

THÈSE DE DOCTORAT EN COTUTELLE

Université d'Aix-Marseille (AMU) et Université Cadi Ayyad de Marrakech (UCAM)

présentée pour obtenir le grade de :

Docteur de l'Université d'Aix-Marseille

École Doctorale : Sciences de l'Environnement (251)

Spécialité : Géosciences de l'Environnement

VARIABILITÉ ENVIRONNEMENTALE DES LACS DU MOYEN ATLAS MAROCAIN : FONCTIONNEMENT HYDROGÉOCHIMIQUE, HYDROLOGIQUE ET RÉPONSE AU CHANGEMENT CLIMATIQUE.

par :

Rachid ADALLAL

Thèse soutenue publiquement le : 03 mai 2019

devant la commission d'examen composée de :

Président	: Lhoussaine BOUCHAOU	PES	Université Ibn Zohr
Rapporteur	: Gil MAHÉ	DR	IRD-Hydrosiences Montpellier
Rapporteur	: Lahoucine HANICH	PES	Université Cadi Ayyad
Examineur	: Christine VALLET-COULOUMB	MCF-HDR	Université d'Aix-Marseille
Examineur	: Abdelfattah BENKADDOUR	PES	Université Cadi Ayyad
Invitée	: Corinne SONZOGNI	IR	CNRS-France
Directrice de thèse	: Laurence VIDAL	PR	Université d'Aix-Marseille
Codirecteur de thèse	: Ali RHOJJATI	PES	Université Cadi Ayyad

VARIABILITÉ ENVIRONNEMENTALE DES LACS DU MOYEN ATLAS MAROCAIN : FONCTIONNEMENT HYDROGÉOCHIMIQUE, HYDROLOGIQUE ET RÉPONSE AU CHANGEMENT CLIMATIQUE.

RÉSUMÉ.

La région sud de la Méditerranée, située à l'interface des climats aride et tempéré, est extrêmement vulnérable au changement climatique avec un fort impact sur les ressources en eaux. Le Moyen Atlas marocain, considéré comme le réservoir d'eau du Maroc, draine les plus grands fleuves du pays et possède plusieurs lacs d'origine tectono-karstique. Ces lacs peuvent être considérés comme des sentinelles des changements hydroclimatiques, à condition de comprendre les mécanismes qui régissent leur fonctionnement hydrologique en lien avec le climat actuel.

Cette thèse s'est concentrée sur l'étude des systèmes lacustres du Moyen Atlas marocain, en particulier le Lac Azigza. Ce travail a nécessité la mise en place d'un suivi hydrométéorologique mensuel et journalier (octobre 2012 – octobre 2016) du site d'étude, un travail d'acquisition de données physico-chimiques et isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) des échantillons du système lacustre (lac, pluie, puits et sources), une caractérisation précise des propriétés géomorphologiques du lac, en parallèle de l'élaboration d'un modèle hydro-isotopique.

Les paramètres physico-chimiques (T° , pH et conductivité électrique) et chimiques (éléments majeurs), ont permis de proposer les mécanismes associés à la minéralisation des eaux lacustres et à la caractérisation des apports en eaux du bassin versant. Les eaux du système lacustre d'Azigza sont alcalines avec un faciès chimique bicarbonaté calcique et magnésien. Le lac est de type monomictique chaud. Les eaux montrent une réponse saisonnière en lien avec les variations climatiques : en période humide, le lac est alimenté en partie par les eaux de précipitations par ruissellement et en partie par les eaux souterraines qui se manifestent par des résurgences de plusieurs sources aux alentours du lac.

Les données isotopiques ont permis de préciser l'origine des eaux, l'altitude de recharge, le renouvellement des eaux et d'établir une estimation des flux d'eau. L'acquisition des données journalières du niveau du lac a mis en évidence la réponse rapide du lac aux événements de précipitations. De plus, le suivi du niveau de lac sur la période d'observation montre une diminution d'environ 4 m.

L'élaboration du modèle hydrologique, basé sur un bilan de masse, s'est appuyée dans un premier temps sur la relation niveau du lac-volume-surface et les données hydrométéorologiques et les variations du niveau du lac obtenues à l'échelle journalière sur la période novembre 2014 – avril 2016. Dans un deuxième temps, le modèle hydro-isotopique basé sur les bilans moyens annuels et un bilan dynamique à l'échelle journalière ont permis de simuler les variations du niveau du lac sur la période instrumentée et d'aboutir à la quantification des apports en eaux du bassin versant et des pertes par voie souterraine.

De façon exploratoire, le modèle hydrologique a ensuite été testé pour reconstituer les variations historiques du niveau du lac à partir d'une base de données climatiques de réanalyse qui couvrent la période du siècle dernier. En prospective, la réponse du lac Azigza face au changement climatique futur est discutée par l'utilisation des données climatiques simulées à partir de modèles climatiques régionaux pour différents scénarios climatiques.

Mots clés : Moyen Atlas, Systèmes lacustres, Lac Azigza, Hydrochimie, Hydrologie, Isotopes, Modélisation hydro-Isotopique.

**ENVIRONMENTAL VARIABILITY OF MIDDLE ATLAS MOROCCAN'S LAKES:
HYDROGEOCHEMICAL AND HYDROLOGIC FUNCTIONING AND RESPONSE TO
CLIMATE CHANGE.**

ABSTRACT.

The southern Mediterranean region, at the interface between arid and temperate climates, is highly vulnerable to climate change and water availability. The Moroccan Middle-Atlas Mountains are considered as the “Moroccan water tower” and contains several natural lake systems of tectono-karstic origin. These lakes are often regarded as possible sentinels of hydro-climatic changes, provided that their hydrological functioning is clearly understood.

This thesis work was focused on the study of one of these Middle Atlas lake systems, Lake Azigza. The study site was monitored over a four-year period (October 2012 – October 2016) for monthly and daily hydrometeorological survey of the study site, acquisition of physicochemical and isotopic ($\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$) data of lake system samples (lake, rain, well and springs), a precise characterization of geomorphological properties of the lake, with the development of a hydro-isotopic model.

The physicochemical (T° , pH and electrical conductivity) and chemical parameters (major elements), allowed to propose the mechanisms associated with the mineralization of lake waters and the characterization of groundwater inflows from watershed into the lake. The waters of the Azigza lacustrine system fall under the calcium-magnesium-bicarbonate category. The lake is hot monomictic type. The waters show a seasonal response to climatic variations: during wet periods, the lake is supplied by runoff water and groundwater.

The isotopic data allow to specify the origin of waters, the recharge altitude, the residence time of waters. The daily data of water level highlights the fast response of the lake to precipitation. During the whole observation period, the lake level decreased by about 4 meters.

The hydrological model, based on a mass balance, relied on a lake volume-area-level relationship and hydro-meteorological and lake level variation data over the daily observation period (November 2014-April 2016). In a second step, the hydro-isotopic model based on annual average balances and a dynamic balance at the daily time scale was used to simulate the variations of the lake level over the observation period and to quantify the contributions of the groundwater flows.

The hydrological model was then tested to reconstruct historical lake level variations using reanalysis climate data of the last century. Finally, the possible use of the model to predict future lake level up to 2100 is discussed allowing to explore the lake sensitivity to climate change.

Key words: Middle Atlas, Lacustrine systems, Azigza Lake, Hydrochemistry, Hydrology, Isotopes, Hydro-Isotopic Modeling.

التأثير البيئي لمخبرات الأطلس المتوسط المغربي: الوظيفة الهيدرولوجية والكيميائية والهيدروكيميائية والاستجابة للتغيرات المناخية.

ملخص.

تقع المنطقتان الجنوبية للبحر الأبيض المتوسط في واجهة المناخات الجافة والمعتدلة، وتتعرض بشدة للتغيرات المناخية مع تأثير كبير على الموارد المائية. ضمن هذا النطاق المناخي، تدخل جبال الأطلس المتوسط التي تعتبر من أهم خزانات المياه بالمغرب، إذ تزود مجموعة من أهم وديان البلاد وتضم عدة بحيرات طبيعية من أصل تكثوني-كارستي. يمكن اعتبار هذه البحيرات مستشعرات جد حساسة للتغيرات الهيدرولوجية ومناخية وذلك من خلال فهم الآليات التي تحكم أداءها الهيدرولوجي بشكل واضح تحت تأثير المناخ المحلي بشكل خاص والمناخ العالمي بشكل عام.

تتركز هذه الأطروحة على دراسة نظم عمل بحيرات الأطلس المتوسط المغربي، وخصوصاً النظام البحيري "أكلام أركزا"، وتعتمد المنهجية المتبعة في هذا البحث: أولاً على القيام بمراقبة شهرية وبيومية لرصد الأحوال الجوية السائدة في موقع الدراسة وذلك لمدة أربع سنوات من أكتوبر 2012 إلى أكتوبر 2016، ثانياً على تسجيل الخصائص الفيزيائية والكيميائية والتطارية القارة (الهيدروجين-2 والأكسجين-18) لعينات مختلف مياه هذا النظام البحيري (الأمطار، مياه البحيرة والمياه الجوفية: العيون والآبار) وذلك لمدة سنتين من أكتوبر 2012 إلى أكتوبر 2014، ثالثاً على توصيف دقيق للخصائص الهيدروكيميائية للبحيرة وحوضها عن طريق قياس الأعماق والمسح الطبوغرافي. وبالتوازي مع هذا كله، تم تطوير نموذج هيدرولوجي اعتماداً على نظائر الماء وذلك لحساب توازن مياه البحيرة ولتحاكاة مستوى مياهها.

ساعد تسجيل الخصائص الفيزيائية (درجة حرارة الماء، موصلة وموصلته الكهربائية) والكيميائية (العناصر الرئيسية) لمياه النظام البحيري "أركزا" في اقتراح الآليات المرتبطة بالمعادن المكونة للمياه وتوصيف المياه المزودة للبحيرة. تتسم مياه هذا النظام بصفتها القاعدية وتشبعها بالعناصر الكيميائية التالية: الكالسيوم، المغنيسيوم والبيكربونات. كما تنتمي البحيرة لفئة البحيرات الساحنة التي تمتاز بمياهها مرة واحدة في السنة. تظهر مياه البحيرة استجابة موسمية لتقلبات المناخ: في الفترات الممطرة، يتم تزويد البحيرة جزئياً بمياه الجريان السطحي وبالمياه الجوفية التي تنعكس من خلال ظهور العديد من العيون حول البحيرة.

مكننا المعطيات التطارية من تحديد مصدر المياه المزودة للبحيرة، وتموقعها، وكيفية تجديدها وتقدير كمية التدفقات المزودة للبحيرة. كما أبرز التسجيل اليومي لتغير مستوى البحيرة استجابتها السريعة لتساقطات الأمطار، بالإضافة إلى انخفاض مستوياتها حوالي أربعة أمتار خلال فترة التتابع.

اعتمد تطوير النموذج الهيدرولوجي للبحيرة المستند على الحفاظ الكمية، أولاً على العلاقة الرابطة بين مستوى البحيرة ومساحتها وحجمها، ثانياً على بيانات الأرصدة الجوية وثالثاً على التغيرات اليومية لمستوى البحيرة التي تم الحصول عليها في الفترة الممتدة بين نونبر 2014 وأبريل 2016. وقد أتاح النموذج الهيدرولوجي والتطاري القائم على معدل التوازن المائي الثابت السنوي والتوازن المائي الديناميكي اليومي، محاكاة تغيرات مستوى البحيرة خلال فترة التتابع. كما مكن هذا النموذج كذلك من تقدير كمية المياه السطحية والجوفية المتدفقة للبحيرة وكمية المياه المفقودة جزاء التبخر والتسرب تحت أرضي.

في الأخير وبطريقة استكشافية، تم اختبار النموذج الهيدرولوجي لإعادة بناء التغيرات التاريخية لمستوى البحيرة خلال القرن الماضي باستخدام قاعدة بيانات مناخية أعيد تحليلها سلفاً. ومن أجل التنبؤ بتغيرات مستوى البحيرة في المستقبل حتى حدود عام 2100 م، تم الاعتماد على البيانات المناخية المستندة على مختلف سيناريوهات النماذج المناخية الإقليمية وذلك لدراسة استجابة وحساسية بحيرة "أركزا" لآراء تغير المناخ.

الكلمات المفتاح: الأطلس المتوسط، الأنظمة البحرية، بحيرة أركزا، كيمياء المياه، الهيدرولوجيا، نظائر المياه، التمدجة الهيدرولوجية والتطارية.

DÉDICACE.

Ce travail est dédié à :

- ***Mes chers parents, mon père Boujemaâ ADALLAL et ma mère Fatima EL BOUANANI :***

Source inépuisable de tendresse, de patience et de sacrifice, des années de peines et d'efforts, vos prières et vos bénédictions m'ont été d'un grand secours tout au long de ma vie ; puisse Dieu tout puissant, vous préserve et vous accorde santé, longue vie et bonheur ;

- ***Mes chers frères Abderrahmane, Abdessamad et Omar et sœurs Latifa et Nezha ADALLAL :***

En souvenir d'une enfance dont nous avons partagé les meilleurs et les plus agréables moments. Pour toute la complicité et l'entente qui nous unissent, pour vos encouragements et vos soutiens considérables le long de mes parcours scolaire et universitaire ;

- ***Mon épouse, Hayat ELFILALI :***

Aucune dédicace ne pourrait exprimer mon amour et mon attachement à toi, tu étais toujours à mes côtés, tu as patiemment supporté mes activités de chercheur ; je remercie le bon Dieu qui a croisé nos chemins et qu'il nous procure santé et longue vie ensemble.

- ***Mon enfant, Anir ADALLAL :***

C'est à toi mon adorable ange, ma joie, mon petit trésor que Papa « 'Baba Achid' comme tu dis » dédie ce travail pour te dire que tu resteras pour toujours le rayon du soleil qui éclaire ma vie. Je t'aime mon bébé et je te souhaite tout le bonheur du monde.

À vous tous, je dédie ce travail qui est le témoignage de mon attachement et de mon amour.

REMERCIEMENTS.

Je remercie tout d'abord « الله » le tout puissant et miséricordieux, qui nous a donné la force et la patience d'accomplir ce modeste travail.

Avant de commencer l'exposé de ce travail, j'ai le devoir, mais aussi le grand plaisir de remercier toutes celles et tous ceux qui m'ont prodigué leur aide et leur soutien et qui ont contribué, de près ou de loin, d'une manière ou d'une autre, à conduire ce travail à son terme. Et comme disait **Marcel Proust** : "*Soyons reconnaissants aux personnes qui nous donnent du bonheur ; elles sont les charmants jardiniers par qui nos âmes sont fleuries.*".

Tout d'abord, je remercie aussi infiniment ma codirectrice de thèse **Mme. Laurence VIDAL** (Professeure à l'Université d'Aix-Marseille) qui a très régulièrement et quotidiennement co-encadré cette thèse et qui a toujours été disponible pour me conseiller et répondre à mes interrogations. Je la remercie vivement pour la qualité de son encadrement, sa rigueur scientifique, ses encouragements, son enthousiasme, sa patience, sa sympathie et son investissement permanent au cours de ces six années de thèse. Je la remercie pour son savoir-faire sur le terrain et au laboratoire, pour son aide précieuse dans la rédaction de cette thèse et pour son soutien infaillible lors des moments « difficiles ». Je lui exprime ici ma profonde gratitude et toute ma reconnaissance.

Je remercie sincèrement mon directeur de thèse **M. Ali RHOJJATI** (Professeur d'Enseignement Supérieur à l'Université Cadi Ayyad, Marrakech) qui m'a accordé sa confiance sans rupture depuis mon projet de fin d'études de Master (MST - Eau et Environnement, 2012-2013). Je le remercie également pour m'avoir confié ce travail de recherche, ainsi que pour ses précieux conseils, son sérieux, sa gentillesse, sa disponibilité et son implication dans ce travail. Je le remercie notamment pour m'avoir appris à aimer le terrain. Je témoigne ici la reconnaissance que je lui dois et la grande estime que je lui porte.

Mes vifs remerciements et gratitude s'adressent également aux membres du jury pour l'intérêt qu'ils ont porté à ma recherche en acceptant de juger mon travail, d'avoir examiné mon manuscrit dans les moindres détails et de l'enrichir par leurs nombreuses remarques, propositions et commentaires très pertinents : - **M. Lhoussaine BOUCHAOU** (Professeur d'Enseignement Supérieur à l'Université Ibn Zohr, Agadir) pour avoir accepté d'être rapporteur de ce travail et de présider le jury de ma thèse ; - **M. Gil MAHÉ** (Directeur de Recherche à IRD-Hydrosociences Montpellier) et - **M. Lahoucine HANICH** (Professeur d'Enseignement Supérieur à l'Université Cadi Ayyad, Marrakech) pour avoir accepté d'être rapporteurs de ce travail ; - **Mme. Christine VALLET-COULOUMB** (Maitre de Conférences à l'Université d'Aix-Marseille) et - **M. Abdelfattah BENKADDOUR** (Professeur Habilité à l'Université Cadi Ayyad, Marrakech) pour avoir accepté d'examiner cette thèse et **Mme. Corinne SONZOGNI** (Docteur, Ingénieur de Recherche au CNRS-France) d'avoir bien voulu nous honorer de sa présence en tant qu'invitée.

Je tiens à exprimer mes vifs remerciements à **Mme. Christine VALLET-COULOUMB** de me faire l'honneur de collaborer ensemble à la publication d'une partie de mon travail (Modelling lake water and isotope mass balance variations of Lake Azigza in the Moroccan Middle Atlas under Mediterranean climate), et d'avoir échangé nos connaissances culturelles et scientifiques. Votre expérience dans le domaine de l'hydrologie et de la modélisation m'a été profitable

Merci **M. Abdelfattah BENKADDOUR** de m'avoir encadré lors de mon projet de fin d'études de Master (MST - Eau et Environnement, 2012-2013) et également de m'avoir aidé à bien mener le chapitre III de mon manuscrit de thèse « Caractérisation hydrogéochimique du lac Azigza et des lacs Tigalmamine ». Votre expérience dans le domaine de l'hydrogéochimie m'a été enrichissante.

Ma gratitude va également à **M. Guillaume JOUVE** (Attache Temporaire Enseignement Recherche 'ATER' à l'Université d'Aix-Marseille) d'une part, pour les discussions passionnantes et constructives sur la sédimentologie que nous avons eues pendant les missions de terrain, lors de l'ouverture des carottes au laboratoire et également lors de l'interprétation des résultats de votre papier dont je suis coauteur (Recent hydrological variability of the Moroccan Middle Atlas Mountains inferred from microscale sedimentological and geochemical analyses of lake sediments). Et d'autre part, d'avoir fait la publicité à l'échelle internationale de notre travail pluridisciplinaire à travers plusieurs communications.

Un grand merci est adressé à toutes les instances ayant contribué au financement de ma thèse : le Laboratoire d'Excellence Objectif Terre : Bassin Méditerranéen (**LABEX OT-Med**, n ° ANR-11-LABX-0061) à travers le projet PHYMOR (2014-2017, Université d'Aix-Marseille, France), le Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique du Maroc (**CNRST**, bourse d'excellence 2014-2017) et **PHC Toubkal** (projet n ° 16/38, 3 mois de mobilité).

Au cours de ma thèse, j'ai eu de la chance de travailler au sein de deux laboratoires : Laboratoire de Géo-ressources (**LGR**, Université Cadi Ayyad, Marrakech) et Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (**CEREGE**, Université d'Aix-Marseille). Je tiens à remercier tous les personnels dans ces deux laboratoires pour ce qu'ils m'ont offert depuis mon arrivée en thèse, je les remercie pour leur accueil chaleureux et d'avoir mis à ma disposition leurs compétences, connaissances et moyens techniques. Je les remercie également pour leurs qualités scientifiques et humaines ainsi que leur modestie.

Je remercie profondément les équipes **SETEL-CEREGE** (Service Equipement Terrain Etude Logistique) et **SIGEO-CEREGE** (Imagerie et Géomatique) pour la mise à notre disposition de leurs matériels lors des missions de terrain (avril 2013 et avril 2015). Je remercie également l'**IRD-Rabat** pour leur soutien logistique lors de ces missions.

Mes remerciements vont également au Laboratoire Mixte International : Télédétection et Ressources en Eau en Méditerranée semi-Aride (**LMI-TREMA-Marrakech**) qui a mis à notre disposition les moyens humains et techniques pour l'installation d'une station météorologique (novembre 2014) au site d'étude « le lac Azigza ».

Je tiens à remercier particulièrement **Mme. Corinne Sonzogni** et **Mme. Christine VALLET-COULOUMB** (Plateforme d'Analyse des Isotopes Stables **PANIS-CEREGE**, Université d'Aix-Marseille) pour leur sympathie, l'intérêt qu'elles ont témoigné envers ce travail dès son début et également d'avoir assuré l'analyse des échantillons d'eaux (isotopes stables) dans le cadre de ma thèse.

Il m'est agréable d'exprimer toute ma reconnaissance à **M. Samuel MEULE** (Maître de Conférences à l'Université d'Aix-Marseille) pour son aide dans l'acquisition et le traitement des données topographiques recueillies lors de la mission d'avril 2015 ainsi que pour me fournir des documents bibliographiques qui m'étaient nécessaires.

Je tiens à exprimer mes remerciements à **M. Romain SUAREZ** (Ingénieur, Labex OT-Med) de m'avoir apporté une aide précieuse sur le traitement statistique des données topographiques.

Ma profonde reconnaissance et gratitude s'adresseront aussi à **Mme. Hélène MICHE** (Service Commun d'Analyse Chimique-CEREGE) d'avoir mis notre disposition les moyens analytiques et d'avoir analysé quelques échantillons d'eaux (éléments majeurs par l'électrophorèse capillaire) dans le cadre de ma thèse.

Je tiens à remercier vivement **M. Yves TRAMBLAY** (Chargé de Recherches à HydroSciences de Montpellier) pour sa réactivité et disponibilité ainsi que pour nous avoir fourni les données climatiques (RCM-ALADIN, programme Med-CORDEX) très utiles à la finalisation du cinquième chapitre de ma thèse.

Je tiens à témoigner ma gratitude à **M. Thierry Courp** et **M. Bertil HEBERT** (Centre de Formation et de Recherche sur les Environnements Méditerranéens CEFREM, Université de Perpignan) pour avoir participé activement aux missions de terrain, pour avoir mis à notre disposition leurs compétences, connaissances et moyens techniques pour la réalisation de la bathymétrie du lac Azigza, donnée précieuse qui m'a permis de conduire à terme la partie modélisation de ma recherche.

Ma gratitude et tout mon respect s'adressent à **Mme. Florence Sylvestre** (Directeur de Recherches, Université d'Aix-Marseille) et **M. Emmanuel CHAPRON** (Professeur des Universités, l'Université de Toulouse Jean Jaurès) pour leur implication dans ce travail, pour avoir participé activement aux missions de terrain et pour leur sympathie, leurs conseils précieux et leur générosité scientifique.

Je suis très reconnaissant aux membres de l'**Agence du Bassin Hydraulique de l'Oum Er Rbia** (ABHOER, Béni mellal, Maroc) et plus précisément **M. HAKKANI** et **M. ZAKARIA** de nous avoir fourni les données hydroclimatiques indispensables à l'aboutissement de cette thèse.

J'exprime ma gratitude aux dirigeants et personnels des laboratoires : - Centre National d'Études et de Recherches sur l'Eau et l'Énergie (**CNEREE**- Université Cadi Ayyad, Marrakech) pour nous avoir permis de faire l'analyse du titre alcalimétrique (volumétrie) de nos échantillons d'eaux - Centre d'Analyses et de Caractérisation (**CAC**- Université Cadi Ayyad, Marrakech) d'avoir mis à notre disposition les moyens analytiques et d'avoir analysé quelques échantillons d'eaux (éléments majeurs par chromatographie ionique) dans le cadre de ma thèse.

En dehors du travail, le fait d'avoir dû quitter mon pays m'a demandé un effort d'adaptation à la vie française qui a été largement facilitée par la présence de **M. Nicolas Martinet**, qui m'a accueilli plusieurs fois et m'a fait découvrir les coutumes et les générosités de son pays. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde et sincère gratitude.

À tous mes **amis (es)** et mes **collègues** au **Maroc** et en **France**, je ne peux pas les citer tous puisqu'ils sont nombreux, je dédie ce modeste travail en témoignage d'amour le plus sincère.

TABLE DE MATIÈRES.

RÉSUMÉ.	I
ABSTRACT.	II
مُلَخَّص.	III
DÉDICACE.	IV
REMERCIEMENTS.	V
TABLE DE MATIÈRES.	VIII
LISTE DES FIGURES.	XII
LISTE DES TABLEAUX.	XVII
INTRODUCTION GÉNÉRALE.	1
CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE	8
I. SYSTÈMES LACUSTRES : SENTINELLES DU CHANGEMENT CLIMATIQUE.	8
I.1 INTERET DE L'ÉTUDE DES LACS.....	8
I.2 FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE DES SYSTEMES LACUSTRES : ETAT DE L'ART	11
II. LES SYSTÈMES LACUSTRES DU MOYEN ATLAS.	18
II.1 CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE.....	18
II.1.1 <i>Géologie du Moyen Atlas.</i>	18
II.1.1.1 Causse Moyen atlasique.	19
II.1.1.2 Moyen Atlas plissé.	19
II.1.2 <i>Réservoir karstique.</i>	19
II.2 CONTEXTE HYDROCLIMATIQUE.....	22
II.2.1 <i>Précipitations.</i>	22
II.2.2 <i>Température.</i>	23
II.2.3 <i>Réseau hydrographique.</i>	24
II.2.4 <i>Hydrologie isotopique.</i>	25
II.3 SYSTEMES LACUSTRES DU MOYEN ATLAS.	27
II.3.1 <i>Origine et Genèse des lacs.</i>	27
II.3.1.1 Classification des lacs.....	28
II.3.2 <i>Fonctionnement hydrologique des lacs.</i>	29
II.3.2.1 Bilan hydrique.	29
II.3.2.2 Temps de résidence de l'eau	30
II.3.3 <i>Caractéristiques hydrochimiques des lacs.</i>	31
II.3.4 <i>Évolutions passée et actuelle des lacs d'altitude du Moyen Atlas.</i>	32
III. SITE D'ÉTUDE	34
III.1 LAC AGUELMAM AZIGZA	34
III.2 LIMNOLOGIE.....	35
III.3 VARIATIONS HISTORIQUES DU NIVEAU LAC.....	37
IV. CONCLUSION DU CHAPITRE	39
CHAPITRE II : INSTRUMENTATION DU SITE, ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES D'ANALYSES.	40
I. APPORTS DES SIG	40
I.1 MNT DU BASSIN VERSANT.....	41
I.2 BATHYMETRIE DU LAC.....	42
I.3 RELATION V-S-H.	44
I.4 ALTITUDE DU LAC.....	44

II. ÉCHANTILLONNAGE ET INSTRUMENTATION DU SITE D'ÉTUDE.....	46
II.1 CHOIX DES SITES D'ÉCHANTILLONNAGE.....	46
II.2 PROTOCOLE D'ÉCHANTILLONNAGE.....	47
II.3 INSTRUMENTATION DU SITE D'ÉTUDE.....	48
II.3.1 Collecteur de pluie.....	48
II.3.2 Station météorologique.....	48
II.3.3 Data-Loggers.....	50
III. COLLECTE DE DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUE RÉGIONALE.....	51
III.1 DONNEES METEOROLOGIQUES REGIONALES.....	51
III.2 DONNEES DE REANALYSES.....	52
III.2.1 Données Climate Research Unit 'CRU'.....	52
III.2.2 Données Era Interim.....	54
III.3 TRAITEMENT DES DONNEES HYDROCLIMATIQUES.....	54
III.3.1 Précipitations.....	55
III.3.1.1 Validation des données de précipitations.....	55
1) Données régionales ABHOER :	55
2) Données de réanalyses CRU :	56
III.3.1.2 Méthode des doubles cumuls.....	56
1) Données régionales ABHOER et de réanalyses CRU.....	56
III.3.2 Autres paramètres hydroclimatiques.....	57
III.3.2.1 Température de l'air et rayonnement solaire.....	57
III.3.2.2 Humidité relative RH.....	59
III.3.2.3 La vitesse du vent V.....	60
III.3.3 Niveau du lac.....	61
IV. MESURES ET MÉTHODES D'ANALYSES.....	62
IV.1 MESURES IN SITU.....	62
IV.1.1 Niveau du lac.....	62
IV.1.2 Niveau du puits.....	64
IV.1.3 Paramètres physico-chimiques.....	64
IV.2 ANALYSES AU LABORATOIRE.....	66
IV.2.1 Analyses chimiques des eaux.....	66
IV.2.1.1 Titre alcalimétrique.....	66
IV.2.1.2 Chromatographie ionique.....	66
IV.2.1.3 Électrophorèse capillaire.....	66
IV.2.1.4 Qualité et critiques des analyses chimiques.....	67
IV.2.1.5 Représentation des données d'analyses chimiques.....	68
IV.2.2 Analyses isotopiques des eaux.....	69
IV.2.2.1 Spectromètre de Masse.....	69
IV.2.2.2 Spectromètre Laser (PICARRO).....	69
IV.2.2.3 Étalonnage et précisions.....	69
V. CONCLUSION DU CHAPITRE.....	70
CHAPITRE III : CARACTÉRISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOCHIMIQUE DU LAC AZIGZA.....	71
I. INTRODUCTION.....	71
II. RESULTATS.....	71
II.1 MESURES <i>IN SITU</i>	71
II.1.1 Température.....	71
II.1.2 Conductivité électrique et pH.....	74
II.2 FACIES CHIMIQUE.....	76
II.3 PARAMETRES CHIMIQUES.....	77
III. DISCUSSION.....	80
III.1 MINÉRALISATION DES EAUX.....	80

III.2	CHIMIE DES EAUX EN RELATION AVEC LE NIVEAU DU LAC ET LE CLIMAT.	84
IV.	DONNEES COMPLEMENTAIRES DU SITE DE TIGALMAMINE.	87
IV.1	DESCRIPTION DU SITE.	87
IV.2	PARAMETRES PHYSICO-CHIMIQUES.	89
IV.2.1	Température.	89
IV.2.2	Conductivité électrique et pH.	90
IV.3	FACIES CHIMIQUE DES EAUX.	90
V.	CONCLUSION DU CHAPITRE.	91
	CHAPITRE IV : MODÉLISATION HYDRO-ISOTOPIQUE DU LAC AZIGZA.	92
	RESUME.	92
	ARTICLE.	92
	ABSTRACT.	93
I.	INTRODUCTION.	93
II.	CLIMATIC AND HYDROGEOLOGICAL SETTINGS.	95
III.	DATA AND METHODS.	95
III.1	LAKE BATHYMETRY AND CATCHMENT MORPHOLOGY.	95
III.2	CLIMATE DATA.	97
III.3	LAKE LEVEL AND WATER TEMPERATURE.	97
III.4	ISOTOPIC DATA.	98
III.5	LAKE WATER AND ISOTOPE MASS BALANCE MODEL.	100
III.6	EVAPORATION ESTIMATE.	101
IV.	RESULTS.	102
IV.1	EVAPORATION RATE.	102
IV.2	ANNUAL WATER BALANCE FRAMEWORK OVER THE 2012-2016 PERIOD.	103
IV.3	CALIBRATION OF NET GROUNDWATER FLOW AND DIFFUSE SURFACE RUNOFF USING DAILY LAKE LEVEL.	104
IV.4	EXTRAPOLATION OF NG OVER 2012-2016.	105
IV.5	GROUNDWATER FLOWS PARTITIONING AND LAKE WATER RESIDENCE TIME.	105
V.	DISCUSSION.	106
V.1	IMPACT OF THE LAKE STRATIFICATION ON THE ISOTOPE MASS BALANCE.	106
V.2	IMPACT OF NON-STEADY STATE ON THE ISOTOPE MASS BALANCE.	106
V.3	MAGNITUDE AND VARIATIONS OF GROUNDWATER EXCHANGES.	107
V.4	LAKE SENSITIVITY TO PERSISTENT DRY CLIMATE CONDITIONS.	108
VI.	CONCLUSION.	108
	ACKNOWLEDGEMENTS.	109
	REFERENCES.	109
VII.	SUPPLEMENTARY MATERIALS.	114
VIII.	SUPPLEMENTARY INFORMATION ABOUT WATER BALANCE.	117
IX.	SUPPLEMENTARY INFORMATION ABOUT EVAPORATION.	117
X.	CONCLUSION DU CHAPITRE.	119
	CHAPITRE V : RECONSTITUTION PASSÉE ET PROJECTION FUTURE DU NIVEAU LACUSTRE.	120
I.	INTRODUCTION.	120
II.	CONTEXTE HYDROLOGIQUE AU COURS DU DERNIER SIÈCLE.	123

II.1	HISTORIQUE DU NIVEAU DU LAC AZIGZA	123
II.2	CONTEXTE HYDROCLIMATIQUE.....	125
II.2.1	<i>Précipitations</i>	126
II.2.2	<i>Température</i>	128
II.2.3	<i>Évaporation - Évapotranspiration</i>	129
III.	BILAN HYDROLOGIQUE DU LAC AZIGZA AU COURS DU DERNIER SIÈCLE.....	131
III.1	ROBUSTESSE DU MODELE DU BILAN HYDRIQUE SUR LA PERIODE HISTORIQUE.....	131
III.2	APPLICATION DU MODELE SUR LE DERNIER SIECLE.	133
IV.	PROJECTION FUTURE.....	135
IV.1	PROJECTIONS ET SCENARIOS FUTURS DU CHANGEMENT CLIMATIQUE.....	135
IV.1.1	<i>Précipitations</i>	136
IV.1.2	<i>Température</i>	137
IV.2	APPLICATION DU MODELE DANS 2100.....	139
V.	CONCLUSION DU CHAPITRE.....	140
	CONCLUSION GÉNÉRALE.....	141
	PERSPECTIVES.....	143
	RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	145
	ANNEXES (ARTICLES CO-PUBLIÉS).....	158
I.	PAST HYDROLOGICAL VARIABILITY IN THE MOROCCAN MIDDLE ATLAS INFERRED FROM LAKES AND LACUSTRINE SEDIMENTS (CHAPITRE DE LIVRE).....	158
II.	RECENT HYDROLOGICAL VARIABILITY OF THE MOROCCAN MIDDLE ATLAS MOUNTAINS INFERRED FROM MICROSCALE SEDIMENTOLOGICAL AND GEOCHEMICAL ANALYSES OF LAKE SEDIMENTS (QUATERNARY RESEARCH).....	172
	FICHE PRÉSENTATIVE DE LA THÈSE.....	189

LISTE DES FIGURES.

INTRODUCTION GÉNÉRALE.

<i>Fig. In. 1 : Anomalies de températures moyennes observées en surface, combinant les terres émergées et les océans, de 1850 à 2012 (IPCC, 2013).</i>	1
<i>Fig. In. 2 : Concentration de CO₂ enregistrée dans l'atmosphère au niveau de l'observatoire Mauna Loa dans les îles Hawaï (https://www.co2.earth/daily-co2).</i>	2
<i>Fig. In. 3 Distribution spatiale de différences de a) Précipitations moyennes annuelles (mm) et de b) Températures moyennes annuelles (°C) entre 2000 et 2050 (Saadi et al., 2015).</i>	3

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE.

<i>Fig. CH I. 1 : Diagramme conceptuel du cycle du carbone dans un lac boréal typique.</i>	8
<i>Fig. CH I. 2 : Schéma illustrant les différentes composantes du cycle hydrologique et l'interaction avec les cuvettes lacustres.</i>	9
<i>Fig. CH I. 3 : Relation entre les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les principaux lacs endoréiques à l'échelle du globe, Jasechko et al. (2013). La Droite Météoritique Globale (GMLW), la relation liant les eaux atmosphériques et les précipitations sont présentées ainsi que la droite d'évaporation sur laquelle s'alignent une eau météoritique initiale, la vapeur issue de l'évaporation de cette eau et l'eau liquide résiduelle.</i>	10
<i>Fig. CH I. 4 : Schéma montrant les principaux états hydrologiques des lacs (Gibson et al., 2015).</i> ...	12
<i>Fig. CH I. 5 : Anomalies de précipitations annuelles (histogrammes) et niveau du lac Victoria (ligne continue) entre 1900 et 1996 (Mistry and Conway, 2003).</i>	12
<i>Fig. CH I. 6 : Comparaison entre observations et simulations a) Niveau du lac Burrumbeet pour la période 1998-2007 ($r^2 = 0,97$) et de b) Salinité du lac sur la période 1991-2003 (Yihdegoa and Webb, 2012).</i>	15
<i>Fig. CH I. 7 : Bilans hydrique et hydro-isotopique illustrant la plage d'erreur due aux incertitudes (Sacks et al., 2014).</i>	16
<i>Fig. CH I. 8 : Simulation du niveau de la cuvette nord du lac Tchad sur la période 1956-2008 (Bouchez et al., 2016). La ligne noire représente la moyenne de toutes les simulations. La ligne bleue indique les observations du niveau du lac et la ligne rouge désigne les observations de surface converties en niveaux de lac.</i>	16
<i>Fig. CH I. 9 : Simulation de la signature isotopique des eaux de la cuvette nord du lac Tchad (Bouchez et al., 2016). La courbe noire représente les valeurs optimales et la courbe grise indique les valeurs acceptées statistiquement.</i>	17
<i>Fig. CH I. 10 : Carte géologique simplifiée du Moyen Atlas (d'après la carte géologique du Maroc au 1/1000 000).</i>	18
<i>Fig. CH I. 11 : Jonction entre le Causse Moyen atlasique et le Moyen Atlas Plissé (Lecompte, 1986).</i>	19
<i>Fig. CH I. 12 : Bloc-diagramme représentant schématiquement les éléments géomorphologiques d'un paysage karstique (Nourelbait, 2014).</i>	20
<i>Fig. CH I. 13 : Carte hydrogéologique du bassin des sources de l'Oum Er Rbia (Bentayeb and Leclerc, 1977).</i>	21
<i>Fig. CH I. 14 : Carte des isohyètes du Moyen Atlas central pour la période 1933-1963 (Kabbaj and Combe, 1977).</i>	23
<i>Fig. CH I. 15 : a) Températures mensuelles moyenne, maximale et minimale et b) Diagramme ombrothermique de la station d'Ifrane-aviation (altitude 1663 m) située à 25 km au Sud-Ouest du lac Ifrah pour la période 2003–2006 (Etebaai, 2009).</i>	23
<i>Fig. CH I. 16 : Carte hydrologique du Moyen Atlas central (Martin, 1981).</i>	24
<i>Fig. CH I. 17 : Evolution des compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) des eaux naturelles (Fontes, 1976).</i>	25
<i>Fig. CH I. 18 : Composition isotopique des précipitations au niveau des stations de Rabat, Beni Mellal et Taza et les droites météoriques locales correspondantes (Ouda et al., 2005). (WMWL: World Water Meteoric Water Line, NIR: Eastern Mediterranean Meteoric Water Line, LMWL: Local Meteoric Water Line).</i>	26

Fig. CH I. 19 : Répartition de la composition en isotopes stables des eaux météoriques au Maroc (Ait Brahim et al., 2016).....	27
Fig. CH I. 20 : Carte de répartition des zones humides au Moyen Atlas (Chillasse et Dakki, 2004)...	28
Fig. CH I. 21 : Répartition latitudinale et altitudinale des types de lacs (Hutchinson and Löffler, 1956 modifié par Wedzel, 1975).....	29
Fig. CH I. 22 : Schéma illustrant les termes du bilan hydrique d'un lac.	30
Fig. CH I. 23 : Classification de quelques sites lacustres marocains selon le temps de séjour des eaux dans le lac (le sens de la flèche indique l'augmentation du temps de séjour, Benkaddour et al., 2008).	31
Fig. CH I. 24 : Diagramme de piper obtenus à partir des données hydrochimiques du lac Ifrah dans le Moyen Atlas tabulaire (Etebaai et al., 2012).	32
Fig. CH I. 25 : Reconstitution de a) Précipitations et b) Températures de janvier dans le site de Tigalmamine (Cheddadi et al., 1998).....	33
Fig. CH I. 26 : Niveau du lac central de Tigalmamine (périodes de bas niveau marquées en gris) interféré à partir de l'étude minéralogique et biostratigraphique d'une carotte sédimentaire de 16 m (Lamb et al., 1995).	33
Fig. CH I. 27 : Situation géographique du lac Azigza et de son bassin versant reportés sur la carte hydrogéologique du Haut bassin de l'Oum Er Rbia (OER, Bentayeb and Leclerc, 1977).	35
Fig. CH I. 28 : a) Profil thermique du lac Azigza b) Faciès chimiques des eaux du lac Azigza (Benkaddour et al., 2008).....	36
Fig. CH I. 29 : Relation entre les teneurs en carbonates et la matière organique en fonction de la profondeur (Benkaddour et al., 2008).....	36
Fig. CH I. 30 : Bathymétrie du lac en 1984 (Flower and Foster, 1992).....	37
Fig. CH I. 31 : Variation du niveau du lac Azigza entre 1979 et 1984 (Flower and Foster, 1992).	38

CHAPITRE II : INSTRUMENTATION DU SITE, ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES D'ANALYSES.

Fig. CH II. 1 : Tracé du levé topographique des anciens rivages du lac Azigza (avril 2015).....	41
Fig. CH II. 2 : Positionnement de la base fixe du DGPS-RTK et déplacement de l'unité mobile (avril 2015).....	42
Fig. CH II. 3 : Schéma d'acquisition des données bathymétriques du lac Azigza (avril 2015).	42
Fig. CH II. 4 : MNT du bassin versant du lac Azigza et sa bathymétrie et localisation des sites d'échantillonnage.	43
Fig. CH II. 5 : Morphologie du lac et relation Volume-Surface-Cote.	44
Fig. CH II. 6 : Carte topographique 1/50 000 de Karrouchan (Division de la carte, Rabat, 1977). ...	45
Fig. CH II. 7 Déplacement au milieu du lac (avril 2014).	47
Fig. CH II. 8 : a) Collecteur de pluie installé sur le toit de la maison forestière b) Station météorologique installée sur le site d'étude Lac Azigza.	49
Fig. CH II. 9 : Système de fixation de la sonde CTD-Diver installé sur site d'étude Lac Azigza.....	50
Fig. CH II. 10 : Répartition spatiale des stations météorologiques les plus proches du site d'étude Lac Azigza.	52
Fig. CH II. 11 : Répartition spatiale des stations contribuant à la cellule de la grille CRU TS 4.01 contenant le lac Azigza.....	53
Fig. CH II. 12 : Doubles cumuls des précipitations mensuelles des données de stations de Tarhat, Tamchachate, Aval-Elheri et CRU sur la période 1973-2016.	57
Fig. CH II. 13 : Température journalière de l'air enregistrée par la station météorologique d'Azigza (ligne rouge) et celle de données Era Interim (ligne bleue).....	58
Fig. CH II. 14 : Rayonnement solaire journalier enregistré par la station météorologique d'Azigza (ligne rouge) et celui de données Era Interim (ligne bleue).....	58
Fig. CH II. 15 : Analyse de corrélation entre les données de la station météorologique d'Azigza et les données Era Interim de a) Température journalière de l'air et b) Rayonnement solaire journalier....	58
Fig. CH II. 16 : Humidité relative journalière enregistrée par la station météorologique d'Azigza (ligne rouge) et données Era Interim (ligne verte).	59
Fig. CH II. 17 : Analyse de corrélation de l'humidité relative journalière entre la station météorologique d'Azigza et les données Era Interim.....	59

Fig. CH II. 18 : Pression atmosphérique journalière enregistrée par la sonde Baro-Diver d'Azigza (ligne rouge) et données Era Interim (ligne verte).....	61
Fig. CH II. 19 : Analyse de corrélation de la pression atmosphérique journalière entre la sonde Baro-Diver d'Azigza et les données Era Interim.....	61
Fig. CH II. 20 : Comparaison du niveau du lac journalier calculé à partir des données de la pression atmosphérique mesurée par la sonde Baro-Diver et données Era Interim corrigée.	62
Fig. CH II. 21 : Niveau du lac Azigza mesuré sur la période octobre 2012-novembre 2014.	63
Fig. CH II. 22 : Photo illustrant le niveau du lac au 17 avril 2013.	63
Fig. CH II. 23 : Chronique de mesures du niveau du puits et du lac sur la période octobre 2012-octobre 2014.....	64
Fig. CH II. 24 : Échantillonnage des eaux et mesure in situ des paramètres physico-chimiques.	65
Fig. CH II. 25 : Schéma du système d'électrophorèse capillaire.....	67
Fig. CH II. 26 : a) Appareil de mesure isotopique Thermo-Finnigan Delta Plus (spectromètre de masse) b) Appareil de mesure isotopique Picarro LI102-i (spectromètre Laser).	69

CHAPITRE III : CARACTÉRISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOCHIMIQUE DU LAC AZIGZA.

Fig. CH III. 1 : Variations mensuelles de la température des eaux du site Azigza (lac, puits et sources).	72
Fig. CH III. 2 : Chronique de variation de la température de l'air (mesurée à la station de Tarhat « ABHOER » comparée à la température moyenne des eaux du Lac Azigza.....	73
Fig. CH III. 3 : a) Profils thermiques réalisés par Gayral and Panouse, 1954 sur la période entre 1947 et 1953 comparés aux b) Profils thermiques réalisés au centre du lac Azigza pendant les mois de janvier 2013, avril 2014 et septembre 2015.	73
Fig. CH III. 4 : Variations mensuelles de la conductivité électrique des eaux du site Azigza (lac, puits et sources).	74
Fig. CH III. 5 : Variations mensuelles du pH des eaux du site Azigza (lac, puits et sources).	75
Fig. CH III. 6 : Représentation schématique du système karstique au contact du lac.....	76
Fig. CH III. 7 : Projection de la composition chimique des eaux du lac, du puits et des sources sur le diagramme de Piper.	77
Fig. CH III. 8 : Évolution saisonnière des cations et des anions majeurs des eaux du lac Azigza (L1, L2 et L3), du puits et des sources (S1, S2, SL2 et SL22).....	79
Fig. CH III. 9 : Diagramme de Gibbs (1970) indiquant les mécanismes contrôlant la minéralisation des eaux du lac, du puits et des sources.	81
Fig. CH III. 10 : ACP réalisée pour l'ensemble des échantillons prélevés au niveau du lac, du puits et des sources (2012-2014).	82
Fig. CH III. 11 : Projection des individus dans le plan factoriel 1 x 2.	83
Fig. CH III. 12 : Indices de saturation de la calcite, de la dolomite et du gypse des échantillons d'eau collectés.....	84
Fig. CH III. 13 : Variation des concentrations du Ca^{2+} et du HCO_3^- des eaux lacustres en fonction du niveau du lac (Oct-2012 à Oct-2014).....	85
Fig. CH III. 14 : Variation du Ca^{2+} des eaux lacustres en fonction des précipitations (Tamchachate) et en fonction de la température de l'air mesurée à la station de Tarhat (ABHOER).	85
Fig. CH III. 15 : Localisation des points d'échantillonnage des eaux au site Tigalmamine (source de l'image : Google Earth 2013).	88
Fig. CH III. 16 : Profil thermique réalisé au milieu du lac central du site de Tigalmamine.	89
Fig. CH III. 17 : Variation de la conductivité électrique des eaux du site Tigalmamine au mois d'avril 2013.....	90
Fig. CH III. 18 : Projection des analyses chimiques des eaux du site de Tigalmamine sur le diagramme de Piper.	91

CHAPITRE IV : MODÉLISATION HYDRO-ISOTOPIQUE DU LAC AZIGZA.

Fig. 1 : a) Location of the Oum Er Rbia catchment (green line) in Morocco, with the High Oum Er Rbia sub-catchment (pink line); b) High Oum Er Rbia sub-catchment and location of the Azigza Lake catchment (red line) and the Azigza Lake (green star). Hydrometric and meteorological stations used in this study are indicated by red circles and Oum Er Rbia (OER) springs are indicated by black circle; c)

<i>Topography of lake bottom (modified from Vidal et al. 2016) with the location of water sampling (L1, L2, L3 for lake water (black squares), W for well water (purple diamond) and (S1 and S2) for springs (green triangles) and meteorological station (blue triangle).....</i>	<i>96</i>
<i>Fig. 2 : a) Lake level and precipitation time series between October 2012 and October 2016, with manual measurements (black crosses) and continuous lake level record (red line). Daily precipitation is either measured locally (blue) or derived from Tamchachate station (purple; see text); b) Azigza Lake waters isotopic composition ($\delta^{18}O$) measured at the three sampling locations sampling (L1, L2, L3 for lake waters (red, yellow and green squares respectively); and Groundwaters measured at the well (purple diamonds) and Springs (green triangles).</i>	<i>98</i>
<i>Fig. 3 : $\delta^{18}O$-δ^2H cross plots of well, springs and lake isotopic data, with the corresponding Local Evaporation Line LEL ($\delta^2H = 4.8 \times \delta^{18}O - 9.9$, dash-dotted line), weighted average isotopic composition of Azigza Rain (blue circle) and the Moroccan Meteoric Water Line MMWL established by Ait Brahim et al. (2016) ($\delta^2H = 7.7 \times \delta^{18}O + 9.2$, $r^2 = 0.93$, $n = 494$, black line).....</i>	<i>100</i>
<i>Fig. 4 : a) Simulated (green) and measured (black crosses and red line) lake level, with daily precipitation (same as Fig. 2) and dry periods used for $NG_{ref(1)}$ calibration (grey shadow); b) $NG_{ref(1)}$ (black), $NG_{ref(2)}$ (purple) and simulated NG time series (blue-red histogram) and monthly precipitation; c) Simulation of lake water $\delta^{18}O$, with monthly values of G_i calculated from the adjusted NG ($G_i = NG + G_o$) using two initial isotopic composition (#1 green line and #2 blue line).</i>	<i>103</i>
<i>Fig. 5 : Annual water balance components (%) over the observation period (2012- 2016).....</i>	<i>117</i>
<i>Fig. SM 1 : a) Hydrogeological map and hydrographic network of the High Oum Er Rbia sub-catchment delineated at Khenifra city showing the position of the hydro-meteorological stations (red squares), Oum Er Rbia springs (red circle) and the Azigza lake catchment (red line) (after Bentayeb and Leclerc, 1977); b) Corresponding geological map (from Service Géologique du Maroc, 1985).</i>	<i>114</i>
<i>Fig. SM 2 : Relations between lake water level, area, and volume, and the lake level range observed between 2012 and 2016 (grey shadow).</i>	<i>115</i>
<i>Fig. SM 3 : a) $\delta^{18}O$-δ^2H cross plots of a) Precipitation isotopic compositions, with monthly data (triangles) and weighted averages (circles) for Azigza ($n=23$) and the neighboring GNIP station (Fès, $n = 80$) and the Moroccan Meteoric Water Line MMWL established by Ait Brahim et al. (2016) ($\delta^2H = 7.7 \times \delta^{18}O + 9.2$, $r^2 = 0.93$, $n = 494$, black line); b) Rain isotopic composition ($\delta^{18}O$) measured at Azigza meteorological station.</i>	<i>115</i>
<i>Fig. SM 4 : a) Meteorological variables measured at Azigza station (T_w: water temperature, T_a: air temperature, rh: relative humidity); b) Daily evaporation (E, blue), with corresponding change of energy storage (ΔS, red) and its sinusoidal approximation (dotted black line).</i>	<i>115</i>
<i>Fig. SM 5 : Relation between annual rainfall and runoff (Q) at the Tamchachate catchment (1975-2009), compared to Azigza Rainfall and groundwater inflows (G_i) values for 2012-2013 and 2013-2014. .</i>	<i>116</i>

CHAPITRE V : RECONSTITUTION PASSÉE ET PROJECTION FUTURE DU NIVEAU LACUSTRE.

<i>Fig. CH V. 1 : Carte des moyennes annuelles de précipitations au Maroc pour la période 1988-2012 (Balaghi et al., 2013).....</i>	<i>120</i>
<i>Fig. CH V. 2 : Changements futurs de a) Précipitations et b) Température, selon les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5, entre la période historique 1984-2005 et la période de projection 2041-2062 (Tramblay et al., 2013b).</i>	<i>121</i>
<i>Fig. CH V. 3 : Évolution du niveau du lac Sidi Ali de septembre 1975 à août 2009 (coordonnées $33^{\circ}5' N 4^{\circ}59' W$, altitude 2080 m a.s.l. ; surface 337 ha ; profondeur max 43 m, Sayad et., 2011).....</i>	<i>122</i>
<i>Fig. CH V. 4 : Évolution de la cote du niveau du lac Dayet Aoua (1989-1990 – 2005-2006) (coordonnées $33^{\circ}39' N 05^{\circ}00' W$, altitude 1462 m a.s.l. ; surface 140 ha ; profondeur max 5 m, Sayad et al., 2010).</i>	<i>122</i>
<i>Fig. CH V. 5 : Anciens rivages du lac Azigza observés en 1984 (Flower and Foster, 1992) b) Les rives du lac Azigza à l'extrémité sud-est du lac. La ligne blanche indique la limite visible la plus élevée entre les sédiments subaquatiques et subaériens le long des rives et les flèches blanches indiquent l'inclinaison des rives pendant les niveaux bas et élevé du lac (Jouve et al., 2019).....</i>	<i>123</i>
<i>Fig. CH V. 6 : Variations historiques du niveau du lac Azigza (Jouve et al., 2019).....</i>	<i>124</i>
<i>Fig. CH V. 7 : Variations historiques du niveau du lac Azigza en relation avec les précipitations (CRU TS 4.01) sur le dernier siècle (modifiée d'après Vidal et al., 2016).....</i>	<i>125</i>

Fig. CH V. 8 : Évolution des écarts à la moyenne des stations Azigza (2012-2016), Tamchachate (1975-2016) et les données d'observations CRU TS 4.01 (1901-2016).	127
Fig. CH V. 9 : Corrélation des précipitations mensuelles CRU TS 4.01 et Tamchachate entre 1975 et 2016.	128
Fig. CH V. 10 : Évolution de la température annuelle des données CRU TS 4.01 sur la période 1901-2016.	128
Fig. CH V. 11 : Distribution des températures moyennes mensuelles de CRU TS 4.01 et du site Azigza entre décembre 2014 et avril 2016.	129
Fig. CH V. 12 : Évolution de la température et l'évapotranspiration annuelles des données CRU TS 4.01 sur la période 1901-2016.	130
Fig. CH V. 13 : Corrélation entre l'évapotranspiration et la température fournies par CRU TS 4.01.	130
Fig. CH V. 14 : Distribution de l'évaporation Azigza et l'évapotranspiration CRU moyenne mensuelle de CRU et du site d'Azigza entre décembre 2014 et avril 2016.	130
Fig. CH V. 15 : Précipitations mensuelles et variation du niveau du lac Azigza entre avril 1952 et mars 1954 et le NG correspondant.	132
Fig. CH V. 16 : Variation du niveau du lac Azigza entre 1949 et 2016 et le NG correspondant.	132
Fig. CH V. 17 : Simulation du niveau du lac Azigza entre avril 1952 et mars 1954.	133
Fig. CH V. 18 : Simulation du niveau du lac Azigza entre 1952 et 2016 en utilisant trois variantes de NG.	134
Fig. CH V. 19 : Simulation du niveau du lac Azigza entre 1949 et 2016 via $G_i=f(P)$ avec et sans forçage et $G_o=$ constante.	134
Fig. CH V. 20 : Anomalies de précipitations annuelles moyennes sur les zones émergées du globe tirées à partir des ensembles de données (CRU (Climatic Research Unit), GHCN (Global Historical Climatology Network) et GPCC (Global Precipitation Climatology Project) de précipitations mondiales par rapport à une climatologie moyenne sur la période 1901-2010. (IPCC, 2013).	135
Fig. CH V. 21 : a) Série temporelle des températures moyennes de surface du globe historiques et prédites. Pour chaque scénario RCP, les projections montrent la moyenne de plusieurs modèles (traits pleins) et les intervalles de confiance. b) Séries chronologiques de variation relative par rapport à 1986-2005 des précipitations d'octobre à mars moyennées sur les points de grille continentale dans la région d'Europe du Sud / Méditerranée (30 °N à 45 °N, 10 °W à 40 °E). (IPCC, 2013).	136
Fig. CH V. 22 : Évolution des précipitations annuelles et des écarts à la moyenne des précipitations ALADAIN-Climat RCP 8.5 (2006-2100).	137
Fig. CH V. 23 : Évolution des précipitations mensuelles ALADAIN-Climat RCP 8.5 et Tamchachate (2006-2017).	137
Fig. CH V. 24 : Corrélation des précipitations mensuelles ALADAIN-Climat RCP 8.5 et Tamchachate (2006-2017).	137
Fig. CH V. 25 : Évolution des températures moyennes annuelles ALADAIN-Climat RCP 8.5 (2006-2100).	138
Fig. CH V. 26 : Distribution des températures moyennes mensuelles de ALADIN-Climat RCP 8.5 et du site Azigza entre décembre 2014 et avril 2016.	138
Fig. CH V. 27 : Distribution des températures et évaporations mensuelles au site Azigza entre décembre 2014 et avril 2016.	138
Fig. CH V. 28 : Simulation du niveau du lac Azigza entre 2006 et 2100 via $G_i=f(P)$ et $G_o=f(V)$ pour le scénario RCP 8.5.	139

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES.

Fig. Cc. 1 : Activités de ruissellement et variations du niveau de l'eau des lacs par rapport aux précipitations et à la gravité de l'indice de sécheresse. De bas en haut : distribution des faciès vers le bas. C) Position des indicateurs de niveau du lac ; B) Valeurs de C_a et de PCI dérivées de AZA -13-1 modèle d'âge. En supposant un taux sédimentation moyenne d'environ 0,56 cm.an-1 ; A) Données CRU de précipitations annuelles (écart par rapport à la moyenne calculée pour l'ensemble de la période 1901-2013). Indice de sévérité de sécheresse de Palmer (PDSI) de Esper et al. (2007) et Wassenburg et al. (2013). Les valeurs négatives reflètent des conditions plus sèches et inversement (Jouve et al., 2019).	144
--	-----

LISTE DES TABLEAUX.

CHAPITRE II : INSTRUMENTATION DU SITE, ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES D'ANALYSES.

<i>Tab. CH II. 1 : Détails des campagnes d'échantillonnage des eaux au lac Azigza.</i>	48
<i>Tab. CH II. 2 : Récapitulation des prélèvements et mesures in situ effectués au niveau du site Azigza.</i>	51
<i>Tab. CH II. 3 : Caractéristiques des stations météorologiques environnantes au site Azigza.</i>	52
<i>Tab. CH II. 4 : Détails et statistiques de différents paramètres mesurés par la station d'Azigza.</i>	55
<i>Tab. CH II. 5 : Inventaire des données journalières manquantes dans les séries pluviométriques.</i>	56
<i>Tab. CH II. 6 : Résultats des mesures/estimations de variations du niveau du lac sur la période d'observation.</i>	63
<i>Tab. CH II. 7 : Caractéristiques du conductimètre « CRISON CM 35 » et du pH-mètre « pH 6+ ». ...</i>	65

CHAPITRE III : CARACTÉRISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOCHIMIQUE DU LAC AZIGZA.

<i>Tab. CH III. 1 : Matrice de corrélation entre les variables (T°, pH, conductivité électrique et éléments chimiques majeurs).</i>	81
<i>Tab. CH III. 2 : Résultats d'analyse chimiques des eaux du système lacustre d'Azigza et les paramètres physico-chimiques.</i>	86
<i>Tab. CH III. 3 : Paramètres physico-chimiques des eaux du site Tigalmamine.</i>	89

CHAPITRE IV : MODÉLISATION HYDRO-ISOTOPIQUE DU LAC AZIGZA.

<i>Table 1 : Annual water balance components ($m^3 yr^{-1}$) resulting from the step-by-step calibration procedure (see text for details).</i>	104
<i>Table SM 1 : Hydrological characteristics of three sub-basins belonging to the High Oum Er Rbia sub-catchment.</i>	116
<i>Table SM 2 : Details of stable isotopic compositions ($\delta^{18}O$ and δ^2H) of Azigza Lake system waters.</i>	116

CHAPITRE V : RECONSTITUTION PASSÉE ET PROJECTION FUTURE DU NIVEAU LACUSTRE.

<i>Tab. CH V. 1 : Détails du calage des fluctuations historiques du niveau du lac Azigza.</i>	125
<i>Tab. CH V. 2 : Caractéristiques statistiques des données pluviométriques annuelles sur différentes périodes.</i>	127

INTRODUCTION GÉNÉRALE.

Le climat de la Terre a constamment évolué à l'échelle des temps géologiques. En effet, les archives géologiques montrent qu'au cours des deux derniers millions d'années, la Terre a connu de larges changements climatiques et environnementaux entre périodes glaciaires et interglaciaires (Tzedakis *et al.*, 1997). La variabilité des paramètres astronomiques qui régissent la trajectoire de la Terre autour du soleil et donc la distribution de l'insolation reçue à sa surface (cycles de Milankovitch), sont à l'origine de ces cycles climatiques (Berger, 1995). Ces variations répétées du volume de glaces continentales sont accompagnées de modifications de la concentration de gaz à effet de serre (GES), de la circulation thermohaline ainsi que la température atmosphérique et des eaux de surface à l'échelle orbitale et millénaire (Heinrich, 1988 ; Dansgaard *et al.*, 1993 ; Sánchez Goñi, 2006).

Depuis environ 10000 ans, le climat de la Terre traverse une période interglaciaire (l'Holocène) dont la variabilité est causée par d'autres facteurs de forçages naturels (activité solaire, volcanisme, variabilité climatique, Wanner *et al.*, 2008). Cependant, les derniers 150 ans se distinguent par des changements climatiques particulièrement marqués (en termes de tendance et d'amplitude). On observe une hausse de la température moyenne mondiale de 0.85 [0.65 à 1.06] °C au cours de la période 1880–2012 et de 0.78 [0.72 à 0.85] °C au cours de la dernière décennie 2003–2012 (Fig. In. 1). C'est ce que l'on désigne par « le réchauffement climatique ».

