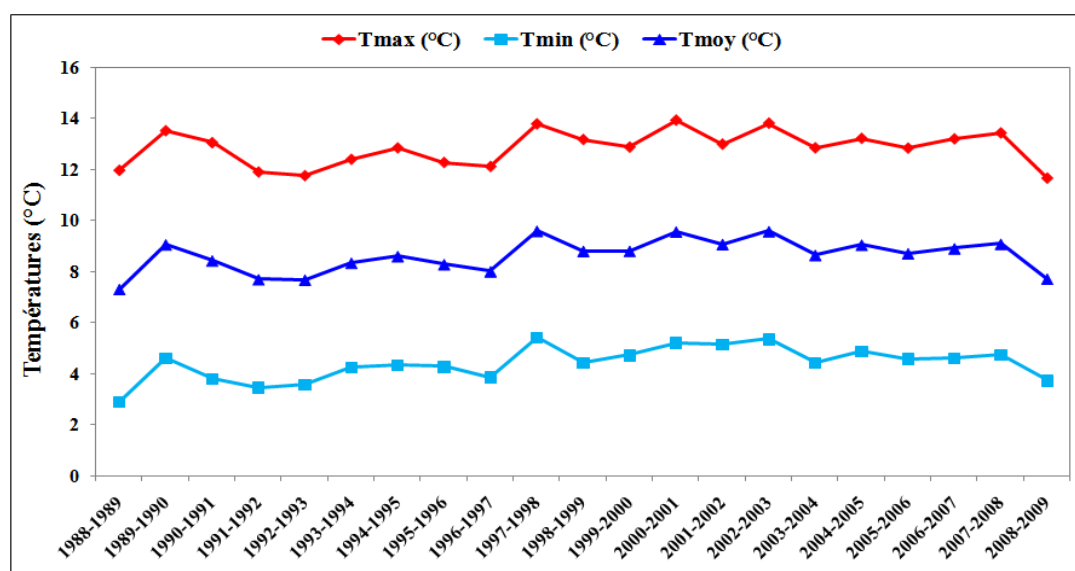


Figure 19 : Moyennes annuelles de la température journalière moyenne, maximale et minimale à la station Oukaïmeden CAF à 2760 m (1988-2009).

La hauteur journalière moyenne de précipitation a été calculée à partir des données des stations de Tahanaout et de l'Oukaïmeden CAF entre 1990 et 2009. Pour calculer le gradient altitudinal, nous nous sommes basés sur cinq stations disponibles au niveau du bassin versant de la Rheraya pour les années récentes. La plus haute station de mesure des précipitations est

celle de Neltner située à une altitude de 3177 m (LMITREMA) et la plus basse est celle de l'exutoire à Tahanaout à une altitude de 1064 m (Fig.11). Les périodes couvertes sont présentées dans le tableau 6.

Tableau 6 : Données pluviométriques disponibles des différentes stations au niveau du bassin versant de la Rheraya.

Station	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Période	Moyenne annuelle (mm)
Neltner	7,94	31,06	3177	2007-2015	394
Oukaïmeden (CAF)	7,86	31,20	2612	1989-2009	445
Tachedert	7,85	31,16	2318	2007-2015	461
Armed	7,92	31,13	2058	2003-2014	397
Imskerbour	7,94	31,21	1394	2007-2015	328
Asni	7,98	31,25	1170	2004-2015	234
Tahanaout	7,96	31,29	1064	1969-2009	356

Les débits journaliers ont été fournis par l'agence de bassin qui les calcule à partir des hauteurs d'eau relevées manuellement à la station de Tahanaout de 1990 à 2009. Cette série a été corrigée empiriquement à partir de mesures de jaugeage selon une méthode décrite par [Simonneaux \(2008\)](#). Néanmoins, il reste probablement des erreurs dans cette série de débits qui peuvent être dues à la retranscription des mesures ou bien à des modifications significatives du lit de la rivière à la suite d'une crue si la courbe de tarage n'a pas été mise à jour assez fréquemment. Enfin, la surface enneigée journalière sur le bassin a été produite à partir des observations du satellite Terra/MODIS de 2000 à 2009 collectées par [Marchane et al. \(2015\)](#) (Fig.20). Nous avons aussi utilisé la série temporelle de l'équivalent en eau du manteau neigeux établie au sommet de l'Oukaïmeden (3240 m) par [Boudhar et al. \(2014\)](#). Cette série a été reconstituée au pas de temps journalier en utilisant la hauteur de neige mesurée au pas de temps horaire par une sonde acoustique et une densité moyenne interpolée au pas de temps journalier à partir de mesures manuelles ponctuelles réalisées par carottage environ tous les quinze jours durant la période de 2000 à 2009.

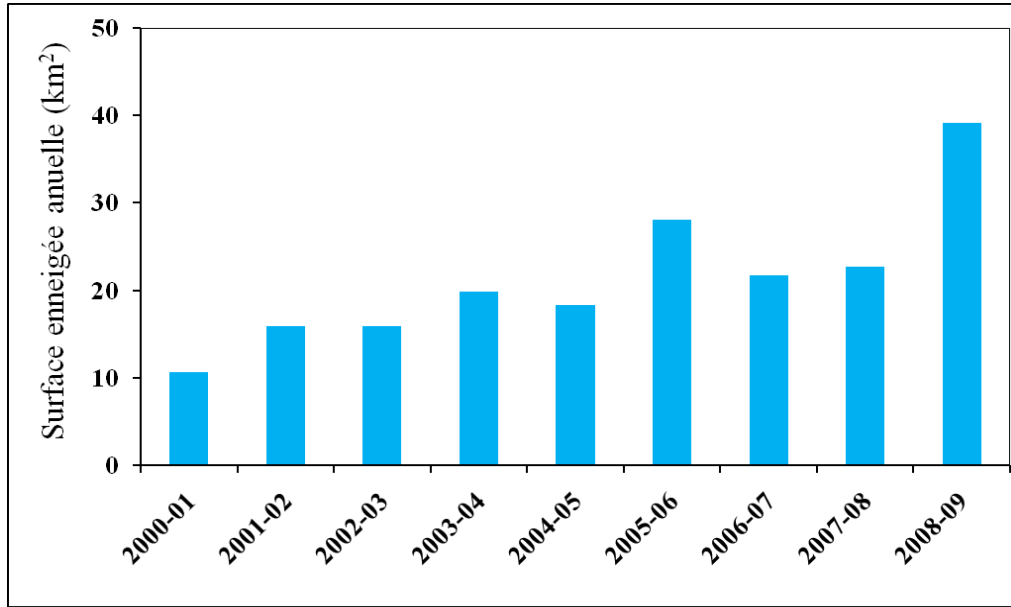


Figure 20 : Surface enneigée moyenne annuelle au niveau du bassin versant de la Rheraya (2000-2009).

4) Protocole de calage

L'optimisation des paramètres du modèle a été réalisée en maximisant le critère de Nash-Sutcliffe [1970] calculé sur les débits (N) en appliquant la méthode des gradients.

$$N = 100 * \left(1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^{obs} - Q_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^{obs} - Q^{mean})^2} \right] \right) \quad (3)$$

Où Q_i^{obs} est le débit observé au pas de temps i , Q_i^{sim} le débit simulé au pas de temps i , Q^{mean} la moyenne des débits observés sur la période étudiée.

Nous avons également calculé un critère appelé Global Peakflow (P_g) qui donne la moyenne des écarts absolus sur les débits de pointe :

$$P_g = \frac{1}{Nb} \sum_{i=1}^N |(Q_i^{sim} - Q_i^{obs})| \quad (4)$$

Ainsi qu'un critère appelé Relative Peakflow (P_r) qui donne la moyenne des écarts relatifs sur les débits forts :

$$P_r = \frac{1}{Nb} \sum_{i=1}^N |(Q_i^{sim} - Q_i^{obs}) / Q_i^{obs}| \quad (5)$$

Où Q_i^{sim} est le débit journalier simulé, Q_i^{obs} le débit journalier observé au dessus d'un seuil choisi, i l'événement et Nb le nombre d'événements. En nous basant sur l'analyse

visuelle de la série journalière des débits, $Q = 4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ a été sélectionné comme étant un seuil des événements pour les hauts débits. Dans tous les cas, le calcul de ces différents critères exclut les trente premiers jours qui servent de période d'initialisation.

Nous avons travaillé sur la période de 1990 à 2009. Le calage a été réalisé simultanément sur les deux paramètres de CemaNeige liés à la fonte (C_{TG} et K_f) ainsi que les quatre paramètres de GR4J ($X1$, $X2$, $X3$ et $X4$) sans imposer de domaine de variation afin de laisser plus de degrés de liberté au modèle.

Afin d'évaluer la robustesse de ce calage nous avons séparé la chronique de débit en une période A s'étendant du 01/09/1990 au 31/08/1999 et une période B s'étendant du 01/09/1999 au 31/08/2009. L'initialisation des taux de remplissage des deux compartiments production et routage a été faite en utilisant les valeurs obtenues au bout d'une année de fonctionnement (au 31/08/1991), réinjectées en début de simulation (au 01/09/1990). Nous évitons ainsi de supprimer une période de mise en route d'un an, et la validité de cette méthode est confirmée par le très bon Nash obtenu dès la première année (1990-1991, Nash de 0,86).

Dans la suite de l'étude, les calages ont été réalisés de différentes façon : (1) en calant le modèle sur la période A et en le validant sur la période B, (2) en faisant l'inverse et (3) en calant sur toute la période (A+B).

VI. Résultats

1) Distribution spatiale des variables météorologiques

Les cinq tranches altitudinales nécessaires pour le module neige ont été définies à partir du modèle numérique de terrain SRTM à 90 m de résolution (Tab.7, Fig. 21).

Tableau 7 : Altitudes des cinq tranches équi-surfaciques du sous-bassin de la Rheraya.

Tranche	Z moy (m)	Z min (m)	Z max (m)
1	1307	1049	1507
2	1683	1507	1837
3	2020	1837	2219
4	2465	2219	2783
5	3221	2783	4044

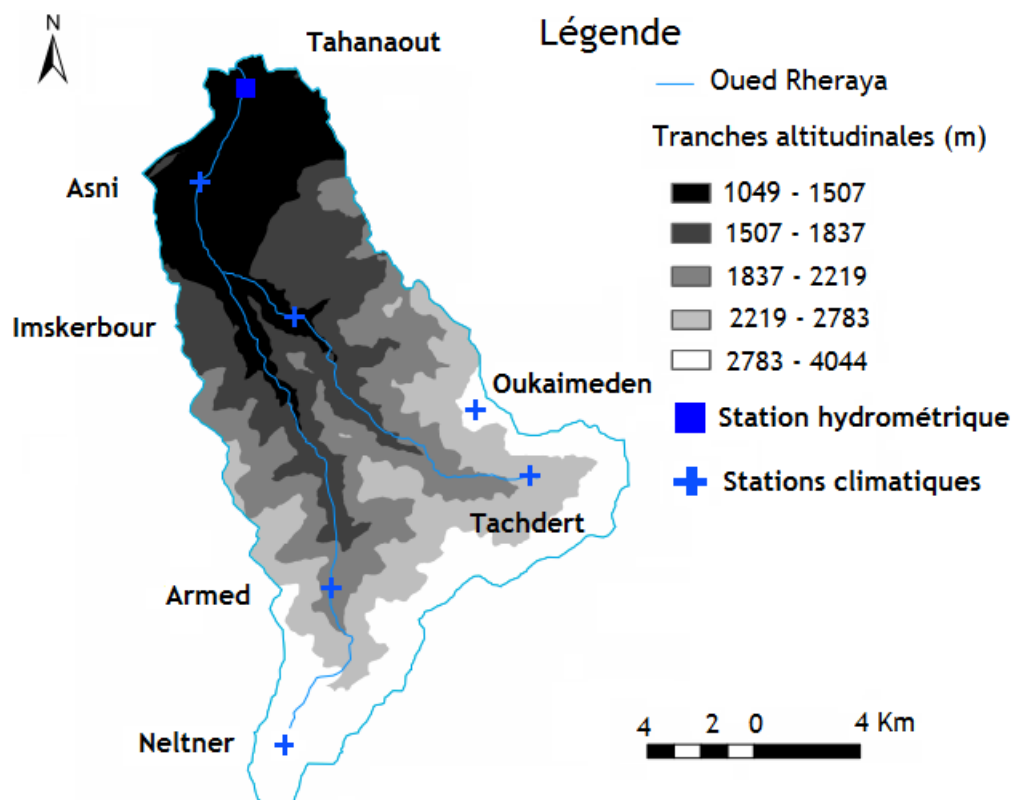


Figure 21 : Carte du bassin versant de la Rheraya illustrant le découpage en cinq tranches altitudinales utilisées par CemaNeige.

Les gradients des températures minimales, maximales et moyennes ont été calculés par régression linéaire à partir des données de cinq stations au pas de temps journalier sur la période 2007-2013 (Tab. 6). Les valeurs obtenues pour ces gradients sont respectivement $-0,0048$, $-0,0058$ et $-0,0065$ $^{\circ}\text{C}.\text{m}^{-1}$. Le gradient de précipitations a été calculé avec les moyennes annuelles des stations Armed (2058 m) et Tahanaout (1064 m). Nous avons sélectionné ces deux stations car elles ont le moins de lacunes sur une période commune suffisamment longue et leur différence en altitude est significative. Le gradient obtenu est $\beta = 5.1 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$, valeur qui se situe dans l'intervalle $3.0 \times 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ et $1.1 \times 10^{-3} \text{ m}^{-1}$ obtenus par [Valéry et al. \(2010\)](#) sur la base de 188 bassins versants en France.

2) Calage des paramètres

Les résultats des différents calages effectués sont présentés dans le tableau 7 et les simulations de débits sur la figure 22. Les valeurs du coefficient de Nash obtenues peuvent sembler assez faibles par rapport aux valeurs habituellement rencontrées dans des études de ce type. Il faut toutefois garder à l'esprit que le coefficient de Nash dépend de la capacité intrinsèque du modèle à reproduire les processus hydrologiques, mais aussi de la qualité des

données utilisées. La qualité des mesures de débit est également sujette à caution dans la mesure où il s'agit d'un écoulement de type torrentiel, avec un débit calculé sur la base d'observations manuelles de hauteurs et de courbes de tarage pas toujours très fiables du fait des crues fréquentes (Chaponnière, 2005 et Simonneaux, 2015). Par ailleurs, concernant les débits forts, l'analyse statistique des crues de l'oued Rheraya produite à partir des relevés de l'agence de bassin entre 1962 et 2009 montre que les temps de base dans le bassin versant de la Rheraya sont compris entre une et 30 heures (Fig. 23). Ces temps de base inférieurs au pas du temps journalier du modèle CemaNeige-GR4J rendent difficile la simulation des débits de crue. Les critères P_g et P_r montrent des écarts moyens de l'ordre de 50% entre débits observés et simulés. Malgré ces handicaps concernant les données utilisées, le modèle est capable de reproduire la variabilité saisonnière et le cycle hydrologique de l'oued Rheraya. On observe également une bonne reproduction des variations interannuelles des débits. Ces éléments permettent de penser que le modèle est adapté à l'environnement étudié et qu'il est correctement paramétré.

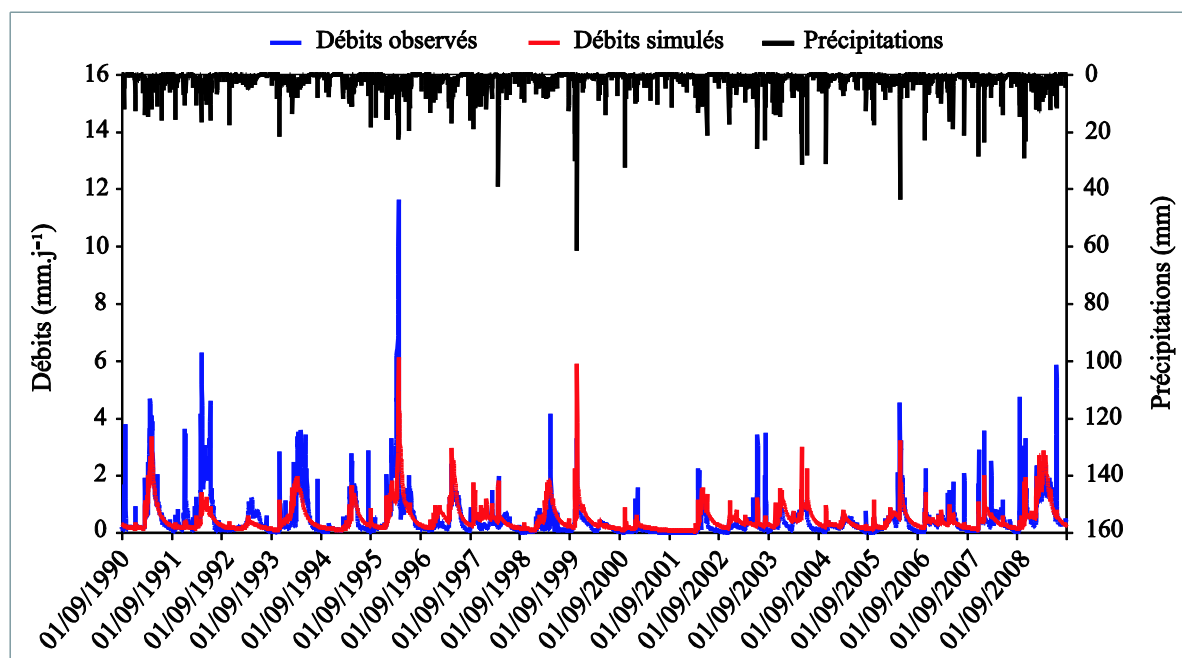


Figure 22 : Hydrogramme des débits observés et simulés par CemaNeige-GR4J (1990-2009).

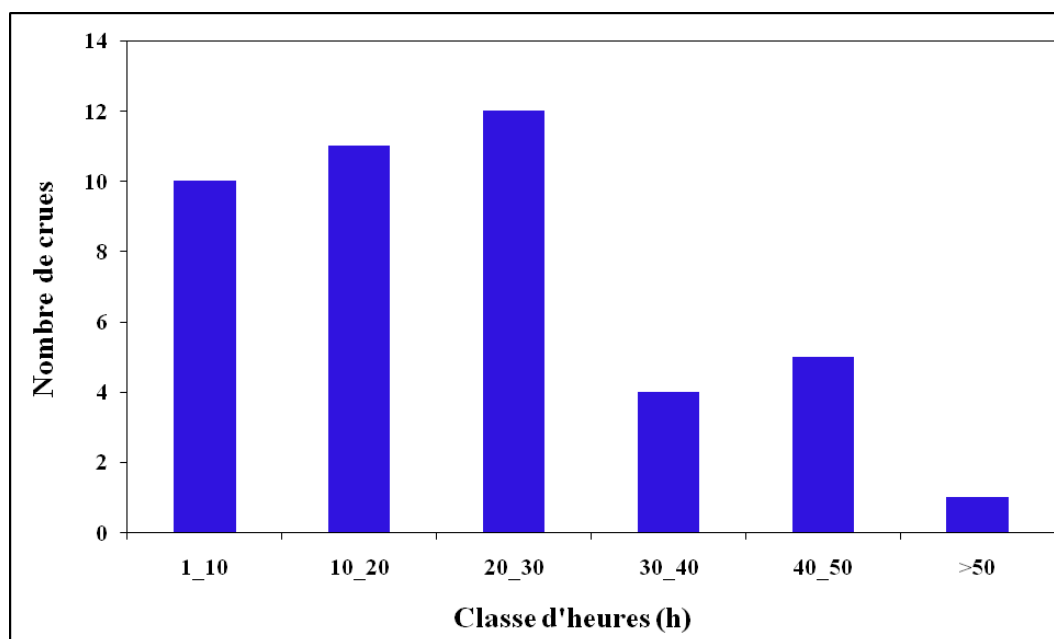


Figure 23 : Distribution des temps de base des crues de l’oued Rheraya à Tahanaout (1962-2006).

Les valeurs obtenues après calage (Tab. 8) pour les deux paramètres du module CemaNeige sont dans la gamme de variation mentionnée par [Valéry \(2010\)](#). On observe en revanche pour GR4J, par rapport aux intervalles fournis par Perrin, des valeurs $X1$ nettement plus faibles (11, 18 et 21 pour un intervalle de [100-1200]) et des valeurs $X3$ nettement plus fortes (560, 866 et 614 pour un intervalle de [20-300]). Ces écarts sont peu surprenants étant donné que les domaines fournis par [Perrin \(2003\)](#) concernent des bassins français ayant donc un fonctionnement a priori très différent de Rheraya. Bien que les paramètres d’un modèle conceptuel puissent difficilement être reliés à des caractéristiques physiques, nous proposons une analyse des valeurs obtenues. La très faible valeur de $X1$ peut s’interpréter par la faible épaisseur des sols dans ce bassin, et donc un faible réservoir de production. Inversement, la forte valeur de $X3$ peut être reliée à un stockage profond dans des aquifères cristallins fissurés qui permettent d’alimenter les étiages durant les mois secs ([Chaponnière et al., 2008](#)). Le paramètre $X2$ a une valeur négative indiquant des sorties d’eau du bassin sous forme de percolations profondes. Néanmoins, la géologie du bassin étant constituée principalement de roches imperméables, nous favorisons l’hypothèse d’inféoflux dans les sédiments de l’oued plutôt que des infiltrations profondes directement vers la nappe du Haouz. Enfin, le paramètre $X4$ est inférieur à la journée, ce qui est conforme aux observations de temps de base mentionnées précédemment qui s’expliquent par la faible superficie du bassin et ses pentes fortes.

Tableau 8 : Résultat de l'optimisation du modèle CemaNeige-GR4J. Pg et Pr sont donnés pour la période de validation.

Période De Calage	X1	X2	X3	X4	K_f	C_{TG}	N Cal	N Val A	N Val B	N Val A+B	Pg (m³.s⁻¹)	Pr (%)
A	11	-5,1	560	0,94	5,6	0,4	0,45	-	0,35	0,44	1,26	44,2
B	18	-15,7	866	0,92	6,9	0,4	0,49	0,38	-	0,42	1,53	53,8
A+B	21	-6,3	619	0,9	5,8	0,4	0,45	0,43	0,44	-	1,35	47,3

3) Analyse des surfaces enneigées

Une comparaison des surfaces enneigées simulées par le module CemaNeige et celles issues de MODIS a été faite pour la période de recoupement des deux jeux de données (01/09/2000 - 31/08/2008) en utilisant les sorties du modèle calé sur la période B (Fig. 24). Bien que les surfaces satellitaires ne représentent qu'une validation partielle du modèle, elles fournissent néanmoins une information robuste et indépendante sur le compartiment neige du modèle. On constate une bonne corrélation entre la fraction enneigée simulée par CemaNeige et celle observée par MODIS avec un coefficient de détermination $R^2 = 0,63$, bien que le calage du modèle CemaNeige-GR4J ait été fait sur les débits et non sur les surfaces enneigées. On observe toutefois globalement des surfaces simulées plus faibles, ainsi que de nettes sous-estimations pour quelques périodes, notamment durant les hivers 2001-2002 et 2007-2008. Au-delà des erreurs possibles dans les surfaces satellitaires, ces écarts importants peuvent s'expliquer par le fait que le réseau de mesures des précipitations manque des événements qui se produisent en altitude, mais qui sont capturés par MODIS, soulignant ainsi l'intérêt de ces données en complément des observations terrain des précipitations (Boudhar, 2009).

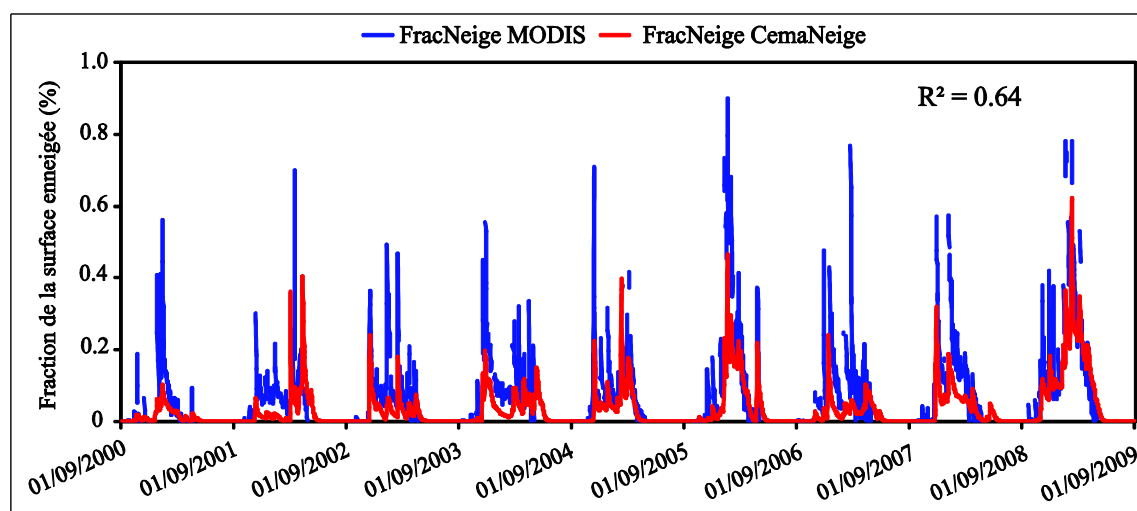


Figure 24 : Comparaison des surfaces enneigées issues du produit Mod10A1 et celles simulées par le modèle CemaNeige-GR4J.

a) Calage indépendant du module neige

Nous avons testé l'influence d'un calage de la surface neige sur la fraction enneigée extraite des images MODIS, effectué en maximisant le critère de Nash-Sutcliffe. Un premier calage N2 est fait seulement sur les paramètres de fonte du module neige C_{TG} et K_f et un second calage N5 est fait en incluant les paramètres de génération de la neige, à savoir les températures minimales et maximales (Tz_{min} et Tz_{max}) ainsi que le seuil G_{seuil} qui contrôle le passage aux surfaces enneigées. Une fois le module neige calé, les quatre paramètres du modèle GR4J sont calés sur les débits puis les résultats sont comparés au calage initial NG6 (Tab. 9).

Tableau 9 : Comparaison des résultats des différentes configurations CemaNeige-GR4J.

Configuration	K_f	C_{TG}	Tz_{min}	Tz_{max}	G_{seuil}	Nash (SN)	R ² (SN)	Nash (Q)
NG6	5,8	0,4	-1	3	0,9	0,42	0,64	0,45
N2	1,87	0,4	-1	3	0,9	0,53	0,55	0,43
N5	2,9	0,4	-0,51	3,03	0,3	0,65	0,67	0,47

Le calage séparé du module neige permet d'améliorer sensiblement la simulation de la surface par rapport à MODIS puisqu'on passe de 0,5 pour le calage initial NG6 à 0,53 et 0,65 respectivement pour les configurations N2 et N5. Cette amélioration demanderait toutefois à être validée sur une période indépendante pour confirmer qu'elle est robuste et non provoquée par une surparamétrisation. On note ensuite une baisse du Nash sur les débits pour la configuration N2, qui est attendue étant donné qu'on réduit les degrés de liberté en calibrant les six paramètres en deux étapes. Pour la configuration N5, l'amélioration de la simulation

neige permet d'obtenir un Nash légèrement meilleur sur les débits, montrant qu'au-delà des compensations entre paramètres, nous obtenons ici une réelle amélioration de la modélisation de la neige.

b) Comparaison avec les données in situ d'équivalent en eau du manteau neigeux

La comparaison entre l'équivalent en eau mesuré au sommet de l'Oukaimeden (Boudhar et al., 2014) et celui simulé par le module CemaNeige en utilisant la configuration initiale (NG6) sur la zone 5 montre pour les hivers 2004-2005 et 2005-2006 une bonne corrélation globale avec un coefficient de détermination de 0,81 (Fig. 25). On note cependant pour la saison 2005-2006 une surestimation de l'équivalent en eau simulé par CemaNeige alors que les surfaces enneigées sont correctement reproduites pour cette année. Ceci peut être expliqué par un problème de représentativité des mesures ponctuelles car nous avons en effet souvent observé visuellement au niveau de cette station des phénomènes aérodynamiques d'accumulation locale ou au contraire d'ablation par le vent sous la sonde de mesure. Le processus de transformation de la neige reste cependant difficile à simuler par les modélisations simplifiées de type CemaNeige.

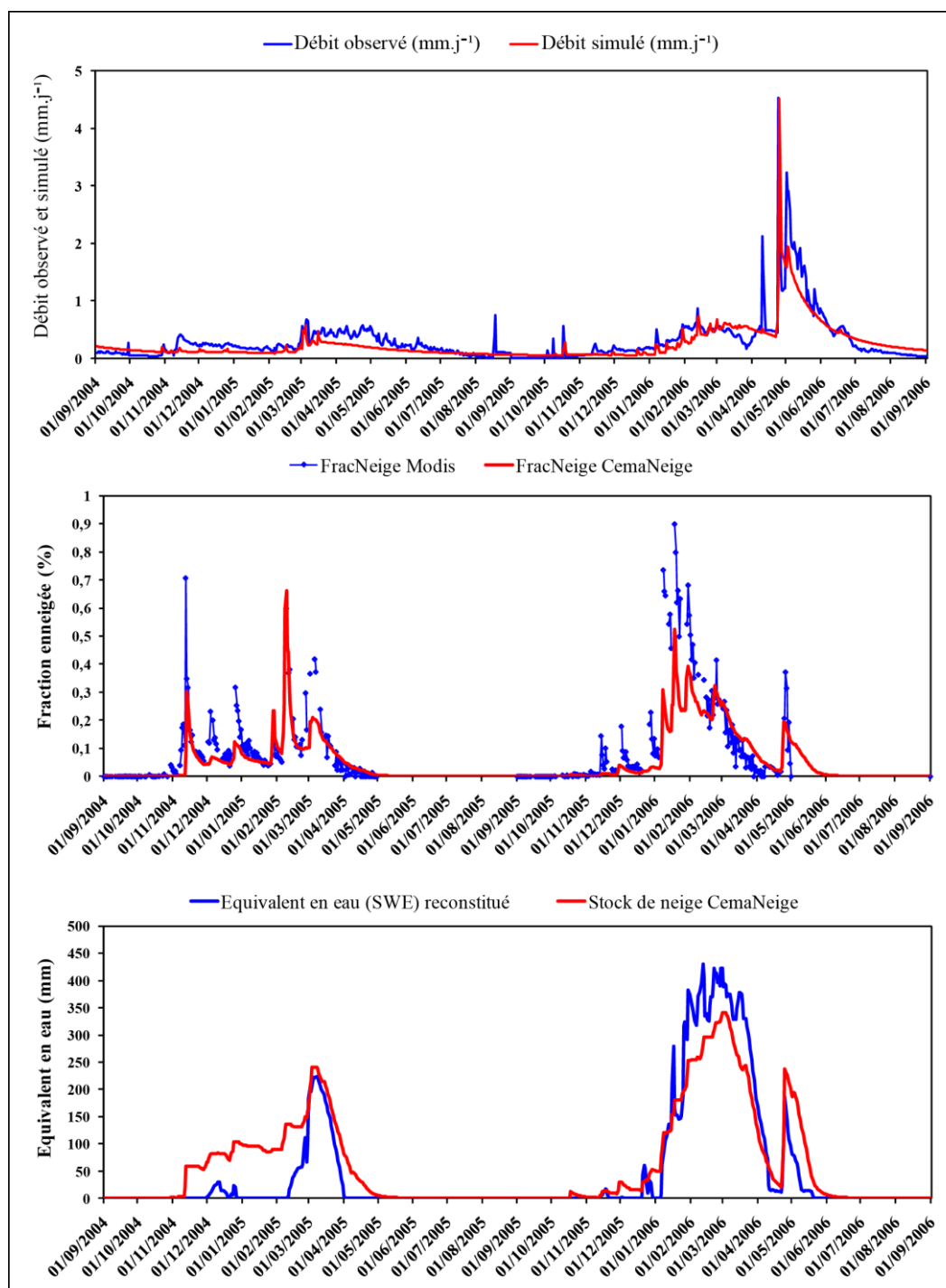
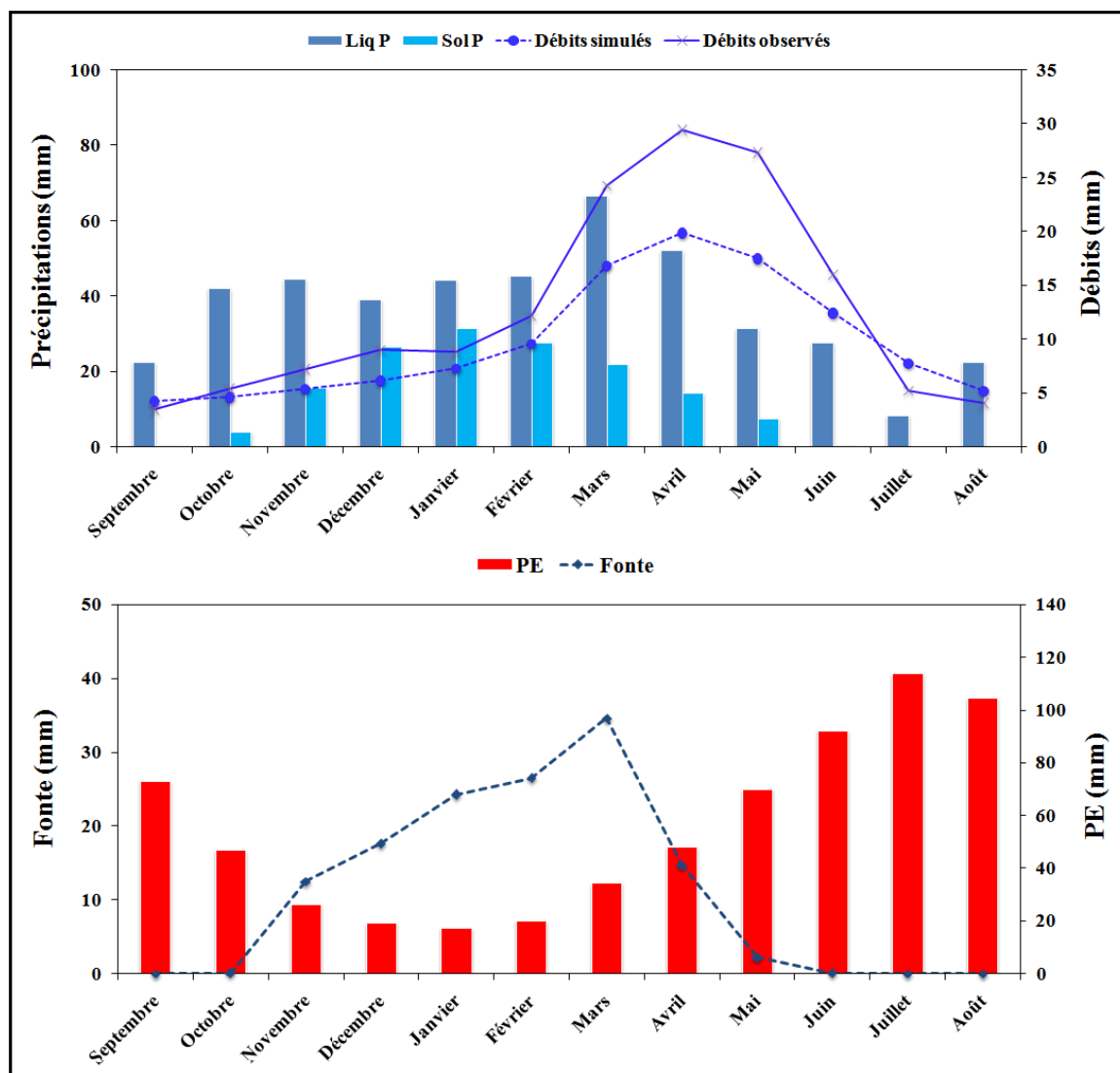


Figure 25 : Comparaison du débit, de la surface enneigée et de l'équivalent en eau de la zone 5 avec les observations durant la période 2004-2006 (SWE au sommet de l'Oukaimeden, 3240 m).

4) Analyse du régime hydrologique de l'oued Rheraya

L'évolution mensuelle des variables hydro-climatiques du bassin a été calculée à partir des simulations pour la période 1990-2009 (Fig. 26). Elle montre un régime pluvio-nival caractérisé par une remontée du débit à partir du mois de septembre jusqu'en mars. La

contribution de la neige aux précipitations totales est très importante durant la période du mois de novembre jusqu'au mois d'avril.



Liq P : Fraction liquide de Précipitations ; Sol P = Fraction solide de précipitations

Figure 26 : Valeurs mensuelles des différentes variables hydro-climatiques au niveau du bassin versant de la Rheraya durant la période 1990-2009.

Pour illustrer plus finement la distribution des termes du bilan hydrologique nous avons sélectionné l'année 1991-1992 car (1) elle est représentative du régime hydrologique moyen présenté ci-dessus et (2) les débits sont correctement simulés (Fig. 27).

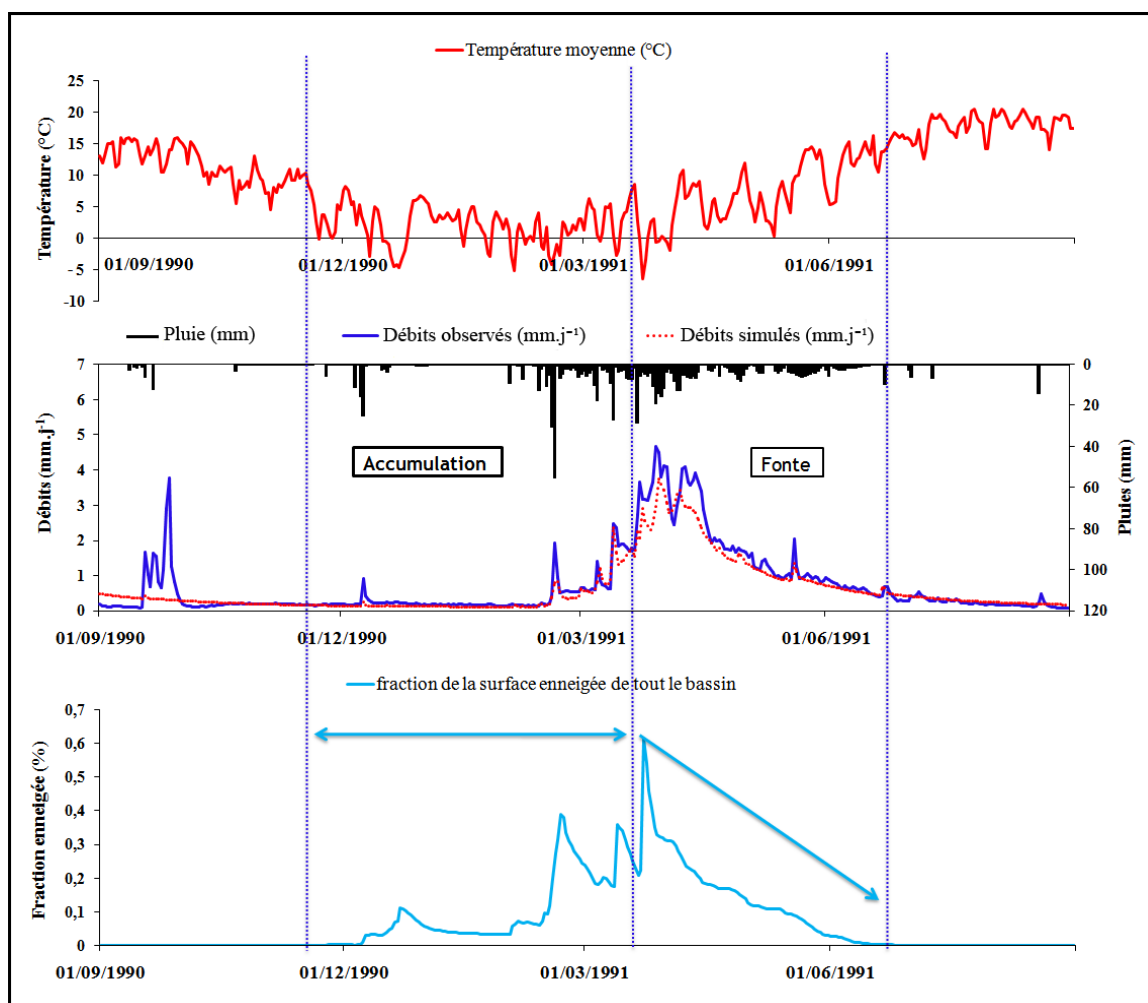


Figure 27 : Evolution des débits observés et simulés de l'oued Rheraya (CemaNeige-GR4J) en fonction de la variation de la température et la fraction de neige simulée par le module CemaNeige durant la période 1990-1991.