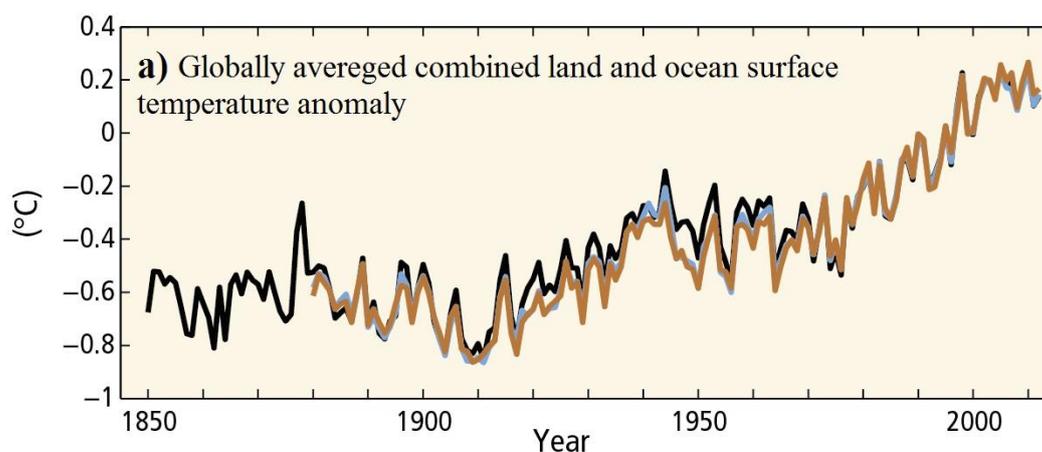


Fig. In. 1 : Anomalies de températures moyennes observées en surface, combinant les terres émergées et les océans, de 1850 à 2012 (IPCC, 2013).

Dans son 5^{ième} rapport scientifique publié en 2013, le Groupe Intergouvernemental d'experts sur l'Évolution du Climat (GIEC) réitère que « le réchauffement du système climatique est sans équivoque et, depuis les années 1950, beaucoup de changements observés sont sans précédent depuis des décennies voire des millénaires. [...] L'influence de l'homme sur le système climatique est clairement établie ». Ces modifications sont observées depuis la fin du 19^{ième} siècle et sont dues, en partie, à la pression historique de l'Homme sur les ressources de l'enveloppe terrestre superficielle ayant abouti, avec certitude, à la perturbation de l'équilibre énergétique qui régit le climat sur Terre. Il est admis par la

communauté scientifique que la cause principale de ces changements est une concentration plus importante, dans l'atmosphère, de GES (plus particulièrement le CO₂) depuis la révolution industrielle (IPCC, 2007, 2013). Depuis l'âge préindustriel (avant les années 1850), la concentration de CO₂ dans l'air est passée de 278 ppm à 379 ppm en 2005 (UNFCCC, 2007).

À partir de 2012, la concentration de CO₂ enregistrée dans l'atmosphère au niveau de l'observatoire Mauna Loa dans les îles Hawaï (<https://www.co2.earth/daily-co2>) a dépassé pour la première fois de l'histoire le seuil de 400 ppm (Fig. In. 2) avec un maximum de 412.63 ppm enregistré le 26 avril 2017 (NOAA-ESRL).

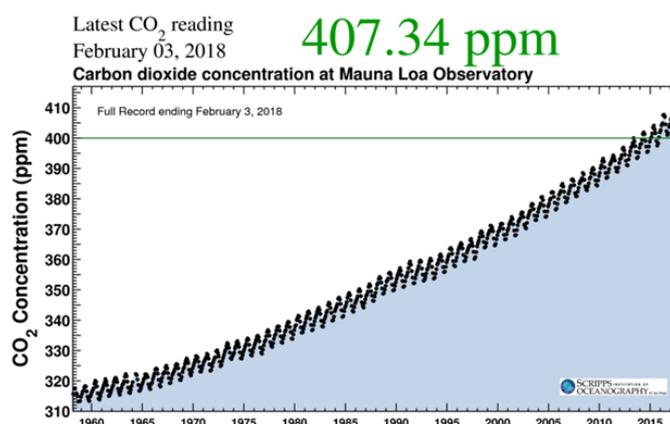


Fig. In. 2 : Concentration de CO₂ enregistrée dans l'atmosphère au niveau de l'observatoire Mauna Loa dans les îles Hawaï (<https://www.co2.earth/daily-co2>).

La compréhension des processus liant l'augmentation de la température moyenne du globe terrestre observée et celle du CO₂ dans l'atmosphère à l'échelle du dernier siècle est l'un des défis sociétaux les plus complexes du 21^{ème} siècle. En effet, une multitude d'autres facteurs (répondant également au réchauffement climatique) peuvent perturber l'équilibre dynamique du système climatique : on peut citer par exemple la dilatation de l'eau qui, couplée à la fonte des glaciers et à la diminution de la couverture neigeuse, a entraîné une élévation du niveau des océans (+0.19 m entre 1901 et 2010, IPCC, 2013). Toujours selon ce rapport du GIEC, à l'échelle du globe, les changements de précipitations ne sont pas uniformes (Fig. In. 3a). Le contraste de précipitations entre régions humides et régions sèches, et entre saisons humides et saisons sèches a augmenté, bien qu'elles puissent exister des exceptions régionales. La tendance moyenne des précipitations décennales est de $+2.77 \pm 1.46$ mm/jour (Fig. In. 3b, selon CRU TS 3.10.01).

Récemment, un accord international (entre 113 pays représentant au moins 55 % des émissions des GES à l'échelle mondiale) a été signé à Paris lors de la COP21 (21^{ème} Conférence des Nations Unies sur le Changement Climatique) en décembre 2015 pour limiter le réchauffement planétaire à 2 °C. En novembre 2016, la COP22 a été organisée à Marrakech (Maroc) et baptisée « COP de l'action » en incitant les parties prenantes (pays, entreprises, investisseurs, villes, régions) à faire des propositions concrètes de l'innovation en matière d'adaptation et d'atténuation des effets du changement climatique.

Le bassin méditerranéen constitue une zone de transition majeure entre le climat tropical et le climat tempéré des moyennes latitudes. Il est caractérisé par une géographie extrêmement complexe et hétérogène avec des versants soumis à différentes expositions, entraînant une grande hétérogénéité climatique. Ce bassin est considéré par le dernier rapport du GIEC comme étant un « hot spot » climatique (IPCC, 2013), c'est-à-dire une zone sensible aux effets du changement climatique.

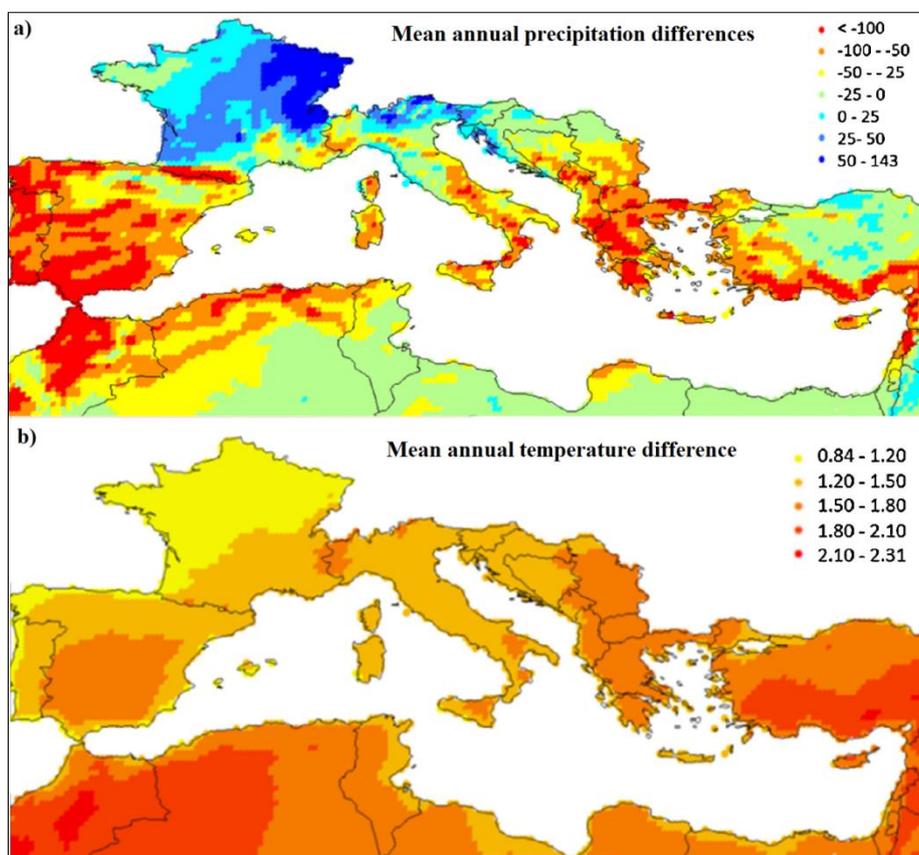


Fig. In. 3 Distribution spatiale de différences de a) Précipitations moyennes annuelles (mm) et de b) Températures moyennes annuelles (°C) entre 2000 et 2050 (Saadi *et al.*, 2015).

Le climat du bassin méditerranéen est caractérisé par des hivers doux et humides (janvier-février-mars, JFM) avec, du Sud au Nord, des températures moyennes comprises entre 15 et 3 °C et des précipitations saisonnières variant de 50 à 250 mm, atteignant même plus de 500 mm dans les régions montagneuses (Bolle, 2002).

Le climat méditerranéen est soumis à l'influence de l'Oscillation Nord Atlantique (ONA, Hurrell, 1995) qui a affecté cette région éventuellement au cours des 500 dernières années et jusqu'à nos jours (Luterbacher *et al.*, 2002). En plus des effets conjugués de la géographie et l'orographie du bassin méditerranéen, l'ONA est responsable d'une partie de la variabilité climatique et influence beaucoup la distribution des précipitations surtout sur la partie occidentale du bassin (Mariotti and Dell'Aquila, 2012).

D'ici la fin du 21^{ème} siècle, les projections climatiques futures basées sur les simulations des modèles climatiques globaux indiquent une augmentation de la température de 2 à 3 °C, associée à une diminution des précipitations d'environ 20 à 30 % pour la zone du bassin méditerranéen (Giorgi and Lionello, 2008). Cette situation favorise très probablement une augmentation de l'occurrence et de la sévérité des sécheresses qui pourra être amplifiée notamment en raison de son contexte climatique aride à semi-aride et de son état hydrique déjà profondément marqué par une raréfaction des ressources en eau sur la partie occidentale du bassin (Iglesias *et al.*, 2009). D'après Saadi *et al.* (2015), sur la période entre 2000 et 2050, on s'attend à une diminution des précipitations annuelles d'environ 39.1 ± 55.1 mm/an et une augmentation de la température de l'ordre de 1.57 ± 0.27 °C (Fig. In. 3).

Le Maroc, grâce à sa situation géographique particulière entre l'océan Atlantique, la mer Méditerranée, et le désert du grand Sahara, se distingue par une variabilité climatique très contrastée spatialement et temporellement (Agoumi, 2003 ; Trambly *et al.* 2012).

Les activités socio-économiques au Maroc sont fortement dépendantes des ressources en eau. Le secteur agricole non irrigué est fortement lié à l'abondance des précipitations (Born *et al.*, 2008 ; Driouech, *et al.*, 2010).

La chaîne montagneuse du Moyen Atlas est considérée comme le réservoir d'eau du Maroc, et fournit aux plaines arides avoisinantes et à leurs centres urbains des ressources en eau indispensables à leurs développements économique et social (Chehbouni *et al.* 2008). Elle demeure la principale source d'eaux pour l'alimentation des barrages, des périmètres irrigués et pour la recharge des nappes. L'Oued Oum Er Rbia, l'un des plus grands fleuves du Maroc (longueur de 550 km avec un débit moyen annuel de l'ordre de 30 m³/s, El Jihad, 2003), prend naissance dans le Moyen Atlas à une trentaine de kilomètres au NE de la ville de Khénifra. La plupart des études sur les ressources en eau et leur relation avec le changement climatique dans cette zone, reposent uniquement sur les mesures de précipitations (faible nombre de stations) suite aux manques de données piézométriques et de suivi de l'évolution des nappes dans cette chaîne. Or, la plupart des stations météorologiques au Maroc fournissent des données climatiques principalement pour les quarante dernières années, et seules quelques stations se situent en zone montagneuse (Driouech *et al.*, 2010 ; Trambly *et al.*, 2012). Cependant, l'intégration de la variabilité climatique continentale à l'échelle locale ou régionale dans les prévisions climatiques, doit être basée sur des observations à long terme.

D'autre part, cette zone montagneuse constituée par des causses tabulaires (Martin, 1981), recèle plusieurs potentialités naturelles, forestières et hydrologiques. Elle contient notamment de nombreux lacs naturels qui fonctionnent comme des "pluviomètres" enregistrant la chronologie des événements climatiques dans leurs dépôts sédimentaires (Benkaddour, 1993). Ces hydrosystèmes se développent sous un contexte climatique semi-aride à forte influence méditerranéenne et font partie des régions

particulièrement vulnérables au changement climatique. Ils constituent potentiellement des sentinelles sensibles aux changements environnementaux dans leur bassin versant (Adrian *et al.*, 2009).

Au cours des trois dernières décennies, ces milieux aquatiques connaissent de nets dysfonctionnements et des bouleversements biotiques et abiotiques avec un impact important sur le niveau d'eau des lacs du Moyen Atlas. Plusieurs études ont permis de documenter des perturbations sans toutefois quantifier les phénomènes mis en jeu : Dayet Aoua (Abba *et al.*, 2012 ; Sayad *et al.*, 2010), Aguelmam Sidi Ali (Chillasse et Dakki, 2004 ; Sayad *et al.*, 2011) et Lac Ifrah (Etebaai *et al.*, 2012). Ces travaux soulignent l'importance d'une meilleure compréhension du fonctionnement de ces hydrosystèmes lacustres en vue d'une gestion optimisée des ressources en eau régionales et de proposer aux populations des mesures d'atténuation ou d'adaptation le cas échéant. Les variations du niveau d'eau des lacs naturels endoréiques (non régulés par les exutoires de surface), comme c'est le cas de la plupart des lacs du Moyen Atlas marocain, sont un indicateur des changements dans le budget hydrologique du bassin versant du lac. Ces changements peuvent être engendrés par les variations climatiques (précipitations, évaporation, perte par infiltration et autres composantes hydroclimatiques) ou par des changements dans les caractéristiques de ruissellement (comme les changements de l'occupation du sol) dans le bassin versant. Cela signifie que les lacs sont des sources importantes de données, à partir desquelles il devient possible d'explorer l'influence de la variabilité climatique et de changements d'occupation du sol sur les ressources en eau et de fournir une quantification du bilan hydrologique. D'autre part, ces systèmes lacustres et leurs sédiments, peuvent fournir un bon enregistrement local des variations du climat et de l'impact humain au cours des temps passés. Ces enregistrements permettent à la fois de reconstituer l'évolution du climat dans le passé ainsi que de fournir des séries de données hydroclimatiques au-delà de la période instrumentale. Cependant, toute reconstitution relative au passé, doit être basée sur une connaissance approfondie des conditions actuelles du fonctionnement des hydrosystèmes lacustres. Les lacs du Moyen Atlas marocain ont déjà fait l'objet de nombreuses études paléoclimatiques utilisant les approches multipromises (Rhoujjati, 2007 ; Etebaai, 2009 ; Nourelbait, 2014...). Ces études ont cependant des caractères généralement descriptif et qualitatif des variations hydrologiques. Il est donc nécessaire d'améliorer notre compréhension quantitative de ces systèmes afin de 1) pouvoir les employer comme une véritable sentinelle de la variabilité climatique actuelle ; 2) comprendre comment leur niveau a varié dans le passé et 3) anticiper leur évolution en réponse à différents scénarios climatiques futurs. Ce type de questionnements nécessite une approche intégrée qui va coupler l'observation, l'analyse et ensuite la modélisation des systèmes lacustres capable de représenter les processus à différentes échelles de temps (journalière à décennale).

Dans ce contexte, cette thèse s'est focalisée sur l'étude des fonctionnements hydrogéochimique et hydrologique du lac Aguelmam Azigza situé dans le Moyen Atlas marocain afin de mieux comprendre les mécanismes hydrologiques qui régissent la variabilité de son niveau en relation avec le climat actuel. Ce travail a nécessité la mise en place d'un suivi hydrométéorologique du site d'étude (mensuel et

journalier) ; l'acquisition de données physico-chimiques et isotopiques des échantillons d'eaux de ce système lacustre ; la réalisation d'un modèle numérique de terrain et de bathymétrie du lac et finalement l'élaboration d'un modèle hydro-isotopique.

Cette approche a permis de répondre aux objectifs principaux de ce travail de thèse suivants :

- **Comprendre le fonctionnement hydrologique du lac à travers deux démarches :**
 - **Caractérisation hydrologique par traçages géochimique et isotopique ;**
 - **Modélisation hydro-isotopique validée sur la période d'observation (36 mois) ;**
- **Établir la sensibilité de ces hydrosystèmes face au changement climatique.**

Ce travail s'articule en cinq chapitres et deux annexes :

- Le chapitre I traite l'intérêt de l'étude des systèmes lacustres et dresse l'état des connaissances sur les études hydrologiques des lacs. Il aborde également le cadre général de l'étude en présentant les contextes géologique et hydroclimatique des systèmes lacustres du Moyen Atlas marocain, pour conclure avec la présentation du site d'étude ;
- Le chapitre II décrit la réalisation du Modèle Numérique de Terrain (MNT), les différentes étapes d'échantillonnage du site d'étude réalisées au cours de cette thèse ainsi que les méthodes utilisées pour les analyses (hydrochimiques et isotopiques) des échantillons d'eaux du système lacustre d'Azizga ;
- Le chapitre III traite l'hydrogéochimie du système lacustre d'Azizga (lac, puits et sources). Ces résultats fondés pour la première fois sur un suivi mensuel des paramètres physico-chimiques (T°, pH, conductivité électrique) et hydrochimiques (éléments majeurs) en relation avec la variabilité climatique saisonnière. Leur interprétation permet de proposer les mécanismes associés à la minéralisation des eaux lacustres et l'identification des apports en eaux du bassin versant ;
- Le chapitre IV est consacré à la modélisation hydro-isotopique du lac Azizga. Ce chapitre est présenté sous forme d'un article : Adallal *et al.*, 2019 « **Modelling lake water and isotope mass balance variations of Lake Azizga in the Moroccan Middle Atlas under Mediterranean climate** » soumis à 'Regional Environmental Change'. Ce travail a permis de simuler les variations du niveau du lac sur la période instrumentée et d'aboutir à la quantification des apports en eaux du bassin versant et des pertes par voie souterraine ;

- Le chapitre V propose de façon exploratoire l'application du modèle hydrologique pour reconstituer les variations historiques du niveau du lac. Dans une deuxième partie prospective, le modèle est également utilisé pour la prédiction de l'évolution future du niveau du lac en tenant compte des différents scénarios climatiques possibles.
- Annexes : Ce travail a permis également de contribuer activement à 2 publications :
 - Vidal *et al.*, 2016 présentent l'approche intégrée de ce travail qui a pu être réalisé à travers l'instrumentation du site d'étude et plusieurs missions de terrain auxquelles j'ai participé pendant ma thèse :
 - Vidal, L., Rhoujjati, A., **Adallal, R.**, Jouve, G., Bard, E., Benkaddour, A., Chapron, E., Courp, T., Dezileau, L., Garcia, M., Hebert, B., Simmoneau, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F., Tachikawa, K., Vallet-Coulomb, C., Viry, E., 2016. Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments, in: Sabrié, M.-L., Gibert-Brunet, E., Mourier, T. (Eds.), *The Mediterranean Region under Climate Change*. AllEnvi, pp. 57–69.
 - Jouve *et al.*, 2019 proposent une reconstitution de la variabilité hydrologique au site d'étude à partir de l'analyse des carottes sédimentaires prélevées dans le lac Azigza. L'interprétation des indicateurs sédimentaires a pu être optimisée grâce à la bonne connaissance du site d'étude réalisée dans le cadre de cette thèse :
 - Jouve, G., Vidal, L., **Adallal, R.**, Rhoujjati, A., Benkaddour, A., Chapron, E., Tachikawa, K., Bard, E., Courp, T., Dezileau, L., Hebert, B., Rapuc, W., Simmoneau, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F. (2019). Recent hydrological variability of the Moroccan Middle Atlas Mountains inferred from microscale sedimentological and geochemical analyses of lake sediments. *Quaternary Research*, 91(1), 414-430. doi:10.1017/qua.2018.94

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL DE L'ÉTUDE.

I. SYSTÈMES LACUSTRES : SENTINELLES DU CHANGEMENT CLIMATIQUE.

I.1 Intérêt de l'étude des lacs.

Les lacs et leurs bassins versants constituent une des principales ressources terrestres en eau douce de surface et sont des systèmes aquatiques en échange permanent avec leur milieu environnant dont ils dépendent (Shiklomanov and Rodda, 2003). Ce sont à la fois des systèmes de transfert, de stockage et de recyclage de l'eau, de la matière (minérale et organique) et d'énergie (cinétique, thermique, lumineuse et potentielle). Ils contribuent donc largement au cycle de l'eau global et aux cycles biogéochimiques sur le continent.

Par exemple, les lacs jouent le rôle d'une pompe active du carbone de l'atmosphère vers les sédiments lacustres. En effet, le carbone intègre les systèmes lacustres sous différentes formes (gaz, inorganique, organique) et subit un certain nombre de processus (transformation, émission, enfouissement) qui ont potentiellement un impact sur les bilans de carbone aux échelles locale, régionale et globale (Fig. CH I. 1).

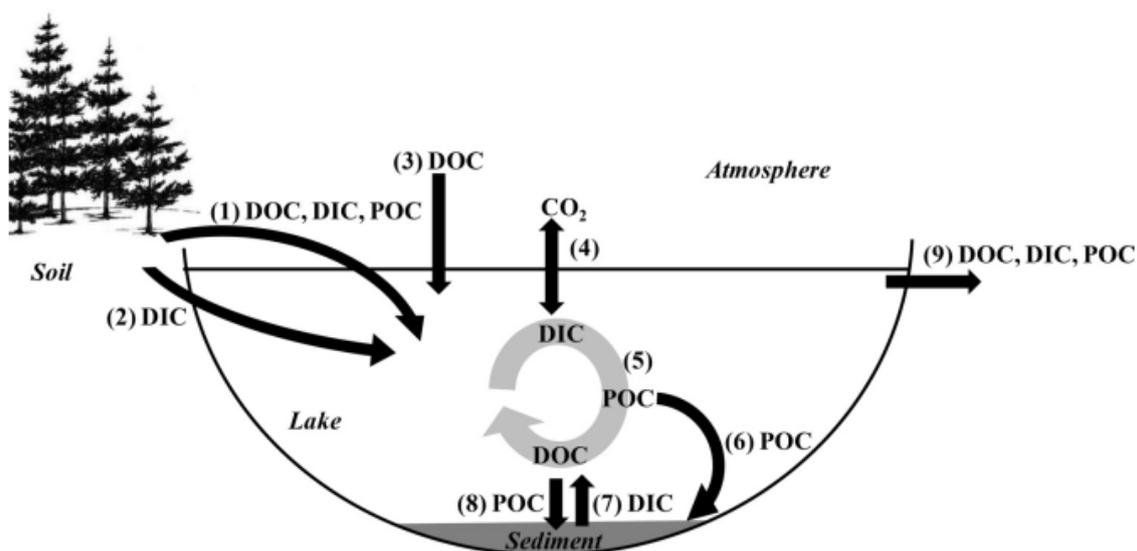


Fig. CH I. 1 : Diagramme conceptuel du cycle du carbone dans un lac boréal typique.

Les étiquettes numérotées adjacentes aux flèches représentent les différents processus: (1) les apports d'eau de surface; (2) les apports d'eau souterraine; (3) le transport par précipitations; (4) échange de gaz carbonique; (5) transformation du carbone en différentes formes par photosynthèse, minéralisation et floculation; (6) flux de particules vers le bas; (7) la minéralisation microbienne du Corg dans les sédiments; (8) enfouissement permanent du Corg; et (9) le flux de carbone par les voies fluviales et souterraines. POC, carbone organique particulaire (Anas et al., 2015).

L'étude de Heathcote *et al.* (2015) focalisée sur l'enfouissement du carbone dans les lacs de l'Amérique du Nord (situés dans les forêts boréales et tempérées de latitude entre 40° et 70°N) pendant

l'Anthropocène, montre que le stockage du carbone organique a augmenté en moyenne (par an) de $9.5 \pm 0.5 \text{ g.C/m}^2$ (période avant 1900) à $12.3 \pm 0.8 \text{ g.C/m}^2$ (entre 1900 et 1950) puis à $15.0 \pm 0.8 \text{ g.C/m}^2$ (entre 1950 et aujourd'hui). Cette augmentation est due en partie au réchauffement climatique qui agit de manière indirecte sur l'augmentation de la charge du carbone conduite vers les lacs en réponse aux feux fréquents des forêts et en partie à l'activité anthropique (telle que l'agriculture). Ces lacs de moyennes latitudes emprisonnent jusqu'à 50 % du carbone terrestre dérivé (en termes d'échappement de gaz et de stockage de sédiment) qui serait autrement exporté vers les océans (Anas *et al.*, 2015). De plus, les apports de carbone organique dissous (COD) augmentent avec l'intensité des précipitations et du ruissellement. L'hydrologie est alors un régulateur important du transfert des éléments/composés chimiques des bassins versants vers les lacs (Tranvik *et al.*, 2009).

Les lacs représentent environ 0.01 % du volume d'eau sur Terre et 1.3 à 1.8 % des eaux douces (Downing *et al.*, 2006). À l'échelle mondiale, il existe plus de 110 000 lacs naturels ($>1 \text{ km}^2$) couvrant une superficie totale de $2.39 \times 10^6 \text{ km}^2$ et des millions de petits lacs (Kalff, 2001). Meybeck (1995) a indiqué qu'environ $82.5 \times 10^3 \text{ km}^3$ des eaux lacustres sont contenus dans les lacs salins (dont 95 % dans la mer Caspienne) et environ $95.14 \times 10^3 \text{ km}^3$ dans les lacs d'eau douce. La répartition géographique des lacs dans le monde est très irrégulière, la plupart d'entre eux se situent sur l'hémisphère nord et surtout en hautes latitudes dans les zones glaciaires et périglaciaires (Downing *et al.*, 2006). Les systèmes lacustres sont intimement liés aux processus gouvernant le cycle hydrologique aux échelles locale, régionale et globale en interaction avec l'eau atmosphérique, les eaux de surface et les eaux souterraines (Fig. CH I. 2).

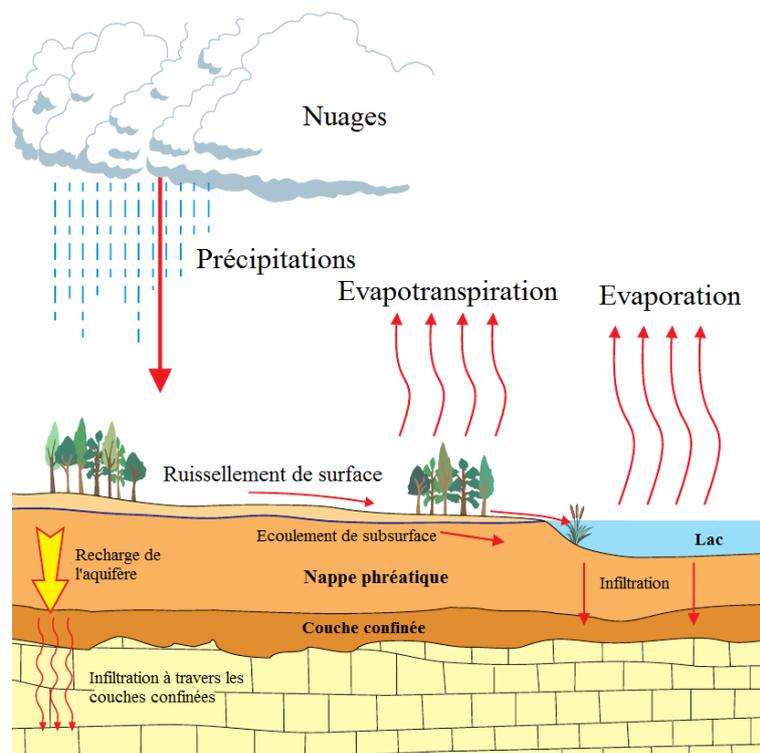


Fig. CH I. 2 : Schéma illustrant les différentes composantes du cycle hydrologique et l'interaction avec les cuvettes lacustres.

La prise en compte des systèmes lacustres dans les modèles de circulation générale du climat souligne l'effet des grands lacs (exemple des lacs au Nord-Ouest du Canada, au Nord de l'Amérique et en Afrique de l'Est) sur le refroidissement annuel moyen du climat, avec d'importants effets saisonniers et régionaux (Bonan, 1995).

D'autre part, les lacs contribuent fortement au recyclage de l'eau sur les continents. Ce phénomène peut être identifié grâce au traçage isotopique des eaux lacustres. Une étude récente a été réalisée sur la base d'une compilation de données isotopiques d'eaux lacustres (isotopes de l'oxygène ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) et de l'hydrogène ($^2\text{H}/^1\text{H}$)) à l'échelle globale (Jasechko *et al.*, 2013) (Fig. CH I. 3). Ce travail a mis en évidence la perte d'eau par évaporation des lacs et leur contribution au recyclage de l'eau continentale et a permis de distinguer la fraction de transpiration globale de l'évapotranspiration totale des terres continentales. Les auteurs se sont basés sur les effets différenciés des processus d'évaporation et de transpiration sur le fractionnement isotopique de l'oxygène et de deutérium des eaux lacustres. Le processus physique d'évaporation enrichit l'eau résiduelle dans les lacs en isotopes lourds de l'oxygène et de l'hydrogène, alors que le processus biologique de transpiration ne produit pas de fractionnement isotopique, en supposant un état isotopique stable à l'échelle de l'année. Le flux de transpiration dans cette étude a été calculé en utilisant la méthode du bilan de masse à l'aide des isotopes de l'eau dans les bassins versants de plusieurs lacs du monde entier. Les résultats montrent que la fraction de l'évaporation à partir des lacs constitue 10 à 20 % de l'évapotranspiration totale des surfaces continentales.

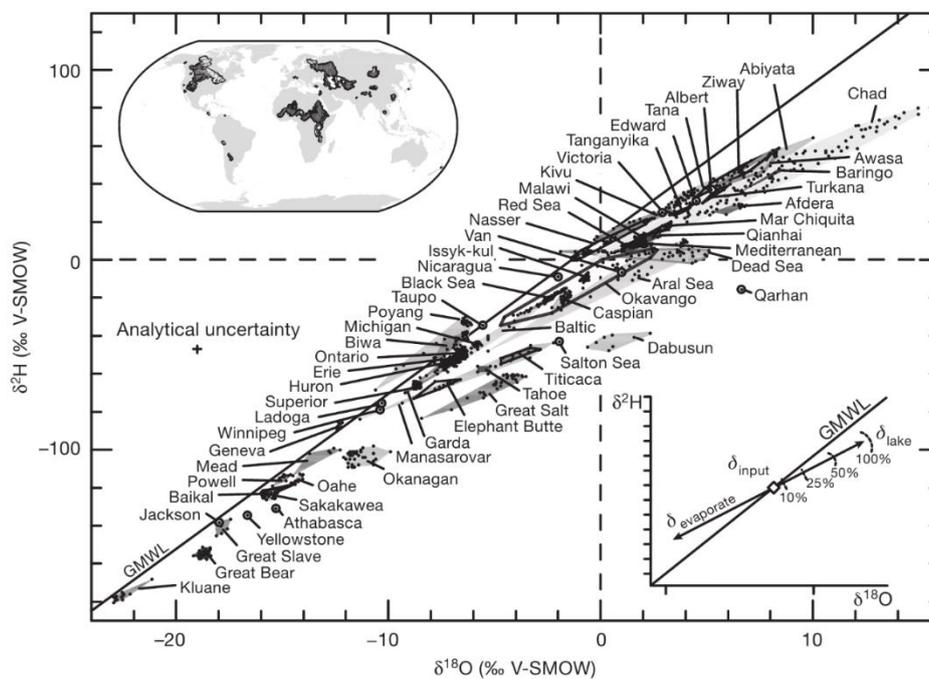


Fig. CH I. 3 : Relation entre les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ dans les principaux lacs endoréiques à l'échelle du globe, Jasechko *et al.* (2013). La Droite Météoritique Globale (GMLW), la relation liant les eaux atmosphériques et les précipitations sont présentées ainsi que la droite d'évaporation sur laquelle s'alignent une eau météoritique initiale, la vapeur issue de l'évaporation de cette eau et l'eau liquide résiduelle.

Les lacs représentent également un enjeu sociétal comme source d'eau potable et d'irrigation, d'activités économiques et industrielles et de récréations (Wetzel, 1975 ; Meybeck, 1995 ; Shiklomanov and Rodda, 2003). Cependant, ce sont des systèmes vulnérables soulignant des risques pour l'environnement et la santé humaine (diminution du niveau de l'eau, envasement, acidité, contamination toxique, eutrophisation, etc.).

Enfin, les lacs constituent de réelles archives d'enregistrement des changements du fonctionnement de leur bassin versant au cours du temps sous l'action de différents forçages (climat, érosion, anthropisation...) (Campy and Macaire, 2003). Ce sont des milieux de sédimentation riches en indicateurs d'origine biologiques (pollen, diatomées, ostracodes...) et inorganiques (minéraux authigènes, d'altération ou détritiques, laminations...) caractéristiques de l'environnement lacustre. L'étude de ces indicateurs peut ainsi renseigner sur la variabilité environnementale à différentes échelles de temps. De plus, le changement climatique affectant les processus hydrologiques, biogéochimiques et écologiques, influera vraisemblablement sur les taux de transformation du carbone dans les lacs.

Cependant, pour anticiper l'évolution des lacs en termes de niches environnementales, de ressources en eau et de gestion de ces ressources, la compréhension quantifiée du fonctionnement hydrologique de ces systèmes lacustres demeure nécessaire.

I.2 Fonctionnement hydrologique des systèmes lacustres : état de l'art

L'hydrologie des lacs est fortement influencée par leurs caractéristiques physiographiques et par leur environnement climatique. En effet, la circulation des eaux de surface et des eaux souterraines dans un lac dépend de la géomorphologie du lac et de son bassin versant, et les conditions climatiques contrôlant la quantité de précipitations et le taux d'évaporation. Dans le cas de lacs possédant un exutoire de surface, l'eau du lac est partiellement régénérée en surface, par les eaux courantes entrantes et sortantes. Par contre, les lacs de bassins endoréiques se caractérisent par des écoulements qui se font en général dans de petits bassins versants et qui convergent vers la cuvette lacustre sans aucun débordement du lac. La physiographie du terrain lacustre doit inclure des dépressions naturelles afin de conserver l'eau du lac, et le climat doit être suffisamment humide pour fournir des apports d'eau pour maintenir le lac (Hutchinson, 1957 ; Meybeck, 1995). La résultante est un équilibre entre les apports d'eaux au lac (précipitations sur la surface du lac, ruissellements de surface et souterrain régis par la morphologie du bassin versant) et les pertes d'eaux du lac (par évaporation et infiltration). C'est ce que l'on désigne par le bilan hydrique qui est l'un des aspects essentiels de l'hydrologie des systèmes lacustres et qui se manifeste par des variations du niveau d'eau/volume d'eau du lac (Vuglinskiy *et al.*, 2009).

Trois principaux états de bilans hydriques peuvent être distingués (Fig. CH I. 4, Horita, 1990 ; Gat, 1981) : (1) les masses d'eau desséchée, où les apports (précipitations sur la surface du lac, ruissellements de surface et souterrain) se produisent de façon discrète ; (2) les masses d'eau à l'état

d'équilibre hydrologique, où les apports sont équilibrés par l'évaporation, et (3) les lacs d'écoulement (through flow), où les apports sont équilibrés à la fois par évaporation et par les pertes souterraines.

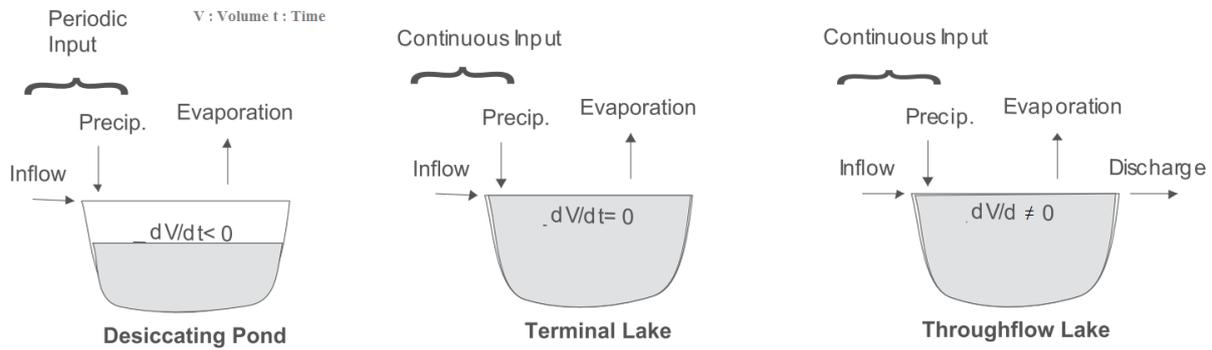


Fig. CH I. 4 : Schéma montrant les principaux états hydrologiques des lacs (Gibson *et al.*, 2015).

Selon le ratio entre la superficie du bassin versant et la surface du lac (les précipitations sur un bassin versant large favorisent beaucoup plus de ruissellement que sur un petit bassin versant), le niveau du lac change sur des échelles de temps variant de l'heure à l'année (Mason *et al.*, 1994). L'étude de Mistry and Conway (2003) sur les variables climatologiques responsables des fluctuations du niveau du lac Victoria (Afrique de l'Est) entre 1900 et 1996, a révélé une relation statistiquement significative entre la variabilité des précipitations et le niveau d'eau du lac (Fig. CH I. 5). Cependant, ce type d'étude ne fournit pas d'informations sur les mécanismes physiques qui contrôlent la relation lac/climat.

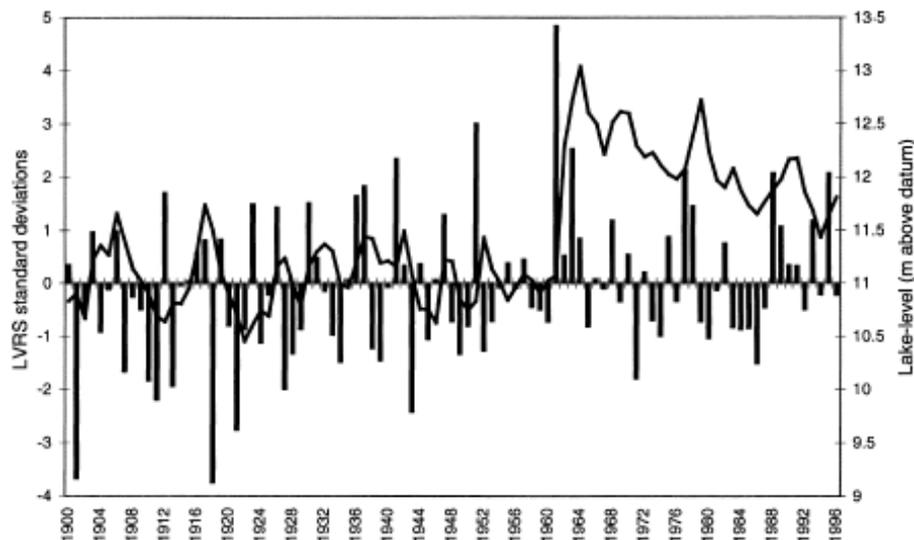


Fig. CH I. 5 : Anomalies de précipitations annuelles (histogrammes) et niveau du lac Victoria (ligne continue) entre 1900 et 1996 (Mistry and Conway, 2003).

Pour approcher ces mécanismes, il est primordial d'identifier tous les termes du bilan hydrologique des lacs (apports et pertes). Les flux hydrologiques régissant le bilan hydrique sont les suivants : les flux d'eaux de précipitations directes sur la surface du lac, de ruissellements de surface et de subsurface à l'échelle du bassin versant, d'évaporation et d'infiltration. Les deux flux hydrologiques

les plus complexes à quantifier sont l'évaporation (Sturrock *et al.*, 1992) et les échanges d'eaux souterraines avec le lac (Winter, 1978) :

- *Les flux d'eau évaporée.*

L'évapotranspiration est la quantité d'eau perdue sous forme de vapeur suite aux processus combinés d'évaporation du sol/surface des plantes et de transpiration des plantes (Allen *et al.*, 1998). Elle constitue l'une des composantes hydrologiques majeures influençant le bilan hydrique du bassin hydrographique et intervient dans la régulation des écoulements. Au niveau des lacs, l'évapotranspiration peut influencer leur fonctionnement en contrôlant la quantité d'eau de ruissellement du bassin versant qui atteint la cuvette lacustre. Ce paramètre peut être obtenu par des mesures directes (évapotranspiromètres, lysimètres), mais qui sont relativement coûteuses et difficiles à opérer sur site (Valiantzas, 2006). Il peut être estimé par deux méthodes : la première est la méthode recommandée par FAO-56 Penman-Monteith (Food and Agriculture Organisation, Allen *et al.*, 1998) qui requiert la connaissance de quatre paramètres météorologiques (température, vitesse du vent, radiation solaire et l'humidité atmosphérique) ; et la deuxième est la méthode de Hargreaves-Samani (Hargreaves and Samani, 1985) qui nécessite uniquement les données de température.

Plusieurs variantes de la méthode FAO-56 ont été largement utilisées pour le calcul de l'évapotranspiration au niveau des périmètres irrigués de la zone d'Al Haouz (Maroc) afin d'améliorer le calendrier d'irrigation et l'efficacité de l'utilisation de l'eau dans l'agriculture irriguée (Er-raki *et al.*, 2007). La spatialisation du modèle FAO-56 a également été réalisée afin d'estimer les besoins en eau à une échelle plus large et a indiqué une similitude entre l'évolution de l'indice de végétation (NDVI, Normalized Difference Vegetation Index) au cours du cycle d'une culture et celle du coefficient cultural Kc (Duchemin *et al.*, 2006 ; Er-raki *et al.*, 2010).

Comme l'évapotranspiration, la mesure directe de l'évaporation à partir de la surface d'eau libre est difficile et peu fiable (Shuttleworth, 1992). Cependant, il existe plusieurs méthodes pour l'estimer, ces méthodes diffèrent selon la complexité et les exigences en matière de données hydroclimatiques requises. Les deux approches les plus connues sont : 1) la méthode Penman (1948) qui est considérée par de nombreux hydrologues comme la plus satisfaisante physiquement (Jensen *et al.*, 1990 ; Shuttleworth, 1992). Le point faible de cette méthode réside dans le fait qu'elle ne tient pas compte de l'échange de chaleur avec les sédiments, ni de l'énergie (chaleur) advectée par l'eau, ni du changement de stockage de chaleur dans le lac (Linacre, 1993). Elle est acceptable pour des estimations mensuelles ou quotidiennes dans des applications hydrologiques pratiques ; 2) la méthode du bilan de l'énergie qui est souvent considérée comme plus précise et reconnue comme une référence de comparaison par rapport à d'autres méthodes d'estimation d'évaporation (Winter, 1981 ; Brutsaert, 1982 ; Rosenberry *et al.*, 2004). La précision de cette méthode dépend à la fois du pas de temps, de la durée d'observation et de la taille du plan d'eau (Stewart and Rouse, 1976). Elle est appliquée aux grands lacs et nécessite un

suivi sur le long terme de la température des eaux du lac (surface et colonne d'eau) pour obtenir un résultat fiable en raison du flux de stockage de chaleur qui peut présenter une forte variabilité temporelle.

- *Les flux d'eau souterraine.*

Les flux d'eau souterraine constituent une composante importante du bilan hydrique des lacs, mais ils sont difficiles à mesurer avec précision et ces flux sont souvent calculés comme la résultante du bilan hydrologique ou parfois même négligés (Winter, 1981 ; Hunt *et al.*, 1996). Les interactions lac/eaux souterraines sont complexes et très variables dans l'espace et dans le temps (Winter, 1999), et varient en fonction de plusieurs paramètres tels que la nature des rives et le substrat du lac, les caractéristiques de l'aquifère, la topographie et les conditions météorologiques (Rosenberry and LaBaugh, 2008). Afin de quantifier ces échanges lac/eaux souterraines, une variété d'outils de mesure directe a été utilisée à savoir : les infiltromètres (Lee, 1977) et les mini-piézomètres portables (Winter *et al.*, 1988 ; LaBaugh *et al.*, 1997 ; Rosenberry *et al.*, 2008), mais ces mesures sont coûteuses, laborieuses et ne fournissent que des informations ponctuelles spatialement et temporellement.

- *La modélisation hydrologique.*

En raison de la complexité de la quantification des flux hydrologiques, l'approche la plus couramment utilisée est la modélisation numérique du bilan de masse (bilan hydrologique) du lac (apports et pertes d'eaux) combinée avec des traceurs naturels de l'eau (éléments dissous ou isotopes stables (^{18}O et ^2H)). Selon la disponibilité de données, on peut effectuer un bilan hydrologique de deux façons : la première consiste à considérer le bilan hydrologique à l'état stationnaire, dans lequel le niveau du lac est considéré constant entre deux périodes initiale et finale ($dV/dt = 0$). Cette approche est simple, précise et robuste (Sacks, 2002), mais ne permet pas de distinguer la variabilité spatiotemporelle des flux entrants et sortants (Krabbenhoft *et al.*, 1994). Elle est appropriée pour les lacs profonds et n'est pas applicable aux systèmes lacustres de forte variabilité saisonnière des flux. La deuxième approche, dite bilan hydrologique dynamique, se base sur une formulation transitoire du bilan hydrologique tout en tenant compte de la variabilité spatiotemporelle des flux entrants et sortants (Gibson, 2002). Elle est applicable dans les lacs de hautes latitudes et/ou d'altitudes élevées où les lacs n'atteignent jamais un état d'équilibre (car la saisonnalité des flux est forte).

La modélisation hydrologique des lacs peut être couplée avec les traçages chimique (LaBaugh *et al.*, 1997 ; Goldhaber *et al.*, 2014) et isotopique (Krabbenhoft *et al.*, 1990 ; Turner *et al.*, 2014) permettant ainsi de séparer les différents flux régissant le bilan hydrique du lac et en particulier les échanges avec les eaux souterraines :

➤ *Traçage chimique.*

L'eau, grâce à ses propriétés électriques et sa constitution moléculaire, est particulièrement apte à permettre la mise en solution des éléments chimiques présents. La plupart des substances minérales peuvent se dissoudre dans l'eau ainsi qu'un certain nombre de gaz et de produits organiques (Dussard,

1966). Les éléments chimiques conservés dans un bassin hydrographique sont ceux qui ne sont pas altérés par une réaction chimique avec les milieux poreux qu'ils traversent ou par les processus chimiques ou biologiques qui se produisent dans les eaux de surface. Les paramètres physiques (pH, C.E. et TDS)¹ et les principaux éléments chimiques (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- et HCO_3^-) peuvent être utilisés pour tracer le flux d'eaux souterraines.

L'étude menée par Yihdegoa and Webb (2012) sur trois lacs (Burrumbeet, Linlithgow et Buninjon) dans la région de Victoria en Australie a identifié les composantes hydrologiques qui sont à l'origine du problème de la salinité croissante de ces lacs au cours de la dernière décennie. L'approche repose sur la modélisation à la fois du bilan hydrique et du bilan chimique appliquée à l'échelle mensuelle. Les pertes d'eaux souterraines ont été quantifiées par l'application de la loi de Darcy puis validées par la simulation couplée du niveau du lac et de sa salinité (TDS) (Fig. CH I. 6).

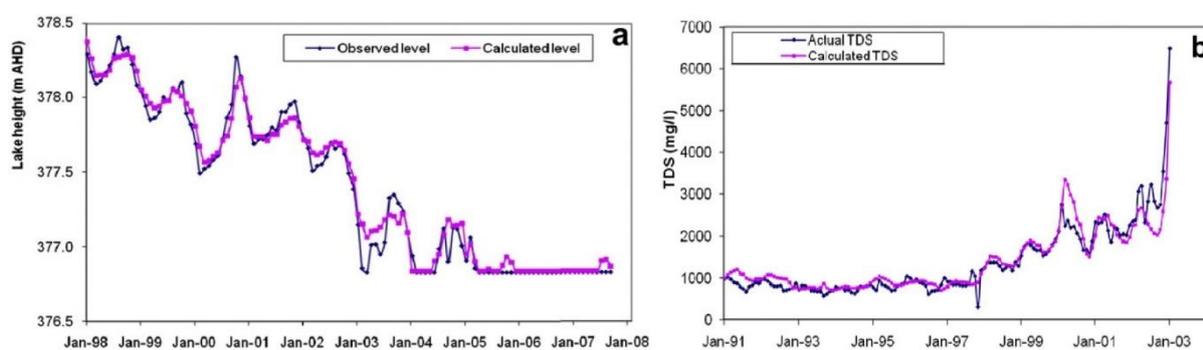


Fig. CH I. 6 : Comparaison entre observations et simulations a) Niveau du lac Burrumbeet pour la période 1998-2007 ($r^2 = 0,97$) et de b) Salinité du lac sur la période 1991-2003 (Yihdegoa and Webb, 2012).

➤ Traçage isotopique.

Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène sont utilisés comme traceurs du cycle de l'eau depuis les années 1960 (Craig, 1961). Les variations de la composition isotopique de la molécule d'eau surviennent pendant les réactions de changements de phase et les processus de mélange au cours du cycle hydrologique, ce qui offre à chaque composante du bilan hydrique du lac une signature isotopique spécifique. Cette approche a été largement utilisée pour identifier la contribution des eaux souterraines aux lacs et pour quantifier les partitions hydrologiques à l'échelle des bassins versants des lacs (Gonfiantini, 1986 ; Gat, 1995, 1996).

Sacks *et al.* (2014) ont ainsi pu quantifier les apports d'eaux souterraines au lac Starr (Floride centrale) en appliquant la formulation transitoire du bilan hydro-isotopique sur une décennie (2001-2011) tout en admettant des pertes souterraines constantes et en tenant compte des extrêmes climatiques secs et humides. Les résultats indiquent un bon degré de correspondance (63 % avec $r^2 = 0.81$) de l'estimation des flux souterrains calculés à partir de 1) bilan hydrique (WB sur la figure CH. I. 7) et 2) du bilan hydro-isotopique (IB sur la figure CH. I. 7). Les différences observées sont à la fois liées à la

¹ pH : potentiel d'hydrogène ; C.E. : conductivité électrique ; TDS : sels totaux dissous.

simplification de certains termes du bilan hydrique (tels que les pertes souterraines) et également aux différents paramètres intervenants dans le calcul du bilan hydro-isotopique (choix de la signature isotopique de la vapeur évaporée de la surface du lac et de celle de l'humidité atmosphérique).

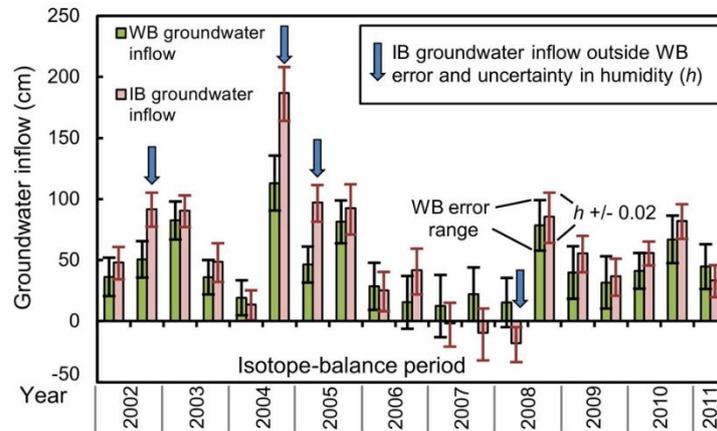


Fig. CH I. 7 : Bilans hydrique et hydro-isotopique illustrant la plage d'erreur due aux incertitudes (Sacks *et al.*, 2014).

Un autre exemple de l'apport du traçage isotopique pour la quantification et la distinction des flux de pertes d'eaux des lacs a été réalisé pour le lac Tchad (Bouchez *et al.*, 2016). Le lac Tchad est l'un des lacs d'Afrique ayant un bassin endoréique qui couvre 20000 km² au centre de la zone sahélienne. Sur la base de la conceptualisation du lac Tchad en trois cuvettes distinctes, proposée par Bader *et al.* (2011), cette étude a permis de quantifier les flux de pertes en eaux (constituées par le flux d'évaporation, de transpiration et d'infiltration) de chaque cuvette du lac, à partir d'un bilan hydrique journalier entre 1955 et 2011, couplé à une méthode d'inversion bayésienne des données au niveau du lac. Dans une deuxième étape, la séparation des termes de pertes en eaux a pu être obtenue en utilisant une modélisation hydro-isotopique dynamique. Le résultat des simulations (validées suivant le critère de Nash) à la fois du niveau du lac et de la signature isotopique du lac (Fig. CH I. 8 et 9), ont permis de montrer que les pertes d'eau par infiltration représentent uniquement 10 % de l'ensemble de pertes au niveau du lac Tchad.

Cependant, la combinaison de plusieurs approches appliquées à un même site donne des résultats satisfaisants même si les incertitudes et les hypothèses restent fortes.

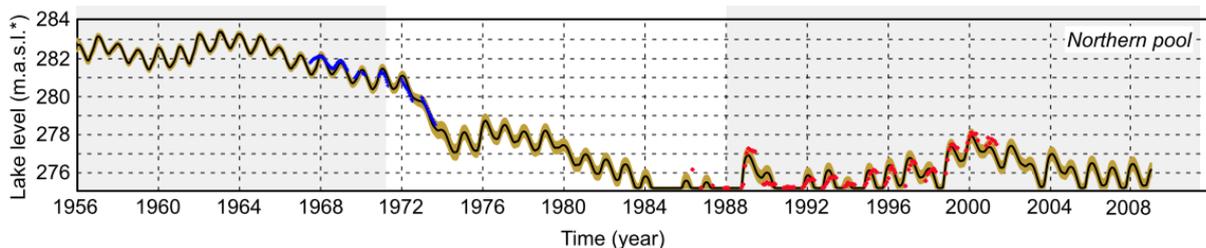


Fig. CH I. 8 : Simulation du niveau de la cuvette nord du lac Tchad sur la période 1956-2008 (Bouchez *et al.*, 2016). La ligne noire représente la moyenne de toutes les simulations. La ligne bleue indique les observations du niveau du lac et la ligne rouge désigne les observations de surface converties en niveaux de lac.

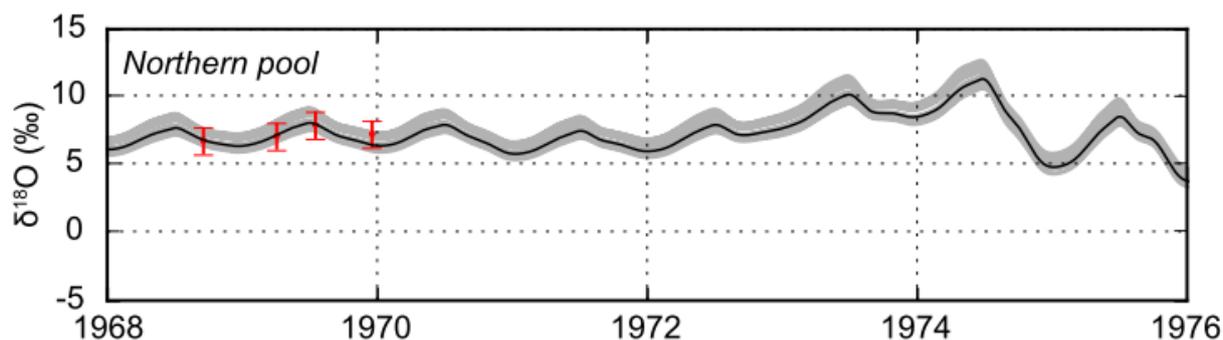


Fig. CH I. 9 : Simulation de la signature isotopique des eaux de la cuvette nord du lac Tchad (Bouchez *et al.*, 2016). La courbe noire représente les valeurs optimales et la courbe grise indique les valeurs acceptées statistiquement.

Une modélisation hydrologique robuste des systèmes lacustres exige donc d’avoir des connaissances précises sur la géométrie des hydrosystèmes lacustres (taille du bassin versant, bathymétrie du lac), les données des flux d’entrée et de sortie (précipitations, évaporation, ruissellement, infiltration) et les équations et les paramètres décrivant leurs processus physiques ainsi que l’état initial et les conditions aux limites du modèle.

Les incertitudes liées à ce type de modélisation résultent d’une part de la quantification et de la variabilité spatiotemporelle des termes du bilan hydrique des lacs (surtout les échanges de flux souterrains) qui demeurent difficiles à estimer et sont souvent spécifiques au terrain étudié. D’autre part, dans le cas de la modélisation hydro-isotopique, la détermination de la composition isotopique de l’eau évaporée constitue également un facteur d’incertitude (cf. Chap. IV).

En résumé, la modélisation hydrologique développée jusqu’à présent permet non seulement de mieux comprendre les processus hydrologiques contrôlant les variations du niveau des lacs en relation avec son bassin versant, mais aussi de disposer d’outils d’évaluation de la ressource en eau dans le passé et dans le futur selon l’évolution des forçages climatiques.

Avec ce type d’approche, les systèmes lacustres peuvent être utilisés comme des sentinelles du changement global de climat et aider à leur gestion (Adrian *et al.*, 2009 ; Williamson *et al.*, 2009).

II. LES SYSTÈMES LACUSTRES DU MOYEN ATLAS.

II.1 Contexte hydrogéologique.

II.1.1 Géologie du Moyen Atlas.

Le Maroc a connu plusieurs cycles orogéniques (cycles précambrien, hercynien et alpin) qui sont à l'origine de la subdivision structurale du Maroc en quatre domaines structuraux selon un transect nord-sud : le domaine Rifain, le domaine Atlasique, le domaine Mésétien et le domaine Anti-atlasique (Piqué and Michard, 1989).

Le Moyen Atlas (Fig. CH I. 10), chaîne montagneuse intracontinentale orientée NE-SW et allongée sur environ 350 km, fait partie du domaine Atlasique (Michard, 1976). Le long d'une coupe est-ouest, cette chaîne est délimitée par la plaine de Saïs et le front de la nappe rifaine au Nord et par le bassin de Guercif au Nord-Est, les hauts plateaux à l'Est et la Méséta côtière à l'Ouest, enfin la dépression de la Moulouya au Sud et Sud-Est (Arboleya *et al.*, 2004).

La majeure partie de la région du Moyen Atlas est constituée par la couverture mésozoïque et les formations tertiaires (Arboleya *et al.*, 2004). Ces affleurements reposent sur un substratum paléozoïque d'âge carbonifère (Du Dresnay, 1988). Le socle n'apparaît que sur le versant occidental (schistes et calcaires viséens d'Azrou) et au sein de la chaîne montagneuse sous forme de boutonnière : au SE de Séfrou et près d'Imouzzer du Kandar (Lepoutre and Martin, 1967).

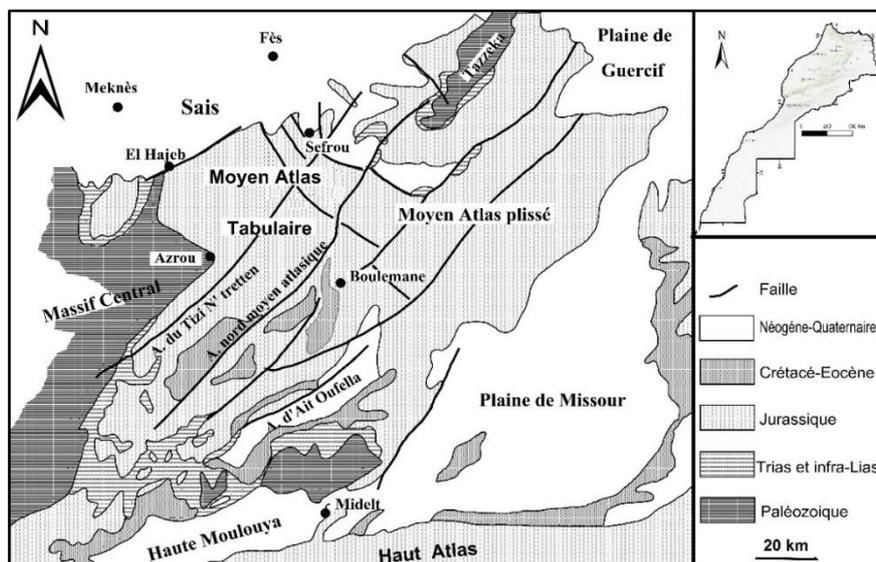


Fig. CH I. 10 : Carte géologique simplifiée du Moyen Atlas (d'après la carte géologique du Maroc au 1/1000 000).

Globalement, la structure du Moyen Atlas correspond à de larges cuvettes synclinales d'axes parallèles à la chaîne et de rides anticlinales étroites intrudées parfois de roches gabbroïques (Fedan, 1988). Elle est formée de deux ensembles structuraux séparés par l'accident Nord-Moyen-Atlasique (NMA, Arboleya *et al.*, 2004) : le Moyen Atlas tabulaire ou Causse Moyen atlasique au NW et le Moyen

Atlas plissé au SE (Fig. CH I. 11). Cette morphologie est le résultat des activités tectoniques notamment la compression alpine ayant engendré d'énormes plissements (Arboleya *et al.*, 2004).