Le régime hydrologique se décompose donc en trois phases :

- i. de septembre à décembre les débits sont synchrones avec les précipitations et la surface enneigée reste faible. Les précipitations liquides sont rapidement converties en ruissellement et en dehors de ces événements le débit est très faible voire nul. Ce fonctionnement est typique des bassins versants semi-arides ou « régime d'oued »;
- ii. de décembre à mars les températures sont plus faibles, les précipitations plus abondantes et la surface enneigée plus importante. C'est la période d'accumulation. Néanmoins les événements de précipitations sont toujours visibles dans les débits ce qui signifie qu'une partie importante du bassin reçoit des précipitations liquides;
- iii. au mois de mars une augmentation significative du débit de base est observée au moment où les températures augmentent et la surface enneigée diminue. Le maximum du débit est atteint en avril. Cette période de fonte se prolonge jusqu'en juin. Le débit

de base se maintient au cours de l'été malgré la disparition totale du couvert nival, soulignant l'importance du réservoir souterrain ou de subsurface. Cela indique que la fonte de la neige a contribué à augmenter le débit de surface et à recharger le compartiment souterrain.

5) Conclusion

Le régime hydrologique de l'oued Rheraya est pluvio-nival avec une forte variabilité dans l'espace et dans le temps. La contribution nivale est importante pour maintenir l'écoulement au printemps et au début de l'été où une faible contribution souterraine prend le relais. Le modèle CemaNeige-GR4J donne des résultats honorables avec notamment une bonne reproduction de la forte variabilité saisonnière et interannuelle. Les valeurs obtenues pour le Nash ne sont pas très hautes comparées à d'autres études mais elles demeurent néanmoins satisfaisantes surtout dans notre contexte caractérisé par une représentativité limitée des données d'entrée en termes de précipitations et de températures (deux stations) ainsi que des incertitudes liées aux données de débits issues de mesures manuelles. Malgré ces incertitudes, le modèle a été capable de reproduire la variabilité saisonnière et le cycle hydrologique de l'oued Rheraya.

L'analyse de l'équivalent en eau de la neige et de la surface enneigée indique que, sans calage spécifique de ces paramètres, le module de neige simule correctement le manteau neigeux malgré sa simplicité ($R^2 = 0,64$). Cependant, on montre que le calage de quelques paramètres déterminés empiriquement du module neige tels que le seuil liant hauteur et surface de neige (G_{seuil}) ainsi que les températures minimales et maximales, permet d'améliorer les performances du modèle dans ce contexte semi-aride.

CHAPITRE III : QUANTIFICATION DE LA RECHARGE PAR ANALYSE DES FLUCTUATIONS DE L'EAU SOUTERRAINE

I. Introduction

En zone aride et semi-aride les cours d'eau temporaires, appelés localement oued, sont des lieux préférentiels de recharge de l'eau souterraine. L'observation directe de la dynamique de l'eau souterraine sous les lits des oueds sous l'influence de la recharge reste aujourd'hui assez rare et peu d'études ont abordé cette question (Besbes et al., 1978; Carling et al., 2012; Goodrich et al., 2004; Pool, 2005; Shentsis et Rosenthal, 2003). Ceci est dû au fait que cette dynamique peut être compliquée, qu'il est difficile de mesurer les débits dans les oueds et que les milieux alluviaux sont hétérogènes.

L'approche utilisant l'analyse des fluctuations de l'eau souterraine (connue sous le terme anglo-saxon de Water Table Fluctuation, WTF) au niveau d'un oued pour en estimer la recharge, est expérimentée dans le cadre de la présente thèse. En acceptant que les changements du niveau de l'eau souterraine dans un aquifère au cours d'un temps limité (t [T]), notion d'épisode de recharge, sont contrôlés uniquement par la recharge (R [LT^{-1}]), l'équation de la WTF peut s'exprimer comme suit (Healy et Cook, 2002) :

$$R(t_j) = \Delta S_{GW} = S_y * \Delta H(t_j) \quad (6)$$

Avec

- R_j (mm) : hauteur de la recharge durant un épisode de temps t_j ;
- ΔS_{GW} (mm) : variation du stockage de l'eau souterraine
- S_y (%) : coefficient d'emmagasinement;
- ΔH_j : variation du niveau de l'eau souterraine durant épisode de temps t_j .

La méthode est simple à appliquer. Cependant elle implique que les événements de recharge sont individuels, de courte durée (heures ou quelques jours) et que d'autres processus hydrologiques pourraient être négligés (évapotranspiration, pompage, drainage, ...). La méthode peut aussi être appliquée pour une recharge de longue durée (saison ou année). Dans ce cas la recharge serait plutôt équivalente à une estimation de la variation du stockage souterrain de l'eau (Healy et Cook, 2002) appelée recharge nette.

Pour étudier la recharge d'un système aquifère alluvial, les fluctuations de l'eau souterraine peuvent être suivies :

- en faisant des campagnes piézométriques périodiques (séparées) sur une batterie de points d'eau (puits et piézomètres) distribués sur une grande surface, intégrant la réponse de la recharge sur une zone spatiale large. Ici la variabilité spatiale est représentée mais la variabilité temporelle pourrait ne pas être représentée car les campagnes de mesure sont espacées dans le temps ;
- en ayant recours à un enregistrement continu du niveau de l'eau souterraine en certains points équipés de sondes automatiques. Dans ce cas, la variabilité temporelle est suivie mais à une échelle plus locale que régionale. Et l'extrapolation de ces résultats au reste du système serait difficile à cause de l'hétérogénéité connue des systèmes alluviaux.

L'application de la méthode WTF pour estimer la recharge à partir des fluctuations repose sur la détermination des deux termes clé de l'équation (n° 6): la variation de niveau de l'eau souterraine (ΔH_j) et le coefficient d'emménagement (S_y).

A l'échelle d'un épisode de recharge, ΔH est égale à la différence entre le pic d'élévation du niveau de la nappe et le point le plus bas de la précédant courbe de récession extrapolée sous le pic (Fig. 28).

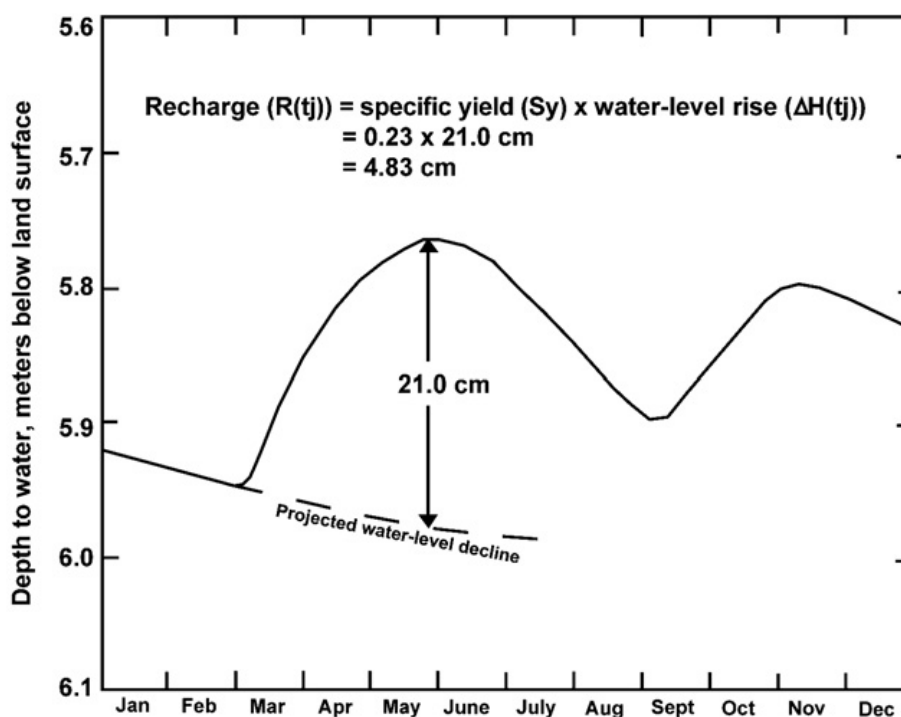


Figure 28 : Graphique de la variation du niveau d'eau ΔH (Delin et al., 2007).

Pour calculer le ΔH , au moins trois approches peuvent être utilisées : L'extrapolation graphique simple (Fig. 28), l'application simple d'un programme d'analyse du niveau de la

nappe phréatique, par exemple la méthode RISE ([Geoff Delin, U.S. Geological Survey, writtencomm., 2012](#)), ou la détermination de la courbe de récession dominante « *Master Recession Curve* » ([Heppner et Nimmo, 2005](#); [Delin et al., 2007](#); [Nimmo et al., 2014](#)).

▪ L'approche graphique simple

Elle est réalisée en dessinant manuellement les courbes de récession antécédentes sur un hydrogramme de puits. Cette approche présente plusieurs inconvénients. Elle prend beaucoup de temps parce que l'extrapolation de la récession et le choix des heures de début et de fin de la recharge se font de façon manuelle pour chaque épisode, nécessitant une précaution. En plus elle n'est pas facilement répétable (Fig. 29).

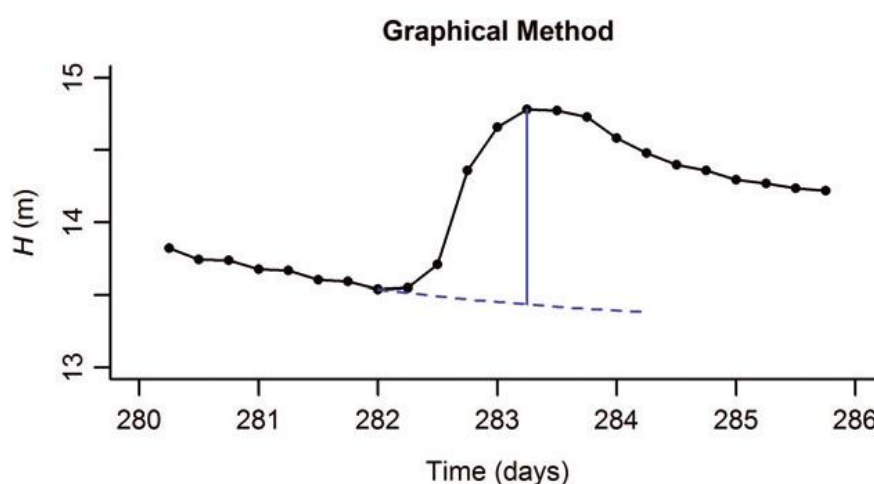


Figure 29 : Détermination de la variation du niveau d'eau ΔH par la méthode graphique ([Nimmo et al., 2014](#)).

▪ La méthode RISE

Elle est simple à appliquer, elle se base sur le programme RISE développé en 2003 ([Geoff Delin, U.S. Geological Survey, writtencomm., 2012](#)) qui permet une analyse rapide et répétable des courbes de récession. Ce programme est simple mais il présente l'inconvénient de calculer uniquement l'augmentation quotidienne du niveau d'eau dans un puits d'observation; et il ne tient pas compte la récession de base qui a lieu en l'absence de recharge (Fig. 30).

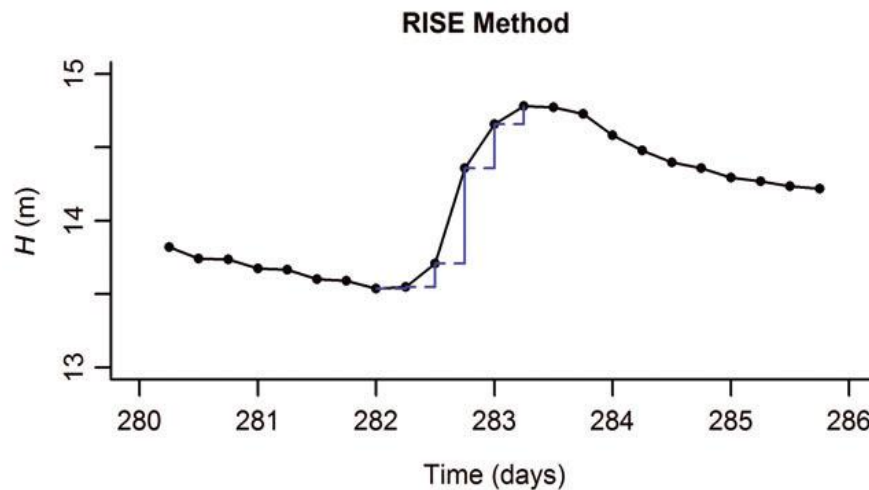


Figure 30 : Détermination de la variation du niveau d'eau ΔH par la méthode à intervalle fixe (méthode RISE) (Nimmo et al., 2014).

▪ **La méthode des courbes de récession (*Master Recession Curve*)**

Cette méthode consiste à appliquer un programme qui génère d'une façon automatique les courbes de récession sur une série de fluctuation de l'eau souterraine (Crosbie et al., 2005; Heppner et Nimmo, 2005; Delin et al., 2007). Elle utilise généralement des équations de régression pour prédire des courbes de récessions de même caractéristiques (équation) pour tous les événements de recharge (Fig. 31).

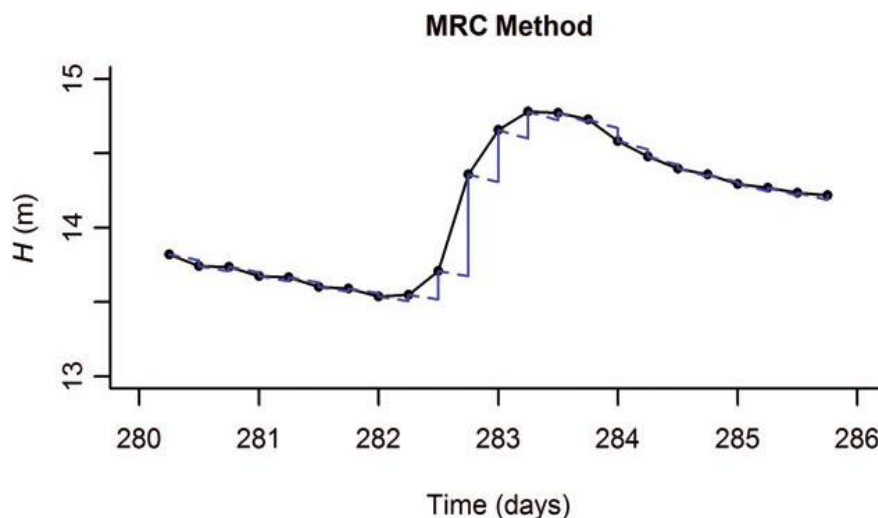


Figure 31 : Détermination de la variation du niveau d'eau ΔH par la méthode MRC (Nimmo et al., 2014).

Les hypothèses inhérentes à l'approche WTF sont les suivantes :

- i. il existe une relation entre l'élévation de l'eau souterraine $H(t)$ et son taux de baisse (dH/dt) en absence de recharge (la base de la MRC),

- ii. les données de l'hydrogramme du puits mesuré ne représentent que les fluctuations naturelles de la nappe causées par la recharge et la décharge des eaux souterraines (pas de pompage),
- iii. le coefficient d'emmagasinement (S_y) est connu et constant sur toute la période d'enregistrement des fluctuations de la nappe phréatique (Heppner et Nimmo, 2005).

Concernant la détermination de S_y les approches sont multiples, allant de méthodes de laboratoire à des méthodes de terrain dont les plus connues sont les essais de pompage (voir chapitre III, section III).

De nombreuses études ont utilisé la méthode WTF pour estimer la recharge dans les aquifères alluviaux (Delin et al., 2006; Coelho et al., 2017; King et al., 2017; Qadir et al., 2017). L'attractivité de la méthode WTF réside dans sa simplicité, la facilité d'utilisation et le nombre limité de paramètres à utiliser (Healy et Cook, 2002; King et al., 2017). Les incertitudes qui peuvent être attribuées à la méthode WTF sont la fréquence avec laquelle les données ont été collectées et la difficulté à déterminer un coefficient d'emmagasinement (S_y) précis représentatif de l'aquifère (Coelho et al., 2017; Healy et Cook, 2002; Crosbie et al., 2005). Les limitations principales de son application sont :

- ❑ La méthode est mieux appliquée aux aquifères peu profonds, qui affichent des fluctuations nettes et rapides. Les aquifères profonds peuvent ne pas afficher de fortes augmentations car les fronts d'humidité issues de l'infiltration de l'eau ont tendance à se disperser sur de longues profondeurs ;
- ❑ Les taux de recharge sont typiquement variables dans un bassin en raison de la topographie, de la géologie, la pente, la végétation et d'autres facteurs. Les points de mesure (puits et piézomètres) devraient être choisis de manière qu'ils soient représentatifs du système étudié ;
- ❑ La méthode ne peut pas être utilisée en cas d'un taux de recharge constant. Par exemple, si le taux de recharge est constant et égal au taux de drainage de la nappe phréatique, les niveaux d'eau ne changeront pas et la méthode de WTF donnera une recharge nulle.

L'objectif de ce chapitre est d'appliquer la méthode WTF pour comprendre et estimer la recharge sous le lit de l'oued Rheraya. Le site d'étude est localisé depuis le point de sortie de

l'oued de la montagne du Haut-Atlas jusqu'à la fin de la zone de piémont. Dans cette portion, l'oued est considéré alimentant. En effet les cartes piézométriques précédentes au niveau de la zone et notamment la carte de référence de 1972 (Fig. 5), montrent un dôme piézométrique traversé au centre par l'oued Rheraya. Ce système alluvial, composé du lit de l'oued Rheraya et de la zone piémontaise, semble être donc une zone de recharge préférentielle de l'aquifère du Haouz. Dans ce système alluvial, nous nous sommes intéressés particulièrement à la zone du lit majeur de l'oued Rheraya et ses abords immédiats. L'objectif est d'observer, comprendre les modalités de recharge de l'eau souterraine sous ce lit, et faire une première estimation des hauteurs de recharge.

II. Données utilisées

Pour étudier la recharge de l'eau souterraine au niveau du lit de l'oued Rheraya, nous avons utilisé cinq types de données :

- ❑ Les données pluviométriques du bassin montagneux du bassin versant de la Rheraya;
- ❑ Les données hydrologiques mesurées à la station de Tahanaout. Ensemble avec la pluviométrie, elles serviront à déterminer et caractériser les événements hydrologiques responsables des fluctuations piézométriques observées;
- ❑ Les fluctuations continues du niveau de l'eau souterraine à l'échelle de deux puits, un en amont et l'autre en aval de l'oued, appelés respectivement P_A (puits amont) et P_B (puits aval);
- ❑ Deux campagnes piézométriques séparées, une en situations des basses eaux et l'autre après remontée de la nappe (hautes eaux), sur une batterie de points d'eau, on les appellera campagnes périodiques;
- ❑ Finalement, deux campagnes hydrochimique et isotopique simultanées ont été effectuées au cours des deux campagnes piézométriques sous-cités. pour avoir quelques éléments sur la géochimie et l'isotopie dans le site d'étude.

Les différentes données utilisées correspondent à la période de suivi qui s'étale sur deux cycles hydrologiques, depuis juillet 2014 à août 2016.

1) Données pluviométriques

Les données pluviométriques journalières enregistrées par les stations climatiques du Laboratoire LMITREMA ont été utilisées sur la période de l'étude. Les stations de mesures sont au nombre de quatre (Asni, Imskerbour, Armed et Techedert), dispersées sur le bassin de

la Rheraya en montagne (Fig. 32, Tab. 10). La combinaison de plusieurs stations de mesure permettra de tenir compte de la forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations dans le bassin montagneux de la Rheraya (Fig. 33), et de détecter les événements pluvieux qui peuvent être locaux.

Tableau 10 : Données pluviométriques disponibles des différentes stations au niveau du bassin versant de la Rheraya entre 02/07/2014 et 31/08/2016.

STATION	Longitude	Latitude	Altitude	Moyenne annuelle (mm)
Asni	7,98	31,25	1170	268,3
Imskerbour	7,94	31,21	1394	412,9
Armed	7,92	31,13	2058	378,6
Tachedert	7,85	31,16	2318	664,1

2) Données hydrologiques

Les mesures hydrologiques de l'oued Rheraya se font sur la station de Tahanaout, juste en amont de notre site d'étude (Fig. 32). Les données hydrologiques de l'oued Rheraya serviront à identifier les événements hydrologiques et leur ampleur. Confrontées aux mesures piézométriques et pluviométriques, il sera possible d'isoler les types d'événements hydrologiques responsables des fluctuations de l'eau souterraine et de la recharge.

3) Mesures piézométriques

Deux dispositifs de mesures sont installés (Fig. 32) :

- Deux puits équipés d'une sonde automatique chacun (P_A et P_B). Les deux sondes sont de types capteurs (CTD-Diver). Un Baro-diver qui mesure la pression atmosphérique est également installé afin de tenir compte de ce paramètre dans les mesures. Les sondes mesurent en continu le niveau relatif d'eau pour suivre les fluctuations de la nappe à l'échelle horaire au niveau des deux puits. Ces deux puits permettront d'observer deux dynamiques à priori différentes :
 - Le puits amont (appelé P_A) a une profondeur de 11m. Il est localisé à l'extrême amont du site d'étude, à un endroit où l'écoulement est plus pérenne, car n'est pas encore dévié vers les séguías par le seuil de l'ORMVAH (Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Haouz). Ce puits est le seul trouvé sur le terrain avant la dérivation des séguías. Le tronçon de l'oued en amont de la dérivation des séguías fait 2,2 km depuis la montagne ;

- le puits en aval (appelé P_B) a une profondeur de 14 m. Il est localisé au milieu du site d'étude, en aval du seuil de dérivation des eaux de l'oued vers les séguia pour l'irrigation de l'ORMVAH. Par conséquent l'écoulement est plus éphémère. Le tronçon de l'oued en aval du seuil de dérivation fait 7,5 km ;
- Une batterie de puits localisés dans le lit majeur de l'oued Rheraya et ses abords (Fig. 32). Ces puits ont fait l'objet de deux campagnes piézométriques, une en septembre 2014 représentant les basses-eaux et l'autre en décembre 2014 après passage de la crue la plus importante observée durant notre étude. Ces deux campagnes serviront à déterminer la recharge nette le long de l'oued Rheraya pour cette période, le sens global de l'écoulement et les interactions nappe-oued.

Le tableau ci-dessous présente les périodes de mesures pour chaque dispositif.

Tableau 11 : Périodes de mesures piézométriques effectuées.

Dispositif	Période / Campagnes de mesure
Puits équipés de sonde automatique	juillet 2014 – août 2016
Réseau de puits	Campagne 1 : du 15 au 20 septembre 2014 Campagne 2 : du 8 au 12 décembre 2014

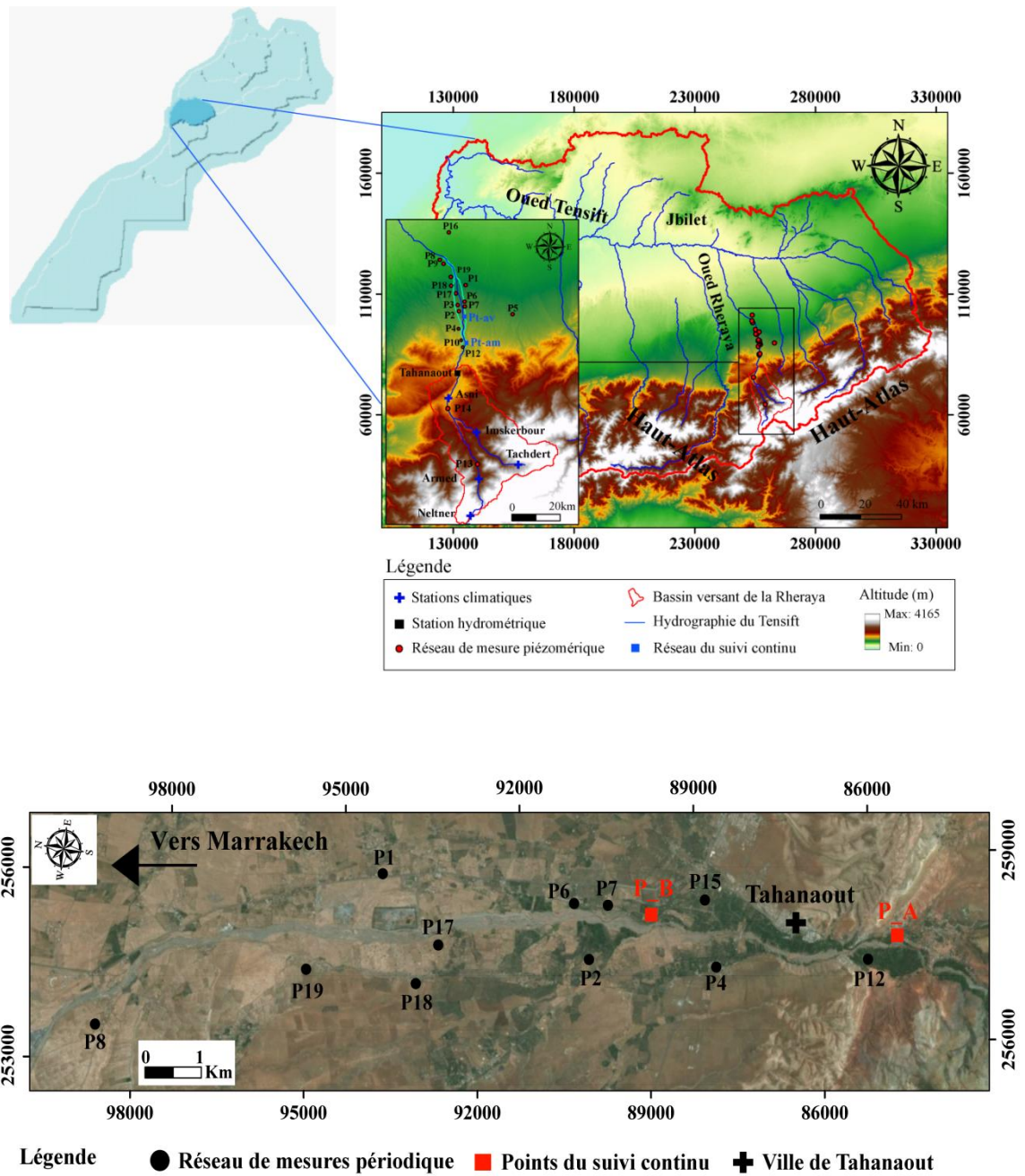


Figure 32 : Réseau de mesure périodique et les points du suivi continu des fluctuations de l'eau souterraine au niveau de la Rheraya.



Figure 33 : Sorties et enquêtes du terrain durant la période des HE (photo en haut) et BE (photo en bas) au niveau de la zone du Haouz.



Figure 34 : Installation des Baro et CTD divers au niveau des deux sites du suivi continu P_A et P_B.

4) Mesures et analyse hydrochimique et isotopique

Sur le plan hydrochimique et isotopique, pour voir l'effet des apports de l'eau de recharge sur la composition chimique et isotopique de la nappe alluviale, nous avons basées à la fois

sur les mesures in-situ de la conductivité Electrique (CE) de température et du pH et sur les analyses physico-chimiques (ions majeurs et éléments en trace) et sur les analyses isotopiques (^{18}O et ^2H).

❑ Sur le plan échantillonnage

La grille d'échantillonnage établie tient en considération la variabilité spatio-temporelle des éléments chimiques et isotopiques. Au point de vue spatial l'échantillonnage a été basé sur un maillage régulier qui couvre la zone d'étude et les différents compartiments des ressources en eaux ; eaux de surface (oued et seguias) et souterraines (nappe alluviale) ; les points de prélèvement varient de 17 à 32 points en fonction des différentes saisons des eaux souterraines (Fig. 32). Au point de vue temporelle les mesures réalisées sont réparties en deux campagnes d'échantillonnage sur la période de septembre 2014 (basses eaux) jusqu'au décembre 2014 (hautes eaux).

Les échantillons sont collectés à partir des puits majoritairement utilisés pour l'irrigation et l'Alimentation en Eau Potable (AEP), ils sont collectés dans des bouteilles de 50 cl en verre pour les analyses géochimique et des flacons en verres de 25 cl pour les analyses isotopiques selon la méthode donnée par APHA (1985). Les bouteilles ont été préalablement rincées par de l'eau distillée et séchées au laboratoire. Avant échantillonnage les bouteilles sont lavées avec l'eau du site à prélever. Une fois remplies les bouteilles sont fermées hermétiquement pour éviter tous échanges gazeux avec l'atmosphère.

Les mesures effectuées in-situ sont la conductivité électrique, le pH et la température. Le pH a été mesuré à l'aide de l'instrument **HI 991003 HANNA**, la conductivité électrique et la température à l'aide de l'instrument **WTW 3310**. Les instruments utilisés font l'objet d'une calibration avant chaque campagne d'échantillonnage.

❑ Sur le plan analyse

Les méthodes d'analyses physico-chimiques et isotopiques utilisées pour identifier les différentes composantes des eaux au niveau de la zone d'étude sont:

- La titration alcalimétrique pour les bicarbonates (HCO_3^-) et les carbonates (CO_3^{2-}) effectuée au laboratoire de GEOMatériaux et ressources HYDriques (GEOHYD) à l'Université Cadi Ayyad de Marrakech (UCAM);
- Les chromatographies ioniques (Dionex ICS 1100) pour les éléments chimiques tels que le calcium (Ca^{2+}), le sodium (Na^+), le potassium (K^+), le magnésium (Mg^{2+}), les

chlorures (Cl^-), les sulfates (SO_4^{2-}), les fluorures (F^-), les nitrates (NO_3^-), et les nitrites (NO_2^-) ont été effectuées au Centre d'Analyse et de Caractérisation (CAC) à l'UCAM;

- La spectrométrie de masse pour les isotopes lourds de la molécule de l'eau (deutérium et oxygène 18) et les éléments en trace tel que le bromure (Br^-) sont effectuée au laboratoire G-eau à Montpellier.

La validité des différentes analyses à été effectuée en utilisant la Balance Ionique (BI), Une erreur sur la balance ionique peut provenir d'une erreur analytique ou d'une minéralisation particulière. La balance ionique s'appuie sur le principe que la somme des anions majeurs et la somme des cations majeurs sont équivalentes :

$$\sum \text{Anions majeurs} = \sum \text{Cations majeurs} \quad (7)$$

Avec

- Anions majeurs = $\text{HCO}_3^- + \text{Cl}^- + \text{NO}_3^- + \text{SO}_4^{2-} + \text{F}^-$ (en méq/l)
- Cations majeurs = $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{Br}^+$ (en méq/l)

La qualité et l'exactitude des analyses ont été contrôlées par la BI, tout en admettant que l'erreur acceptable lorsque la BI est inférieur ou égale 10%. La balance ionique est définie comme suit :

$$\text{Balance Ionique} = \frac{\sum \text{Cations} - \sum \text{Anions}}{\sum \text{Cations} + \sum \text{Anions}} * 100 \quad (8)$$

Le calcul de la balance ionique utilisé pour vérifier la fiabilité des résultats des analyses chimiques. Cependant, les incertitudes sur les résultats sont variables selon les techniques d'analyse utilisée. D'une manière générale, des analyses chimiques sont considérées :

- Excellentes lorsque $\text{BI} < 5 \%$
- Acceptable lorsque $5\% \leq \text{BI} < 10\%$,
- Douteuse lorsque $\text{BI} \geq 10\%$

III. Méthode des fluctuations de l'eau souterraine utilisée

Dans notre étude et pour évaluer à l'échelle locale la recharge des eaux souterraine de la nappe alluviale de la Rheraya au cours des épisodes individuels, nous avons adopté la méthode de récession épisodique ou *Episodic Master Recession* (EMR) (Nimmo et al., 2015), qui est une extension de l'approche des fluctuations de l'eau souterraine (Water Table Fluctuation, WTF)

(Meinzer 1923; Healy et Cook, 2002). Cette méthode utilise la hauteur mesurée de la nappe phréatique (H), par rapport à un point de référence correspondant à la position de la nappe phréatique en l'absence de recharge épisodique. Il estime la recharge pendant un épisode comme :

$$R(t_j) = S_y * \Delta H(t_j) \quad (9)$$

Avec

- R_j (mm) : hauteur de la recharge durant un épisode de temps t_j ;
- S_y (%) : coefficient d'emmagasinement ;
- ΔH_j : variation du niveau de l'eau souterraine durant épisode de temps t_j .

L'application de la méthode de récession épisodique et comme celle de la méthode WTF repose sur la détermination des deux termes de l'équation : la variation du niveau d'eau souterraine (ΔH_j) et le coefficient d'emmagasinement (S_y).

1) Analyse des fluctuations continues de l'eau souterraine par la méthode de récession épisodique (Episodic Master Recession, EMR)

La méthode de récession épisodique ou *Episodic Master Recession* (EMR) (Nimmo et al., 2015), a pour objectif d'identifier et de quantifier, de manière automatique, les épisodes de recharge induits par des précipitations, ainsi que leurs intrants associés à l'infiltration. L'EMR est appliquée en plusieurs étapes :

- (i) Utiliser la série chronologique des fluctuations continues de l'eau souterraine $H(t)$ et le taux de variation calculée dH/dt , pour trouver une corrélation entre $H(t)$ et dH/dt ;
- (ii) En se basant sur la variation calculée (dH/dt) et la série des cumuls des précipitations, déterminer la courbe de récession ou la *Master Recession Curve* (MRC). La MRC est définie comme une caractéristique spécifique d'un puits, un modèle type de récession, exprimant le taux de baisse de l'eau souterraine (dH/dt) en fonction de $H(t)$ (Heppner et Nimmo, 2005; Delin et al., 2007; Heppner et al., 2007). La MRC est calée sur un sous-ensemble de données de fluctuations de l'eau souterraine qui reflète mieux le comportement de la nappe durant la phase de baisse et de récession qui se fait en absence de toute source de recharge (précipitations, retour d'irrigation ...). La MRC prend souvent la forme d'une relation linéaire entre l'élévation de l'eau souterraine et son taux de baisse

- (Heppner et Nimmo, 2005). La MRC prédit le taux de changement caractéristique du niveau de l'eau souterraine en fonction du niveau actuel (Nimmo et al., 2015).
- (iii) L'algorithme EMR utilise la MRC pour délimiter les épisodes de recharge. Un épisode (de recharge) est reconnu lorsque le taux de changement observé du niveau de l'eau souterraine (dH/dt) dépasse celui prévu par la MRC (dH/dt_{MRC}), par une quantité supérieure à celle de la valeur assignée à la tolérance à la fluctuation (Alloca et al., 2014) (Fig. 35).
- (iv) Finalement la recharge est calculée pour chaque épisode en multipliant ΔH , qui est égale à la différence entre le pic d'élévation du niveau de la nappe et la droite de récession établie par la MRC extrapolée sous le pic, et le coefficient d'emmagasinement S_y calculé.

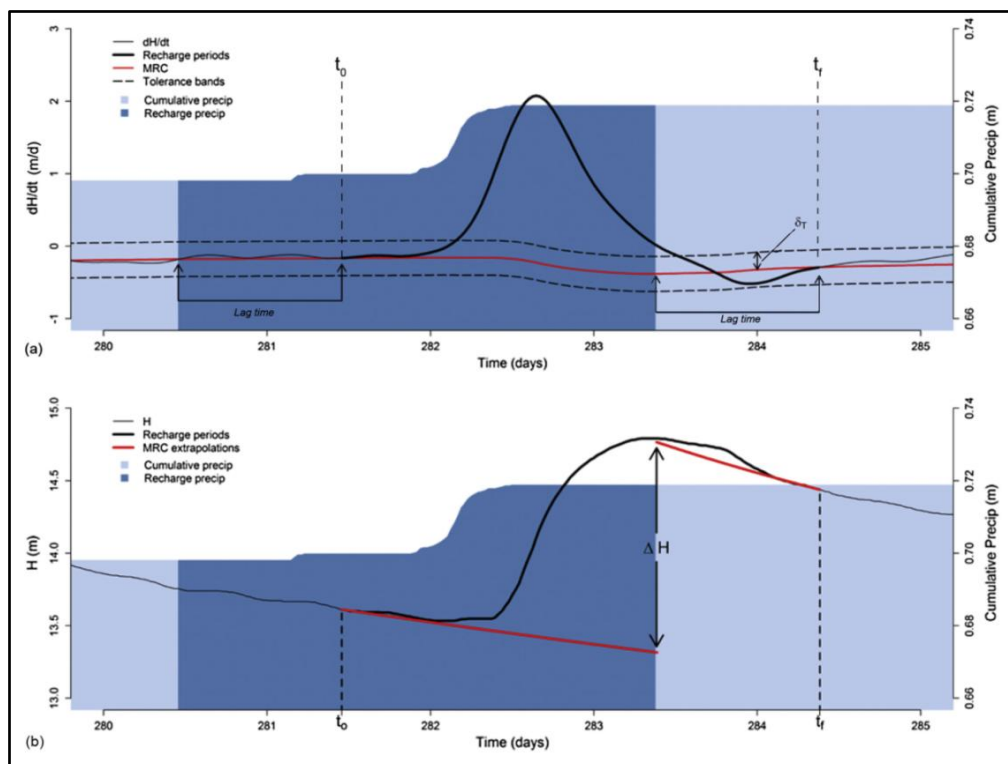


Figure 35 : (a) Détection des épisodes de recharge basée sur l'analyse dH/dt . (b) Détermination de la ΔH entre les deux extrapolations MRC (Nimmo et al., 2015).

L'EMR est utilisée pour identifier et quantifier les épisodes de recharge, l'algorithme EMR partitionne les fluctuations de l'eau souterraines $H(t)$ en épisode de recharge distingué et en intervalle des cumules des précipitations. Chaque épisode de recharge est corrélé avec un intervalle des cumuls de précipitations. Avant l'utilisation de la méthode EMR des caractéristiques spécifiques au site doivent être établies au départ (Fig. 36) :

- 1- Les paramètres spécifiques à la courbe de la récession principale dH/dt en fonction de H (dH/dt vs. H).
- 2- Le coefficient d'emmagasinement (S_y).
- 3- Le temps de réponse de la nappe dû aux événements de recharge (T_p).
- 4- La tolérance à la fluctuation (σ_T).