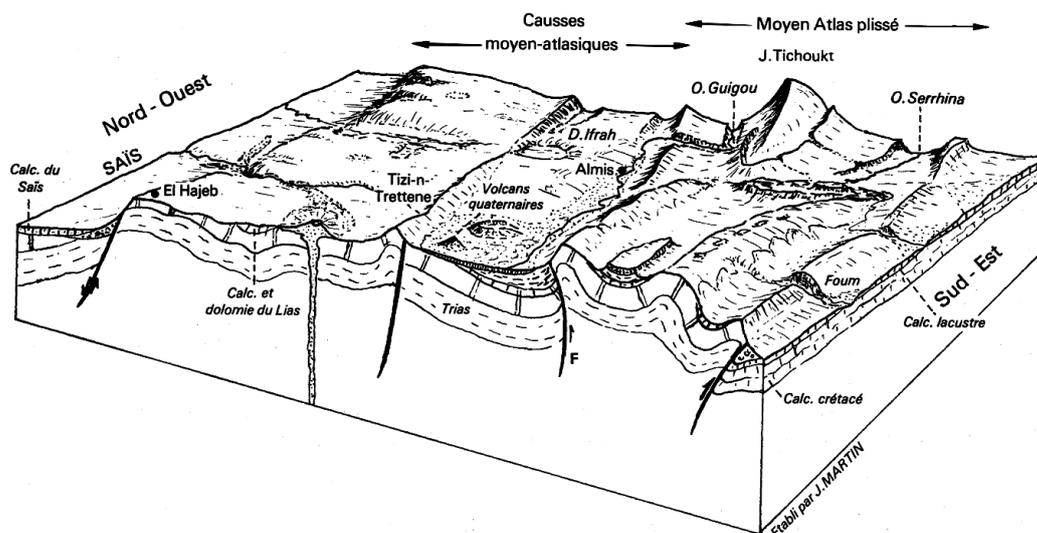


Fig. CH I. 11 : Jonction entre le Causse Moyen atlasique et le Moyon Atlas Plissé (Lecompte, 1986).

II.1.1.1 Causse Moyen atlasique.

Le Causse Moyen atlasique offre les paysages classiques de hauts plateaux calcaires, d'où l'appellation de Causse. C'est le domaine de roches carbonatées : calcaires et dolomies (Lepoutre and Martin, 1967). Ces plateaux, composés essentiellement de carbonates néritiques du Lias inférieur et moyen reposant sur des argilites triasiques (Herbig, 1988), sont structurés en étages reflétant une organisation en blocs basculés (Soufiani and Fedan, 2002) par des failles normales mineures (Arboleya *et al.*, 2004). Ils surplombent le couloir de Khénifra-Azrou et la plaine de Saïs (Lepoutre and Martin, 1967). Cette importante couverture mésozoïque repose sur un socle paléozoïque et l'ensemble est parsemé des épanchements volcaniques épars d'âge quaternaire (Herbig, 1988).

II.1.1.2 Moyon Atlas plissé.

Le Moyon Atlas plissé correspond à la partie est de la chaîne et se distingue du Causse tabulaire par la présence de rides qui forment des reliefs orientés dans la direction générale de la chaîne. Ces rides anticlinales encadrent des dépressions synclinales qui ont continué à fonctionner pendant le Jurassique moyen comme des dépocentres marneux et marno-calcaires assez épais. Les rides sont constituées de calcaires liasiques et, en position axiale, d'argiles triasiques et des formations magmatiques (Fedan, 1988).

II.1.2 Réservoir karstique.

Le Moyon Atlas suite à sa situation géographique et son histoire géologique, constitue un milieu favorable pour la genèse des formations karstiques. Ces dernières sont le résultat de la dissolution des roches carbonatées (en affleurement et souterraines) formant la grande partie du paysage Moyon atlasique. Cette dissolution est favorisée par l'intense fracturation qu'a connue la chaîne montagneuse,

le climat subhumide à humide régnant dans cette zone, les basses températures et les accumulations hivernales des neiges (Martin, 1981 ; Hinaje and Ait Brahim, 2002).

La plupart des formations karstiques ont pris naissance dans les carbonates liasiques (dolomies, calcaires et calcaires dolomitiques) du Causse Moyen atlasique (Bentayeb and Leclerc, 1977 ; Martin, 1981). Le développement karstique en surface figure sous diverses formes telles que les gouffres d'effondrement, les dolines et les ouvalas. Tandis que la morphologie karstique souterraine, assez développée, est représentée par des galeries, des grottes, des avens et des lacs (Fig. CH I. 12).

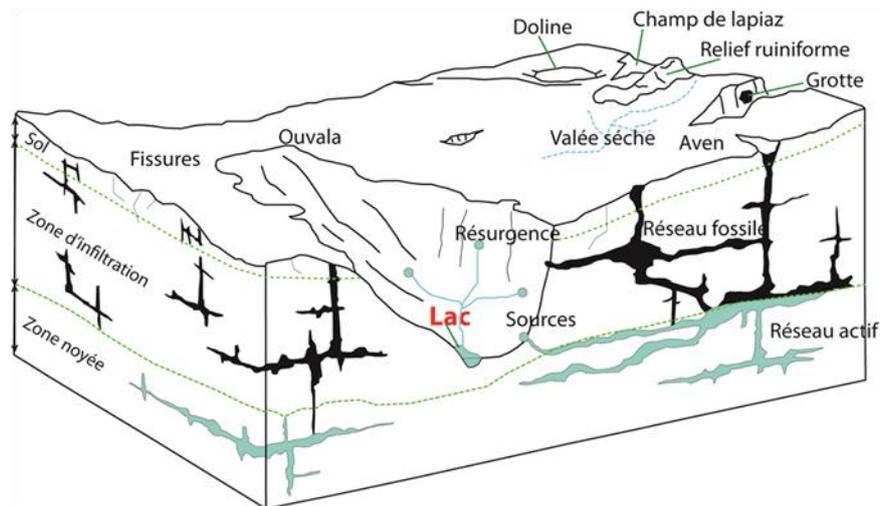


Fig. CH I. 12 : Bloc-diagramme représentant schématiquement les éléments géomorphologiques d'un paysage karstique (Nourelbait, 2014).

La karstification permet d'une part, la pénétration et l'emmagasinement d'une très forte proportion des eaux météoriques par infiltration (35 à 40 % d'après Bentayeb and Leclerc, 1977), et d'autre part, l'alimentation du réseau des nappes phréatiques. Au niveau du Moyen Atlas, peu d'études ont été accomplies sur la distribution, la localisation, la caractérisation et le fonctionnement (caractéristiques hydrauliques, écoulement, stockage, recharge, vidange et temps de séjour...) de ces nappes suite à la complexité d'exploration et le manque d'équipements (puits, forages). C'est le cas du bassin hydrogéologique des sources de l'Oum Er Rbia situé dans le Causse Moyen atlasique et considéré comme étant le bassin le plus vaste des causses avec un affleurement du paysage karstique d'environ 1020 km² (Bentayeb and Leclerc, 1977 ; Fig. CH I. 13). Ce bassin s'étend depuis les sources jusqu'au pied du jbel Meksis. Le réseau hydrographique n'est absolument pas concordant avec le bassin hydrogéologique dont le quart seulement est inclus dans le bassin versant superficiel.

La zone d'émergences des nappes karstiques en surface se situe à la périphérie des causses (au niveau des accidents géologiques) et aux bordures du contact/chevauchement du Lias et de son substratum triasique (Bentayeb and Leclerc, 1977 ; Kabbaj *et al.*, 1978) où les sources apparaissent sous forme de résurgences (les sources Aïoun-Ras-El-Ma, Sidi-Rached, Oum Er Rbia). Cette configuration géologique donne naissance à deux types de sources : 1) les sources d'eaux douces provenant du Lias

avec un débit moyen de 11 à 13 m³/s et une salinité < 700 mg/l et 2) les sources d'eaux salées provenant du Trias avec un débit de 0.5 m³/s et provoquant une augmentation de la salinité du mélange (1200 à 1400 mg/l).

Dans cette zone, on compte quelques études qui ont été amenées dès les années 50 pour définir les limites des aquifères, l'origine et l'altitude de recharge et les relations entre aquifères et les eaux de surface. Kabbaj *et al.*, 1978 ont utilisé les isotopes de l'eau ($\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW) pour étudier les grands aquifères du Maroc dont le bassin de l'Oum Er Rbia (Fig. CH I. 13) dans le Moyen Atlas. En se basant sur un gradient isotopique altitudinal de 3 ‰ / 1000 m, cette étude montre que l'altitude de recharge des sources de l'Oum Er Rbia (N° 147/30, situées à une altitude de 1300 m, $\delta^{18}\text{O} = 7.13$ ‰ ± 0.1 , Fig. CH I. 13) est de l'ordre de 1800 m en moyenne. Tandis que les teneurs isotopiques des sources d'eaux salées indiquent que l'aire d'alimentation est moins élevée (1300 à 1500 m d'altitude).

L'écoulement de la nappe karstique est complexe, et circule selon un régime plus ou moins turbulent dans des roches carbonatées à perméabilité de fissure. Le réseau hydrographique de surface est, de ce fait, discontinu et irrégulier ; les vallées sont généralement sèches. La plupart des cuvettes à grande échelle sont occupées d'une façon permanente ou temporaire par l'eau et constituent des lacs.

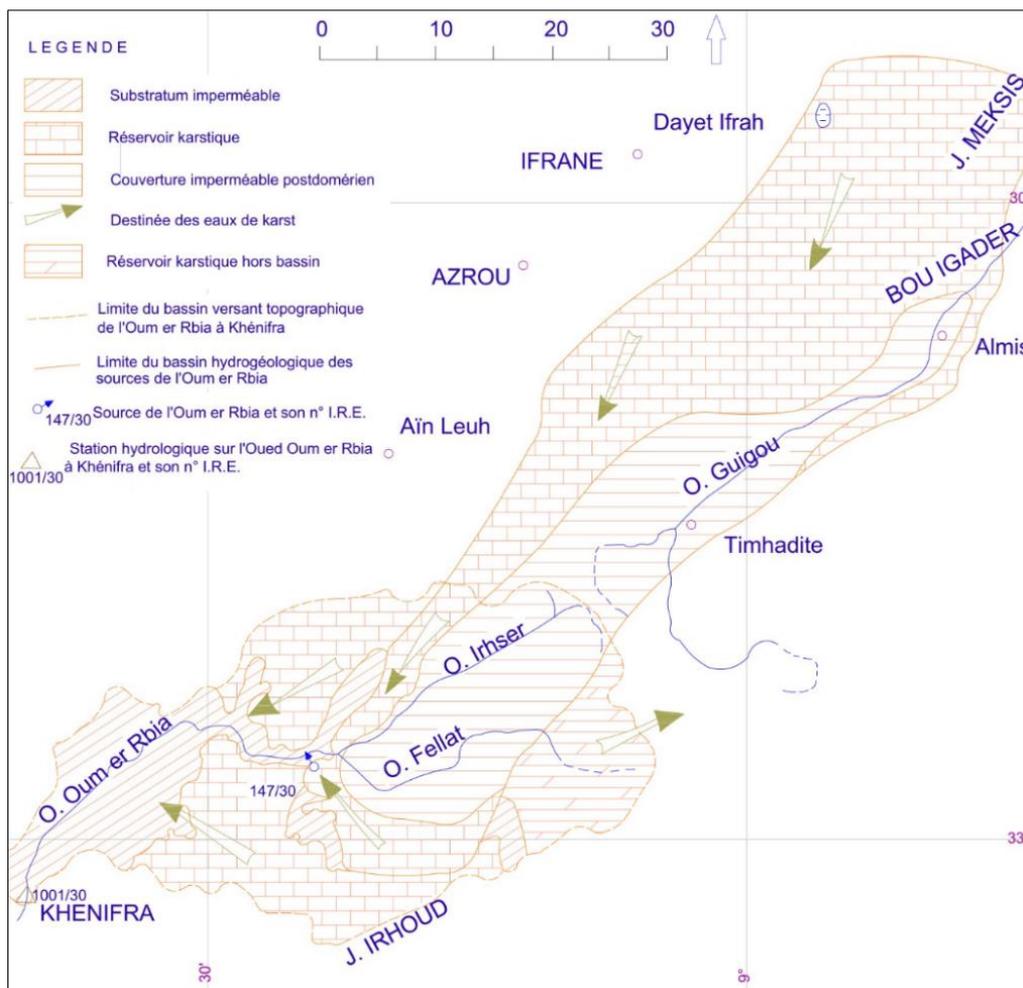


Fig. CH I. 13 : Carte hydrogéologique du bassin des sources de l'Oum Er Rbia (Bentayeb and Leclerc, 1977).

II.2 Contexte hydroclimatique.

Le climat du Moyen Atlas est de type méditerranéen de montagne et se caractérise par un climat humide et froid. Ce climat particulier du Moyen Atlas est dû essentiellement à sa position altitudinale, sa situation géographique et son exposition aux influences marines (Martin, 1981).

Les masses d'air venant de l'Ouest génèrent des précipitations abondantes (pluie, neige) au contact du Moyen Atlas. La barrière naturelle que forme la chaîne Atlasique crée une dissymétrie sur le plan climatique : la façade atlantique exposée aux vents venant du NW est plus humide ; quant à la façade SE qui est soumise à l'influence du climat saharien, elle présente des conditions plus arides. La direction moyenne des vents varie à l'échelle saisonnière : 1) d'Ouest en Est, le Gharbi est un vent humide qui domine en hiver ; 2) d'Est en Ouest le Chergui est un vent sec et chaud dominant au printemps et en été, et souvent chargé d'éléments détritiques fins (poussières) provenant du Sahara (Baali, 1998).

II.2.1 Précipitations.

Les précipitations au niveau du Moyen Atlas peuvent être sous diverses formes (pluies ou neige) selon l'altitude. Généralement, la neige apparaît à partir de 1200 m ; mais cette limite connaît des fluctuations altitudinales selon les années (Baali, 1998).

Les mesures pluviométriques effectuées dans une vingtaine de stations réparties dans le Moyen Atlas tabulaire, entre 1933 et 1963, ont permis de tracer les isohyètes de la région (Fig. CH I. 14, Kabbaj and Combe, 1977).

Ces isohyètes mettent en évidence une zone à pluviométrie élevée qui s'étend de la bordure occidentale du Causse depuis Imouzzère de Kandar au Nord jusqu'à Ouiuouane au Sud, incluant Ifrane et Aïn Leuh. Cette zone comprend les premiers reliefs occidentaux constituant une barrière contre laquelle viennent buter les masses d'air humides de l'océan Atlantique ; elle reçoit une quantité de précipitations assez élevée (de 700 à 1150 mm) par rapport aux basses terres voisines dont la lame d'eau tombée annuellement ne dépasse guère 700 mm (Baali, 1998). De ce fait, le Moyen Atlas n'est donc pas une entité homogène, et présente de fortes variations orientées principalement par l'orographie, les précipitations décroissent rapidement en direction du Moyen Atlas plissé (Benkaddour, 1993).

Le régime de précipitations est typiquement méditerranéen avec une forte variabilité spatiotemporelle. Les pluies s'étalent de septembre à juin quel que soit le secteur. La pluviométrie est marquée par deux maximas : novembre à décembre et février à mars.

Les précipitations des neiges les plus prolongées se produisent dans la façade ouest de l'escarpement d'Azrou et dans la zone sud du Moyen Atlas. La fonte de ces neiges est due à des vents chauds venant du Haut Atlas à la fin des mois de mars et avril. La décharge enregistrée pour l'Oued Oum Er Rbia reflète la fonte des neiges avec un pic au mois d'avril d'environ 90 m³/s (Maxted, 1989).

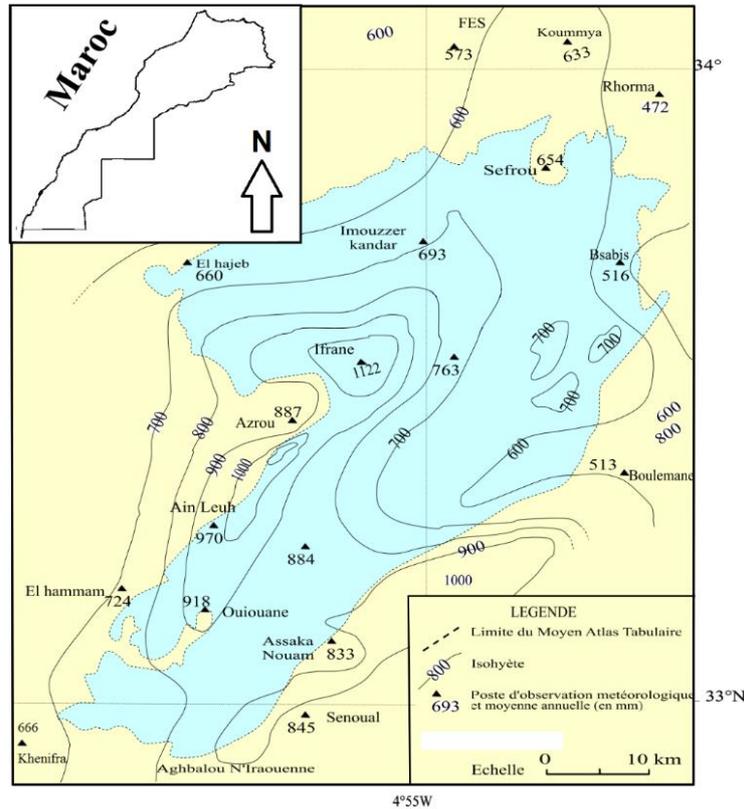


Fig. CH I. 14 : Carte des isohyètes du Moyen Atlas central pour la période 1933-1963 (Kabbaj and Combe, 1977).

II.2.2 Température.

Le Moyen Atlas est une région où la température est principalement influencée par l'altitude. En général, la température est caractérisée non seulement par sa variabilité d'un point à l'autre, mais aussi par de grands écarts entre les températures maximales et minimales journalières, mensuelles ou annuelles (Baali, 1998). La température moyenne annuelle sur l'ensemble des causses du Moyen Atlas est de 12 °C (Kabbaj and Combe, 1977).

Le diagramme ombrothermique de la station d'Ifrane (période 2003-2006) illustre la forte saisonnalité de la température l'une des caractéristiques climatiques du Moyen Atlas central associées à un climat de type méditerranéen de montagne (Fig. CH I. 15).

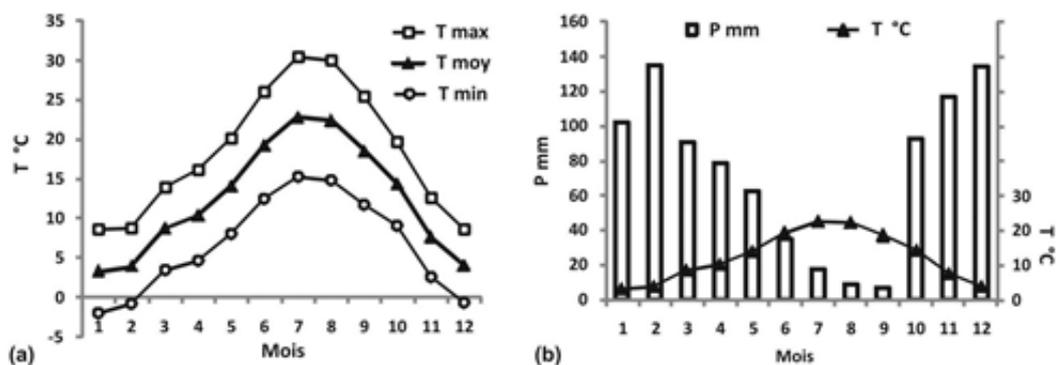


Fig. CH I. 15 : a) Températures mensuelles moyenne, maximale et minimale et b) Diagramme ombrothermique de la station d'Ifrane-aviation (altitude 1663 m) située à 25 km au Sud-Ouest du lac Ifrah pour la période 2003–2006 (Etebaai, 2009).

II.2.3 Réseau hydrographique.

Le Moyen Atlas, considéré comme le château d'eau du Maroc, est la chaîne montagneuse la mieux arrosée et la plus riche en zones humides, notamment en lacs naturels, en rivières et sources fraîches qui offrent des habitats écologiques variés et favorisent une grande biodiversité (Chillasse et Dakki, 2004).

Cette richesse en écosystèmes aquatiques est due essentiellement à la situation du Moyen Atlas dans une zone à pluviométrie importante recevant des précipitations plus abondantes ainsi qu'à la prédominance des formations géologiques carbonatées (calcaire, dolomie et calcaire-dolomitique). Ces conditions favorisent la création de nombreuses galeries karstiques souterraines et plusieurs grottes et gouffres qui assurent l'écoulement souterrain de l'eau, la formation des lacs et l'alimentation des eaux courantes (Chillasse et Dakki, 2004). Les précipitations (pluie et neige) sont très abondantes et 20 à 40 % des eaux qui coulent, s'infiltrent facilement dans les calcaires et les dolomies du Lias (Lepoutre and Martin, 1967).

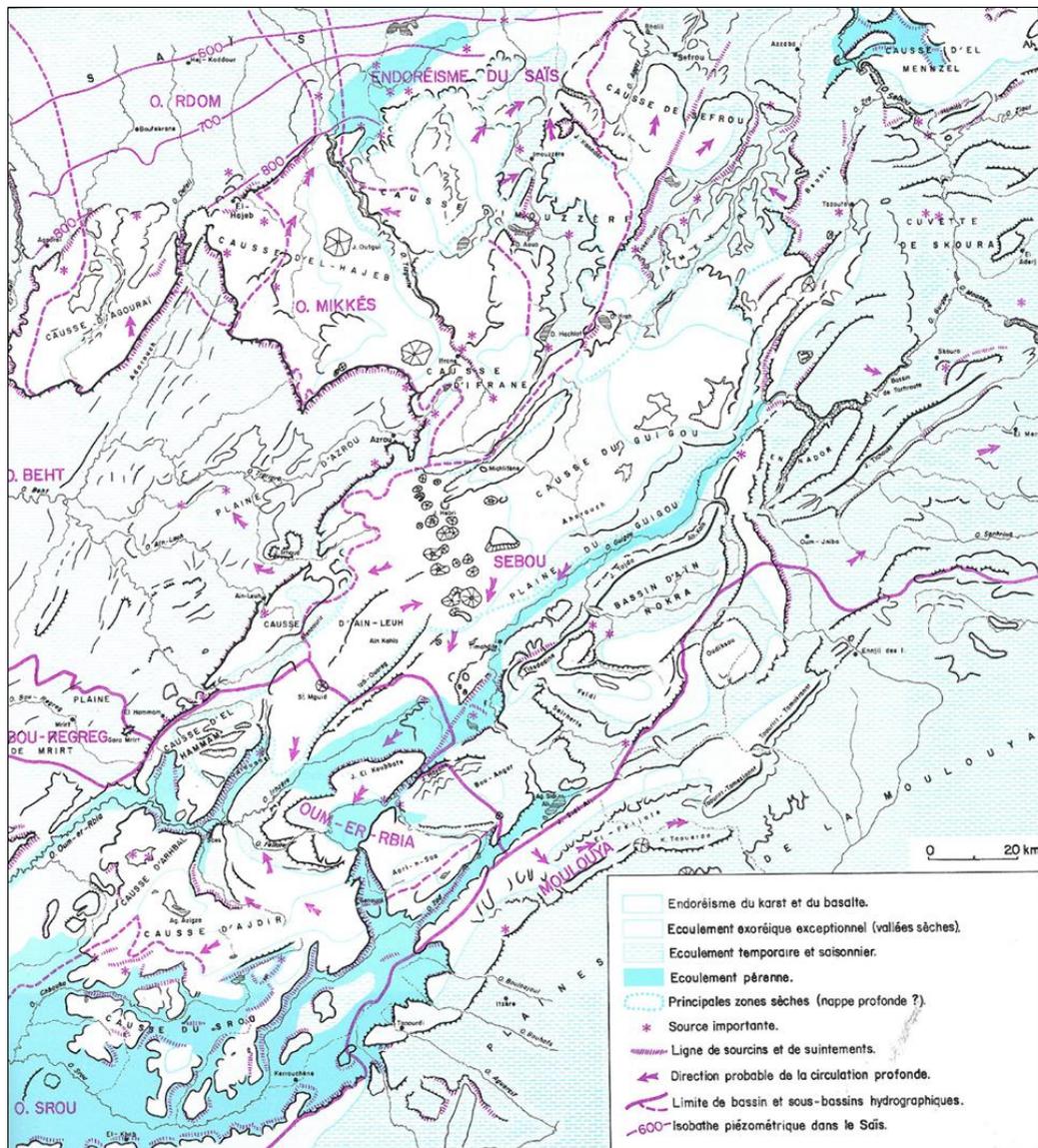


Fig. CH I. 16 : Carte hydrologique du Moyen Atlas central (Martin, 1981).

Le Moyen Atlas appartient à trois grands bassins hydrogéologiques (Fig. CH I. 16) qui correspondent grossièrement par leur situation aux trois grands bassins hydrographiques de la Moulouya, du Sebou et d'Oum Er Rbia (Benkaddour, 1993). Ces deux derniers et leurs affluents (l'Oued Srou pour le bassin d'Oum Er Rbia au Sud et l'Oued Beht pour celui de Sebou au Nord-Ouest) drainent le Causse Moyen atlasique (Lepoutre and Martin, 1967).

II.2.4 Hydrologie isotopique.

Les compositions isotopiques en oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et hydrogène ($\delta^2\text{H}$) des eaux météoriques à l'échelle globale s'alignent sur une droite appelée Droite des Eaux Météoriques Mondiales (DEMM) d'expression : $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10 \text{‰ V-SMOW}$ (Vienna Standard Mean Ocean Water), appelée GMWL (Global Météorique Water Line) (Craig, 1961) (Fig. CH I. 17). En effet, cette relation indique les différents processus liés au cycle de l'eau global : la vapeur d'eau qui se forme à partir de l'évaporation des océans, les eaux qui se forment par condensation de la vapeur océanique, ou encore les eaux souterraines sur les continents directement rechargées par les pluies sans modification majeure et les eaux des rivières isotopiquement non modifiées.

Les eaux météoriques ne se situent pas toujours sur la DEMM. En fonction des conditions évaporatoires sur la surface de l'océan et des sources d'humidité, localement une déviation par rapport à cette droite peut exister. La droite que l'on obtient à partir de la composition des eaux météoriques dans une région donnée est appelée Droite des Eaux Météoriques Locales (DEML).

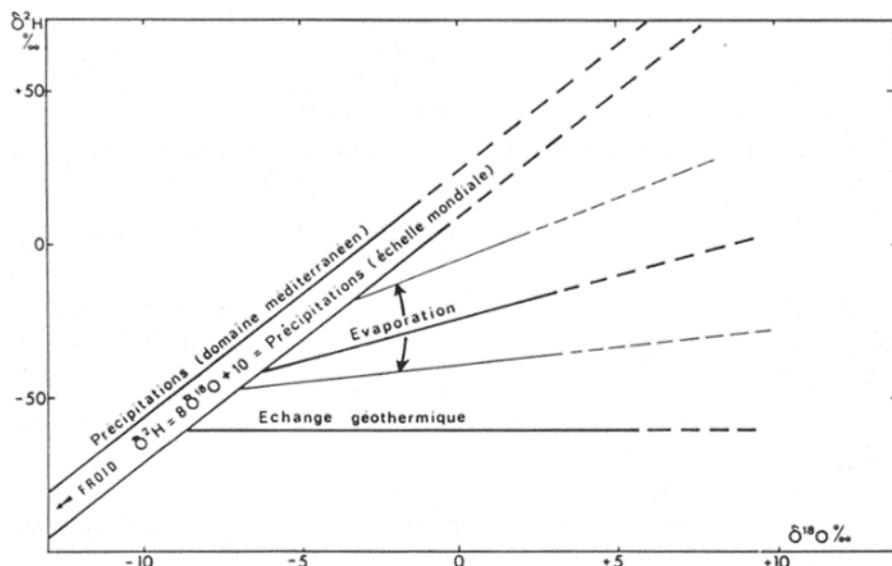


Fig. CH I. 17 : Evolution des compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) des eaux naturelles (Fontes, 1976).

Au Maroc, peu d'études ont été réalisées sur la distribution des isotopes des eaux météoriques. Sur la base des prélèvements et analyses isotopiques de pluies mensuelles (GNIP-IAEA-MOROCCO : Global Network of Isotopes in Precipitation-International Atomic Energy Agency) recueillies sur trois ans entre 2000 et 2003 à partir de trois stations (Rabat, Beni Mellal et Taza), Ouda *et al.* (2005) ont

signalé que les variations de la signature isotopique observées dans chaque station, sont liées aux différentes origines de la vapeur d'eau (océan Atlantique et mer Méditerranée) ainsi qu'aux différentes trajectoires des masses d'air. Trois origines principales des masses d'air de précipitations ont été définies au Maroc : 1) l'océan Atlantique central ; 2) l'Atlantique nord et de la mer Méditerranée occidentale et 3) la Méditerranée orientale. Les trois groupes trajectoire / origine correspondent aux données isotopiques sur les diagrammes $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ (Fig. CH I. 18).

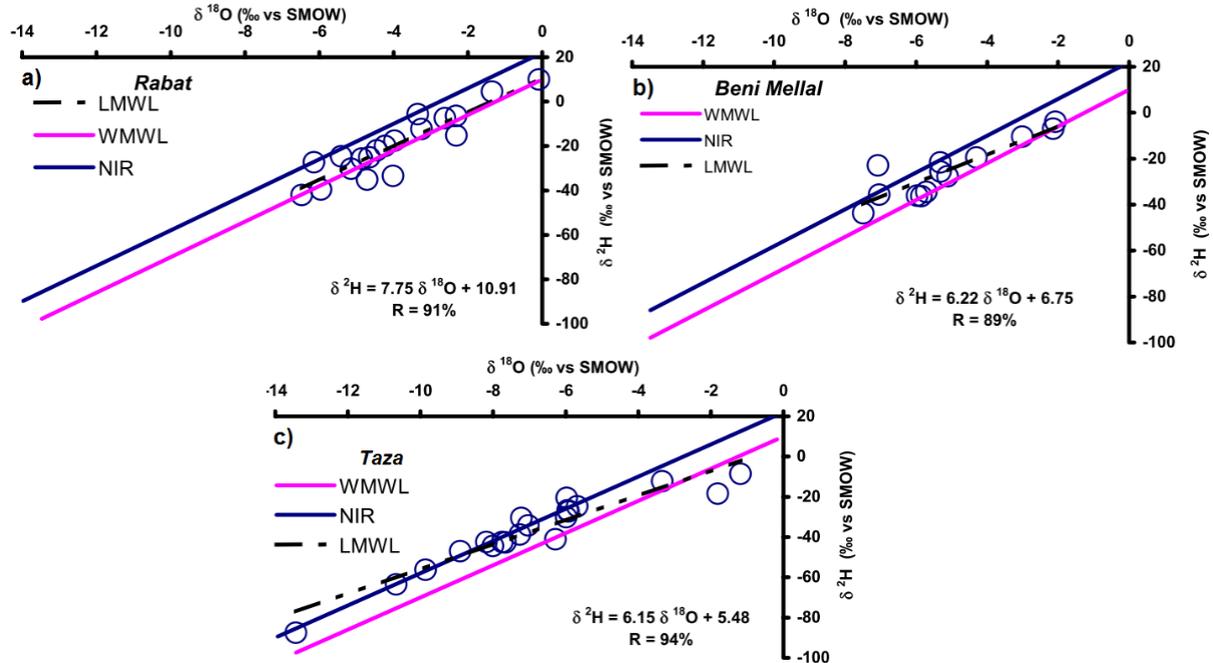


Fig. CH I. 18 : Composition isotopique des précipitations au niveau des stations de Rabat, Beni Mellal et Taza et les droites météoriques locales correspondantes (Ouda *et al.*, 2005). (WMWL: World Water Meteoric Water Line, NIR: Eastern Mediterranean Meteoric Water Line, LMWL: Local Meteoric Water Line).

Une étude plus récente a été réalisée à partir de relevés isotopiques de précipitations mensuels sur deux ans pour 17 stations pluviométriques au Maroc (Ait Brahim *et al.*, 2016). Ce travail a permis de tracer les variations spatiotemporelles des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations (Fig. CH I. 19) et de déterminer les paramètres dont elles dépendent (variables météorologiques, effets spatiaux et orographiques, la circulation atmosphérique et sources d'humidité). Cette étude révèle que la distribution spatiale des isotopes stables des précipitations est influencée surtout par la topographie et la distance de la source marine. Les eaux météoriques les plus appauvries en isotopes lourds sont situées dans les montagnes du Haut Atlas ($\delta^{18}\text{O} = -9.56$ ‰), tandis que les rapports isotopiques les plus enrichis sont situés dans le Sud-Ouest marocain ($\delta^{18}\text{O} = -2.35$ ‰).

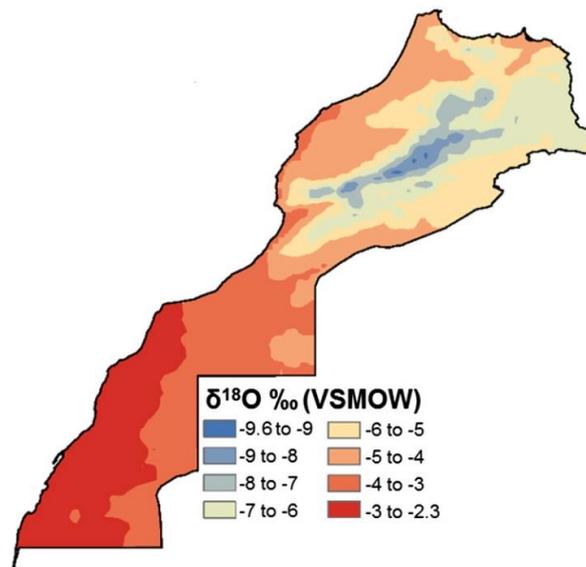


Fig. CH I. 19 : Répartition de la composition en isotopes stables des eaux météoriques au Maroc (Ait Brahim et al., 2016).

II.3 Systèmes lacustres du Moyen Atlas.

II.3.1 Origine et Genèse des lacs.

La genèse des lacs est très diverse, et est généralement liée à des mouvements tectoniques couplés à des processus d'altération (doline, zone de subsidence, cuvette synclinale, etc.), des processus volcaniques (cratères anciens de volcans éteints), également à l'activité glaciaire (fonte de glaciers et érosion glaciaire) ou l'action fluviale (érosion hydrique intense). Les lacs peuvent se former également suite aux glissements de terrains, affaissements de sols, processus d'érosion éolienne (déflation), phénomènes de karstification et aux interventions humaines (la construction des barrages) favorisant ainsi la création des lacs artificiels.

Le Moyen Atlas est le siège d'une activité tectonique, néotectonique et sismique importante (Michard, 1976). Cette activité se manifeste par les différents marqueurs microtectoniques (failles striées, failles cachetées, stylolites, fente de tension, etc.) et probablement par l'installation d'un ensemble de bassins fluvio-lacustres et travertineux (Hinaje and Ait brahim, 2002).

Le Moyen Atlas comprend plus de quarante dayats ou lacs (Fig. CH I. 20) correspondant à des effondrements tectono-karstiques à remplissage fluviolacustres (Hinaje and Ait brahim, 2002). La plupart des formes karstiques ont pris naissance dans les carbonates liasiques constituées des dolomies, calcaires et calcaires dolomitiques du Jurassique inférieur (Martin, 1981).

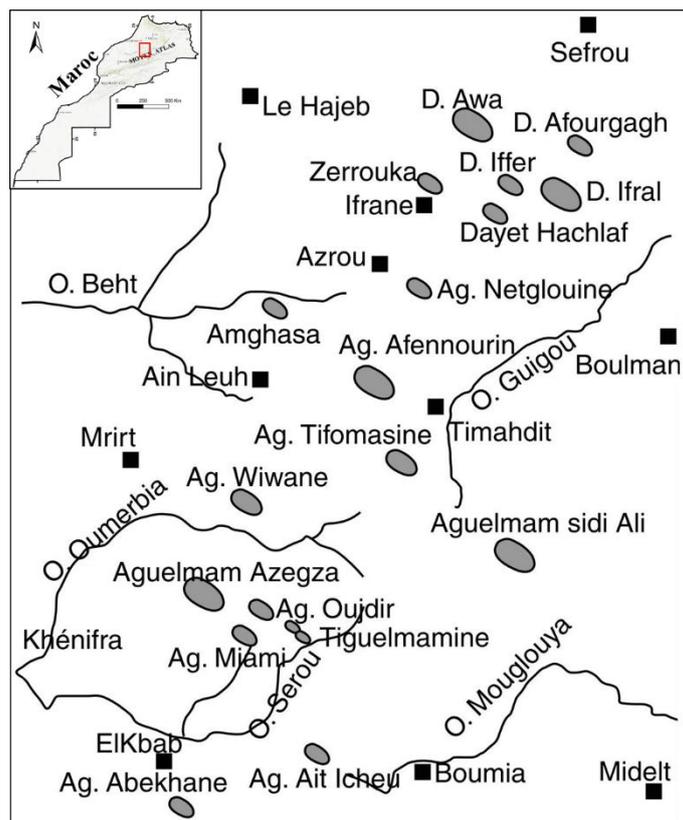


Fig. CH I. 20 : Carte de répartition des zones humides au Moyen Atlas (Chillasse et Dakki, 2004).

Comme mentionné plus haut (cf. II.1.2), la dissolution des carbonates du Causse est favorisée par leur intense fracturation, le climat d'altitude subhumide à humide à températures basses et les accumulations hivernales de neige (Nicod, 1972). La dissolution des évaporites triasiques a contribué également à la genèse de formes karstiques et dans l'écoulement souterrain de l'eau.

Dans la chaîne Moyen atlasique, les dayats se développent davantage dans la zone la plus humide et la plus élevée en altitude (> 1200 m) et exposée aux précipitations venant de l'Atlantique. En effet, le climat est le facteur le plus important qui régit leur répartition dans le Moyen Atlas (Baali, 1990).

II.3.1.1 Classification des lacs.

Selon la classification thermique (Hutchinson and Loffler, 1956; modifiée par Wetzel, 1975) en fonction de la latitude et de l'altitude (Fig. CH I. 21), la plupart des lacs du Moyen Atlas font partie des lacs de type monomictique chaud (ou thermomonomictique) : ce sont des lacs dont la température ne descend jamais, ni en surface ni en profondeur, en dessous de 4 °C et ne comportant de ce fait qu'une période de brassage (ou mélange vertical) en saison froide et une période de stratification directe en saison chaude.

Lorsqu'un lac monomictique se trouve stratifié en saison chaude, on peut différencier :

- Une couche superficielle ou épilimnion, chaude et plus turbulente, qui suit les changements de températures et où les courants produits par le vent en surface peuvent facilement se mouvoir ;

- Une couche profonde appelée hypolimnion qui est froide, profonde et souvent épaisse et où la variation de la température est souvent exponentielle ;
- Une couche intermédiaire entre les deux premières couches appelée métalimnion, dans laquelle les paramètres (température, densité) évoluent relativement rapidement.

La limite d'inversion de température en profondeur est appelée la thermocline.

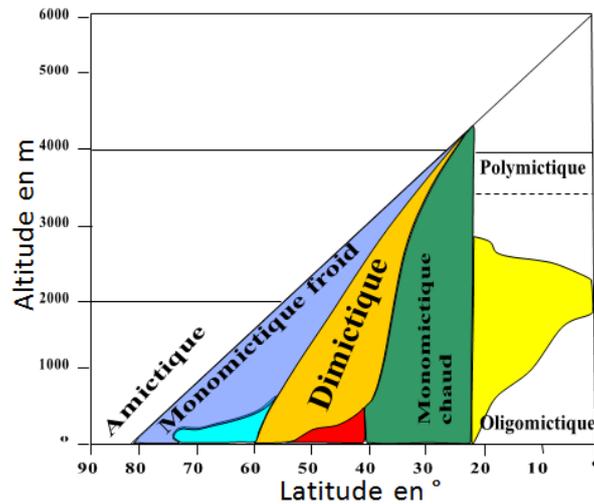


Fig. CH I. 21 : Répartition latitudinale et altitudinale des types de lacs (Hutchinson and Löffler, 1956 modifié par Wedzel, 1975).

II.3.2 Fonctionnement hydrologique des lacs.

Les lacs jouent un rôle particulier dans la dynamique de la surface terrestre. Leur fonctionnement peut être envisagé comme celui du système limnologique, résultant de l'interaction de deux sous-systèmes : en amont le bassin versant pourvoyeur de matière et en aval le bassin sédimentaire récepteur (dépression lacustre) où sont stockés les apports sédimentaires (Campy and Macaire, 2003).

II.3.2.1 Bilan hydrique.

Le bilan hydrique est l'un des aspects essentiels de l'hydrologie des systèmes lacustres : il dépend étroitement du climat local sur le plan d'eau, des rapports entre le bassin versant et le lac, et de la morphologie de la cuvette lacustre. Chaque lac possède son propre bilan hydrique qui exprime l'équilibre entre des entrées et des sorties d'eaux (Fig. CH I. 22). Il conditionne largement le volume d'eau stockée, la salure du milieu, le recyclage des nutriments et la sédimentation des particules (Meybeck, 1995).

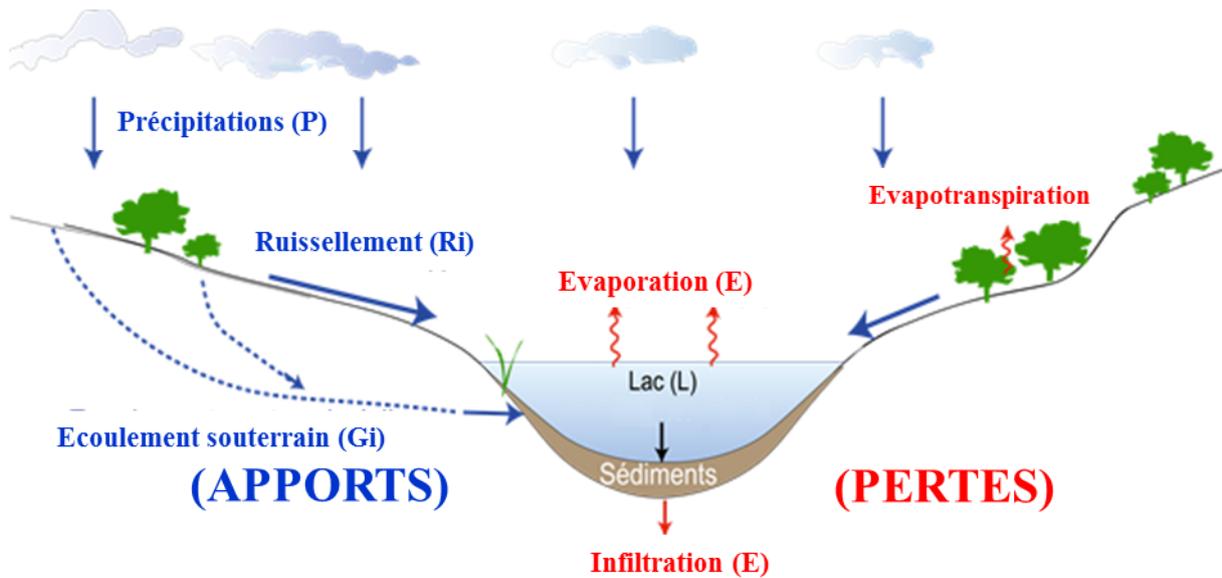


Fig. CH I. 22 : Schéma illustrant les termes du bilan hydrique d'un lac.

L'équation du bilan hydrique lacustre entre deux périodes est :

$$(1) \Delta V / \Delta t = \Sigma \text{ Apports} - \Sigma \text{ Pertes}$$

$$(2) \Delta V / \Delta t = (P + Gi + Ri) - (E + Go)$$

$\Delta V / dt$: Variation du volume du lac en m^3 dans le temps ;

P : Précipitations sur la superficie du lac en m^3 ;

Gi : Apports d'eaux souterraines à partir du bassin versant hydrogéologique en m^3 ;

Ri : Apports d'eaux de surface (ruissellement) à partir du bassin versant en m^3 ;

Go : Perte en eaux par écoulement souterrain (infiltration) en m^3 ;

E : Évaporation à partir de la surface du lac en m^3 .

Les hydrosystèmes du Moyen Atlas sont généralement caractérisés par d'importantes variations de niveau de lac aux échelles saisonnière, interannuelle, décennale et des flux hydriques souterrains non négligeables du fait de leur nature karstique (Lamb *et al.*, 1999). Ces caractéristiques impliquent un poids important de chacun des termes du bilan pour en extraire une bonne compréhension des processus de fonctionnement hydrique.

II.3.2.2 Temps de résidence de l'eau.

Le temps de résidence moyen des eaux d'un lac peut être calculé en divisant le volume du lac sur le volume des apports ou celui des pertes durant une période donnée. Ce temps peut varier de quelques semaines à plusieurs siècles. Les temps de séjour longs correspondent le plus souvent à des lacs profonds alimentés principalement par les précipitations et par les affluents superficiels. Au contraire, les lacs peu profonds alimentés par les fleuves ont des temps de séjour courts (Lévêque, 1996). Les résultats isotopiques sur quelques lacs marocains (Fig. CH I. 23) ont permis d'obtenir une estimation des taux d'évaporations et des temps de séjours des eaux lacustres (Benkaddour *et al.*, 2008). Ces analyses

montrent que le taux d'évaporation ainsi que le temps de séjours des lacs Ifni, Tigalmamine et Azigza sont largement inférieurs à ceux enregistrés au niveau des lacs Sidi Ali, Iffer, Tislit et Isli.

Les lacs caractérisés par un temps de résidence court sont très influencés par les flux d'apports et de pertes en eaux ayant une variabilité saisonnière marquée et constituent des systèmes sensibles à la variabilité climatique saisonnière.

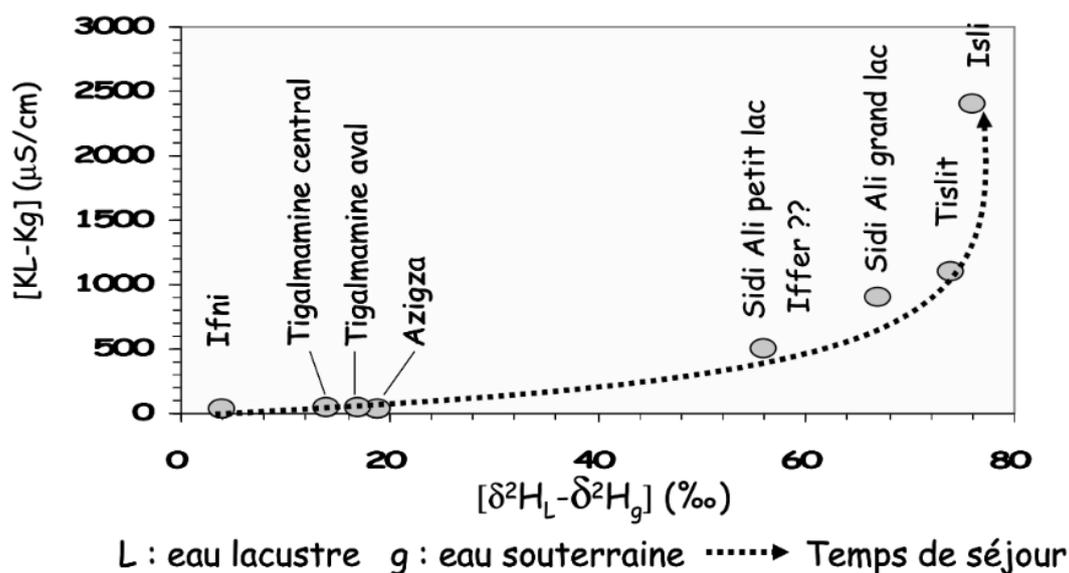


Fig. CH I. 23 : Classification de quelques sites lacustres marocains selon le temps de séjour des eaux dans le lac (le sens de la flèche indique l'augmentation du temps de séjour, Benkaddour *et al.*, 2008).

II.3.3 Caractéristiques hydrochimiques des lacs.

La composition chimique des eaux lacustres varie en fonction des caractéristiques propres au bassin versant du lac (nature pétrographique des roches en affleurement, type d'érosion), du bilan hydrique et du temps de séjour.

La minéralisation des eaux lacustres (contenus en éléments chimiques majeurs : calcium Ca^{2+} , magnésium Mg^{2+} , sodium Na^+ , potassium K^+ , chlorures Cl^- , sulfates SO_4^{2-} , nitrates NO_3^- , carbonate CO_3^{2-} , bicarbonate HCO_3^-) reflète essentiellement l'origine des apports en eaux du bassin versant (Campy and Macaire, 2003).

La figure CH I. 24) montre la composition hydrochimique (diagramme de Piper) du lac Ifrah (Etebaai *et al.*, 2012). Le faciès hydrogéochimique des eaux de ce lac est de type bicarbonaté chlorosodique magnésien. Le même faciès chimique a été également retrouvé dans les eaux souterraines (sources et puits) au niveau du Moyen Atlas tabulaire en haut du bassin de Saïs (Miche *et al.*, 2017).

La chimie de ces lacs révèle généralement des eaux alcalines (pH de l'ordre de 8.3) à faciès bicarbonaté calcique reflétant la nature carbonatée de l'encrassant.

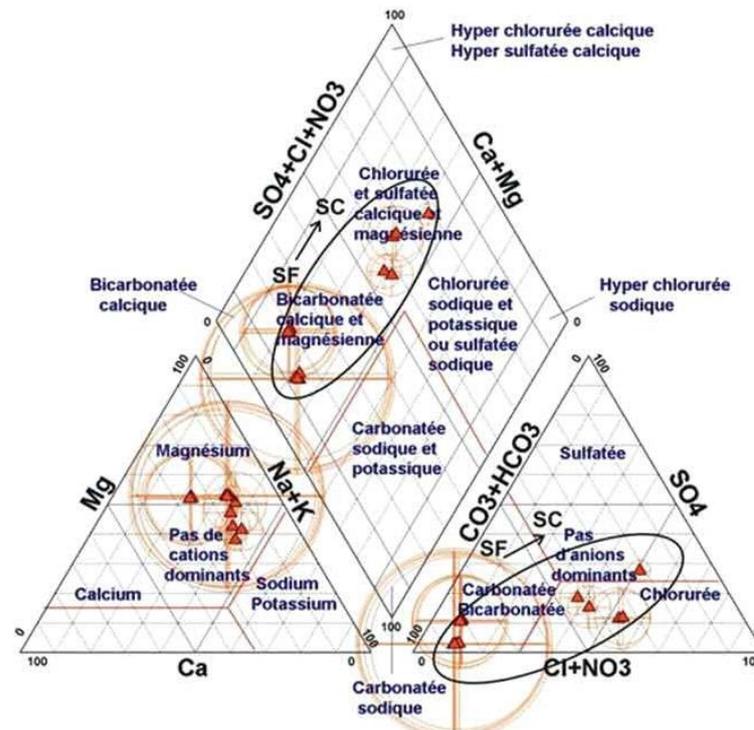


Fig. CH I. 24 : Diagramme de piper obtenus à partir des données hydrochimiques du lac Ifrah dans le Moyen Atlas tabulaire (Etebaai *et al.*, 2012).

II.3.4 Évolutions passée et actuelle des lacs d'altitude du Moyen Atlas.

L'étude des systèmes lacustres offre la possibilité d'étudier l'interaction homme-environnement-climat au cours des derniers millénaires. Cette perspective est indispensable pour la compréhension et la gestion actuelle et future de ces hydrosystèmes (Meyers, 2003).

Différentes approches sont utilisées pour la reconstitution des paramètres paléolimnologiques. À partir des séquences sédimentaires lacustres, des analyses sédimentologiques, géochimiques, paléoécologiques, ou encore multiproxies peuvent être interprétées comme le reflet de l'évolution des conditions paléoenvironnementales lacustres, de précipitations et/ou de températures locales. Les reconstructions paléohydrologiques renseignent ainsi sur les variations du climat, l'histoire des sociétés passées et l'évaluation des risques hydrologiques (Gasse, 2005).

Les études antérieures ont montré que des conditions arides avaient régné en Afrique du Nord durant la dernière période glaciaire (Gasse *et al.*, 1990) avec toutefois un manque de données important pour la zone de l'Afrique du Nord et plus particulièrement au Maroc.

Dans le secteur du Moyen Atlas, la séquence la plus ancienne de 10 m de profondeur a été prélevée dans le lac Ifrah au Moyen Atlas central et couvre les 21000 dernières années (Cheddadi *et al.*, 2006 ; Rhoujjati, 2007 ; Tabel *et al.*, 2016). Ces séquences ont conduit à confirmer l'existence d'un climat froid et aride pour la période du dernier maximum glaciaire. Les séquences sédimentaires les plus complètes et les mieux datées sont celles prélevées dans les lacs de Tigalmamine (Benkaddour, 1993 ; Lamb *et al.*, 1995 ; Cheddadi *et al.*, 1998) et de Sidi Ali (Lamb *et al.*, 1999). Les travaux de Cheddadi *et al.* (1998)

ont pu d'aboutir à la reconstitution des conditions climatiques dans la région de Tigalmamine du Moyen Atlas à partir de l'analyse pollinique de la carotte sédimentaire de Tigalmamine. Les résultats montrent que durant l'Holocène, la température du mois le plus froid (janvier, Fig. CH I. 25) a oscillé d'une amplitude de 3 à 5°C, et que les précipitations annuelles ont varié de 200 à 400 mm/an (Fig. CH I. 25). Cependant, les précipitations reconstituées ne coïncident pas avec les changements du niveau du lac reconstitués (Lamb *et al.*, 1995). Probablement des différences de sensibilité et de temps de réponse des eaux souterraines et de la végétation sont à l'origine de ces incertitudes (Fig. CH I. 26).

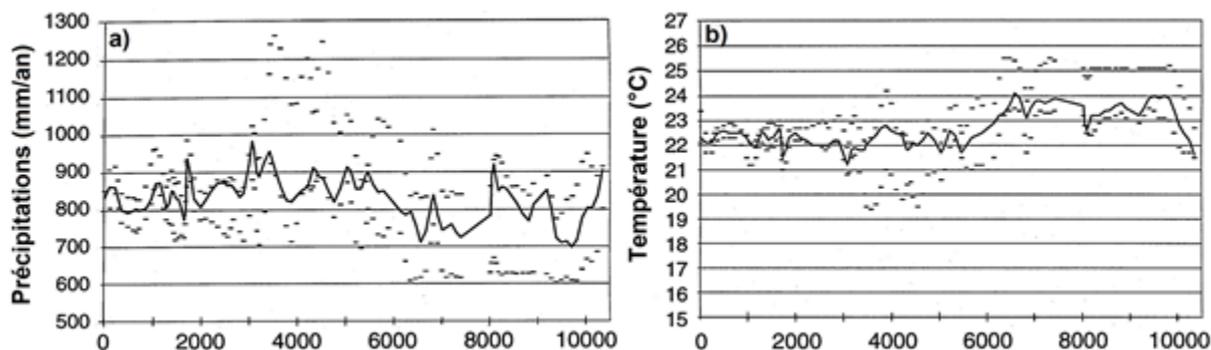


Fig. CH I. 25 : Reconstitution de a) Précipitations et b) Températures de janvier dans le site de Tigalmamine (Cheddadi *et al.*, 1998).

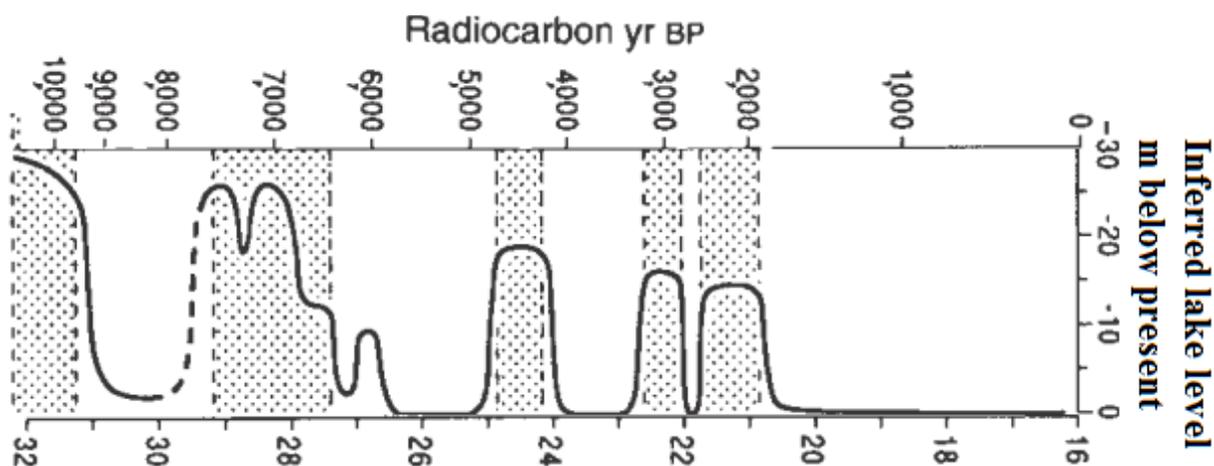


Fig. CH I. 26 : Niveau du lac central de Tigalmamine (périodes de bas niveau marquées en gris) inféré à partir de l'étude minéralogique et biostratigraphique d'une carotte sédimentaire de 16 m (Lamb *et al.*, 1995).

Ce type d'approches a également été conduit sur des séquences lacustres courtes qui permettent de couvrir l'échelle de temps relativement récente. À l'échelle des derniers millénaires, les travaux paléolimnologiques indiquent la mise en place d'une période aride autour de 2500 ans qui a suivi une période relativement humide ayant permis le développement du Cèdre du Moyen Atlas (Tabel *et al.*, 2016 ; Rhoujjati *et al.*, 2012).

Pour la période récente (le dernier siècle), les analyses sédimentologiques (Etebaai *et al.*, 2012 ; Damnati *et al.*, 2016) semblent confirmer des épisodes de sécheresse qui ont ponctué les trois dernières décennies au Maroc (Bouaicha et Benabdelfadel, 2010).

De plus, des relevés ponctuels indiquent un déclin de nombreux lacs du Moyen Atlas au cours des dernières décennies. Par exemple, le niveau d'eau du lac Azigza au Sud a diminué d'environ 3 m entre 1979 et 1981 et de 5 m entre 1981 et 1984 (Flower and Foster, 1992). Le lac Iffer a chuté de 6 m depuis 1984 (Maxted, 1989). Le lac Afourgagh a baissé d'environ 12 m au cours de la même période (Flower *et al.*, 1989).

Ces résultats suggèrent fortement un lien entre le climat et les ressources en eau du Moyen Atlas. Cependant, l'étude détaillée du fonctionnement hydroclimatique actuel de ces lacs demeure indispensable afin de comprendre les mécanismes contrôlant leur variabilité et leur lien avec le climat.

III. SITE D'ÉTUDE

III.1 Lac Aguelmam AZIGZA

Le lac Aguelmam Azigza (32°58'N, 5°26'W, Fig. CH I. 27), qui signifie « le lac vert » en Amazigh (berbère), est un lac naturel d'origine tectono-karstique (Hinaje and Ait brahim, 2002), situé à 30 km à l'Est de la ville de Khénifra au cœur du Moyen Atlas (Causse d'Ajdir) à une altitude de 1546 m a.s.l.. Il appartient au domaine structural du Causse Moyen atlasique, ce domaine subtabulaire est formé par des roches carbonatées (calcaires et dolomies) du Lias qui reposent sur des roches tendres argileuses rouges et basaltes altérés du Trias (Lepoutre and Martin, 1967).

Le lac Azigza fait partie du haut bassin de l'Oum Er Rbia, il occupe une profonde dépression allongée NW-SE et présente une profondeur moyenne de 26 m et une superficie d'environ 50 ha. Il appartient à un petit bassin versant dont la surface est de l'ordre de 10,62 km² et limité au Sud par une falaise à pic (Fig. CH I. 27). Il est entouré de reliefs calcaires qui sont couverts par une forêt de *Quercus rotundifolia* (chêne vert) et de *Cedrus atlantica* (cèdre de l'Atlas). Son alimentation en eau est assurée par les précipitations (pluies et neiges), le ruissellement et les apports hydriques souterrains (Benkaddour *et al.*, 2008).

Ce lac se localise dans une région dont le climat est de type méditerranéen de montagne qui se caractérise par un climat humide et froid (Martin, 1981).

Le site est classé, par le plan direction des Aires Protégées Marocaines (APM), en tant que monument historique et parmi les sites d'intérêt biologique et écologique de priorité 3 qui doit bénéficier d'une protection urgente (Chillasse et Dakki, 2004). Le lac Azigza est un site peu anthropisé sous l'influence d'une activité de pastoralisme. Il constitue également un site pour les activités de chasse et de pêche organisées en été. Le peuplement piscicole rencontré au niveau du ce lac est formé essentiellement de la truite arc-en-ciel, le brochet européen, la perche, la carpe commune et le Gardon. La végétation aquatique est composée de *Myriophyllum spicatum*, *Polygonum amphibium*, *Ceratophyllum demersum*, *Glyceria fluitans* et surtout, *Ranunculus aquatilis* et des *Chara sp.*, alors que la végétation riveraine émergente est quasi inexistante. Les abords du lac recèlent plusieurs espèces

animales de mammifères telles que le singe, le sanglier, le lapin et le lièvre ainsi plusieurs oiseaux passereaux à savoir : les corbeaux, les grives, les geais et les pies bavardes (Chillasse *et al.*, 2001).