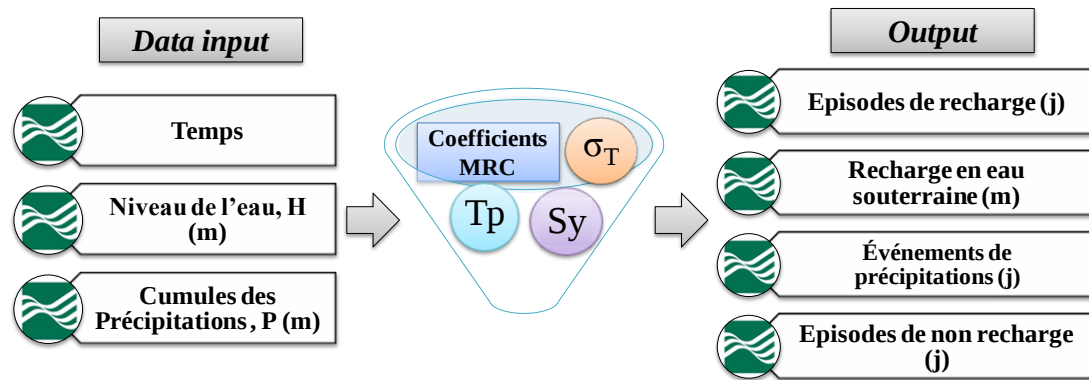


Figure 36 : Schéma explicatif de l'algorithme EMR.

Avec

- T_p : Temps de réponse (*lag-time*).
- S_y : Coefficient d'emmagasinement (*specificityield*).
- σ_T : Tolérance à la fluctuation (*fluctuation tolerance*).
- Les coefficients MRC : La fonction linéaire entre l'élévation de la nappe phréatique et le taux de baisse ($a H(t) + b$).

Le temps de réponse à une pluie T_p (*lag-time*) est l'intervalle de temps entre l'occurrence de la pluie et la réponse de l'aquifère (Nimmo et al., 2014). Ce paramètre (T_p) est affecté par divers facteurs telle l'humidité antécédente du sol, la profondeur de l'eau souterraine, les voies préférentielles de l'infiltration, la perméabilité de la zone non saturée (conductivité hydraulique).

La MRC est généralement appliquée pour évaluer la recharge des aquifères en fonction des précipitations. Dans notre étude, nous l'avons expérimenté sur aussi sur les débits.

2) Analyse des fluctuations périodiques par la WTF

Entre les deux campagnes piézométriques effectuées en septembre 2014 et en décembre 2014 (Tab. 12), nous allons calculer la variation de l'eau souterraine ΔH pour chaque puits mesuré. La variation de l'eau souterraine ΔH sur le tronçon de l'oued mesuré sera multiplié

par le coefficient d'emmagasinement S_y afin d'estimer la recharge nette de la nappe entre les deux dates. L'objectif de ce calcul est de :

- ❑ comparer les résultats des mesures continues avec ceux des mesures périodiques;
- ❑ de voir comment la recharge varie sur un espace plus large par rapport à des mesures ponctuelles.

3) Méthode d'estimation du coefficient d'emmagasinement (S_y)

Le coefficient d'emmagasinement (S_y) est la principale caractéristique de l'aquifère pour déterminer le volume d'eau stocké dans un aquifère libre. Il est défini comme le rapport du volume d'eau libéré (ou emmagasiné) par unité de surface d'aquifère pour une perte (ou un gain) de charge hydraulique donnée, c'est-à-dire une baisse (ou une hausse) de pression, sans référence au temps. [Lohman et al., 1972](#) ont défini le S_y comme étant le rapport entre le volume d'eau qu'une roche saturée produirait par drainage gravitaire et le volume de la roche. [Freeze et Cherry, 1979](#) ont défini le S_y d'un milieu poreux comme le volume d'eau libéré d'un aquifère libre par unité de surface par unité de baisse de l'eau souterrain. Finalement, [Heppner et al. \(2007\)](#) ont défini S_y comme étant la différence entre la teneur en eau à saturation, θ_{fs} , et la capacité au champ, θ_{fc} .

$$S_y = \theta_{fs} - \theta_{fc} \quad (10)$$

Avec:

- S_y : Coefficient d'emmagasinement (sans dimension).
- θ_{fs} : Teneur en eau à saturation (%).
- θ_{fc} : Capacité au champ (%).

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées pour déterminer le S_y . [Walton, 1970](#), [Hall et Risser, 1993](#), [Healy et Cook, 2002](#) ont utilisé une approche basée sur le bilan hydrique. [Heppner et al. \(2007\)](#) ont utilisé des estimations lysimétriques. Des S_y sont déterminés à l'aide de techniques de laboratoire en utilisant des centrifugeuses ou des plaques poreuses ([Neuman, 1987](#)).

Le coefficient d'emmagasinement est variable à la fois à l'échelle spatio-temporelle et en fonction de la géologie et de la structure du terrain. Dans les aquifères Karstiques du sud de l'Italie, le S_y moyen variant de 0,015 à 0,045 $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ([Celico, 1983](#); [Allocca et al., 2007a](#)), les valeurs du S_y varient entre 5% pour les roches pyroclastiques et 2% au niveau des roches

carbonatées fracturées (Allocca et al., 2008; Bucci et al., 2015a, 2015b; Naclerio et al., 2009). Nwankor et al. (1945) ont trouvé une valeur de 0,3 du Sy en utilisant des analyses au laboratoire dans un aquifère sableux. Concernant les aquifères alluviaux, Pool et Eychaner, 1995 ont déterminé un intervalle de variation du Sy varie de 0,16 à 0,21 dans un aquifère alluvial. Chen et al. (2010) ont trouvé des valeurs moyennes faibles du Sy varient entre 0,07 et 0,12 en utilisant des tests de drainage dans laboratoire pour 60 sédiments de carotte. Carter et al. (2009) ont utilisé des données de gravité de haute précision au niveau d'un aquifère alluvial pour trouver une valeur du Sy de l'ordre de 0,21. Finalement Healy (2010) a donné une valeur de 0,20 qui représente une moyenne approximative des valeurs du coefficient d'emménagement déterminées pour les faciès de sable et de gravier formant le matériel géologique d'un aquifère alluvial.

Au niveau du Haouz Central, les travaux de Sinan (2000) sur un échantillon de 42 (Tab.12) ont montrent que le coefficient d'emménagement moyen de la nappe ne varie pratiquement pas dans l'espace et que son écart-type est par contre plus élevé dans cette zone, notamment au niveau du puits du grande diamètre (Sinan, 2000).

Tableau 12 : Répartition spatiale des paramètres statistiques des coefficients d'emménagement de la nappe du Haouz central (Sinan, 2000).

Secteur de la nappe	Type d'ouvrage testé	Coefficient d'emménagement (%)				
		N	Min	Max	Moy	ET
Haouz Central	Puits	15	0,7	27	7,9	8,3
	Forages	27	0,1	14	2,5	3,3
	Puits et Forages	42	0,1	27	4,4	6,2

N = Nombre des points, ET = Ecart-type

Pour avoir une valeur indicative sur Sy dans le site d'étude, une mesure de Sy est effectuée sur terrain à partir de mesures de la teneur en eau en un seul point au droit du puits P_B, en se basant sur la définition du Heppner et al. (2007) considérant Sy comme étant la différence entre la teneur en eau à saturation, θ_{fs} , et la capacité au champ, θ_{fc} . Pour ce faire, des sondes type ThétaProbe ML2X ont été installées à différentes profondeurs (de 1 à 5 mètres) sous le lit de l'oued Rheraya juste à coté du puits aval (P_B). Les mesures se sont étendues du 13 septembre 2013 au 21 novembre 2014. L'autonomie de l'installation est assurée par un panneau solaire, tandis que d'acquisition des données est garanti par une centrale d'acquisition des données type CR 1000 (Fig. 37). Les mesures expérimentales in situ

dans le lit de l'oued Rheraya nous a permis de déterminer le Sy au niveau de la zone d'étude pour l'utiliser dans la méthode WTF.



Figure 37 : Installation des sondes ThétaProbes ML2X à différentes profondeurs (de 1 à 5 mètres) sous le lit de l'oued Rheraya (photo en haut) et l'acquisition des données de l'humidité à partir du central CR 1000 (photo en bas).

Les ThétaProbes installées ont fait objet d'une calibration selon le protocole décrit ci-après :

a) Matériels utilisés et installation

Nous disposons de cinq ThétaProbe ML2X, chaque ThétaProbe est constitué d'un corps en PVC d'une longueur de 20 cm dont l'extrémité est constituée de trois électrodes en acier inox de 3 mm de diamètre et de 6 cm de long (Fig. 38). Nous avons placés une ThétaProbe au niveau de chaque mètre de profondeur à partir de la surface de l'oued Rheraya jusqu'à la nappe à une profondeur de cinq mètres pour tenir en compte la variabilité de la teneur en eau en fonction de la profondeur. Les ThétaProbes installées font objet d'une calibration selon le

protocole de calibration pour extraire les teneurs en eau (Cf. Calibration des ThétaProbes ML2X).



Figure 38 : Capteur de l'humidité ThétaProbe ML2X.

❑ Principe du fonctionnement

La teneur volumétrique θ_v ou l'humidité du sol est le rapport entre le volume de l'eau présente et le volume total de l'échantillon. La mesure de la teneur en eau volumique consiste à appliquer une onde de haute fréquence (100 MHz) le long de la sonde et à mesurer la différence de voltage entre l'onde émise par la sonde et l'onde réfléchiée par le sol (Delta-T Devices, 1999). L'autonomie de l'installation est assurée par un panneau solaire, tandis que d'acquisition des données est garanti par une centrale d'acquisition des données type CR 1000 (Figure 16). Les ThétaProbes mesurent la teneur en eau volumétrique dans le sol à partir des changements dans la constante diélectrique apparente. Ces variations sont converties en une tension continue. Afin de trouver la relation entre la tension et la teneur en eau nous avons suivi le protocole suivant :

❑ Calibration des ThétaProbes ML2X

Ces capteurs nécessitent une calibration spécifique au sol, calibration qui consiste à effectuer plusieurs prélèvements à différente profondeur et à mesurer en laboratoire la réponse de la sonde en fonction des différents taux d'humidité. Il existe une relation entre la sortie de ThétaProbe ML2X (*ThetaProbe output*) et la racine carré de la constante diélectrique $\sqrt{\epsilon}$. Dans la gamme de 0 à 1 volt qui est équivalente à une teneur en eau volumétrique de 0 à 0,6 $\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-3}$. Cette relation est décrite par une équation linéaire :

$$\sqrt{\epsilon} = 4,44 V + 1,1 \quad (11)$$

Ou par un polynôme de 3^{ème} degré :

$$\sqrt{\epsilon} = 1,07 + 6,4 V - 6,4 V^2 + 4,7 V^3 \quad (12)$$

La relation entre l'indice de réfraction complexe (qu'est équivalent à la racine carré de la constante diélectrique $\sqrt{\varepsilon}$) et la teneur en eau volumétrique θ_v à été montré par plusieurs chercheurs (Whalley, 1993; White et al., 1994, Kinght, 1992; Topp et al., 1980). Cette relation établie sous forme d'une équation linéaire :

$$\sqrt{\varepsilon} = a_0 + a_1 * \theta \quad (13)$$

Puisque la relation entre la sortie de ThétaProbe (V) et $\sqrt{\varepsilon}$ est établie, il reste de déterminer les deux coefficients a_0 et a_1 . Pour cet objectif nous avons adopté la méthode suivante :

- ☐ Collecter un échantillon du sol tout en gardant ces caractéristiques afin qu'il soit représentatif à la réalité du terrain (densité, structure ...).
- ☐ Peser l'échantillon sec et déterminer son poids initial P_i et son volume (L).
- ☐ Insérer le ThétaProbe dans l'échantillon et mesurer la sortie de la sonde V_w .
- ☐ Utiliser l'équation (1) pour déterminer $\sqrt{\varepsilon_0}$
- ☐ Ajouter un volume connu en eau à l'échantillon sec tout en attendant un lapse du temps suffisant pour avoir une infiltration.
- ☐ Peser à nouveau l'échantillon pour déterminer son nouveau poids P_f .
- ☐ Insérer à nouveau le ThétaProbe et mesurer la sortie de la sonde V_f .
- ☐ Utiliser l'équation 1 pour déterminer $\sqrt{\varepsilon_1}$
- ☐ Calculer la teneur en eau volumétrique θ_v de l'échantillon en appliquant la relation suivante :

$$\theta_v = \frac{P_f - P_i}{V_t} \quad (14)$$

Avec

- P_f : Poids final (kg) ;
- P_i : Poids initial (kg) ;
- V_t : Volume total (l).

- ☐ Calculer le coefficient a_1 par la relation :

$$a_1 = \frac{\sqrt{\varepsilon_f} - \sqrt{\varepsilon_0}}{\theta_v} \quad (15)$$

Avec

- $\sqrt{\varepsilon_i}$: La constante diélectrique;
- θ_v : La teneur en eau volumétrique.

En combinant l'équation (14) et (15) la teneur en eau déterminée à partir d'un ThétaProbe ML2X étalonné sera alors :

$$\sqrt{\varepsilon} = a_0 + a_1 * \theta \quad (16)$$

$$\sqrt{\varepsilon} = 4,44 V + 1,1 \quad (17)$$

Ce qui implique que

$$\theta = \frac{\sqrt{\varepsilon} - a_0}{a_1} \quad (18)$$

$$\theta = \frac{[1,1 + 4,44 V] - a_0}{a_1} \quad (19)$$

Les paramètres a_0 et a_1 sont mentionnées dans le manuel d'utilisation des ThétaProbes ML2X. Ces paramètres ont été dérivés des mesures effectuées sur un grand nombre de sols minéraux et organiques (Tab.13) :

Tableau 13 : Valeurs des coefficients a_0 et a_1 mentionnées dans le manuel d'utilisation des capteurs ThétaProbe ML2X.

	a_0	a_1
Sol Minéral	1,6	8,4
Sol Organique	1,3	7,7

IV. Résultats de l'analyse des fluctuations de l'eau souterraine

1) Analyses des observations

a) Analyse pluviométrique

Pour les deux années du suivi, la pluviométrie annuelle aux différentes stations utilisées est représentée sur le tableau suivant (Tab. 14) :

Tableau 14 : Cumuls pluviométriques des différentes stations du bassin versant de la Rheraya (2014-2016).

STATION	Longitude	Latitude	Altitude	Cumul 2014-2015 (mm)	Cumul 2015-2016 (mm)	Moyenne annuelle (mm)
Asni	7,98	31,25	1170	281,8	254	268,3
Imskerbour	7,94	31,21	1394	600,4	216	412,9
Armed	7,92	31,13	2058	331,4	425,7	378,6
Tachedert	7,85	31,16	2318	1093	175,6	664,1
Moyenne bassin				577	268	431

La première année (2014-2015) peut être qualifiée comme l'année la plus humide le long de la période d'enregistrements à partir de 1971 avec une moyenne au niveau du bassin de l'ordre de 577 mm.an^{-1} . Cette année était marquée par l'événement exceptionnel du mois de novembre où les précipitations ont atteint à la station Tachedert 244 mm à la date du 21 novembre 2014 et une valeur moyenne de 18,9 mm pour le mois de novembre 2014. La moyenne pour ce mois à l'échelle du bassin versant est de 8 mm. Contrairement, la deuxième année (2015-2016) peut être qualifiée comme année sèche avec une moyenne de précipitations enregistrée de l'ordre 268 mm.an^{-1} .

La variation de la pluie moyenne journalière sur le bassin est représentée ci-dessous sur la figure 39.

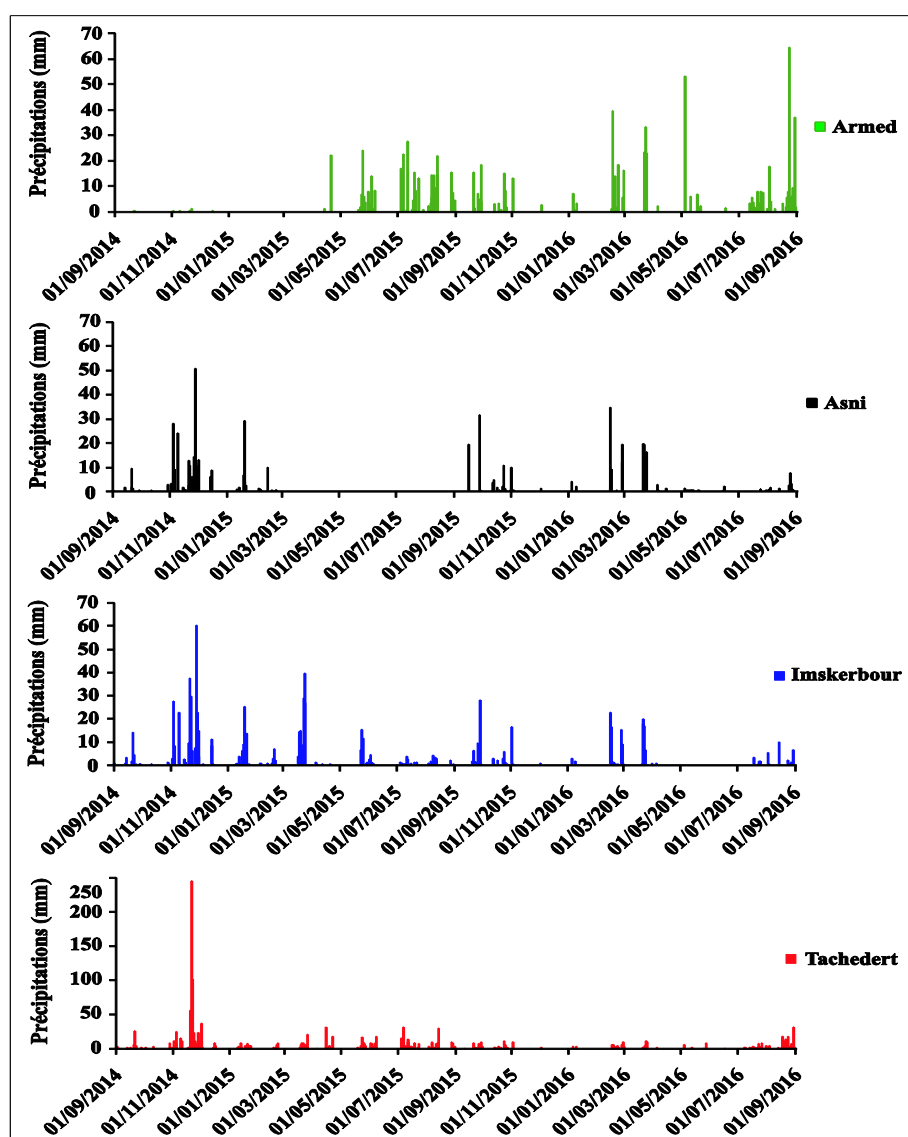


Figure 39 : Variations des précipitations journalières dans le bassin versant de la Rheraya entre le 02 juillet 2014 et le 31 août 2016.

Les variations de précipitations montrent la forte variabilité spatio-temporelle et l'aspect local des événements pluvieux. L'exemple le plus parlant est celui de l'événement du 21 novembre 2014. La pluie journalière a atteint une valeur maximale de 244 mm au niveau de la station de Tachedert tandis qu'au niveau des stations d'Asni et Armed, les valeurs enregistrées sont très faibles.

b) Analyse des débits et relation pluie-débit

Le débit de l'oued Rheraya mesuré à la station de Tahanaout au cours de la période de l'étude (Fig. 40) montre un écoulement assez régulier interrompu par des crues généralement rapides et peu fréquentes. Le débit moyen sur la période d'étude est de $1,96 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ proche du débit moyen interannuel de $1,15 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$. Le débit maximum est de $48 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ enregistré le 21/11/2014. En acceptant que l'oued est en crue lorsque le débit dépasse trois fois la moyenne, le nombre des crues enregistré sur la période d'étude est de l'ordre de 68 crues. La durée des crues varie entre une journée jusqu'aux dix jours sur toute la série, un débit soutenu de l'ordre de $6.5 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ est mesuré sur la période du 08/12/2014 – 18/01/2015. Ceci correspond à une crue assez prolongée. Et si on considère que l'oued est en crue lorsque le débit dépasse le débit moyen enregistré ($1,96 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$), le nombre des crues enregistré sur la période d'étude est de l'ordre de 168 crues.

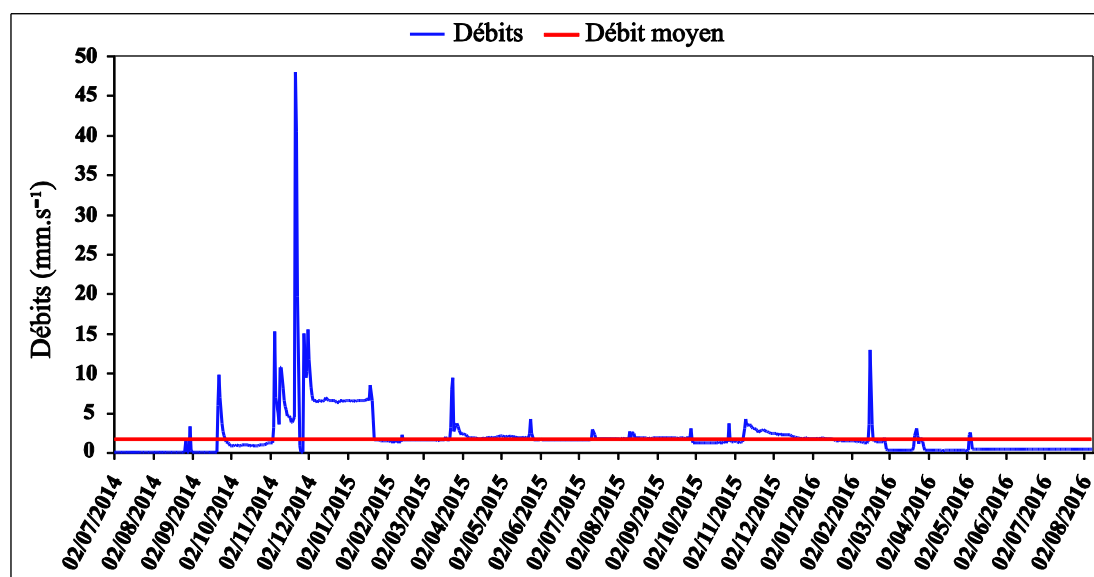


Figure 40 : Variations journalières des débits à l'exutoire de l'oued Rheraya durant la période du 02/07/2014 au 09/08/2016.

Une bonne superposition est observée entre les événements pluviométriques importants et les écoulements en crue (Fig. 41). En général, la corrélation entre les précipitations moyennes

et les débits journaliers sur la période de l'étude est bonne ($r = 0.66$), montrant une réponse rapide des débits à l'exutoire (Fig. 42).

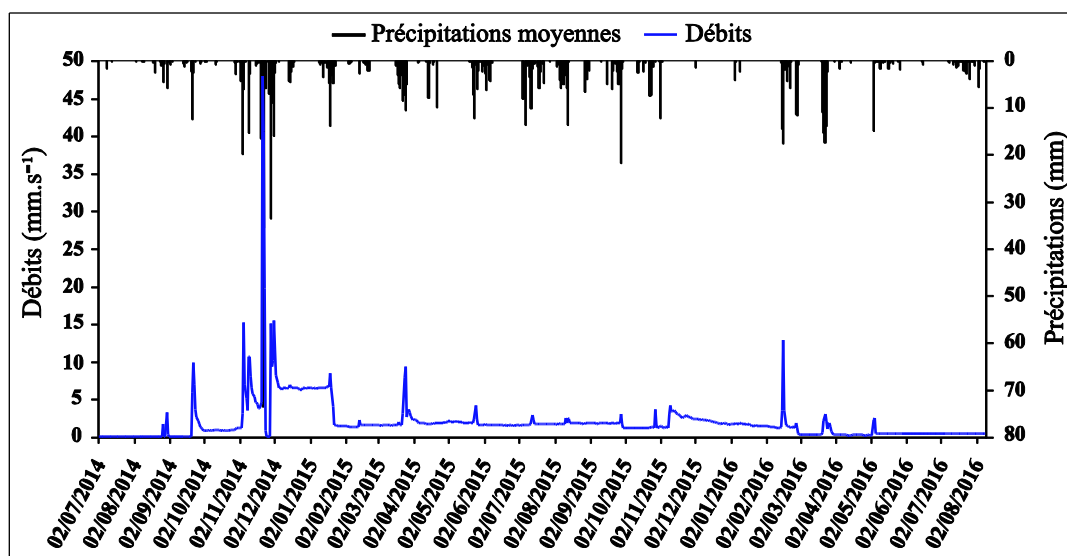


Figure 41 : Variations journalières des débits à l'exutoire de l'oued Rheraya en fonction des précipitations moyennes durant la période du 02/07/2014 au 09/08/2016.

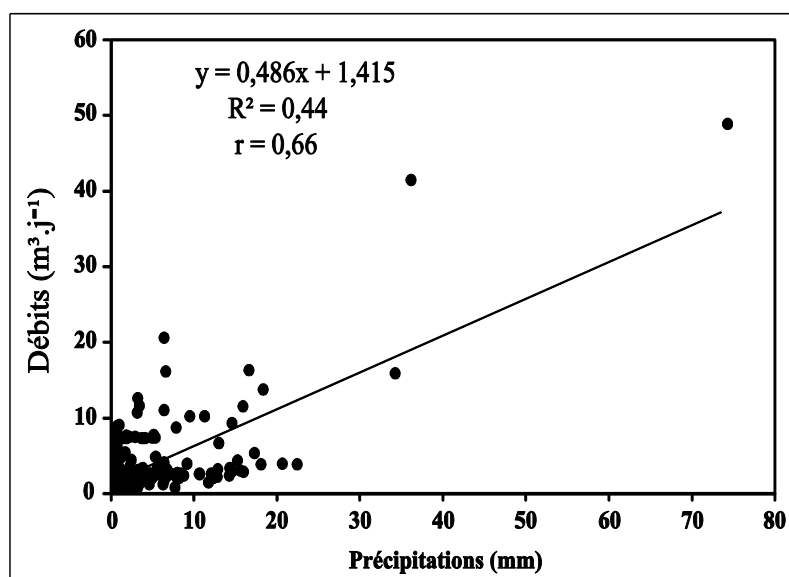


Figure 42 : Débits à l'exutoire de l'oued Rheraya en fonction des précipitations moyennes.

c) Suivi des fluctuations continues du niveau de l'eau souterraine durant 2 années au niveau des puits P_A et P_B

Les fluctuations journalières observées depuis juillet 2014 à août 2016 au niveau des deux puits P_A (Fig. 43) et P_B (Fig. 44), montrent que la remontée de l'eau souterraine s'est enclenchée dès le mois de septembre 2014. La remontée la plus importante a lieu entre novembre 2014 et décembre 2014. Cette remontée est enregistrée au niveau des deux puits.

Elle est simultanée à de précipitations en montagne durant cette période avec un cumul au niveau du quatre stations (Tab. 14) de 273 mm et à un débit moyen à l'exutoire de l'ordre de $7,75 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Cette remontée est décrite plus en détail dans le paragraphe qui suit.

Les remontées de l'eau souterraine aux abords de l'oued Rheraya coïncident avec des périodes de précipitations en montagne et d'arrivée de crues dans l'oued. Elles correspondent à des recharges qui seraient générées, au moins en grande partie, par le transit dans l'oued de crues produites par les précipitations en montagne. Les recharges induites par passage des crues dans l'oued semblent être un des principaux facteurs des remontées observées de l'eau souterraine.

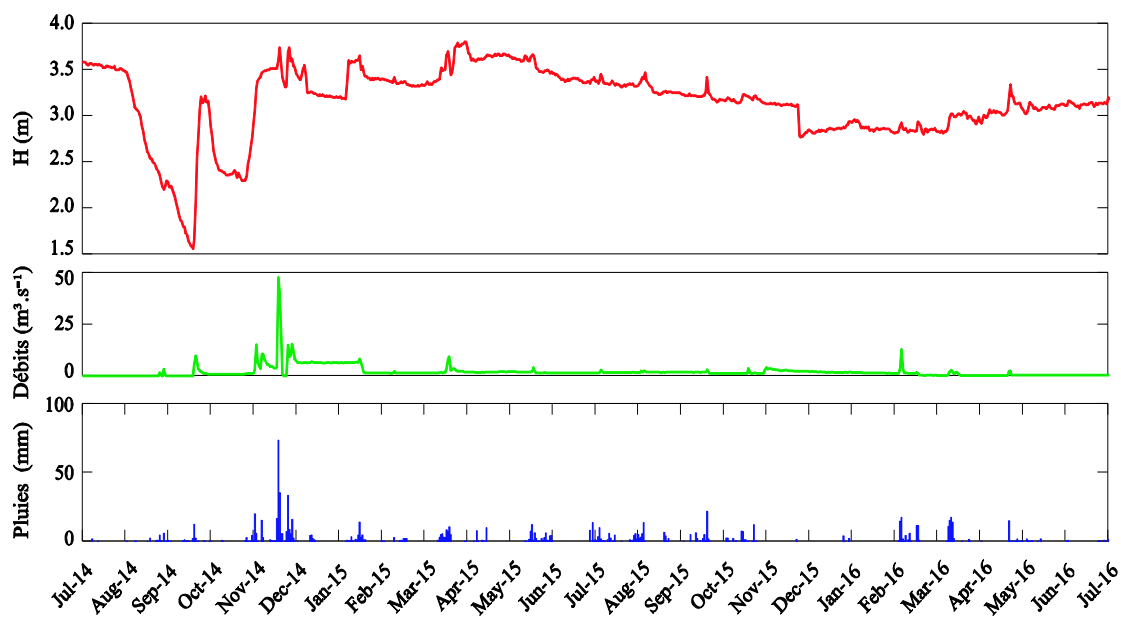


Figure 43 : Variations du niveau piézométrique en fonction des précipitations et des débits de l'oued Rheraya au niveau du puits amont (P_A).

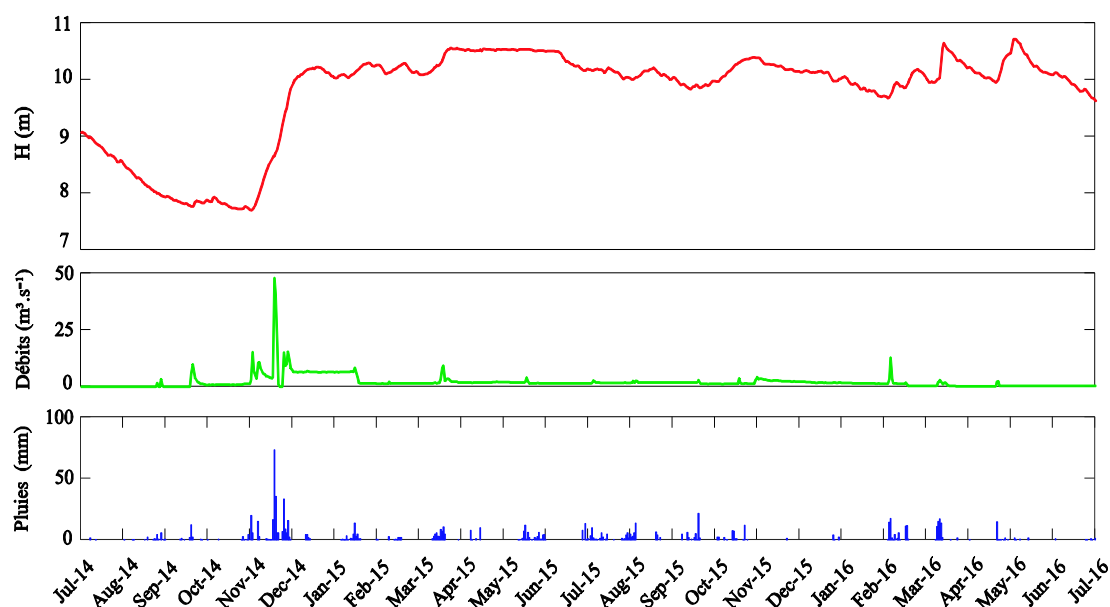


Figure 44 : Variations du niveau piézométrique en fonction des précipitations au niveau du puits aval (P_B).

Chaque recharge est suivie d'une période de récession où la baisse de la nappe s'enclenche. La répartition de la recharge (Fig. 45) montre l'existence des périodes pluri-mensuelles de basses eaux (BE) et de hautes eaux (HE) au niveau de chaque cycle hydrologique. Ces périodes de BE et HE sont-elles mêmes parsemées de remontées et descentes rapides et inégales du niveau de la nappe à proximité de l'oued. Pendant les périodes des HE les recharges sont importantes, pendant les BE se sont les récessions qui sont importantes.

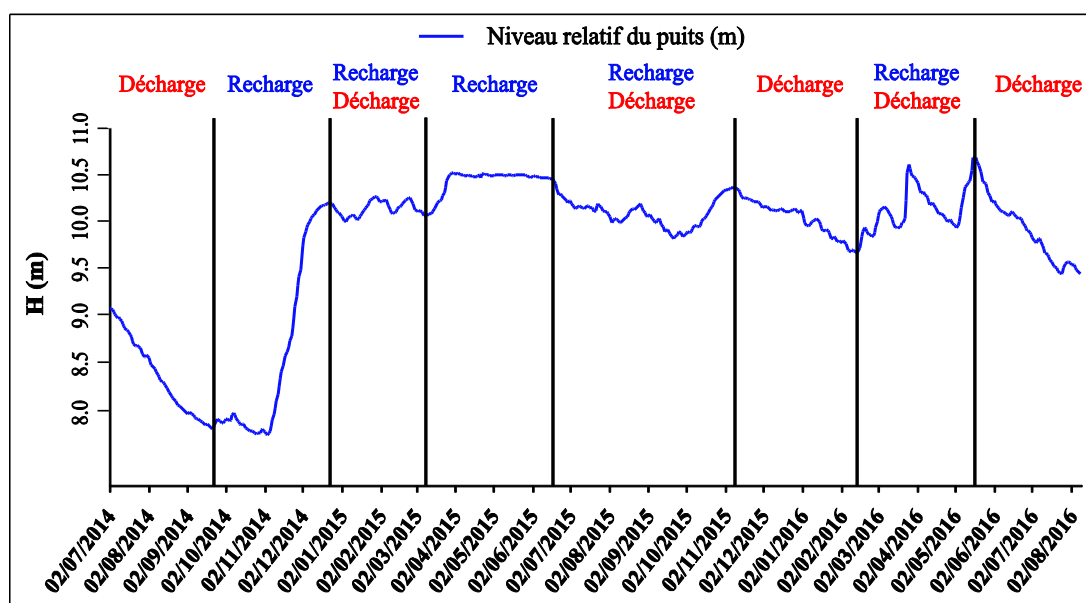


Figure 45 : Répartition des périodes de recharge et de récession (baisse) entre 2014 et 2016 au niveau du P_B.

d) *Analyse des fluctuations périodiques du niveau l'eau souterraine entre septembre 2014 et décembre 2014 à l'échelle du lit de l'oued*

La remontée de l'eau souterraine qui a lieu entre septembre 2014 (BE) et décembre 2014 (HE) a été mesurée sur un réseau de puits afin d'analyser la réaction de l'eau souterraine le long du tronçon amont de l'oued Rheraya. Le sens de l'écoulement en situation de BE (Fig. 46) est dirigé vers le nord-ouest. De l'amont vers l'aval le sens de l'écoulement est globalement parallèle à l'axe de l'oued Rheraya.

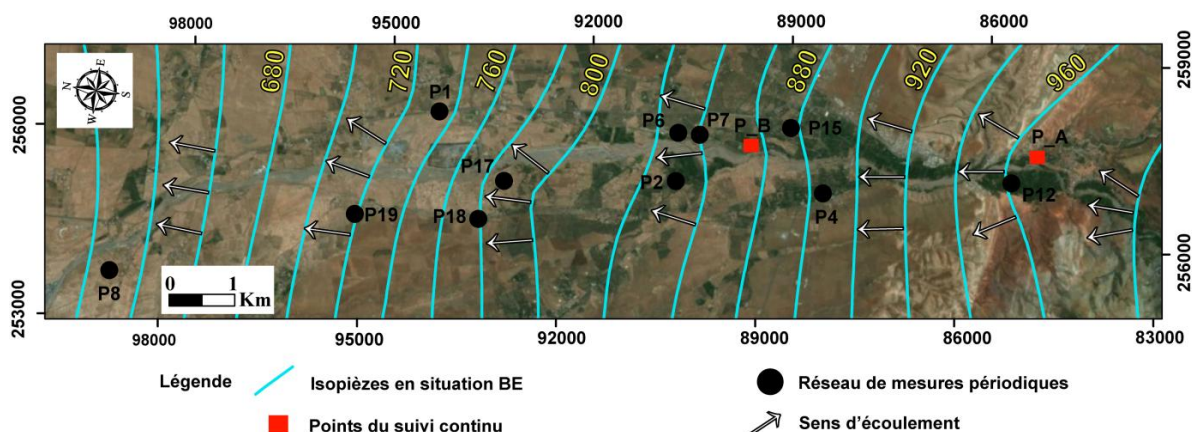


Figure 46 : Résultats des mesures piézométriques de la campagne en situation BE (septembre 2014).

En situation de HE, le sens global de l'écoulement est dirigé aussi vers le nord-ouest. En allant de l'amont vers l'aval le sens de l'écoulement diverge de l'axe de l'oued Rheraya vers les bords (Fig. 47). Un dôme de recharge apparaît, il est beaucoup marqué en amont et au niveau de la zone piémontaise (+ 5m) et devient moins marqué dans la zone aval (+1m).

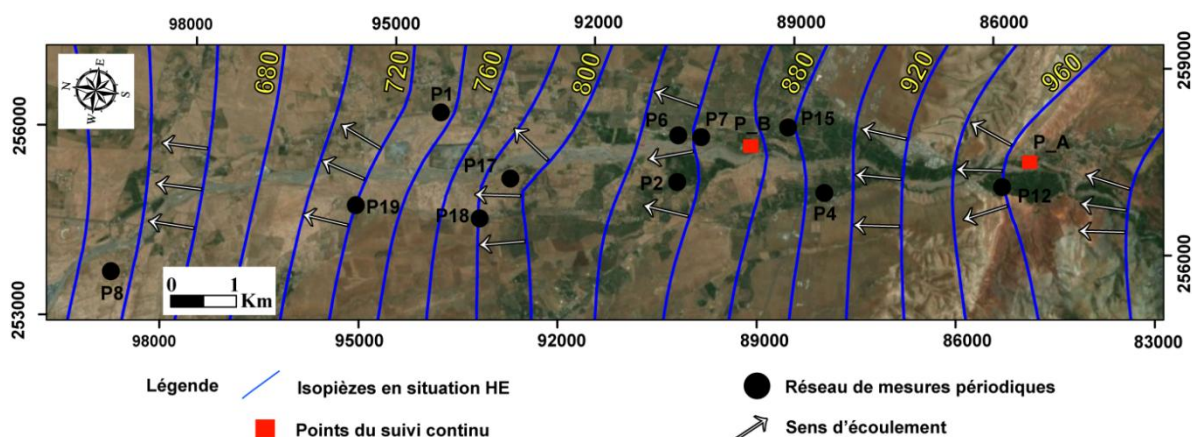


Figure 47 : Résultats des mesures piézométriques de la campagne en situation HE (décembre 2014).

La projection des résultats des deux campagnes BE et HE montre un déplacement des isopièzes, ce déplacement atteste une remontée de la nappe dès aux apports liées à l'événement du mois de novembre 2014, le déplacement des isopièzes est marqué notamment au niveau de la partie située entre les isopièzes 780 et 840 et la partie aval entre les lignes 660 à 600 (Fig. 48). En effet, les puits situés dans deux parties enregistrent des remontées importantes entre les deux campagnes HE et BH.