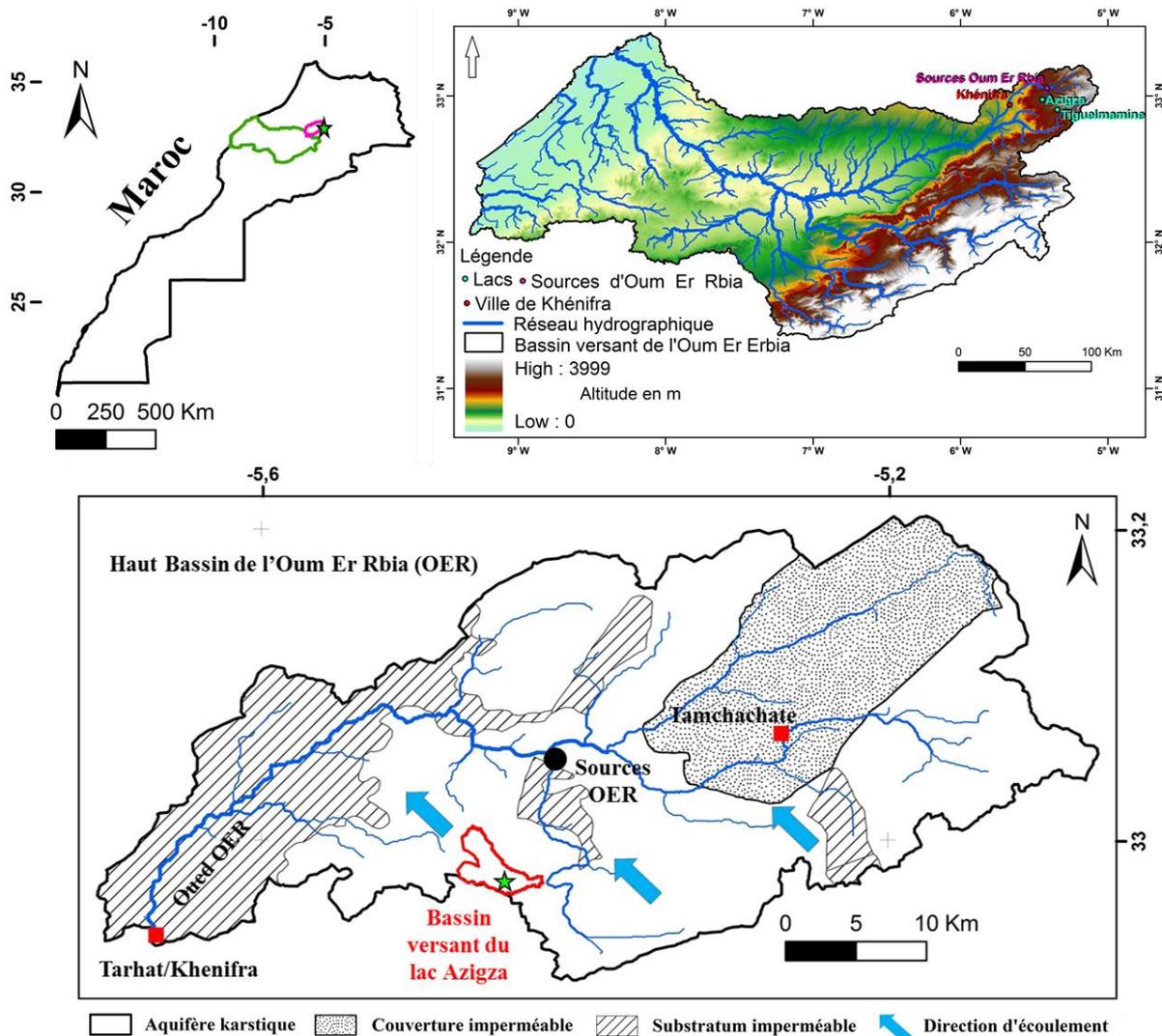


Fig. CH I. 27 : Situation géographique du lac Azigza et de son bassin versant reportés sur la carte hydrogéologique du Haut bassin de l'Oum Er Rbia (OER, Bentayeb and Leclerc, 1977).

III.2 Limnologie.

Le site Azigza a déjà fait l'objet de plusieurs études ponctuelles couvrant les domaines de la géographie, la biologie, la limnologie et de la paléoclimatologie dès les années 1950 (Panouse, 1950 ; Gayral and Panouse, 1954), puis dans les années 1980 (Martin, 1981), les années 1990 (Flower *et al.*, 1989 ; Flower and Foster, 1992) et en 2008 (Benkaddour *et al.*, 2008).

Les températures mesurées au printemps (mars 2007) montrent que le lac Azigza est thermiquement stratifié (Fig. CH I. 28a). Le métalimnion se trouve à une profondeur comprise entre 2,5 et 6 m, la température de l'épilimnion est de l'ordre de 8 °C et l'hypolimnion présente une température de 16 °C.

Les eaux lacustres du lac Azigza sont alcalines (pH d'environ de 8.3) à faciès bicarbonaté calcique et magnésien reflétant la nature carbonatée de l'encaissant. Les eaux prélevées au niveau du puits situé à proximité du lac et des sources sous aquatiques, sont relativement plus minéralisées que les eaux lacustres et leur mélange est marqué par une minéralisation intermédiaire (Fig. CH I. 28b). Ces eaux présentent des concentrations plus élevées, en Ca^{2+} et HCO_3^- et sont sursaturées vis-à-vis de la calcite.

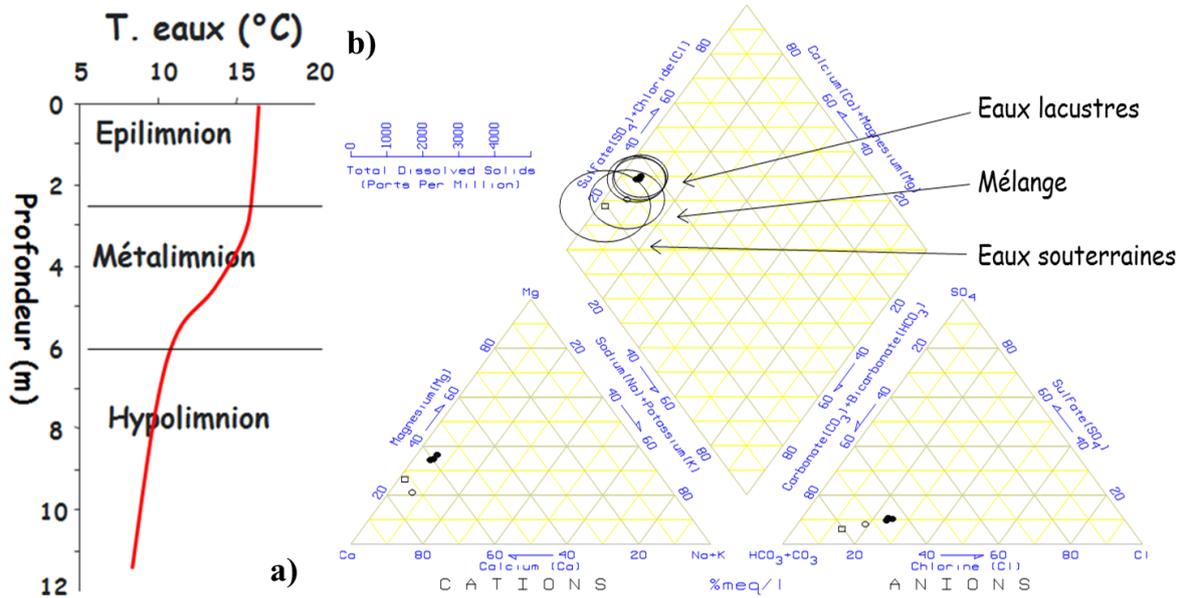


Fig. CH I. 28 : a) Profil thermique du lac Azigza b) Faciès chimiques des eaux du lac Azigza (Benkaddour et al., 2008).

Les résultats des analyses géochimiques des sédiments d'interface eau-sédiment du lac Azigza (Fig. CH I. 29) soulignent, par opposition au comportement à la sédimentation carbonatée, que les fortes teneurs en matières organiques sont rencontrées au niveau des fonds lacustres (sédimentation fine) et les faibles teneurs se trouvent au niveau des berges (sédimentation grossière).

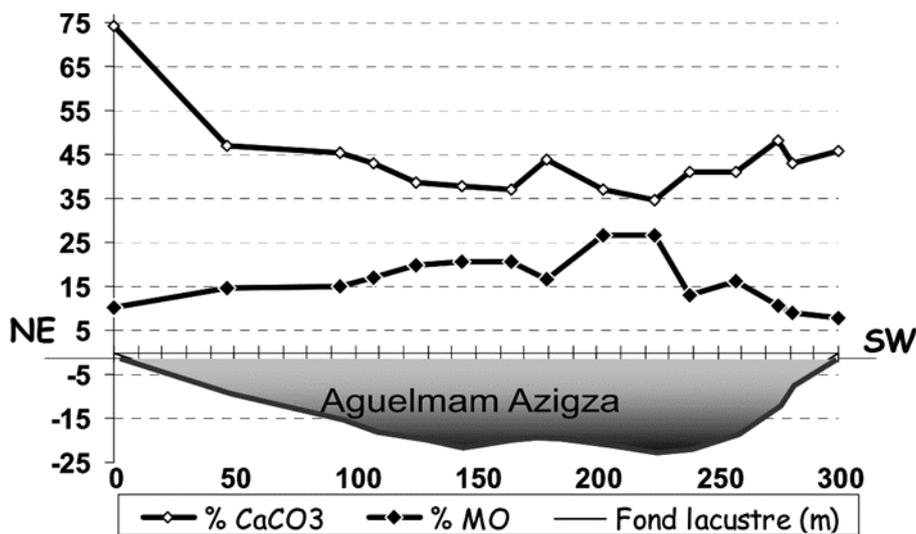


Fig. CH I. 29 : Relation entre les teneurs en carbonates et la matière organique en fonction de la profondeur (Benkaddour et al., 2008).

Les résultats des analyses isotopiques préliminaires au niveau du lac Azigza indiquent que le taux d'évaporation ainsi que le temps de séjours des eaux sont largement inférieurs à ceux enregistrés dans d'autres lacs du Moyen Atlas tels que Iffer, Sidi Ali, Isli et Tislit (Benkaddour *et al.*, 2005, 2008).

III.3 Variations historiques du niveau lac.

L'étude des anciens rivages et de la stratigraphie des sédiments littoraux a révélé que le niveau du lac a varié d'environ 8 m pendant le 20^{ième} siècle et que les pertes en eau peuvent se faire à travers le fond du lac (Flower and Foster, 1992, Fig. CH I. 30). Ces auteurs ont proposé un lien entre l'amplitude des fluctuations du niveau du lac et les variations des précipitations annuelles.

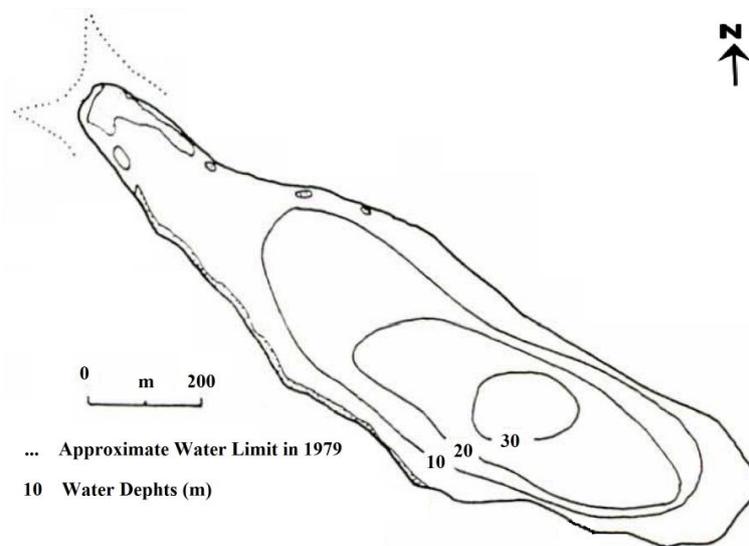


Fig. CH I. 30 : Bathymétrie du lac en 1984 (Flower and Foster, 1992).

Au niveau du Moyen Atlas, peu d'études ont été réalisées sur le fonctionnement hydrologique des lacs ainsi que sur la quantification de leur bilan hydrique. Un bilan hydrique annuel du lac Azigza a été élaboré par Flower and Foster, (1992) afin d'évaluer la sensibilité du niveau du lac en utilisant une équation du bilan de masse simplifiée :

$$dh (mm) = P + S - E - Go$$

Avec dh : variation du niveau du lac ; P : précipitations (données CRU) sur le bassin versant du lac ; S : équivalent de la fonte de neige sur le bassin versant ; E : évaporation à partir de la surface du lac et Go : infiltration par voie souterraine.

Ce bilan a été calculé tout en admettant :

- 1) Superficie constante du lac de 37 ha ;
- 2) Surface du bassin versant lac de 381 ha ;
- 3) Précipitations sur le bassin versant du lac (obtenue à partir des données CRU pour la station d'Azrou) ;

4) Fonte de neige constante sur le bassin versant du lac de l'ordre $5.72 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ (équivalent de $150 \text{ mm}/\text{an}$) ;

6) Pertes par évaporation constante de l'ordre de $2.2 \cdot 10^5 \text{ m}^3/\text{an}$ (équivalent de $600 \text{ mm}/\text{an}$, obtenues à partir des travaux de Gayral and Panouse, 1954) ;

7) Infiltration par voie souterraine constante d'environ $4.05 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}$ (équivalent de $0.12 \text{ m}^3/\text{s}$).

Confrontés aux analyses géochimiques et de stratigraphie des sédiments littoraux et des anciens rivages, les résultats du bilan hydrique annuel montrent que le lac a connu une baisse de son niveau d'environ 8.90 m entre 1979 et 1984 (Fig. CH I. 31).

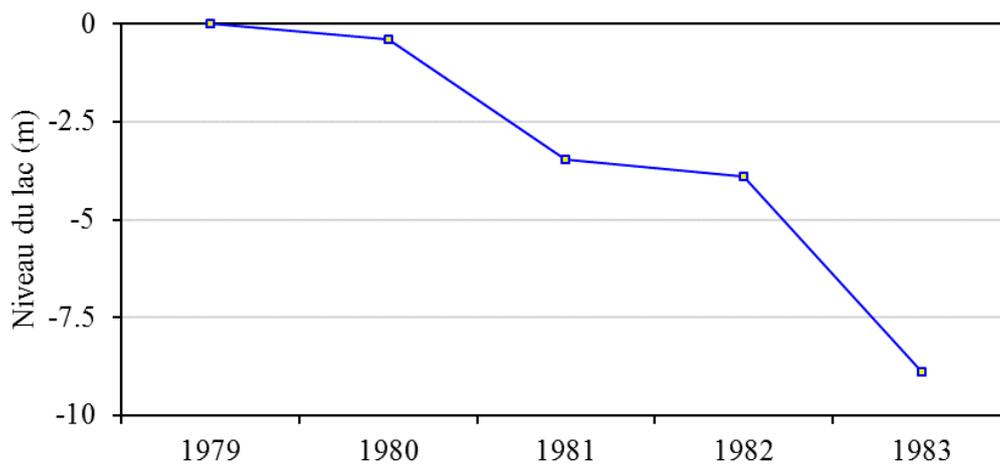


Fig. CH I. 31 : Variation du niveau du lac Azigza entre 1979 et 1984 (Flower and Foster, 1992).

Cette étude a abouti au fait que les fluctuations du niveau du lac paraissent sensibles aux variations des précipitations annuelles malgré que l'hypothèse d'admettre, sur 5 ans de simulation, une superficie du lac, des pertes en eau souterraine par le fond du lac et l'évaporation à partir de la surface du lac sont constantes. Cette hypothèse se limite à une échelle de temps très courte et ne permet pas de reconstruire le niveau sur un siècle par exemple étant donné que le lac a connu des variations décimétriques de son niveau. Pour cela, notre travail consistera à combler les lacunes du modèle proposé par Flower and Foster (1992) en développant un modèle qui tient compte d'une part de la variation des caractéristiques géométriques du lac Azigza par l'établissement d'une relation liant le niveau, la surface et volume du lac (MNT haute résolution du bassin versant et bathymétrie du lac), d'autre part de la variabilité des paramètres hydroclimatiques du site d'étude par l'installation d'une station météorologique et d'un Data Logger.

IV. Conclusion du chapitre.

Ce chapitre permet de souligner l'intérêt de l'étude des systèmes lacustres considérés comme des sentinelles de changement climatique ainsi que leur implication dans les cycles hydrologique et biogéochimique à grande échelle. Le travail de synthèse bibliographique met l'accent sur le fonctionnement hydrologique de ces systèmes en relation avec les différents facteurs qui le contrôlent ; les principales composantes qui influencent ce fonctionnement sont les flux d'eaux souterraines (apports/pertes) et l'évaporation. D'autre part la compréhension de ce fonctionnement fait appel à une panoplie d'approches pluridisciplinaires dont quelques exemples sont détaillés.

La deuxième partie de ce chapitre est consacrée à la présentation générale des lacs du Moyen Atlas marocain dans leurs contextes hydrogéologique, karstique, hydroclimatique, ainsi que les diverses spécificités qui leur confèrent un intérêt pour les reconstitutions paléoenvironnementales renseignant sur les variations du climat, l'histoire des sociétés passées et l'évaluation des risques hydrologiques.

La dernière partie présente le site d'étude : le Lac Azigza. Ce lac a connu des variations décimétriques de son niveau durant le dernier siècle probablement en liaison avec la variabilité des précipitations. D'où l'intérêt de notre étude qui repose sur un suivi des caractéristiques hydrogéochimiques et hydro-isotopiques de ce système à l'échelle mensuelle et journalière sur une période de 4 ans.

CHAPITRE II : INSTRUMENTATION DU SITE, ÉCHANTILLONNAGE ET MÉTHODES D'ANALYSES.

L'instrumentation du site d'étude, la collecte de données, l'échantillonnage des eaux et leurs analyses ont été accomplis dans le cadre de deux projets pilotés par le CEREGE « Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement » : 1) le projet HYLAMM (Hydrologie et Paléohydrologie des Lacs du Moyen Atlas Marocain) (2012-2013) ; 2) le projet PHYMOR (Recent and Past Hydrological changes in the Moroccan Middle Atlas) (2014-2017).

Le projet HYLAMM a été financé par la Fédération de Recherche ECCOREV (ECosystème COntinentaux et Risques EnVironnementaux). Il a permis de mettre en place un suivi mensuel des paramètres hydrologiques et hydrochimiques du lac Azigza entre octobre 2012 et octobre 2014 et de réaliser une mission de terrain en avril 2013 au cours de laquelle une campagne d'échantillonnages du lac et de son bassin versant (sols, sédiments, profils verticaux, diatomées) a été menée ainsi que le prélèvement de carottes courtes (<1 m).

Le projet PHYMOR a été financé par le laboratoire d'excellence Labex OT-Med (Objectif Terre : Bassin Méditerranéen). Ce projet a permis : 1) la poursuite de l'échantillonnage mensuel ; 2) la réalisation de plusieurs missions de terrain : novembre 2015 (instrumentation du site Azigza) et avril 2015 (topographie haute résolution, carottages longs).

D'autre part, l'obtention d'un projet de partenariat Maroc-Française PHC-Toubkal N° TBK/16/38 - Campus N° 34728VH (2016-2018) intitulé Évolution des indicateurs climatiques au Maroc : de l'observation récente aux derniers millénaires, a contribué au support matériel et logistique des dernières missions de terrain d'octobre 2016.

Grâce à ces projets binationaux et dans le cadre de ma thèse, j'ai pris part à une étude multidisciplinaire des systèmes lacustres du Moyen Atlas marocain mobilisant plusieurs équipes scientifiques internationales. Depuis le début de cette thèse, j'ai donc effectué une trentaine de missions de terrain mensuelles entre octobre 2012 et juillet 2017 et j'ai participé à deux grandes missions de terrains (avril 2013 et avril 2015). Chacune de ses missions, dont la durée a varié entre 2 et 12 jours chacune, a permis d'assurer le suivi temporel des caractéristiques hydrologiques, isotopiques et hydrochimiques du lac Azigza et de construire une base de données unique pour la période d'observation 2012-2016.

I. APPORTS DES SIG.

La compréhension des fluctuations récentes, passées et futures du niveau du lac Azigza, nécessite d'avoir une bonne connaissance des paramètres physiographiques du lac (hauteur h , surface S et volume V), afin de décrire la relation reliant les changements de volume du lac et les apports et les pertes en

eaux du bassin lacustre interconnecté qui sera défini comme le système lacustre du lac Azigza. Nous avons tout d'abord cherché à estimer de façon précise le volume et la superficie du lac à partir d'une cartographie détaillée de la dépression topographique du site d'Azigza, pour cela, nous avons utilisé trois techniques complémentaires : 1) levé topographique du bassin versant du lac ; 2) collecte de données d'élévation du bassin versant du lac et 3) bathymétrie du lac.

I.1 MNT du bassin versant.

L'étude des cartes topographiques, des photos aériennes et des photos du paysage du lac Azigza (cf. Chapitre 1, III.3), nous a permis de repérer la partie du bassin versant correspondante aux anciens rivages du lac. Les levés topographiques du pourtour du lac Azigza ont été réalisés avec un GPS Différentiel (DGPS) cinématique en temps réel (Real Time kinematic RTK GPS) lors de la mission d'avril 2015 (Fig. CH II. 1).



Fig. CH II. 1 : Tracé du levé topographique des anciens rivages du lac Azigza (avril 2015).

Le DGPS se compose d'une base fixe et d'une unité mobile reliées entre elles par un signal radio (Fig. CH II. 2). La base fixe est positionnée sur un point haut et géoréférencé du secteur de la zone d'étude (Cartier, 2011). L'unité mobile est composée d'une antenne GPS et d'un ordinateur de bord permettant l'acquisition des données. Les deux récepteurs GPS (fixe et mobile) se positionnent par rapport aux mêmes satellites. La base compare ensuite sa position calculée avec celle rentrée par l'opérateur et en déduit les corrections qu'elle envoie à l'antenne mobile, lequel applique les corrections et déduit la position en x, y, et z de chaque point.



Fig. CH II. 2 : Positionnement de la base fixe du DGPS-RTK et déplacement de l'unité mobile (avril 2015).

Pour le reste bassin versant du lac Azigza, les données d'altitude ont été récupérées du site : <http://earthexplorer.usgs.gov/> sous forme de grille de données (Raster) avec une résolution de 30 m.

La marge d'erreur constructrice du GPS différentiel RTK est de +/- 1 à 2 cm en X et Y auxquelles s'ajoutent +/- 2 à 3 cm en Z (Cartier, 2011) et la précision de données d'altitude USGS (United States Geological Survey) est d'environ quelques mètres.

I.2 Bathymétrie du lac.

Pour la partie immergée du lac (profondeur maximale d'environ -42 m), les données bathymétriques à haute résolution ont été obtenues en utilisant un échosondeur monofaisceau Humminbird 998 C, embarqué sur un Zodiac et mesure la profondeur Z couplée au GPS Différentiel RTK donnant les coordonnées (X, Y) de chaque point (Fig. CH II. 3). La marge d'erreur verticale de cet échosondeur est d'environ ± 0.1 m.



Fig. CH II. 3 : Schéma d'acquisition des données bathymétriques du lac Azigza (avril 2015).

L'échosondeur ou « sondeur acoustiques » monofaisceau est un appareil électronique de détection subaquatique, il indique la présence d'obstacles, spécialement les fonds, et permet la mesure de la profondeur. Il se base sur l'émission d'un signal acoustique qui va être réfléchi par le fond. L'écho est reçu par le même transducteur. La connaissance de sa célérité moyenne dans l'eau (de l'ordre de 1500 m/s), la mesure du temps de parcours (dt) permet d'accéder à la profondeur minimale entre l'émetteur/récepteur et le fond.

Cet ensemble de données a permis de produire un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de haute résolution (1 m) du bassin hydrographique et une bathymétrie haute résolution du lac Azigza (Fig. CH II. 4). Ces jeux de données sont importés dans le logiciel SIG (Système d'information géographique, ArcGIS 10.3) pour l'évaluation de la qualité du MNT, la conversion des données, le géoréférencement, l'extraction des profils, la visualisation et le calcul du volume et de la surface.

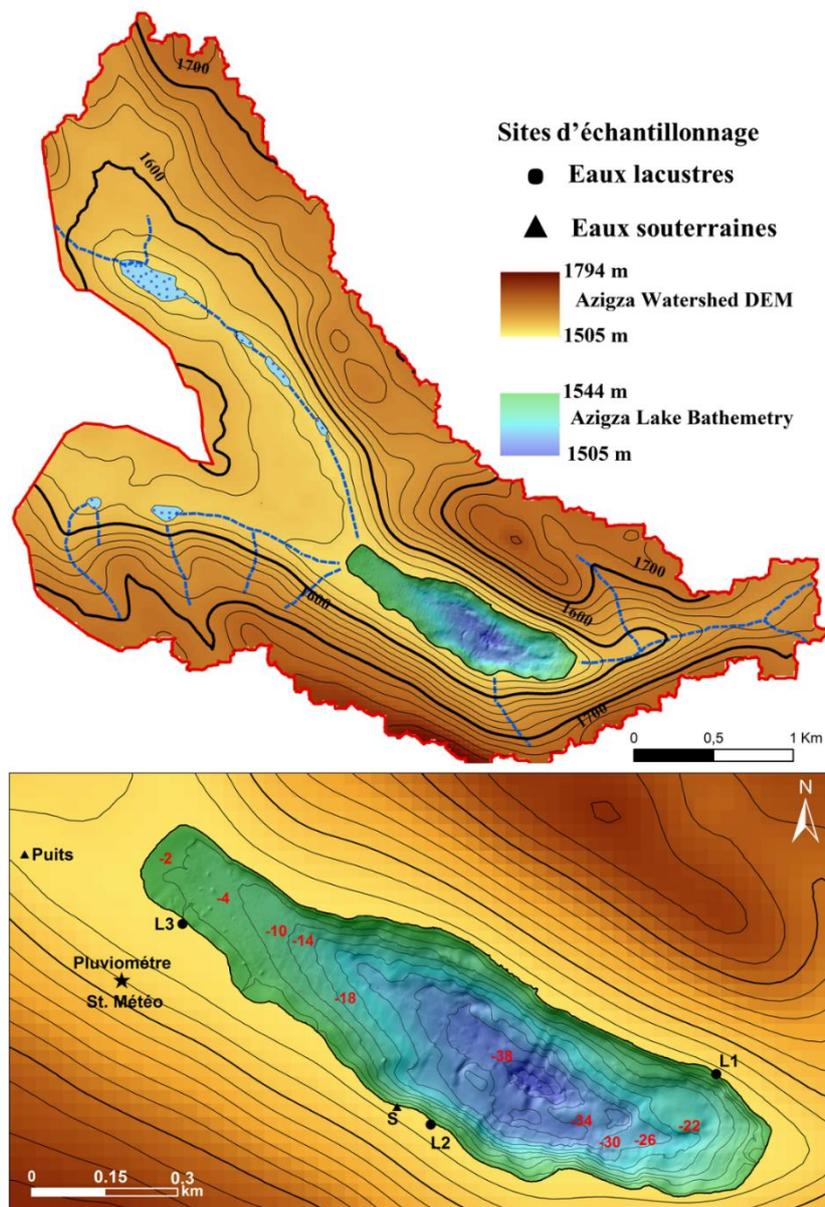


Fig. CH II. 4 : MNT du bassin versant du lac Azigza et sa bathymétrie et localisation des sites d'échantillonnage.

I.3 Relation V-S-h.

Les relations entre le volume, la surface et le niveau du lac (V-A-h) ont été calculées à l'aide du logiciel SIG (ArcGIS 10.3) à partir du MNT et de la bathymétrie établis précédemment. Plusieurs modèles de régression ont été testés. Les données de $V = f(h)$ et $S = f(h)$ ont été finalement ajustées par un polynôme du troisième degré avec la méthode des moindres carrés (Fig. CH II. 5).

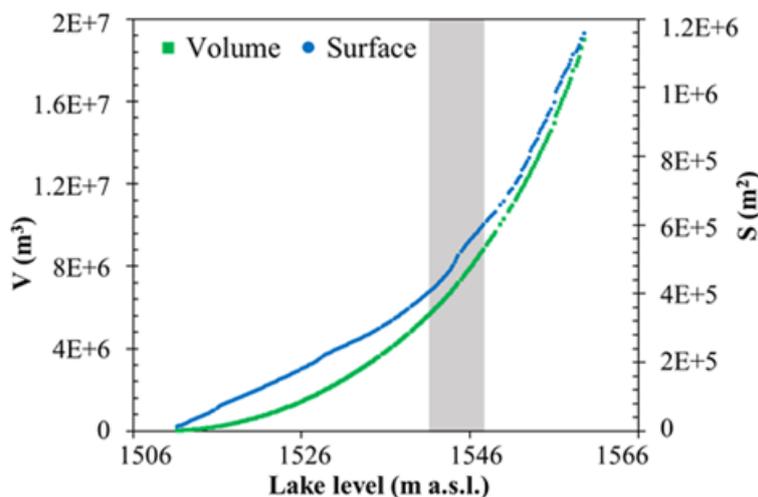


Fig. CH II. 5 : Morphologie du lac et relation Volume-Surface-Cote.

Les équations correspondantes sont :

- Cas où la morphologie de la cuvette lacustre et de son bassin versant prend en compte les fluctuations du niveau du lac depuis le plus bas niveau de 1511 m a.s.l. jusqu'au plus haut niveau de 1560 m a.s.l. :
 - (1) $V = (1.56 \times 10^2 \times h^3) - (7.11 \times 10^5 \times h^2) + (1.08 \times 10^9 \times h) - 5.44 \times 10^{11}$ ($R^2 = 0,99$)
 - (2) $S = (13.9 \times h^3) - (6.35 \times 10^4 \times h^2) + (9.68 \times 10^7 \times h) - 4.92 \times 10^{10}$ ($R^2 = 0,99$)
- Cas où seule la morphologie actuelle de la cuvette lacustre (période d'observation entre octobre 2012 jusqu'à octobre 2016) est considérée :
 - (3) $V = (4.94 \times 10^5 \times h) - 7,56 \times 10^8$ ($R^2 = 0,99$)
 - (4) $S = (3.36 \times 10^4 \times h) - 5,14 \times 10^7$ ($R^2 = 0,99$)

I.4 Altitude du lac.

Les différentes références bibliographiques ayant pour objet le lac Azigza mentionnent une altitude de ce lac qui varie d'une étude à l'autre : Panouse, 1950, propose une altitude de 1700 m ; Gayral and Panouse, 1954 donnent une altitude de 1800 m, tandis que Flower et al, 1992 et Benkaddour et al, 2005, Benkaddour et al, 2008 restent sur une altitude de 1470 m. Ces écarts sont liés principalement aux types des GPS utilisés ainsi qu'à leur précision.

En 1977, la division de la carte de la Direction de la Conservation Foncière et des Travaux Topographiques (DCFTP) de Rabat, a publié la feuille topographique NI-30-I-4c (KARROCHAN, 1/50 000, Fig. CH II. 6) dont fait partie le lac Azigza. L'altitude du lac donnée est de 1490 m.

En avril 2015, les levés topographiques réalisés dans le cadre de cette thèse ont indiqué que le lac est situé à une altitude de 1544 m a.s.l..

La carte de KARROUCHAN (1977) est réalisée selon la projection Conique Conforme de Lambert référencée par l'EPSG (European Petroleum Survey Group) sous le code 26191 et qui se caractérise par un datum basé à Merchcich, l'ellipsoïde de Clarke 1880 et couvre la partie nord du Maroc (au-delà 31.5 ° N).

Les cartes réalisées dans le cadre de ce travail utilisent la projection Cylindrique Transverse Universelle de Mercator (UTM) référencée par l'EPSG sous le code 32629 et qui se caractérise par un datum basé sur le système géodésique mondial, l'ellipsoïde de WGS 84 et couvre la zone 29 entre 12 °W et 6 °W sur l'hémisphère nord.

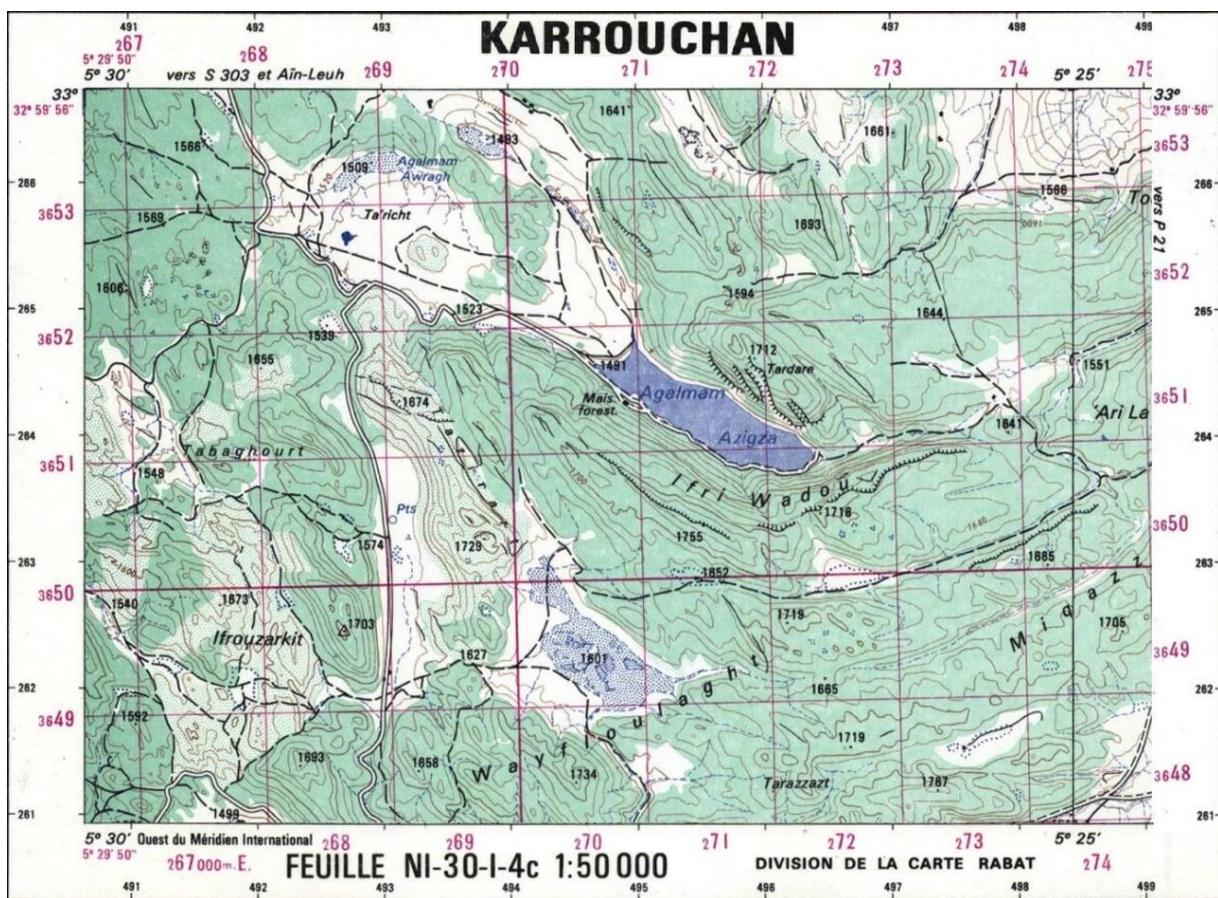


Fig. CH II. 6 : Carte topographique 1/50 000 de Karrouchan (Division de la carte, Rabat, 1977).

L'écart observé entre notre mesure (1544 m a.s.l.) et celle de la DCFTP (1490 m) de Rabat est généralement lié au système de coordonnées ainsi qu'à la projection cartographique utilisés. Or, il existe de nombreux systèmes de coordonnées qui sont recensés par l'EPSG en attribuant un code à chacun. Certains systèmes seront adaptés à des zones précises, d'autres à la Terre entière. C'est la raison pour laquelle, toute indication d'altitude doit être complétée par le système de projection utilisé.

II. ÉCHANTILLONNAGE ET INSTRUMENTATION DU SITE D'ÉTUDE.

La plupart des études réalisées au site d'Azizga (cf. CH. I) se basent sur une caractérisation hydrologique, hydrochimique, et isotopique ponctuelle des eaux du site. Dans cette thèse, nous avons procédé à la mise en place d'un échantillonnage mensuel complété ensuite par l'acquisition de données journalières.

II.1 Choix des sites d'échantillonnage.

Le prélèvement des échantillons d'eaux de la surface du lac a été réalisé au niveau de 3 sites de bordures lacustres qui ont été choisis de manière à avoir des échantillons représentatifs des conditions hydrologiques du lac (il n'a pas été possible de se déplacer à chaque fois au centre du lac) (cf. Fig. CH II. 4, Tab. CH II. 1). Des échantillons d'eaux ont également été prélevés au centre du lac Azizga lors de la réalisation des profils thermiques verticaux.

Le premier site (L1) se trouve à côté des ravines drainant les eaux de ruissellement de la rive sud-est du lac ; le deuxième site (L2) caractérise la zone de contact avec les formations carbonatées (calcaire et dolomie) très fissurées et se situe au niveau des résurgences de plusieurs sources intermittentes indiquant ainsi la direction des écoulements souterrains (Benkaddour *et al.*, 2008) et le troisième site (L3) se trouve au milieu de la prairie en charophytes. De plus, la morphologie et la hauteur de la lame d'eau diffèrent d'un point de mesure à l'autre, en effet, le point L3 se trouve au niveau d'une berge plane à faible profondeur, alors que L2 est localisée sur une berge rocailleuse à pente abrupte et L1 se trouve à une position intermédiaire.

Un prélèvement des eaux souterraines au niveau du puits adjacent au lac et des sources (S1, S2, S3) lorsqu'elles coulaient, a également été effectué.

Ces prélèvements ont été effectués avec un pas de temps mensuel suffisant pour détecter les variations hydrologiques et hydrogéochimiques saisonnières et couvrent la période d'octobre 2012 à octobre 2014.

Un niveau repère du niveau du lac a été marqué en avril 2013 (peinture noire) proche du site L2. Ce niveau a permis une mesure mensuelle du niveau du lac entre avril 2013 et novembre 2014.

La position géographique des points d'échantillonnage (cf. Fig. CH II. 4) a été déterminée à l'aide d'un GPS portable afin d'assurer le prélèvement périodique au même endroit. Le GPS utilisé est de type GARMIN GPSmap 60CSx de précision inférieure à 2 m.

II.2 Protocole d'échantillonnage.

Afin de garantir la qualité des analyses physico-chimiques et isotopiques des échantillons d'eaux, il faut adopter un protocole d'échantillonnage bien précis respectant la variabilité du système étudié dans le temps et dans l'espace. L'échantillonnage d'une eau comprend, le prélèvement, le conditionnement de l'échantillon, ainsi que son stockage jusqu'au moment de l'analyse. Chaque mois au niveau de chaque site, 2 à 3 échantillons sont prélevés pour les analyses isotopiques, chimiques (Tab. CH II. 1).

Le prélèvement des échantillons d'eaux au niveau du puits et du lac peut se faire à partir de la lame d'eau superficielle ou même en profondeur en allant jusqu'au fond (lacustre ou du puits) en parcourant toute la colonne d'eau. Ce prélèvement est assuré par un échantillonneur d'eau suspendu à un câble de manœuvre gradué permettant de mesurer la profondeur du prélèvement, l'eau ainsi prélevée fait l'objet de la prise d'échantillon et la mesure des paramètres physico-chimiques *in situ* permettant ainsi de réaliser les profils thermiques de la colonne d'eau. Le déplacement à l'intérieur du lac pour l'échantillonnage des eaux en profondeur se fait à l'aide d'un zodiac (Fig. CH II.7).



Fig. CH II. 7 Déplacement au milieu du lac (avril 2014).

Les échantillons d'eaux destinés aux analyses isotopiques sont contenus dans des petits flacons en verre ombré de 30 ml et les échantillons d'eaux servant aux analyses physico-chimiques, sont contenus dans des bouteilles en plastique (bouteille d'eau minérale) de 500 ml (2 bouteilles pour chaque échantillon). Les flacons de prélèvement sont rincés plusieurs fois avec de l'eau à échantillonner avant de les remplir puis les fermer hermétiquement et les entreposer correctement. Les échantillons prélevés ne subissent aucun conditionnement et sont identifiés par le nom du lac (Azizga) suivi de la référence du point de prélèvement et la date du prélèvement.

Date	Prélèvement d'échantillons			
	Pluie	Lac	Puits	Sources
06/10/2012	x	x	x	
06/11/2012	x	x	x	
06/12/2012	x	x	x	
05/01/2013	x	x	x	
06/02/2013	x	x	x	
08/03/2013	x	x	x	
17/04/2013	x	x	x	x
08/05/2013	x	x	x	x
01/06/2013	x	x	x	x
06/07/2013	x	x	x	x
14/08/2013	x	x	x	x
07/09/2013	x	x	x	
08/10/2013	x	x	x	
04/11/2013	x	x	x	
01/12/2013	x	x	x	
01/01/2014	x	x	x	
05/02/2014	x	x	x	
05/03/2014	x	x	x	
14/04/2014	x	x	x	
07/05/2014	x	x	x	
07/06/2014	x	x	x	
06/07/2014	x	x	x	
05/08/2014	x	x	x	
07/09/2014	x	x	x	x
11/10/2014	x	x	x	x
18/11/2014	x	x	x	
07/03/2015		x	x	x
27/04/2015		x	x	
21/09/2015		x	x	
05/11/2015				
10/05/2016				
18/10/2016		x	x	
27/07/2017		x	x	

Tab. CH II. 1 : Détails des campagnes d'échantillonnage des eaux au lac Azigza.

II.3 Instrumentation du site d'étude.

II.3.1 Collecteur de pluie.

En octobre 2012, nous avons installé un collecteur de pluie calibré sur le toit de la maison forestière adjacente au lac Azigza (Fig. CH II. 4 et 8a). Ce collecteur a servi principalement comme support de prélèvement des échantillons mensuels des eaux de pluie entre octobre 2012 et octobre 2014 dans le but de déterminer leur signature isotopique.

II.3.2 Station météorologique.

Pour compléter les données hydroclimatiques du site Azigza, nous avons installé en novembre 2014 une station météorologique (mesure horaire des précipitations, température, rayonnement solaire, l'humidité relative et de vitesse du vent, cf. Fig. CH II. 4) en bénéficiant du support logistique du LMI-TREMA (Laboratoire Mixte International : Télédétection et Ressources en Eau en Méditerranée semi-

Aride) sis à l'université de Cadi Ayyad. La collaboration avec le LMI-TREMA a permis également l'intégration du site Azigza dans la zone d'intérêt de ce laboratoire.

Le choix de l'emplacement de la station s'est basé sur deux critères : premièrement, assurer l'enregistrement des conditions hydrométéorologiques représentatives du lac Azigza ; et deuxièmement, assurer la sécurité de la station et de ses composantes. Pour cela, la station a été installée à côté de la maison du garde forestier du site Azigza. Cet emplacement peut être à l'origine d'incertitude sur les vitesses du vent liée à la proximité des arbres qui peuvent constituer des obstacles contre la circulation du vent. Pour les autres paramètres mesurés (température de l'air, humidité relative, rayonnement solaire et précipitations), ils présentent seulement l'incertitude sur la précision des appareils de mesures, car l'endroit en dessus de la station est bien dégagé (Fig. CH II. 8b).

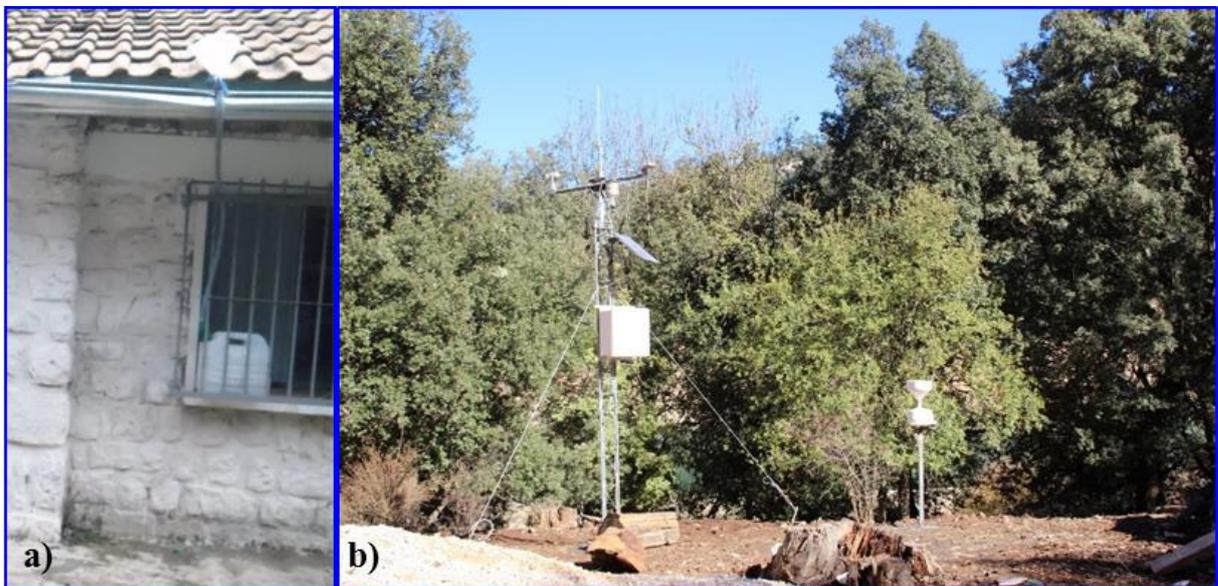


Fig. CH II. 8 : a) Collecteur de pluie installé sur le toit de la maison forestière b) Station météorologique installée sur le site d'étude Lac Azigza.

Les capteurs de température (thermomètre), du rayonnement solaire (pyranomètre) et de vitesse du vent (anémomètre) sont installés à une hauteur de 3.70 m par rapport au sol. La dénivelée de la station météorologique par rapport au niveau du lac est d'environ 25 à 30 m. La station s'éloigne du centre du lac avoisine 700 m à vol d'oiseau.

Les données météorologiques utilisées dans le cadre de cette thèse, ont été enregistrées entre novembre 2014 et octobre 2016 (Tab. CH II. 2). Suite à des problèmes techniques de la station, deux périodes d'interruption de mesure sont à noter : 20/09/2015 - 04/11/2015 et 09/06/2016 - 31/10/2016. Actuellement, la station est en cours de fonctionnement après l'intervention des techniciens de LMI-TREMA qui ont également équipé la station d'un système de transmission de données en temps réel.

II.3.3 Data-Loggers.

L'instrumentation du site s'est poursuivie par l'installation d'une sonde de mesure du niveau du lac de type CTD-Diver (gamme de pression jusqu'à 50 m.H₂O avec une précision de ± 10 cm.H₂O) qui permet de mesurer avec un pas de temps horaire la pression, la conductivité électrique et la température de l'eau du lac. En novembre 2014, cette sonde est fixée à une profondeur d'environ 3 m (varie selon le niveau du lac) à l'aide d'une tige liée à un support lesté mis au fond du lac et tenue par quatre ancres pour assurer la position verticale de la sonde (Fig. CH II. 9). En parallèle, une sonde appelée Baro-Diver a été installée à la même altitude de la station météorologique décrite ci-dessus et permet de mesurer avec un pas de temps horaire la pression atmosphérique et la température de l'air.

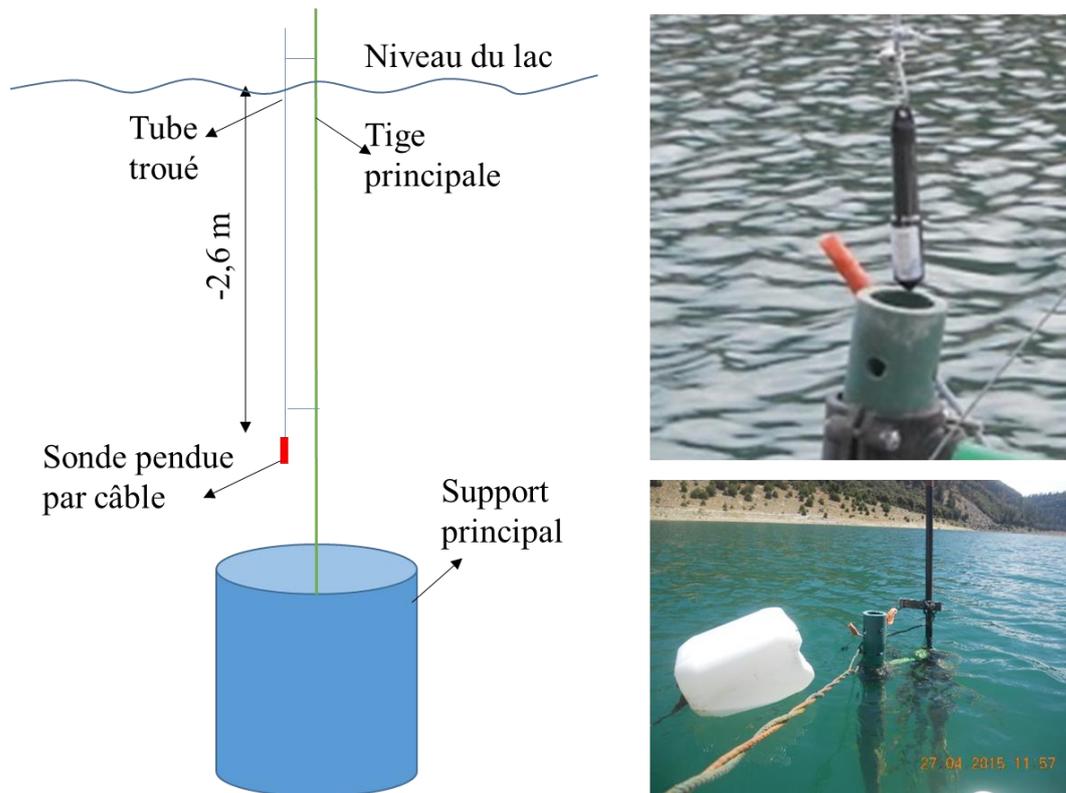


Fig. CH II. 9 : Système de fixation de la sonde CTD-Diver installé sur site d'étude Lac Azigza.

Les sondes Diver mesurent une pression absolue. Si la pression atmosphérique varie, la pression de l'eau mesurée par la CTD-Diver variera aussi, sans avoir de variation de niveau de l'eau. D'où la nécessité d'une compensation barométrique pour obtenir la pression effective de la colonne d'eau.

La mesure du niveau du lac est déterminée par le calage de la pression effective au niveau de références du lac. L'enregistrement des données par la sonde CTD-Diver a cessé depuis le 15/05/2016 suite à un problème de fixation. Quant à la sonde Baro-Diver, à partir de 17/09/2015, cette sonde a mal enregistré la pression atmosphérique (Tab. CH II. 2).

Date	Mesure in situ		
	Niveau du puits	Paramètres Physicochimiques	Précipitations
06/10/2012	x	x	x
06/11/2012	x	x	x
06/12/2012	x	x	x
05/01/2013	x	x	x
06/02/2013	x	x	x
08/03/2013	x	x	x
17/04/2013	x	x	x
08/05/2013	x	x	x
01/06/2013	x	x	x
06/07/2013	x	x	x
14/08/2013	x	x	x
07/09/2013	x	x	x
08/10/2013	x	x	x
04/11/2013	x	x	x
01/12/2013	x	x	x
01/01/2014	x	x	x
05/02/2014	x	x	x
05/03/2014	x	x	x
14/04/2014	x	x	x
07/05/2014	x	x	x
07/06/2014	x	x	x
06/07/2014	x	x	x
05/08/2014	x	x	x
07/09/2014	x	x	x
11/10/2014	x	x	x
18/11/2014	x	x	x
07/03/2015	x	x	x
27/04/2015	x	x	x
21/09/2015	x		
05/11/2015			
10/05/2016			
18/10/2016	x		
27/07/2017	x		

Date	Mesure in situ		Niveau du lac	
	Précipitations	Niveau du lac		
06/10/2012	x			
06/11/2012	x			
06/12/2012	x			
05/01/2013	x			
06/02/2013	x			
08/03/2013	x			
17/04/2013	x			
08/05/2013	x			
01/06/2013	x			
06/07/2013	x			
14/08/2013	x			
07/09/2013	x			
08/10/2013	x			
04/11/2013	x			
01/12/2013	x			
01/01/2014	x			
05/02/2014	x			
05/03/2014	x			
14/04/2014	x			
07/05/2014	x			
07/06/2014	x			
06/07/2014	x			
05/08/2014	x			
07/09/2014	x			
11/10/2014	x			
18/11/2014	x			
07/03/2015	x			
27/04/2015	x			
21/09/2015				
05/11/2015				
10/05/2016				
18/10/2016				
27/07/2017				

Tab. CH II. 2 : Récapitulation des prélèvements et mesures in situ effectués au niveau du site Azigza.

III. COLLECTE DE DONNÉES MÉTÉOROLOGIQUE RÉGIONALE.

La compréhension du régime hydroclimatique du lac Azigza sur les quatre cycles annuels de la période d’observation (octobre 2012-octobre 2016) ne peut pas être accomplie dans un cadre isolé et l’intégration du site dans un cadre régional et temporel est indispensable. Pour cela, deux types de données ont été utilisés dans le cadre de cette thèse pour comparer et compléter les séries de données hydroclimatiques acquises sur le site Azigza : 1) données journalières couvrant les quarante dernières années fournies par l’Agence du Bassin Hydraulique de l’Oum Er Rbia (ABHOER) ; 2) données de réanalyses issues du Climate Research Unit (CRU) couvrant le dernier siècle et d’Era-Interim valables à partir 1979 jusqu’à nos jours.

III.1 Données météorologiques régionales.

Les stations météorologiques de l’ABHOER les plus proches du site d’étude le lac Azigza (stations de Tarhat, Tamchachate et d’Aval-Elheri) fournissent des séries de données journalières et mensuelles sur une quarantaine d’années (Fig. CH II. 10 ; Tab. CH II.3).

Station	Données	Z en m	Période de suivi
Tarhat	P, T, H, E et V	873	1970-2017
Tamchachate	Précipitations	1685	1975-2017
Aval-Elheri	Précipitations	830	1971-2017

Tab. CH II. 3 : Caractéristiques des stations météorologiques environnantes au site Azigza.

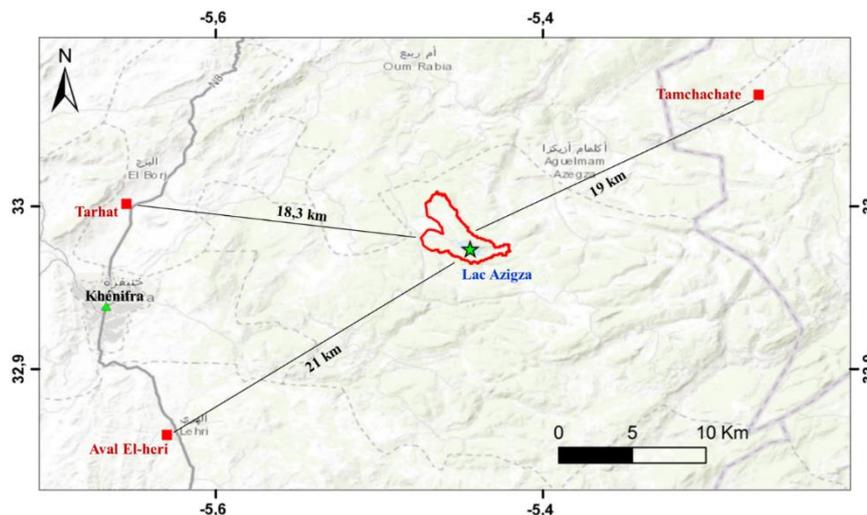


Fig. CH II. 10 : Répartition spatiale des stations météorologiques les plus proches du site d'étude Lac Azigza.

III.2 Données de réanalyses.

Nous nous sommes également intéressés aux bases de données de réanalyses qui d'une part, permettent d'avoir des séries climatiques complètes sur des échelles de temps plus longues ; et d'autre part, fournissent une panoplie de paramètres climatiques et hydrométéorologiques couvrant l'ensemble du globe terrestre.

III.2.1 Données Climate Research Unit 'CRU'.

Ces données proviennent de la base de données de l'unité de recherche CRU « Climate Research Unit » de l'université d'East Anglia au Royaume-Uni (CRU Time Series version 4.01, voir Harris *et al.*, 2014, Mitchell and Jones, 2005).

La base de données CRU TS 4.01 fournit des données au pas de temps mensuel des variables suivantes : température de l'air (moyenne, minimale et maximale) à 2 mètres, variation diurne de température, précipitations, fréquence de jours de pluie, fréquence de jours de gel, évapotranspiration et pression de vapeur.

Cette base est construite à partir d'observations mensuelles homogénéisées du climat provenant des agences météorologiques nationales, du National Climatic Data Center (NCDC), de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et d'autres sources réparties sur tout le globe (New *et al.*, 2000).

Les données géolocalisées CRU TS 4.01 couvrent la période allant de janvier 1901 jusqu'à décembre 2016 sur une grille régulière d'une résolution de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ en latitude et longitude (environ 50×50 km à l'équateur) incluant tous les continents à l'exception de l'Antarctique.

Chacune de ces données mensuelles correspond à une moyenne pondérée des observations de stations situées dans une cellule donnée (pixel de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$), et/ou d'observations de stations les plus proches en dehors du pixel considéré dans le cas où ce pixel ne contient pas de stations fournissant les données. Le site d'étude le lac Azigza se situe à l'intérieur de la cellule 32.75°N et 5.25°W de la grille CRU TS 4.01 (Fig. CH II. 11).

Les poids dans la moyenne des données de stations dépendent de la corrélation observée entre les données des différentes stations entourant une cellule donnée. Cette corrélation qui est une fonction inverse de la distance entre ces stations. Le nombre de stations contribuant dans une cellule varie en fonction de la zone couverte, de la variable et de la période considérée.

Pour chaque variable, l'influence d'une station sur l'autre est définie par un seuil appelé CDDs (Correlation Decay Distances) au-delà duquel le poids de la station devient nul. Notons que ce seuil varie de 450 km pour les précipitations jusqu'à 1200 km pour les températures (New *et al.*, 2000).

Pour notre site d'étude le lac Azigza, la carte (Fig. CH II. 11) illustre toutes les stations météorologiques (20 stations) contribuant au calcul des moyennes pondérées des deux variables (précipitations et températures) sur la période 1901-2014. Ces stations sont réparties entre l'extrême sud du Portugal (1 station) et de l'Espagne (4 stations), la partie nord-ouest de l'Algérie (3 stations) ainsi que la partie nord du Maroc (12 stations) dont les stations les plus proches du site d'étude et en zone de montagne ne comptent que 4 stations (Meknès, Fès, Taza et Midelt).

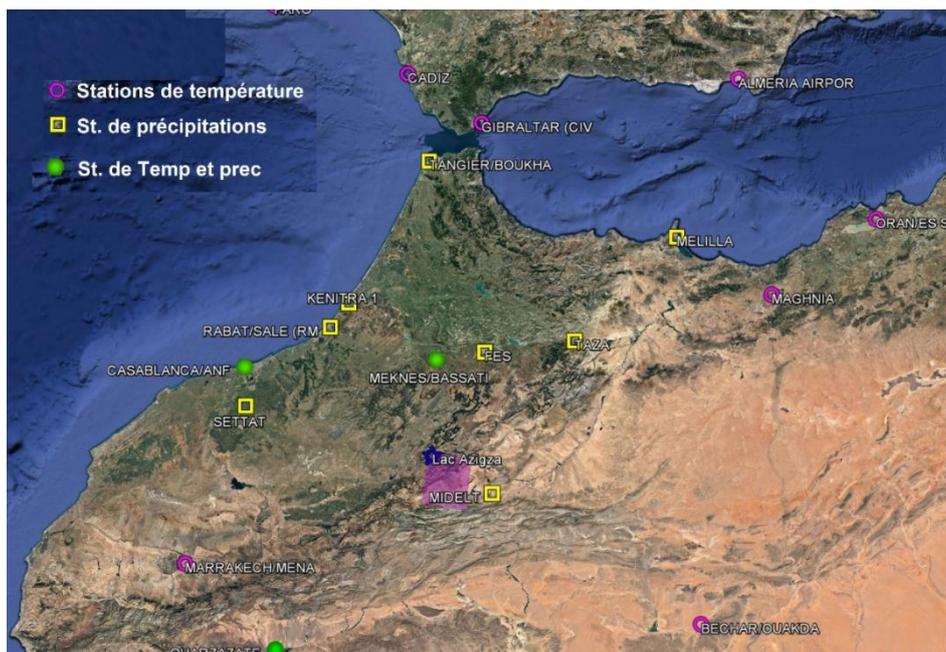


Fig. CH II. 11 : Répartition spatiale des stations contribuant à la cellule de la grille CRU TS 4.01 contenant le lac Azigza.

La production de ces données passe par plusieurs étapes de construction et de contrôle de qualité et les données de stations qui ne répondent pas aux exigences de validité ont été supprimées ou remplacées par des moyennes de séries.

Tous les détails concernant la méthode de construction de cette climatologie figurent dans Mitchell and Jones (2005). Les données mensuelles CRU TS 4.01 utilisées dans notre étude sont : la température de l'air, les précipitations, l'évapotranspiration et la pression de vapeur.

III.2.2 Données Era Interim.

Le Centre Européen de Prévision Météorologique à Moyen Terme (CEPMMT) met à la disposition de la communauté scientifique les sorties d'un modèle global atmosphérique (IFS - Integrated Forecasting System) dont la particularité est d'assimiler régulièrement des données mesurées (température de l'air, humidité relative, pression, vent, etc.), récoltées sur l'ensemble du globe à heures fixes (issues de mesures *in situ*, de radiosondages, de données satellites, etc.) de façon à ce que les prévisions à moyen terme découlent d'un état initial le plus proche possible du réel.

Les données ERA-Interim couvrent la période entre 1979 jusqu'à aujourd'hui (initialement débutant en 1989 ; 10 années supplémentaires ont été calculées en 2011) et la base est mise à jour presque en temps réel (Dee *et al.*, 2011).