Concernant le gradient hydraulique calculé, en BE il varie de 2,3% en amont à 3,2% en aval, et en situation de HE, il varie de 2,2% en aval et 3,4% en aval. Les variations des gradients hydrauliques en amont vers l'aval sont schématisées par des courbes isopièzes.

Les remontées enregistrées sont analysées par rapport à la localisation des puits à l'intérieur ou à l'extérieur du lit majeur (Tab. 15, Fig. 49). Nous avons défini le lit majeur comme la surface englobant le lit mineur et délimitée par la première terrasse de l'oued. Pour les puits situés à l'intérieur du lit majeur, la recharge varie de 1.9 m à 6 m. A l'extérieur du lit majeur, les remontées varient de 1.0 m à 2.6 m. La remontée moyenne entre les deux campagnes (septembre 2014 – décembre 2014) est de l'ordre de 2,5 m. Globalement, la remontée de l'eau souterraine pour cette période est légèrement différente en dehors du lit majeur de l'oued avec une remontée moyenne de 1.86 m par rapport aux puits situés dans le lit majeur avec une moyenne de 3 m (Fig. 49).

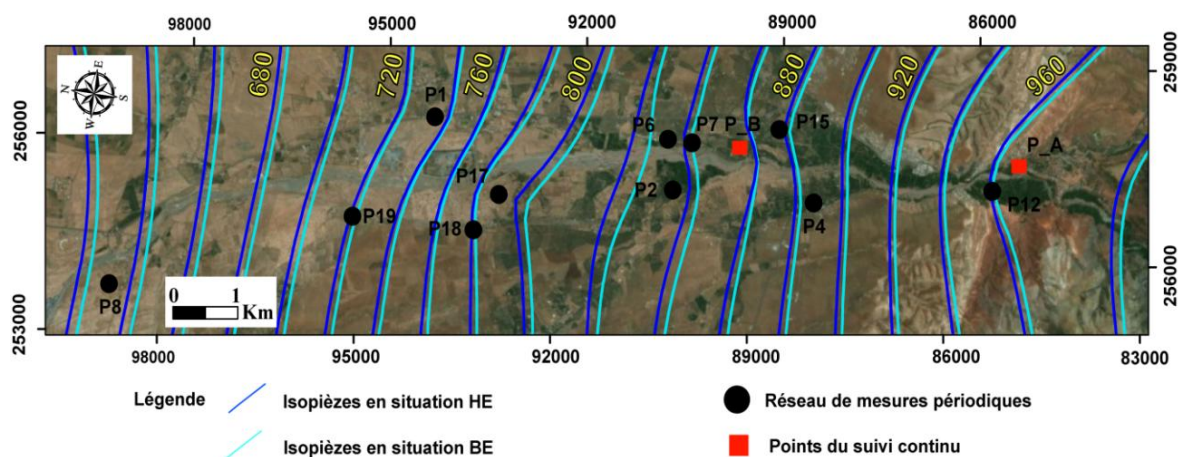


Figure 48 : Différence entre les deux campagnes piézométriques (HE et BE).

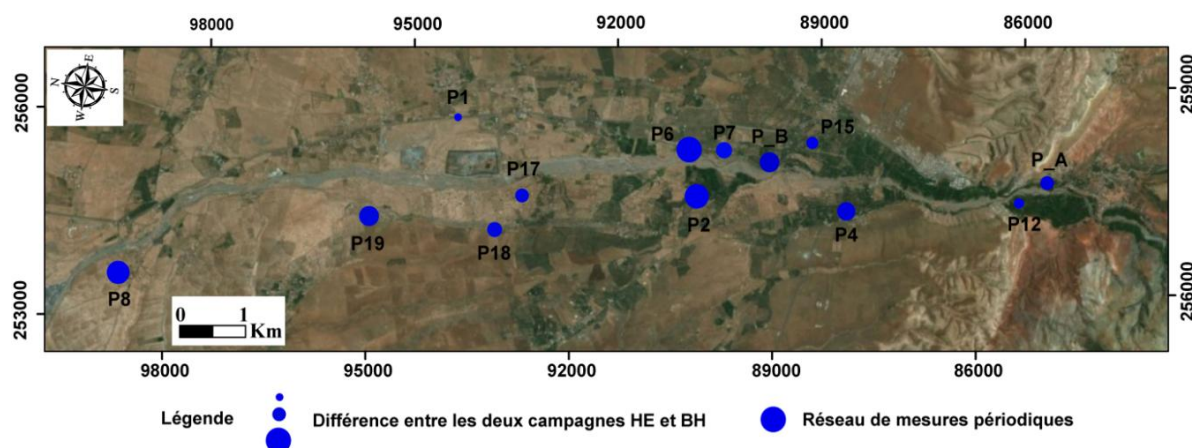


Figure 49 : Résultats de la recharge entre les deux campagnes HE et BH (décembre 2014 – septembre 2014), les cercles sont proportionnels à la recharge pour chaque puits.

Tableau 15 : Résultats des mesures piézométriques des campagnes en situation BE (septembre 2014) et HE (décembre 2014).

N°	Positionnement/Lit majeur	Prof eau/Sol Sept 2014 (m)	Prof eau/Sol Déc 2014 (m)	Niveau Pz Sept 2014 (m)	Niveau Pz Dec 2014 (m)	Variation (m)
P13	A l'intérieur du lit majeur	-	3,6	-	1664,4	-
P14		18,6	16,7	1066,4	1068,3	1,9
P_A		4,5	2,6	965,5	967,4	1,9
P_B		9,8	7,2	841,2	843,8	2,6
P2		14,8	10,3	828,2	832,7	4,5
P 6		36,0	30,0	828,0	834,0	6,0
P7		27,2	25,0	843,8	846,0	2,2
P17		10,4	8,5	794,6	796,5	1,9
P12	A l'extérieur du lit majeur	6,9	5,6	970,1	971,4	1,3
P4		14,2	11,8	884,9	887,3	2,4
P18		15,5	13,5	778,6	780,5	2,0
P19		42,8	40,2	718,2	720,8	2,6
P1		31,4	30,4	729,6	730,6	1,0

2) Estimation du coefficient d'emmagasinement (S_y)

a) Résultats de la calibrations des capteurs ThétaProbes ML2X

Les résultats de calibration des sondes ThétaProbes ML2X à une profondeur de deux mètres, nous avons utilisés un échantillon sec, cet échantillon du sol pèse 1,73 kg comme poids de départ, après nous avons rajouté des volumes d'eau connus et nous avons mesurés les sorties de ThétaProbes pour les différents taux de la teneur en eau (Tab. 16 et 17).

Tableau 16 : Variations de la teneur en eau volumétrique, poids de l'échantillon et la sortie de ThétaProbe.

Poids d'échantillon (kg)	1,73	1,78	1,83	1,88	1,93	1,98	2,03	2,08
ThétaProbe Output (v)	0,10	0,15	0,28	0,36	0,41	0,46	0,51	0,57
Volume ajouté (l)	0,00	0,05	0,10	0,15	0,20	0,25	0,30	0,35
Volume Total (l)	1,00	1,05	1,10	1,15	1,20	1,25	1,30	1,35
Humidité (m³.m⁻³)	—	0,05	0,10	0,13	0,17	0,20	0,24	0,26

Tableau 17 : Variations des sorties de ThétaProbe en fonction des taux de la teneur en eau.

ThétaProbe Output (v)	Humidité (m³.m⁻³)
0,15	0,05
0,28	0,10
0,36	0,13
0,41	0,17
0,46	0,20
0,51	0,24
0,57	0,26

Les coefficients a_0 et a_1 déterminés sont de l'ordre de $a_0 = 1,44$ et $a_1 = 8,41$.

Les courbes ci-dessous (Fig. 50) représentent l'évolution de l'humidité du sol en fonction de la tension de sortie des ThétaProbes. Ces courbes montrent une évolution quasi-linéaire entre les deux grandeurs pour toutes les profondeurs.

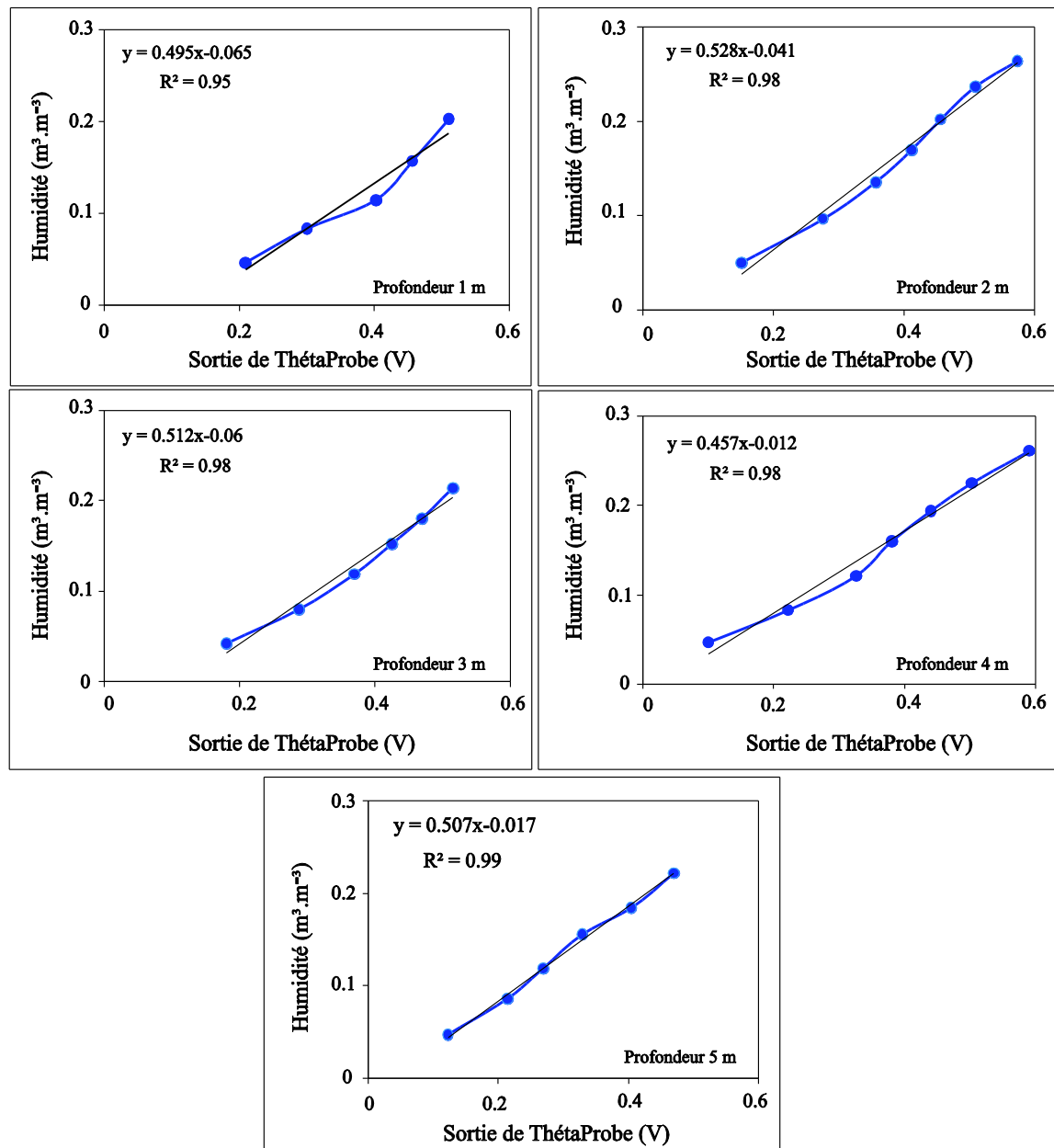


Figure 50 : Humidité du sol en fonction de la tension de sortie de ThétaProbe ML2X.

b) Valeur adoptée pour le coefficient d'emmagasinement (S_y)

La gamme des valeurs de S_y mentionnées dans la littérature pour les alluvions est autour de 0.20. Dans notre zone d'étude, les valeurs déjà mentionnées se situent entre 0,001 et 0,17 (Bernert et al., 1972 et les essais de pompages de l'ABHT). Elles fluctuent autour de 0,1 à proximité des oueds atlasiques et diminuent à une valeur 0,05 en s'éloignant de ces derniers.

La mesure effectuée sur Sy à partir de la variation des teneurs en eau sous le lit de l'oued Rheraya (Fig. 37) est de l'ordre de 0,23. Elle correspond à la capacité de stockage du sous-sol déduite de la différence entre les valeurs maximales et minimales de la teneur en eau à différentes profondeurs (Fig. 51). Cette valeur d'une part est proche de la valeur 0,21 communiquée par Healy (2010) considéré comme une moyenne approximative aux valeurs du Sy établit pour un aquifère alluvial, et d'autre part située à l'intérieur de la fourchette de variation (0,1 - 0,27) déterminée par Sinan (2000) au niveau du Haouz central (Tab. 11). Les valeurs du coefficient d'emménagement sont faibles par rapport à celui des perméabilités et des transmissivités (Sinan, 2000).

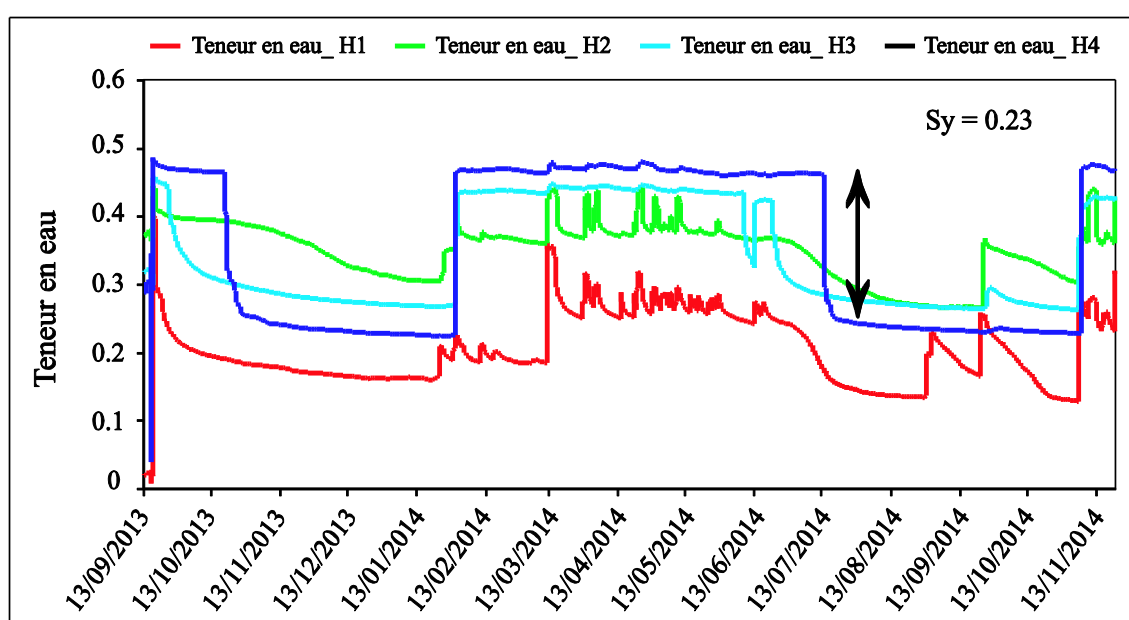


Figure 51 : Variations de la teneur en eau du sol à différentes profondeurs sous le lit de l'oued Rheraya.

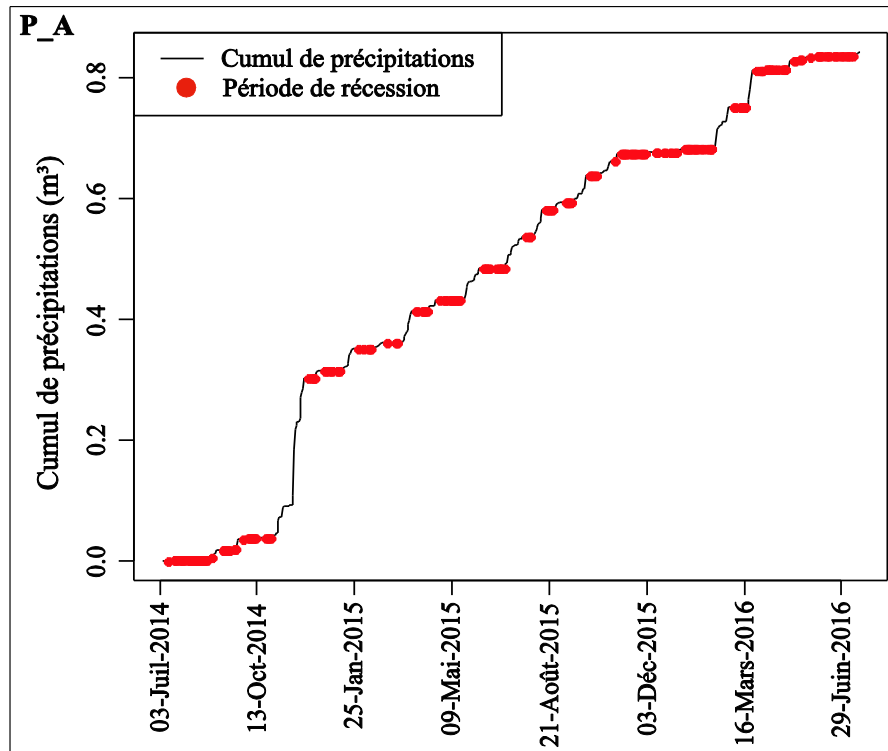
3) Détermination de la récession par la méthode Master Recession Curve (MRC)

a) La MRC en fonction des précipitations dans le bassin

(i) Les périodes de récession en fonction du cumul de précipitation

La MRC qui représente le modèle de la récession adopté pour le cas des deux puits étudiés est estimée en ajustant le taux de la fluctuation de la nappe (dH/dT) en fonction de la variation journalière des hauteurs d'eau (H) dans chaque puits, en utilisant un sous ensemble de données correspondant aux périodes de récession pure de la nappe. La première étape consiste à la fois à déterminer les périodes où les précipitations sont nulles et la nappe est en phase de baisse. Pour cet objectif, nous avons déterminé les périodes de récession en fonction des cumuls des précipitations pour les deux points du suivi P_A et P_B (Fig. 52). En effet, les

courbes de récession (MRC) sont construites comme étant une corrélation empirique entre (dH/dT) en fonction de la variation journalière des hauteurs d'eau (H). Les courbes de récession sont produites en ajustant les données enregistrées de $H(t)$ en fonction de (dH/dT) avec un polynôme de degré 1.



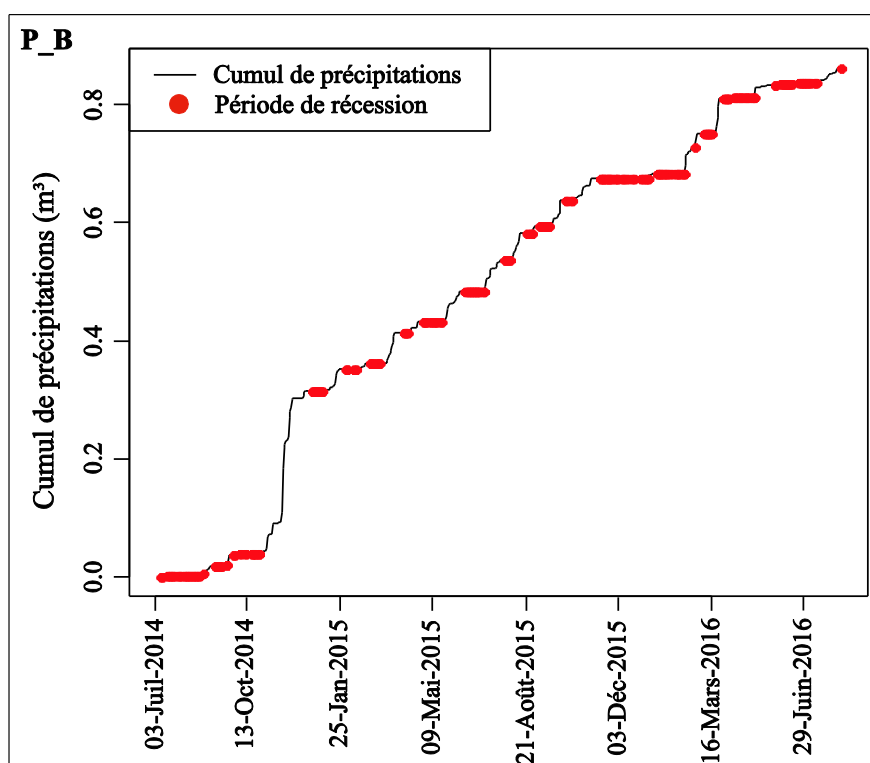


Figure 52 : Cumul des précipitations et les données de récession de la nappe (points rouges) au niveau du P_A et P_B.

(ii) Variation piézométriques en fonction des périodes de récession

Les données de la hauteur d'eau au niveau des deux points P_A et P_B ont été analysées par l'algorithme MRC pour identifier les périodes de récession de la nappe (Fig. 53). Les périodes de récession (points rouges, Fig. 53) correspondent aux phases de baisse de la nappe en absence des précipitations. Concernant le P_A les résultats obtenus montrent une faible corrélation entre $H(t)$ et (dH/dT) avec un coefficient de détermination R^2 enregistré de 0,36, le taux de déclin très marqué au niveau du P_A varie de 0,05 à 0,31 $m.j^{-1}$. Tandis que au niveau du P_B une bonne corrélation a été enregistrée avec un coefficient de détermination de 0,64 et le taux de déclin du P_B varie de 0,02 à 0,089 $m.j^{-1}$.

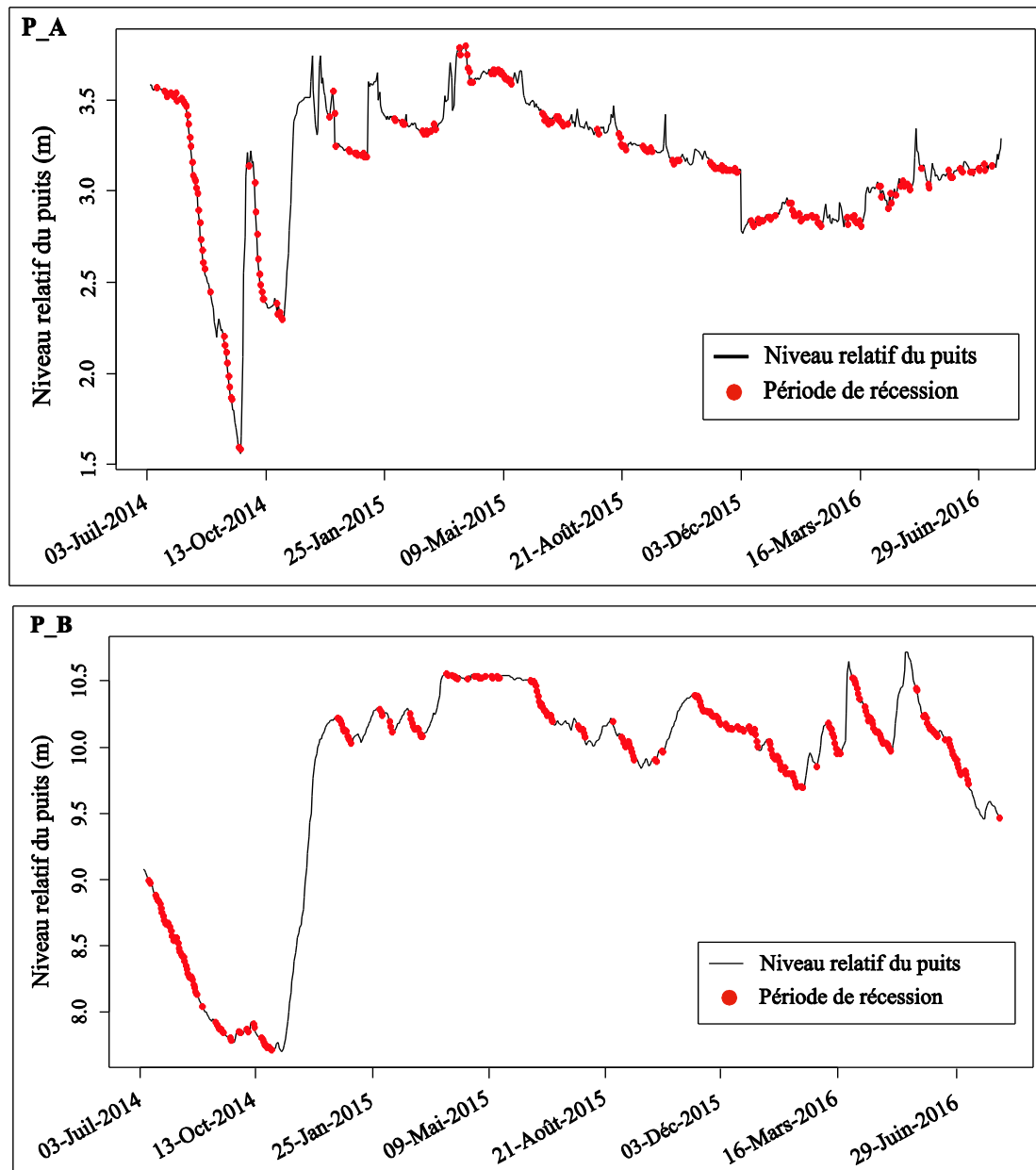


Figure 53 : Série chronologique du niveau piézométrique (H) avec les données de la récession (points rouges) au niveau du P_A et P_B.

b) La MRC en fonction des débits à l'exutoire

(i) Les périodes de récession en fonction du cumul des débits

Cette étape consiste à déterminer les périodes où les débits sont nuls et la nappe est en phase de baisse. Pour cet objectif, nous avons déterminé les périodes de récession en fonction des cumuls de débits pour les deux points du suivi P_A et P_B (Fig. 54).

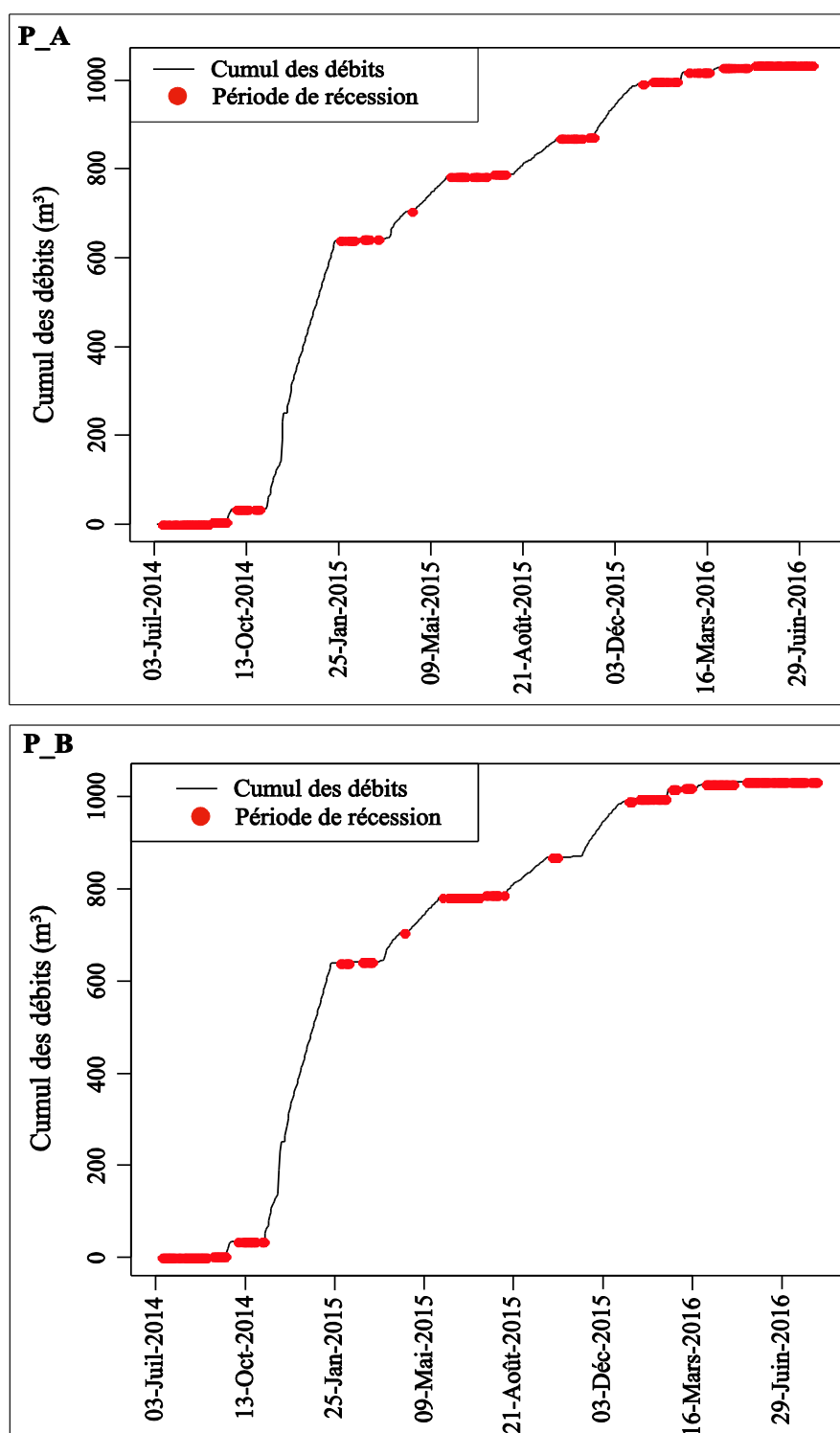


Figure 54 : Cumul des débits et les données de récession de la nappe (points rouges) au niveau du P_A et P_B.

(ii) Variation piézométriques en fonction des périodes de récession

La même méthodologie appliquée sur les variations piézométriques et les périodes de récession en fonction des précipitations a été appliquée en considérant les débits comme source de recharge. Les niveaux relatifs d'eau au niveau des deux points P_A et P_B ont été

analysées par l'algorithme MRC pour identifier les périodes de récession de la nappe (Fig. 55). Les périodes de récession (points rouges) correspondent aux phases de baisse de la nappe en absence des débits.

Les résultats de la variation du taux de la fluctuation de la nappe (dH/dT) en fonction de la variation journalière des hauteurs d'eau (H) liée aux écoulements de l'oued Rheraya montrent des bonnes corrélations au niveau des deux puits (P_A et P_B) par rapport aux résultats obtenus en utilisant les précipitations. Concernant le P_A les résultats obtenus montrent une faible corrélation entre $H(t)$ et (dH/dT) avec un coefficient de détermination R^2 enregistré de 0,42 avec un taux de déclin très marqué au niveau du P_A varie de 0,05 à 0,25 $m.j^{-1}$. Pour le P_B une bonne corrélation a été enregistrée avec un coefficient de détermination de 0,66, le taux de déclin du P_B varie de 0,02 à 0,12 $m.j^{-1}$.

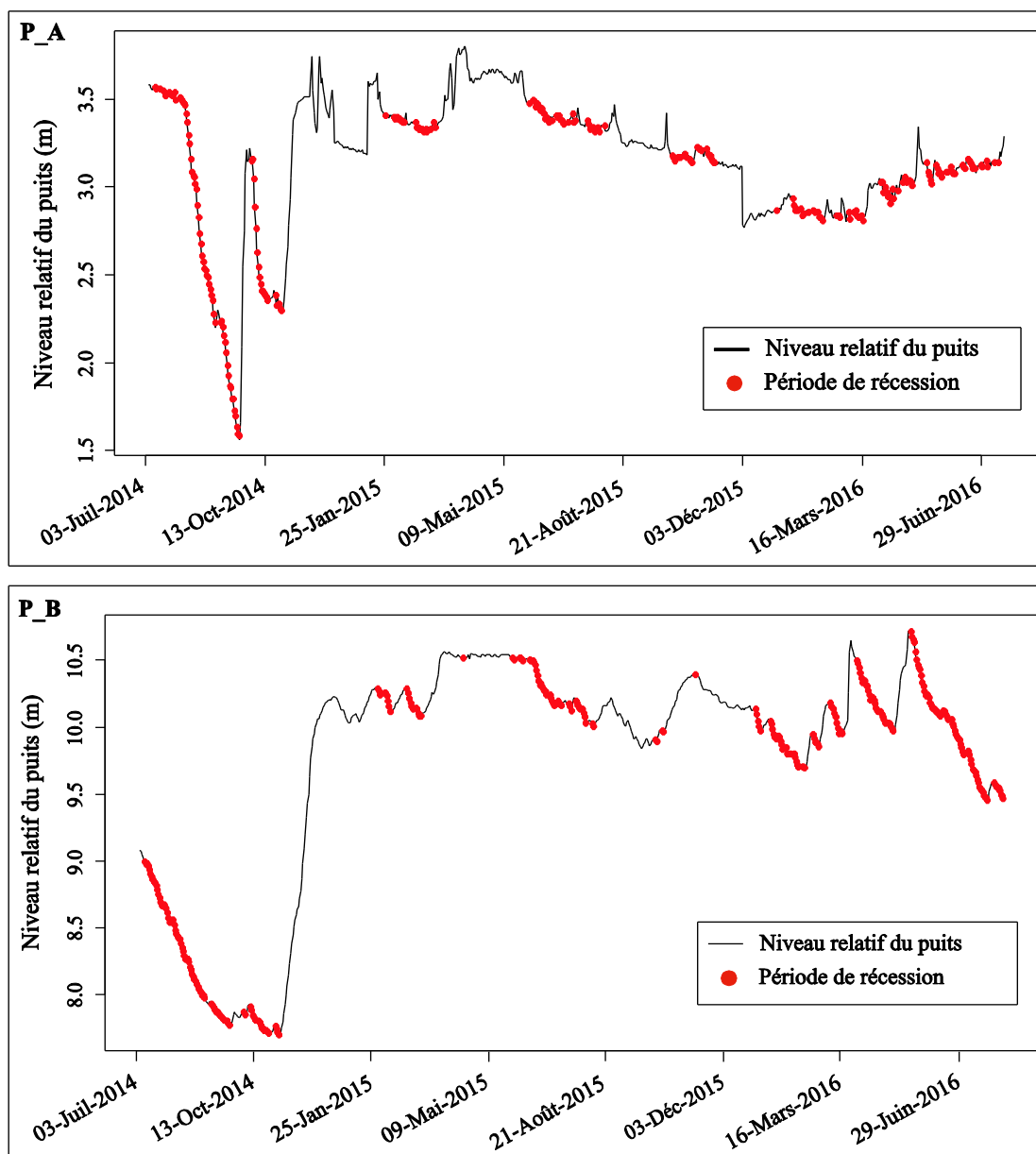


Figure 55 : Série chronologique du niveau piézométrique (H) avec les données de la récession (points rouges) au niveau du P_A et P_B.

Les résultats obtenus de la variation du taux de la fluctuation de la nappe (dH/dT) en fonction de la variation journalière des hauteurs d'eau (H) liés aux précipitations dans le bassin versant de la Rheraya et aux débits de l'oued Rheraya sont présentés dans le tableau ci-après :

4) Implémentation de la méthode EMR pour calculer la recharge

La magnitude de la recharge principale enregistrée entre septembre et décembre 2014 (BE vers HE) est facile à calculer manuellement. Cependant la hauteur des recharges de plus faible magnitude sont difficiles à calculer. C'est la raison pour laquelle nous avons fait appel au programme EMR. Ce programme est utilisé généralement pour estimer les recharges induites par des précipitations (Nimmo et al., 2015). Le programme considère l'occurrence d'une recharge épisodique quand il y a une remontée du niveau de la nappe induite par un événement pluvieux. Dans notre cas d'étude, la recharge sous le lit de l'oued Rheraya est induite indirectement par les précipitations du BV montagneux et directement par des passages de crues dans l'oued. Par conséquent, nous avons testé le programme EMR en deux temps :

- ❑ En utilisant les précipitations au niveau du bassin versant de la Rheraya;
- ❑ En utilisant les débits de l'oued Rheraya. Dans ce cas nous avons utilisé uniquement les débits supérieurs à la moyenne de la période d'étude $1.96 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$, qui d'après la superposition débits/fluctuations, semblent les plus responsables des recharges épisodiques observées.

Le temps de réponse de l'aquifère à un événement hydrologique est pris égale dans les deux cas à une journée. Une analyse préalable des fluctuations en fonctions des précipitations a permis d'estimer ce temps.

a) Application de l'EMR en utilisant les précipitations

Les séries chronologiques du niveau piézométrique en fonction des cumuls de précipitations pour les deux points P_A et P_B ont été analysées par l'algorithme EMR en se basant sur les résultats de l'algorithme MRC pour construire une corrélation empirique dH/dt et H.

(i) Puits amont (P_A)

Au niveau du point P_A, 15 épisodes de recharge ont été détectés (Fig. 56). Chaque épisode est caractérisé par une durée de recharge (en jours), une hauteur de recharge (m) et une date de début et de fin.

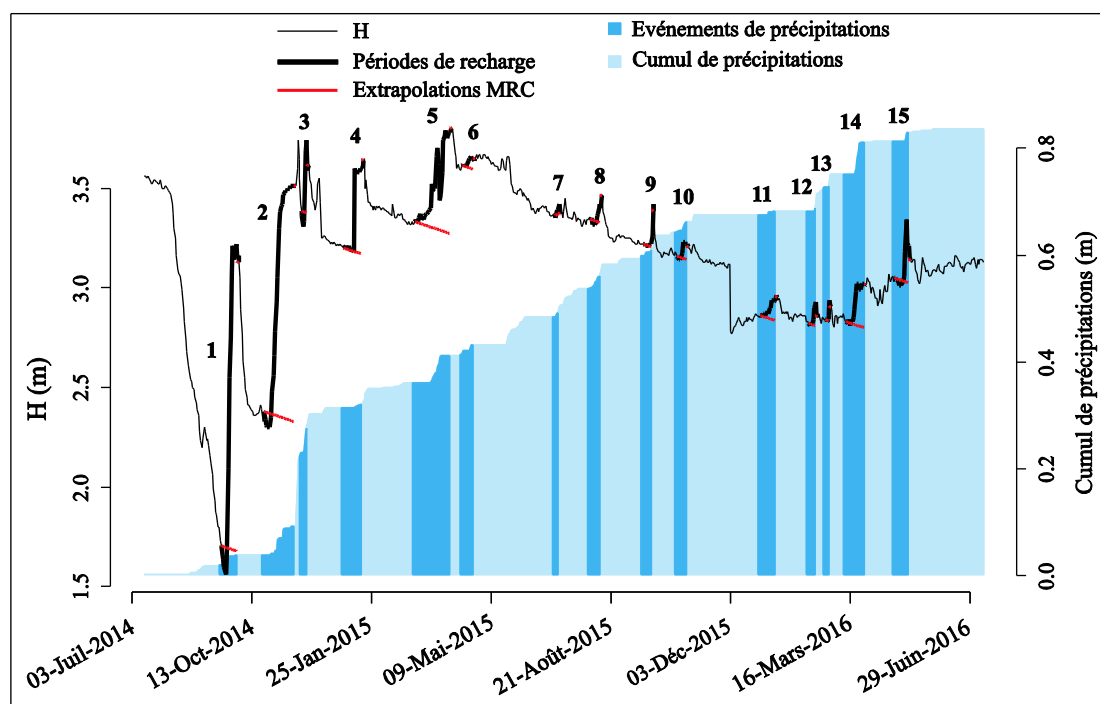


Figure 56 : Détermination des épisodes de recharge et des événements de précipitations par la méthode EMR au niveau du P_A, les nombres identifient les épisodes de recharge.