Dans le cadre de notre étude, nous utilisons les données suivantes : Précipitations, Température de l'air (moyenne, max, min, point de rosée), rayonnement à ondes courtes, rayonnement à ondes longues et pression atmosphérique. Les données sont disponibles toutes les 3 heures et couvrent la totalité du globe avec une grille de résolution horizontale projetée de $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

III.3 Traitement des données hydroclimatiques.

Afin d'utiliser les données hydroclimatiques (pluviométrie, température de l'air, et humidité relative) obtenues au site du lac Azigza pour l'établissement du bilan hydrologique du lac Azigza, nous devons d'abord nous assurer de leurs représentativités locale et régionale. Pour cela, nous avons cherché à comparer nos données couvrant la période novembre 2014 à mai 2016 (Tab. CH II. 4) avec des données hydroclimatiques régionales sur des pas de temps différents (journalier, mensuel et annuel).

Date	Précipitations (mm)	Température (°C)	Humidité relative (%)	Vitesse du vent (m/s)	Rayonnement solaire (W/m ²)	
nov.-14	190.5	8.1	78.6	0.8	62.9	
déc.-14	153.3	3.3	82.5	0.5	76.5	
janv.-15	114.2	3.0	74.5	0.5	82.3	
févr.-15	79.2	2.8	80.8	0.6	134.9	
mars-15	55.0	7.3	72.6	0.5	193.3	
avr.-15	4.0	13.4	64.0	0.6	269.9	
mai-15	10.5	17.3	55.5	0.6	283.9	
juin-15	22.0	18.6	56.6	0.6	314.0	
juil.-15	26.7	23.4	44.7	0.6	293.2	
août-15	17.0	22.1	53.3	0.6	256.8	
sept.-15	2.4	17.2	64.5	0.5	216.8	
oct.-15	-	13.3	73.7	0.5	145.4	
nov.-15	3.0	8.1	65.0	0.3	115.1	
déc.-15	0.0	6.8	54.8	0.3	95.4	
janv.-16	35.2	5.4	72.1	0.4	102.6	
févr.-16	69.9	4.8	71.7	0.6	137.9	
mars-16	59.0	5.4	73.3	0.6	201.2	
avr.-16	6.3	10.7	68.9	0.7	272.1	
mai-16	36.0	14.2	66.4	0.6	255.6	
2014/2015	Moyenne	672.4	11.9	66.3	0.6	196.8
	Max	190.5	23.4	82.5	0.8	314.0
	Min	4.0	2.8	44.7	0.5	62.9
2015/2016	Moyenne	211.9	9.5	67.8	0.5	171.3
	Max	69.9	17.2	73.7	0.7	272.1
	Min	0.0	4.8	54.8	0.3	95.4

Tab. CH II. 4 : Détails et statistiques de différents paramètres mesurés par la station d'Azigza.

III.3.1 Précipitations.

Pour le lac Azigza, les données de précipitations disponibles sont celles obtenues par le pluviomètre de la station météorologique (novembre 2014 jusqu'à nos jours). Afin d'obtenir une série de données de précipitations homogènes et valides sur toute la période d'observation (octobre 2012 - octobre 2016), nous avons effectué un travail de comparaison de données locales à des données régionales et de réanalyses. Pour cela, un travail de validation de données est nécessaire.

III.3.1.1 Validation des données de précipitations.

Le traitement primaire de données consiste essentiellement à détecter toutes anomalies sur les séries de données brutes. Les données obtenues représentent des séries temporelles mensuelles sur 114 ans pour les données d'observations de CRU et des séries temporelles journalières de 47 ans pour la station de Tarhat, 42 ans pour la station de Tamchachate et 46 ans pour la station d'Aval-Elheri.

1) Données régionales ABHOER :

Dans notre cas, les données mensuelles recueillies de la base de données CRU ne présentent aucune anomalie, car elles ont fait l'objet d'un contrôle de qualité robuste auparavant. Par contre, les données journalières obtenues des stations de Tarhat, Tamchachate et Aval-Elheri présentent des lacunes

dont le détail est reporté dans le tableau ci-dessous (Tab. CH II.5). Ces lacunes peuvent être dues à plusieurs raisons comme la panne de l'appareil, l'absence de l'observateur ou l'arrêt de la station, etc..

Stations	Tarhat	Tamchachate	Aval-Elheri
Nombre de jours ratés	1217	2247	451
Nombre total de jours	16009	14183	15856
Pourcentage %	7,6	15,8	2,8
Période concernée	1970-1984	1975-1998	1971-1985

Tab. CH II. 5 : Inventaire des données journalières manquantes dans les séries pluviométriques.

Les données de la station d'Aval-Elheri sont les plus complètes et contiennent 2.8 % de données journalières manquantes.

2) Données de réanalyses CRU :

Si pour un mois donné et pour une cellule donnée, il n'y a aucune station fournissant les données dans un rayon défini selon le seuil CDDs, alors la valeur de la variable de ce mois sera la moyenne de toutes les valeurs de ce mois disponibles à cette cellule sur la période de base 1961/1990 (Harris *et al.*, 2014).

III.3.1.2 Méthode des doubles cumuls.

La méthode la plus répandue qui permet de détecter l'existence d'une hétérogénéité dans une série pluviométrique, est la méthode des doubles cumuls. Cette dernière consiste à comparer les stations pluviométriques deux à deux, en traçant le graphe des données cumulées des stations à comparer. Ces stations doivent couvrir la même période et suivre un régime climatique régional identique.

La méthode est fondée sur le principe qu'en absence d'anomalies, la droite des doubles cumuls présente des points alignés. En revanche, si une erreur s'est produite à l'une des stations, une cassure de la pente de la droite se manifeste à l'année contenant l'erreur.

1) Données régionales ABHOER et de réanalyses CRU.

Afin de valider l'homogénéité des données des stations par rapport aux données d'observations CRU TS 4.01, on prend par défaut les données de la grille sur laquelle se situe le lac Azigza et ayant les coordonnées du centre 32.75° en latitude et -5.25° en longitude.

Les graphes des doubles cumuls des précipitations mensuelles (Fig. CH II. 12) entre les données des stations de Tarhat, Aval-Elheri, Tamchachate et les données d'observations CRU deux à deux, montrent, de manière générale, une linéarité de la droite. Les données de ces trois stations ainsi que les données d'observations CRU ne présentent donc pas d'anomalies et d'hétérogénéité et indiquent que les stations retenues enregistrent les événements de précipitations de la même manière.

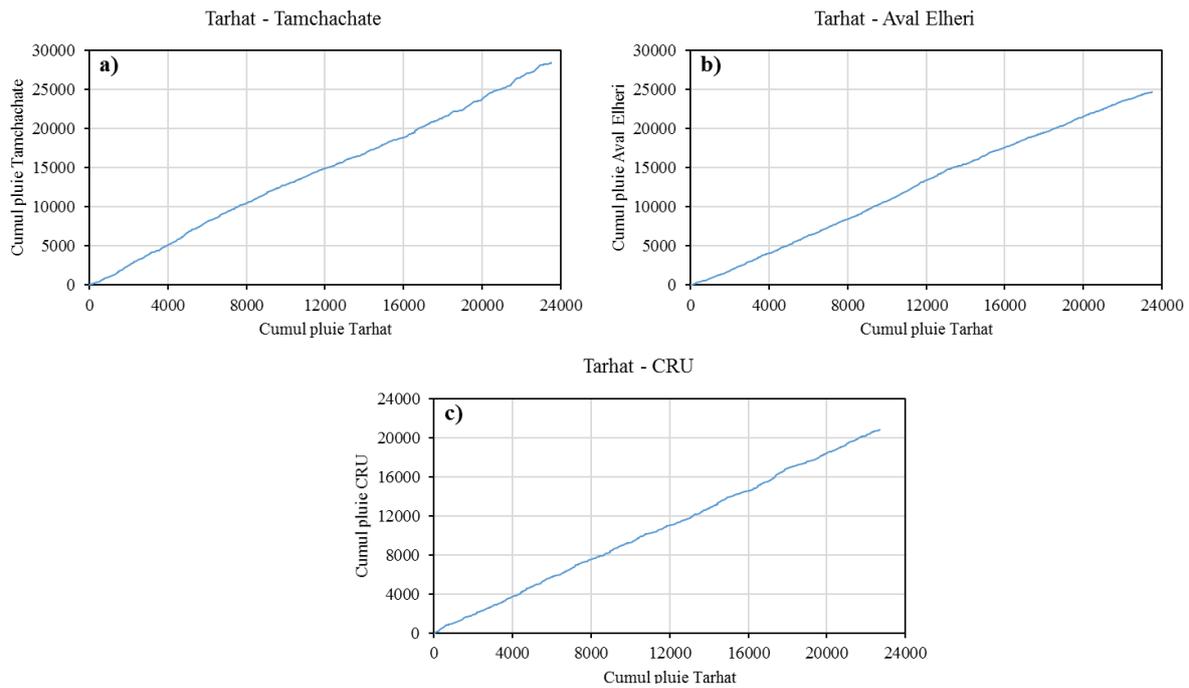


Fig. CH II. 12 : Doubles cumuls des précipitations mensuelles des données de stations de Tarhat, Tamchachate, Aval-Elheri et CRU sur la période 1973-2016.

III.3.2 Autres paramètres hydroclimatiques.

Cette partie est consacrée aux corrections apportées aux données hydroclimatiques enregistrées au site Azigza à la fois par la station météorologique (température de l'air, rayonnement solaire, humidité relative) et par les sondes Diver (pression atmosphérique). Vu les pannes survenues au cours de la période d'instrumentations du site Azigza (novembre 2014 – octobre 2016), les données de réanalyses Era Interim sont les plus appropriées (série journalière mise à jour jusqu'à nos jours) et choisies ici pour, d'une part, combler les gaps de données hydroclimatiques ; et d'autre part avoir une série de données valide sur une longue durée.

III.3.2.1 Température de l'air et rayonnement solaire.

Le comblement des gaps (entre 20/09/2015 et 04/11/2015 et entre 09/06/2016 et 31/10/2016) des données de température de l'air (T_a) et du rayonnement solaire (R_s) mesurés à la station d'Azigza, est assuré à l'aide de données de réanalyses Era Interim (Fig. CH II. 13 et 14) en se basant sur la corrélation entre ces données (Fig. CH II. 15).

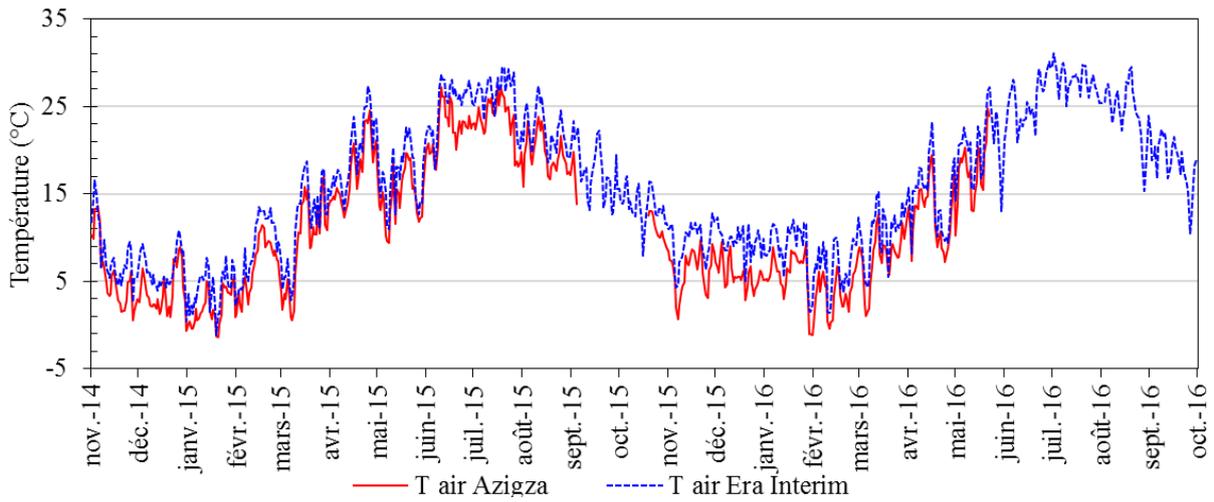


Fig. CH II. 13 : Température journalière de l'air enregistrée par la station météorologique d'Azigza (ligne rouge) et celle de données Era Interim (ligne bleue).

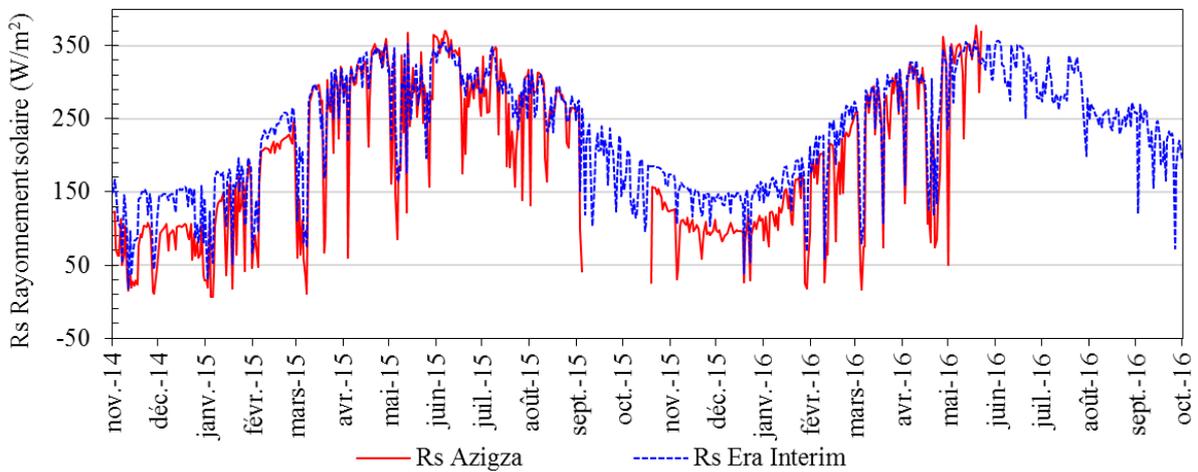


Fig. CH II. 14 : Rayonnement solaire journalier enregistré par la station météorologique d'Azigza (ligne rouge) et celui de données Era Interim (ligne bleue).

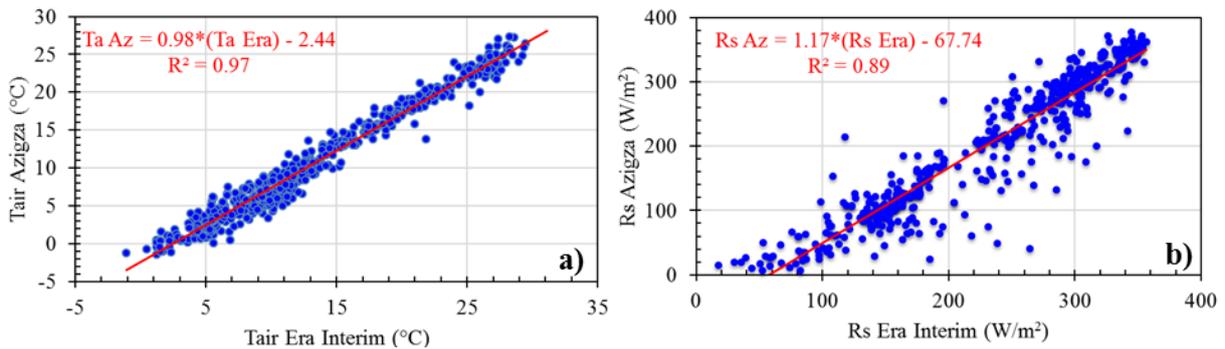


Fig. CH II. 15 : Analyse de corrélation entre les données de la station météorologique d'Azigza et les données Era Interim de a) Température journalière de l'air et b) Rayonnement solaire journalier.

La corrélation entre les données de température de l'air donne un r^2 de l'ordre de 0.97, et entre les données du rayonnement solaire indique un r^2 de l'ordre de 0.89. Les équations liant la température et le rayonnement solaire journalier de la station à celle de Era Interim sont :

$$(5) Ta_{Azigza} = 0.98 \times (Ta_{Era\ Interim}) - 2.44 \text{ avec } T \text{ température en } ^\circ\text{C}.$$

$$(6) Rs_{Azigza} = 1.17 \times (Rs_{Era\ Interim}) - 67.74 \text{ avec } Rs \text{ rayonnement solaire en } \text{W/m}^2.$$

III.3.2.2 Humidité relative RH.

Le comblement des gaps (entre 20/09/2015 et 04/11/2015 et entre 09/06/2016 et 31/10/2016) des données l'humidité relative de l'air (RH) mesurée à la station d'Azigza est assuré à l'aide de données de réanalyses Era Interim (Fig. CH II. 16) en se basant sur la corrélation entre les données (Fig. CH II. 17).

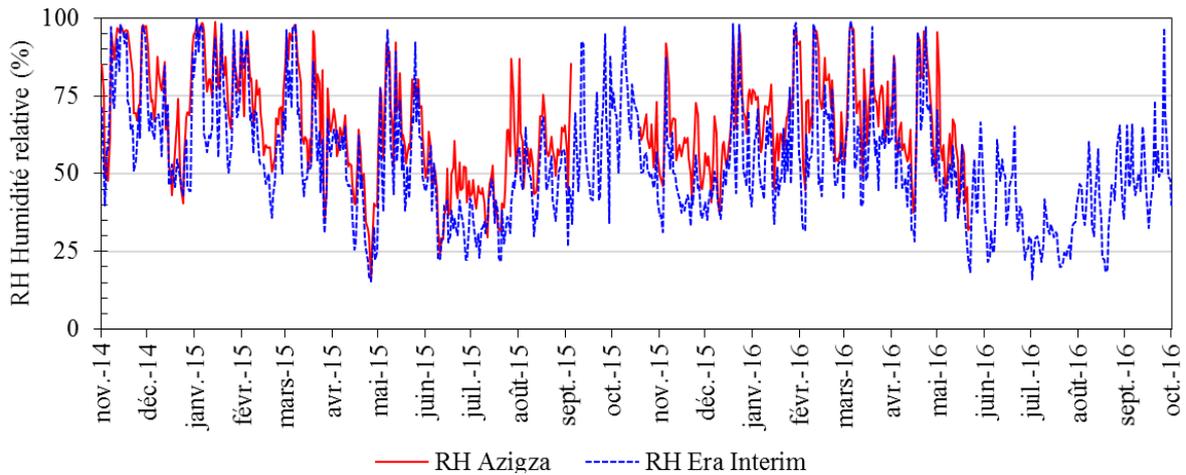


Fig. CH II. 16 : Humidité relative journalière enregistrée par la station météorologique d'Azigza (ligne rouge) et données Era Interim (ligne verte).

La corrélation entre les données de l'humidité relative affiche un r^2 de l'ordre de 0.77. L'équation liant l'humidité relative journalière de la station à celle de Era Interim est :

$$(7) RH_{Azigza} = 0.82 \times (RH_{Era\ Interim}) + 19.91 \text{ avec } RH \text{ humidité relative en } \%.$$

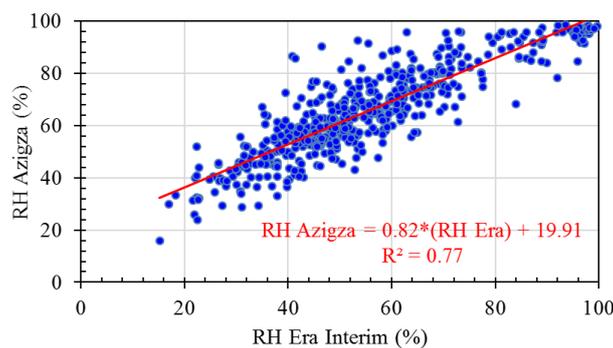


Fig. CH II. 17 : Analyse de corrélation de l'humidité relative journalière entre la station météorologique d'Azigza et les données Era Interim.

Les données de l'humidité relative Era Interim ne sont pas disponibles sur la base de données ECMWF, par contre ce paramètre a été calculé par la méthode exposée ci-dessous et en se servant des données de température de l'air (T_a), température de rosée (T_r) provenant de la base de données Era Interim.

L'humidité relative (RH) peut être calculée par le rapport entre la pression partielle de vapeur d'eau contenue dans l'air (P_a) et la pression de vapeur saturante (P_s), pour une température donnée. C'est une grandeur sans dimension et indiquée en % et exprimée comme suit (Jensen *et al.*, 1990) :

$$(8) RH (\%) = 100 \times (P_a / P_s)$$

P_s : Pression de vapeur saturante en kPa ;

P_a : Pression partielle de vapeur d'eau saturante en kPa.

La pression de vapeur saturante (P_s) est calculée à l'aide de la relation de Clausius-Clapeyron et dépend seulement de la température de l'air (T_a) :

$$(9) P_s = P_{s0} \times \exp [(L_v/R_v) \times ((1/T_0) - (1/T_a))]$$

où :

T_a : Température de l'air Era Interim (en **K**) ;

$L_v = 2503.106 \text{ J/kg}$: Chaleur latente de vaporisation de l'eau ;

$R_v = R/M_v = 461 \text{ J/K/kg}$: Constante molaire des gaz parfaits pour la vapeur d'eau (**R** : constante des gaz parfaits, **M_v** : masse molaire de l'eau) ;

$T_0 = 273.15 \text{ K}$;

$P_{s0} = 0.611 \text{ kPa}$: Pression de vapeur saturante à T_0 .

La pression partielle de vapeur d'eau saturante (P_a) est calculée par la même équation (9), mais cette fois-ci sur la base de la température de rosée au lieu de la température de l'air (T_a).

III.3.2.3 La vitesse du vent V.

Les gaps de la vitesse du vent ont été corrigés en mettant la moyenne de la vitesse du vent de la période fonctionnement sur les périodes des gaps (du 18/11/2015 jusqu'à 19/09/2015 et du 09/06/2016 au 31/10/2016), cette moyenne est de l'ordre de 0.6 m/s.

Une autre correction de la vitesse du vent a été appliquée, il s'agit de l'ajustement selon la hauteur de prise de mesure qui est dans notre cas de 3.70 m pour passer à la hauteur standardisée de 2 m par rapport au sol.

Cet ajustement repose sur la loi de "power law profile for wind speed" (Reed, 1974) et selon Allen *et al.* (2005), l'équation d'ajustement standardisé de la vitesse du vent à 2 m pour l'estimation d'évaporation est :

$$(10) U_2 = \frac{U_z \times 4.87}{\ln(67.8 \times Z_w - 5.42)}$$

U_2 : Vitesse du vent à 2 m au-dessus de la surface du sol (m/s) ;

U_z : Vitesse du vent mesurée (m/s) à la hauteur z au-dessus de la surface du sol ;

Z_w : Hauteur z au-dessus de la surface du sol, pour notre cas $z = 3.70 \text{ m}$.

III.3.3 Niveau du lac.

La mesure du niveau du lac est déterminée par le calage de la pression effective ($P_{\text{effective}} = P_{\text{ctd}} - P_{\text{atm}}$) au niveau de références du lac (cf. III.3).

La correction des données de pression atmosphérique (P_{atm}) enregistrées par la sonde Baro-Diver est réalisée en se basant sur la corrélation entre ces données et les données de pression atmosphérique fournies par la base de données de réanalyse ECMWF Era Interim (Fig. CH II. 18). Car à partir de 19/09/2015, la sonde Baro-Diver s'est arrêtée de fonctionner suite à un problème technique.

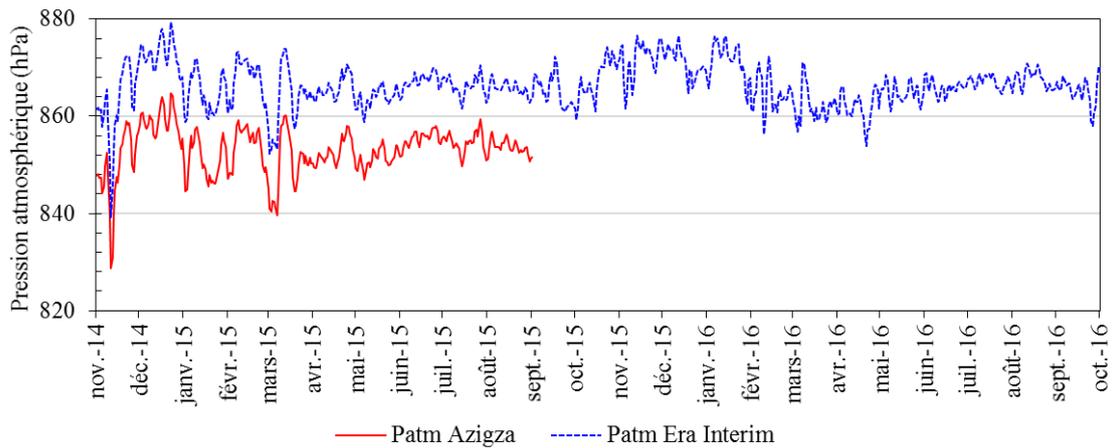


Fig. CH II. 18 : Pression atmosphérique journalière enregistrée par la sonde Baro-Diver d’Azigza (ligne rouge) et données Era Interim (ligne verte).

La corrélation réalisée sur la période commune entre 18/11/2014 et 19/09/2015 (Fig. CH II. 19) montre un coefficient r^2 de l’ordre de 0.95 et l’équation de correction est :

$$(11) P_{atm\ Azigza} = 0.95 \times (P_{atm\ Era\ Interim}) + 28.45$$

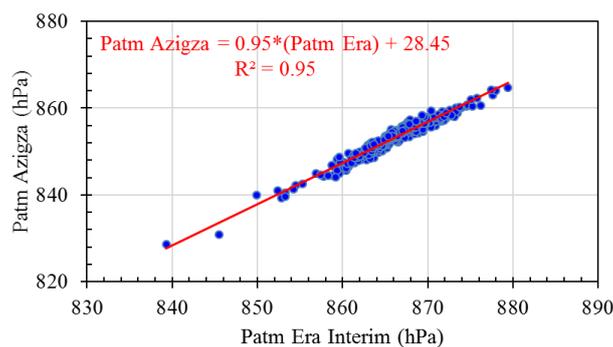


Fig. CH II. 19 : Analyse de corrélation de la pression atmosphérique journalière entre la sonde Baro-Diver d’Azigza et les données Era Interim.

Pour tester la robustesse de cette analyse de corrélation décrite ci-dessus, on a calculé le niveau du lac à partir des données de la pression atmosphérique mesurée par la station d’Azigza et celles provenant de Era Interim et corrigée (Fig. CH II. 20). La corrélation des calculs du niveau de lac obtenue,

montre un coefficient r^2 de l'ordre de 0.99, par contre une différence d'environ 2 cm au maximum est observée entre les deux niveaux calculés tout en conservant l'amplitude des variations.

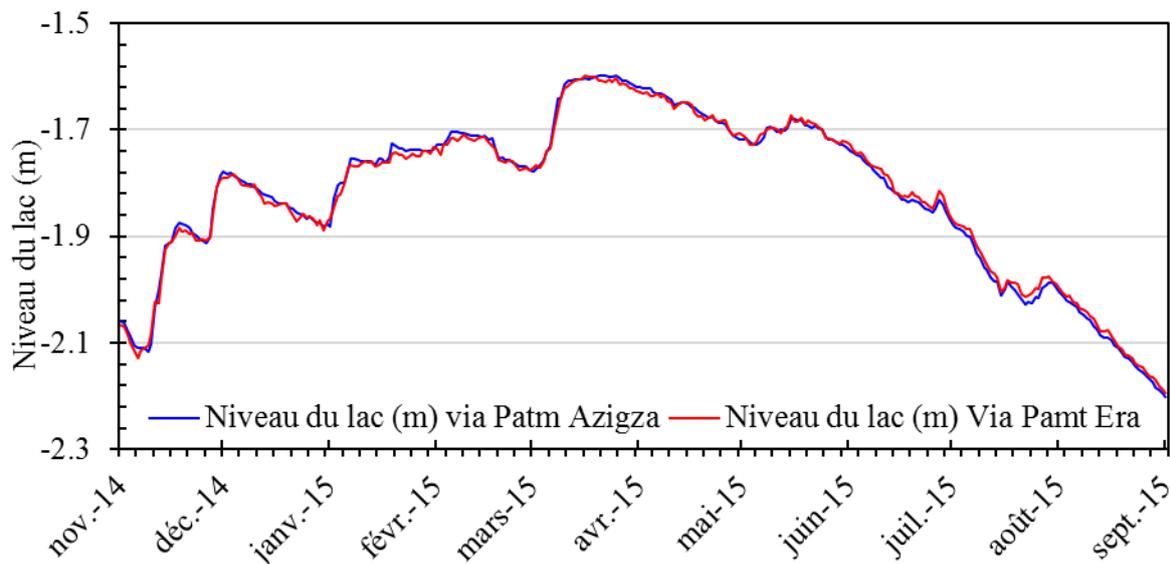


Fig. CH II. 20 : Comparaison du niveau du lac journalier calculé à partir des données de la pression atmosphérique mesurée par la sonde Baro-Diver et données Era Interim corrigée.

IV. MESURES ET MÉTHODES D'ANALYSES.

IV.1 Mesures in situ

Les eaux prélevées au niveau du site Azigza ont fait l'objet premièrement de mesures sur le terrain puis deuxièmement d'analyses au laboratoire.

Sur la période d'observation entre octobre 2012 et octobre 2016, au niveau de chaque site d'échantillonnage (Tab. CH II. 2), nous avons effectué *in situ* la mesure du niveau d'eau du puits et du lac et de paramètres physico-chimiques (température de l'eau, conductivité électrique et potentiel d'hydrogène pH). Ces paramètres ont été également mesurés au centre du lac Azigza sur toute la colonne d'eau afin d'établir des profils en profondeur renseignant sur les conditions de stratification thermique du lac.

IV.1.1 Niveau du lac.

Le niveau de référence (tracé de peinture) du niveau du lac marqué en avril 2013, a permis de suivre les variations mensuelles du niveau du lac jusqu'à novembre 2014. Suite à des empêchements logistiques, nous avons raté 5/21 mesures (Fig. CH II. 21).

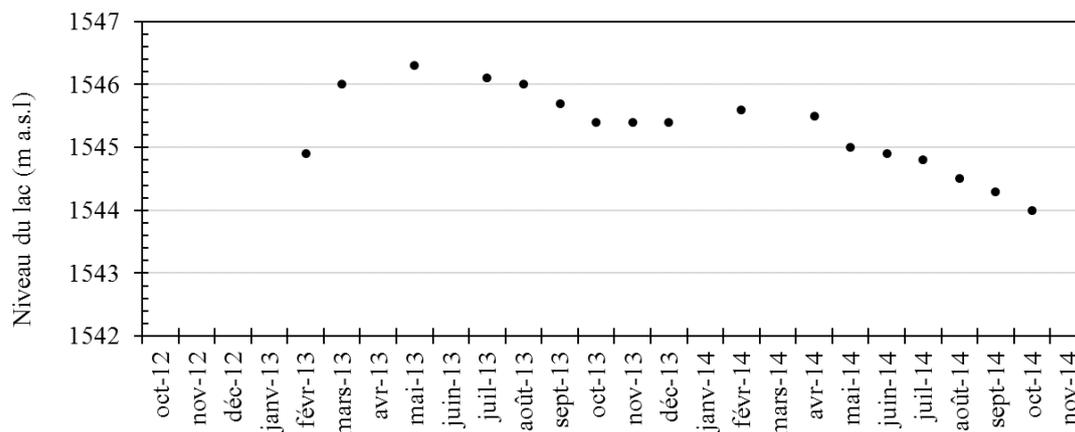


Fig. CH II. 21 : Niveau du lac Azigza mesuré sur la période octobre 2012-novembre 2014.

À cette chronique, il a été possible de rajouter des niveaux du lac additionnels, grâce à la comparaison de deux photos du même endroit prises sur terrain lors des missions de terrain. Par exemple, les photos prises au mois d’octobre 2012 (Fig. CH II. 22a) et au mois de mars 2013 (Fig. CH II. 22b) ayant comme repère commun un arbre.

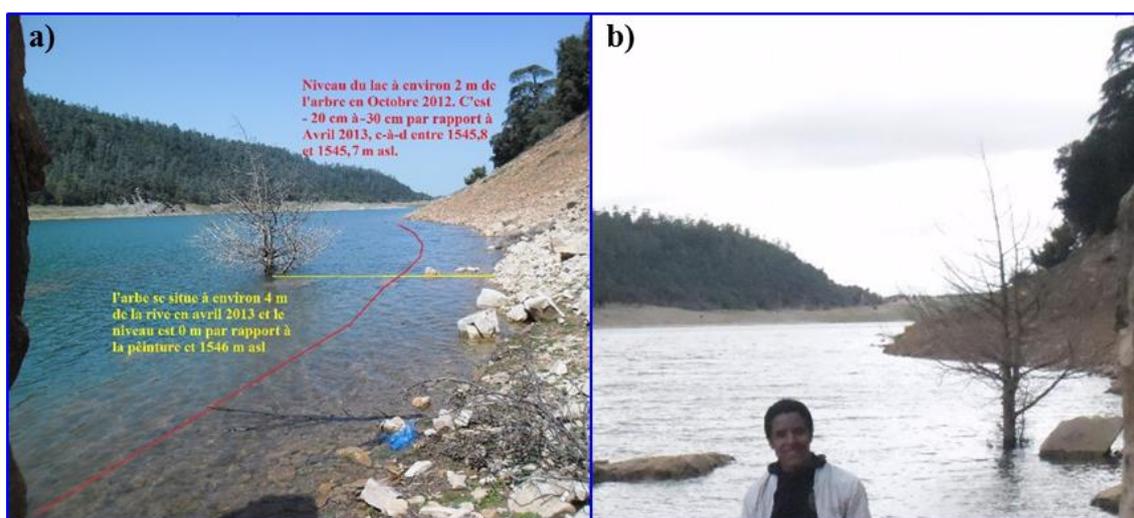


Fig. CH II. 22 : Photo illustrant le niveau du lac au 17 avril 2013.

Ci-dessous le tableau (Tab. CH II. 6) récapitulatif des variations du niveau du lac mesuré ou estimé entre octobre 2012 et novembre 2014.

Année 2012/2013	Niveau du lac	Niveau du lac estimé en m par calage photographique	Année 2013/2014	Niveau du lac mesuré en m	Niveau du lac estimé en m par calage photographique	Année 2014/2015	Niveau du lac mesuré en m	Niveau du lac estimé en m par calage photographique
1/9/12			7/9/13	0		7/9/14	-1.5	
6/10/12		-0.3	8/10/13	-0.3		11/10/14	-1.7	
6/11/12			4/11/13	-0.6		18/11/14	-2	
6/12/12			1/12/13	-0.6				
5/1/13			1/1/14	-0.6				
6/2/13			5/2/14					
8/3/13		-1.1	5/3/14	-0.4				
17/4/13	0		14/4/14					
8/5/13			7/5/14	-0.5				
1/6/13	0.3		7/6/14	-1				
6/7/13			6/7/14					
14/8/13	0.1		5/8/14	-1.2				

Tab. CH II. 6 : Résultats des mesures/estimations de variations du niveau du lac sur la période d’observation.

IV.1.2 Niveau du puits.

La piézométrie est une profondeur mesurée à l'aide d'une sonde piézométrique, par rapport à une référence qui est l'altitude zéro du niveau de la mer déterminée par un GPS. Ce paramètre exprimé en m, donne une idée sur la surface de la nappe d'eau souterraine.

La mesure du niveau d'eau du puits adjacent au lac Azigza est effectuée en utilisant une sonde électrique à niveau piézométrique sur ruban métrique qui, au contact avec l'eau, donne un signal optique (sonde lumineuse). Elle permet d'avoir une idée sur la recharge de la nappe par les précipitations et par conséquent sur le bilan hydrologique.

Ce puits se situe à une altitude de 1551.8 m a.s.l. (cf. Fig. CH II. 4) et à environ 250 m (à vol d'oiseau) du lac Azigza. Il est peu profond (10.5 m) avec des parois cimentées. Ceci rend délicate l'interprétation des fluctuations du niveau d'eau dans ce puits (Fig. CH II. 23). Pendant la période pluvieuse, ce puits est alimenté à travers son orifice latéral par les eaux de ruissellement, et une flaque d'eau persiste à ses alentours. Il est fort probable que cette flaque reflète le niveau de la nappe d'eau souterraine étant donné que la zone d'étude se constitue des roches carbonatées (calcaires et dolomies) karstifiées et favorisant ainsi un écoulement souterrain rapide. La connexion avec la nappe d'eau souterraine reste toujours à vérifier par les traceurs isotopiques et chimiques.

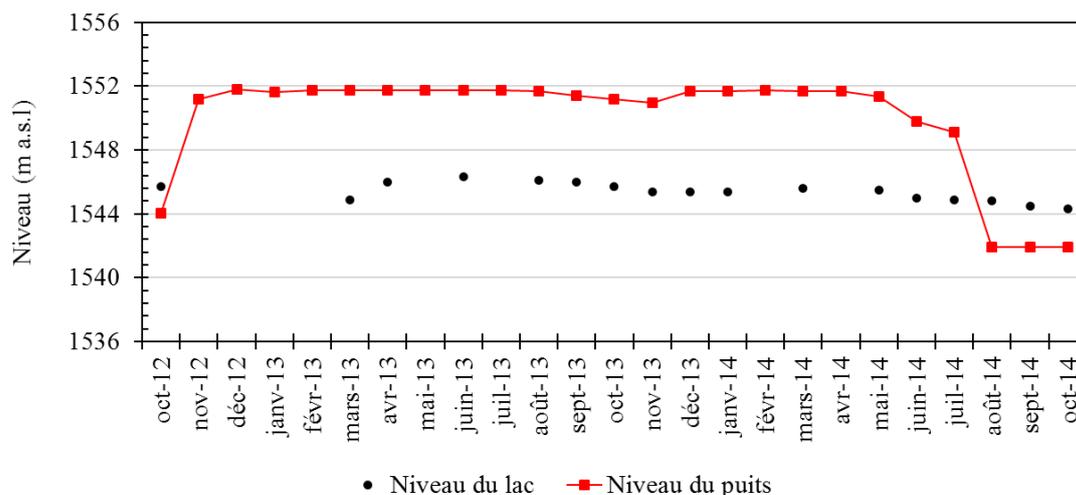


Fig. CH II. 23 : Chronique de mesures du niveau du puits et du lac sur la période octobre 2012-octobre 2014.

IV.1.3 Paramètres physico-chimiques.

Les paramètres physico-chimiques mesurés sur le terrain sont : la température de l'eau, la conductivité électrique et le pH (Fig. CH II. 24).

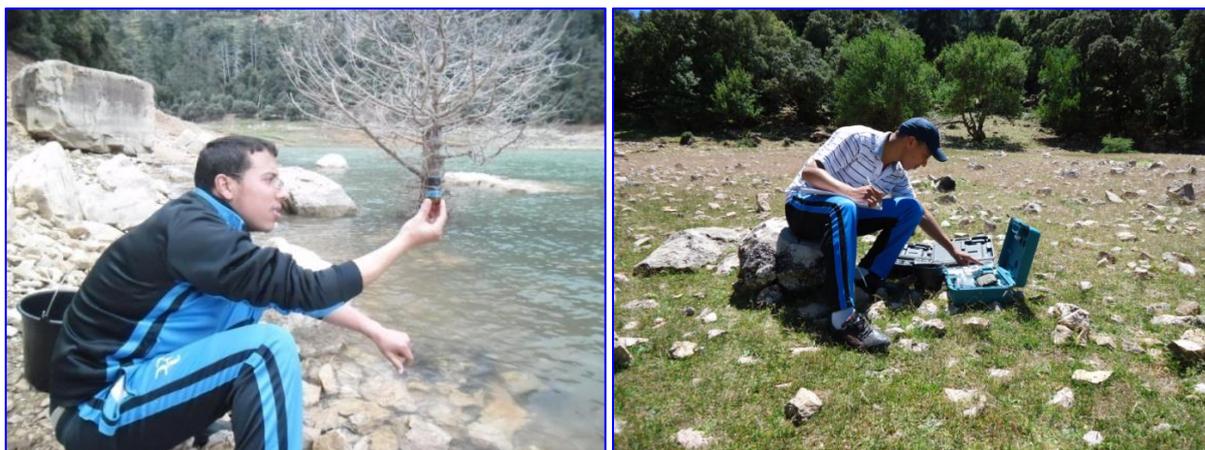


Fig. CH II. 24 : Échantillonnage des eaux et mesure in situ des paramètres physico-chimiques.

La température de l'eau est mesurée à l'aide d'un thermomètre intégré aux électrodes des appareils de mesure utilisés : le pH-mètre et le conductimètre. C'est un paramètre de grande utilité pour le diagnostic hydrogéologique. Elle influe sur la densité de l'eau et joue un rôle primordial dans les phénomènes de stratification des lacs et conditionne les équilibres chimiques entre les diverses composantes de l'eau (ions, molécules non dissociées, gaz, solides).

La conductivité électrique de l'eau ($\mu\text{S}/\text{cm}$), l'inverse de la résistivité, est directement liée aux ions dissous dans l'eau et permet d'évaluer sa minéralisation globale. Sa mesure est assurée à l'aide d'un conductimètre de type CRISON CM 35 à une température de référence de 25 °C.

Le pH d'une eau représente son acidité ou son alcalinité ($\text{pH} = -\log [\text{H}_3\text{O}^+]$). Ce paramètre capital pour le calcul des équilibres thermodynamiques est sensible à de nombreux phénomènes (les variations de température, le dégazage, l'oxydation, la précipitation de composés insolubles, etc.). Il est mesuré à l'aide de l'appareil pH 6+ fabriqué par EUTECH INSTRUMENTS. Avant chaque mesure, l'étalonnage de l'électrode Ag/AgCl de cet appareil s'effectue par trois solutions standards de pH de 4.01, 7.00 et 10.0.

Ces deux appareils sont dotés d'un capteur de température incorporé et dont les caractéristiques sont répertoriées dans le tableau suivant (Tab. CH II.7) :

Appareil	Conductimètre		pH-mètre	
	Conductivité	Température	pH	Température
Plage de lecture	0.01 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 500 mS/cm	-20.0 à 150.0 °C	0.00 à 14.00	0.0 à 100.0 °C
Précision	≤ 0.5 % de la valeur mesurée	≤ 0.2 °C	± 0.01	± 0.5 °C
	≤ 0.02 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (dans l'échelle 0-10 $\mu\text{S}/\text{cm}$)			

Tab. CH II. 7 : Caractéristiques du conductimètre « CRISON CM 35 » et du pH-mètre « pH 6+ ».

IV.2 Analyses au laboratoire.

Les eaux prélevées au niveau du site Azigza ont fait l'objet de deux types d'analyses : analyses chimiques et analyses isotopiques.

IV.2.1 Analyses chimiques des eaux.

Les analyses chimiques des eaux provenant du site Azigza ont concerné les huit ions majeurs, cations et anions responsables de l'acquisition de la minéralisation de la plupart des eaux naturelles. Il s'agit pour les cations du calcium Ca^{2+} , magnésium Mg^{2+} , sodium Na^+ et potassium K^+ , et pour les anions, il s'agit des chlorures Cl^- , sulfates SO_4^{2-} , nitrates NO_3^- , carbonate CO_3^{2-} bicarbonate HCO_3^- .

Ces analyses ont été effectuées par trois méthodes : 1) le titre alcalimétrique (la volumétrie) au Centre National d'Études et de Recherches sur l'Eau et l'Énergie (CNEREE) de l'Université Cadi Ayyad (UCA), 2) la chromatographie ionique Centre d'Analyses et de Caractérisation (CAC) de l'Université Cadi Ayyad (UCA) et 3) l'électrophorèse capillaire au CEREGE.

IV.2.1.1 Titre alcalimétrique.

- **Dosage des carbonates CO_3^{2-} .**

Pour doser les ions carbonatés, on neutralise les ions CO_3^{2-} par une solution de H_2SO_4 (0.02 N), en présence d'un indicateur coloré (la phénolphtaléine), à pH supérieur à 8,3. La disparition de la coloration rose, qui caractérise la phénolphtaléine en présence des carbonates, indique la neutralisation de ces ions. Ainsi, à partir de la prise d'essai et du volume de H_2SO_4 versé, on détermine la concentration des ions CO_3^{2-} .

- **Dosage des bicarbonates HCO_3^- .**

Le dosage de ces ions se fait de la même façon que précédemment, mais l'indicateur coloré est, dans ce cas, le méthyle orange. La neutralisation est atteinte lorsque la coloration de cet indicateur passe du jaune à l'orange et tend vers un pH inférieur à 4.5.

IV.2.1.2 Chromatographie ionique.

Pour le dosage des anions et des cations (sauf CO_3^{2-} et HCO_3^- qui sont analysés par titration), nous avons utilisé un chromatographe ionique HPLC de type ICS 1100 commercialisé par Dionex Corporation. Cet appareil ne permet pas d'analyser en même temps les cations et les anions, d'une part parce que les anions nécessitent un conditionnement particulier (acidification) et d'autre part, parce qu'il existe une colonne spécifique pour les anions et une autre pour les cations.

IV.2.1.3 Électrophorèse capillaire.

L'électrophorèse capillaire est une méthode de chromatographie couramment employée pour l'analyse des ions dans les eaux naturelles (Jones and Jandik, 1991). Elle permet la séparation des espèces ioniques de faible poids moléculaire selon leur mobilité relative en relation avec le flux

électroosmotique à travers le capillaire (Weston *et al.*, 1992). L'appareil d'électrophorèse capillaire utilisé est « Agilent technologies 7100 capillary electrophoresis ».

Le système est composé d'un capillaire de silice fondu rempli de l'électrolyte approprié, de deux flacons de tampons, d'un générateur de haute tension avec deux électrodes de platine et enfin, d'un détecteur UV haute sensibilité (Fig. CH II. 25). Un système d'injection automatique introduit l'échantillon dans le capillaire. Après l'injection, une différence de potentiel allant jusqu'à 30 kV est appliquée entre les deux extrémités du capillaire. Sous l'effet du champ électrique, les espèces à analyser vont alors migrer. Le faible diamètre interne du capillaire permet d'éliminer les effets de diffusion. Les ions sont séparés selon leur mobilité intrinsèque qui est proportionnelle à leur conductivité dans l'électrolyte (Weston *et al.*, 1992).

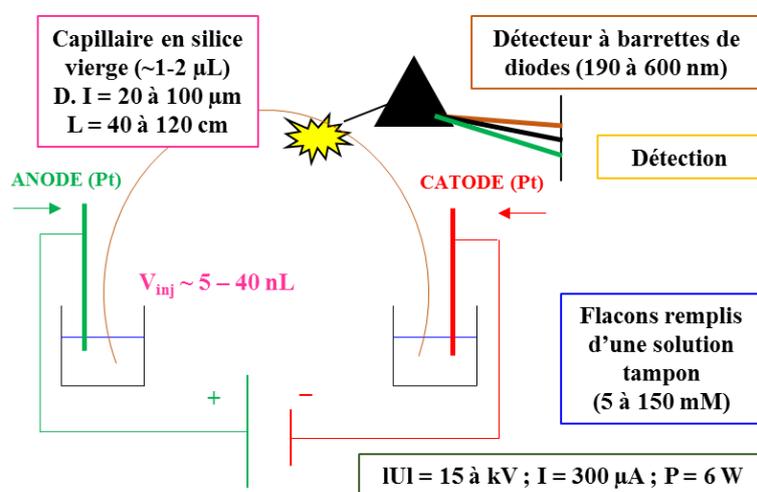


Fig. CH II. 25 : Schéma du système d'électrophorèse capillaire.

IV.2.1.4 Qualité et critiques des analyses chimiques.

Dans le but de contrôler la fiabilité des résultats des analyses effectuées, deux critères ont été examinés : la balance ionique et la reproductibilité des analyses.

La balance ionique de la solution (BI) est un outil de vérification de la qualité des analyses chimiques et d'estimation des erreurs et des incertitudes. Une analyse de mauvaise qualité peut être le résultat des erreurs systématiques de mesure qui sont dues à la technique analytique et/ou à la manipulation, et aussi aux éléments non dosés. Son calcul est basé sur l'électroneutralité des eaux naturelles. En théorie, la somme des cations est égale à celle des anions. Seuls les ions majeurs (calcium Ca^{2+} , magnésium Mg^{2+} , sodium Na^+ et potassium K^+ pour les cations ; chlorures Cl^- , sulfates SO_4^{2-} , nitrates NO_3^- , carbonate CO_3^- et bicarbonate HCO_3^- pour les anions) sont pris en compte. La balance ionique s'exprime en pourcentage d'erreur et se calcule par la formule suivante (Freeze and Cherry, 1979) :

$$Bi = \frac{\sum cations - \sum anions}{\sum cations + \sum anions} \times 100 \text{ Avec } \sum cations - \sum anions \text{ exprimés en méq/l}$$

Selon la valeur de Balance ionique (BI), les analyses chimiques peuvent être classées en trois types d'analyses :

- ✓ **BI < 5%** : Analyses de bonne qualité ;
- ✓ **5 < BI < 10** : Analyses admissibles ;
- ✓ **BI > 10%** : Analyses douteuses.

Dans notre cas, les fluctuations de la balance ionique des analyses effectuées, entre des balances ioniques indiquant la bonne qualité des analyses et autres indiquant la mauvaise qualité des analyses, sont principalement liées à la méthode d'analyse des éléments adoptée (volumétrie), à la surestimation ou la sous-estimation de quelques éléments par rapport aux autres ainsi qu'à la présence, en abondance, d'autres éléments chimiques non analysés. C'est la raison pour laquelle le recours à un autre critère de vérification de la qualité des analyses chimiques effectuées est indispensable.

Le deuxième critère adopté est la reproductibilité des analyses. Plusieurs analyses (ex. alcalinité et sulfates), ont été refaites. Ces analyses donnent toujours des valeurs similaires, et les mêmes tendances d'évolution, par exemple la concentration en HCO_3^- des eaux du puits est toujours supérieure à celle des eaux lacustres le long des mois du suivi.

IV.2.1.5 Représentation des données d'analyses chimiques.

Afin de faciliter la lecture des résultats des analyses et mieux visualiser les variations des concentrations, les résultats sont reportés sur le diagramme de Piper réalisé à l'aide du logiciel Diagramme fourni par Roland SIMLER (laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon).

Le diagramme de Piper permet une représentation des anions (CO_3^{2-} , HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- et SO_4^{2-}) et des cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) sur deux triangles spécifiques dont les côtés représentent des teneurs relatives en chacun des ions majeurs par rapport au total de ces ions (cations pour le triangle de gauche et anions pour le triangle de droite). La position relative d'un résultat analytique sur chacun de ces deux triangles permet de préciser en premier lieu la dominance anionique et cationique. Aux deux triangles précédents est associé un losange sur lequel est reportée l'intersection des deux lignes issues des points identifiés sur chaque triangle. Le point d'intersection représente l'analyse globale de l'échantillon, et sa position relative permet de préciser le faciès de l'eau étudiée.

Ce diagramme permet de représenter sur un même graphique de nombreuses analyses autorisant des regroupements par famille qui présentent des faciès similaires. Ce point est très important dans le cadre du suivi des caractéristiques chimiques d'une eau dans le temps.

IV.2.2 Analyses isotopiques des eaux.

La mesure de la composition isotopique des eaux a été effectuée au Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement (CEREGE) par deux approches : 1) spectrométrie de masse et 2) spectrométrie laser.

IV.2.2.1 Spectromètre de Masse.

En utilisant la spectrométrie de masse à ratio isotopique, ou communément appelé Isotopic Ratio Mass Spectrometry (IRMS), les échantillons d'eau ont été équilibrés avec CO₂ (10h à 291 °K) et (2h à 291 °K avec un catalyseur en platine) respectivement pour $\delta^{18}\text{O}$ et δD , dans une unité d'équilibrage HDO (Hydrogène-Deutérium-Oxygène) Thermo-Finnigan automatisée avant la mesure sur une double entrée Delta Plus (Fig. CH II. 26a).

IV.2.2.2 Spectromètre Laser (PICARRO).

L'analyseur par spectrométrie Laser WS-CRDS (Wavelength-Scanned Cavity Ring Down Spectroscopy) utilisé dans notre étude est Picarro L1102-i (Fig. CH II. 26b). Cet appareil mesure le delta D/H et le delta ¹⁸O/¹⁶O de l'eau.

Les mesures sont précises et comparables ou meilleures que la spectrométrie de masse à ratio isotopique (IRMS). La petite taille de l'échantillon, les analyses rapides et la capacité de mesurer des échantillons avec une large gamme de salinités (de l'eau douce à l'eau de mer totale) ajoutent à l'utilité de l'analyseur. Jusqu'à 90 échantillons peuvent être analysés en une seule fois sur une durée de deux jours.

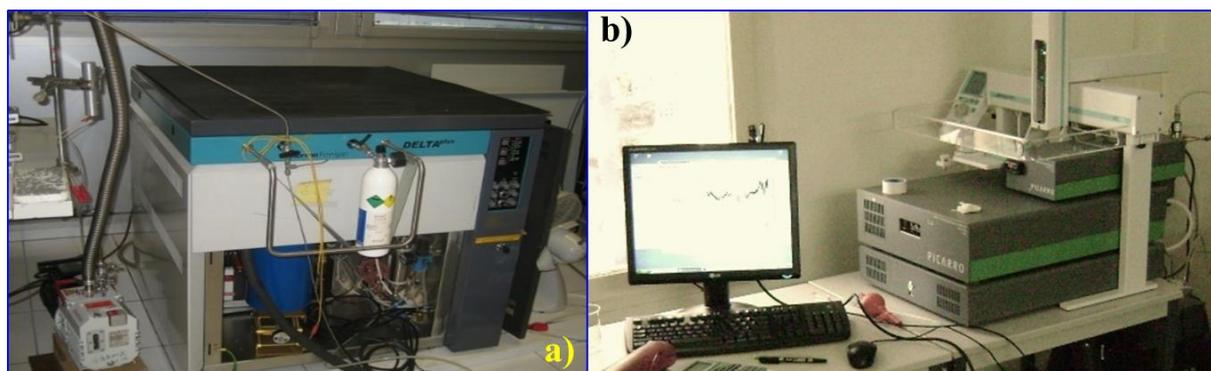


Fig. CH II. 26 : a) Appareil de mesure isotopique Thermo-Finnigan Delta Plus (spectromètre de masse) b) Appareil de mesure isotopique Picarro L1102-i (spectromètre Laser).

IV.2.2.3 Étalonnage et précisions.

Afin d'avoir plus de précision sur la mesure et de reproductivité, tous les échantillons ont été répliqués. L'étalonnage des mesures est effectué selon la fiche de référence de l'International Atomic Energy Agency (IAEA, 2009), en utilisant trois étalons de laboratoire liquides normalisés au préalable par rapport aux normes internationales V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water), GISP2

(Greenland Ice Sheet Precipitation) et SLAP2 (Standard Light Antarctic Precipitation 2). Les valeurs des résultats isotopiques sont présentées dans la notation standard δ pour mille (‰) et en référence à l'eau moyenne des océans de Vienne (V-SMOW).

La précision de mesure de 1σ de l'IRMS est d'environ 0.05 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de 1 ‰ pour $\delta^2\text{H}$. La précision de mesure de 1σ de spectromètre laser (Piccaro) est d'environ 0.2 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de 0.6 ‰ pour $\delta^2\text{H}$.

V. Conclusion du chapitre.

Les travaux de terrain et de laboratoire exposés dans ce chapitre ont permis d'acquérir, pour la première fois, une base de données spatiotemporelles précises sur le lac et sur son bassin versant dans la zone du Moyen Atlas marocain. Cette base de données hydrogéochimiques et hydrologiques du système lacustre d'Azizga (lac, puits et sources) va servir à la modélisation hydro-isotopique du lac.

L'ensemble de données acquises ont fait l'objet de plusieurs examens de fiabilité (mesures d'incertitudes, tests de reproductibilité de mesures et d'analyses) selon des critères conventionnels afin d'avoir des séries de données spatiotemporelles valides et utilisables.

In fine, ce chapitre détaille le protocole à suivre pour mener des études environnementales des systèmes lacustres. Premièrement, il est indispensable de disposer sur le site d'étude d'une station météorologique et des sondes programmables multiparamètres dans le but d'avoir une idée claire sur le régime hydroclimatique local sur un pas de temps serré. Deuxièmement, pour avoir une bonne connaissance sur les caractéristiques physiographiques du lac et de son bassin versant, il demeure nécessaire d'effectuer des levés topographiques et bathymétriques à haute résolution spatiale (de l'ordre de 1 m). Troisièmement, les sites d'échantillonnage des eaux doivent être choisis avec précaution tout en assurant une bonne couverture spatiotemporelle du système étudié en vue de capturer la saisonnalité des paramètres suivis.

La seule contrainte rencontrée dans le cadre de cette étude a été l'accès au centre du lac pour en prélever des échantillons. Seulement trois relevés ont été effectués (janvier 2013, avril 2013 et septembre 2015).

CHAPITRE III : CARACTÉRISATION DU FONCTIONNEMENT HYDROGÉOCHIMIQUE DU LAC AZIGZA.

I. Introduction.

Dans l'objectif de mieux comprendre le fonctionnement hydrogéochimique du système lacustre d'Azigza et de mettre en évidence l'impact de la variabilité intra-annuelle du climat sur la physicochimie du lac, nous avons étudié la variation des caractéristiques hydrochimiques des eaux lacustres et souterraines (puits et sources à proximité) en se basant sur un suivi hydrogéochimique spatiotemporel réalisé au cours de deux cycles annuels (octobre 2012-octobre 2014).

Une centaine d'échantillons d'eaux ont été prélevées et ont fait l'objet de mesures *in situ* (température, conductivité électrique, pH) et d'analyses physico-chimiques (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , CO_3^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-} et NO_3^- , Tab. Ch II. 2).

Ce chapitre sera dédié, dans un premier temps, à l'étude hydrochimique des eaux du site Azigza (lac, puits et sources). Après le commentaire et l'interprétation des résultats, la discussion sera focalisée sur deux points essentiels : 1) acquisition de la minéralisation des eaux ; 2) relation chimisme des eaux et niveau du lac par rapport au climat. Et dans un second temps, elle sera focalisée sur la comparaison des résultats hydrogéochimiques du site Azigza avec des données complémentaires collectées au site des lacs Tigalmamine, étant donné que les deux sites se situent dans les mêmes contextes géologiques et hydroclimatiques.

La caractérisation hydrogéochimique a été effectuée en utilisant les méthodes suivantes : les diagrammes décrivant la composition chimique des eaux parmi lesquels le diagramme de Piper (établi par le logiciel DIAGRAMME, Roland SIMLER, Laboratoire d'Hydrogéologie d'Avignon), qui permet de déterminer la typologie des faciès chimiques et leurs évolutions ; et le diagramme de Gibbs qui permet de définir les processus géochimiques responsables de la minéralisation des eaux, et à la fin une analyse en composantes principales (ACP) a été réalisée.

II. Résultats.

II.1 Mesures *in situ*.

II.1.1 Température.

La température moyenne des trois points lacustres étudiés (L1, L2 et L3, cf. Fig. CH II. 4, Fig. CH III. 1) montre des valeurs comparables et diminue progressivement de l'automne vers l'hiver jusqu'à une température minimale moyenne de 7.8 °C (janvier 2013). En allant vers les mois d'été, la

température maximale moyenne est de 24.7 °C (juillet 2013). La température moyenne mensuelle avoisine 16.8 °C.

Les différences de températures mesurées au niveau des trois points du lac à la même date (Fig. CH III. 1), seraient liées à :

- La morphologie et la hauteur de la lame d'eau de chaque point de mesure ;
- L'heure de prise mesure, puisqu'il s'écoule environ 45 minutes en moyenne d'un point de mesure à l'autre ;
- Présence ou absence de prairie de charophytes.

Au niveau du puits, la température moyenne mensuelle est de 12.2 °C. Les températures mensuelles oscillent entre une valeur minimale de 9.8 °C (janvier 2013), et une valeur maximale de 19.7 °C (août 2013, Fig. CH. III.1).

Les sources d'eaux jaillissantes aux alentours du lac présentent des températures comparables qui augmentent de 9.2 °C (notée au mois d'octobre 2014) à 14.8 °C (enregistrée au mois de juillet 2013) avec une moyenne mensuelle de l'ordre de 11.8 °C (Fig. CH. III.1).

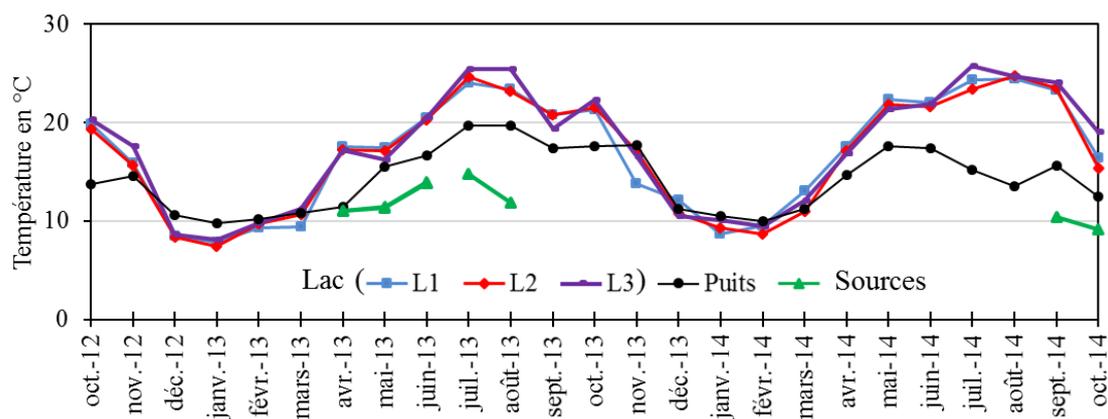


Fig. CH III. 1 : Variations mensuelles de la température des eaux du site Azigza (lac, puits et sources).

Les variations de la température de l'eau suivent celles de la température de l'air (Fig. CH III. 2). En effet, les eaux lacustres sont fortement dépendantes des conditions climatiques extérieures (écart thermique moyen entre la température de l'air et celle des eaux de l'ordre de 1.0 °C). Contrairement aux eaux souterraines (puits et sources) qui sont moins sensibles (écart thermique d'environ 3.5 °C pour les eaux de puits et d'environ 6.0 °C pour les eaux de sources) et présentent des températures tamponnées par l'encaissant.

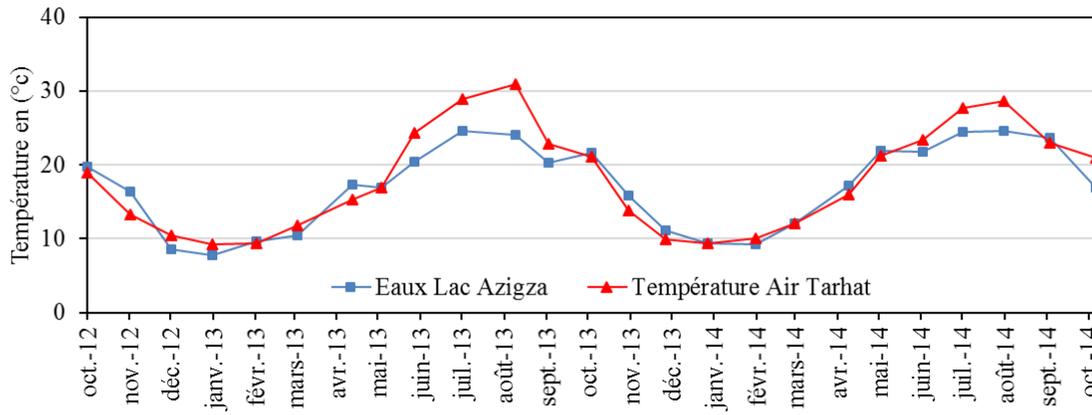


Fig. CH III. 2 : Chronique de variation de la température de l’air (mesurée à la station de Tarhat « ABHOER » comparée à la température moyenne des eaux du Lac Azigza.

Les trois profils thermiques réalisés au centre du lac Azigza (janvier 2013, avril 2014 et septembre 2015, Fig. CH III. 3), indiquent que le lac Azigza présente une stratification thermique estivale. Cette dernière est marquée par une thermocline située entre -5 et -9 m de profondeur, avec une amplitude thermique de l’ordre de 10 °C. La température moyenne de l’épilimnion est de 17 °C à 21 °C, tandis que celle de l’hypolimnion est relativement homogène (7 °C en avril et de 11 °C en septembre). Le brassage des eaux du lac survient en pleine saison froide. En effet, la colonne d’eau est marquée par une homogénéité thermique et présente des valeurs d’environ 7.3 °C. Comparé aux résultats de Gayral and Panouse (1954), le fonctionnement thermique du lac Azigza n’a pas changé depuis les soixante dernières années. Cependant, on remarque une légère différence des températures de surface d’hiver et du printemps (15.2 °C dans les années cinquante et 17.5 en hiver 2013).

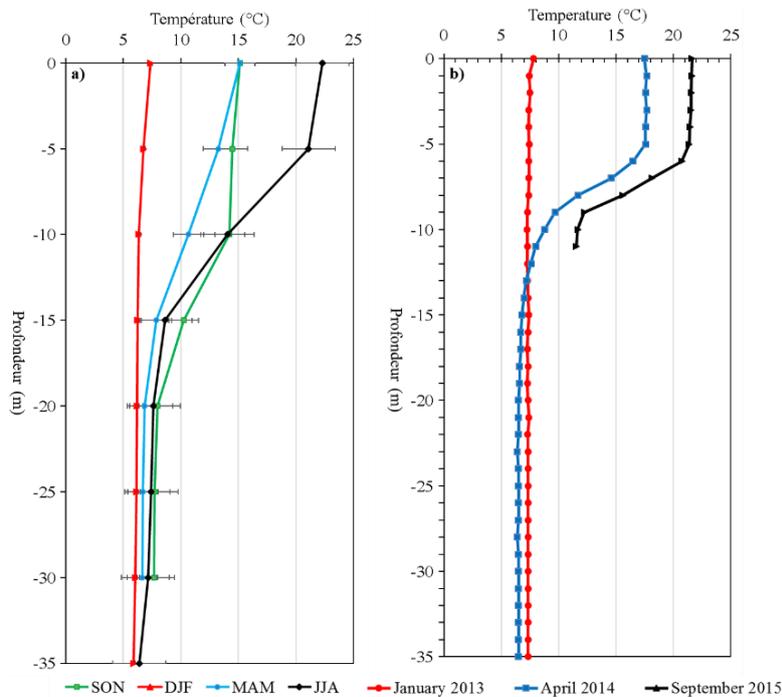


Fig. CH III. 3 : a) Profils thermiques réalisés par Gayral and Panouse, 1954 sur la période entre 1947 et 1953 comparés aux b) Profils thermiques réalisés au centre du lac Azigza pendant les mois de janvier 2013, avril 2014 et septembre 2015.

Le lac Azigza fait donc partie, selon la classification de Hutchinson (1957) (cf. Chapitre II, 3.1.1. Classification des lacs), des lacs de type monomictique chaud dont la température de l'eau ne descend jamais, ni en surface ni en profondeur, en dessous de 4 °C et ne comportant de ce fait qu'une période de circulation en saison froide et une période de stratification en saison chaude. La répartition latitudinale et altitudinale des types de lacs élaborée par Hutchinson and Löffler (1956) place également le lac Azigza dans le même type défini précédemment suite à son altitude d'environ 1550 m a.s.l. et sa latitude avoisinant 33° (cf. Fig. CH I. 24).

II.1.2 Conductivité électrique et pH.

La conductivité moyenne des eaux lacustres au niveau des deux points d'échantillonnage L1 et L3 (Fig. CH III. 4) est d'environ 415 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et évolue de manière similaire avec une saisonnalité peu prononcée. Elle varie entre 350 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (octobre 2014) et 460 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (février 2014). La conductivité des eaux du point L2 présente la même tendance que celle de L1 et L3, sauf aux mois de février 2013, mars 2013, janvier 2014 et mars 2014 où les eaux connaissent une augmentation notable de leur conductivité jusqu'à atteindre une valeur maximale de 645 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

La conductivité des eaux du puits est généralement homogène et plus élevée que celle des eaux lacustres (moyenne de 422 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Les valeurs s'échelonnent de 516 (avril 2013) à 625 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (février 2014) avec une moyenne mensuelle de 569 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Les eaux de sources intermittentes présentent les conductivités les plus élevées au niveau du site avec une moyenne de 659 $\mu\text{S}/\text{cm}$ sur toute la période.

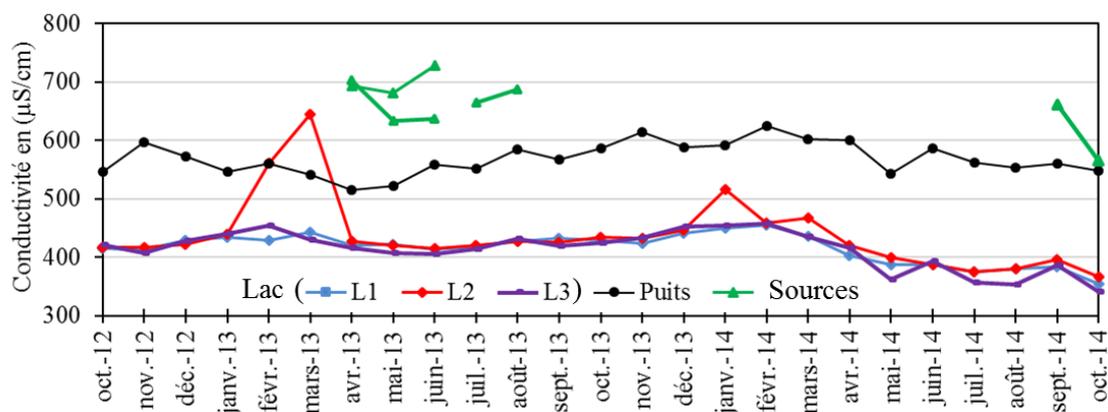


Fig. CH III. 4 : Variations mensuelles de la conductivité électrique des eaux du site Azigza (lac, puits et sources).

Le pH des eaux lacustres (Fig. CH III. 5) mesuré au niveau des trois points d'échantillonnage (L1, L2 et L3), présente des variations saisonnières considérables. De manière générale, les eaux lacustres sont les plus alcalines du site Azigza (moy = 8.2) suivies par les eaux du puits (moy = 7.6). Or que, les faibles valeurs du pH sont enregistrées au niveau des eaux des sources (moy = 7.0). Comme pour la conductivité, le pH des eaux des deux points L1 et L3 varie de la même façon tandis que celui du point L2 se comporte différemment.

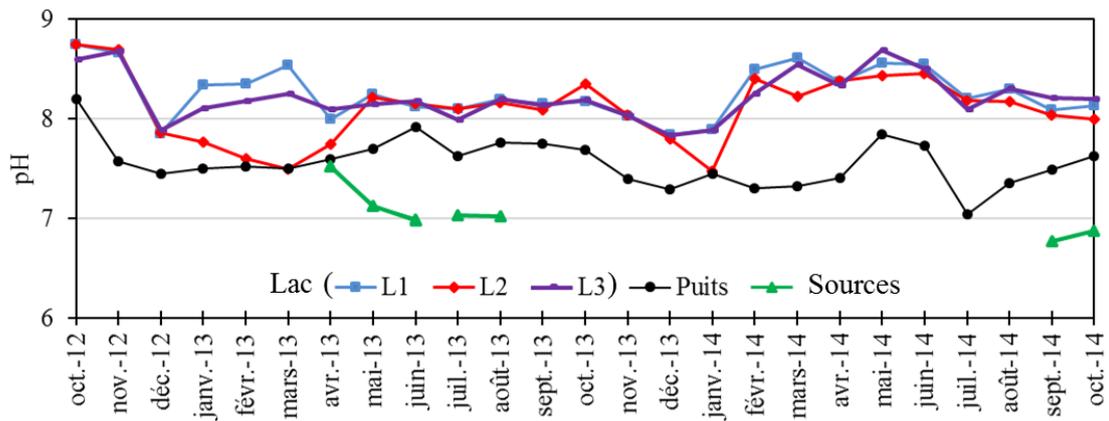


Fig. CH III. 5 : Variations mensuelles du pH des eaux du site Azigza (lac, puits et sources).

Les conductivités relativement faibles et le pH élevé des eaux lacustres sont liés à la prédominance du phénomène de précipitation des carbonates. Cette précipitation est favorisée par la ceinture végétale localisée au niveau des berges du lac qui, par la photosynthèse, diminue la teneur en CO_2 dissoute et les eaux déposent leur contenu en carbonates sous forme de calcite. La légère augmentation de la conductivité/diminution du pH en hiver est liée à la période pluvieuse favorisant la prédominance des processus de minéralisation de la matière organique d'une part et un apport des éléments minéraux par lessivage du sol du bassin versant d'autre part. Le pic de la conductivité des eaux lacustres du point L2 accompagné d'une chute du pH, observé en février 2013, mars 2013, janvier 2014 et mars 2014 est le résultat des apports d'eaux souterraines très minéralisées. Ces dernières alimentent le lac et engendrent une augmentation graduelle de la conductivité des eaux jusqu'à atteindre son maximum qui est très proche de la conductivité/pH des eaux de la zone noyée.

Les conductivités et le pH intermédiaires des eaux du puits, sont dus au fait que l'alimentation du puits est assurée, d'une part, par les apports d'eaux souterraines minéralisées de la zone noyée, et d'autre part, par l'infiltration directe des eaux météoriques peu minéralisées. Le pic de la conductivité observé généralement en hiver est lié aux fortes précipitations favorisant ainsi le fort lessivage des sols entourant le puits.

Les valeurs de conductivités élevées et de pH faibles observés au niveau des eaux de sources s'expliquent par le fait que les eaux météoriques relativement acides, se chargent, en traversant le sol, de différents composés acides (acides humiques, fulviques, respiration des plantes et la dégradation de la matière organique, etc.) et s'enrichissent en CO_2 et deviennent de plus en plus agressives vis-à-vis des roches et en particulier les roches carbonatées. En s'infiltrant vers les réservoirs karstiques, ces eaux dissolvent les carbonates et s'enrichissent davantage en ions dissous d'où leurs conductivités élevées (pH faible). La variation rapide de la conductivité et du pH des eaux de sources d'un mois à l'autre est le résultat de l'effet de dilution et celui du phénomène appelé « effet de chasse » qui se produit dans les systèmes karstiques fissurés et renfermant des cavités souterraines (Fig. III. 6).

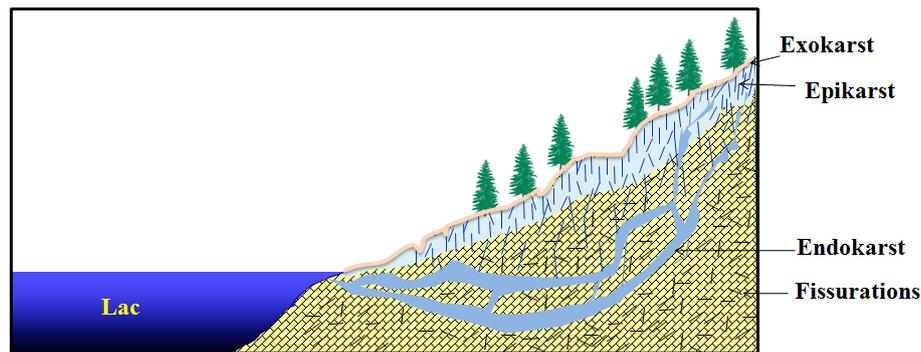


Fig. CH III. 6 : Représentation schématique du système karstique au contact du lac.

Ce phénomène repose sur le fait que les systèmes karstiques sont constitués de trois zones :

- ❖ Une zone superficielle appelée « exokarst » et où apparaissent les formes externes de la karstification (lapiés, dépressions, etc.) ;
- ❖ Une zone intermédiaire appelée « épikarst », perméable et dont l'épaisseur peut atteindre quelques dizaines de mètres sous la surface du sol, cette zone contient des eaux peu minéralisées qui ne séjournent pas longtemps et ne dissolvent pas de grandes quantités de carbonates ;
- ❖ Une zone profonde appelée « endokarst » ou « zone noyée » contenant les cavités souterraines, cette zone renferme des eaux beaucoup plus minéralisées ayant des conductivités élevées suite à la forte dissolution de carbonates ainsi à leur temps de séjour long.

Le phénomène d'effet de chasse se traduit, lors de la période hivernale favorisant les conditions de recharge par les eaux météoriques et l'apparition des sources, par la mise en circulation des eaux très minéralisées de la zone noyée en premier lieu poussées par les eaux en provenance de l'infiltration, puis en second lieu ces eaux sont suivies par les eaux peu minéralisées qui viennent de s'infiltrer.

II.2 Faciès chimique.

D'après la projection des résultats d'analyses chimiques sur le diagramme de Piper (Fig. CH III. 7), toutes les eaux du site Azigza (lac, puits et sources) présentent le même faciès hydrochimique bicarbonaté calcique et magnésien. Ce faciès reflète la nature géologique du Moyen Atlas Marocain constitué par les roches calcaires et des dolomites qui prédominent la minéralisation des eaux de la région (Khalil *et al.*, 2004 ; Abba *et al.*, 2012 ; Amrani *et al.*, 2014).

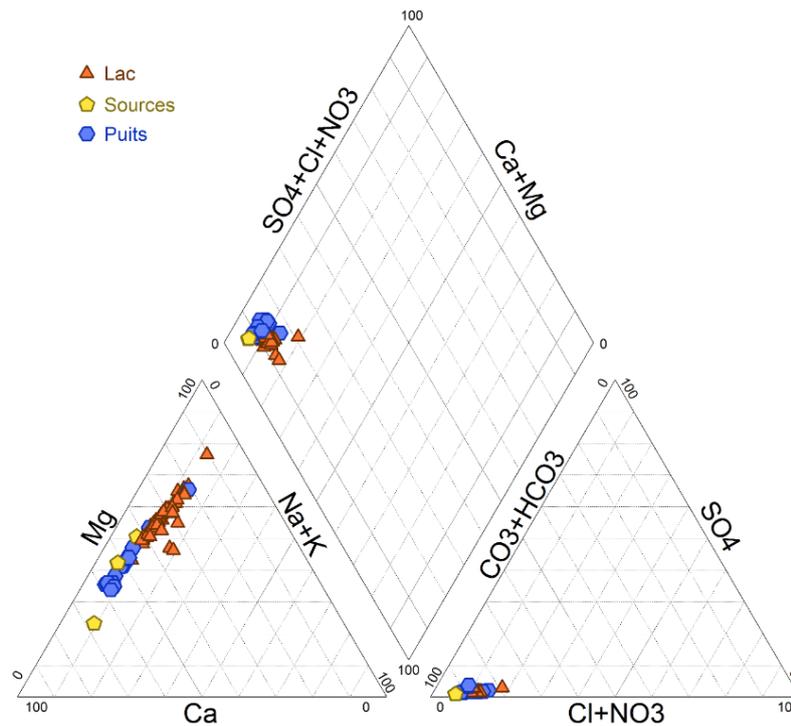
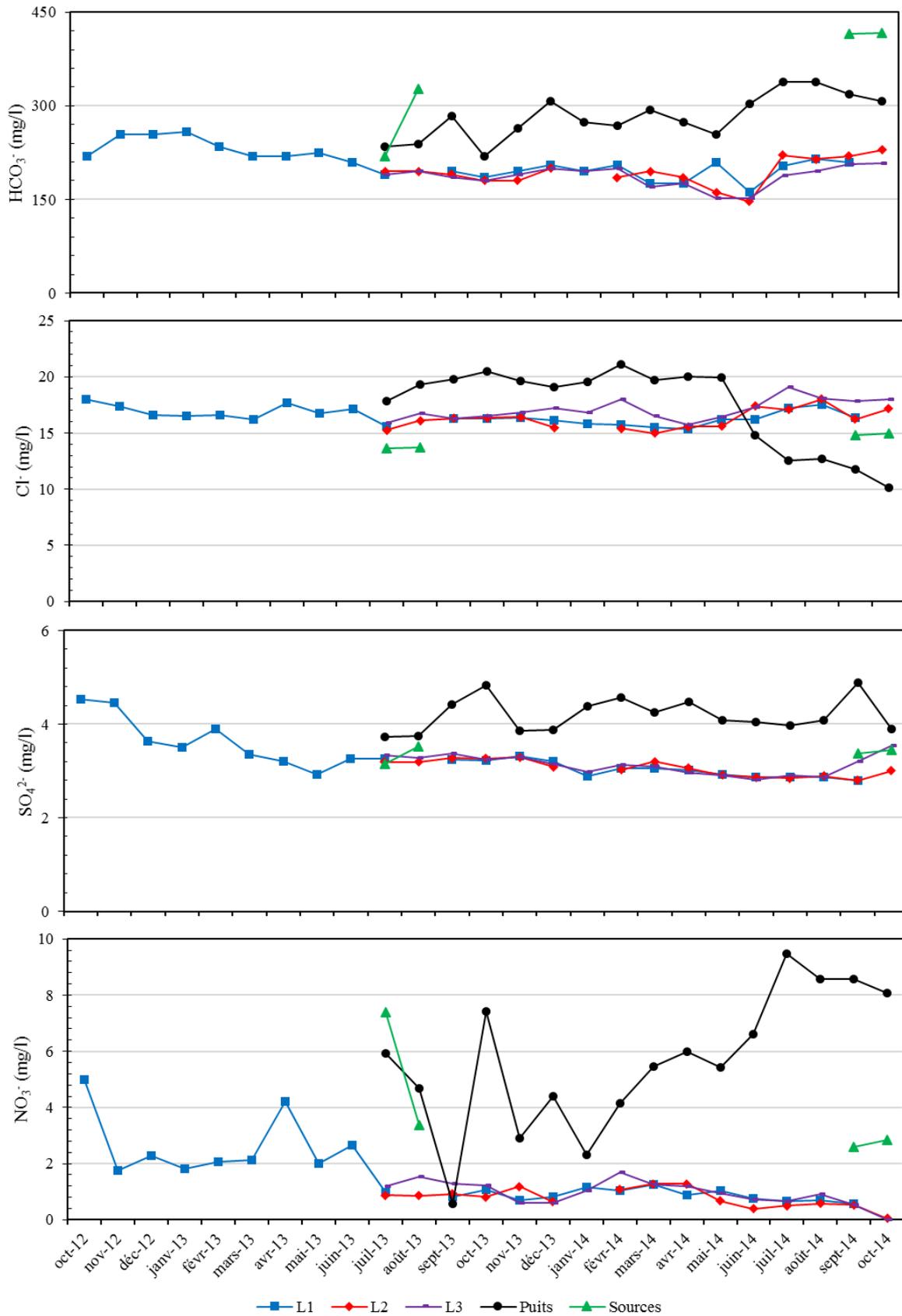


Fig. CH III. 7 : Projection de la composition chimique des eaux du lac, du puits et des sources sur le diagramme de Piper.

Le report des résultats d'analyses sur le diagramme montre la superposition et le regroupement en amas des eaux étudiées du site Azigza, en raison de la faible variabilité spatiotemporelle des concentrations en éléments majeurs sauf les ions Ca^{2+} qui connaissent une forte fluctuation selon les saisons. Le résultat obtenu confirme celui trouvé par Benkaddour *et al.* (2008), ceci indique que le chimisme des eaux du site Azigza n'a pas évolué sur les huit dernières années.

II.3 Paramètres chimiques.

L'évolution spatiotemporelle des différents éléments chimiques analysés est représentée sur la figure CH III. 8. Les concentrations en NO_3^- dans les eaux du site Azigza, sont généralement faibles et ne présentent pas un comportement régulier, elles sont comprises entre 0 et 5 mg/l avec une concentration moyenne de l'ordre de 1.45 mg/l. Les eaux du site Azigza présentent de faibles concentrations en SO_4^{2-} qui oscillent entre 2.8 mg/l et 8.1 mg/l avec une concentration moyenne de l'ordre de 4.26 mg/l. Les eaux souterraines (puits et sources S1 et S2) montrent des concentrations légèrement supérieures à celles des eaux lacustres. Les concentrations en ions K^+ dans les eaux du site Azigza demeurent très faibles, elles varient entre 0.6 et 2.1 mg/l et parfois n'atteignent même pas la limite de détection. Les concentrations en ions Na^+ sont également très faibles, elles varient entre 8.8 et 12.1 mg/l avec une concentration moyenne de 10.4 mg/l. Les concentrations en Cl^- du site Azigza varient de la même façon. La concentration maximale enregistrée peut atteindre 24.2 mg/l et la concentration minimale peut descendre jusqu'à 15 mg/l, la concentration moyenne est de l'ordre de 17.5 mg/l.



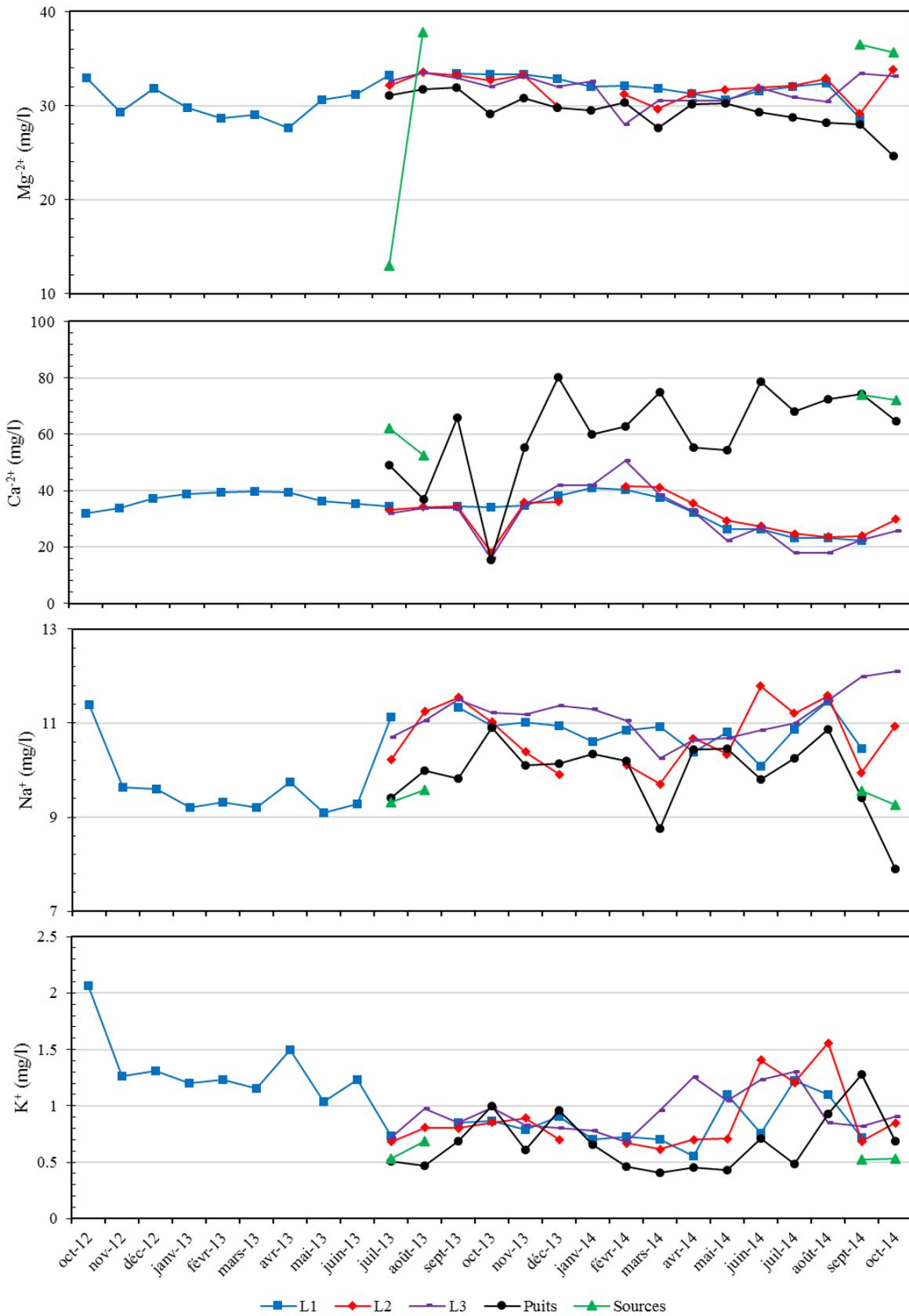


Fig. CH III. 8 : Évolution saisonnière des cations et des anions majeurs des eaux du lac Azigza (L1, L2 et L3), du puits et des sources (S1, S2, SL2 et SL22).

Les concentrations en carbonates CO_3^{2-} dans les eaux du site Azigza oscillent entre 0 et 67.2 mg/l et présentent une concentration moyenne de 20.4 mg/l. Pour les HCO_3^- , les eaux (lacustres et souterraines) du site Azigza sont marquées par de fortes teneurs en ces ions, la concentration maximale peut atteindre une valeur de 416.4 mg/l, la concentration minimale est de 146.4 mg/l et la concentration moyenne avoisine 242.5 mg/l. Les eaux lacustres (L1, L2 et L3) montrent des valeurs faibles par rapport aux eaux souterraines (puits et sources). La chimie des eaux du site Azigza est marquée par des teneurs assez élevées en Ca^{2+} et en Mg^{2+} . Les teneurs en calcium des eaux du lac se répartissent entre un minimum de 7.4 mg/l et un maximum de 53.3 mg/l et présentent une teneur moyenne de 32.3 mg/l. Les teneurs en Mg^{2+} oscillent entre un minimum de 28 mg/l et un maximum de 62.1 mg/l et présentent une teneur moyenne de 38.8 mg/l.

La variation saisonnière des éléments majeurs montre, de manière générale, que toutes les eaux sont caractérisées par de fortes concentrations en Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- et CO_3^{2-} , des concentrations moyennement faibles en Cl^- et des concentrations très faibles en Na^+ , K^+ , NO_3^- et SO_4^{2-} (Fig. CH. III. 8).

III. Discussion.

III.1 Minéralisation des eaux.

Les processus souvent considérés comme principaux responsables de la minéralisation des eaux lacustres sont l'évaporation, les phénomènes d'altération des roches et des sols dont les produits sont transportés via les eaux de surface, subsurface (eaux souterraines) ou encore via des apports profonds externes au lac, les précipitations atmosphériques, ainsi que des apports internes relatifs aux mécanismes biologiques, aux processus de diffusion et de dissolution des phases sédimentaires et particulières (Gibbs, 1970; Crowe, 1993; Williams, 1996; Barjaktarovic and Bendell-Young, 2002).

La figure CH III. 9 représente le diagramme de Gibbs (1970) dans lequel quelques processus sont mis en évidence : la dilution, la dominance de la roche et l'évaporation. Presque la totalité des échantillons est projetée sur le coin gauche du graphique, ce qui suggère que l'évaporation et la dilution ne sont pas des processus dominants. Cela souligne l'idée que la dissolution des carbonates est le processus contrôlant la composition chimique principale des eaux du lac et aussi celle des eaux souterraines, ce qui souligne l'importance de l'interaction eau-roches dans la zone (Gibbs, 1970).

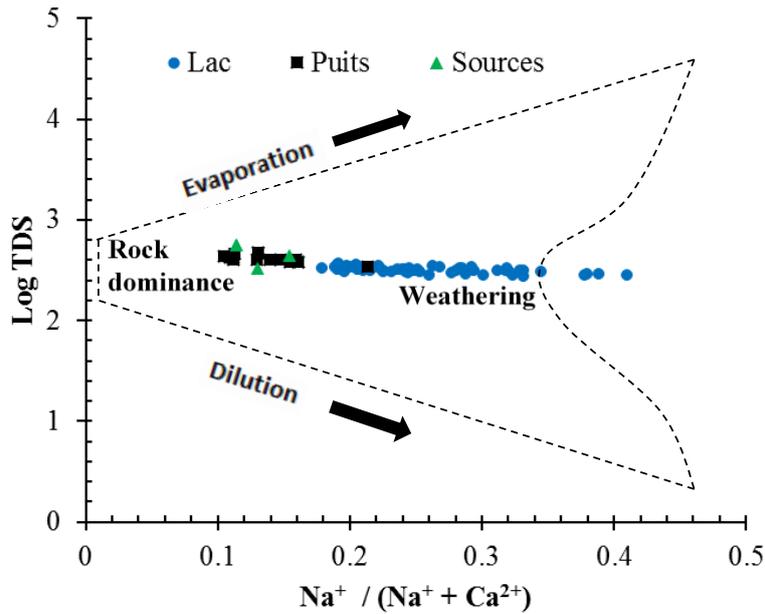


Fig. CH III. 9 : Diagramme de Gibbs (1970) indiquant les mécanismes contrôlant la minéralisation des eaux du lac, du puits et des sources.

Dans le but d'examiner les relations qui existent entre les différents éléments chimiques, une Analyse en Composantes Principales (ACP) a été faite sur les variables physico-chimiques des eaux du système lacustre d'Azigza. Pour l'interprétation de l'ACP, nous nous contenterons de l'analyse sur la matrice de corrélation et des cercles ACP, ces deux paramètres suffisent pour mettre en évidence les différences dans les liens entre les éléments chimiques.

L'examen du tableau relatif à la matrice de corrélation (Tab. Ch. III.1) permet de soulever la corrélation entre certaines variables. Il existe une forte corrélation entre Ca^{2+} et HCO_3^- ($r = 0.76$) et Ca^{2+} et la conductivité électrique ($r = 0.79$), ce qui témoigne que les eaux du système lacustre d'Azigza acquièrent leur minéralisation au contact des roches calcaires dominantes dans la zone d'étude. D'autres corrélations moins significatives entre la conductivité électrique d'une part et les SO_4^{2-} ($r = 0.63$), les NO_3^- ($r = 0.67$), le K^+ ($r = -0.50$), Cl^- ($r = 0.06$) et Na^+ ($r = -0.46$) d'autre part, ce qui confirme l'absence de formations salifères.

Variables	CO_3^{2-}	HCO_3^-	Cl	SO_4^{2-}	NO_3^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Na^+	K^+	T (°C)	K25 (µS/cm)	pH
CO_3^{2-}	1	-0.75	-0.10	-0.59	-0.57	-0.55	0.20	0.34	0.26	0.28	-0.63	0.69
HCO_3^-	-0.75	1	-0.17	0.59	0.64	0.76	-0.05	-0.52	-0.25	-0.42	0.70	-0.80
Cl	-0.10	-0.17	1	0.20	-0.21	-0.20	0.15	0.27	0.06	0.13	0.06	0.08
SO_4^{2-}	-0.59	0.59	0.20	1	0.70	0.58	-0.19	-0.32	-0.07	-0.31	0.63	-0.46
NO_3^-	-0.57	0.64	-0.21	0.70	1	0.66	-0.51	-0.47	-0.15	-0.26	0.67	-0.60
Ca^{2+}	-0.55	0.76	-0.20	0.58	0.66	1	-0.27	-0.55	-0.41	-0.58	0.79	-0.75
Mg^{2+}	0.20	-0.05	0.15	-0.19	-0.51	-0.27	1	0.42	0.07	0.17	-0.23	0.16
Na^+	0.34	-0.52	0.27	-0.32	-0.47	-0.55	0.42	1	0.21	0.46	-0.46	0.38
K^+	0.26	-0.25	0.06	-0.07	-0.15	-0.41	0.07	0.21	1	0.24	-0.50	0.50
T (°C)	0.28	-0.42	0.13	-0.31	-0.26	-0.58	0.17	0.46	0.24	1	-0.48	0.36
K25 (µS/cm)	-0.63	0.70	0.06	0.63	0.67	0.79	-0.23	-0.46	-0.50	-0.48	1	-0.82
pH	0.69	-0.80	0.08	-0.46	-0.60	-0.75	0.16	0.38	0.50	0.36	-0.82	1

Tab. CH III. 1 : Matrice de corrélation entre les variables (T°, pH, conductivité électrique et éléments chimiques majeurs).

Les deux axes principaux (F1 et F2) de l'ACP expliquent 61 % de la variance totale (Fig. CH III. 10) et les deux axes principaux (F1 et F3) désignent 59 % de la variance totale et marquent la même distribution des corrélations entre les éléments.

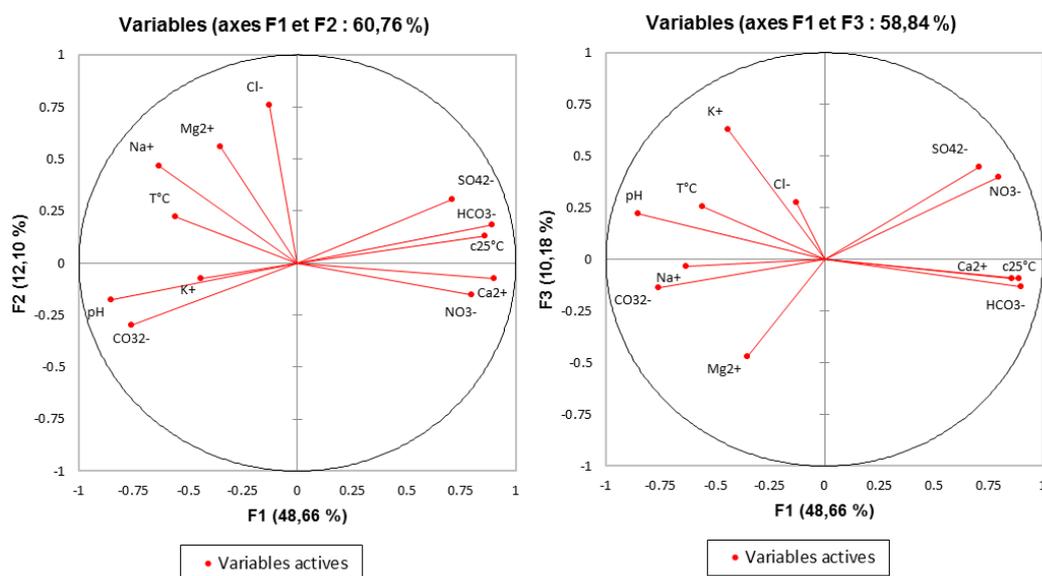


Fig. CH III. 10 : ACP réalisée pour l'ensemble des échantillons prélevés au niveau du lac, du puits et des sources (2012-2014).

L'axe de facteur F1 représente 48.85 % de la variance totale et il regroupe HCO_3^- , Ca^{2+} , conductivité électrique ($c_{25}^\circ\text{C}$), NO_3^- , SO_4^{2-} dans le pôle positif et K^+ , température de l'eau ($T^\circ\text{C}$), pH et CO_3^{2-} dans le pôle négatif. Cet axe décrit donc la minéralisation de l'eau et sa saturation en minéraux carbonatés en raison de la dissolution d'évaporites (avec SO_4^{2-} , Ca^{2+}), facteurs qui rendent compte des conditions de précipitation des carbonates. L'axe de facteur F2 représente 12.15 % de la variance totale et il regroupe Cl^- , Mg^{2+} , et Na^+ dans le pôle positif et marque la faible contribution des éléments salifères à la minéralisation des eaux.

La projection des observations sur le plan formé par les axes F1-F2 (Fig. CH III. 11), montre selon l'axe F1 horizontal, une opposition entre, d'une part, les eaux fortement minéralisées représentées par les eaux souterraines (puits et sources), constituant la partie positive de l'axe ; d'autre part, les eaux faiblement minéralisées représentées par les eaux du lac (elles présentent les valeurs les plus faibles de conductivité et de concentrations des autres éléments analysés), occupant la partie négative de l'axe. En plus des processus d'interaction avec l'encaissant et de dilution, cette répartition met en évidence l'importance des processus d'évaporation que subissent les eaux lacustres favorisant ainsi l'augmentation de la précipitation des éléments chimiques principalement les carbonates de calcium.

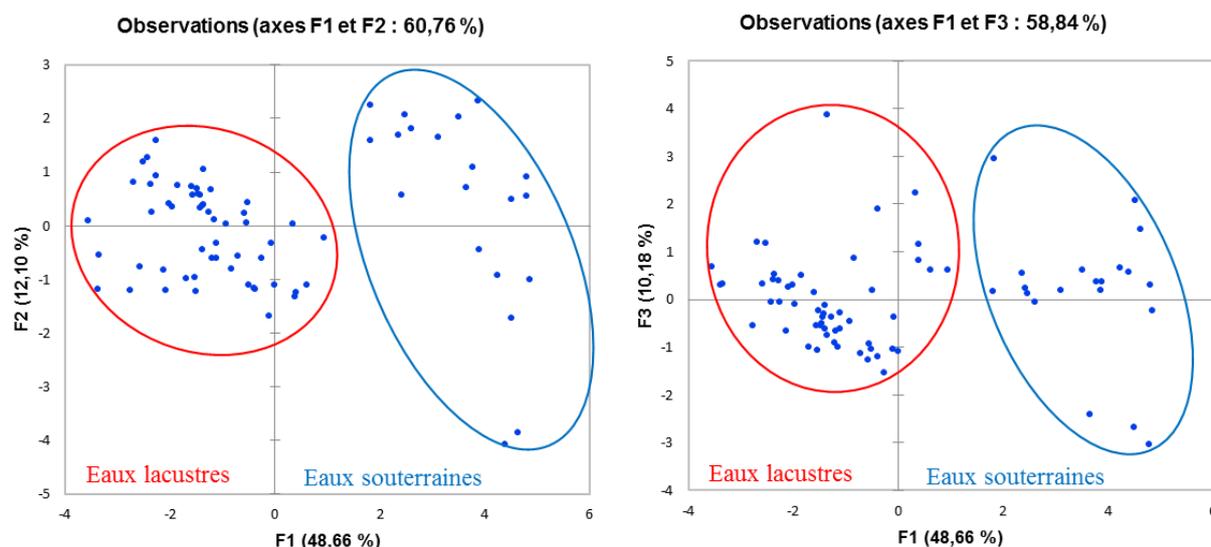


Fig. CH III. 11 : Projection des individus dans le plan factoriel 1 x 2.

Le phénomène de saturation des eaux en carbonates dissoutes est principalement lié d'une part, à la lithologie des terrains (dolomies et calcaires dolomitiques) qui favorise l'acquisition rapide de la saturation des eaux en carbonate de calcium. D'autre part, il est lié à la présence d'un couvert végétal forestier et pédologique assez important qui permet un approvisionnement des eaux météoriques d'infiltration en quantités importantes de gaz carbonique CO_2 (respiration des racines des plantes et celle des micro-organismes du sol et la décomposition de la matière organique), ce qui les rend plus agressives et augmente leur pouvoir de dissolution.

Le produit de solubilité de la calcite est de $\log K_s = -8.48$ à 25°C et celui de la dolomite est de $\log K_s = -16.54$ à 25°C , ce qui conduit à la rareté de la précipitation de la dolomite (Michalowski and Asuero, 2012). La comparaison des indices de saturation (calcite et dolomite) des eaux lacustres et souterraines (Fig. CH III. 12) indique que le temps de séjour des eaux souterraines est court et que ces eaux s'écoulent rapidement dans les formations karstiques.

L'évaluation de l'état de saturation des eaux du site Azigza en carbonates (Fig. CH III. 12) a permis de constater que les eaux du lac sont toujours sursaturées ou équilibrées vis-à-vis de la calcite et de la dolomite et sous saturées vis-à-vis du gypse.

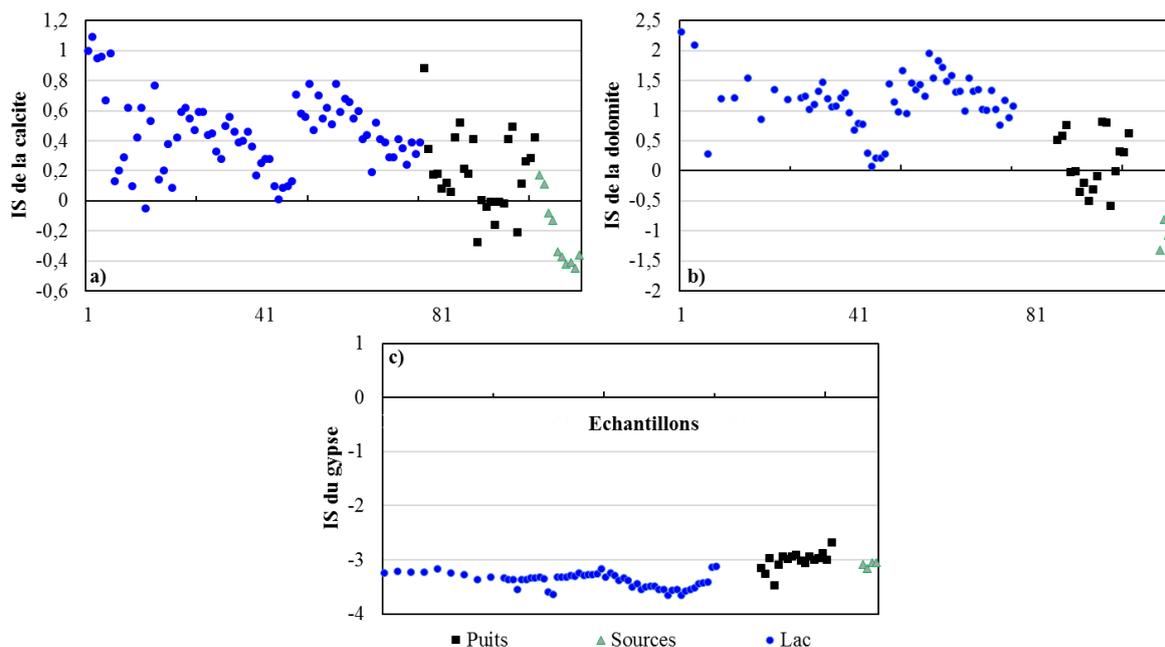
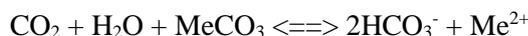


Fig. CH III. 12 : Indices de saturation de la calcite, de la dolomite et du gypse des échantillons d'eau collectés.

La dissolution des roches carbonatées (calcaire ou dolomie) par l'eau associée au gaz carbonique, est un phénomène chimique complexe faisant intervenir de nombreux paramètres physico-chimiques dans un ensemble de réactions qui peuvent être simplifiées ainsi :



- MeCO_3 : Phase solide (carbonate de calcium ou de magnésium) ;
- HCO_3^- : Ion bicarbonate ;
- Me^{2+} : Cation divalent (Mg^{2+} et Ca^{2+}).

III.2 Chimie des eaux en relation avec le niveau du lac et le climat.

En raison de la succession des périodes de sécheresse au cours des dernières décennies, combinée aux surexploitations des ressources en eaux en aval du lac, le niveau lacustre a largement régressé (Benkaddour *et al.*, 2008). Durant la période du suivi (25 mois, octobre 2012 – octobre 2014), le lac a connu une baisse de 2 m de son niveau d'eau. Ce déficit hydrique n'influence pas forcément la minéralisation des eaux lacustres (Fig. CH III.13). Comme le montrent ces figures, aucune correspondance n'existe entre la variation des éléments chimiques (représentatifs des eaux d'Azizga) et l'évolution du niveau du lac. Cependant, cette dernière peut influencer la saisonnalité du chimisme de l'eau en retardant le temps de réponse.

Comme montré ci-dessus (cf. Fig. CH III.2), la température de l'air influence fortement celle des eaux lacustres, ici, on examine le lien entre pluie / température de l'air et le chimisme des eaux du lac Azizga. Les teneurs les plus élevées en Ca^{2+} des eaux lacustres sont rencontrées au printemps et en hiver et résultent de la dilution de ces eaux par les eaux de ruissellement engendré par la pluie et de la fonte de neige, ces dernières contribuent activement à la diminution du pH des eaux et donc à la dissolution

des calcaires et dolomites (Fig. CH III. 13). En revanche, les diminutions de concentrations en été peuvent s'expliquer par une précipitation de carbonate de calcium sous l'effet d'évaporation (Fig. CH III. 13).

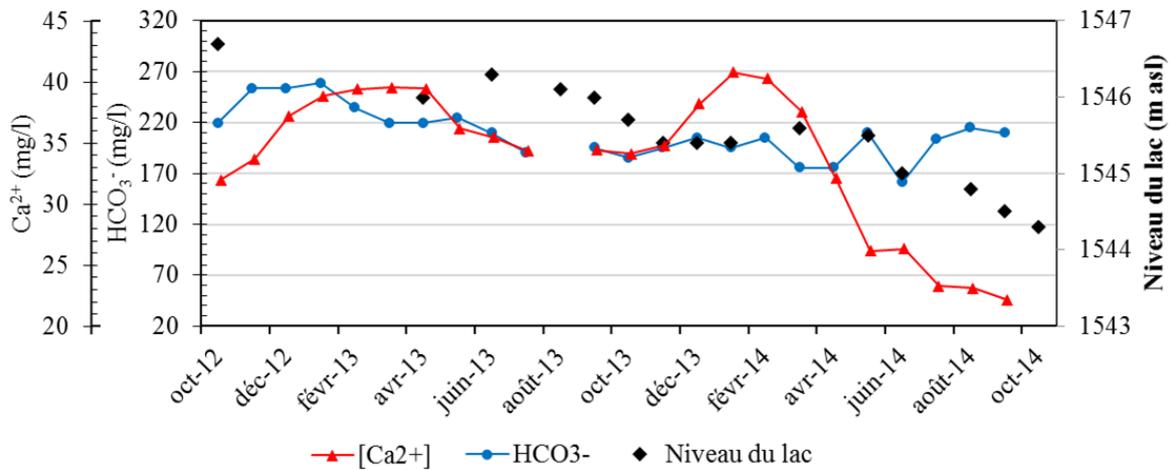


Fig. CH III. 13 : Variation des concentrations du Ca²⁺ et du HCO₃⁻ des eaux lacustres en fonction du niveau du lac (Oct-2012 à Oct-2014).

Le climat (Pluie/température) agit directement sur la physico-chimie des eaux du site Azigza, à la fois par la dilution des éléments (effet de pluie) ou leur concentration (effet de température) ; et indirectement en contribuant à l'agressivité des eaux par le biais de ruissellement/infiltration (Fig. CH III. 14).

L'analyse des paramètres physico-chimiques et l'examen de la relation chimie de l'eau / climat, indiquent que le lac est alimenté en partie par les eaux souterraines pendant l'hiver et en partie par les eaux de ruissellement engendré par la pluie et la fonte de neige. Après la définition des périodes d'alimentation du lac ainsi que la sensibilité de son chimisme au climat, on traitera en détail dans le chapitre suivant (Chapitre IV) le fonctionnement hydrologique du lac tout en aboutissant à la fin à une quantification des pertes et des apports par la modélisation hydro-isotopique.

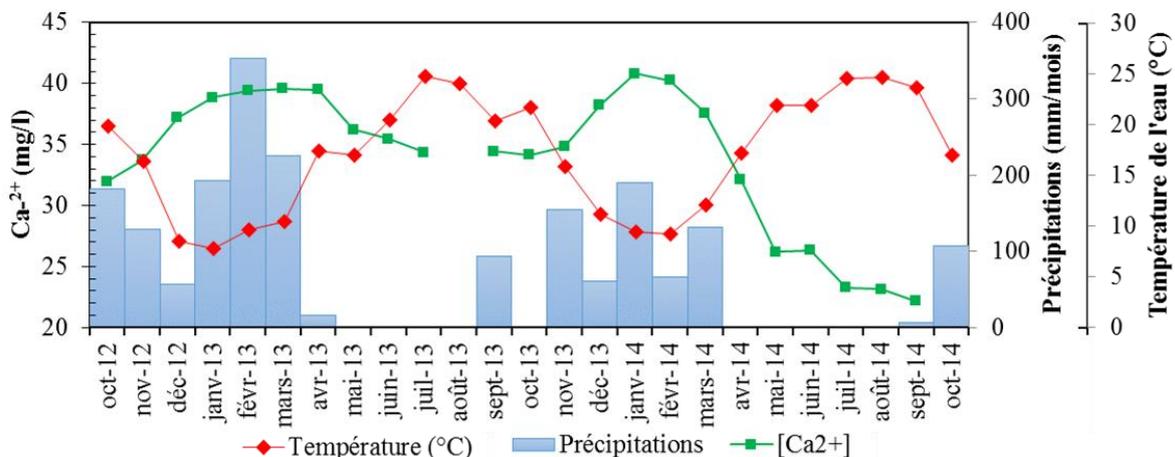


Fig. CH III. 14 : Variation du Ca²⁺ des eaux lacustres en fonction des précipitations (Tamchachate) et en fonction de la température de l'air mesurée à la station de Tarhat (ABHOER).

Date	Libellé	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	T°C	c25°C	pH	Balance ionique
oct-12	L1	19.2	219.6	18.03	4.52	5.0	32.0	32.99	11.4	2.1	19.9	415.0	8.8	0.7
nov-12	L1	0.0	253.8	17.35	4.45	1.8	33.7	29.28	9.6	1.3	15.9	414.0	8.7	2.4
déc-12	L1	0.0	253.8	16.56	3.64	2.3	37.2	31.83	9.6	1.3	8.5	429.0	7.9	1.9
janv-13	L1	9.6	258.6	16.54	3.51	1.8	38.9	29.73	9.2	1.2	7.8	434.0	8.3	3.1
févr-13	L1	19.2	234.2	16.57	3.89	2.1	39.4	28.70	9.3	1.2	9.3	430.0	8.4	3.0
mars-13	L1	19.2	219.6	16.18	3.36	2.1	39.6	29.07	9.2	1.2	9.5	444.0	8.5	0.0
avr-12	L1	28.8	219.6	17.67	3.21	4.2	39.5	27.64	9.7	1.5	17.6	420.0	8.0	4.9
mai-13	L1	19.2	224.5	16.78	2.92	2.0	36.2	30.60	9.1	1.0	17.5	422.0	8.3	1.4
juin-13	L1	28.8	209.8	17.10	3.26	2.7	35.5	31.21	9.3	1.2	20.5	414.0	8.1	2.3
juil-13	L1	38.4	190.3	15.6	3.3	1.0	34.3	33.2	11.1	0.7	24.0	419.0	8.1	0.2
	L2	28.8	195.2	15.2	3.2	0.9	33.0	32.1	10.2	0.7	24.6	420.0	8.1	0.9
	L3	38.4	190.3	15.9	3.3	1.2	31.8	32.6	10.7	0.7	25.4	414.0	8.0	1.9
	Puits	0.0	268.4	17.8	3.7	5.9	49.2	31.0	9.4	0.5	19.7	552.0	7.6	3.4
	SL2	0.0	219.6	13.6	3.2	7.4	62.2	12.9	9.3	0.5	14.8	665.0	7.0	4.7
août-13	L2	19.2	195.2	16.1	3.2	0.9	34.2	33.6	11.3	0.8	23.2	428.0	8.2	6.4
	L3	19.2	195.2	16.8	3.3	1.5	33.9	33.5	11.1	1.0	25.4	432.0	8.2	5.8
	Puits	0.0	239.1	19.3	3.7	4.7	36.9	31.7	10.0	0.5	19.7	585.0	7.8	2.9
	SL2	0.0	327.0	13.7	3.5	3.4	52.4	37.8	9.6	0.7	11.8	688.0	7.0	2.3
sept-13	L1	19.2	195.2	16.3	3.2	0.8	34.4	33.4	11.3	0.9	20.8	432.0	8.2	6.4
	L2	19.2	190.3	16.3	3.3	0.9	34.4	33.3	11.5	0.8	20.8	425.0	8.1	7.2
	L3	19.2	185.4	16.3	3.4	1.3	33.9	33.0	11.5	0.8	19.4	420.0	8.1	7.6
	Puits	0.0	268.4	19.8	4.4	0.6	65.8	31.9	9.8	0.7	17.4	567.0	7.8	11.3
oct-13	L1	19.2	185.4	16.2	3.2	1.1	34.2	33.3	10.9	0.9	21.3	430.0	8.2	7.9
	L2	19.2	180.6	16.3	3.3	0.8	18.1	32.7	11.0	0.9	21.5	434.0	8.4	0.5
	L3	19.2	180.6	16.5	3.2	1.2	16.2	32.0	11.2	1.0	22.3	425.0	8.2	2.5
	Puits	0.0	244.0	20.5	4.8	7.4	15.4	29.1	10.9	1.0	17.6	587.0	7.7	13.4
nov-13	L1	28.8	195.2	16.4	3.3	0.7	34.8	33.3	11.0	0.8	13.8	424.0	8.0	2.9
	L2	19.2	180.6	16.4	3.3	1.2	35.7	33.3	10.4	0.9	17.1	432.0	8.0	9.2
	L3	28.8	190.3	16.8	3.3	0.6	35.1	33.1	11.2	0.8	16.6	433.0	8.0	3.7
	Puits	0.0	263.5	19.7	3.9	2.9	55.2	30.8	10.1	0.6	17.7	614.0	7.4	6.9
déc-13	L1	19.2	205.0	16.1	3.2	0.8	38.2	32.9	10.9	0.9	12.1	442.0	7.8	6.0
	L2	19.2	200.1	15.5	3.1	0.6	36.0	29.9	9.9	0.7	10.8	446.0	7.8	3.0
	L3	19.2	200.1	17.2	3.1	0.6	41.8	32.0	11.4	0.8	10.6	452.0	7.8	7.8
	Puits	0.0	278.2	19.1	3.9	4.4	80.3	29.8	10.1	1.0	11.2	589.0	7.3	13.7
janv-14	L1	19.2	195.2	15.8	2.9	1.1	40.8	32.0	10.6	0.7	8.7	451.0	7.9	8.2
	L3	19.2	195.2	16.9	3.0	1.1	41.8	32.6	11.3	0.8	10.1	454.0	7.9	9.1
	Puits	0.0	273.3	19.5	4.4	2.3	59.9	29.5	10.3	0.7	10.5	591.0	7.5	6.6
févr-14	L1	19.2	205.0	15.7	3.1	1.0	40.3	32.1	10.9	0.7	9.5	456.0	8.5	6.4
	L2	19.2	185.4	15.4	3.0	1.1	41.6	31.2	10.1	0.7	8.7	459.0	8.4	9.7
	L3	19.2	200.1	18.0	3.1	1.7	50.7	28.0	11.1	0.7	9.5	458.0	8.3	8.2
	Puits	0.0	268.4	21.1	4.6	4.2	62.9	30.3	10.2	0.5	10.0	625.0	7.3	8.3
mars-14	L1	38.4	175.7	15.5	3.1	1.3	37.6	31.8	10.9	0.7	13.1	437.0	8.6	3.1
	L2	28.8	195.2	15.0	3.2	1.3	41.2	29.7	9.7	0.6	11.0	468.0	8.2	2.7
	L3	38.4	170.8	16.5	3.1	1.2	38.4	30.5	10.3	1.0	12.1	436.0	8.5	2.8
	Puits	0.0	292.8	19.7	4.3	5.4	74.8	27.6	8.8	0.4	11.3	602.0	7.3	7.2
avr-12	L1	28.8	175.7	15.4	3.0	0.9	32.1	31.3	10.4	0.6	17.6	403.0	8.4	3.3
	L2	19.2	185.4	15.5	3.1	1.3	35.5	31.3	10.7	0.7	17.1	420.0	8.4	6.9
	L3	38.4	175.7	15.8	3.0	1.2	32.6	30.5	10.6	1.3	16.9	416.0	8.3	0.6
	Puits	0.0	273.3	20.0	4.5	6.0	55.3	30.1	10.4	0.5	14.7	600.0	7.4	4.3
mai-14	L1	38.4	209.8	16.2	2.9	1.0	26.2	30.6	10.8	1.1	22.4	387.0	8.6	9.7
	L2	28.8	161.0	15.6	2.9	0.7	29.4	31.7	10.3	0.7	21.8	400.0	8.4	5.0
	L3	48.0	151.3	16.4	2.9	1.0	22.3	30.5	10.7	1.0	21.4	363.0	8.7	5.8
	Puits	0.0	253.8	19.9	4.1	5.4	54.4	30.2	10.5	0.4	17.6	543.0	7.8	7.3
juin-14	L1	48.0	161.0	16.2	2.9	0.8	26.3	31.5	10.1	0.8	22.0	388.0	8.6	4.4
	L2	38.4	146.4	17.4	2.9	0.4	27.3	31.9	11.8	1.4	21.6	388.0	8.5	3.4
	L3	48.0	151.3	17.3	2.8	0.7	26.8	31.9	10.9	1.2	21.9	394.0	8.5	1.8
	Puits	0.0	283.0	14.8	4.0	6.6	78.5	29.3	9.8	0.7	17.4	587.0	7.7	12.7
juil-14	L1	19.2	203.5	17.2	2.9	0.7	23.3	32.0	10.9	1.2	24.3	375.0	8.2	2.7
	L2	0.0	221.1	17.1	2.8	0.5	24.7	32.1	11.2	1.2	23.4	376.0	8.2	2.6
	L3	19.2	188.9	19.1	2.9	0.7	17.9	30.9	11.0	1.3	25.7	357.0	8.1	4.8
	Puits	0.0	338.2	12.5	4.0	9.5	68.0	28.8	10.3	0.5	15.2	562.0	7.0	0.7
août-14	L1	9.6	214.7	17.6	2.9	0.7	23.1	32.4	11.5	1.1	24.4	380.0	8.3	0.7
	L2	9.6	214.7	18.0	2.9	0.6	23.6	32.9	11.6	1.6	24.7	380.0	8.2	0.1
	L3	9.6	195.2	18.1	2.9	0.9	18.0	30.4	11.5	0.8	24.7	353.0	8.3	2.3
	Puits	0.0	338.2	12.7	4.1	8.6	72.5	28.2	10.9	0.9	13.5	554.0	7.4	2.5
sept-14	L1	9.6	209.8	16.3	2.8	0.6	22.1	28.7	10.5	0.7	23.3	375.0	8.1	4.3
	L2	9.6	219.6	16.2	2.8	0.5	23.9	29.1	9.9	0.7	23.5	376.0	8.0	4.8
	L3	9.6	206.6	17.8	3.2	0.5	22.7	33.4	12.0	0.8	24.1	353.0	8.2	1.7
	Puits	0.0	322.1	11.8	4.9	8.6	74.3	28.0	9.4	1.3	15.6	516.0	7.5	4.9
	SL22	0.0	414.8	14.8	3.4	2.6	74.0	36.5	9.6	0.5	10.4	661.0	6.8	1.4
oct-14	L2	9.6	229.4	17.1	3.0	0.0	29.9	33.8	10.9	0.8	15.4	367.0	8.0	1.6
	L3	28.8	207.4	18.0	3.5	0.0	25.8	33.1	12.1	0.9	19.1	341.0	8.2	4.0
	Puits	0.0	307.4	10.1	3.9	8.1	64.6	24.6	7.9	0.7	12.5	448.0	7.6	0.7
	SL22	0.0	416.4	15.0	3.4	2.8	72.1	35.7	9.3	0.5	9.2	565.0	6.9	2.9

Tab. CH III. 2 : Résultats d'analyse chimiques des eaux du système lacustre d'Azizga et les paramètres physico-chimiques.

IV. Données complémentaires du site de Tigalmamine.

IV.1 Description du site.

Le site de Tigalmamine situé à une altitude de 1630 m a.s.l., est un hydrosystème composé de trois lacs creusés dans les dolomies du Lias inférieur (Fig. CH III. 15). Ce site qui appartient à une région dont le climat est de type humide (Chillasse *et al.*, 2001), il reçoit des précipitations de l'ordre de 930 mm/an avec température moyenne de l'air de 10 °C. Les cours d'eaux entourant le site alimentent, temporairement en périodes pluvieuses, les trois lacs qui communiquent entre eux par des zones de marécages. Lors des périodes de fortes précipitations, les lacs et les marécages débordent et le surplus est évacué par l'exutoire au Sud pour rejoindre l'Oued Srou (Affluent de l'Oued Oum Er Rbia). En périodes de basses eaux, seules les trois cuvettes sont remplies d'eaux ainsi que quelques petites sources donnant des débits de l'ordre de 1 à 5 l.s⁻¹ (Benkaddour, 1993).