Les durées des épisodes sont variables de 7 j à 36 j avec une moyenne des durées des épisodes de 15 j. Les épisodes de non recharge varient de 2 j à 69 j. Les périodes de non recharge sont plus importantes avec un cumul des durées de 541 j par rapport aux périodes de recharge qui présentent une durée de 229 j. Sur les deux cycles étudiés, le système est rechargé durant près de 30% du temps.

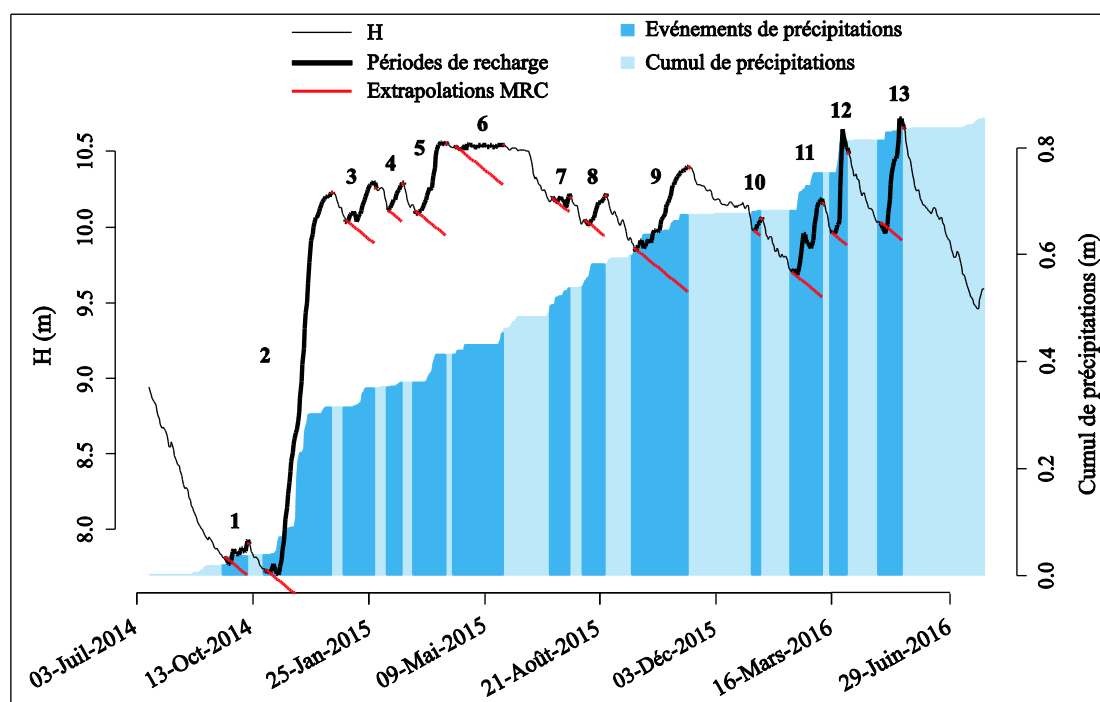
Les hauteurs de recharge enregistrées sont variables, oscillant entre une hauteur minimale de 0,01 m et une hauteur maximale de 0,34 m. La recharge nette cumulée durant la période d'enregistrement est de l'ordre de 1,14 m (Tab.18).

Tableau 18 : Caractéristiques des épisodes de recharge par rapport aux événements de précipitations au niveau du puits P_A.

Episode	Date début	Date Fin	Durée (j)	Hauteur de la recharge (m)	Précipitations nettes (m)
1	18-sept-14	03-oct-14	16	0,34	0,02
2	23-oct-14	22-nov-14	31	0,27	0,05
3	25-nov-14	01-déc-14	7	0,06	0,05
4	31-déc-14	20-janv-15	21	0,10	0,01
5	03-mars-15	07-avr-15	36	0,12	0,05
6	14-avr-15	24-avr-15	11	0,01	0,02
7	03-juil-15	09-juil-15	7	0,01	0,01
8	02-août-15	14-août-15	13	0,03	0,03
9	19-sept-15	28-sept-15	10	0,04	0,02
10	19-oct-15	28-oct-15	10	0,02	0,02
11	30-déc-15	14-janv-16	16	0,03	0,01
12	10-févr-16	18-févr-16	9	0,01	0,02
13	24-févr-16	01-mars-16	7	0,02	0,02
14	13-mars-16	31-mars-16	19	0,05	0,06
15	24-avr-16	09-mai-16	16	0,03	0,02

(ii) Puits aval (P_B)

Au niveau du point P_B, 13 épisodes de recharge ont été détectés (Fig. 57).

**Figure 57 : Détermination des épisodes de recharge et des événements de précipitations par la méthode EMR au niveau du P_B, les nombres identifient les épisodes de recharge.**

Les durées des épisodes varient de 8 j à 62 j avec une moyenne des durées de 28 j. La période de recharge cumulée qui présentent une durée de 376 j est aussi importante que celle de non recharge ayant un cumul des durées de 395 j. Les hauteurs de recharge détectées oscillent entre 0,02 m et une valeur maximale de 0,66 m. La recharge nette cumulée durant toute la période d'enregistrement est de 1,8 m (Tab.19).

Tableau 19 : Caractéristiques des épisodes de recharge par rapport aux événements de précipitations au niveau du puits P_B.

Episode	Date début	Date fin	Durée (j)	Hauteur de la recharge (m)	Précipitations nettes (m)
1	17-sept-14	10-oct-14	24	0,05	0,02
2	24-oct-14	24-déc-14	62	0,66	0,28
3	04-janv-15	01-févr-15	29	0,08	0,04
4	11-févr-15	26-févr-15	16	0,06	0,01
5	08-mars-15	06-avr-15	30	0,14	0,05
6	14-avr-15	27-mai-15	44	0,06	0,04
7	09-juil-15	26-juil-15	18	0,02	0,03
8	06-août-15	27-août-15	22	0,06	0,04
9	20-sept-15	09-nov-15	51	0,19	0,08
10	07-janv-16	14-janv-16	8	0,03	0,01
11	09-févr-16	09-mars-16	30	0,14	0,07
12	16-mars-16	01-avr-16	17	0,14	0,06
13	27-avr-16	21-mai-16	25	0,17	0,02

Le tableau ci-après (Tab. 20) résume les résultats des deux puits :

Tableau 20 : Statistiques des épisodes de recharge par rapport aux événements de précipitations au niveau du P_A et P_B.

	Nombre d'événement	Hauteur de recharge (m)				Durée de recharge (jours)			
		Min	Max	Moy.	Cumul	Min	Max	Moy.	Cumul
P_A	15	0,01	0,34	0,08	1,14	7	36	15	229
P_B	13	0,02	0,66	0,14	1,8	8	62	28	376

Les résultats obtenus par le modèle EMR montrent que le P_B enregistre une hauteur cumulée plus élevée (1.8 m) que le puits P_A. Il présente aussi une durée cumulée de recharge plus importante (49% du temps) par rapport au P_A (30% du temps).

b) Application de l'EMR en utilisant les débits

(i) Puits amont (P_A)

Au niveau du point P_A, 15 épisodes de recharge ont été détectés (Fig. 58).

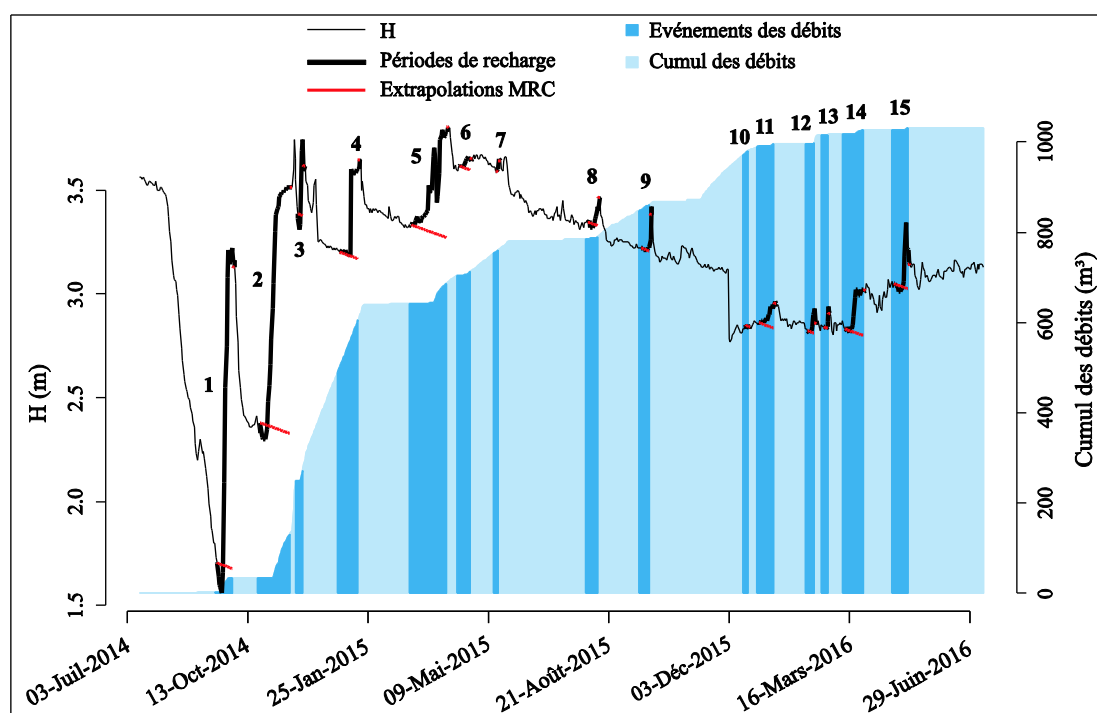


Figure 58 : Détermination des épisodes de recharge et des événements des débits par la méthode EMR au niveau du P_A, les nombres identifient les épisodes de recharge.

Les durées des épisodes varient de 5 j à 36 j avec une moyenne de 15 j. Le cumul des jours des périodes de non recharge de la nappe est plus important avec 564 j, tandis que la durée cumulée des épisodes de recharge est de 224 j. Les hauteurs de recharge enregistrées oscillent de 0,001 m et 0,34 m. La hauteur de recharge cumulée sur toute la période est de 1,11 m (Tab. 21).

Tableau 21 : Caractéristiques des épisodes de recharge par rapport aux débits de l'oued Rheraya au niveau du puits P_A

Episode	Date début	Date Fin	Durée (j)	Recharge (m)	Débit moyen (m^3/s)
1	18-sept-14	03-oct-14	16	0,335	2,44
2	23-oct-14	22-nov-14	31	0,273	6,72
3	25-nov-14	01-déc-14	7	0,056	7,17
4	31-déc-14	20-janv-15	21	0,105	6,63
5	03-mars-15	07-avr-15	36	0,125	2,37
6	14-avr-15	24-avr-15	11	0,011	1,82
7	02-août-15	14-août-15	13	0,030	1,92
8	19-sept-15	28-sept-15	10	0,043	1,96
9	10-déc-15	14-déc-15	5	0,003	2,22
10	17-déc-15	23-déc-15	7	0,001	1,92
11	30-déc-15	14-janv-16	16	0,027	1,76
12	10-févr-16	18-févr-16	9	0,012	3,12
13	24-févr-16	01-mars-16	7	0,017	1,11
14	13-mars-16	31-mars-16	19	0,049	0,93
15	24-avr-16	09-mai-16	16	0,028	0,56

(ii) Puits aval (P_B)

Au niveau du point P_B, 14 épisodes de recharge ont été détectés (Fig. 59).

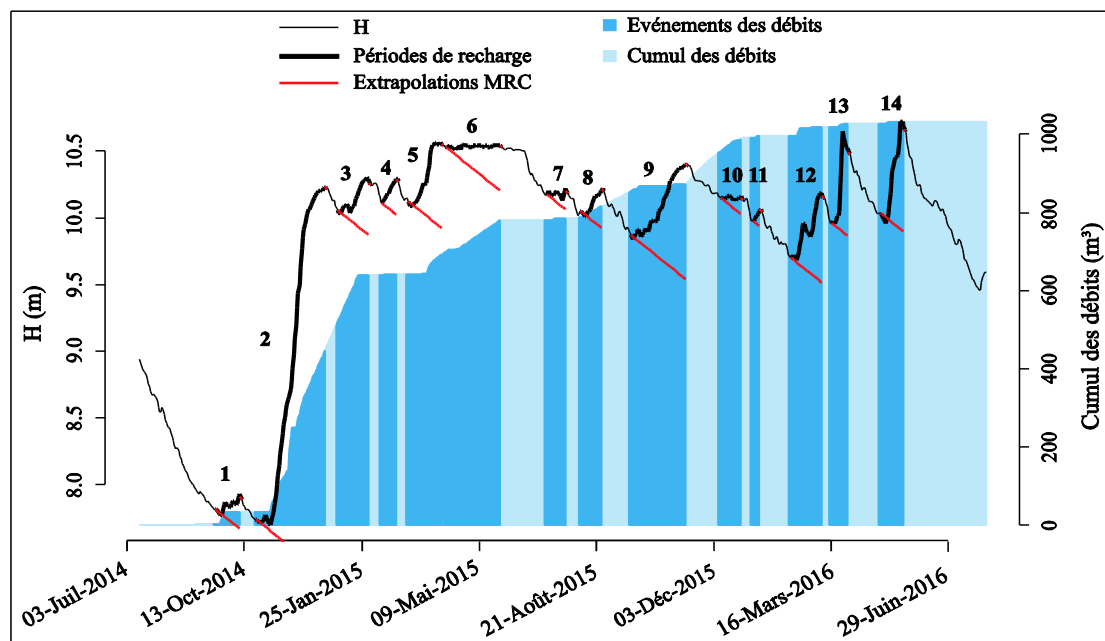


Figure 59 : Détermination des épisodes de recharge et des événements des débits par la méthode EMR au niveau du P_B, les nombres identifient les épisodes de recharge.

Les durées des épisodes varient de 8 j jusqu'au 62 j avec une moyenne de 28 j. La durée cumulée de recharge est de 397j, aussi importante que la durée non recharge de l'ordre de 373 j. les hauteurs de recharge enregistrées oscillent de 0,03 m et 0,67 m. La hauteur de recharge cumulée est de 1,9 m (Tab. 22).

Tableau 22 : Caractéristiques des épisodes de recharge par rapport aux débits de l'oued Rheraya au niveau du puits P_B.

Episode	Date début	Date fin	Durée (j)	Hauteur de la Recharge (m)	Débit moyen (m ³)
1	17-sept-14	10-oct-14	24	0,05	1,89
2	24-oct-14	24-déc-14	62	0,67	7,03
3	04-janv-15	01-févr-15	29	0,09	4,61
4	11-févr-15	26-févr-15	16	0,06	1,58
5	08-mars-15	06-avr-15	30	0,14	2,52
6	14-avr-15	27-mai-15	44	0,08	1,99
7	09-juil-15	26-juil-15	18	0,03	1,81
8	06-août-15	27-août-15	22	0,06	1,92
9	20-sept-15	09-nov-15	51	0,20	1,49
10	09-déc-15	29-déc-15	21	0,03	1,99
11	07-janv-16	14-janv-16	8	0,03	1,76
12	09-févr-16	09-mars-16	30	0,15	1,56
13	16-mars-16	01-avr-16	17	0,14	1,00
14	27-avr-16	21-mai-16	25	0,17	0,54

Le tableau ci-après (Tab. 23) résume les résultats des deux puits :

Tableau 23 : Statistiques des épisodes de recharge par rapport aux débits au niveau du P_A et P_B.

	Nbre d'événement	Hauteur de recharge (m)				Durée de recharge (jours)			
		Min	Max	Moy.	Cumul	Min	Max	Moy.	Cumul
P_A	16	0,001	0,34	0,074	1,12	5	36	15	224
P_B	14	0,03	0,67	0,14	1,9	8	62	28	397

Les résultats obtenus en utilisant les débits comme source de recharge sont en cohérence avec ceux obtenus par les pluies. Les durées de recharge restent plus importantes au P_B (50% du temps) par rapport au P_A (30% du temps). La hauteur de recharge cumulée au niveau du P_B (1.9 m) est plus importante que celle du P_A (1.2 m).

c) Relation hauteur de la Recharge et les variables hydro-climatiques

(i) Relation Recharge - Précipitations

Les résultats de la corrélation entre les précipitations et les hauteurs de recharge de la nappe alluviale calculées par la méthode EMR au niveau des deux puits, montrent une forte corrélation pour le P_B, avec un coefficient de corrélation r de 0.96. Le coefficient de détermination R^2 est de 0.92 et (Fig. 60). La corrélation Pluie-Recharge est faible par contre pour le P_A ($r = 0,27$ et $R^2 = 0,071$) (Fig. 61).

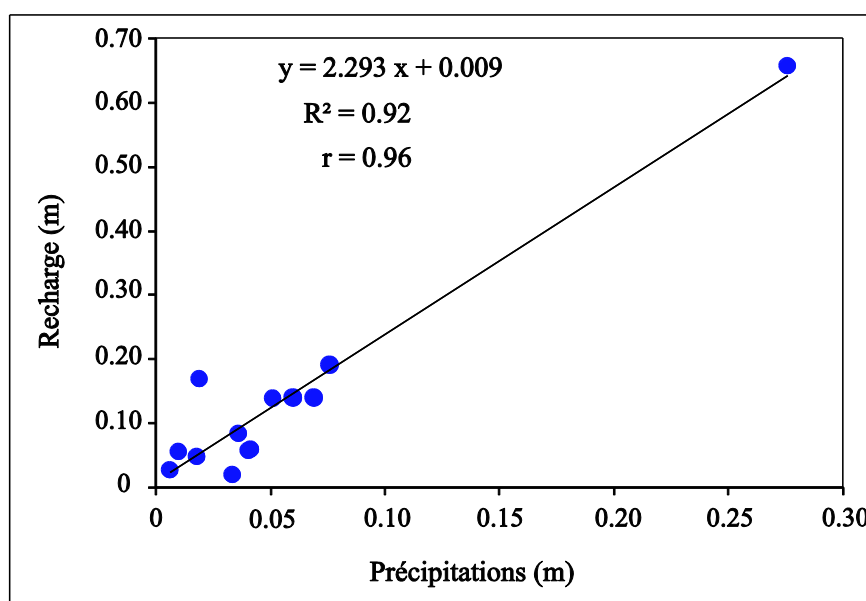


Figure 60 : Corrélation des hauteurs de recharge avec les précipitations au niveau du puits P_B.

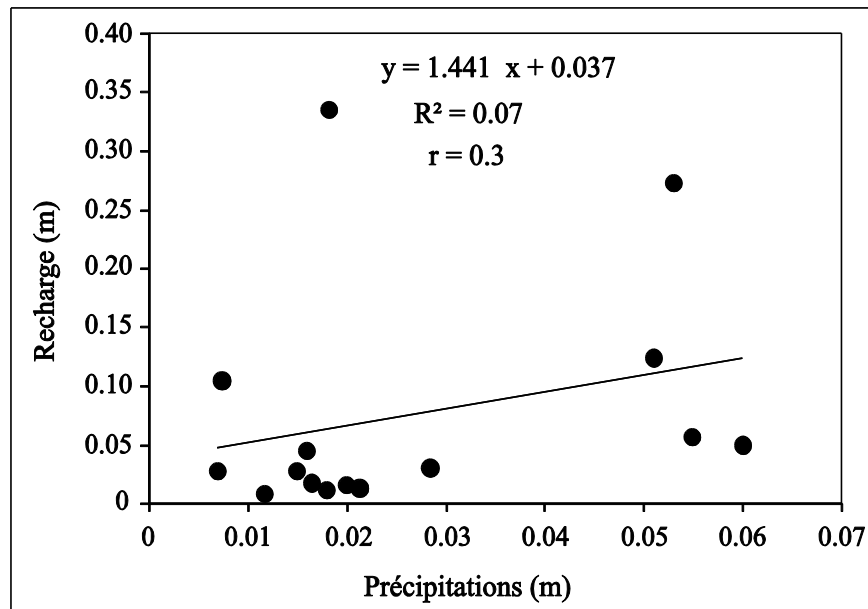


Figure 61 : Corrélation des hauteurs de recharge avec les précipitations au niveau du puits P_A.

(ii) Relation Recharge - débits

Les résultats des corrélations entre les débits et la recharge de la nappe alluviale au niveau du deux puits montrent des corrélations importantes au niveau du P_B ($r = 0.73$). Le coefficient (Fig. 62). Concernant le P_A, la corrélation est faible. Le coefficient de détermination enregistrée est de $R^2 = 0.15$ et le coefficient de corrélation r enregistrée est de 0.59 (Fig. 63).

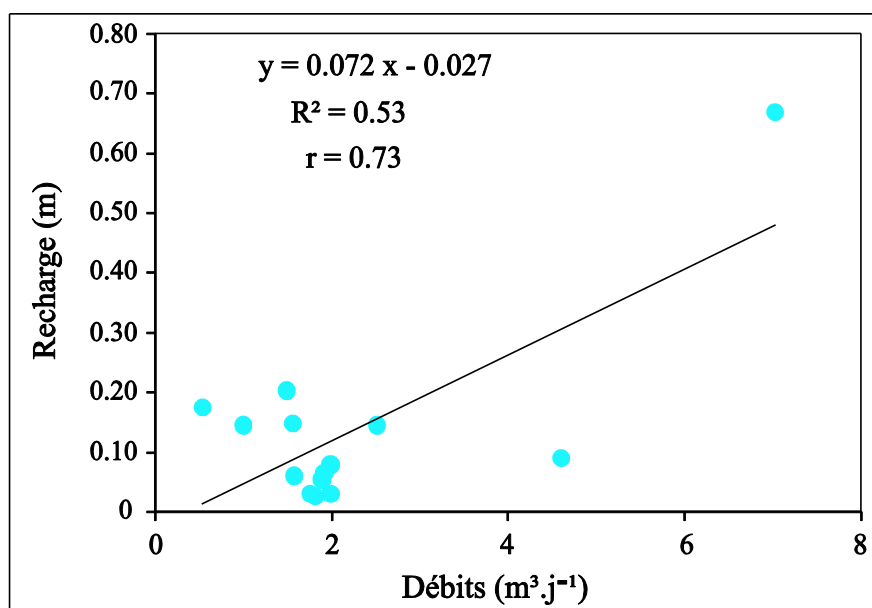


Figure 62 : Corrélation des hauteurs de recharge avec les débits au niveau du puits P_B.

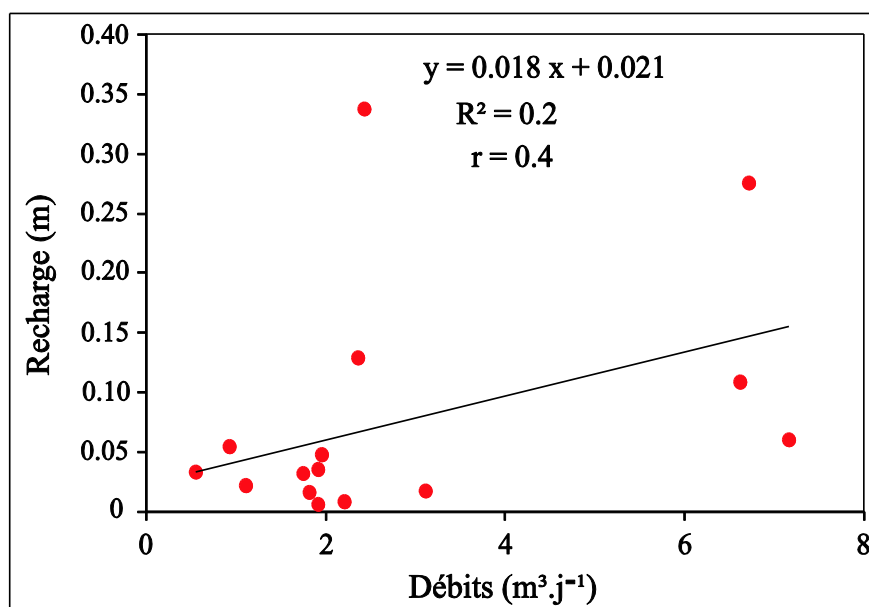


Figure 63 : Corrélation des hauteurs de recharge avec les débits au niveau du puits P_A.

d) Discussion des résultats de l'EMR

Malgré que les écoulements de l'oued soient plus pérennes au niveau du P_A, la hauteur cumulée des recharges calculées par le modèle EMR de ce puits est moins élevée par rapport à P_B. En plus, les hauteurs de recharge estimées dans le puits P_A sont moins bien corrélées avec les hauteurs des précipitations dans le bassin versant montagneux et les débits mesurés à l'exutoire de ce bassin. Ceci pourrait être expliqué par plusieurs raisons :

- ❑ Un drainage souterrain rapide qui serait dû aux propriétés hydrodynamiques ;
- ❑ L'influence de pompage qui réduirait l'amplitude des recharges ;
- ❑ La saturation rapide de la zone sous-saturée qui est de faible épaisseur en amont.
En effet l'épaisseur de la zone sous-saturée (différente entre le niveau de la nappe et le niveau de l'oued) au 28/11/2014, juste après le passage de la crue exceptionnelle, est moins de 1 m pour le P_A et 9 m pour le P_B. Ceci peut provoquer un écrêtement de certaines recharges et un inversement du gradient d'écoulement entre l'eau souterraine et l'eau de l'oued.

Pour le puits aval P_B, le modèle EMR a calculé une hauteur de recharge cumulée plus importante que le puits amont P_A. Les hauteurs calculées des différents épisodes de recharge sont bien plus corrélées avec les débits et les précipitations malgré le caractère plus éphémère des écoulements dans cette partie de l'oued. Ceci montre d'une part la forte relation entre les hauteurs de recharge enregistrées à cet endroit et les précipitations dans le bassin d'une part et les passages des crues de l'oued d'autre part. Par conséquent, des deux puits suivis, le P_B

peut être considéré le plus représentatif de la partie située en aval du seuil de l'ORMVAH de notre système alluvial. Ainsi peut-on subdiviser notre zone d'étude en deux parties :

- ❑ Une partie de faible extension à l'amont du seuil de l'ORMVAH. Les écoulements de l'oued y sont plus pérennes et très peu dérivés pour l'irrigation. L'eau souterraine est très proche du niveau de l'oued. La recharge est induite par les écoulements dans l'oued. Cependant le degré de corrélation reste faible entre les crues et les hauteurs des précipitations ;
- ❑ Une partie en aval du seuil de l'ORMVAH, plus étendue. Les écoulements de l'oued y sont plus éphémères à cause des prélèvements par séguias pour l'irrigation. La recharge de l'eau souterraine à proximité de l'oued y serait induite par les crues vu le degré de corrélation important entre les hauteurs de recharge enregistrées et les crues, et les précipitations.

Pour le P_B, la corrélation trouvée entre les hauteurs de recharge et la pluie dans le bassin montagneux est plus élevée que celle avec les débits à l'exutoire du bassin. Ceci peut être expliqué par les incertitudes sur les mesures de ce dernier. Par ailleurs ces corrélations sont très utiles pour reconstituer l'historique de la recharge de l'eau souterraine aux abords de l'oued Rheraya et aussi pour prédire l'effet du changement climatique sur l'évolution future de la recharge.

La répartition saisonnière de la recharge étudiée sur le P_B montre que les hauteurs de recharge sont plus importantes pendant les saisons de l'automne et l'hiver avec les pourcentage 64% et 29,8%, respectivement. Contrairement les hauteurs sont faibles durant les saisons du printemps et d'été où les pourcentages sont respectivement 4,5% et 2,6% (Fig. 64). La répartition saisonnière montre que l'automne est la saison où la recharge est dominante.

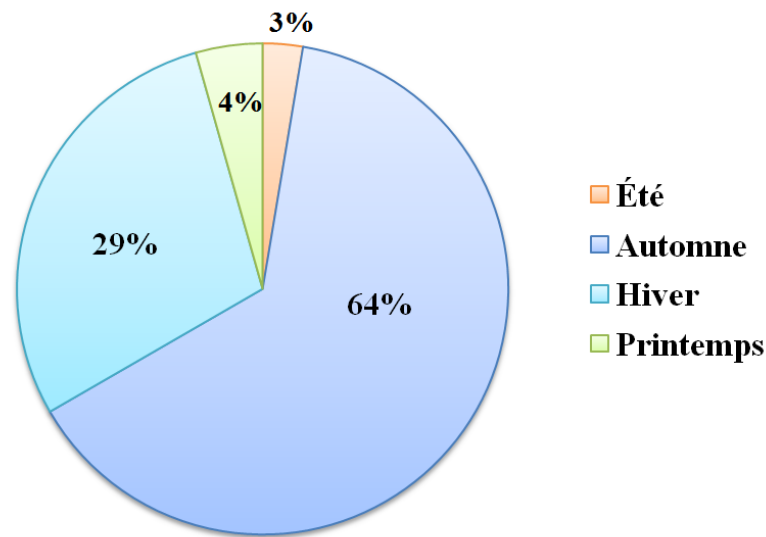
Pourcentage de recharge par saison (%)

Figure 64 : Répartition saisonnière de la recharge de la nappe alluviale de l'oued Rheraya entre 2014 et 2016.

Ces résultats sont cohérents avec les résultats de la répartition des crues au niveau du bassin versant de la Rheraya où le mois de octobre connaît le plus de crues, suivi les mois de novembre et avril (Fig. 13). Ces résultats montrent que le cycle de notre nappe alluviale est divisé en deux phases : une phase de vidange (printemps et été) caractérisée par une recharge faible et une phase de recharge durant les deux saisons d'automne et d'hiver.

5) Recharge à l'échelle du lit de l'oued Rheraya entre les 2 campagnes de septembre 2014 et décembre 2014

Les deux campagnes piézométriques ont encadré la remontée principale des eaux souterraines qui a lieu entre septembre 2014 (Basses-Eaux, BE) et décembre 2014 (Hautes-Eaux, HE) (Fig.65).

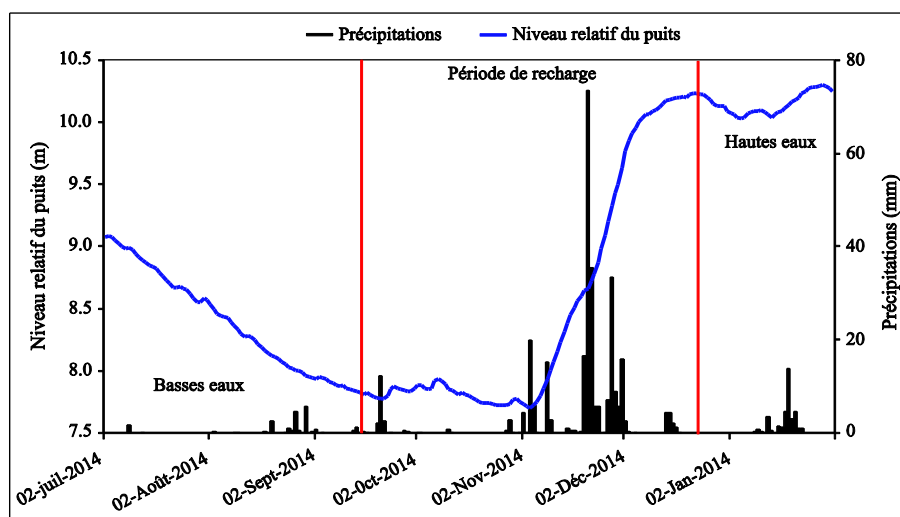


Figure 65 : Dates des deux campagnes piézométriques par rapport à la principale remontée de l'eau souterraine observée au niveau du puits aval (P_B).

Pour cet événement majeur, la recharge cumulée calculée au niveau du P_B en utilisant la méthode EMR est de l'ordre de 0,71 m (somme des deux premiers épisodes de recharge 1 et 2).

La remontée est calculée aussi pour les deux campagnes sur tout le site d'étude (Tab. 24). Les recharges ponctuelles résultantes, en multipliant les remontées ponctuelles au niveau de chaque puits par le Sy adopté ($Sy = 0,23$). Les recharges varient entre 0,23 m et 1,38 m (Tab. 24), la recharge moyenne est de l'ordre de 0,6 m. À l'intérieur du lit majeur la recharge moyenne calculée est égale 0,69 m, tandis que à l'extérieur du lit majeur, la recharge moyenne est légèrement plus faible avec une valeur enregistrée de 0,54 m.

Tableau 24 : Remontée et recharge mesurée entre les deux campagnes piézométriques (septembre 2014 et décembre 2014).

N°	Positionnement/Lit majeur	Prof eau/Sol Sept 2014 (m)	Prof eau/Sol Déc 2014 (m)	Niveau Pz Sept 2014 (m)	Niveau Pz Déc 2014 (m)	Variation (m)	Recharge (m)
P13	A l'intérieur du lit majeur	-	3,6	-	1664,4	-	
P14		18,6	16,7	1066,4	1068,3	1,9	0,44
P_A		4,5	2,6	965,5	967,4	1,9	0,44
P_B		9,8	7,2	841,2	843,8	2,6	0,60
P2		14,8	10,3	828,2	832,7	4,5	1,04
P 6		36,0	30,0	828,0	834,0	6,0	1,38
P7		27,2	25,0	843,8	846,0	2,2	0,51
P17		10,4	8,5	794,6	796,5	1,9	0,44
P12	A l'extérieur du lit majeur	6,9	5,6	970,1	971,4	1,3	0,30
P4		14,2	11,8	884,9	887,3	2,4	0,55
P18		15,5	13,5	778,6	780,5	2,0	0,46
P19		42,8	40,2	718,2	720,8	2,6	0,60
P1		31,4	30,4	729,6	730,6	1,0	0,23

Les résultats obtenus montrent que tout le système étudié a été influencé par cette recharge. Les variations à l'intérieur et à l'extérieur du lit majeur restent du même ordre d'une part, et d'autre part faible par rapport à la recharge calculée par la méthode EMR au niveau du P_B. Ce résultat est cohérent avec les cartes piézométriques établies qui montrent que le dôme de recharge affecte à la fois les puits situés dans ou en dehors du lit majeur. Cette recharge semble être induite sous et à proximité du lit de l'oued par le transit de la crue, et plus loin par retours vers l'eau souterraine des eaux de la crue, dérivées par les séguias pour l'irrigation.

V. Caractérisation hydrochimique et isotopique des eaux entre les 2 campagnes de septembre 2014 et décembre 2014

1) Campagne de Septembre 2014

a) Conductivité électrique (CE)

L'eau de l'oued présente des CE différentes en fonction de la localisation (Tab. A, voir annexe 1) :

- L'eau échantillonnée dans le bassin montagneux (O1 à O4) a des CE très faibles variant entre 120 et 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Elles représentent une eau très douce;
- L'eau échantillonnée à la sortie de la montagne et dans le piémont (O5 à O7) a des CE plus élevées variant entre 1300 et 1500 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Les eaux souterraines présentent des CE également assez différenciées :

- Le puits échantillonné en montagne (P14) a une CE faible (695 $\mu\text{S}/\text{cm}$) ;
- Les puits localisés en aval du site (P8 et P 16) et loin de l'oued (P5) ont des CE également assez faibles, inférieures à 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ces puits sont aussi caractérisés par leur grande profondeur (> 50m) ;
- Les puits localisés proches de l'oued ont des CE supérieures à 1000 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Ceux qui sont au pied de la montagne (P11 & P12), à l'amont du seuil de l'ORMVAH, et ceux de faible profondeur (P2, P4, P6, P15, P17, P18) présentent les CE les plus élevées.

b) Faciès hydrochimique

Les eaux sont représentées sur le diagramme de Piper (Fig. 66).

Pour l'eau de l'oued :

- L'eau très douce échantillonnée dans le bassin montagneux (O1 à O4) a un faciès bicarbonaté calcique ;
- L'eau légèrement saumâtre échantillonnée dans le piémont (O6 à O7) a un faciès chloruré sodique.

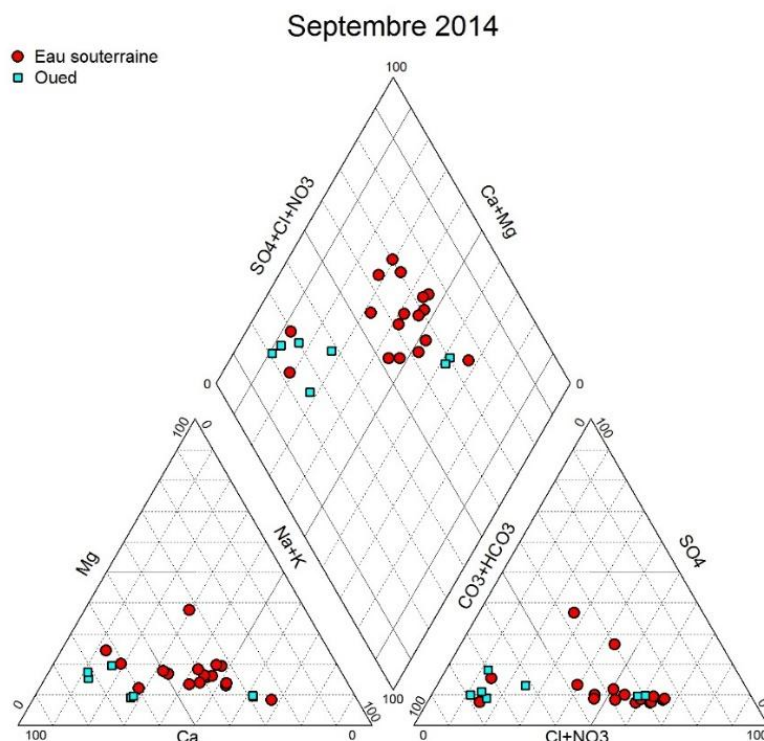


Figure 66 : Diagramme de Piper de la composition chimique des échantillons des eaux de surface de l'oued Rheraya et des eaux souterraines de la nappe alluviale (campagne septembre 2014).

Pour l'eau souterraine :

- Le puits échantillonné en montagne (P14) a un faciès bicarbonaté calcique similaire à l'eau de l'oued en montagne ;
- Le puits P5, situé loin de l'oued, a aussi un faciès bicarbonaté calcique ;
- Les puits localisés en aval du site (P8 et P 16) et où l'eau souterraine est profonde, présentent un léger enrichissement en chlorures ;
- Les autres puits proches de l'oued présentent un enrichissement plus net en chlorures. Ils ont généralement un faciès intermédiaire entre Chloruré-sodique et bicarbonaté-calcique.

c) *Signature isotopique (18O & 2H)*

Les eaux s'alignent entre la droite météorique locale (avec un excès en deutérium de 13.5 ‰, Raïbi et al., 2006) et la droite météorique mondiale (avec un excès en deutérium de 10 ‰, Rozanski et al., 1993 ; Craig, 1961) (Fig. 67).