Les trois lacs de Tigalmamine font partie d'un petit bassin versant dont la surface est de l'ordre de 7.45 km². La plus importante de ces trois cuvettes est la cuvette centrale de fond plat qui couvre une superficie de 6 ha et atteint 16 m de profondeur (Benkaddour, 1993). Le *Quercus rotundifolia* (chêne vert) et le *Cedrus atlantica* (cèdre de l'Atlas) constituent le couvert végétal dominant dans cette zone (Lamb *et al.*, 1995).

Au niveau de ce site, suite à sa difficulté d'accès et son isolement (pas de garde forsteir), une seule campagne d'échantillonnage a été réalisée au mois d'avril 2013. Cet échantillonnage discontinu dans le temps permet de déterminer l'évolution spatiale des caractéristiques physico-chimiques des eaux du système lacustre de Tigalmamine et leur interaction avec les eaux de surfaces (rivières) et souterraines (eaux de sources et eaux de puits) afin de les comparer avec celles du lac Azigza présentant les mêmes conditions géologiques et bioclimatiques.

Les eaux faisant l'objet de cet échantillonnage (cf. Fig. CH III. 15) sont les eaux lacustres (LT0, LT1, LT2 et LT3), les eaux de rivières et de marécages (RT1, RT2 et RT3), les eaux souterraines prélevées au niveau des sources (ST1, ST2 et ST3) et au niveau du puits (Puits Tig).

Pour ce site, nous allons présenter en premier lieu la variation des paramètres physico-chimiques (température, conductivité électrique, pH) des eaux, en second lieu le profil thermique réalisé et enfin le faciès chimique des eaux.

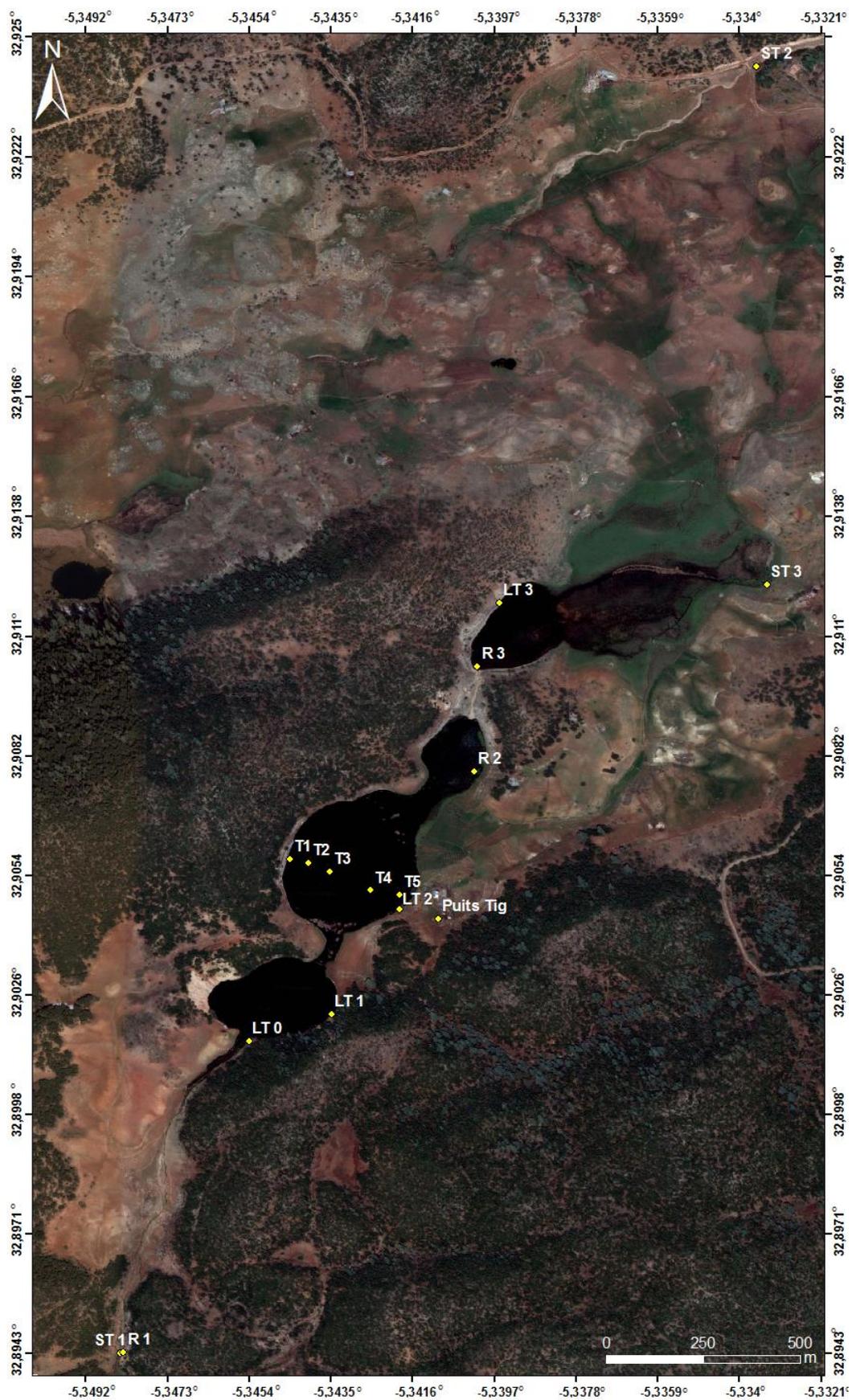


Fig. CH III. 15 : Localisation des points d'échantillonnage des eaux au site Tigalmamine (source de l'image : Google Earth 2013).

IV.2 Paramètres physico-chimiques.

La mesure de paramètres physico-chimiques (température, pH et conductivité) concerne les eaux lacustres (LT0, LT 1, LT 2 et LT3), les eaux de rivières (RT1), les eaux de sources (ST1, ST2 et ST3) et les eaux du puits (Puits Tig).

Point de mesure	Température (° C)	pH	Conductivité (µS/cm)
ST1	13.2	7.8	714
ST2	12	7.1	945
ST3	11.5	7.1	676
RT1	20.1	8.6	652
LT0	20	8.3	693
LT1	19.3	8.4	691
LT2	19.4	8.1	721
LT3	19.1	8.1	976
Puits Tig	12.4	7.2	789

Tab. CH III. 3 : Paramètres physico-chimiques des eaux du site Tigalmamine.

Dans ce qui suit, nous discutons les résultats des paramètres physico-chimiques et nous interprétons en détail les variations de chaque paramètre mesuré à travers les différents points de mesure.

IV.2.1 Température.

La température des eaux de surface (eaux lacustres et eaux de rivière) est toujours supérieure à celle des eaux souterraines (Tab. CH III. 3). La différence de température entre les eaux souterraines et les eaux de surface (lac et rivière) est due essentiellement à la forte exposition des eaux de surface à la température élevée de l'air ambiant, contrairement aux eaux souterraines (puits et sources) qui y sont moins exposées et sont moins sensibles aux perturbations.

D'après le profil thermique (Fig. CH III. 16) réalisé dans le point de mesures T3 au niveau du lac central du site Tigalmamine, la variation des valeurs de la température de la colonne d'eau, montre une évolution décroissante de la surface de l'eau jusqu'au fond lacustre marquant ainsi que le lac est stratifié et de type monomictique chaud.

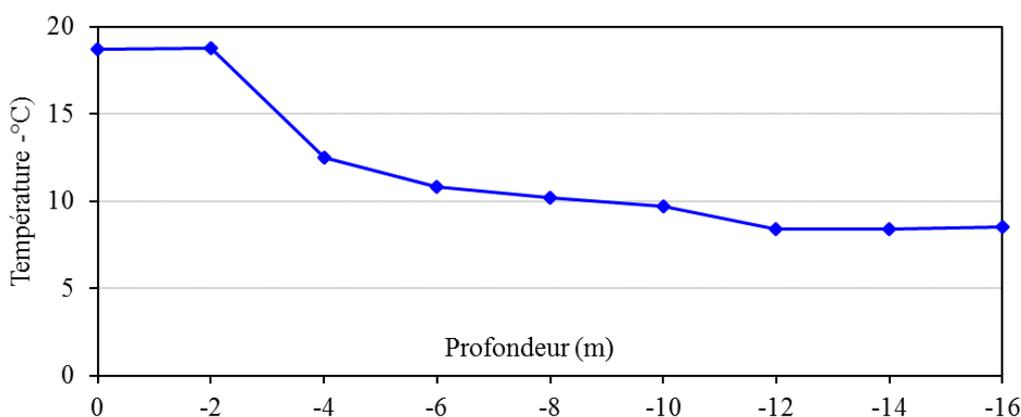


Fig. CH III. 16 : Profil thermique réalisé au milieu du lac central du site de Tigalmamine.

IV.2.2 Conductivité électrique et pH.

La conductivité électrique et le pH des eaux (Fig. CH III. 17) enregistrés à travers les différents points de mesure montrent de grandes variations, ainsi les eaux souterraines sont beaucoup plus minéralisées que les eaux lacustres.

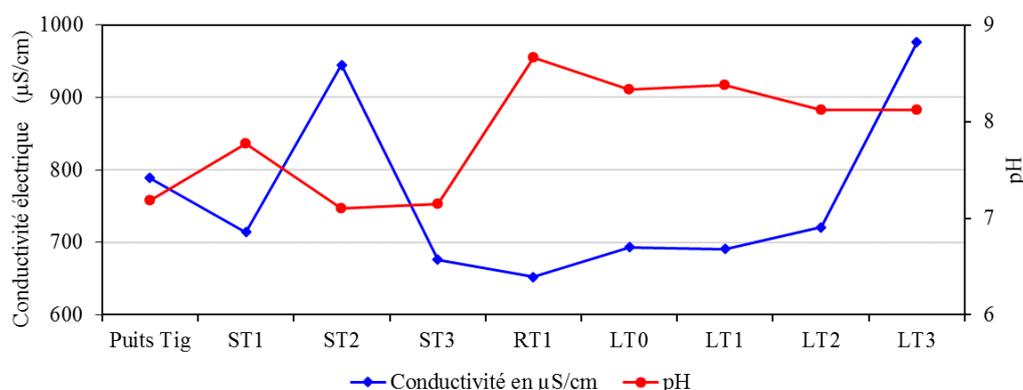


Fig. CH III. 17 : Variation de la conductivité électrique des eaux du site Tigalmamine au mois d'avril 2013.

À l'inverse du pH, les fluctuations de la conductivité des eaux souterraines (sources ST1, ST3 et ST2 et puits) peuvent être expliquées par la différence de leur provenance (origine) du système karstique mis en place dans les roches carbonatées (calcaire et dolomie) et par le phénomène de l'effet de chasse (cf. Chapitre III, II.1.2).

La conductivité relativement faible et le pH élevé des eaux de surface (LT0, LT1, LT2 et RT3) sont régis par l'existence des conditions thermiques, photiques et trophiques (forte productivité) dans ces lacs.

La conductivité des eaux lacustres, contrairement au pH, diminue en partant de la cuvette située au Nord vers la cuvette située au Sud, cette diminution est liée principalement au caractère hydrodynamique ainsi à l'activité biologique régnant dans chaque cuvette.

IV.3 Faciès chimique des eaux.

La projection des résultats d'analyses chimiques sur le diagramme de Piper (Fig. CH III. 18), montre que ces eaux ont un faciès chimique bicarbonaté calcique et magnésien, identique à celui du lac Azigza. Ces eaux sont, d'une part, pauvres en NO_3^- et SO_4^{2-} et riches en Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- , et d'autre part, sont marquées par une variation nette des compositions chimiques des eaux lacustres (LT1 et LT2) et celles des eaux souterraines (puits et sources ST1 et ST2).

Les eaux du puits sont moins riches en Mg^{2+} , Na^+ , K^+ et Cl^- par rapport aux eaux de la source ST2, ceci est dû au fait que la source ST2 est alimentée par les eaux très minéralisées (conductivité de 959 $\mu\text{S}/\text{cm}$) de la zone noyée et que le puits est alimenté par les eaux moins minéralisées provenant de la zone épikarstique (conductivité de 772 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Les eaux lacustres sont riches en Mg^{2+} et HCO_3^- , moyennement riches en Na^+ , K^+ et Cl^- et pauvre en Ca^{2+} , l'abondance du Mg^{2+} par rapport à Ca^{2+} est liée

aux conditions biogéochimiques (augmentation de la température, photosynthèse, augmentation du pH) régnant dans ces lacs et favorisant la précipitation biogénique et physico-chimique de la calcite. Les eaux de la source ST1 présentent une signature chimique intermédiaire entre celle des eaux lacustres et celle des eaux du puits, cette situation ne peut être due qu'au mélange des eaux provenant de la cuvette aval de Tigalmamine et les eaux souterraines.

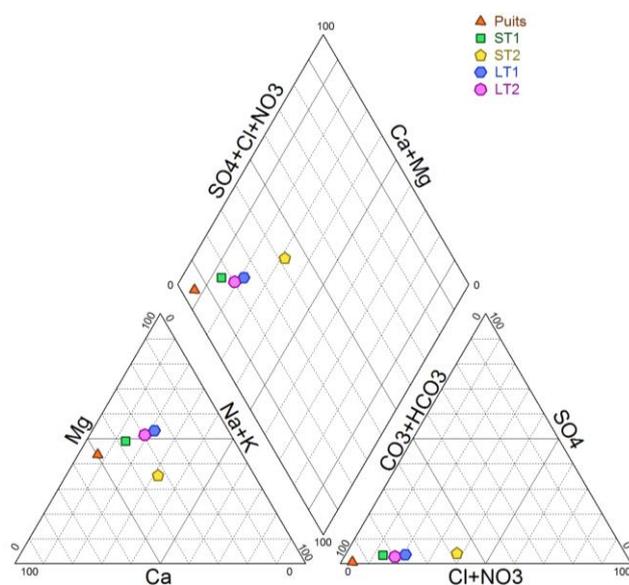


Fig. CH III. 18 : Projection des analyses chimiques des eaux du site de Tigalmamine sur le diagramme de Piper.

V. Conclusion du chapitre.

La caractérisation hydrogéochimique des eaux du système d'Azizga est basée sur la mesure mensuelle de paramètres physico-chimiques (température, conductivité électrique, pH, Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- , CO_3^{2-} , HCO_3^- , SO_4^{2-} et NO_3^-) au cours de deux cycles hydrologiques 2012-2013/2013-2014.

Dans l'ensemble, la chimie élémentaire, le diagramme de Gibbs et les indices de saturation ont tous prouvé que, d'une part, la dissolution des carbonates liasiques dominant la nature géologique du Moyen Atlas, est le principal processus géochimique responsable de la minéralisation des eaux du système lacustre d'Azizga. D'autre part, le lac est alimenté en partie par les eaux souterraines pendant l'hiver et en partie par les eaux de ruissellement engendré par la pluie et la fonte de neige.

Les données montrent que le Lac Azizga est de type monimictique chaud et ses eaux sont légèrement alcalines comparées aux eaux souterraines et que l'ensemble se caractérise par un faciès hydrochimique carbonaté calcique et magnésien. Malgré la baisse du niveau du lac d'environ 2 m sous un climat local contrasté au cours des 2 cycles hydrologiques, le chimisme des eaux du lac est essentiellement influencé par la variabilité saisonnière (dilution par ruissellement et concentration suite à l'évaporation) du niveau du lac et du climat.

Une comparaison des faciès hydrochimiques avec un lac voisin (lacs Tiguelmamine) révèle que les eaux de ces deux systèmes se caractérisent par un comportement hydrogéochimique identique.

CHAPITRE IV : MODÉLISATION HYDRO-ISOTOPIQUE DU LAC AZIGZA.

Ce chapitre traitera la modélisation hydro-isotopique du lac Azigza et seront montrées dans un premier temps les données isotopiques collectées au cours de la période d'observation 2012-2016 ainsi que l'élaboration du bilan hydrique du lac et de sa modélisation. Il est présenté sous forme d'un article en review à **Regional Environmental Change** (REEC). Dans un deuxième temps sera présenté le travail fait sur l'estimation de l'évaporation en information supplémentaire.

Résumé.

Comme beaucoup de bassins versants méditerranéens, le Moyen Atlas marocain joue un rôle important dans les ressources en eau régionales très vulnérables. Les lacs de montagne sont nombreux dans cette région et pourraient être utilisés comme des sentinelles possibles des changements hydroclimatiques, en adoptant des outils de modélisation appropriés capables de simuler la relation lac-climat. Nous présentons une étude détaillée du lac Azigza et qui couvre sur une période d'observation de 4 ans (2012-2016), comprenant des mesures de niveau du lac, des analyses isotopiques des précipitations, des eaux de lac et des eaux souterraines (puits et sources) et des données météorologiques locales. L'approche est basée sur un étalonnage pas à pas d'un modèle de bilan hydrique de lac, contrôlé par les taux de précipitations et d'évaporation, dans le but d'estimer les composantes non mesurées du bilan hydrologique. Le bilan net des eaux souterraines (flux entrant moins le flux sortant) a été quantifié pendant les périodes dépourvues de précipitations et ensuite interpolé pour toute la période d'observation. Le ruissellement de surface a été estimé par l'ajustement d'un coefficient de précipitations. Enfin, les flux d'eaux souterraines ont été partitionnés entre l'entrée et la sortie en utilisant le bilan de masse isotopique. Le modèle a pu simuler la diminution continue du niveau du lac (4 m) observée sur la période 2012-2016. Les résultats montrent la prédominance des échanges d'eaux souterraines dans le bilan hydrique du lac, avec des variations interannuelles importantes liées aux précipitations annuelles, suggérant qu'un effet de seuil limite probablement l'infiltration lorsque le niveau du lac diminue. Cette étude souligne l'importance des flux d'eaux souterraines dans les variations du niveau du lac Azigza probablement représentatif de nombreux lacs similaires dans le Moyen Atlas.

Article.

Modelling lake water and isotope mass balance variations under Mediterranean climate: Lake Azigza in the Moroccan Middle Atlas

Rachid Adallal^{1,2*}, Christine Vallet-Coulomb¹ (vallet@cerege.fr), Laurence Vidal¹ (vidal@cerege.fr), Abdelfattah Benkaddour² (a.benkaddour@uca.ma), Ali Rhoujjati² (a.rhoujjati@uca.ma), Corinne Sonzogni¹ (sonzogni@cerege.fr)

¹Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRA, Coll France, CEREGE, Aix en Provence, France

²Laboratoire de Géo-ressources, Unité associée au CNRST (URAC 42), Faculté des Sciences et Techniques, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco

Short title: Modelling lake variations in the Moroccan Middle Atlas

**Corresponding author:* Rachid Adallal (adallal@cerege.fr; adallal.r@gmail.com)

Adresse 1 : CEREGE, BP80, 13545, Aix-en-Provence, cedex 4, France, tel : +33751310087

Adresse 2 : Université Cadi Ayyad, Laboratoire de Géo-ressources, BP549, Av. Abdelkarim El Khattabi, Marrakech, Morocco, tel : +212677848801

Abstract

As many Mediterranean headwater catchments, the Moroccan Middle Atlas plays an important role in the highly vulnerable regional water resources. Mountain lakes are numerous in this region, and could be regarded as possible sentinels of hydro-climatic changes, using appropriate modelling tools able to simulate the lake-climate relation. We present a detailed study of Lake Azigza, based on a 4-year (2012-2016) observation period, including lake level measurements, isotope analyses of precipitation, lake and spring waters, and local meteorological data. The approach is based on a step-by-step calibration of a lake water balance model, fed by precipitation and evaporation rates, to estimate the ungauged components of the water balance. The net groundwater balance (inflow *minus* outflow) was quantified during periods deprived of precipitation and further interpolated for the whole period. Diffuse surface runoff was estimated through the adjustment of a rainfall coefficient. Finally, the groundwater fluxes were partitioned between inflow and outflow using the isotope mass balance. The model was able to simulate the continuous lake level decrease (4 m) observed over 2012-2016. Results show the dominance of groundwater exchanges in the lake water balance, with significant interannual variations related to annual precipitation, suggesting that a threshold effect probably limits the seepage when the lake level decreases. This study underlines the importance of groundwater fluxes in the lake level variations for Lake Azigza, probably representative of many similar lakes in the Middle Atlas.

Keywords

Lake level, stable isotopes, lake-groundwater exchanges, Middle Atlas

Length of the manuscript: 8098 word

I. Introduction

The Mediterranean region is considered by the latest IPCC report to be a “Hot-Spot” for global climate change (IPCC 2013). In the last decades, temperature rise was above the global average and model projections indicate a warming and drying trend in the Mediterranean basin (Lionello et al. 2014). In the southern part of the Mediterranean, Morocco constitutes a key area for assessing the impact and

sensitivity of the water cycle to global climate change. Moroccan climate is influenced by air masses with various origin (Atlantic Ocean, Mediterranean Sea and Sahara), in addition to the effect of orography in the Atlas region, which leads to a marked spatial and inter-annual variability in precipitation. Several studies have already emphasized that precipitation records of the last decades showed a decrease in precipitation totals and wet days in Morocco (Driouech et al. 2010; Trambly et al. 2013a) although heterogeneous behavior can be found at local scale (Khomsi et al. 2016). Future projections based on high resolution regional climate models (RCM) have forecasted a decrease in average precipitation following a north to south gradient for the end of the century (Trambly et al. 2013b; Filahi et al. 2017).

Quantifying the impact of these future precipitation changes on water resources requires long-term hydrological data to validate model scenarios. An amplified response of runoff to precipitation decrease is expected (Trambly et al. 2013b), but further studies are needed to explore the link between water cycle and climate variations. Lakes have often been regarded as representative indicators of the effect of climate variations on the water cycle at different times scales (Legesse et al. 2004; Vallet-Coulomb et al. 2006; Troin et al. 2010; Troin et al. 2016), providing an appropriate quantification of lake-groundwater exchanges, which have a great impact on lake behavior (Rosenberry et al. 2015; Jones et al. 2016). Stable isotopes tracers combined with hydrological modelling approaches can be used to quantify the lake water balance (Krabbenhof et al. 1990; Sacks et al. 2014; Gibson et al. 2016; Bouchez et al. 2016; Arnoux et al. 2017). In Morocco, most of the existing studies focused on stable isotope data from lakes provided information on past water cycle (Lamb et al. 1995; Zielhofer et al. 2017).

In the Middle-Atlas Mountains, considered as the “Moroccan water tower” (Bentayeb and Leclerc 1977), the upper part of the Oum-Er-Rbia” catchment (Fig. 1) is the major water resource for the downstream irrigated dry plains and is essential to their economic development (Chehbouni et al. 2008). In this region, several natural lakes have documented significant lake level variations in response to climate (Sayad and Chakiri 2010; Sayad et al. 2011; Etebaai et al. 2012; Abba et al. 2012), although the relation between lake behavior and climate change has never been quantitatively assessed. This paper aims at implementing the hydrological modelling of the Azigza lake, in the Middle Atlas. Previous studies have shown that Lake Azigza has recorded significant historical lake level changes, either higher or lower by several meters (Gayral and Panouse 1954; Flower et al. 1989; Benkaddour et al. 2008; Vidal et al. 2016; Jouve et al. 2019). It was suggested that water level fluctuations are linked to rainfall variations (Flower and Foster 1992) although no quantification of this relation was established. We present the climatic, hydrologic and isotopic data collected during a 4-year observation period (2012-2016). Then, in order to calibrate the lake model, the ungauged components of the lake water balance are estimated using a step-by-step approach, the last step relying on an isotope mass balance to quantify groundwater inflows and outflows. In the discussion section, the influence of the lake stratification on the isotope mass balance modelling is first assessed. Secondly, based on a 4-year lake water balance

simulation, the role of groundwater processes in modulating the lake response to contrasted climatic conditions is discussed, and finally the lake sensitivity to persistent dry conditions is estimated.

II. Climatic and hydrogeological settings

Belonging to the Oum-Er-Rbia (OER) catchment, Lake Azigza (32° 58' N, 5° 26' W, 1540 m a.s.l.), is a small natural mountain lake located in the Moroccan Middle Atlas (Fig. 1). The climate is of Mediterranean subhumid type, characterized by wet winters and dry summers. Mean annual rainfall approaches 900 mm yr⁻¹, most of which falls between October and April, and snow may persist for one or two months; mean annual air temperature is about 12 °C (Martin 1981). The lake has a tectono-karstic origin (Hinaje and Ait Brahim 2002) and is located in a relatively undisturbed and forested region, dominated by Cedar (*Cedrus Atlantica*) and Oak (*Quercus*) woodland formed on calcareous red soils (Flower and Foster 1992). The study area is situated in the Tabular Middle Atlas, generally made up of Jurassic limestone and dolomite (Lepoutre and Martin 1967). The Azigza lake catchment belongs to the locally designated “High OER (HOER) basin” (Fig. 1). The HOER basin is known for its important hydrological potential and includes the emblematic Oum-Er-Rbia spring system, with an average discharge of 260 m³ s⁻¹. The hydrogeological basin of these springs is the largest of the middle Atlas Plateau, with 1020 km² of karsts outcropping mainly outside from the topographic catchment delineation, which is a common feature of karstic context. In the HOER region, emergence of groundwaters occurs mainly at the boundary of the Plateau and at contact surfaces between the Lias and Triassic substratum (Bentayeb and Leclerc, 1977, Kabbaj et al. 1978; Fig. SM1). As a result of rapid infiltration and high groundwater recharge, the surface hydrographic network is discontinuous and irregular. In the different nearby gauged subcatchments, average specific discharges tend to increase with increasing drainage area, from ≈ 170 mm yr⁻¹ to ≈ 470 mm yr⁻¹, pointing to the increasing contribution of regional aquifer to the river baseflow (Fig. 1; Table SM1). For comparison, the whole OER catchment (48000 km²), which includes the downstream dry region, displays a specific discharge of only 25 mm yr⁻¹ ($Q = 38 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) (Hammani et al. 2005).

III. Data and methods

III.1 Lake bathymetry and catchment morphology

A precise lake bathymetry was established using an echo-sounder in April 2013 (Fig. 1). The deepest point of the lake (42 m in April 2013) is located at the center of the southeast part of the lake, characterized by steep slopes compared to the western part. In order to account for possible higher lake levels, elevation data over the emerged part of the lake basin were also collected with a Real-Time Kinematic GPS (RTK GPS). Data were incorporated into a 30 m resolution DEM (earthexplorer.usgs.com) covering the remaining part of the lake watershed. A Geographic Information System (GIS) software (ArcGIS 10.3) was used for DEM quality assessment, data conversion, geo-

referencing, profile extraction, interpretation, visualization and calculation of volume and area corresponding to different lake levels. The lake catchment has a surface of $10.2 \cdot 10^6 \text{ m}^2$, about twenty times the lake surface, with elevation up to 1794 m a.s.l.. It has no outlet and no permanent creek towards the lake. In April 2013, the lake level was 1546 m a.s.l. the lake area was $0.56 \cdot 10^6 \text{ m}^2$ and the volume was $7.9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

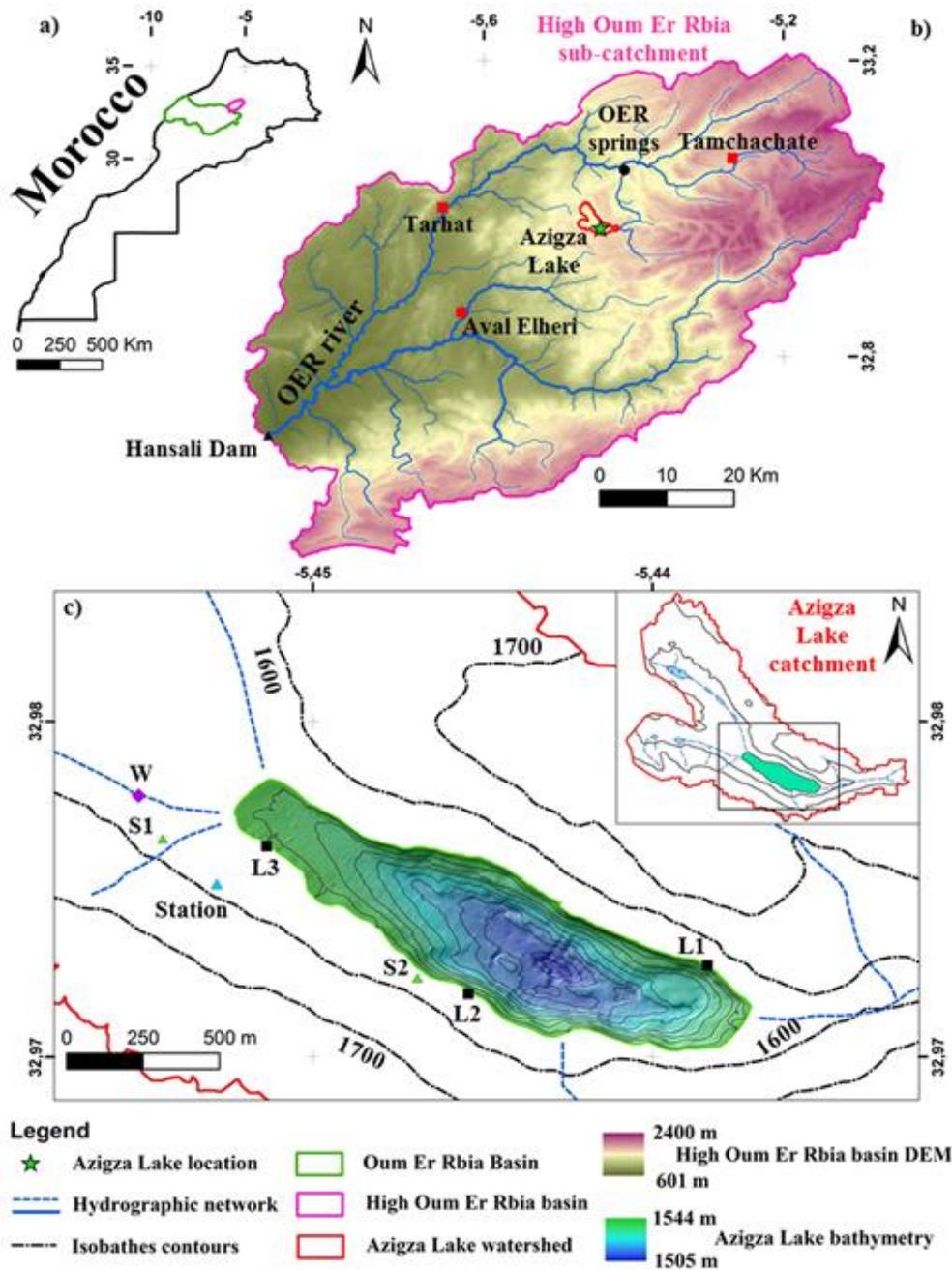


Fig. 1 : a) Location of the Oum Er Rbia catchment (green line) in Morocco, with the High Oum Er Rbia sub-catchment (pink line); b) High Oum Er Rbia sub-catchment and location of the Azigza Lake catchment (red line) and the Azigza Lake (green star). Hydrometric and meteorological stations used in this study are indicated by red circles and Oum Er Rbia (OER) springs are indicated by black circle; c) Topography of lake bottom (modified from Vidal et al. 2016) with the location of water sampling (L1, L2, L3 for lake water (black squares), W for well water (purple diamond) and (S1 and S2) for springs (green triangles) and meteorological station (blue triangle).

III.2 Climate data

A meteorological station was settled in November 2014, located 3.7 m above the ground surface, about 30 m above the current lake level and 700 m away from the lake shoreline. Local climatic parameters were measured hourly from November 2014 to May 2016: precipitation (P), air temperature (Ta), relative humidity (rh), atmospheric pressure (Pa), solar radiation (Rs) and wind speed (U). In addition, to cover the remaining observation period, from October 2012 to September 2016, we used daily precipitation from the Tamchachate station, located about 20 km from the lake, at 1685 m a.s.l. (data from the OER Hydraulic Basin Agency), and reanalyzed data (P, Ta, rh, Rs, and incident longwave radiation, RI) from the European Centre for Medium Range Weather Forecast (ECMWF) ERA-Interim database (Dee et al. 2011). The good correlations found between locally measured Ta, rh, and Rs and ERA Interim data over the common period ($r^2 = 0.97, 0.77$ and 0.89 respectively) were used to complete the local dataset. Based on daily precipitation, similar rainfall trends were found between the local station and the Tamchachate station, but the common period was too short to establish a robust statistic. We thus used the total rainfall ratio to complete the local dataset: $PA_{Zigza} = 0.79 \times PT_{amchachate}$.

III.3 Lake level and water temperature

In April 2013, a reference level was set, and the water level was manually measured approximately each month during the sampling period (April 2013-November 2014). The initial lake level (October 2012) was estimated from a photographic benchmark, compared to the reference level. This lake level time series was complemented by a CTD DIVER, anchored in the eastern part of the lake, that recorded water pressure, temperature and conductivity at an hourly time step from November 2014 to May 2016.

A strong declining trend was observed during the study period (4 m). Over this interannual trend, the lake level showed seasonal variations, with a slight increase in winter (October to April) and a stronger decrease from May to September (Fig. 2a). Based on daily data, a rapid response of lake level variations to precipitation events (≈ 1 day) was observed.

Three temperature profiles were established in January 2013, April 2014 and September 2015. The water column was homogeneous in January, with temperature ranging between 7.3 and 7.5 °C. During April and September, the lake was stratified with an epilimnion characterized by an average temperature of 17 °C and 21 °C, respectively, while the hypolimnion remained at an average temperature of 7 °C. These layers were separated by a thermocline between 6 and 9 m below the lake surface. These 3 profiles are consistent with previous data (Gayral and Panouse 1954, Benkaddour et al. 2008).

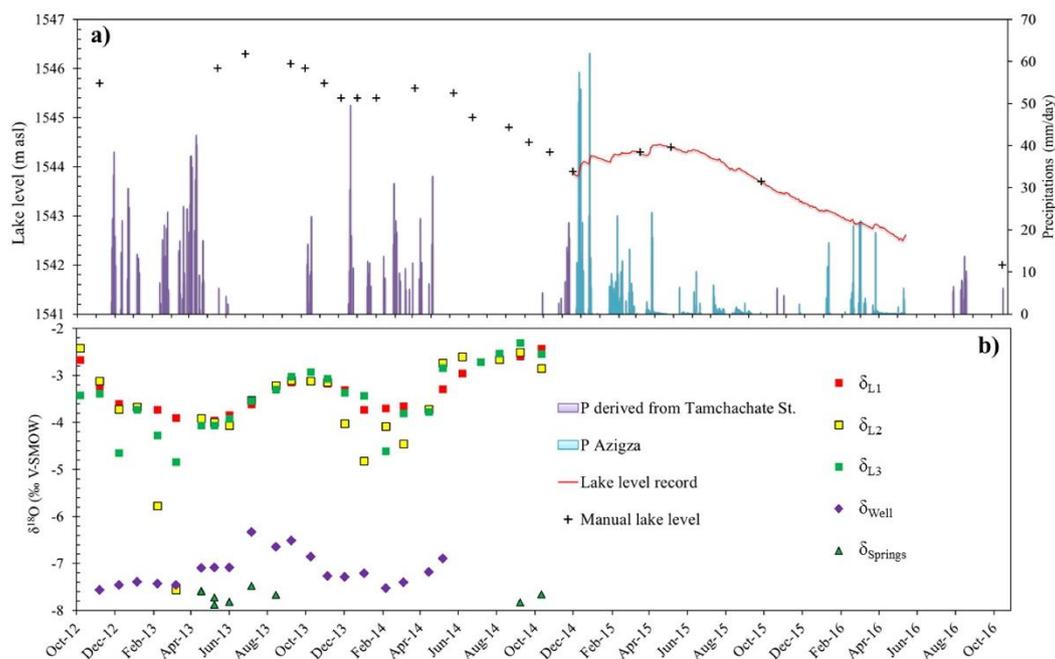


Fig. 2 : a) Lake level and precipitation time series between October 2012 and October 2016, with manual measurements (black crosses) and continuous lake level record (red line). Daily precipitation is either measured locally (blue) or derived from Tamchachate station (purple; see text); b) Azigza Lake waters isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$) measured at the three sampling locations (L1, L2, L3 for lake waters (red, yellow and green squares respectively)); and Groundwaters measured at the well (purple diamonds) and Springs (green triangles).

III.4 Isotopic data

A monthly sampling of precipitation, lake water and groundwater (well and springs) was performed between October 2012 and November 2014. In addition, a more extensive field campaign was performed in April 2013, including the collection of deep-water samples. Water samples were analyzed for their oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) and hydrogen ($\delta^2\text{H}$) isotopic compositions in the Stable Isotope Laboratory at CEREGE. We used either laser spectrometry (Cavity-Ring-Down Laser Spectrometer, WS-CRDS, Picarro L1102-i) or IRMS analysis instruments. Using IRMS, water samples were equilibrated with CO_2 (10h at 291K) and H_2 (2h at 291K with a platinum catalyst) – for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$, respectively – in an automated HDO Thermo-Finnigan equilibrating unit before measurement on a dual inlet Delta Plus mass spectrometer. All the samples were replicated. Calibration of measurements was performed following the IAEA reference sheet (IAEA 2009), using three liquid laboratory standards normalized beforehand against V-SMOW, GISP2 and SLAP2 international standards. The values of the isotopic results are presented in the standard notation δ permil (‰) and referenced to Vienna Standard Mean Ocean Water (V-SMOW). The 1σ measurement precision is 0.05 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and 1 ‰ for $\delta^2\text{H}$. All data are shown in Table SM2.

The weighted average precipitation composition was -7.15 ‰ and -42.6 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ respectively, and falls slightly above the Moroccan Meteoric Water Line (MMWL) established by Ait Brahim et al. (2016) ($^2\text{H} = 7.7 \times \delta^{18}\text{O} + 9.2$, $r^2 = 0.93$, Fig. 3 and Fig. SM3). Temporary springs encountered on the southern shore displayed a very stable composition ($\delta^{18}\text{O} = -7.70 \pm 0.13$ ‰ and $\delta^2\text{H}$

= -46.1 ± 0.8 ‰), while groundwater sampled monthly in the well presented a slight variation, from -7.56 ‰ to -6.33 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$, and from -46.0 ‰ to -38.8 ‰ for $\delta^2\text{H}$ (Fig. 3 and Fig. 2b). This slight seasonal enrichment may be linked to variations in precipitation composition, or to the influence of evaporation before sampling in the large open well (which was not possible to purge). However, it does not reflect the contribution of lake water, which surface level remained below the static groundwater level during the sampling period. All these groundwater compositions correspond to the relation between altitude and $\delta^{18}\text{O}$ of average rainfall defined for Morocco (Ait Brahim et al. 2016).

The lake water isotopic compositions (δL) ranged from -7.56 ‰ to -2.30 ‰ and from -46.3 ‰ to -20.7 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ respectively, and plot along a well-defined evaporation line ($\delta^2\text{H} = 4.8 \times \delta^{18}\text{O} - 9.9$; $r^2 = 0.97$, $n = 80$), which crosses the composition of springwater and local precipitation (Fig. 3). The average value calculated from the three sampling locations was -3.43 ‰ for $\delta^{18}\text{O}$ and -26.3 ‰ for $\delta^2\text{H}$ over the whole studied period.

Time evolution (Fig. 2b) shows smoothed seasonal variations at the L1 sampling location, with a maximum during October and a minimum at the beginning of spring. For the other two sampling sites located on the southern shore of the lake, depleted compositions were recorded during rainfall periods, especially for L2 ($\delta^{18}\text{O} = -5.77$ ‰ in February 2013, -7.56 ‰ in March 2013 and -4.82 ‰ in January 2014). In the absence of visible surface runoff during the sampling, these depleted compositions are attributed to the influence of subsurface inflows. Based on the smoothed variations recorded at L1, seasonal minima were encountered in March-May 2013 ($\delta^{18}\text{O} = -3.93$ ‰ and $\delta^2\text{H} = -28.0$ ‰), and in January-April 2014 ($\delta^{18}\text{O} = -3.70$ ‰ and $\delta^2\text{H} = -27.2$ ‰), while the most enriched compositions were found in October. The maximum reached in October 2013 ($\delta^{18}\text{O} = -3.12$ ‰ and $\delta^2\text{H} = -20.7$ ‰), is lower than the maximum reached in October 2014 ($\delta^{18}\text{O} = -2.43$ ‰ and $\delta^2\text{H} = -23.9$ ‰).

The homogeneity of the lake water body was evaluated from a more extensive sampling performed in April 2013. Based on 8 surface water and 7 bottom water samples, well distributed, the water composition was found to be homogeneous, with an average value ($\delta^{18}\text{O} = -3.90 \pm 0.12$ ‰ and $\delta^2\text{H} = -27.9 \pm 0.4$ ‰) very similar to the L1 sampling location ($\delta^{18}\text{O} = -3.94$ ‰ and $\delta^2\text{H} = -28.2$ ‰). No bottom lake water samples are available at the end of the summer season.

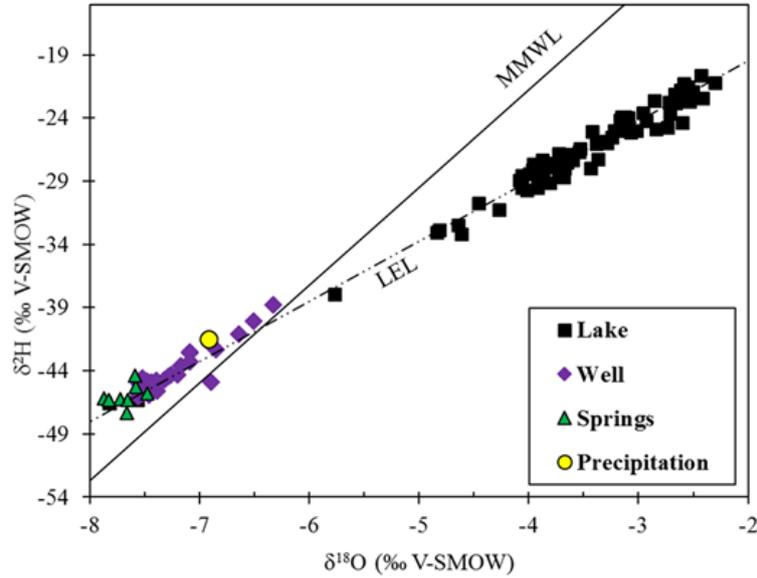


Fig. 3 : $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ cross plots of well, springs and lake isotopic data, with the corresponding Local Evaporation Line LEL ($\delta^2\text{H} = 4.8 \times \delta^{18}\text{O} - 9.9$, dash-dotted line), weighted average isotopic composition of Azigza Rain (blue circle) and the Moroccan Meteoric Water Line MMWL established by Ait Brahim et al. (2016) ($\delta^2\text{H} = 7.7 \times \delta^{18}\text{O} + 9.2$, $r^2 = 0.93$, $n = 494$, black line).

III.5 Lake water and isotope mass balance model

The dynamic lake water balance equation, associated with quantified area–volume–depth relationships, is expressed as follows:

$$\frac{dV}{dt} = S \times (P - E) + Ri + Gi - Go \quad (1)$$

where, for a daily time step (dt), dV is the lake volume variation (m^3), $S = f(V)$ is the lake surface (m^2) as a function of lake volume, P is the precipitation on the lake surface (m day^{-1}), E is the evaporation from the lake surface (m day^{-1}), and Gi and Go are the groundwater inflows and outflows respectively ($\text{m}^3 \text{day}^{-1}$) and Ri is the diffuse surface runoff ($\text{m}^3 \text{day}^{-1}$). The lake level simulation (h, in m a.s.l.) was then derived from the $h = f(V)$ relationship (Fig. SM2).

The dynamic isotopic mass balance equation is:

$$\frac{d(V \cdot \delta_L)}{dt} = S \times (P \cdot \delta_P - E \cdot \delta_E) + Ri \cdot \delta_P + Gi \cdot \delta_{Gi} - Go \cdot \delta_L \quad (2)$$

where δ is either the $\delta^{18}\text{O}$ or $\delta^2\text{H}$ isotopic composition of each of the water balance components: δ_L for the lake water, which also accounts for the composition of Go, assuming a homogeneous lake water body, δ_P for precipitation water, which also accounts for the composition of Ri, δ_{Gi} for the composition of Gi, taken as the springwater composition. The composition of the water vapor evaporated from the lake, δ_E , was estimated from the Craig and Gordon equation (Craig and Gordon 1965):

$$\delta_E = \frac{(\delta_L - \varepsilon^*) / \alpha - (rh \cdot \delta_A) - \varepsilon_k}{1 - rh + \varepsilon_k} \quad (3)$$

$$\varepsilon_k = (1 - rh) \cdot \theta \cdot n \cdot CD \quad (4)$$

where α is the equilibrium fractionation factor calculated at T_w , the surface water temperature (Horita and Wesolowski 1994), ε^* is the equilibrium isotopic separation, related to the fractionation factor by $\varepsilon^* = (\alpha - 1)$, ε_k is the kinetic separation, CD a kinetic constant established experimentally ($28.5 \cdot 10^{-3}$ and $25.1 \cdot 10^{-3}$ for ^{18}O and ^2H , Merlivat 1978), $n = 0.5$ for open water bodies, θ is a transport resistance parameter (Gonfiantini 1986; Gat 1996), rh is the relative humidity normalized to T_w , and δ_A the isotopic composition of the ambient moisture. δ_A was estimated from the assumption of an isotopic equilibrium between precipitation and atmospheric vapor ($\delta_A = \delta_p - \varepsilon^*$). All terms are expressed in the decimal notation. The value of θ is generally lower than 1 for a water body whose strong evaporation flux influences the atmospheric boundary layer (Horita et al. 2008). A value of 0.5 has been determined for the eastern Mediterranean Sea (Gat et al. 1996), and for Lake Chad (Bouchez et al. 2016). Here, the θ value was chosen to match the observed slope of the evaporation line (leading to $\theta = 0.5$).

To calculate an annual lake water balance, a steady state is often assumed. The water and isotope mass balance equations (Eq. 1 and 2) are then simplified to express the evaporation-to-input ratio (E_v/I), which represents the degree of closure of the lake:

$$E_v/I = \frac{\delta_I - \delta_L}{\delta_E - \delta_L} \quad (5)$$

where I is the total annual water inputs ($I = P_v + R_i + G_i$), E_v and P_v the volumetric terms of evaporation and precipitation, accounting for lake surface variations at the daily time step, δ_I is the isotopic composition of inflows, and δ_L is the average annual lake water isotopic composition. When dealing with strongly seasonal systems, all the annual averages have to be weighted by the corresponding fluxes (Gibson and Edwards 2002). For imbalanced annual lake water budgets ($\Delta V/\Delta t \neq 0$), Eq. (5) becomes:

$$I = \frac{\Delta(V \cdot \delta_L)/\Delta t + E_v(\delta_E - \delta_L) - \delta_L \Delta V/\Delta t}{\delta_I - \delta_L} \quad (6)$$

When available, the estimate of $\Delta(V \cdot \delta_L)/\Delta t$ can be based on seasonal variations of V and δ_L , at a given (i) time step, as follows:

$$\frac{\Delta(V \cdot \delta_L)}{\Delta t} = \Sigma(V_{(i)} \cdot \delta_{L(i)} - V_{(i-1)} \cdot \delta_{L(i-1)}) \quad (7)$$

All calculations were coded in the PYTHON language.

III.6 Evaporation estimate

The Penman combination method (Penman 1948) can be applied with synoptic climate data to estimate open-water evaporation (Brutsaert 1982; Jensen et al. 1990; Shuttleworth 1992). It combines the energy balance with an aerodynamic formulation as follows:

$$\lambda_E = (R_n - \Delta S) \frac{D}{D + \gamma} + E_a \frac{\lambda \gamma}{D + \gamma} \quad (8)$$

$$\text{with } E_a = 0.26 (1 + 0.54 U_2) (e_{sw} - e_a) \quad (9)$$

where R_n is the net input of energy at the lake surface (W m^{-2}), ΔS is the change of energy storage in the water body (W m^{-2}), D is the slope of the saturation vapor pressure curve (Pa K^{-1}) at T_a , γ the psychrometric constant (Pa K^{-1}), U_2 is the wind speed at 2 m above the ground surface (m s^{-1}), e_a the actual vapor pressure of the atmosphere (Pa), e_{sw} the saturated vapor pressure (Pa) at T_w . The first term in the Penman approach relies on available energy, and for lake evaporation estimates, involves accounting for the difference between R_n and ΔS . This has no impact on the total annual rate but it introduces a shift in the seasonal evaporation variation (Giadrossich et al. 2015). The net radiation R_n is the sum of the short wave and long wave energy balances:

$$R_n = R_s (1 - a) + R_{nli} (1 - a') - R_{nle} \quad (10)$$

where R_s is the incoming (shortwave) solar radiation (W m^{-2}), R_{nli} and R_{nle} the longwave incoming and emitted radiation respectively (W m^{-2}), a is the albedo or shortwave reflectance, and a' the longwave reflectivity. According to the work of Cogley (1979) that computes the albedo as a function of the latitude, a value of 0.08 was taken for a , while a' is assumed to have a constant value equal to 0.03 (Parker et al. 1970). The emitted longwave radiation (R_{nle} in W m^{-2}) is based on the Stefan-Boltzmann law:

$$R_{nle} = \epsilon_w \times \sigma \times T_w^4 \quad (11)$$

where ϵ_w is the emissivity of water, Anderson (1954) gives this value as 0.97, and σ is the Stefan-Boltzmann constant, $5.6697 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$. The change in the energy storage term over a given time step Δt is:

$$\Delta S = Z \times C_w \times \rho_w \times \frac{\Delta T_w}{\Delta t} \quad (12)$$

where C_w is the specific heat capacity of water ($\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$), ρ_w the water density (kg m^{-3}), and Z the layer thickness (m) affected by the temperature variation.

IV. Results

IV.1 Evaporation rate

Daily lake evaporation was computed between 17 November 2014 and 15 July 2016, using the locally measured climatic parameters (Fig. SM4a), completed by the incident longwave radiation, R_{nli} obtained from the ECMWF. Considering the thermal stratification and the constant temperature in the lower layer, ΔS was calculated for the upper layer ($Z = 8 \text{ m}$), and smoothed using a 30-day moving average to avoid the instabilities due to the daily time step calculation. The period of energy accumulation ($\Delta S > 0$) spans between February and July, with a maximum ($\approx 115 \text{ W m}^{-2}$) at the beginning of May, while the stored energy is released between August and January, with a minimum ($\approx -90 \text{ W m}^{-2}$) at the beginning of November (Fig. 4b). This seasonal behavior is comparable in magnitude to that reported for lakes

located under a similar climatic regime: Vegoritis Lake in Greece (510 m a.s.l. and mean depth of 20 m; Gianniou and Antonopoulos 2007), and Baratz Lake in Italy (27 m a.s.l. and mean depth of 5 m; Giadrossich et al. 2015). The computed annual evaporation rate (Fig. SM4b) gave an annual value of 1217 mm over the complete 2015 annual cycle.

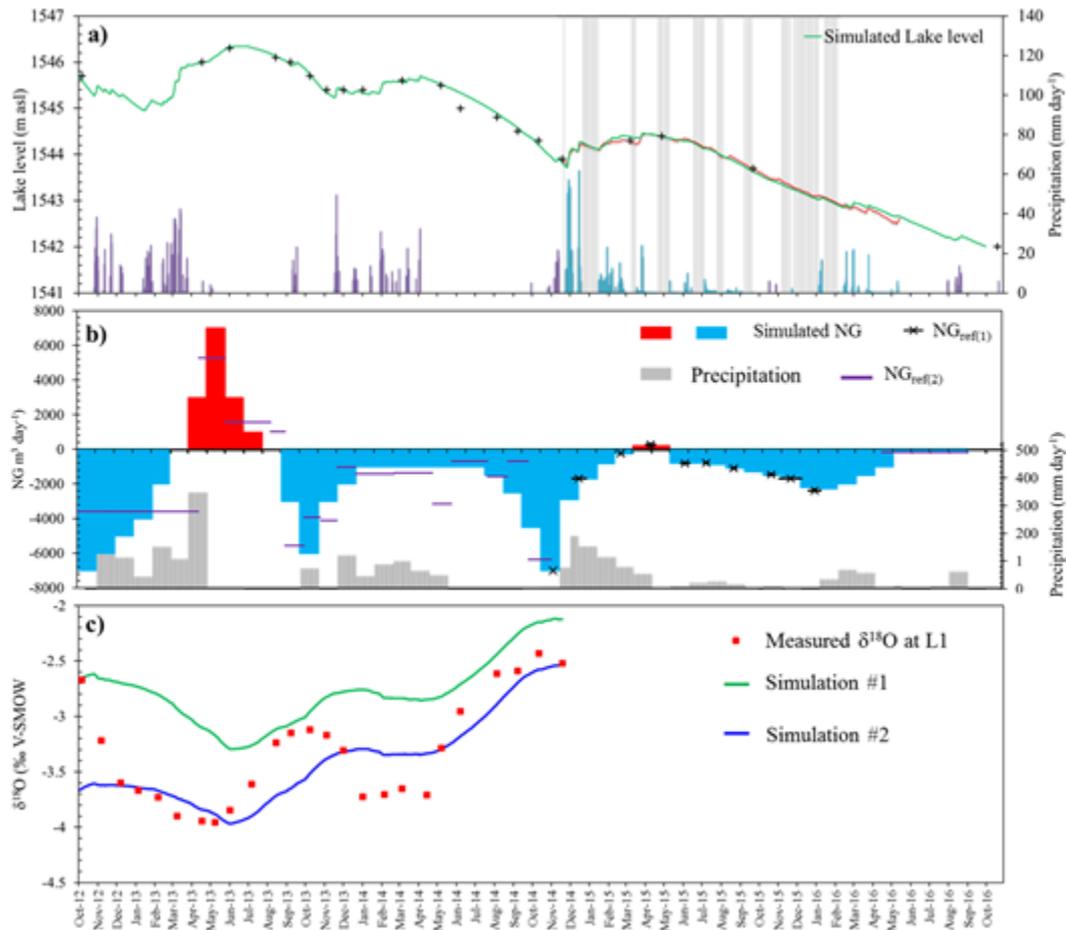


Fig. 4 : a) Simulated (green) and measured (black crosses and red line) lake level, with daily precipitation (same as Fig. 2) and dry periods used for $NG_{ref(1)}$ calibration (grey shadow); b) $NG_{ref(1)}$ (black), $NG_{ref(2)}$ (purple) and simulated NG time series (blue-red histogram) and monthly precipitation; c) Simulation of lake water $\delta^{18}O$, with monthly values of G_i calculated from the adjusted NG ($G_i = NG + G_o$) using two initial isotopic composition (#1 green line and #2 blue line).

IV.2 Annual water balance framework over the 2012-2016 period

The lake volume and surface were computed daily using the bathymetric relations, in order to calculate the water balance of the four annual cycles monitored (October-September periods), and to quantify the sum of ungauged fluxes: $R_i + G_i - G_o$ (Eq. 1; Table 1). The evaporation rate was extrapolated over the whole studied period based on the daily ERA Interim climate data, with the correlation found with local data, an average wind speed value, and using an annual ΔS time series approximated by a sinusoidal function, with a $70\ W\ m^{-2}$ amplitude (Fig. SM4b). Precipitation data were based on local measurements for the November 2014 – May 2016 period, and on the Tamchachate station for the rest of the period. ΔV was slightly positive during the first annual cycle, and then remained strongly negative (Table 1).

Over the 4-year period studied, the lake level progressively decreased from 1545.7 m a.s.l. in October 2012 to 1542 m a.s.l. in October 2016, which corresponds to a 23 % loss of lake volume.

	P	E	ΔV	Ri + Gi - Go	Ri	NG	E_v/I	Gi	Go
Cycle 1	0.54 10 ⁶	0.66 10 ⁶	+0.04 10 ⁶	0.16 10 ⁶	0.60 10 ⁶	-0.45 10 ⁶	0.17	2.65 10 ⁶	3.10 10 ⁶
2012-2013	(892 mm)							(261 mm)	
Cycle 2	0.26 10 ⁶	0.65 10 ⁶	-0.73 10 ⁶	-0.33 10 ⁶	0.29 10 ⁶	-0.62 10 ⁶	0.52	0.71 10 ⁶	1.34 10 ⁶
2013-2014	(462 mm)							(71 mm)	
Cycle 3	0.37 10 ⁶	0.59 10 ⁶	-0.36 10 ⁶	-0.14 10 ⁶	0.46 10 ⁶	-0.60 10 ⁶		2.11 10 ⁶	2.71 10 ⁶
2014-2015	(781 mm)							(199 mm)	
Cycle 4	0.12 10 ⁶	0.54 10 ⁶	-0.71 10 ⁶	-0.29 10 ⁶	0.17 10 ⁶	-0.45 10 ⁶		0.21 10 ⁶	0.66 10 ⁶
2015-2016	(272 mm)							(20 mm)	

Table 1 : Annual water balance components (m³ yr⁻¹) resulting from the step-by-step calibration procedure (see text for details).

IV.3 Calibration of net groundwater flow and diffuse surface runoff using daily lake level

The net groundwater flow (NG = Gi - Go), and Ri were calibrated using the daily lake level record (2014-2016). Considering the rapid reaction of the lake to rainfall (Fig. 2b), and the small size of the catchment, we assume that during dry periods, the lake level variations are only driven by evaporation and groundwater exchanges. Assuming P = Ri = 0, it comes:

$$NG = \frac{dV}{dt} - S(V) \times E \quad (13)$$

The following criteria were used to select appropriate dry periods: a beginning two days after the last rainfall event, a total duration of at least 4 days with a total precipitation lower than 0.2 mm, and a robust linear trend ($r^2 > 0.8$ for the linear regression applied to $\Delta V/\Delta t$) (Fig. 4a). The latter criterion enables measurement artefacts, or lake level instabilities for which the interpretation is unclear, to be ruled out. A total of 10 periods were isolated, for which an average NG was determined. The resulting time series, referred to as $NG_{ref(1)}$, showed a mainly negative balance, with a minimum in November 2014, and a maximum slightly positive in April 2015 (Fig. 4b).

The subsequent step was to run the lake level simulation, with a linearly interpolated daily NG time series, and to introduce a runoff coefficient (k):

$$Ri = k \times A \times P \quad (14)$$

with A the lake catchment area. An average runoff coefficient (k = 0.06) was obtained by adjusting simulated and measured lake level. A water balance closure criteria was used: starting with the measured lake level, the simulation fitted the level measured at the end of the calibration period. Given the

respective sizes of the catchment (10.2 km^2) and the lake surface (0.5 km^2 on average), the resulting R_i is of the same order of magnitude as the direct precipitation on the lake surface (Table 1).

IV.4 Extrapolation of NG over 2012-2016

To estimate NG over the whole studied period, Eq. (1) was applied for each interval between two manual lake level data, using the previously calibrated runoff coefficient (k). This led to a complementary time series referred to as $NG_{\text{ref}(2)}$, which, combined with $NG_{\text{ref}(1)}$, covered the whole 2012-2016 period. Significant seasonal variations were evidenced (Fig. 4b). The maximum was reached between April 19th and June 1st 2013 ($5200 \text{ m}^3 \text{ day}^{-1}$), and the minimum occurred in November 2014 ($-7000 \text{ m}^3 \text{ day}^{-1}$, 4-day average), and in November 2013 ($-5600 \text{ m}^3 \text{ day}^{-1}$, 31-day average).

Then, in order to produce a monthly time series, which is more convenient for rainfall-discharge analysis, a monthly adjustment of NG was performed, based on the lake level simulation, and respecting the quantitative framework given by the combination of $NG_{\text{ref}(1)}$ and $NG_{\text{ref}(2)}$. The resulting NG time series (Fig. 4b), can be considered as the best evaluation, given the available data. Its seasonal behavior is smoothed and delayed compared to monthly rainfall, with seasonal maxima during spring, that only became positive in 2013 and 2015. Interestingly, NG was almost null between May and September 2016.

At the annual time step, NG values were always negative (Table 1), even when the lake water balance was slightly positive (cycle 1), evidencing the dominance of groundwater seepage. The maximum annual NG was found during the first and the fourth annual cycles ($-0.45.106 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$), and the minimum values during the second and the third annual cycles (-0.62 and $-0.60 106 \text{ m}^3 \text{ yr}^{-1}$, respectively). This trend does not follow the annual variations in precipitation, since the maximum and minimum precipitation occurred during the first and the fourth cycles respectively.

IV.5 Groundwater flows partitioning and lake water residence time

The partitioning of NG between G_i and G_o is based on the isotope mass balance applied at the annual time step for the two first annual cycles, using daily data (Eq. 6 and 7). Results show the importance of groundwater fluxes, which dominated all other components of the lake water balance (Table 1). G_i was higher than $P+R_i$, with a strong difference between these two years. Considering the lake catchment area, the G_i values correspond to 261 and 71 mm yr^{-1} , respectively. The G_o values were also very different between the two years, and correspond to averages of 8500 and $3700 \text{ m}^3 \text{ day}^{-1}$, respectively, which is of the same magnitude as the minimum NG reached in November 2013 and 2014 (5600 and $7000 \text{ m}^3 \text{ day}^{-1}$). These pronounced differences between the two years can be attributed to the decrease in annual precipitation, but the decrease in G_i (-73%) was stronger than for G_o (-56%), and for P (-48%). For the 2012-2013 hydrological cycle, which is almost at equilibrium, an average residence time of 2.1 year can be estimated.