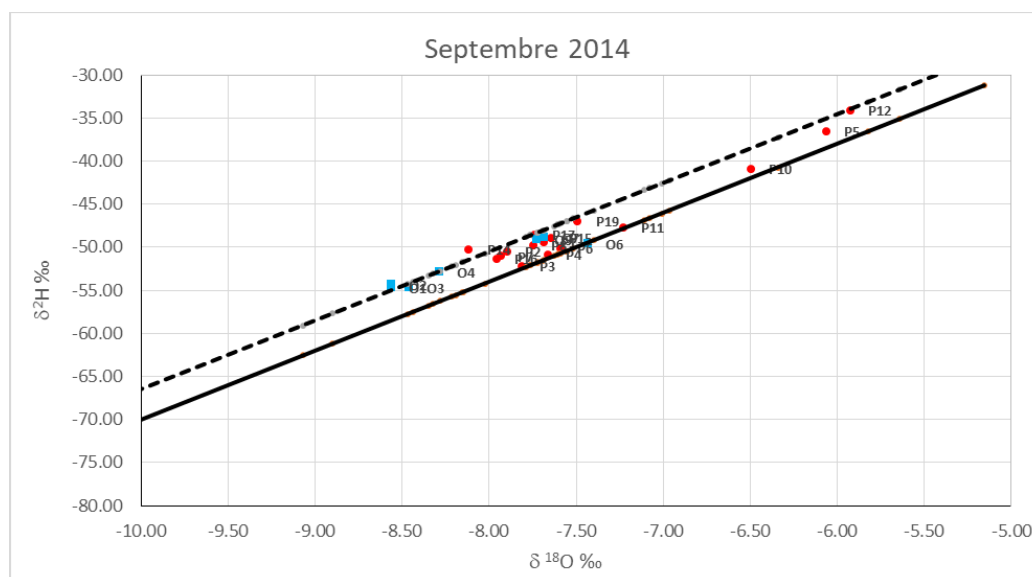


Figure 67 : Représentation graphique de la relation de $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ des différents échantillons des eaux de surface de l'oued Rheraya et des eaux souterraines de la nappe alluviale comparés par la ligne météorique mondiale et locale (campagne septembre 2014) .

L'eau de l'oued a des concentrations qui varient entre -8.56‰ et -7.43‰ pour le $\delta^{18}\text{O}$ et -48‰ et -55‰ pour le $\delta^2\text{H}$ (Tab. A, voir annexe1). Les eaux échantillonnées dans le bassin montagneux (O1 à O4) en sont les plus appauvries. Cela traduit l'effet d'altitude impliquant que l'eau d'une masse d'air condensée à plus haute altitude contient une plus grande quantité d'isotopes plus légers d'oxygène et d'hydrogène et, par conséquent, a des valeurs plus faibles en $\delta^{18}\text{O}$ et en $\delta^2\text{H}$.

La majorité de l'eau souterraine échantillonnée a des compositions en isotopes stables similaires à l'eau de l'oued échantillonné au piémont. Ceci corrobore l'analogie en hydrochimie. Des puits se séparent du lot et sont plus enrichis, notamment le P5 qui est localisé loin de l'oued, et les P10 et P12 localisés en amont du seuil de l'ORMVAH près de l'oued et présentant une très faible profondeur de l'eau.

2) Campagne de Décembre 2014

a) Conductivité électrique (CE)

Les variations les plus importantes de la CE de l'eau de l'oued Rheraya est l'augmentation de la CE enregistrée sur le O5 (4200 $\mu\text{S}/\text{cm}$) à la sortie de la montagne et la diminution de la CE sur les O6 et O7 (autour de 650 $\mu\text{S}/\text{cm}$) (Tab. B, voir annexe 2).

Pour l'eau souterraine, globalement, la CE n'a pas subi de grande variation. Une légère salinisation des puits localisés dans le lit de l'oued (P3 et P11) est observée.

b) Faciès hydrochimique

Les eaux ont globalement conservé leur faciès chimique (Fig. 68). On dénote toutefois une légère migration vers le pôle bicarbonaté et le pôle magnésien. Ceci expliquerait que les nouveaux apports en eau de surface sont plus enrichis en Mg. Dans le cas de l'eau souterraine, ceci indiquerait un certain mélange avec l'eau de surface nouvellement générée. Le faciès bicarbonaté-calcique et magnésien dans notre bassin est déjà signalé dans des travaux précédents (Boukhari, 2015; N'da et al., 2016).

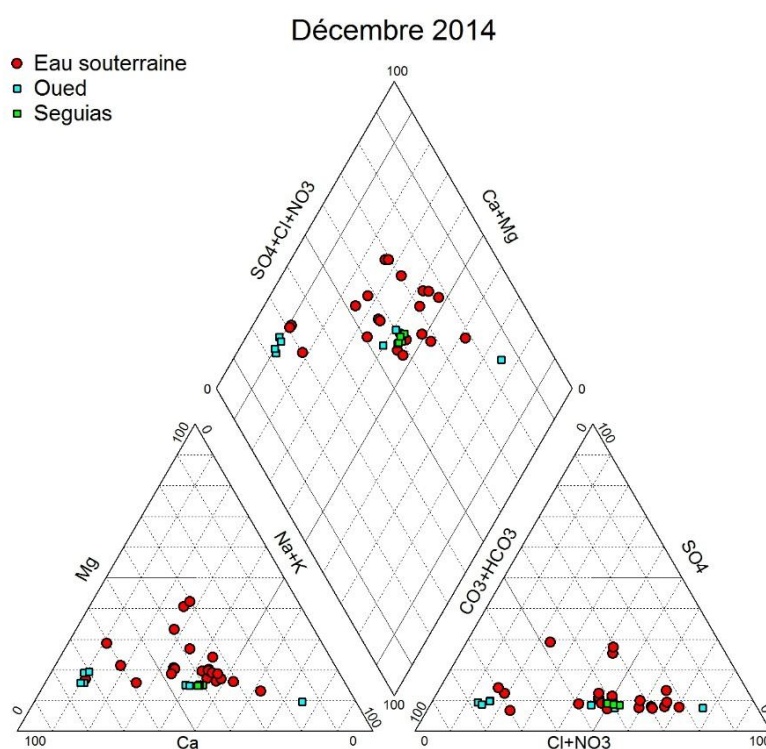


Figure 68 : Diagramme de Piper de la composition chimique des échantillons des eaux de surface de l'oued Rheraya et des eaux souterraines de la nappe alluviale (campagne décembre 2014).

c) Signature isotopique (^{18}O & ^2H)

Pour l'eau de surface, les points se sont déplacés (O5 dans une moindre mesure) vers un appauvrissement en isotopes. Il y a un renouvellement des eaux de l'oued par les nouvelles précipitations hivernales (Fig. 69).

Pour l'eau souterraine, les puits P5, P12 et P10, sont restés les plus enrichis en isotopes. Les autres puits n'ont également pas connu de variation isotopique sensible.

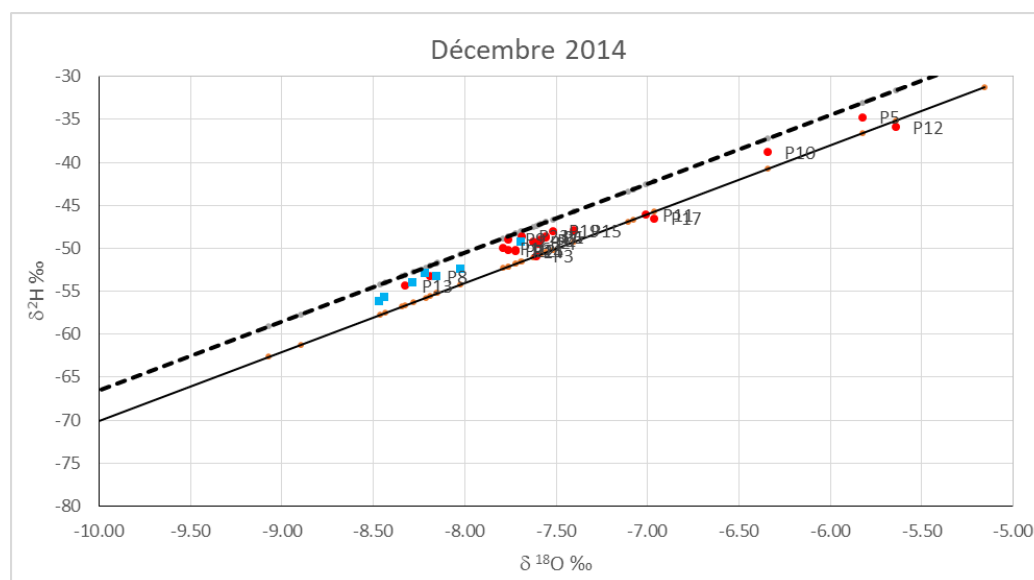


Figure 69 : Représentation graphique de la relation de $\delta^2\text{H}$ en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ des différents échantillons des eaux de surface de l'oued Rheraya et des eaux souterraines de la nappe alluviale comparés par la ligne météorique mondiale et locale (campagne décembre 2014).

3) Discussion des résultats

Dans notre zone d'étude, on peut distinguer les principaux groupes suivants :

- ☐ La montagne : les eaux de surface et souterraine sont très douces, appauvries en isotopes stables et avec un faciès bicarbonaté calcique ;
- ☐ Le piémont en amont du seuil de l'ORMVAH : les eaux de faible profondeur sont saumâtres avec un enrichissement en Cl, Ca et Mg, ainsi qu'en isotopes stables. L'effet de l'évaporation serait responsable, du moins en partie de ces caractéristiques ;
- ☐ Le piémont en aval du seuil de l'ORMVAH : les eaux sont moins saumâtres, avec un faciès chimique intermédiaire et une composition isotopique plus faible.

Le faciès bicarbonaté sodique et magnésien serait dû à la présence de terrains carbonatés dans le bassin versant, notamment le Crétacé. A présence des chlorures serait due à la dissolution du sel du Trias et/ou à l'évaporation. Le Trias est présent juste en amont de la zone piémontaise. L'effet de l'évaporation est ressenti au niveau de certains points (Fig. 70).

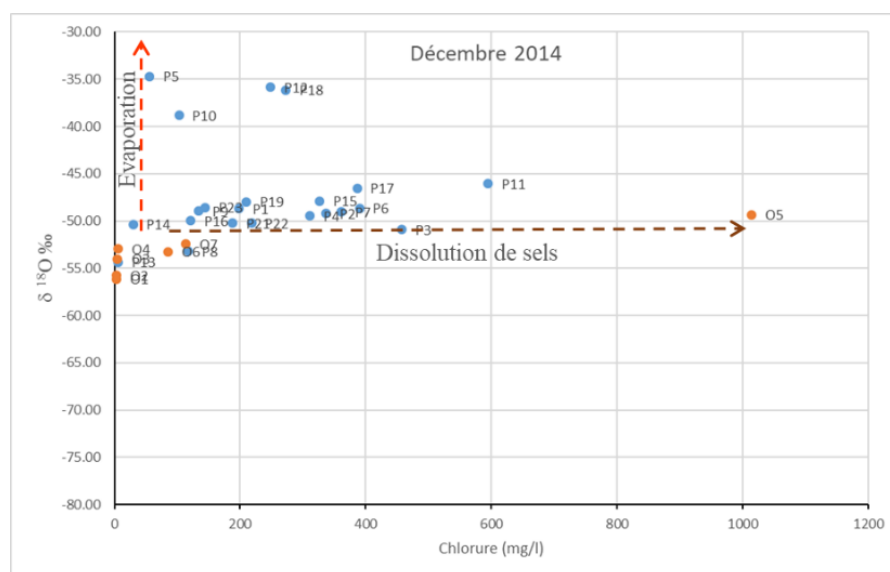


Figure 70 : Relation Cl en fonction de $\delta^{18}\text{O}$ des différents échantillons des eaux de surface de l'oued Rheraya et des eaux souterraines de la nappe alluviale (campagne décembre 2014).

La recharge entre septembre 2014 et décembre 2014, est ressentie à travers un certain enrichissement en Mg. La contamination par les chlorures et l'évaporation auraient occulté en partie ses effets. L'absence de mesures géochimiques après cette date ne permet pas de se prononcer sur la réalité de ces changements.

VI. Conclusion

La recharge de l'eau souterraine à proximité de l'oued Rheraya semble être générée principalement par les écoulements de l'oued Rheraya notamment les crues qui sont plus fréquentes en automne et en hiver. La remontée de l'eau souterraine s'est enclenchée dès le mois de septembre. Des recharges épisodiques se sont succédées le long du cycle hydrologique avec des durées et des amplitudes variant en fonction de l'intensité des événements pluviométrique et hydrologique. La durée des événements calculée par le programme EMR varie d'une semaine à 2 mois avec une durée cumulée des épisodes de recharge variée de 224 j (27% de la période d'enregistrement) à 379 j (50% de la période d'enregistrement). Concernant les hauteurs de recharge enregistrées à l'échelle des épisodes

détectées sont très variables, elles varient entre une hauteur minimale de 0,01 m à 0,67 m. La recharge nette cumulée durant la période d'enregistrement variée de 1,11 m à 1,9 m. Les périodes prolongées sont liées à la présence d'écoulements continus dans l'oued. L'épisode de la recharge la plus longue a lieu entre avril 2015 et juin 2015, la récession de cet événement est très faible engendrant l'existence d'un palier reflétant un état d'équilibre de la nappe alluviale ou la recharge est égale à la décharge de l'eau souterraine. Cet événement tend à perdre les caractéristiques d'une recharge épisodique et la recharge correspondante est peut être sous-estimée.

Les résultats de la récession (MRC) en utilisation les précipitations et les débits au niveau des deux puits P_A et P_B montrent des bonnes corrélations au niveau du P_B par rapport au P_A, cela est traduit par des courbes de récession bien ajustées dans le P_B contrairement au P_A où les courbes de récession sont moins ajustées, par conséquent une sous estimation de la variation piézométrique (ΔH) engendrera par la suite une sous estimation de la recharge au niveau du puits P_A. D'autre part les corrélations sont significatives lorsqu'on utilise les débits de l'oued Rheraya comme source de recharge au lieu des précipitations. Ces résultats montrent à la fois que la variation piézométrique notamment le taux de déclin des eaux souterraines est lié à la présence des écoulements au niveau de l'oued Rheraya plus que les événements de précipitations, et que la recharge de l'eau souterraine est fortement liée aux débits de l'oued Rheraya.

La comparaison entre la recharge nette calculée par la méthode de fluctuations de l'eau souterraine (EMR) et celle calculée par la méthode piézométrique classique montre une sous-estimation de la recharge calculée par la méthode piézométrique. La hauteur moyenne de recharge calculée par cette dernière est de l'ordre de 0,6 m tandis que celle calculée par la méthode EMR est de l'ordre de 0,71 m. Cette comparaison entre les deux méthodes remet en question la validité de la méthode piézométrique classique pour estimer la recharge en eau souterraine dans un contexte alluvial caractérisé par une un aspect actif et une profondeur faible de la nappe. Par conséquent l'utilisation de la méthode piézométrique dans ce contexte et à l'échelle du cycle hydrologique risquent d'une part à sous-estimer la recharge nette annuelle et de manquer plusieurs épisodes de recharge, et d'autre part de surestimer la recharge en intégrant des apports de recharge due au retour d'irrigation au niveau des puits situées dans les zones agricoles. En contre partie l'utilisation de la méthode piézométrique reste utile pour déterminer le sens de l'écoulement globale, l'amplitude de la recharge et la relation nappe-oued avec les échanges de l'eau dans les deux sens.

Les corrélations significatives sont trouvées en effet entre la hauteur des recharges et les pluies mesurées dans le bassin montagneux d'une part et également avec les débits mesurés à l'exutoire d'autre part. Cette relation empirique est très utile pour reconstituer l'historique de la recharge de l'eau souterraine aux abords de l'oued Rheraya et aussi pour prédire l'effet du changement climatique sur l'évolution future de la recharge.

Les mesures effectuées sur un ensemble de puits pour l'évènement de recharge le plus important survenu entre Septembre 2014 et Décembre 2014 ont montré que tout le système alluvial a été influencé par cette recharge. Les variations à l'intérieur et à l'extérieur du lit majeur sont du même ordre. Loin de l'oued, les retours d'irrigation par les séguías dérivées de l'oued peuvent contribuer à la recharge de l'eau souterraine.

Sur le plan géochimique, dans la zone piémontaise l'eau souterraine présente un faciès carbonaté avec un enrichissement en chlorure. Ce dernier serait dû à la dissolution du sel du Trias (trois passage en allant de l'amont du bassin versant de la Rheraya vers l'aval) et à l'évaporation. La recharge entre septembre 2014 et décembre 2014, quoiqu'assez exceptionnelle, n'a pas provoqué des changements substantiels sur la composition géochimique et isotopique du système aquifère alluvial. Un certain mélange est néanmoins ressenti à travers l'enrichissement en Mg. La contamination par les chlorures et l'évaporation auraient occulté en partie ses effets. L'absence de mesures géochimiques après cette date ne permet pas de se prononcer sur la réalité de ces changements. Par ailleurs, la contamination par les chlorures rend difficile l'utilisation de cet élément comme traceur pour quantifier la recharge par bilan de masse.

CHAPITRE IV : ÉVOLUTION DE LA RECHARGE SOUS L'IMPACT DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

I. Introduction

La recharge de l'eau souterraine est un paramètre majeur par lequel le changement climatique (CC) peut affecter les ressources renouvelables des aquifères. Les ressources en eaux souterraines sont liées au changement climatique par l'interaction directe avec les ressources en eau de surface, telles que les lacs et les rivières, et indirectement par le processus de recharge. Par conséquent, quantifier l'impact du changement climatique sur les ressources en eaux souterraines nécessite non seulement des prévisions fiables des changements dans les principales variables climatiques, mais aussi une estimation précise de la recharge des eaux souterraines (Jyrkama et Sykes, 2007). Les effets du changement climatique sur la recharge ne sont pas nécessairement négatifs dans tous les aquifères pendant toutes les périodes (Eckhardt et Ulbrich, 2003; Jyrkama et Sykes, 2007; Döll, 2009; Gurdak et Roe, 2010). Des études sur les changements climatiques ont prédit une réduction de la recharge (Herrera-Pantoja et Hiscock, 2008; Bates et al., 2008; Dragoni et Sukhija, 2008); et d'autres ont prédit que les CC entraîneront probablement une augmentation des taux de recharge (Jyrkama et Sykes, 2007; Kovalevskii, 2007). La diminution de la recharge qui serait due à une baisse des précipitations efficaces et des apports en eaux de surface implique une baisse du stock de l'eau souterrain et une mise à risque des ressources. Par conséquent la caractérisation des mécanismes de recharge des aquifères est un enjeu majeur de la recherche pour déterminer l'impact direct du CC sur l'eau souterraine.

Les changements dans le climat futur modifieront les cycles hydrologiques régionaux et affecteront par la suite la quantité et la qualité des ressources en eau régionales (Gleick, 1989). Les CC et la variabilité climatiques auront probablement de nombreux effets sur les taux et les mécanismes de recharge (Vaccaro, 1992; Green et al., 2007a; Kundzewicz et al., 2007; Aguilera et Murillo, 2009). Cependant, malgré l'importance de la recharge comme paramètre clé dans le bilan hydrique, il reste le moins étudié notamment dans les zone semi-arides les plus concernées et influencées par les CC. Ces dernières années, de nombreuses recherches ont été entreprises pour examiner l'éventail des impacts possibles des CC sur les ressources en eau de surface. Cependant les recherches des effets du CC sur les eaux souterraines restent limitées et même inadéquates (Bates et al., 2008), peu d'études ayant étudié les impacts du CC sur les ressources en eaux souterraines et ont abordé la question des incertitudes liée aux études du CC (Jackson et al., 2011). En effet, des nombreuses sources incertitudes sont liées aux modèles climatiques eux-mêmes (Crosbie et al., 2011), aux

méthodes de désagrégation (Holman et al., 2009), à la formulation et la précision des MCG, (ii) l'ampleur des émissions anthropiques, (iii) l'effet temporel et spatial des variations naturelles internes (Rowell, 2006) d'une part, et d'autre part aux modèles conceptuels du système (Bredehoeft, 2005; Poeter et Anderson, 2005), à la structure du modèle numérique et ses paramètres (Refsgaard et al., 2006; Wilby, 2005) et les données sur lesquelles il est basé. De plus, la réponse du processus au changement climatique est incertaine

La difficulté d'étudier l'impact du CC sur la recharge de la nappe est liée à plusieurs raisons :

- Les effets du CC sur la recharge sont difficiles à évaluer et à examiner.
- Contrairement aux système d'eau de surface les systèmes souterrains tendent à répondre plus lentement aux variations des conditions climatiques (Kelly et al., 2013; Walton, 2011).
- Les CC affecte directement les ressources en eau de surface en modifiant les variables climatiques à long terme comme la température de l'air, les précipitations et l'évapotranspiration, la relation entre les variables climatiques changeantes et les eaux souterraines est plus compliquée et difficile à quantifier (Jyrkama et Sykes, 2007).

Dans ce chapitre, nous analysons dans un premier temps l'historique de la recharge entre 1990 et 2014 en utilisant les corrélations trouvées dans le chapitre précédent entre la hauteur de recharge et la pluie en amont du bassin versant de la Rheraya d'une part, et avec les débits à l'exutoire du bassin d'autre part. Nous utilisons à cet effet les données pluviométriques journalières et les débits mesurés sur la station de Tahanaout (Fig. 11). Ensuite, l'impact des changements climatiques à venir sur l'évolution de la recharge est analysé en comparant des simulations MEDCORDEX pour la période passée de 1990 à 2005 à des projections sur la période 2020-2040. Pour cela, les données MEDCORDEX sont désagrégées à l'échelle de la Rheraya en nous appuyant sur les observations passées.

II. Matériels et Méthodes

1) Données utilisées

a) Données pluviométriques

Nous disposons des mesures de pluie journalière à la station Tahanaout fournies par l'ABHT entre 1990 et 2014 (Fig. 71).

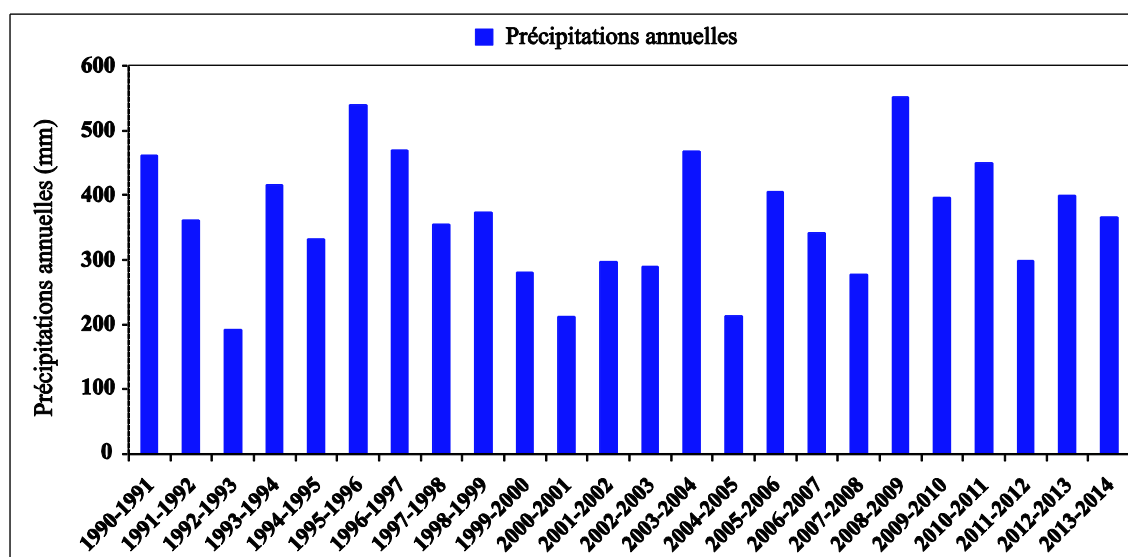


Figure 71 : Précipitations annuelles à la station de Tahanaout entre 1990 et 2014.

b) Débits et crues de l'oued Rheraya

Nous disposons des mesures de débits journaliers à la station de Tahanout fournies par l'ABHT pour la période 1962-2017 (Fig. 10). Par ailleurs, nous disposons de caractéristiques des principales crues à un pas de temps plus fin (1962-2006), permettant d'en déterminer les temps de montée, débit de pointe, etc.

2) Méthodologie pour reconstituer la recharge

a) Relation recharge-pluie et recharge-débit établie au niveau de la nappe du Rheraya

Pour la reconstitution et l'estimation de la recharge au niveau de la nappe alluviale nous nous sommes basés sur les résultats obtenus au niveau du puits aval (P_B) traité en détail au niveau du quatrième chapitre (cf. chapitre III, section 8). Des relations linéaire ont été établies à la fois entre la recharge avec les précipitations (Fig. 60) et la recharge avec les débits (Fig. 62).

Idéalement et pour établir une relation recharge-précipitation au niveau de la nappe alluviale il aurait préférable d'utiliser plusieurs puits du suivi situés au niveau de notre zone d'étude (cf. chapitre III : choix des sites). Au vue des choix très limités des sites de mesure, de l'accessibilité aux puits et aux matériels nous avons adopté la relation recharge-précipitation évaluée au niveau du P_B considérée représentative de la zone de la nappe alluviale du Rheraya pour les raisons suivantes :

- Le puits situé dans le lit majeur de l'oued Rheraya.
- La zone non saturée est faible (< 14 m). Cette profondeur est typique et représentative des nappes alluviales caractérisées par des profondeurs faibles dans le piémont.
- Les enregistrements ont été effectués en absence du pompage (niveau statique de la nappe).
- Le puits situé en dehors des parcelles irriguées, ce qui élimine le facteur des retours d'irrigation.
- Le puits situé au niveau d'une zone avec un dénivelé faible.
- La période d'enregistrement couvre deux cycles hydrologiques (2014 à 2016), avec une période humide qui contient un événement exceptionnel et une période sèche (2015-2016).

(i) Relation précipitations - recharge

La relation ci-dessous a été établie pour notre site d'étude pour exprimer la relation précipitations-recharge (équation. 20)

$$R_{(t)} = 2,293 * P_{(t)} + 0,009 \quad (20)$$

Avec :

- $R(t)$: Hauteur de la recharge durant la période t (en mètres);
- P : Hauteur cumulée de précipitation pour les événements supérieurs à 0,01 m durant la période t (en mètres);

Les résultats obtenus de la recharge en fonction des précipitations sont présentés dans le tableau 18 (cf. Chapitre III section 7). Ils montrent une forte corrélation entre les précipitations et les hauteurs de recharge calculée par la méthode EMR au niveau de la nappe alluviale. La relation établie avec un coefficient de corrélation r de 0,96 et un coefficient de détermination R^2 de 0, 92 (Fig. 60).

Cette relation étant linéaire, elle peut s'appliquer aussi bien à l'échelle de l'évènement que pour des cumuls d'évènements supérieurs à 10 mm. Les valeurs de recharge estimée pour chaque évènement de plus de 10 mm sont ensuite cumulées pour chaque année hydrologique.

(ii) Relation débit - recharge

La relation ci-dessous (équation. 21) a été établie pour notre site d'étude :

$$R_{(t)} = 0,072 * Q_{(t)} - 0,027 \quad (21)$$

Avec :

- $R_{(t)}$: Hauteur de la recharge durant la période t (en mètres);
- $Q_{(t)}$: Débits moyens pour les évènements durant la période t ($m^3.s^{-1}$);

Les résultats obtenus et la recharge en fonction des débits sont présentés dans le tableau 22 (cf : Chapitre III section 7) montre une forte corrélation entre les débits de l'oued Rheraya et les hauteurs de recharge calculée par la méthode EMR au niveau de la nappe alluviale. La relation établie avec un coefficient de corrélation r de 0,73 et un coefficient de détermination R^2 de 0,53 (Fig. 61).

3) Génération de scénarios pour les paramètres hydro-climatiques

a) Les sorties de modèles climatiques (Med-CORDEX)

Afin d'étudier l'évolution de la recharge de la nappe à l'horizon de 2040, nous avons utilisé la base de données des simulations des modèles climatiques régionaux (RCM) à une résolution spatiale de 50 km issues du projet Med-CORDEX (<http://www.medcordex.eu/>). Les simulations utilisées sont (Fig. 72) :

- EVAL : Les simulations en période de contrôle, 1979-2005, avec les modèles RCM forcés par des réanalyses ERA-interim.
- HIST : Les simulations en période de contrôle (1950-2005, selon les modèles à avec les RCM forcés par les différents modèles climatiques globaux (GCM).
- RCP 4.5 et RCP 8.5 : Les simulations en période future (2005-2100) des RCM forcés par les différents GCM selon le scénario d'émission RCP 4.5 ou RCP 8.5.

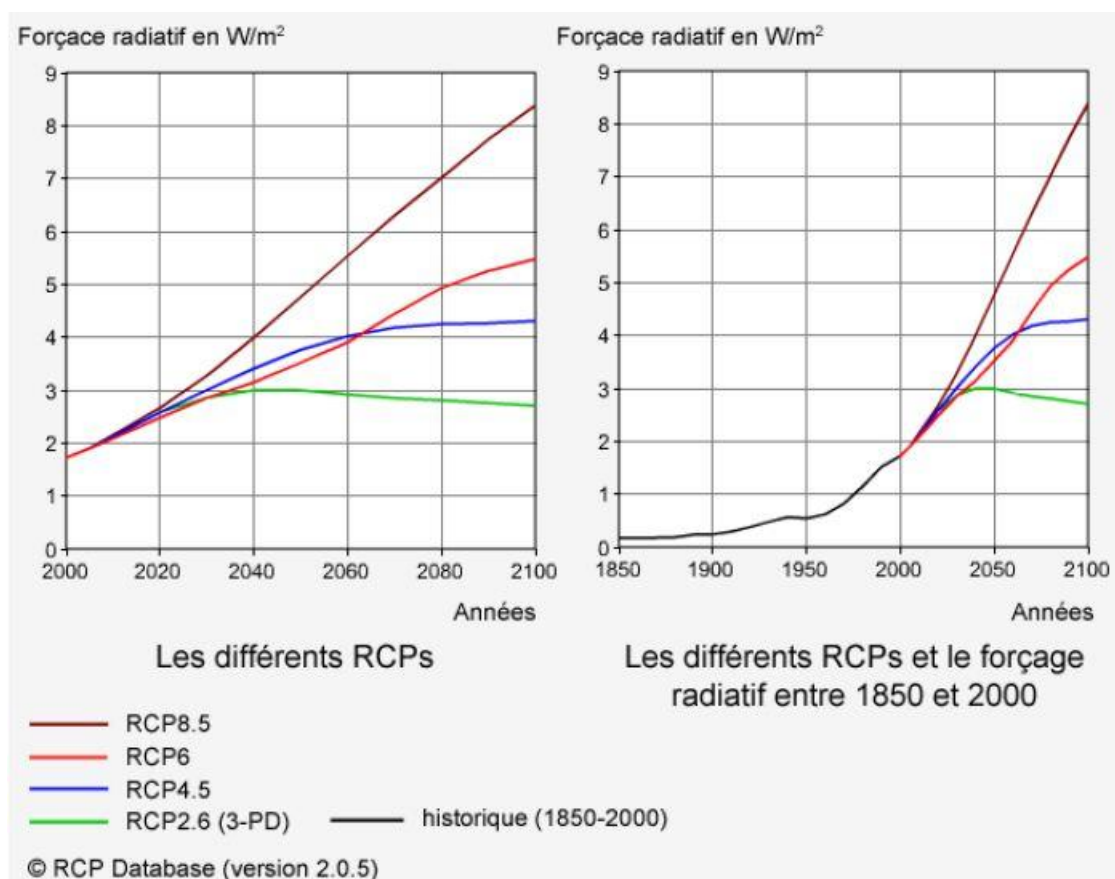


Figure 72 : Forçage radiatif entre 1850 et 2100 selon les différents RCPs (source : <http://www.universcience.fr>).

b) Méthode de désagrégation

Etant donné la petite taille du bassin de la Rheraya (225 km^2) par rapport à la maille des simulations MEDCORDEX (50 Km), ces dernières ne sont pas représentatives du climat de ce bassin. Il est donc nécessaire de désagréger ces données en s'appuyant sur des données observées sur le terrain. Plusieurs stratégies existent pour réaliser cette opération. On peut soit calculer un changement entre les sorties des modèles historiques et futures puis les appliquer aux données observées, soit calculer une transformation en simulations historiques et observations et l'appliquer aux simulations futures. Le calcul des changements peut quant à lui être résumé à un simple facteur de changement (« anomalie ») sur des valeurs mensuelles, soit consister à calculer, toujours pour chaque mois, une transformation de distribution entre les histogrammes des différentes données (méthode CDF, « cumulative distribution functions »). Nous avons choisi pour cette étude la méthode des anomalies appliquée entre la période 1990 – 2005 et les simulations RCP 4.5 et 8.5 pour la période 2020 – 2040, et nous avons choisi de corriger les données observées à partir du changement calculé entre simulation MEDCORDEX.

Pour modifier les précipitations nous avons calculé un rapport entre le cumul de pluie de tous les mois de la période historique (P_{hist}) et future (P_{rcp}), puis nous avons ajusté les précipitations journalières observées (P_{obs}) en les multipliant par ce rapport pour obtenir P_{obs_rcp} (équation. 18). Les facteurs de corrections mensuelles calculés ont été appliqués sur la série de données observées au niveau des deux stations Tahanaout et Ouka pour la période de 2020 à 2040.

$$P_{obs_rcp} = \left(\frac{P_{rcp}}{P_{Hist}} \right) * P_{obs} \quad (18)$$

Pour modifier les températures (minimale, maximale et moyenne), nous avons calculé la différence des températures mensuelles historiques (T_{hist}) et futures (T_{rcp}) simulées par les deux scénarios (RCP 4.5 et 8.5) pour les périodes 1990-2005 de 2020-2040. Ces différences ont été ajoutées aux températures journalières observées (T_{obs}) pour obtenir des séries T_{obs_rcp} (équation. 19).

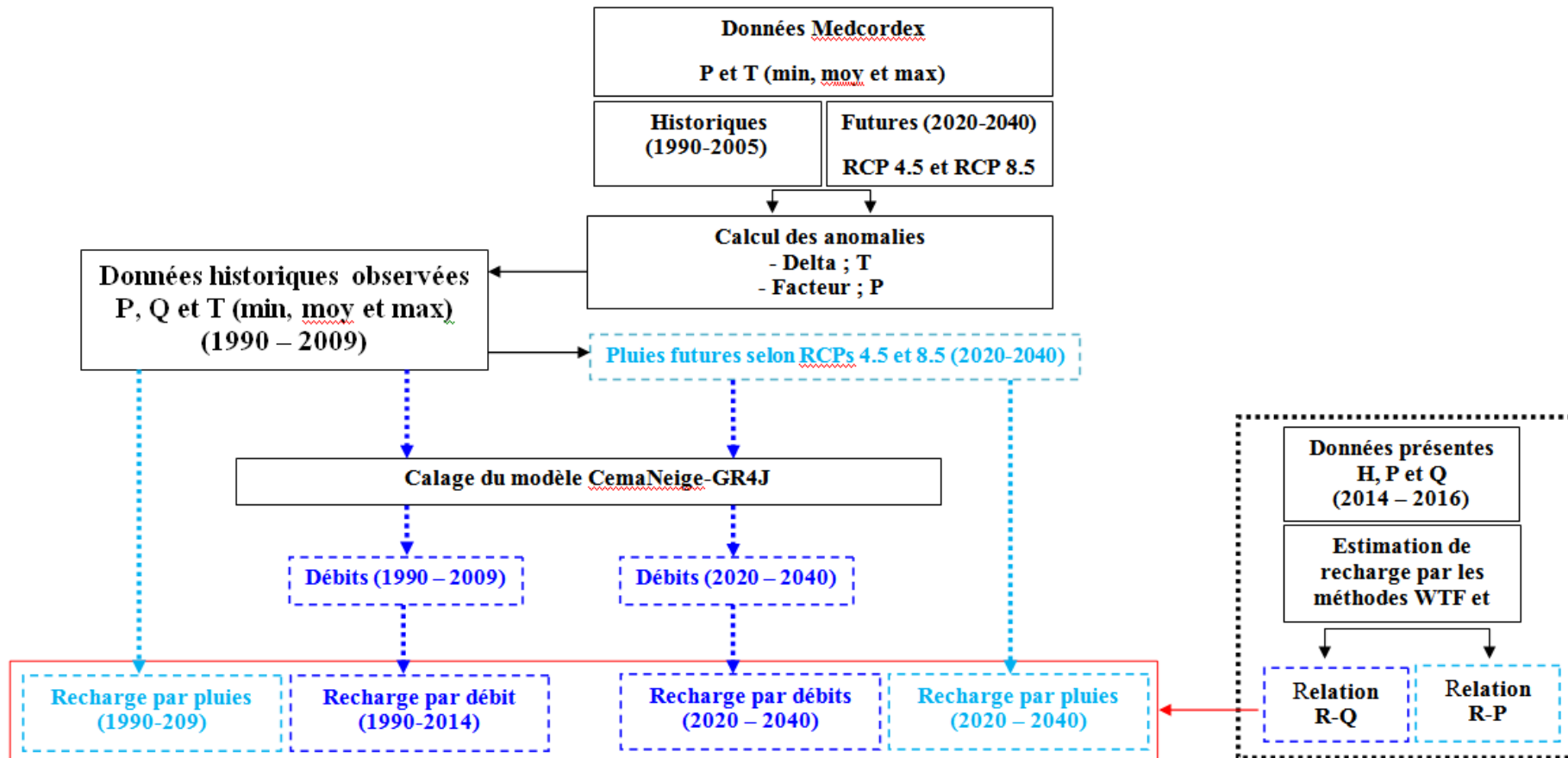
$$T_{obs_rcp} = (T_{rcp} - T_{hist}) + T_{obs} \quad (19)$$

4) Estimation de la recharge future

La méthodologie adoptée pour la reconstituions de la recharge historique (1990-2014) et l'estimation de la recharge future (2020-2040) est présenté dans la figure 73. Cette méthodologie consiste à :

1. Utiliser les simulations MEDCORDEX pour la période passée de 1990 à 2005 à des projections pour la période 2020-2040 pour objectif de calculer des anomalies;
2. Appliquer ces anomalies mensuelles pour corriger les données observées afin d'avoir une projection future ; les rapports mensuels ont été appliqués pour corriger les séries des pluies et les delta change pour corriger les températures;
3. Utiliser les séries futures produites des pluies et des températures (min, max et moy) pour faire tourner le modèle CemaNeige-GR4J tous en gardant le même calage établie (cf. Chapitre II section : Protocole du calage). L'objectif de cette étape est de simuler des débits futurs;
4. Utiliser les pluies générées et les débits simulés par CemaNeige-GR4J pour calculer la recharge future en utilisant les relations Recharge-Pluie et Recharge-Débits établie.

5. Comparer et évaluer les résultats obtenus de la recharge pour les deux périodes historique et future.



P = Pluies ; Q = Débits ; T = température ; WTF = *Water Table Fluctuation* ; EMR = *Episodic Master Recession*

Figure 73 : Méthodologie appliquée pour la projection de la recharge à l'horizon de 2040.

III. Résultats

1) Evolution historique de la recharge (1990-2014)

La reconstitution de la recharge pour une série chronologie de 24 ans est basée sur l'équation linéaire (18) établie pour le puits P_B, La recharge a été calculée pour chaque année (Tab. 25).

Tableau 25 : Hauteurs de recharge reconstituées pour la période 1990-2014.

Année	Nombre d'événement	Précipitation annuelle (mm)	Recharge Cumulée (m)
1990-1991	9	462	0,88
1991-1992	11	360,6	0,72
1992-1993	9	192,5	0,37
1993-1994	9	416	0,84
1994-1995	7	331,6	0,68
1995-1996	13	539	1,07
1996-1997	10	469,4	1,00
1997-1998	11	354,8	0,68
1998-1999	11	372,9	0,81
1999-2000	9	280,2	0,55
2000-2001	9	212,1	0,42
2001-2002	7	297,4	0,58
2002-2003	9	289,7	0,53
2003-2004	15	466,9	0,94
2004-2005	9	213,2	0,43
2005-2006	11	405,6	0,82
2006-2007	8	341,7	0,63
2007-2008	7	277,5	0,57
2008-2009	14	550,6	1,15
2009-2010	10	396	0,79
2010-2011	10	449,1	0,91
2011-2012	6	298,2	0,56
2012-2013	10	399,7	0,87
2013-2014	11	365,7	0,73

On observe que le nombre annuel d'épisodes de recharge varie entre un minimum de 6 enregistrée (2011-2012) et un maximum de 15 événements enregistrés pour l'année 2003-2004 avec une moyenne de 9 événements par an. Les hauteurs de recharge varient entre 0,37 m (2008-2009) et 1,15 m (1992-1993) avec une moyenne de 0,73 m par an. Les hauteurs de recharge estimées ont dépassé le seuil de 1 m durant les années 1995-1996 et 2009-2010 qui correspondent à des années humides avec une hauteur de précipitations dépassant le seuil de

530 mm.an⁻¹. Les précipitations moyennes annuelles enregistrées pour les deux années 1995-1996 et 2009-2010 sont respectivement 539 mm.an⁻¹ et 550,6 mm.an⁻¹ (Fig. 74).

Les épisodes de recharge varient entre 8 épisodes durant l'année 2014-2015 et 5 épisodes pour l'année 2015-2016. Concernant les hauteurs de recharge, elles varient entre 0,67 m (2015-2016) considérée comme année sèche avec une moyenne annuelle de précipitation de 268 mm.an⁻¹ et 1,15 m pour l'année 2014-2015 ou la moyenne annuelle dépasse le seuil de 577 mm.

La comparaison des hauteurs de recharge entre la série historique reconstitué (1990-1991 et 2013-2014) et les deux années simulées (2014-2015 et 2015-2016) montre que la deuxième année (2015-2016) présente la tendance générale qui reflète globalement le vrai comportement de notre système alluvial, ce comportement se caractérise par des précipitations faibles et une recharge qui ne dépasse pas généralement le seuil de 1 m. tandis que l'année 2014-2015, représente l'exception avec les années similaires 1995-1996 et 2009-2010 qui correspondent à des années humides avec une présence des événements pluviométriques et hydrologiques extrêmes avec une moyenne annuelle des précipitations qui dépassent le seuil de 500 mm et par conséquent une recharge produite dépasse la hauteur de 1 m.

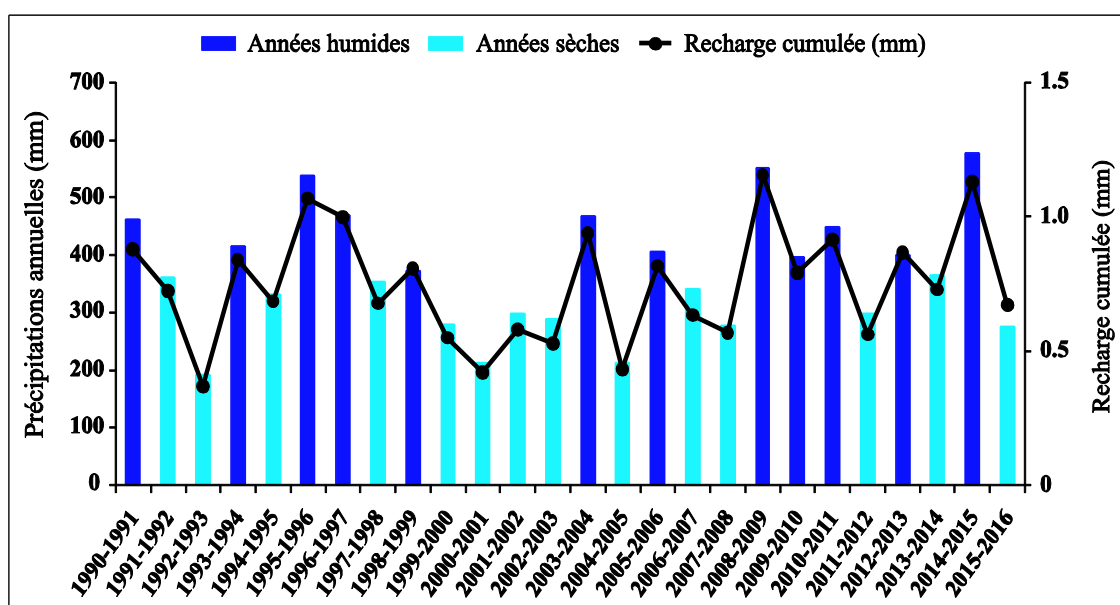


Figure 74 : Recharge reconstituée en fonction des précipitations annuelles entre 1990 et 2014.

2) Projection des variables hydro-climatiques

a) Projections des précipitations

Les résultats des projections de précipitations pour la période de 2020 à 2040 (Fig. 75, tab. 26) montrent une diminution globale des précipitations à l'exception des mois de février et d'août pour lesquels les modèles simulent une augmentation des précipitations. La baisse des précipitations est de -18,4% pour le scénario optimiste (RCP 4.5) et de -19,6% pour le scénario pessimiste (RCP 8.5). Les résultats des deux RCPs sont relativement proches car nous avons choisi un horizon proche (2040), alors que les résultats des RCPs 4.5 et 8.5 divergent plus à l'horizon 2100 (Fig. 71).

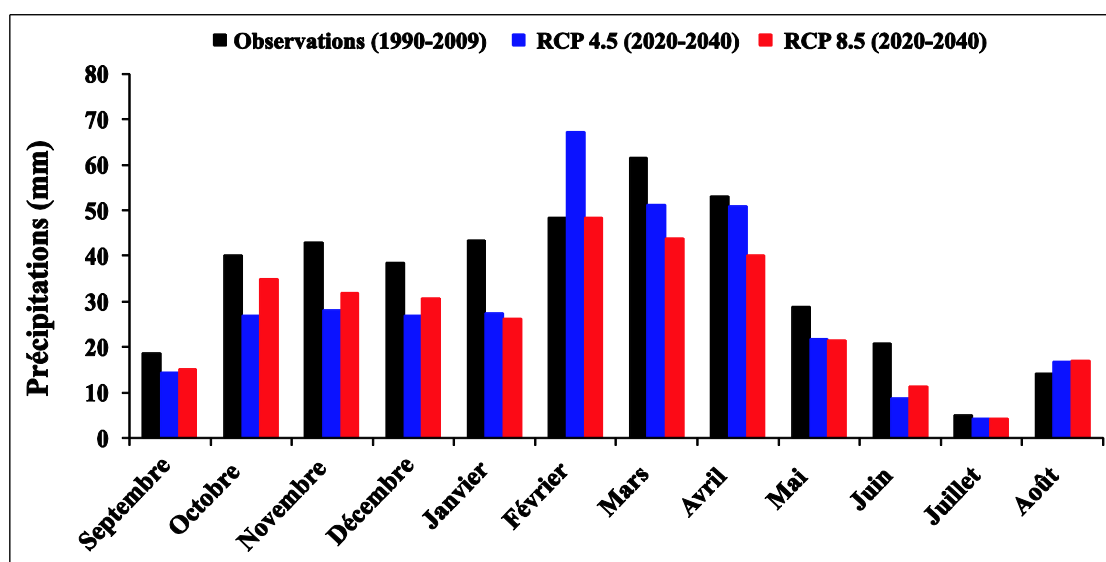


Figure 75 : Précipitations observées (1990-2009) et simulées pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).

Tableau 26 : Changement des précipitations observées pour la période historique (1990-2009) et les précipitations simulées pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).

Mois	P (RCP 8.5 - Hist)	P(RCP 4.5-Hist)
	(%)	(%)
Septembre	-19,9	-23,1
Octobre	-12,6	-32,9
Novembre	-25,9	-34,3
Décembre	-20,4	-30,0
Janvier	-39,8	-36,8
Février	0,0	38,7
Mars	-28,7	-16,8
Avril	-24,4	-4,0
Mai	-25,1	-24,5
Juin	-45,4	-58,4
Juillet	-13,3	-17,6
Août	20,0	18,0
Moyenne (%)	-19,6	-18,5

b) Projections des températures

Les résultats des projections pour les températures à l'horizon de 2040 (Fig. 76, tab. 27) montrent que la température moyenne augmente avec +0,87 °C pour le scénario RCP 4.5 et +1,36°C pour le scénario RCP 8.5. Les changements les plus importants concernent les mois d'avril à juillet pour lesquels les scénarios prévoient une augmentation supérieure à 2°C.

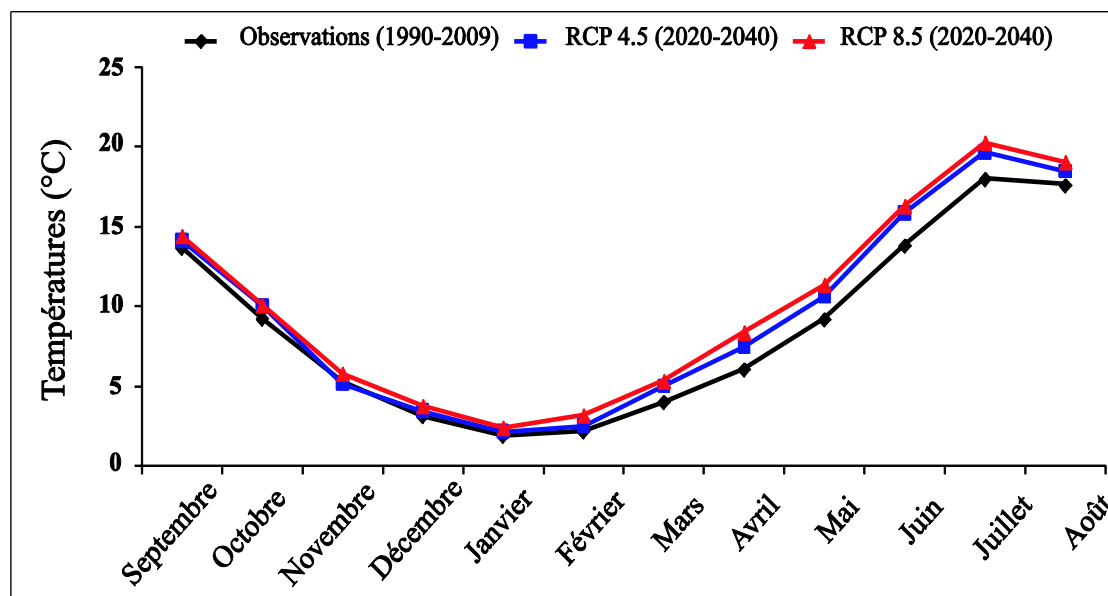


Figure 76 : Températures moyennes observées (1990-2009) et simulées pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).

Tableau 27 : Changement des températures observées pour la période historique (1990-2009) et les températures simulées pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).

Mois	T(RCP8.5 - Hist)	T(RCP4.5 - Hist)
	(°C)	(°C)
Septembre	0,73	0,42
Octobre	0,84	0,79
Novembre	0,55	-0,08
Décembre	0,62	0,29
Janvier	0,50	0,24
Février	1,01	0,35
Mars	1,31	0,98
Avril	2,31	1,42
Mai	2,17	1,42
Juin	2,48	2,05
Juillet	2,30	1,70
Août	1,45	0,89
Moyenne (°C)	+1,36	+0,87

c) Projections de la surface enneigée

Les simulations des débits et des surface enneigées sont faites par le du modèle CemaNeige-GR4J pour l’horizon de 2040 montrent une diminution de la surface enneigée durant tous les mois à l’exception du mois de février pour le scénario RCP 4.5 (Fig. 77).

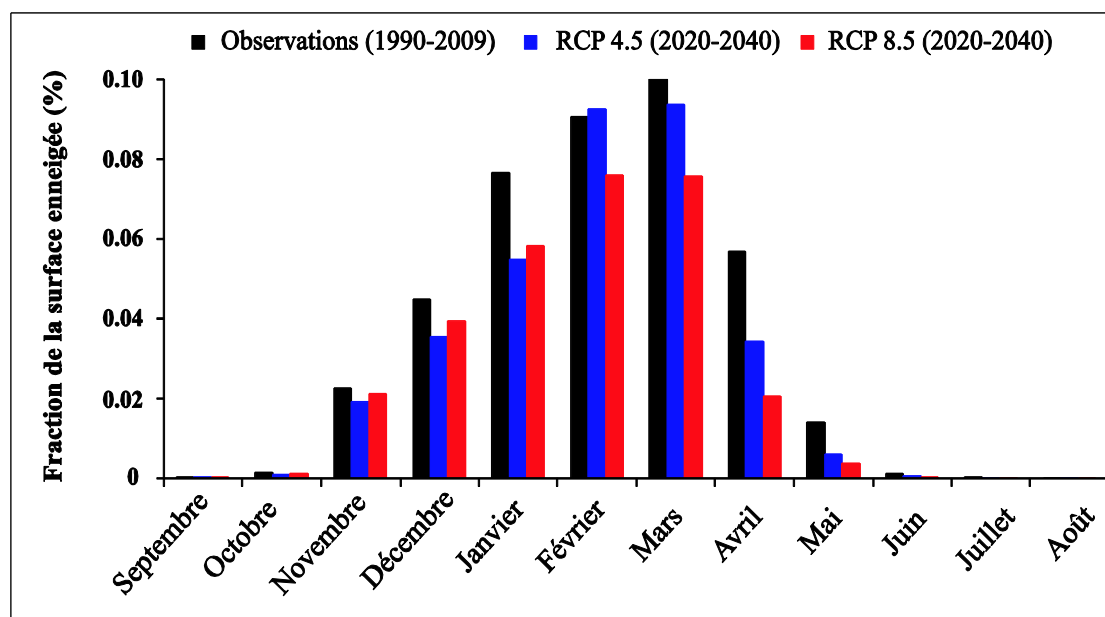


Figure 77 : Fraction enneigée simulée pour la période historique (1990-2009) et future pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).

d) Projection des débits de l’oued Rheraya

Les simulations des débits à l’horizon 2040 par le modèle CemaNeige-GR4J montrent une diminution marquée pour les deux scénarios (Fig. 78). On note que la baisse est supérieure à la baisse des précipitations. La baisse moyenne des débits est moins prononcée pour le scénario RCP 4.5 avec un pourcentage de -9% par rapport au scénario RCP 8.5 avec une diminution de -28%. Ces résultats sont concordants avec les simulations de changement climatique réalisées sur le bassin de la Rheraya avec le modèle Génie Rural à 2 paramètres Mensuel (GR2M) par [Marchane \(2017\)](#). Le changement le plus important est observé pour le RCP 8.5 malgré une baisse des précipitations similaire au RCP 4.5 semble être dû à l’augmentation des températures à une période où l’évapotranspiration est importante.

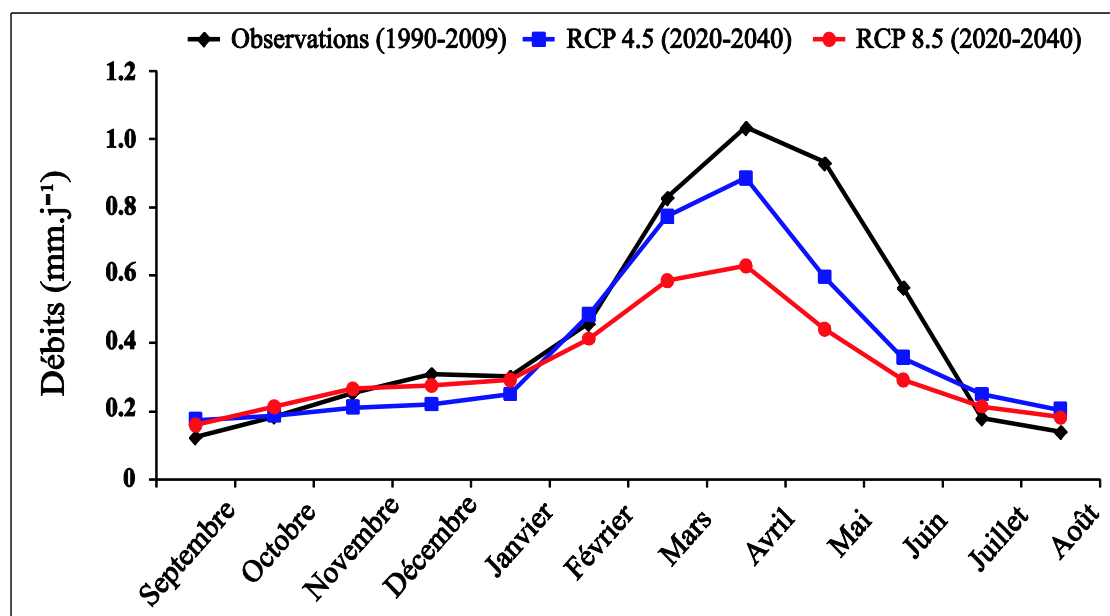


Figure 78 : Débits observés de l'oued Rheraya (1990-2009) et simulés pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).

3) Impact des changements climatiques sur la recharge

Afin de d'étudier l'impact des changements climatiques sur la recharge de la nappe à l'horizon de 2040, la méthodologie adoptée consiste à analyser le changement global et leurs effets sur le cycle hydrologique et de prévoir les changements que ce soit pour les précipitations ou les débits. Les séries produites de précipitations et de débits ont été utilisées en appliquant les relations recharge-pluies et recharge-débits révélées afin de prévoir les changements de la recharge.

Concernant les précipitations nous avons utilisé les données observées et les séries produites selon les deux scénarios RCPs 8.5 et 4.5, pour cette objectif nous avons calculé des moyennes mensuelles des précipitations ensuite de calculer la recharge correspondante en utilisant l'équation (18). Concernant les débits nous avons également utilisé des simulations de débit effectuées avec CemaNeige-GR4J.

a) Evolution de la recharge estimée par les précipitations

Les simulations de la recharge par les précipitations montrent une diminution marquée pour les deux scénarios (Fig. 79). La baisse est très marquée pendant le mois juin avec -58,3% pour le scénario RCP 4.5 et -45% pour le scénario RCP 8.5%, et une augmentation de 38,5% pendant le mois du février et 20% pendant le mois d'août respectivement pour RCP 4.5 et 8.5.

La baisse moyenne de précipitations enregistrée est de l'ordre de -18,47% pour le RCP 4.5 et -19,62% pour le RCP 8.5.

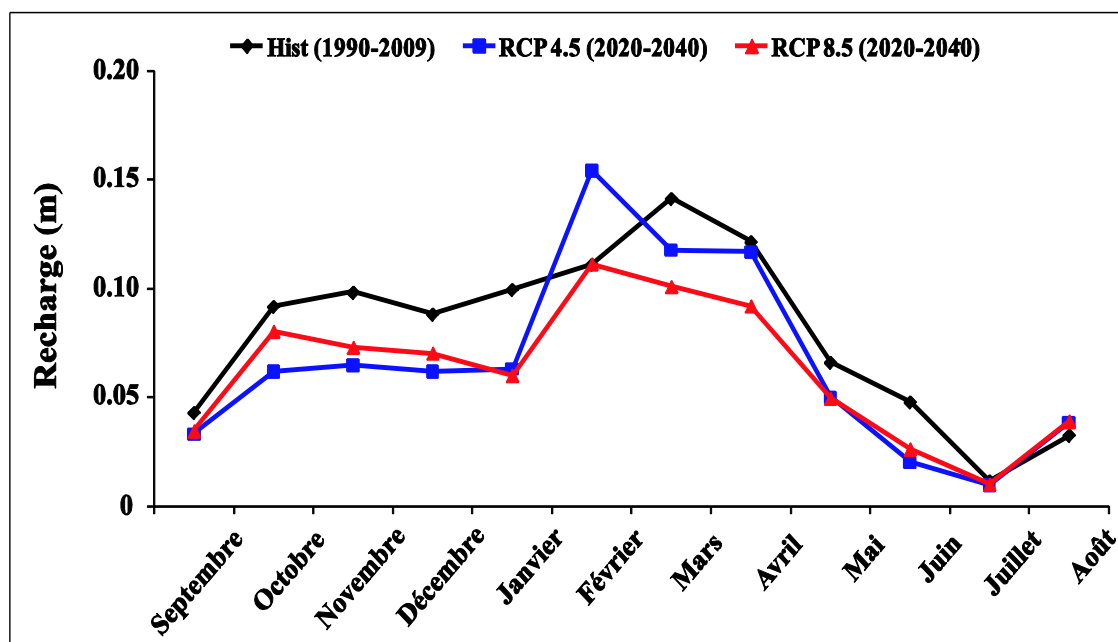


Figure 79 : Recharge estimée par les précipitations durant la période historique (1990-2005) et future pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).

b) Evolution de la recharge estimée par les débits

Les simulations de recharge générée par les débits de l'oued Rheraya indiquent une baisse moins prononcée par rapport à la diminution de la recharge engendrée par les précipitations (Fig. 80). La baisse moyenne enregistrée est de -18,47% pour le RCP 4.5 et -19,62% pour le RCP 8.5. La baisse est très marquée pendant le mois juin avec -64,55% pour le scénario RCP 8.5 et -54,65% pour le scénario RCP 4.5%.

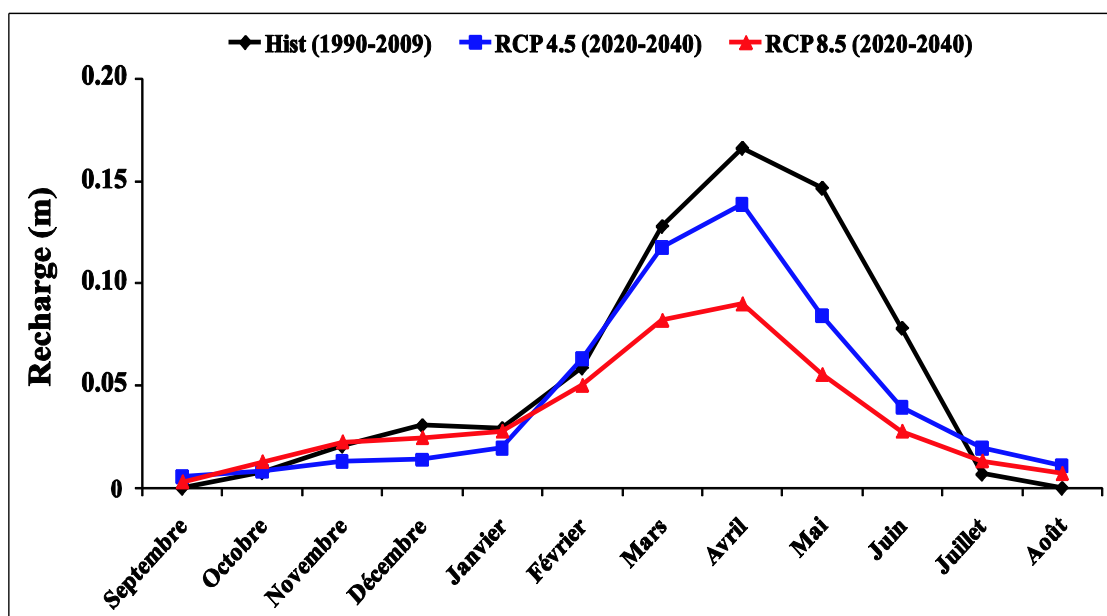


Figure 80 : Recharge estimée par les débits de l'oued Rheraya durant la période historique (1990-2005) et future pour les deux scénarios RCP 4.5 et 8.5 (2020-2040).

IV. Conclusion

L'étude du changement climatique au niveau du bassin versant de la Rheraya et son influence sur la recharge de la nappe alluviale est réalisée comme suit :

- Réalisation de simulations MEDCORDEX pour la période passée de 1990 à 2005 et pour des projections sur la période 2020-2040.
- Calcul des anomalies mensuelles pour les variables climatiques afin de l'utiliser pour générer des séries futures de précipitations et de températures.
- Modélisation (débits) en utilisant le modèle conceptuelle CemaNeige-GR4J avec une résolution temporelle d'une journée.
- mise en oeuvre d'une approche simple pour estimer la recharge, basée sur une relation empirique entre la recharge, la pluie et les débits. Cette relation est produite à la base de mesures réelles de la fluctuation de la nappe sur une période de deux ans (2014-2016).

Les simulations des variables climatiques à l'horizon de 2040 montrent des augmentations des températures moyennes de + 0,87 °C pour le scénario RCP 4.5 et +1,36 °C pour le scénario RCP 8.5 et des diminutions des précipitations de -18,4 % pour le RCP 4.5 et de -19,6 % pour le RCP 8.5. Concernant les surfaces enneigées simulées par le module CemaNeige sont très marquées avec une moyenne de l'ordre de -38% et -43% respectivement pour le RCP

4.5 et 8.5. La baisse moyenne de débits est moins prononcée pour le scénario RCP 4.5 avec un pourcentage de -1,39% par rapport au scénario RCP 8.5 une diminution de -7,31%.

La comparaison entre les différentes simulations que ce soit des paramètres climatiques (P et T), de la surface enneigée ou les débits montrent des diminutions très marquées pour les précipitations et la température tandis que les débits affichent des baisses moins prononcées. Ces résultats montrent l'impact de la dynamique nivale sur les débits de l'oued Rheraya. En effet la variation mensuelle de surface enneigée (chapitre II, Fig 8) montre que les mois de janvier et février enregistrent les valeurs maximales du couvert neigeux, ces deux mois sont moins affectés par les effets des CC par rapport aux autres mois de l'année, le scénario RCP 4.5 prévoit même une augmentation de 2,42% de la surface enneigée pendant février et des diminutions qui ne dépassent pas 28% pour le mois du janvier. Ces changements du couvert neigeux influencent d'une façon directe les débits et indirectement la recharge.

La projection de la recharge future peut être entachée de nombreuses incertitudes. Les sources d'incertitudes sont constituées par les modèles climatiques eux-mêmes (Crosbie et al., 2011), les méthodes de désagrégation (Holman et al., 2009) et les modèles hydrologiques ou numériques utilisés à la fin de la chaîne pour calculer la recharge. La méthode utilisée dans notre travail pour estimer la recharge future est affranchie de modèles de calculs complexes. Elle pourrait être complétée par un réseau plus élargi de points de suivi afin d'appréhender le comportement de l'eau souterrain dans tout le système étudié.

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La recharge de l'eau souterraine est un paramètre encore peu connu du bilan hydrologique d'un bassin. La connaissance des processus et l'estimation précise de la recharge de l'eau souterraine est une condition préalable à une gestion efficace et durable des eaux souterraines dans les régions arides et semi-arides. En plus la recharge de l'eau souterraine est considérée comme le paramètre le plus direct avec lequel le changement climatique peut affecter les ressources renouvelables des aquifères. Les présents travaux de thèse s'intéressent à la recharge de l'aquifère alluvial de la plaine du Haouz par les crues de l'oued (rivière intermittente) Rheraya, qui descend des montagnes du Haut-Atlas et traverse la plaine du Haouz du sud vers le nord. Le présent travail a abordé les principaux volets suivants :

- Modélisation des pluie-débit de l'oued Rheraya en tenant en compte la composante nivale. Cette simulation a permis de comprendre le régime hydrologique de l'oued et d'analyser les crues qui sont à l'origine de la recharge de l'eau souterraine ;
- Suivi expérimental de la recharge dans le lit de l'oued Rheraya utilisant la méthode de fluctuation de l'eau souterraine;
- Projection de l'évolution future de la recharge en utilisant les résultats de modélisation pluie-débit de l'oued Rheraya, les résultats du suivi de la recharge et des données de projections climatiques.

Le régime hydrologique de l'oued Rheraya est pluvio-nival avec une forte variabilité dans l'espace et dans le temps. La contribution nivale est importante pour maintenir l'écoulement au printemps et au début de l'été où une faible contribution souterraine pourrait prendre le relais. Le modèle journalier CemaNeige-GR4J donne des résultats satisfaisants avec notamment une bonne reproduction de la forte variabilité saisonnière et interannuelle. L'analyse de l'équivalent en eau de la neige et de la surface enneigée indique que, sans calage spécifique de ces paramètres, le module de neige simule correctement le manteau neigeux malgré sa simplicité ($R^2 = 0,64$). Cependant, on montre que le calage de quelques paramètres déterminés empiriquement du module neige tels que le seuil liant hauteur et surface de neige (G_{seuil}) ainsi que les températures minimales et maximales, permet d'améliorer les performances du modèle dans ce contexte semi-aride. Nous ne pouvons toutefois exclure des manques dans la structure du modèle CemaNeige-GR4J qui a été principalement testé sur un échantillon de bassins versants de montagne sous climats tempérés ou nordiques. Par exemple, [Hublart et al. \(2016\)](#) ont inclus la sublimation de la neige dans un bassin semi-aride

des Andes chiliennes. On peut également questionner la qualité de la simulation de l'évapotranspiration réelle pour des sols très peu couverts de végétation et très caillouteux.

L'étude de la recharge de l'eau souterraine est effectuée à la fois à travers l'analyse du suivi continu des fluctuations de l'eau souterraine au niveau de deux puits situés dans le lit de l'oued Rheraya sur deux cycles hydrologiques 2014-2015 et 2015-2016, et l'analyse des fluctuations périodiques du niveau de l'eau souterraine entre septembre 2014 et décembre 2014. Pour cela la méthode de récession épisodique ou *Episodic Master Recession* (EMR) est appliquée pour identifier et quantifier, de manière automatique, les épisodes de recharge induits par les précipitations et les débits. La recharge de l'eau souterraine à proximité de l'oued Rheraya semble être générée principalement par les crues qui sont plus fréquentes en automne et en hiver, cela est traduit par des corrélations significatives entre les débits de l'oued Rheraya et les fluctuations de l'eau souterraine, notamment le taux de déclin des eaux souterraines. Les fluctuations de l'eau souterraine montrent la succession de recharges épisodiques le long du cycle hydrologique avec des durées et des amplitudes variant en fonction de l'intensité des événements pluviométriques et hydrologiques. Une corrélation significative est trouvée entre la hauteur des recharges et les pluies mesurées dans le bassin montagneux d'une part et également avec les débits mesurés à l'exutoire d'autre part. Cette relation empirique nous permet de reconstituer l'historique de la recharge de l'eau souterraine aux abords de l'oued Rheraya puis de prédire l'effet du changement climatique sur l'évolution future de la recharge.

Pour l'évènement de recharge le plus important survenu entre Septembre 2014 et Décembre 2014. Les résultats ont montrés que tout le système alluvial a été influencé par cette recharge avec une recharge nette enregistrée supérieur à 0,5 mètre, Les variations de la recharge enregistrée à l'intérieur et à l'extérieur du lit majeur sont du même ordre. Loin de l'oued, les retours d'irrigation par les séguías dérivées de l'oued peuvent contribuer à la recharge de l'eau souterraine.

Sur le plan géochimique, dans la zone piémontaise l'eau souterraine présente un faciès carbonaté avec un enrichissement en chlorure. Ce dernier serait dû à la dissolution du sel du Trias et à l'évaporation. La recharge entre septembre 2014 et décembre 2014, quoiqu'assez exceptionnelle, n'a pas provoqué des changements substantiels sur la composition géochimique et isotopique du système aquifère alluvial. Un certain mélange est néanmoins ressenti à travers l'enrichissement en Mg. La contamination par les chlorures et l'évaporation

auraient occulté en partie ses effets. L'absence de mesures géochimiques après cette date ne permet pas de se prononcer sur la réalité de ces changements. Par ailleurs, la contamination par les chlorures rend difficile l'utilisation de cet élément comme traceur pour quantifier la recharge par bilan de masse.

Sur le plan des CC, les résultats montrent des baisses des différentes variables hydro-climatiques étudiées (précipitations, températures et débits) et de la recharge de l'eau souterraine qui atteignent des seuils critiques à un horizon proche (2040). Les baisses moyennes pour le scénario pessimiste (RCP 8.5) sont de l'ordre de -19,6% et -7,31% respectivement pour les précipitations et des débits, tandis que l'augmentation de la température moyenne peut atteindre + 1,31°C pour le scénario RCP 8.5.

Les simulations de la surface enneigée montrent aussi des diminutions très marquées le long de l'année hydrologique et diminution moins prononcées durant les mois de janvier et février. Le scénario optimiste (RCP 4.5) prévoit même une légère augmentation de 2,5% durant le mois du février par rapport à la période historique. Les changements des surfaces enneigées influencent directement les débits et indirectement la recharge de la nappe alluviale.

Concernant l'impact des CC, les résultats suggèrent une baisse du niveau de l'eau souterraine qui pourrait atteindre 20% de la recharge annuelle en conséquence de la diminution des précipitations et des débits à l'horizon 2040.

Ces travaux de recherche ouvrent la porte à de nombreuses perspectives :

- ❑ Concernant la modélisation hydrologique, les modèles conceptuels pluie-débit peuvent être facilement appliqués dans les zones semi-arides car ces modèles nécessitent peu de paramètres. Nous encourageons à poursuivre leur évaluation dans un objectif de gestion de la ressource en eau disponible mais également pour tester des scénarios climatiques. Compte tenu de la bonne concordance entre les surfaces de neige modélisées et celles obtenues par télédétection, cette dernière source d'information pourrait être mise à profit pour mieux contrôler les modèles hydrologiques. Compte tenu des changements climatiques importants attendus au Maroc dans les prochaines décennies, et du fait que le manteau neigeux est très sensible aux changements de température, on doit s'attendre au cours du 21^e siècle à une modification importante du régime hydrologique décrit dans ce travail ;
- ❑ En termes d'outils de la télédétection, il serait intéressant d'utiliser la nouvelle série d'image Sentinel-1 et Sentinel-2 à haute résolution spatiale. Ces images

permettent de suivre à haute résolution (10 mètres) l'évolution de la végétation, de l'occupation des sols et l'impact du réchauffement climatique avec une haute fréquence d'observations de l'ordre de 6 jours.

- ❑ Sur le plan de l'analyse de la recharge par les crues, il serait intéressant de renforcer le réseau d'observation continu des fluctuations de l'eau souterraine autour de l'oued afin d'améliorer la représentativité spatiale des estimations et parvenir à des volumes. Par ailleurs plus d'efforts doivent être déployés sur la mesure des débits des crues de l'oued Rheraya. L'incertitude sur ces débits engendrerait beaucoup d'imprécision sur la détermination des taux de recharge et leur prévision. Une modélisation numérique de la circulation souterraine dans la zone d'étude pourrait également apporter des informations supplémentaires sur le comportement hydrogéologique de ce système alluvial.
- ❑ Pour les longues périodes de recharge de l'eau souterraine enregistrées au niveau de notre zone d'étude, il serait adéquat d'intégrer la décharge de l'eau souterraine afin de mieux évaluer la recharge.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abourida A. (2007). Hydrogeological study of the Haouz aquifer (Morocco) using remote sensing, isotopes, GIS and modeling. PhD thesis, University Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco.
- Aguilera H., Murillo J. (2009). The effect of possible climate change on natural groundwater recharge based on a simple model: a study of four karstic aquifers in SE Spain. *Environmental Geology*, 57 (5):963–974.
- Allen R.G., Howell T.A., Pruitt W.O., Walter I.A., Jensen M.E. (eds). (1991). Lysimeters for evapotranspiration and environmental measurements. In: *Proc Int Symp on Lysimetry*, American Society of Civil Engineers, New York, 444 pp.
- Allison G.B. and Hughes M.W. (1978). The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. *Soil Resources*, 16 (2): 181-195.
- Allison G.B. (1988). A review of some of the physical, chemical and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge. *NATO ASI Series book*, (222): 49-72.
- Allocca V., Celico F., Celico P., De Vita P., Fabbrocino S., Mattia S., Monacelli G., Musilli I., Piscopo V., Scalise A.R., Summa G., Tranfaglia G. (2007a). Illustrative Notes of the Hydrogeological Map of Southern Italy. Istituto Poligrafico e Zecca dello Stato, Rome, 1–211 (ISBN 88-448-0223-6).
- Allocca V., Celico F., Petrella E., Marzullo G., Naclerio G. (2008). The role of land use and environmental factors on microbial pollution of mountainous limestone aquifers. *Environ. Geol*, 55 : 277–283.
- Allocca V., De Vita P., Manna F., Nimmo J.R. (2015). Groundwater recharge assessment at local and episodic scale in a soil mantled perched karst aquifer in southern Italy. *Journal of Hydrology*, 529: 843–853.
- Ambroggi R., Thuille G. (1952). Haouz de Marrakech. *Hydrogéologie du Maroc*. Catalogue des produits du Service Géologique du Maroc, n° 97.
- Arnold J. G. and Allen P.M. (1999). Automated methods for estimating baseflow and ground water recharge from streamflow records. *Journal of the American Water Resources Association*, 35(2): 411-424.
- Aureli A., Ganoulis J., Margat J. (2008). Groundwater resources in the Mediterranean region: importance, Uses and Sharing. UNESCO International Hydrological Program (IHP-Paris), p: 96–105.
- Barnett T.P., Adam J.C., Lettenmaier D.P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066): 303-309.
- Bates B.C., Kundzewicz Z.W., Wu S., Palutikof J.P. (2008). Climate change and water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secretariat, Geneva.
- Bernet G., Prost J. (1972). Le Haouz de Marrakech et le bassin du Mejjate. *Ressources en Eau du Maroc*, Tome 2. Catalogue des produits du Service Géologique du Maroc, n° 231.
- Besbes M. (1978). Estimation des apports aux nappes souterraines. Un modèle d'infiltration efficace. Thèse de Doctorat, Université Paris VI, France, 270 p.

- Boudhar A., Duchemin B., Hanich L., Chaponnière A., Maisongrande P., Boulet G., Stitou J., Chehbouni A. (2007). Analyse de la dynamique des surfaces enneigées du Haut Atlas Marocain à partir des données SPOT-VEGETATION. *Sécheresse*, 18(4): 1-11.
- Boudhar A., Hanich L., Boulet G., Duchemin B., Berjamy B., Chehbouni A. (2009b). Evaluation of the Snowmelt Runoff Model in the Moroccan High Atlas mountains using two snow-cover estimates, *Hydrological Sciences Journal*, 54(6): 1094-1113.
- Boudhar A., Boulet G., Hanich L., Sicart J. E., Chehbouni A. (2016). Energy fluxes and melt rate of a seasonal snow cover in the Moroccan High Atlas. *Hydrological Sciences Journal*, 61(5) : 931-943.
- Boukhari K., Fakir Y., Stigter T.Y., Y. Hajhouji Y., Boulet G. (2015). — Origin of recharge and salinity and their role on management issues of a large alluvial aquifer system in the semi-arid Haouz plain, Morocco. *Environmental Earth Sciences*, 73(10): 6195-6212.
- Braune E. and Xu Y. (2010). The Role of Ground Water in Sub-Saharan Africa. *Ground Water*, 48 (2): 229-238.
- Bredehoeft J. (2005). The conceptualization model problem – surprise. *Hydrogeology Journal* 13 (1):37–46.
- Brutsaert W. (1982). *Evaporation into the atmosphere, theory, history and applications*. Reidel, London.
- Bucci A., Allocca V., Naclerio G., Capobianco G., Divino F., Fiorillo F., Celico F. (2015a). Winter survival of microbial contaminants in soil: an in situ verification. *J. Environ. Sci*, 27: 131–138.
- Bucci A., Petrella E., Naclerio G., Allocca V., Celico F. (2015b). Microorganisms as contaminants and natural tracers: a 10-year research in some carbonate aquifers (southern Italy). *Environ. Earth Sci*, <http://dx.doi.org/10.1007/s12665-015-4043-1>.
- Carling G., Mayo A., Tingey D., Bruthans J. (2012). Mechanisms, timing, and rates of arid region mountain front recharge. *Journal of Hydrology*, 428–429: 15-31.
- Celico P. (1983). *Idrogeologia dei massicci carbonatici, delle piane quaternarie e delle aree vulcaniche dell'Italia centromeridionale (Marche e Lazio meridionale, Abruzzo, Molise e Campania)*. Quaderni della Cassa per il Mezzogiorno, 4(2): 1–203.
- Chaponniere A., Boulet G., Chehbouni A., Aresmouk M. (2008). Understanding hydrological Processes with scarce data in a mountain environment. *Hydrological Processes*, 22(12): 1908-1921.
- Chaponniere A., Maisongrande P., Duchemin B., Hanich L., Boulet G., Escadafal R., Elouaddat S. (2005). A combined high and low spatial resolution approach for mapping snow covered areas in the Atlas mountains. *International Journal of Remote Sensing*, 26(13): 2755-2777.
- Chauveau M., Chazot S., Perrin C., Bourgin P.Y., Sauquet E., Vidal J.P., Rouchy N., Martin E., David J., Norotte T., Maugis, P., De Lacaze X. (2013). Quels impacts des changements climatiques sur les eaux de surface en France à l'horizon 2070 ?/ What will be the impacts of climate change on surface hydrology in France by 2070? *La Houille Blanche*, (4): 5-15.
- Chebouni A., Escadafal R., Duchemin B., Boulet G., Simonneaux V., Dedieu G., Mougénot B., Khabba S., Kharrou H., Maisongrande P., Merlin O., Chaponnière A., Ezzahar J., Er-Raki S., Hoedjes J., Hadria R., Abourida A., Cheggour A., Raïbi F., Boudhar A., Benhadj I., Hanich L., Benkaddour A.,

- Guemouria N Chehbouni Ah., Lahrouni A., Oliosio A., Jacob F., Williams D.G., Sobrino J. (2008). An integrated modelling and remote sensing approach for hydrological study in arid and semi-arid regions: the SUDMED Programme. *International Journal of Remote Sensing*, 29(17-18): 5161–5181.
- Coelho V.H.R., Montenegro S., Almeida C.N., Silva B.B., Oliveira L.M., Gusmão A.C.V., Freitas E.S. (2017). Alluvial groundwater recharge estimation in semi-arid environment using remotely sensed data. *Journal of Hydrology*, 548: 1– 15.
- Constantz J., Thomas C.L. and Zellweger G. (1994). Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge. *Water Resources Research*, 30: 3253 – 3264.
- Cook P. G., Walker G. R., and Jolly I. D. (1989). Spatial variability of groundwater recharge in a semiarid region. *Journal of Hydrology*, 111 (1-4): 195-212.
- Constantz J., Thomas C.L., Zellweger G. (1994). Influence of diurnal variations in stream temperature on streamflow loss and groundwater recharge. *Water Resources Research*, 30:3253–3264.
- Crosbie R.S., Binning P. and Kalma J.D. (2005). A time series approach to inferring groundwater recharge using the water table fluctuation method. *Water Resources Research*, 4: 1.
- Crosbie R.S., Dawes W.R., Charles S.P., Mpelasoka F.S., Aryal S., Barron O. et al. (2011a). Differences in future recharge estimates due to GCMs, downscaling methods and hydrological models. *Geophysical Research Letters*, 38, L11406.
- Croteau A., Nastev M., Lefebvre R. (2010). Groundwater recharge assessment in the Chateauguay River watershed. *Canadian Water Resources Journal*, 35(4) : 451-468.
- Delin G.N., Healy R.W., Lorenz D.L., and Nimmo J.R. (2007). Comparison of local-to regional-scale estimates of groundwater recharge in Minnesota, USA. *Journal of Hydrology*, 334 (1–2): 231–249.
- Dimkic M., Brauch H.J., Kavanaugh M.C. (2008). *Groundwater management in large river basins*. IWA publishing, ISBN 13: 9781843391906
- Doll P. (2009). Vulnerability to the impact of climate change on renewable groundwater resources: a global-scale assessment. *Environmental Research Letters*, 4 (3):035006.
- Dragoni W., Sukhija B.S. (2008). Climate change and groundwater: a short review. Special Publication No. 288. The Geological Society, London, pp: 1–12.
- Dutour A., and Ferrandini J. (1985). Nouvelles observations néotectoniques dans le Haut Atlas de Marrakech et le Haouz centarl (Maroc). Apport sur l'évolution récente d'un segment du bâti atlasique. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 26(5) : 286-297.
- Dregne H.E. (1991). Global status of desertification. *Annals of Arid Zone* 30: 179–185.
- Eckhardt K., Ulbrich U. (2003). Potential impacts of climate change on groundwater recharge and streamflow in a central European low mountain range. *Journal of Hydrology*, 284 (1–4): 244–252.
- Edijatno et Michel C. (1989). Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, (2): 113-121.

- Edmunds W. N. and Wright E. P. (1979). Groundwater recharge and paleoclimate in the Sirte and kufra basins, Libya. *Journal of Hydrology*, 40 (364): 215-241.
- Er-Raki S., Chehbouni A., Khabba S., Simonneau V., Jarlan L., Ouldbba A., Rodriguez J.C., Allen R. (2010). Assessment 1 of reference evapotranspiration methods in semi-arid regions: Can weather forecast data be used as alternate of ground meteorological parameters? *Journal of Arid Environments*, 74: 1587-1596.
- Fakir Y., Berjamy B., Tilborg H., Huber M., Wolfer J., Le Page M., Abourida A. (2010). Development of a decision support system for water management in the Haouz-Mejjate plain (Tensift basin, Morocco). XXXVIII Congress of the International Association of Hydrogeologists (IAH), Krakow.
- Flint A.L., Flint L.E., Kwicklis E.M., Fabryka-Martin J.T., Bodvarsson G.S. (2002). Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. *Hydrogeology Journal* 10 (1): 180-204.
- Fortin V., Turcotte R. Le modèle hydrologique MOHYSE. Département des Sciences de la Terre et de l'Atmosphère, Université du Québec à Montréal, 23 Juin 2006.
- Foster S., Garduno H., Evans R., Olson D., Tian Y., Hang W., Han Z. (2004). Quaternary Aquifer of the North China Plain—assessing and achieving groundwater resource sustainability. *Hydrogeology Journal* 12(1):81–93.
- Gan T., Biftu G. (1996). Automatic calibration of conceptual-runoff models: Optimization algorithms, catchment conditions, and model structure, *Water Resources Research*, 32(12): 3513–3524.
- Gee G.W., Fayer M.J., Rockhold M.L., Campbell M.D. (1992). Variations in recharge at the Hanford Site. *Northwest Sciences*, 66:237–250
- Giorgi F., and Lionello P. (2008). Climate change projections for the Mediterranean region, *Global Planet Change*, 63: 90-104.
- Gleick P.H. (1989). Climate change, hydrology, and water resources. *Reviews of Geophysics* 27 (3):329–344.
- Goodrich D.C., Williams D.G., Unkrich K.L., Hogan J.F., Scott R.L., Hultine K.R., Pool D., Coes A.L., Miller S. (2004). Comparison of methods to estimate ephemeral channel recharge, Walnut Gulch, San Pedro River Basin, Arizona. In: Hogan, J.F., Phillips, F.M., Scanlon, B.R. (Eds.), *Groundwater Recharge in a Desert Environment: The Southwestern United States*, Water Science Applied Series, (9):77–99.
- Green T.R., Bates B.C., Charles S.P., Fleming P.M. (2007a). Physically based simulation of potential effects of carbon dioxide-altered climates on groundwater recharge. *Vadose Zone Journal*, 6 (3):597–609.
- Gerhart J.M. (1986). Groundwater recharge and its effect on nitrate concentrations beneath a manured field site in Pennsylvania. *Groundwater* 24:483–489.
- Gupta H.V., Sorooshian S. and YAPO P.O. (1998). Toward improved calibration of hydrologic models: Multiple and non commensurable measures of information. *Water Resources research*, 34: 751-763.

- Gurdak J.J., Roe C.D. (2010). Review: recharge rates and chemistry beneath playas of the High Plains aquifer, USA. *Hydrogeology Journal*, 18 (8):1747–1772.
- Hall D.W., Risser D.W. (1993). Effects of agricultural nutrient management on nitrogen fate and transport in Lancaster County, Pennsylvania. *Water Resources Bulletin*, 29: 55–76.
- Hamdy A., Ragab R. and Scarascia Mugnozza E. (2003). Coping with water scarcity: water saving and increasing water productivity. *Irrigation and Drainage*, 52 (1): 3-20.
- Healy R.W. and Ronan A.D. (1996). Documentation of the Computer Program VS2DH for Simulation of Energy Transport in Variably Saturated Porous Media—Modification of the U.S. Geological Survey's Computer Program VS2DT: U.S. Geological Survey Water-Resources Investigation Report, 96-4230, 36 p.
- Healy R.W., Cook P.G. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10: 91–109.
- Healy R.W. (2010). *Estimating Groundwater Recharge*. Cambridge University Press, p. 256.
- Hearne G.A. and Dewey J. D. (1988). Hydrologic analysis of the Rio Grande basin north of Embudo, New Mexico, Colorado and New Mexico, US Geol Survey Water-Resources Investigation Report, 86-4113.
- Hendrickx J., Walker G. (1997). Recharge from precipitation. In *Recharge of Phreatic Aquifers in (Semi-) Arid Areas*, Simmers I (ed.). A.A. Balkema: Rotterdam, The Netherlands, 19–98.
- Heppner C.S., Nimmo J.R., Folmar G.J., Gburek W.J. and Risser D.W. (2007). Multiple-methods investigation of recharge at a humid-region fractured Rock Site, Pennsylvania, USA. *Hydrogeology Journal*, 15(5): 915–927.
- Heppner C.S. and Nimmo J.R. (2005). A computer program for predicting recharge with a master recession curve. U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report, 2005-5172.
- Herrera-Pantoja M., Hiscock K.M. (2008). The effects of climate change on potential groundwater recharge in Great Britain. *Hydrological Processes*, 22 (1):73–86.
- Hingray B., Picouet C., Musy A. (2009). *Hydrologie 2. Une science pour l'ingénieur, Chapitre 7 : Processus et Modélisation Hydrologique en Milieu Alpin*. Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Ingénieurs de l'Environnement.
- Hock R. (2003). Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, 282(1-4): 104-115.
- Holman I.P., Tascone D., Hess T.M. (2009). A comparison of stochastic and deterministic downscaling methods for modelling potential groundwater recharge under climate change in East Anglia, UK: implications for groundwater resource management. *Hydrogeology Journal*, 17: 1629–1641.
- Houston J. (1987). Groundwater recharge assessment. *Water Resources Research*, 3:99–102.
- Houston J. (2002): Groundwater recharge through an alluvial fan in the Atacama desert, northern Chile: mechanisms, magnitudes and causes, *Hydrological Processes*, 16: 3019–3035.

- Hoque M.A., Hoque M.M., Ahmed K.M. (2007). Declining groundwater level and aquifer dewatering in Dhaka metropolitan area, Bangladesh: causes and quantification. *Hydrogeology Journal*, 15(8):1523–1534.
- Hublart P.D., Ruelland I., Garcia de Cortazar Atauri S., Gascoin S., Lhermitte S., Ibacache A. (2016). Reliability of lumped hydrological modeling in a semi-arid mountainous catchment facing water-use changes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20: 3691-3717
- Hughes A.G., Mansour M.M., Robins N.S. (2008). Evaluation of distributed recharge in an upland semi-arid karst system: the West Bank Mountain Aquifer, Middle East. *Hydrogeology Journal* 16 (5): 845–854.
- Huvelin P. (1973). Mouvements pré-atlasiques, atlasiques et récents dans les Jebilet et leur pourtour. *Catalogue des produits du Service Géologique du Maroc*, 33(249): 83-124.
- Jackson C. R., Meister R. and Prudhomme C. (2011). Modelling the effects of climate change and its uncertainty on UK Chalk groundwater resources from an ensemble of global climate model projections. *Journal of Hydrology*, 399:12–28.
- Jarlan L., Khabba S., Er-Raki S., Le Page M., Hanich L., Fakir Y., Merlin O., Mangiarotti S., Gascoin S., Ezzahar J., Kharrou M. H., Berjamy B., Saaïdi A., Boudhar A., Benkaddour A., Laftouhi N., Abaoui J., Tavernier A., Boulet G., Simonneaux V., Driouech F., El Adnani M., El Fazziki A., Amenzou N., Raïbi F., El Mandour A., Ibouh H., Le Dantec V., Habets F., Trambly Y., Mougenot B., Leblanc M., El Faïz M., Drapeau L., Coudert B., Hagolle O., Filali N., Belaqqiz S., Marchane, A., Szczypta C., Toumi J., Diarra, A., Aouade G., Hajhouji Y., Nassah H., Bigeard G., Chirouze J., Boukhari K., Abourida A., Richard B., Fanise P., Kasbani M., Chakir A., Zribi M., Marah H., Naimi A., Mokssit A., Kerr Y., Escadafal R. (2015). — Remote Sensing of Water Resources in Semi-Arid Mediterranean Areas: the joint international laboratory TREMA. *International Journal of Remote Sensing*, 36(19-20): 4879-4917.
- Jyrkama M.I., Sykes J.F. (2007). The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario). *Journal of Hydrology*, 338 (3–4):237–250.
- Kelly B.F.J., Timms W. a., Andersen M.S., McCallum a. M., Blakers R.S., Smith R., Rau G.C., Badenhop a., Ludowici K., Acworth R.I. (2013). Aquifer heterogeneity and response.
- Kernodle J.M., Scott W.B. (1986) Three-dimensional model simulation of steady-state groundwater flow in the Albuquerque–Belen Basin, New Mexico. *US Geol Survey Water-Resources Investigation Report*, 84-4353.
- King A.C., Adam C., Raiber M., Cox M.E., Cendon D.I. (2017). Comparison of groundwater recharge estimation techniques in an alluvial aquifer system with an intermittent/ephemeral stream (Queensland, Australia). *Hydrogeology Journal*, 25(6): 1759–1777.
- Kinzelbach W., Aeschbach W., Alberich C., Goni I.B., Beyerle U., Brunner P., Chiang W-H., Rueedi J., Zoellman K. (2002). A Survey of Methods for Groundwater Recharge in Arid and Semi-Arid Regions, Early Warning
- Kitching R., Shearer T.R. (1982). Construction and operation of a large undisturbed lysimeter to measure recharge to the chalk aquifer, England. *Journal of Hydrology*, 56:267–277.

- Knight J.H. (1992). Sensitivity of time domain reflectometry measurements to lateral variations in soil water content. *Water Resour. Res.*, 28: 2345–2352.
- Knippertz P., Christoph M. and Speth P. (2003). Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 83(1–2): 67–88.
- Lapham W.W. (1989). Use of temperature profiles beneath streams to determine rates of vertical groundwater flow and vertical hydraulic conductivity. U.S. Geological Survey water-supply paper, 2337:35.
- Larocque M., Pharand M-C. (2010). Dynamique de l'écoulement souterrain et vulnérabilité d'un aquifère du piémont appalachien (Québec, Canada). *Revue des Sciences de l'Eau* 23: 73–88.
- Leduc C. (2003). Dynamiques hydrologiques en milieu semi-aride. Habilitation a Diriger des Recherches). Université de Montpellier II, (81 p). France.
- Le Gal La Salle C., Marlin C., Leduc, Taupin C., Massault J. D. and 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*, 254 (1-4): 145-156.
- Le Page M., Berjamy B., Fakir Y., Bourgin F., Jarlan L., Abourida A., Benrhanem M., Jacob G., Huber M., Sghrer F., Simonneaux V., Chehbouni G. (2012). An Integrated DSS for Groundwater Management Based on Remote Sensing. The Case of a Semi-arid Aquifer in Morocco. *Water Resources Management*, 26(11): 3209-3230.
- Le Page M., Berjamy B., Fakir Y., Bourgin F., Jarlan L., Abourida A., Benrhanem M., Jacob G., Sghrer F., Huber M., Chehbouni G. (2012). An integrated DSS for groundwater management based on remote sensing. The case of a semi-arid aquifer in Morocco. *Water Resources Management*, 26(11), 3209-3230.
- Lefebvre R., Maltais I., Paradis D., Michaud Y. (2009). Recharge assessment using daily soil moisture balance and well hydrographs in deltaic unconfined aquifers. Paper 1147, AGU 2009 Joint Assembly, Toronto, 24–27 May 2009, pp 24–27.
- Lerner D.N., Issar A.S, Simmers I. (1990). Groundwater recharge, a guide to understanding and estimating natural recharge. International Association of Hydrogeologists, Kenilworth, Report 8, 345 pp.
- Lewis M.F, Walker G.R. (2002). Assessing the potential for significant and episodic recharge in southwestern Australia using rainfall data. *Hydrogeology Journal*, 10 (1): 229-237.
- Lyakhloufi S. (2001). Vulnérabilité et risque de pollution de la nappe phréatique du Haouz de Marrakech. Thèse de doctorat, faculté des Sciences Semlalia-Marrakech.
- McKnight T.L. and Hess D. (2000). In *Physical Geography: A Landscape Appreciation*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall, p. 132.
- López-Moreno J.L., Vicente-Serrano S.M., Morán-Tejeda E., Lorenzo-Lacruz J., Kenawy A., Beniston M. (2011). Effects of the North Atlantic Oscillation (NAO) on combined temperature and precipitation winter modes in the Mediterranean mountains: observed relationships and projections for the 21st century. *Global and Planetary Change*, 77 (1-2): 62–76.

- Luck M., Landis. M., Gassert. F. (2015). Aqueduct Water Stress Projections: Decadal Projections of Water Supply and Demand Using CMIP5 GCMs, Technical note (Washington, DC: World Resources Institute, April).
- Ma J.Z., Wang X.S., Edmunds W.M. (2005). The characteristics of ground-water resources and their changes under the impacts of human activity in the arid Northwest China—a case study of the Shiyang River Basin. *Journal of Arid Environments*, 61:277–295.
- McAda D.P. and Wasiolek M. (1988). Simulation of the regional geohydrology of the Tesuque Aquifer system near Santa Fe, New Mexico, US Geol Survey Water-Resources Investigation Report, 87-4056.
- Marchane A., Jarlan. L., Hanich. L., Boudhar. A., Gascoin. S., Tavernier. A., Filali. N., Le Page. M., Hagolle O., Berjamy B. (2015). — Assessment of Daily MODIS Snow Cover Products to Monitor Snow Cover Dynamics over the Moroccan Atlas Mountain Range. *Remote Sensing of Environment*, 160: 72-86.
- Martin-Rosales W. and Leduc C. (2003). Dynamiques de vidange d’une mare temporaire au Sahel : l’exemple de Banizoumbou (Sud-Ouest du Niger). *Comptes Rendus Geoscience*, 335 (5): 461-468.
- Martinez J, Rango A, Robert R. (1998). Snow Runoff Model (SRM) User’s Manual. <http://hydrolab.arsusda.gov/cgi-bin/srmhome> [13 July 2003].
- Masciale R., Barca E., Passarella G. (2011). A methodology for rapid assessment of the environmental status of the shallow aquifer of “Tavoliere di Puglia” (Southern Italy). *Environmental Monitoring and Assessment*, 177(1–4):245–261
- Maurer D.K, Thodal C.E. (2000). Quantity and chemical quality of recharge, and updated water budgets, for the basin-fill aquifer in Eagle Valley, western Nevada. US Geol Survey Water-Resources Investigation Report, 99-4289:46
- Meinzer O.E. (1923). The occurrence of groundwater in the United States with a discussion of principles. U.S. Geological Survey water-supply paper, 489: 1–321.
- Meinzer O.E, Stearns N.D. (1929). A study of ground water in the Pomperaug Basin, Connecticut, with special reference to intake and discharge. U.S. Geological Survey water-supply paper, 597- B:73–146.
- Naclerio G., Nerone V., Bucci A., Allocca V., Celico F. (2009). Role of organic matter and clay fraction on migration of *Escherichia coli* cells through pyroclastic soils, southern Italy. *Colloids Surf, B* 72; 57–61.
- Nash I. E. and Sutcliffe J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual model. Part I: a discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10: 282–290.
- Nimmo J.R., Horowitz C., Mitchell L. (2015). Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater*, 53: 282–292.
- Nimmo J.R., Horowitz C., Mitchell L. (2014). Discrete-storm water-table fluctuation method to estimate episodic recharge. *Groundwater*, 53(2): 282–292.
- Oudin L., Hervieu F., Michel C., Perrin C., Andreassian V., Anctil F., Loumagne C. (2005). Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model ? Part 2 {Towards a simple and

- efficient potential evapotranspiration model for rainfall {runoff modelling. *Journal of Hydrology*, 303(1-4): 290.
- OMM (1986). Intercomparaison of models of snowmelt runoff. Operational Hydrology Report No 23. World Meteorological Organisation, Genève.
- Ouanaimi H., Soulaïmani A. (2011). Circuit C5, Anti-Atlas central. In: Nouveaux guides géologiques et miniers du Maroc. Vol.3, (A. Michard, H. Ouanaimi and A. Soulaïmani, eds). Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, 558: 73–122.
- Perrin C., Michel C., Andréassian V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279 (1-4): 275-289.
- Poeter E., Anderson D. (2005). Multimodel ranking and inference in ground water modeling. *Ground Water* 43 (4):597–605.
- Pilgrim D.H., Chapman T.G., Doran D.G. (1988). Problems of rainfall-runoff modelling in arid and semi-arid regions. *Hydrological Sciences Journal*, 33: 379–400.
- Pool D. R. (2005). Variations in climate and ephemeral channel recharge in southeastern Arizona, United States. *Water Resources Research*, 41, W11403.
- Qadir A., Ahmad Z., Khan T.U., Zafar M. (2014). Causes and effects of temporal groundwater level change in the alluvial aquifer of Dera Ismail Khan area, Pakistan. *Journal of Himalayan Earth Sciences*, 47(2): 185–191.
- Ragetti S., Cortés. G., McPhee. J., Pellicciotti. F. (2014). — An evaluation of approaches for modeling hydrological processes in high-elevation, glacierized Andean watersheds. *Hydrological Processes*, 28(23): 5674–5695.
- Raïbi F., Benkaddour A., Hanich L., Chehbouni A., Chtioui M. (2006). Variation de la composition des isotopes stables des précipitations en climat semi-aride, cas du bassin versant de Tensift Maroc (Variation in stable isotopic contents of rainfall under semi-arid climate. The Tensift basin case study, Morocco). *Proceedings of GIRE3D*, Marrakech.
- Refsgaard J.C., van der Sluijs J.P., Brown J., van der Keur P. (2006). A framework for dealing with uncertainty due to model structure error. *Advances in Water Resources* 29 (11):1586–1597.
- Rasmussen W.C., Andreasen G.E. (1959). Hydrologic budget of the Beaverdam Creek Basin, Maryland. U.S. Geological Survey water-supply paper, 1472: 106 p.
- Riboust P. (2018). De la neige au débit: de l'intérêt d'une meilleure contrainte et représentation de la neige dans les modèles. Thèse de doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France.
- Rochdane S., Reddy D.V., El Mandour A. (2014). Hydrochemical and isotopic characterisation of Eastern Haouz plain groundwater, Morocco. *Environmental Earth Sciences*, 73: 3487-3500.
- Ronan A.D., Prudic D.E., Thodal C.E., Constantz J. (1998). Field study and simulation of diurnal temperature effects on infiltration and variably saturated flow beneath an ephemeral stream. *Water Resources Research*, 34:2137–2153
- Rowell D.P. (2006). A demonstration of the uncertainty in projections of UK climate change resulting from regional model formulation. *Climatic Change* 79 (3–4):243–257.

- Saidi M.E., Daoudi L., Aresmouk M.E. & Blali A. (2003). Rôle du milieu physique dans l'amplification des crues en milieu montagnard : exemple de la crue du 17 août 1995 dans la vallée de l'Ourika (Haut Atlas, Maroc). *Sécheresse*, Paris, 14(2): 107-114.
- Sanz D., Castano S., Cassiraga E., Sahuquillo A., Gomez-Alday J.J, Pena S., Calera A. (2011). Modeling aquifer–river interactions under the influence of groundwater abstraction in the Mancha Oriental System (SE Spain). *Hydrogeology Journal*, 19(2): 475–487
- Scanlon B.R., Healy R.W. and Cook P. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10 (1): 18-39.
- Scanlon B.R., Keese K.E., Flint A.L., Flint L.E., Gaye C. B., Edmunds W. M. and Simmers I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20 (15): 3335-3370.
- Sekhar M., Rasmi S.N., Sivapullaia P.V., Ruiz L. (2004). Groundwater flow modeling of Gundal sub-basin in Kabini river basin, India. *Asian Journal of Water Environmental Pollution* 1 (1–2): 65–77.
- Shentsis I. and Rosenthal E. (2003). Recharge of aquifers by flood events in an arid region. *Hydrological Processes* 17 (4): 695–712
- Slichter C. S. (1902). Motions of underground waters. U.S. Geological Survey water-supply and irrigation paper 67. Washington, D.C.: Government Printing Office.
- Simonneaux V., Hanich L., Boulet G., Thomas S. (2008). Modelling runoff in the Rheraya catchment (High Atlas, Morocco) using the simple daily model GR4J. Trends over the last decades. In *Proceedings of the 13th IWRA World Water Congress*, Montpellier, France, 1–4 September 2008.
- Simonneaux V., Cheggour A., Deschamps C., Mouillot F., Cerdan O., Le Bissonnais Y. (2015). Land use and climate change effects on soil erosion in a semi-arid mountainous watershed (High Atlas, Morocco). *Journal of Arid Environments*, 122: 64-75
- Sinan M. (2000). Methodology of identification, evaluation and protection of water resources of regional aquifers by combining GIS, geophysics and geostatistics. Application to the Haouz aquifer (Marrakech, Morocco). PhD thesis, Mohammed V University, p:372
- Sinan M., Razack M. (2006). Estimation du champ de transmissivité d'un aquifère alluvial fortement hétérogène à partir de la résistance transversale. Application à la nappe du Haouz de Marrakech, Maroc (Assessing transmissivity of a very heterogeneous alluvial aquifer using transversal resistance. Application to Haouz aquifer, Marrakech, Morocco. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Sciences*, 19(3): 221–232
- Sophocleous M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10 (1): 52-67.
- Stallman R.W. (1964). Multiphase fluid flow in porous media – a review of theories pertinent to hydrology studies. U.S. Geological Survey water-supply paper, 411-E:51
- Stallman R.W. (1965). Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature. *Journal of Geophysical Research*, 70 (12): 2821–2827.
- Stallman R.W. (1963). Computation of ground-water velocity from temperature data. In: *Methods of Collecting and Interpreting Ground-Water Data*. Water Supply Paper ed. R. Bentall, 36–46.

- Szczypta C., Gascoin S., Habets F., Saaidi A., Berjamy B., Marchane A., Boulet G., Hanich L., Jarlan L. (2015). — Evaluation of the SAFRAN-ISBA-RAPID hydrometeorological chain on a mountainous catchment in a semi-arid region. Case of the Rheraya (Marrakech, Morocco), EGU General Assembly Conference Abstracts, 17, 14149.
- Thirel G., Salamon P., Burek P., Kalas M. (2013). Assimilation of MODIS Snow Cover Area Data in a Distributed Hydrological Model Using the Particle Filter. *Remote Sensing*, 5: 5825-5850.
- Topp G.C., Davis J.L., Annan A.P. (1980). Electromagnetic determination of soil water content: measurements in coaxial transmission lines. *Water Resources Research*, 16: 574-582.
- Tramblay Y., Ruelland D., Somot S., Bouaicha R., Servat E. (2013). — High-resolution Med-CORDEX regional climate model simulations for hydrological impact studies: a first evaluation of the ALADIN-Climate model in Morocco. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17: 3721-3739.
- Vaccaro J.J. (1992). Sensitivity of groundwater recharge estimates to climate variability and change, Columbia Plateau, Washington. *Journal of Geophysical Research*, 97 (D3), 2821–2833.
- Valéry A. (2010). Modélisation précipitations - débit sous influence nivale, Elaboration d'un module neige et évaluation sur 380 bassins versants. Thèse de doctorat, AgroParisTech - ENGREF.
- Valéry A., Andréassian V., Perrin C. (2014). ‘As simple as possible but not simpler’: What is useful in a temperature-based snow-accounting routine? Part 1 – Comparison of six snow accounting routines on 380 catchments. *Journal of Hydrology*, 517: 1166-1175.
- Viviroli D., Weingartner R., Messerli B. (2003). — Assessing the hydrological significance of the world’s mountains. *Mountain Research and Development*, 23: 32-40.
- Walton W.C. (1970). *Groundwater Resource Evaluation*. McGrawHill Book Co., New York, 664 p.
- Walton W.C. (2011). Aquifer system response time and groundwater supply management. *Ground Water* 49:126–7.
- Whalley W.R. (1993). Considerations on the use of time domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content. *J. Soil Sci*, 44:1–9.
- White I., Knight J.H., Zegelin S.J., and Topp G.C. (1994). Commentson “Considerations on the use of time domain reflectometry (TDR) for measuring soil water content.” *Eur. J. Soil Sci*, 45: 503–508.
- Wilby R.L. (2005). Uncertainty in water resource model parameters used for climate change impact assessment. *Hydrological Processes* 19 (16):3201–3219.
- Woessner W.W. (2000). Stream and Fluvial Plain Ground Water Interactions: Rescaling Hydrogeologic Thought. *Ground Water*, 38 (3): 423–429.
- Wood W.W., Rainwater K.A., Thompson D.B. (1997). Quantifying macropore recharge: examples from a semi-arid area. *Ground Water* 35 (6): 1097-1106.
- Weingartner R., Barben M., Spreafico M.(2003). — Floods in mountain areas-an overview based on example from Switzerland. *Journal of Hydrology*, 282: 10-24.
- Young M.H., Wierenga P.J., Mancino C.F. (1996). Large weighing lysimeters for water use and deep percolation studies. *Soil Science Society of America Journal*, 161:491–501

Zafar A., Uriel S., David N. and Robin W. (2005). L'évaluation des écosystèmes pour le Millénaire (Synthèse sur la désertification). World Resources Institute (Washington, DC), p. 36.

Zhang L., Walker G.R. (eds). (1998). The Basics of Recharge and Discharge, CSIRO Publishing: Collingwood.

ANNEXES

Annexe 1 :

Tableau A : Les résultats des analyses physico- hydrochimiques et isotopiques des eaux de Rheraya de la campagne en situation BE (septembre 2014).

Source des eaux	Points de mesures	CE	HCO ₃	Cl	NO ₃	SO ₄	F	Ca	Mg	K	Na	Br	Nitrites	Balance ionique	d ² H laser ± 1 ‰ vs SMOW	d ¹⁸ O laser ± 0.2 ‰ vs SMOW
		(us/cm)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	%		
Eau souterraines	P1	1252	312	177,10	22,50	54,92	0,12	80,74	29,04	43,37	109,78	n.a.	0,55	3%	-49,38	-7,69
	P2	1735	268	326,28	6,71	51,87	0,03	161,23	33,34	59,36	93,00	n.a.	0,74	5%	-50,51	-7,90
	P3	1225	259	197,83	12,23	43,89	0,05	106,28	19,18	59,00	79,15	n.a.	0,76	4%	-52,22	-7,81
	P4	1607	291	293,96	3,22	49,71	0,09	108,72	24,76	46,40	159,74	n.a.	0,59	5%	-50,81	-7,66
	P5	761	320	30,28	9,75	25,09	0,13	94,76	18,95	10,55	27,92	0,10	0,14	7%	-36,53	-6,06
	P6	1787	246	364,82	15,18	62,96	0,05	135,85	33,47	52,30	152,90	n.a.	0,68	5%	-50,17	-7,59
	P7	1760	272	330,37	20,18	54,86	0,03	124,92	32,85	48,52	152,01	n.a.	0,58	5%	-51,03	-7,93
	P8	656	212	97,58	10,48	46,79	0,05	61,35	15,58	9,84	74,39	0,05	0,12	3%	-49,74	-7,74
	P9															
	P10	1264	322	137,88	2,18	256,11	2,70	223,71	27,33	44,19	94,75	0,58	0,51	12%	-40,95	-6,50
	P11	2084	300	460,88	7,17	81,52	0,06	108,39	22,44	106,58	285,42	n.a.	1,40	6%	-47,68	-7,23
	P12	1899	358	230,47	128,55	250,04	0,12	147,56	103,05	69,61	112,94	0,33	0,70	7%	-34,15	-5,93
	P13															
	P14	695	272	21,87	17,89	46,76	0,04	92,56	21,81	12,62	13,89	n.a.	0,15	7%	-50,22	-8,12
	P15	1950	344	374,44	6,01	72,68	0,09	130,81	46,27	52,33	173,74	n.a.	0,68	4%	-48,90	-7,64
	P16	942	216	126,93	6,98	33,71	0,03	89,51	19,36	10,80	60,28	0,04	0,12	6%	-51,38	-7,96
	P17	1777	256	338,88	3,62	69,18	0,09	137,82	28,15	45,76	142,68	n.a.	0,68	4%	-48,56	-7,74
	P18	1686	322	273,89	23,64	71,53	0,07	131,65	36,81	57,28	124,99	n.a.	0,67	5%		
	P19	1363	256	192,67	10,87	62,43	0,08	89,13	21,82	64,82	117,49	n.a.	0,90	8%	-47,00	-7,49

Annexes

Oued Rheraya	O1	123	32,00	4,27	5,63	5,28	0,01	17,60	1,54	10,64	2,38	n.a.	0,15	24%	-54,73	-8,56
	O2	144	56,00	4,08	5,17	5,27	0,01	17,06	1,59	11,18	2,19	n.a.	0,21	5%	-54,33	-8,56
	O3	247	94,00	5,36	7,95	10,75	0,05	31,23	4,03	2,59	4,56	0,04	0,06	3%	-54,69	-8,46
	O4	342	130,00	6,40	7,07	12,89	0,07	41,36	6,12	2,80	5,63	n.a.	0,12	3%	-52,90	-8,29
	O5	1474	168,00	12,72	7,03	34,15	0,08	58,93	10,96	13,05	10,03	0,04	0,23	8%	-49,16	-7,72
	O6	1378	208,00	241,10	7,39	53,12	0,01	76,57	15,25	66,28	148,94	n.a.	1,28	7%	-49,63	-7,43
	O7	1512	260,00	271,00	6,71	60,45	0,03	81,87	16,63	54,42	167,42	n.a.	1,07	3%	-48,84	-7,68

Annexe 2 :

Tableau B : Les résultats des analyses physico- hydrochimiques et isotopiques des eaux de Rheraya de la campagne en situation HE (décembre 2014).

Source des eaux	Points de mesures	CE	HCO3	Cl	NO3	SO4	F	Ca	Mg	K	Na	Br	Nitrites	d ² H laser ± 1 ‰ vs SMOW	d ¹⁸ O laser ± 0.2 ‰ vs SMOW
		(us/cm)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)	(mg/l)		
Eau souterraines	P1	1290	260	23,98	2,92	16,30	n.a.	82,69	42,08	23,83	118,39	n.a.	n.a.	-48,67	-7,55
	P2	1740	256	271,44	3,88	85,65	n.a.	144,74	48,71	26,49	113,58	n.a.	0,24	-49,22	-7,63
	P3	2192	268	418,90	22,28	244,97	0,15	155,26	54,63	42,05	216,88	n.a.	0,35	-50,88	-7,61
	P4	1674	280	301,02	0,26	88,05	0,05	107,24	41,32	28,03	159,28	n.a.	0,20	-49,44	-7,60
	P5	840	292	36,64	16,06	50,33	0,10	94,42	29,33	15,24	33,28	0,11	0,12	-34,71	-5,82
	P6	1817	244	83,09	3,54	31,17	n.a.	115,73	48,34	49,75	140,69	n.a.	n.a.	-48,66	-7,56
	P7	1804	272	323,27	15,28	100,78	0,26	121,93	52,44	45,90	159,70	n.a.	0,41	-49,03	-7,59
	P8	758	168	82,90	5,98	71,69	0,04	60,58	24,20	17,13	52,56	n.a.	0,24	-53,23	-8,19
	P9	800	210	93,83	9,47	90,48	0,08	60,65	24,56	16,13	78,38	n.a.	0,15	-48,95	-7,76
	P10	1280	298	33,08	1,31	13,96	n.a.	128,94	55,97	9,98	318,47	n.a.	n.a.	-38,80	-6,34
	P11	2491	302	312,32	4,14	98,07	n.a.	121,99	53,01	16,40	317,71	n.a.	n.a.	-46,08	-7,01
	P12	2055	258	13,01	7,87	33,45	n.a.	147,85	153,28	19,71	121,53	n.a.	n.a.	-35,85	-5,64
	P13	232	76	3,87	12,31	22,07	0,08	28,26	6,25	16,01	5,68	n.a.	0,16	-54,33	-8,32
	P14	700	260	19,19	16,30	92,11	0,07	89,93	33,50	14,39	15,15	n.a.	0,11	-50,35	-7,72
	P15	1975	280	228,15	9,08	103,47	0,16	109,20	51,47	4,00	194,68	n.a.	n.a.	-47,89	-7,40

Annexes

	P16	1004	190	122,95	2,95	65,63	0,03	87,65	34,00	16,85	65,61	n.a.	1,01	-49,97	-7,79
	P17	1824	168	366,79	4,03	139,47	0,17	124,74	63,49	4,75	155,68	n.a.	n.a.	-46,53	-6,96
	P18	1700	314	264,38	138,92	599,52	0,30	172,34	170,26	20,85	127,29	0,31	n.a.	-36,14	-5,16
	P19	1379	264	208,88	9,25	125,34	0,25	96,11	41,44	6,70	125,74	n.a.	n.a.	-47,97	-7,52
Oued Rheraya	O1	148	36	1,64	4,81	10,44	0,02	17,59	3,04	15,66	3,99	n.a.	0,14	-56,15	-8,47
	O2	152	56	1,64	5,22	9,25	0,04	17,02	3,03	15,35	3,30	n.a.	0,16	-55,75	-8,44
	O3	203	72	2,73	7,48	14,57	0,05	24,18	5,91	8,85	4,27	n.a.	0,07	-54,00	-8,28
	O4	240	94	3,35	8,31	17,12	0,09	30,16	7,70	14,58	5,22	n.a.	0,11	-52,94	-8,21
	O5	360	320	n.a.	16,00	287,79	0,09	108,01	71,85	21,39	644,55	n.a.	0,37	-49,32	-7,69
	O6	620	156	76,44	8,23	44,90	0,08	52,82	15,74	14,16	51,54	n.a.	0,11	-53,26	-8,15
	O7	640	160	82,46	8,35	46,32	0,09	49,96	16,70	16,48	54,47	n.a.	0,14	-52,41	-8,02
Seguia	Seguia 1	730	238	94,43	10,09	61,24	0,09	54,31	19,18	17,06	66,21	n.a.	0,12	-53,51	-8,21
	Seguia 2	780	228	94,47	10,16	60,89	0,09	54,21	19,36	18,03	66,80	n.a.	0,18	-53,00	-8,18
	Seguia 4	743	212	6,51	0,82	5,01	n.a.	26,54	8,93	2,78	33,33	n.a.	n.a.	-52,68	-8,10
	Seguia 5	750	196	99,80	10,05	62,97	0,09	55,23	21,05	15,84	69,59	n.a.	0,11	-53,15	-8,11
	Seguia 6	790	224	97,41	9,27	62,24	0,09	57,39	19,79	16,71	67,45	n.a.	0,16	-52,51	-8,08