V. Discussion

V.1 Impact of the lake stratification on the isotope mass balance

The isotopic homogeneity of the lake water body was assessed in April 2013, but not during fall. Nevertheless, our results suggest that the thermal stratification of the lake water column lead to a progressive isotopic stratification during summer, with a more enriched isotopic composition in the surface layer due to the effect of evaporation. This explains the inability of the model to simulate the observed lake isotopic seasonality, with smaller seasonal amplitudes and delayed maxima compared to the measured values (Fig. 4c, simulation #1), while a lower initial isotopic composition would lead to a better simulation of observed isotopic data (Fig. 4c, simulation #2). To illustrate the effect of lake stratification, simple mass balance calculation allowed us to evaluate the magnitude of the observed seasonal enrichment (+0.85‰ between June 1st and September 7th 2013, and +1.26 ‰ between April 14th and September 7th 2014). Assuming the whole water body is affected, and neglecting groundwater fluxes, the evaporation rates able to explain observed isotopic variations were much higher than the actual lake evaporation (+48 % and +67 %, for 2013 and 2014, respectively). Integrating the water column stratification into the simulation would require much more detailed isotopic data, to characterize the seasonal lake isotopic behavior of the water column, and the depth of sub-aquatic sources (G_i) and sinks (G_o), which are probably diverse and localized in such a complex karstic environment.

The impact of the lake stratification on the annual isotope mass balance needs to be assessed, since it leads to overestimating the annual average δL compared to that of a homogeneous water body. Considering that the thermocline (≈ 8 m depth) divides the lake water body into two approximately equivalent volumes, the amplitude of the seasonal isotopic enrichment is twice that of the conceptual “equivalent homogeneous lake volume”. In addition, the discrepancy between surface and bottom compositions due to the lake stratification is limited to half a year. These simple considerations allowed us to simulate the theoretical impact of the lake stratification on the seasonal behavior of δL . The overestimation of annual average δL based on surface measurements, compared to the corresponding δL of an “equivalent homogeneous lake volume”, represents approximately only 15 % of the amplitude of observed seasonal enrichment, i.e. 0.13 ‰ and 0.19‰ for $\delta^{18}\text{O}$ during cycle #1 and #2, respectively. This sensitivity analysis showed that despite the amplification of the seasonal lake water isotopic enrichment, the water column stratification only slightly affects the annual mass balance by underestimating groundwater inflows by less than 10 %.

V.2 Impact of non-steady state on the isotope mass balance

The steady state isotopic mass balance, expressed as the E_v/I ratio (Eq. 5), has been widely used for quantifying an annual lake water balance (e.g. Yi et al. 2008; Gibson et al. 2017; Cui et al. 2018). This approach, designed for steady state situations, may lead to wrong estimates in the case of interannual

trends. We took the opportunity of our seasonal isotopic sampling to evaluate the error associated with the application of the steady state isotope mass balance to non-steady state situation. During the year 2013-2014 (cycle #2), the lake volume decreased by around 10 %. The steady state application of the isotope mass balance (Eq. 5) gives $E_v / I = 0.29$ (using both $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$), compared to the reference ratio: $E_v / I = 0.52$ and 0.51 (using $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^2\text{H}$ mass balances, respectively), and would lead to overestimating G_i by 140 %. This comparison points to the importance of a seasonal survey for lake water balance studies.

V.3 Magnitude and variations of groundwater exchanges

The shape of monthly NG variations seems to roughly respond to precipitation seasonality, with a time lag of several months after the rainy winter (Fig. 4b). However, annual NG does not follow the precipitation trend, with the driest year (cycle #4) characterized by an annual NG similar to that of the wettest year (cycle #1). Therefore, understanding the relation between rainfall and the groundwater control on the lake water balance requires the partitioning of NG between inflow and outflow.

A major result of the isotopic groundwater partitioning is that groundwater components, both G_i and G_o , largely dominate all the other water balance components, even though their difference remains relatively low. Lake Azigza water balance is thus mainly driven by subsurface circulation. In addition, groundwater fluxes are very different between cycles #1 and #2, for both G_i and G_o , while annual precipitations are also strongly contrasted. These G_o variations contradicts the previous assumption of a constant seepage rate (Flower and Foster 1992), and suggests that both groundwater fluxes are linked to the amount of precipitation.

Another important result of the isotope water balance is that the magnitude of G_i is consistent with a recharge area equivalent to the lake catchment area, leading to annual values (261 mm and 71 mm) in line with the magnitude of average runoff measured for the smallest gauged catchment in the region (Tamchachate station, 166 mm yr^{-1} , Table 1), and with the corresponding relation between annual precipitation and runoff (Fig. SM5). In the context of our study, and considering the small size of the catchment, the apparent similarity between the $P - G_i$ relation and the rainfall-runoff relation of the neighboring Tamchachate watershed is probably due to rapid groundwater circulation through conduit flow in the epikarst. This is consistent with the classical behavior of karst springs, which, similarly to head catchment rivers, encounter strong and rapid reactions to precipitation events (Hartmann et al. 2014). Based on this similarity, the Tamchachate empirical rainfall-runoff relation was used to assess the magnitude of G_i for the two remaining annual cycles. Corresponding G_o values were then deduced from annual NG (Table 1) and four estimates of the Azigza annual lake water balance are proposed.

The strongly contrasted climatic situations covered by our studied period provide interesting information on the lake water balance response to precipitation variations. At the annual time scale, a high range of variation was obtained for G_i (1–12 range), while G_o also varied along with annual precipitation, but

with a lower magnitude (1–5 range). Contrasting with these strong variations, the difference between the two fluxes remained relatively stable (1–1.4 range for NG). The groundwater partitioning suggests that the higher annual NG during 2015-2016 was due to a very low G_o and G_i . This is consistent with monthly NG, which became almost null between May and September 2016, suggesting a disconnection of the lake from groundwater circulation. Therefore, except for this particular situation, the concomitant variations of annual G_i and G_o together with annual rainfall, indicate that they are probably driven by the same hydraulic gradient.

V.4 Lake sensitivity to persistent dry climate conditions

The strong and continuous decreasing trend observed during the studied period raises the question of the future evolution of the lake. Climatic projections suggest an intensification of dry conditions in the Mediterranean area (Tramblay et al. 2013b), and a decrease in rainfall would greatly impact hydrological fluxes. In order to evaluate such impacts, the lake model was used to perform sensitivity analysis.

A first test was performed to simulate the lake level behavior, using the 2015-2016 period as representative of dry conditions: the model was run with the hydroclimatic data of cycle #4, by iterating continuously the same hydrological year. Results led to a complete lake drying after 12 years.

Nevertheless, by maintaining a constant G_o , this sensitivity test represents an extreme situation. The lake behavior greatly depends on whether groundwater seepage is permanent or not, and the last part of our study period suggest a disconnection of the lake from groundwater flows. In this karstic environment, groundwater circulation occurs through preferential flowpaths, and groundwater seepage could possibly decrease, or even stop, if the lake level fell below the active water routing structures. A progressive decreasing G_o , until the disconnection observed after May 2016, could explain why the seasonal minimum in NG remained relatively high during the end of 2015, compared to the situations of November 2012, 2013 and 2014 (Fig. 4b). This scenario was tested by running the lake model with $NG = 0$, while keeping the climatic conditions of cycle #4. A lake level decrease of 5.5 m during the same 12-year period was obtained.

Finally, additional sensitivity analysis was performed to evaluate the impact of an increase in evaporation. Its influence remains almost negligible compared to the influence of groundwater flow variations (1-meter difference in 12 years with a 10 % increase of evaporation).

VI. Conclusion

The Azigza lake water balance variations were determined over a 4-year period, which covered contrasted climatic situations and documented strong hydrological differences. A major result is that Lake Azigza water balance is mainly driven by subsurface circulation, with significant interannual variations in groundwater fluxes.

The quantification of groundwater inflow and outflow was achieved by the detailed seasonal water sampling, which allowed us to determine an isotopic mass balance. It was not possible to decipher seasonal variations of groundwater flows because of the influence of the summer thermal stratification, which prevents mixing of the water body. Nevertheless, we showed that the isotopic mass balance is a robust way to partition the groundwater contribution between inflow and outflow, at the annual timescale, given that a sub-annual sampling is available. The short water residence time, estimated at 2 years for 2012-2013, explains the rapid lake level response to climate variations.

The magnitude of groundwater inflow indicates a recharge area consistent with the topographic catchment area, with interannual variations comparable to runoff variations measured in a nearby catchment. Strong variations of groundwater outflow are also evidenced, which contradicts the previous assumption of a constant seepage (Flower and Foster 1992). This behavior of groundwater exchanges, either inflow or outflow, suggests groundwater circulation through karst conduits that rapidly and intensively reacts to precipitation. Moreover, our results suggest that groundwater seepage may be strongly reduced, or even stopped, when the lake level decreases under a certain threshold, also linked to the role of karst conduits in water draining. Monthly NG and groundwater partitioning point to closure of the lake after May 2016, corresponding to threshold level of 1542.5 m a.s.l.. Such a decrease of Go associated to the lake level drop could give the lake a resilience capacity in a context of persistent dry climatic conditions.

Acknowledgements

This work and the associated PhD (RA) were funded by LABEX OT-Med (# ANR-11-LABX-0061) (PHYMOR project) (France), CNRST (Morocco) and PHC Toubkal (Project # 16/38). The support of the LMI-TREMA-Marrakech (IRD) for lake Azigza monitoring is acknowledged. We also particularly thank the SETEL- and SIGEO- CEREGE and IRD-Rabat for logistic support during the field trips (2013 and 2015).

References

- Abba H, Nassali H, Benabid M, El Ibaoui H, Chillasse L (2012) Approche physico-chimique des eaux du lac dayet Aoua (Maroc). *Journal of Applied Biosciences* (ISSN 1997-5902) 58:4262–4270
- Ait Brahim Y, Bouchaou L, Sifeddine A, Khodri M, Reichert B, Cruz FW (2016) Elucidating the climate and topographic controls on stable isotope composition of meteoric waters in Morocco, using station-based and spatially-interpolated data. *Journal of Hydrology* 543:305–315. doi: [10.1016/j.jhydrol.2016.10.001](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.10.001)
- Anderson ER (1954) Energy-budget studies. In: *Water-Loss Investigations: Lake Hefner Studies*, Technical report. US Geological Survey Professional, Washington, pp 71–119
- Arnoux M, Barbecot F, Gibert-Brunet E, Gibson J, Rosa E, Noret A, Monvoisin G (2017) Geochemical and isotopic mass balances of kettle lakes in southern Quebec (Canada) as tools to document

- variations in groundwater quantity and quality. *Environmental Earth Sciences* 76:1–14. doi: [10.1007/s12665-017-6410-6](https://doi.org/10.1007/s12665-017-6410-6)
- Benkaddour A, Rhoujjati A, Nourelbait M (2008) Hydrologie et sédimentation actuelles au niveau des lacs Iffer et Aguelmam Azigza (Moyen Atlas, Maroc). In: Aouraghe H, Haddoumi H, Hammouti KE (eds) *Le quaternaire marocain dans son contexte méditerranéen: actes de la quatrième rencontre des quaternaristes marocains (RQM4)*. Faculté des Sciences d'Oujda, Oujda, pp 108–118
- Bentayeb A, Leclerc C (1977) Le causse Moyen atlasique. In: *Ressources en Eau du Maroc*. Service géologique du Maroc, Rabat, pp 37–84
- Bouchez C, Goncalves J, Deschamps P, Vallet-Coulomb C, Hamelin B, Doumnang JC, Sylvestre F (2016) Hydrological, chemical, and isotopic budgets of Lake Chad: A quantitative assessment of evaporation, transpiration and infiltration fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences* 20:1599–1619. doi: [10.5194/hess-20-1599-2016](https://doi.org/10.5194/hess-20-1599-2016)
- Brutsaert W (1982) *Evaporation into the Atmosphere: Theory, history, and applications*. Springer Netherlands, Dordrecht. 299 pp
- Chehbouni A, Escadafal R, Duchemin B, Boulet G, Simonneaux V, Dedieu G, Mougenot B, Khabba S, Kharrou H, Maisongrande P, Merlin O, Chaponnière A, Ezzahar J, Er-Raki S, Hoedjes J, Hadria R, Abourida A, Cheggour A, Raibi F, Boudhar A, Benhadj I, Hanich L, Benkaddour A, Guemouria N, Chehbouni AH, Lahrouni A, Olioso A, Jacob F, Williams DG, Sobrino JA (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* 29:5161–5181. doi: [10.1080/01431160802036417](https://doi.org/10.1080/01431160802036417)
- Cogley JG (1979) The Albedo of Water as a Function of Latitude. *Monthly Weather Review* 107:775–781. doi: [10.1175/1520-0493\(1979\)107<0775:TAOWAA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1979)107<0775:TAOWAA>2.0.CO;2)
- Craig H, Gordon L (1965) Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: Tongiogi E (ed) *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures*. Pisa: Laboratorio di Geologia Nucleare, Spoleto, Italy, pp 9–130
- Cui J, Tian L, Gibson JJ (2018) When to conduct an isotopic survey for lake water balance evaluation in highly seasonal climates. *Hydrological Processes* 32:379–387. doi: [10.1002/hyp.11420](https://doi.org/10.1002/hyp.11420)
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Hólm EV, Isaksen L, Källberg P, Köhler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette JJ, Park BK, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thépaut JN, Vitart F (2011) The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137:553–597. doi: [10.1002/qj.828](https://doi.org/10.1002/qj.828)
- Driouech F, Déqué M, Sánchez-Gómez E (2010) Weather regimes-Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Global and Planetary Change* 72:1–10. doi: [10.1016/j.gloplacha.2010.03.004](https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.03.004)
- Etebaai I, Damnati B, Raddad H, Benhardouz H, Benhardouz O, Miche H, et Taieb M (2012) Impacts climatiques et anthropiques sur le fonctionnement hydrogéochimique du Lac Ifrah (Moyen Atlas marocain). *Hydrological Sciences Journal* 57:547–561. doi: [10.1080/02626667.2012.660158](https://doi.org/10.1080/02626667.2012.660158)

- Filahi S, Trambly Y, Mouhir L, Diaconescu EP (2017) Projected changes in temperature and precipitation indices in Morocco from high-resolution regional climate models. *International Journal of Climatology* 37:4846–4863. doi: [10.1002/joc.5127](https://doi.org/10.1002/joc.5127)
- Flower R, Foster IDL (1992) Climatic implications of recent changes in lake level at Lac Azigza (Morocco). *Bulletin de la Société Géologique de France* 163:91–96
- Flower RJ, Stevenson AC, Dearing JA, Foster IDL, Airey A, Rippey B, Wilson JPF, Appleby PG (1989) Catchment disturbance inferred from paleolimnological studies of three contrasted sub-humid environments in Morocco. *Journal of Paleolimnology* 1:293–322. doi: [10.1007/BF00184003](https://doi.org/10.1007/BF00184003)
- Gat JR (1996) Oxygen and Hydrogen Isotopes in the Hydrologic Cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 24:225–262. doi: [10.1146/annurev.earth.24.1.225](https://doi.org/10.1146/annurev.earth.24.1.225)
- Gat JR, Shemesh A, Tziperman E, Hecht A, Georgopoulos D, Basturk O (1996) The stable isotope composition of waters of the eastern Mediterranean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 101:6441–6451. doi: [10.1029/95JC02829](https://doi.org/10.1029/95JC02829)
- Gayral P, Panouse JB (1954) L'Aguelmame Azigza : Recherches Physiques et Biologiques. *Bulletin de la Société des Sciences naturelles et physiques du Maroc* 36:135–159
- Giadrossich F, Niedda M, Cohen D, Pirastru M (2015) Evaporation in a Mediterranean environment by energy budget and Penman methods, Lake Baratz, Sardinia, Italy. *Hydrology and Earth System Sciences* 19:2451–2468. doi: [10.5194/hess-19-2451-2015](https://doi.org/10.5194/hess-19-2451-2015)
- Gianniou SK, Antonopoulos VZ (2007) Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology* 345:212–223. doi: [10.1016/j.jhydrol.2007.08.007](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.08.007)
- Gibson JJ, Edwards TWD (2002) Regional water balance trends and evaporation-transpiration partitioning from a stable isotope survey of lakes in northern Canada. *Global Biogeochemical Cycles* 16:1–14. doi: [10.1029/2001GB001839](https://doi.org/10.1029/2001GB001839)
- Gibson JJ, Birks SJ, Yi Y (2016) Stable isotope mass balance of lakes: a contemporary perspective. *Quaternary Science Reviews* 131:316–328. doi: [10.1016/j.quascirev.2015.04.013](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.04.013)
- Gibson JJ, Birks SJ, Jeffries D, Yi Y (2017) Regional trends in evaporation loss and water yield based on stable isotope mass balance of lakes: The Ontario Precambrian Shield surveys. *Journal of Hydrology* 544:500–510. doi: [10.1016/j.jhydrol.2016.11.016](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.11.016)
- Gonfinatini R (1986) Environmental isotopes in lake studies. In: Fritz, P. and Fontes JC (ed) *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*. Elsevier, Amsterdam, pp 113–168
- Hammani A, Kuper M, Debbarh A, Bouarfa S, Badraoui M, Bellouti A (2005) Evolution de l'exploitation des eaux souterraines dans le périmètre irrigué du Tadla. In: Hammani A, Kuper M, Debbarh A (eds) *Actes du Séminaire Modernisation de l'Agriculture Irriguée*. IAV Hassan II, Rabat, Maroc, pp 1–8
- Hartmann A, Goldscheider N, Wagener T, Lange J, Weiler M (2014) Karst water resources in a changing world: Review of hydrological modeling approaches. *Reviews of Geophysics* 52(3):218–242. doi: [10.1002/2013RG000443](https://doi.org/10.1002/2013RG000443)
- Hinaje S, Ait Brahim L (2002) Les bassins lacustres du Moyen Atlas, Maroc : un exemple d'activité tectonique polyphasée associée à des structures d'effondrement. In: *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*. Hinaje S, Ait Brahim L (2002). Les bassins lacustres du Moyen Atlas, Maroc : un exemple d'activité tectonique polyphasée associée à des structures d'effondrement. In *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro* (Vol. 89, pp. 283–294), Lisboa, pp 283–294

- Horita J, Wesolowski DJ (1994) Liquid-vapor fractionation of oxygen and hydrogen isotopes of water from the freezing to the critical temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58:3425–3437. doi: [10.1016/0016-7037\(94\)90096-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(94)90096-5)
- Horita J, Rozanski K, Cohen S (2008) Isotope effects in the evaporation of water: a status report of the Craig – Gordon model. *Isotopes in Environmental and Health Studies* 44:23–49. doi: [10.1080/10256010801887174](https://doi.org/10.1080/10256010801887174)
- IAEA (2009) Reference Sheet for International Measurement Standards. International Atomic Energy Agency Department, Vienna
- IPCC (2013) Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Stocker TF, Qin D, Plattner GK, Tignor M, Allen SK, Boschung J, Nauels A, Xia Y, Bex V, Midgley PM (eds) Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA. 1535 pp
- Jensen ME, Burman RD, Allen RG (1990) Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. American Society of Civil Engineers, Manuals and Reports on Engineering Practices no. 70, New York, USA. 360 pp
- Jones MD, Cuthbert MO, Leng MJ, McGowan S, Mariethoz G, Arrowsmith C, Sloane HJ, Humphrey KK, Cross I (2016) Comparisons of observed and modelled lake $\delta^{18}\text{O}$ variability. *Quaternary Science Reviews* 131:329–340. doi: [10.1016/j.quascirev.2015.09.012](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.09.012)
- Jouve G, Vidal L, Adallal R, Rhoujjati A, Benkaddour A, Chapron E, Tachikawa K, Bard E, Courp T, Dezileau L, Hebert B, Rapuc W, Simmoneau A, Sonzogni C, Sylvestre F (2019) Recent hydrological variability of the Moroccan Middle Atlas Mountains inferred from microscale sedimentological and geochemical analyses of lake sediments. *Quaternary Research* 91(1):414–430. doi: [10.1017/qua.2018.94](https://doi.org/10.1017/qua.2018.94)
- Kabbaj A, Zehyouhi L, Carlier Ph, Marcé A (1978) Contribution des isotopes du milieu à l'étude des aquifères du Maroc, In: *Isotope Hydrology*. IAEA, Wien, II, pp. 491–524.
- Khomsi K, Mahe G, Trambly Y, Sinan M, Snoussi M (2016) Regional impacts of global change: Seasonal trends in extreme rainfall, run-off and temperature in two contrasting regions of Morocco. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16:1079–1090. doi: [10.5194/nhess-16-1079-2016](https://doi.org/10.5194/nhess-16-1079-2016)
- Krabbenhoft DP, Bowser CJ, Anderson MP, Valley JW (1990) Estimating groundwater exchange with lakes: 1. The stable isotope mass balance method. *Water Resources Research* 26:2445–2453. doi: [10.1029/WR026i010p02445](https://doi.org/10.1029/WR026i010p02445)
- Lamb HF, Gasse F, Benkaddour A, El Hamouti N, van der Kaars S, Perkins WT, Pearce NJ, Roberts CN (1995) Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature* 373:134–137. doi: [10.1038/373134a0](https://doi.org/10.1038/373134a0)
- Legesse D, Vallet-Coulomb C, Gasse F (2004) Analysis of the hydrological response of a tropical terminal lake, Lake Abiyata (main Ethiopian rift valley) to changes in climate and human activities. *Hydrological Processes* 18:487–504. doi: [10.1002/hyp.1334](https://doi.org/10.1002/hyp.1334)
- Lepoutre B, Martin J (1967) Le cause Moyen atlasique. *Les cahiers de la recherche agronomique* 24:207–226

- Lionello P, Abrantes F, Gacic M, Planton S, Trigo R, Ulbrich U (2014) The climate of the Mediterranean region: research progress and climate change impacts. *Regional Environmental Change* 14:1679–1684. doi: [10.1007/s10113-014-0666-0](https://doi.org/10.1007/s10113-014-0666-0)
- Martin J (1981) *Le Moyen Atlas Central : Etude géomorphologique*. Service Géologique du Maroc, Rabat. 482 pp
- Merlivat L (1978) Molecular diffusivities of H₂ [sup 16]O, HD [sup 16]O, and H₂ [sup 18]O in gases. *The Journal of Chemical Physics* 69:2864–2871. doi: [10.1063/1.436884](https://doi.org/10.1063/1.436884)
- Parker FL, Krenkel PA, Stevens DB (1970) Physical and engineering aspects of thermal pollution. *C R C Critical Reviews in Environmental Control* 1:101–192. doi: [10.1080/10643387009381565](https://doi.org/10.1080/10643387009381565)
- Penman HL (1948) Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 193:120–145. doi: [10.1098/rspa.1948.0037](https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037)
- Rosenberry DO, Lewandowski J, Meinikmann K, Nützmann G (2015) Groundwater - the disregarded component in lake water and nutrient budgets. Part 1: Effects of groundwater on hydrology. *Hydrological Processes* 29:2895–2921. doi: [10.1002/hyp.10403](https://doi.org/10.1002/hyp.10403)
- Sacks LA, Lee TM, Swancar A (2014) The suitability of a simplified isotope-balance approach to quantify transient groundwater-lake interactions over a decade with climatic extremes. *Journal of Hydrology* 519:3042–3053. doi: [10.1016/j.jhydrol.2013.12.012](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.012)
- Sayad A, Chakiri S (2010) Impact de l'évolution du climat sur le niveau de Dayet Aoua dans le Moyen Atlas marocain. *Sécheresse* 21:245–251. doi: [10.1648/sec.2010.0252](https://doi.org/10.1648/sec.2010.0252)
- Sayad A, Chakiri S, Martin C, Bejjaji Z, Echarfaoui H (2011) Effet des conditions climatiques sur le niveau du lac Sidi Ali (Moyen Atlas, Maroc). *Physio-Géo* 5:251–268. doi: [10.4000/physio-geo.2145](https://doi.org/10.4000/physio-geo.2145)
- Shuttleworth W.J. H (1992) Evaporation. In: Maidment DR (ed) *Handbook of Hydrology*. McGraw-Hill, New York, pp 4.1–4.53
- Tramblay Y, El Adlouni S, Servat E (2013a) Trends and variability in extreme precipitation indices over maghreb countries. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 13:3235–3248. doi: [10.5194/nhess-13-3235-2013](https://doi.org/10.5194/nhess-13-3235-2013)
- Tramblay Y, Ruelland D, Somot S, Bouaicha R, Servat E (2013b) 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. doi: [10.5194/hess-17-3721-2013](https://doi.org/10.5194/hess-17-3721-2013)
- Troin M, Vallet-Coulomb C, Sylvestre F, Piovano E (2010) Hydrological modelling of a closed lake (Laguna Mar Chiquita, Argentina) in the context of 20th century climatic changes. *Journal of Hydrology* 393:233–244. doi: [10.1016/j.jhydrol.2010.08.019](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.08.019)
- Troin M, Vrac M, Khodri M, Caya D, Vallet-Coulomb C, Piovano E, Sylvestre F (2016) A complete hydro-climate model chain to investigate the influence of sea surface temperature on recent hydroclimatic variability in subtropical South America (Laguna Mar Chiquita, Argentina). *Climate Dynamics* 46:1783–1798. doi: [10.1007/s00382-015-2676-0](https://doi.org/10.1007/s00382-015-2676-0)
- Vallet-Coulomb C, Gasse F, Robison L, Ferry L, Van Campo E, Chalié F (2006) Hydrological modeling of tropical closed Lake Ihotry (SW Madagascar): Sensitivity analysis and implications for

paleohydrological reconstructions over the past 4000 years. *Journal of Hydrology* 331:257–271. doi: [10.1016/j.jhydrol.2006.05.026](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.05.026)

Vidal L, Rhoujjati A, Adallal R, Jouve G, Bard E, Benkaddour A, Chapron E, Courp T, Dezileau L, Garcia M, Hebert B, Simmoneau A, Sonzogni C, Sylvestre F, Tachikawa K, Vallet-Coulomb C, Viry E (2016) Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments. In: Sabrié M-L, Gibert-Brunet E, Mourier T (eds) *The Mediterranean Region under Climate Change*, IRD. AllEnvi, pp 57–69

Yi Y, Brock BE, Falcone MD, Wolfe BB, Edwards TWD (2008) A coupled isotope tracer method to characterize input water to lakes. *Journal of Hydrology* 350:1–13. doi: [10.1016/j.jhydrol.2007.11.008](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.11.008)

Zielhofer C, Fletcher WJ, Mischke S, De Batist M, Campbell JFE, Joannin S, Tjallingii R, El Hamouti N, Junginger A, Stele A, Bussmann J, Schneider B, Lauer T, Spitzer K, Strumpler M, Brachert T, Mikdad, A (2017) Atlantic forcing of Western Mediterranean winter rain minima during the last 12,000 years. *Quaternary Science Reviews* 157:29–51. doi: [10.1016/j.quascirev.2016.11.037](https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.11.037)

VII. Supplementary materials.

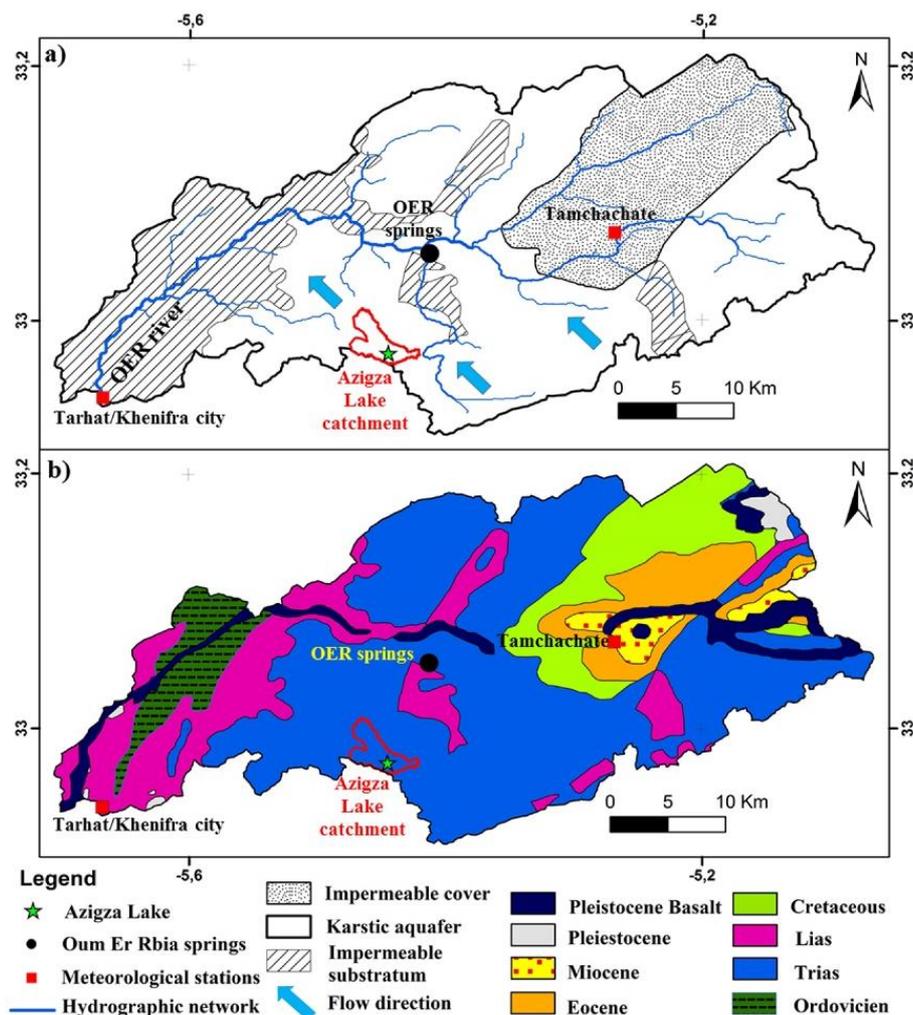


Fig. SM 1 : a) Hydrogeological map and hydrographic network of the High Oum Er Rbia sub-catchment delineated at Khenifra city showing the position of the hydro-meteorological stations (red squares), Oum Er Rbia springs (red circle) and the Azigza lake catchment (red line) (after Bentayeb and Leclerc, 1977); b) Corresponding geological map (from Service Géologique du Maroc, 1985).

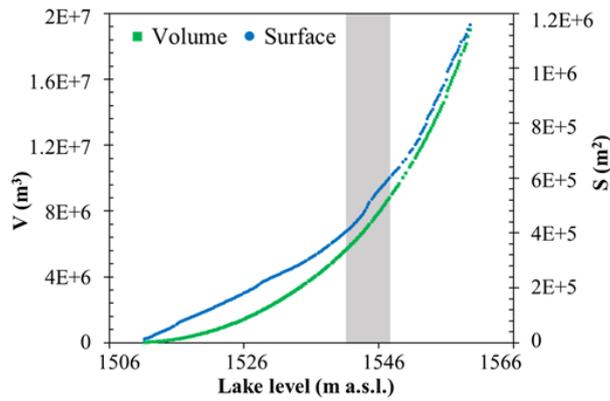


Fig. SM 2 : Relations between lake water level, area, and volume, and the lake level range observed between 2012 and 2016 (grey shadow).

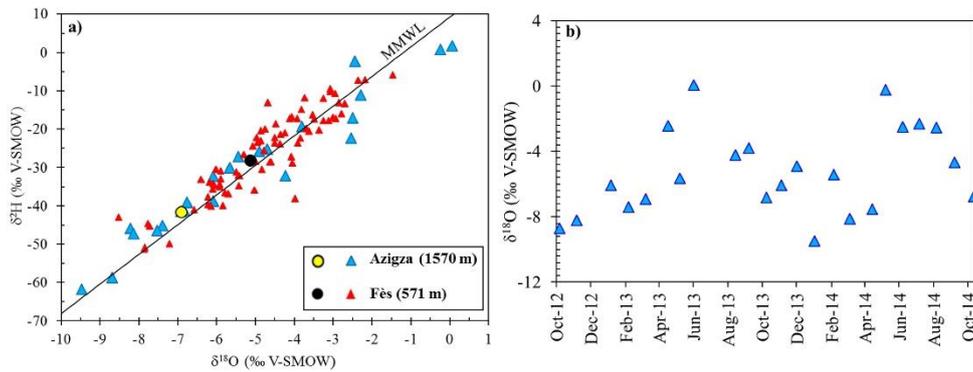


Fig. SM 3 : a) $\delta^{18}O$ - δ^2H cross plots of a) Precipitation isotopic compositions, with monthly data (triangles) and weighted averages (circles) for Azizga ($n=23$) and the neighboring GNIP station (Fès, $n = 80$) and the Moroccan Meteoric Water Line MMWL established by Ait Brahim et al. (2016) ($\delta^2H = 7.7 \times \delta^{18}O + 9.2$, $r^2 = 0.93$, $n = 494$, black line); b) Rain isotopic composition ($\delta^{18}O$) measured at Azizga meteorological station.

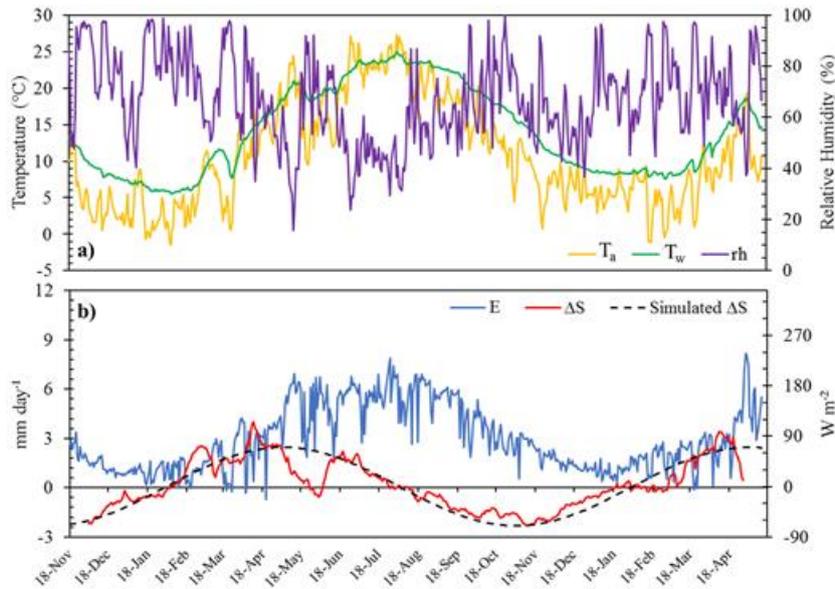


Fig. SM 4 : a) Meteorological variables measured at Azizga station (T_w : water temperature, T_a : air temperature, rh : relative humidity); b) Daily evaporation (E , blue), with corresponding change of energy storage (ΔS , red) and its sinusoidal approximation (dotted black line).

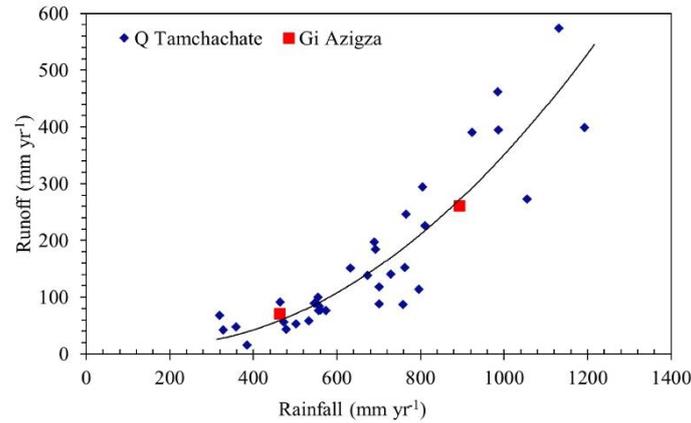


Fig. SM 5 : Relation between annual rainfall and runoff (Q) at the Tamchachate catchment (1975-2009), compared to Azigza Rainfall and groundwater inflows (Gi) values for 2012-2013 and 2013-2014.

Station	altitude (m a.s.l.)	drainage area (km ²)	specific discharge (mm yr ⁻¹)	Q mean runoff (m ³ s ⁻¹)	recording period
Tamchachate	1685	132	166	0.7	1975-2011
			(173)	(0.72)	(1975-1990)
Aval El heri	830	308	245	2.4	1975-2011
			(254)	(2.48)	(1975-1990)
Tarhat	873	1113	468	16.5	1975-1990

Table SM 1 : Hydrological characteristics of three sub-basins belonging to the High Oum Er Rbia sub-catchment.

Site	Rain		Well		Lake						Springs			
	$\delta^{18}O$	δ^2H	$\delta^{18}O$	δ^2H	L1		L2		L3		S1		S2	
Date	$\delta^{18}O$	δ^2H												
Oct.-12	-6.78	-39.58	-7.52	-44.60	-2.67	-22.10	-2.42	-22.45	-3.42	-25.04				
Nov.-12	-8.69	-58.75	-7.56	-46.04	-3.22	-25.00	-3.12	-24.67	-3.39	-26.04				
Dec.-12	-8.21	-45.84	-7.46	-45.90	-3.60	-27.30	-3.71	-26.90	-4.64	-32.49				
Jan.-13			-7.39	-45.63	-3.67	-27.20	-3.67	-28.00	-3.72	-28.41				
Feb.-13	-6.09	-32.32	-7.42	-45.22	-3.73	-27.20	-5.77	-37.97	-4.27	-31.25				
Mar.-13	-7.40	-45.14	-7.45	-45.55	-3.90	-28.10	-7.56	-46.30	-4.83	-33.06				
Apr.-13	-6.91	-41.45	-7.09	-43.30	-3.84	-28.16	-3.91	-28.84	-4.06	-29.00	-7.66	-45.26	-7.50	-44.40
May-13	-2.45	-2.27	-7.09	-42.55	-3.84	-27.65	-3.99	-28.40	-4.07	-29.50	-7.87	-46.16	-7.72	-46.27
Jun-13	-5.66	-30.14	-7.09	-42.51	-3.76	-27.57	-4.06	-28.53	-3.92	-29.50	-7.82	-46.59	-7.82	-46.44
Jul.-13	0.06	1.70	-6.33	-38.80	-3.61	-26.90	-3.53	-26.40	-3.54	-26.70			-7.48	-45.79
Aug-13			-6.64	-41.10	-3.24	-25.50	-3.21	-25.00	-3.30	-25.83			-7.66	-47.33
Sept.-13	-4.23	-32.10	-6.51	-40.10	-3.15	-23.90	-3.11	-24.60	-3.02	-25.00				
Oct.-13	-3.81	-19.30	-6.85	-42.30	-3.12	-23.90	-3.12	-25.00	-2.93	-24.26				
Nov.-13	-6.83	-41.20	-7.26	-44.30	-3.17	-24.20	-3.15	-24.80	-3.07	-25.16				
Dec.-13	-6.09	-38.80	-7.34	-44.42	-3.35	-25.95	-4.02	-29.69	-3.37	-27.26				
Jan.-14	-4.91	-25.78	-7.25	-44.34	-3.73	-26.81	-4.82	-32.86	-3.43	-27.96				
Feb.-14	-9.47	-61.79	-7.56	-45.78	-3.77	-27.50	-4.09	-28.95	-4.61	-33.17				
Mar-14	-5.44	-27.15	-7.45	-44.79	-3.74	-27.53	-4.45	-30.75	-3.81	-29.11				
Apr.-14	-8.16	-47.24	-7.20	-43.60	-3.71	-26.96	-3.72	-27.43	-3.77	-27.87				
May-14	-7.48	-46.40	-6.95	-41.97	-3.33	-25.94	-2.74	-24.77	-2.84	-24.88				
Jun-14	-0.24	0.84			-2.96	-23.56	-2.60	-24.38						
Jul.-14	-2.49	-17.02							-2.71	-23.63				
Aug-14	-2.29	-11.06	-6.90	-44.90	-2.61	-21.79	-2.66	-22.84	-2.54	-22.71				
Sept.-14	-2.54	-22.27	-7.32	-44.71	-2.59	-21.26	-2.50	-21.93	-2.30	-21.20			-7.83	-46.33
Oct.-14	-4.69	-25.21	-7.44	-44.88	-2.43	-20.65	-2.85	-22.64	-2.55	-21.54			-7.65	-46.33

Table SM 2 : Details of stable isotopic compositions ($\delta^{18}O$ and δ^2H) of Azigza Lake system waters.

VIII. Supplementary information about water balance.

The Azigza lake water balance changes were determined over a 4-year period (2012-2016), a period characterized by contrast climatic conditions and a sharp decrease of lake level. A major result is that the Azigza lake water balance is mainly regulated by groundwater circulation, with significant inter-annual variations.

Over the monitoring period (Fig. 5), underground flows account for 66.9% of the lake's water balance, indicating that these flows control lake level fluctuations. The groundwater inflows G_i represent 25.8 % and the groundwater outflows G_o represent 41.1 % of the average water balance.

The results analysis also revealed that groundwater inflows G_i to the lake accounted for 60% of the lake's annual water supply; the rest came from rainfall and runoff. Groundwater outflows G_o from the lake accounted for 71% of the lake's annual water losses; the rest was removed by evaporation.

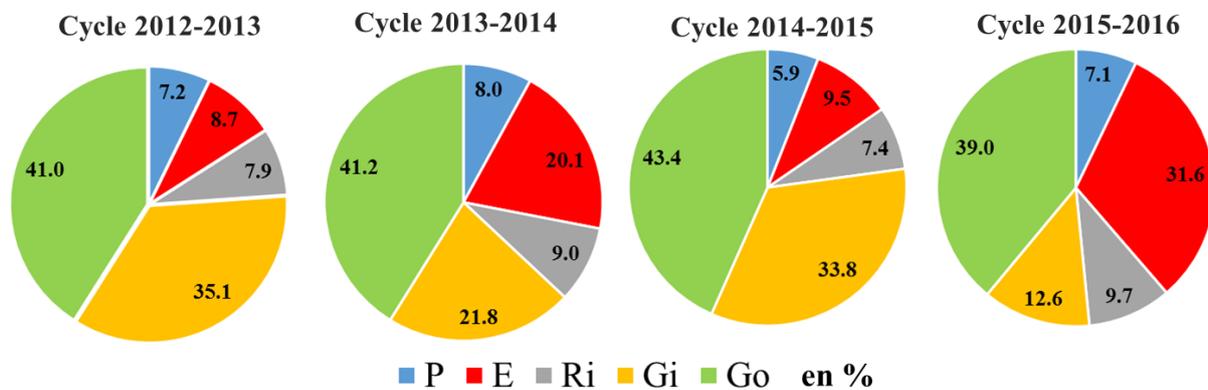


Fig. 5 : Annual water balance components (%) over the observation period (2012- 2016).

IX. Supplementary information about evaporation.

The determination of open-water evaporation rates remains challenging. The Penman combination method (Penman, 1948) is widely used and can be applied with synoptic climate data (Jensen *et al.*, 1990; Shuttleworth, 1992), but it is mainly designed to estimate evapotranspiration (See article above). The Bowen Ratio Energy Budget (BREB) method is often considered the most accurate method for the estimation of open-water evaporation (Winter, 1981; Brutsaert, 1982; Vallet-Coulomb *et al.*, 2001; Rosenberry *et al.*, 2004), but its rigorous application requires meteorological variables measured directly at the lake surface (T_w) and above the lake surface (T_a and rh). In the absence of such data, we applied the methods by using T_a and rh data from the meteorological station, 700 m away from the lake, and compared the results of the two methods.

Daily lake evaporation was computed between 17 November 2014 and 15 July 2016, using the locally measured climatic parameters, completed by the incident longwave radiation, R_{nli} obtained from the ECMWF database (Era-Interim).

The lake energy balance equation is (Brutsaert, 1982):

$$R_n = H + \lambda E + \Delta S \quad (15)$$

Where R_n is the net input of energy at the lake surface (W m^{-2}), H is the sensible heat flux density (W m^{-2}), λE is the latent heat flux density (W m^{-2}), with E the evaporation rate (mm s^{-1}), and λ the latent heat of vaporization (J kg^{-1}), and ΔS is the change of energy storage in the water body (W m^{-2}). This energy balance equation assumes that the heat fluxes advected by precipitation on the lake surface and inflows to and outflows from the water body as well as the heat flux through the bottom sediments of the lake are negligible, which was verified for small lakes (Sturrock *et al.*, 1992; Winter *et al.*, 2003). The BREB method rearranges the energy-budget equation by introducing the Bowen ratio $\beta = H / \lambda E$, as follows:

$$\lambda E = (R_n - \Delta S) / (1 + \beta) \quad (16)$$

The Bowen ratio β can be expressed in terms of the gradients of air temperature and vapor pressure above the lake surface using the formula (Bowen, 1926):

$$\beta = H / \lambda E = \gamma (T_w - T_a) / (e_{sw} - e_a) \quad (17)$$

Where T_a and T_w are the air and surface water temperature, respectively (K), e_a the actual vapor pressure of the atmosphere (Pa), e_{sw} the saturated vapor pressure at the water surface temperature (Pa) and γ the psychrometric constant (kPa K^{-1}).

The change in energy storage (ΔS) depends on lake dimensions, stratification and mixing conditions, which may be important in deep lakes submitted to large seasonal variation in air temperature (Lewis, 1983; Hostetler and Bartlein, 1990; Vassiljev *et al.*, 1995). Based on the thermal behavior of Azigza Lake, the lake storage variations were calculated for the upper layer only ($Z = 8$ m), since the temperature remains constant in the lower layer. ΔS was computed daily, and smoothed using a 30-day moving average to avoid the instabilities due to the daily time step calculation. The period of energy accumulation ($\Delta S > 0$) spans between February and July, with a maximum ($\approx 115 \text{ W m}^{-2}$) at the beginning of May, while the stored energy is released between August and January, with a minimum ($\approx -90 \text{ W m}^{-2}$) at the beginning of November (Fig. 6-b). This seasonal behavior is comparable in magnitude to that reported for some lakes located under the same climatic regime: from -110 W m^{-2} to 130 W m^{-2} for Vegoritis Lake in Greece (510 m a.s.l. and mean depth of 20 m, Gianniou and Antonopoulos, 2007), from -40 W m^{-2} to 27 W m^{-2} for Baratz Lake in Italy (27 m a.s.l. and mean depth of 5 m, Giadrossich *et al.*, 2015).

The daily values of the Bowen ratio varied from 0 to 0.46 throughout the year, with a stable value close to 0.04 during the warm season, and a greater variability observed in the remaining seasons. The annual mean ($\beta = 0.24$) is higher than the average value found in a Mediterranean context with similar average climatic variables: $\beta = 0.16$ (Baratz Lake, Sardinia, Italy, 0.45 km^2 , mean depth of 4 m,

Giadrossich *et al.*, 2015), but is consistent with North American small lakes: $\beta = 0.23$ (Sparkling Lake, 0.64 km², mean depth of 10.9 m, Lenters *et al.*, 2005), $\beta = 0.25$ (Williams Lake, 0.69 km², mean depth of 3.7 m, Rosenberry *et al.*, 2007) and $\beta = 0.27$ (Mirror Lake, 0.15 km², mean depth of 4.3 m, Rosenberry *et al.*, 2007).

The computed annual evaporation rate varied slightly depending on the method used. Over the complete 2015 annual cycle, the Penman equation gave an annual value of 1217 mm, whereas the energy-budget method gave 1131 mm. These values are close to the evaporation rate found for Baratz Lake (1033 mm yr⁻¹ between 2011 and 2014, Giadrossich *et al.*, 2015). The two methods were consistent in our case, at $\pm 10\%$. Sensitivity analysis (not shown) indicated that the Penman method is less sensitive to each of the climate data used, and this method was chosen for the water balance calculations.

X. Conclusion du chapitre.

Les variations du bilan hydrique du lac Azigza ont été déterminées sur une période de 4 cycles hydrologiques (entre 2012-2016) couvrant des situations climatiques contrastées et connaissant de fortes différences hydrologiques. Un résultat majeur est que le bilan hydrique du lac Azigza est principalement régulé par la circulation souterraine, avec d'importantes variations interannuelles des flux d'eaux souterraines.

L'ampleur des flux d'eaux souterraines indique une zone de recharge conforme au bassin versant topographique, avec des variations interannuelles comparables aux variations de ruissellement mesurées dans un bassin voisin. De fortes variations de l'écoulement des eaux souterraines sont également mises en évidence, ce qui contredit l'hypothèse antérieure d'infiltration constante (Flower and Foster, 1992). De plus, nos résultats suggèrent que les infiltrations d'eau souterraine pourraient être fortement réduites, voire arrêtées, lorsque le niveau du lac diminue.

CHAPITRE V : RECONSTITUTION PASSÉE ET PROJECTION FUTURE DU NIVEAU LACUSTRE.

I. INTRODUCTION.

Le Maroc, grâce à sa situation géographique particulière, offre une diversité climatique spatiale très contrastée (Fig. CH V. 1). À cette diversité, s'ajoute une variabilité temporelle de précipitations dans l'ensemble du pays qui se manifeste à l'échelle intra-annuelle et interannuelle (Agoumi, 2003 ; Tramblay *et al.*, 2013a).

Plusieurs études ont enregistré une forte corrélation négative entre l'indice d'Oscillations Nord Atlantiques (ONA) et la pluviométrie au Maroc (Knippertz *et al.*, 2003 ; Esper *et al.*, 2007 ; Driouech, 2010 ; Tramblay *et al.*, 2012). La variabilité temporelle de l'ONA est en partie responsable des événements extrêmes fortement prononcés au cours des trois dernières décennies tels que les sécheresses prolongées ou les inondations majeures (Agoumi, 2003, Bouaicha and Benabdefadel, 2010).

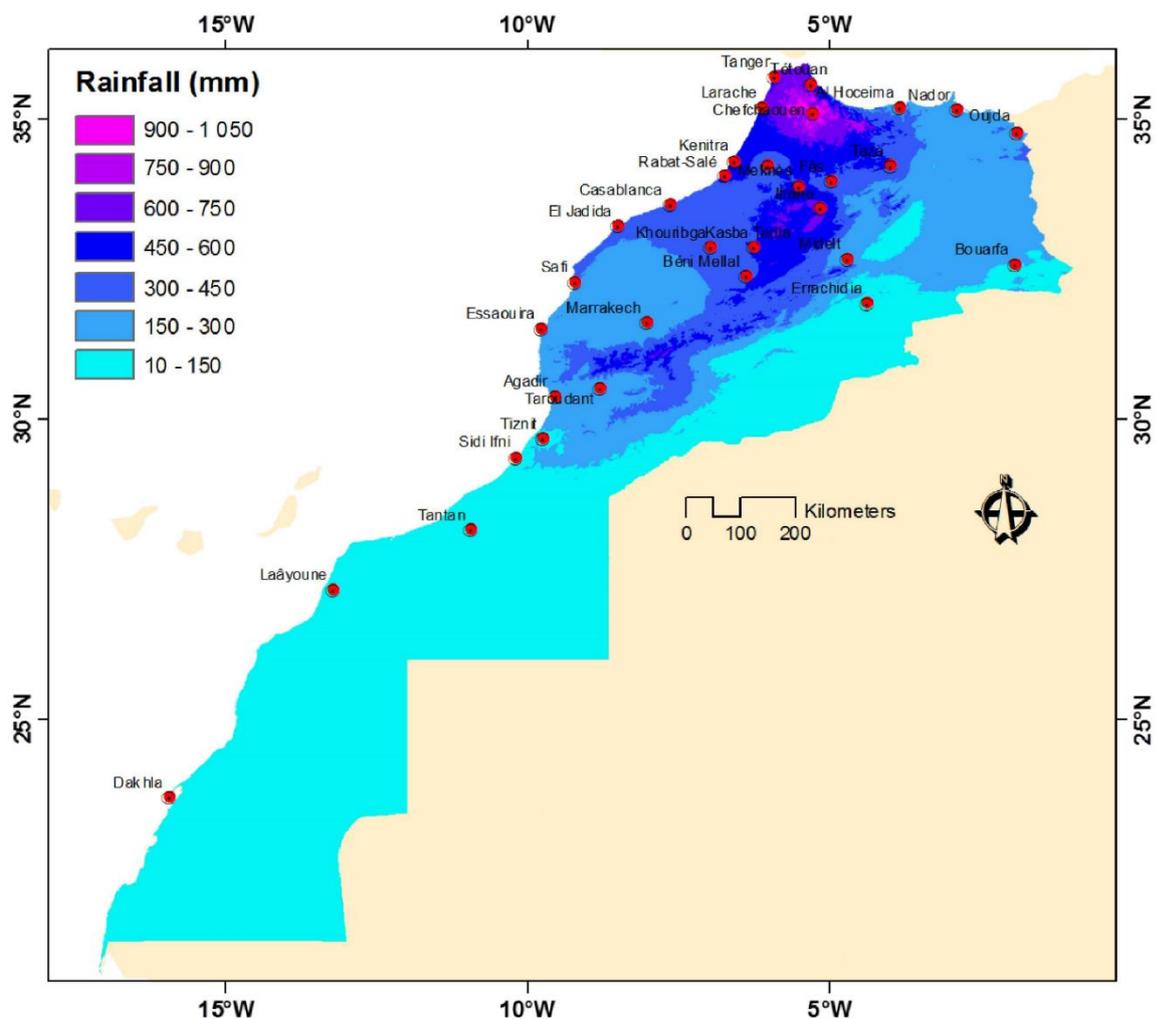


Fig. CH V. 1 : Carte des moyennes annuelles de précipitations au Maroc pour la période 1988-2012 (Balaghi *et al.*, 2013).

La plupart des études sur la variabilité climatique au Maroc se sont concentrées sur la variabilité interannuelle des variables climatiques ainsi que sur leurs liens avec la circulation atmosphérique à grande échelle. Les études réalisées ont mis en évidence un important changement de température et de précipitations extrêmes au cours des dernières décennies et une tendance vers des conditions plus chaudes et plus sèches dans le futur (Driouech *et al.*, 2010 ; Sebbar *et al.*, 2011 ; Tramblay *et al.*, 2012, 2013 ; Khomsi, 2017 ; Filahi *et al.*, 2017).

Les modèles de circulation générale (GCM) fournissent des informations précieuses sur le changement climatique à l'échelle globale, mais ne peuvent résoudre que les échelles plus larges de la circulation atmosphérique (résolution de 100 à 200 km environ) (IPCC, 2007). Cependant, ils ne sont pas en mesure de capturer les effets du forçage local (topographie complexe, littoraux et couverture terrestre, par exemple), qui module le signal climatique à des échelles plus petites, et décrit de manière précise les événements extrêmes d'une importance fondamentale pour la société (Giorgi, 2006 ; Jacob *et al.*, 2013). Pour répondre à cet enjeu, des modèles climatiques régionaux (RCM) à haute résolution spatiale (jusqu'à 16 km) ont été développés depuis une dizaine d'années dans le cadre de programmes internationaux tels que CORDEX et MED-CORDEX (<https://www.medcordex.eu/>).

Les résultats d'une étude récente (Tramblay *et al.*, 2013b) obtenus à partir de données issues de plusieurs RCM pour différents scénarios (RCP 4.5 et RCP 8.5) montrent que pour le Maroc, il faut s'attendre dans le moyen terme (2041-2062) à une diminution de 30 à 57 % du ruissellement de surface, une diminution de 15 à 19 % des précipitations et une augmentation des températures de +1.3 °C à +1.9 °C (Fig. CH V. 2).

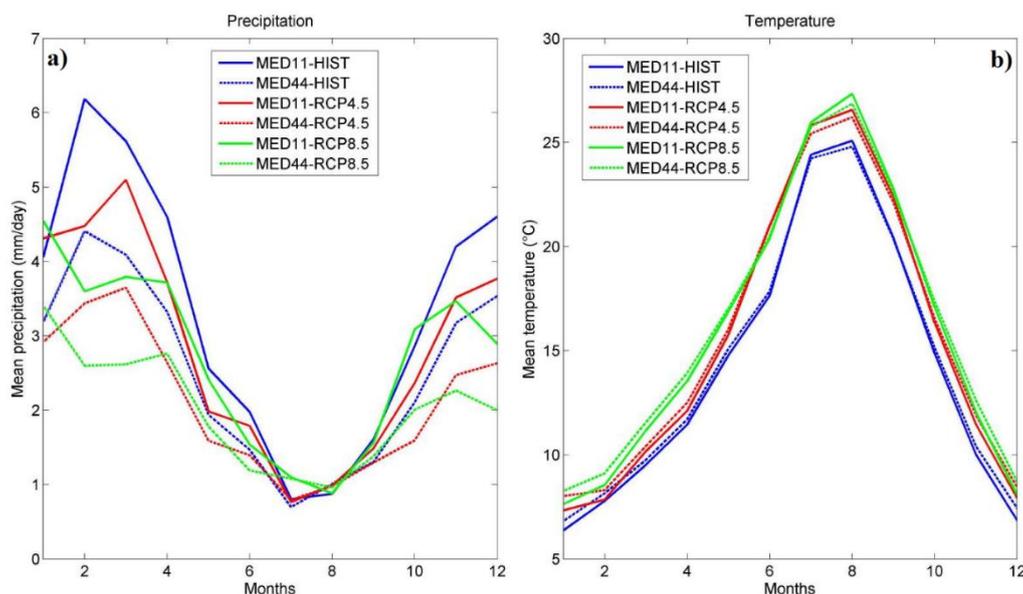


Fig. CH V. 2 : Changements futurs de a) Précipitations et b) Température, selon les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5, entre la période historique 1984-2005 et la période de projection 2041-2062 (Tramblay *et al.*, 2013b).

Dans la zone du Moyen Atlas, les variations des niveaux lacustres des systèmes naturels questionnent sur l'impact du changement climatique global sur cette ressource en eau. On donne ici deux exemples de lacs du Moyen Atlas marocain : le lac Sidi Ali (Sayad *et al.*, 2011) et Dayet Aoua (Sayad *et al.*, 2010). Le lac Sidi Ali (Fig. CH V. 3) enregistre une diminution drastique de son niveau d'environ 8 m depuis 1975. Le lac Dayet Aoua (Fig. CH V. 4) montre depuis la fin des années 1980, une réponse fortement impactée par la variabilité interannuelle de précipitations avec une tendance vers une diminution de son niveau.

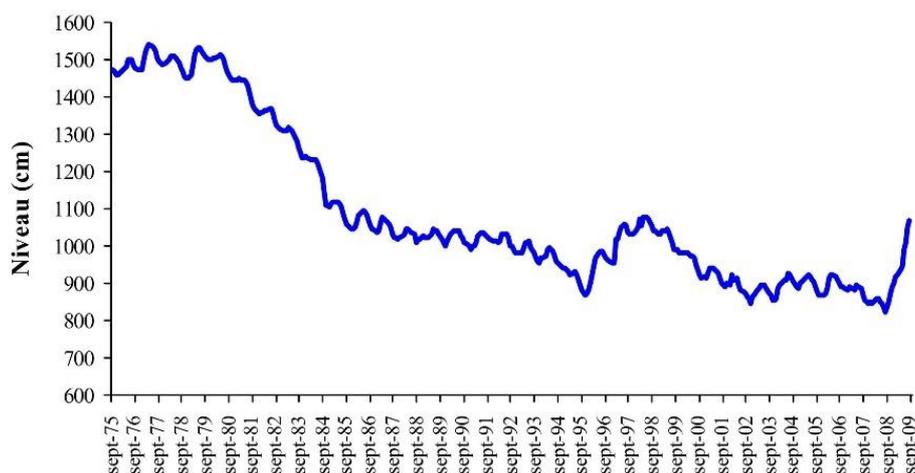


Fig. CH V. 3 : Évolution du niveau du lac Sidi Ali de septembre 1975 à août 2009 (coordonnées 33°5' N 4°59' W, altitude 2080 m a.s.l. ; surface 337 ha ; profondeur max 43 m, Sayad *et al.*, 2011).

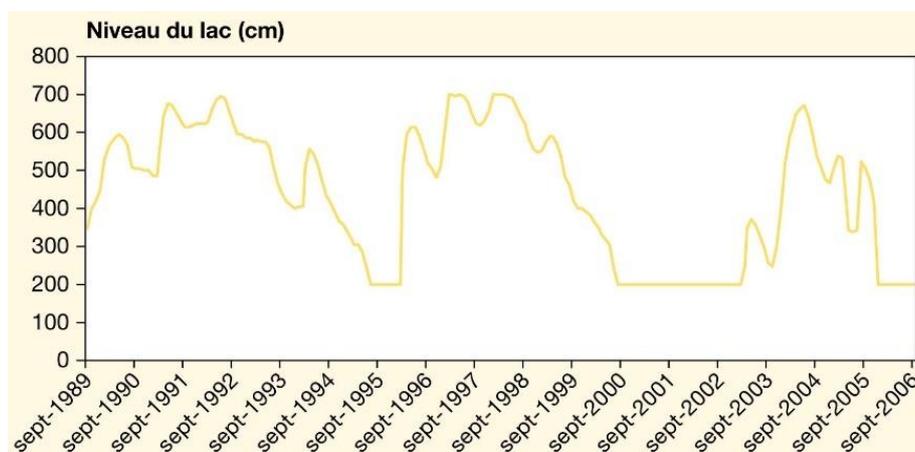


Fig. CH V. 4 : Évolution de la cote du niveau du lac Dayet Aoua (1989-1990 – 2005-2006) (coordonnées 33°39' N 05°00' W, altitude 1462 m a.s.l. ; surface 140 ha ; profondeur max 5 m, Sayad *et al.*, 2010).

Afin de proposer une meilleure gestion de la ressource en eau, la compréhension physique des liens entre niveau de lac et climat demeure essentielle. C'est l'approche que nous avons utilisée au Lac Azigza pour une période d'observation de 4 ans.

Dans ce chapitre, nous allons tester le potentiel du modèle hydrologique développé dans le Chap. IV pour la quantification de la variabilité hydrologique au site d'Azigza au cours du siècle dernier ainsi que son utilisation exploratoire pour des simulations futures.

II. CONTEXTE HYDROLOGIQUE AU COURS DU DERNIER SIÈCLE.

II.1 Historique du niveau du lac Azigza

L'étude des anciens rivages et de la stratigraphie des sédiments littoraux a montré que le niveau du lac a varié d'environ 8 m pendant le 20^{ième} siècle (Flower and Foster, 1992 ; Jouve *et al.*, 2019). Ces auteurs ont proposé un lien entre l'amplitude des fluctuations du niveau du lac et les variations des précipitations annuelles (Fig. CH V. 5).

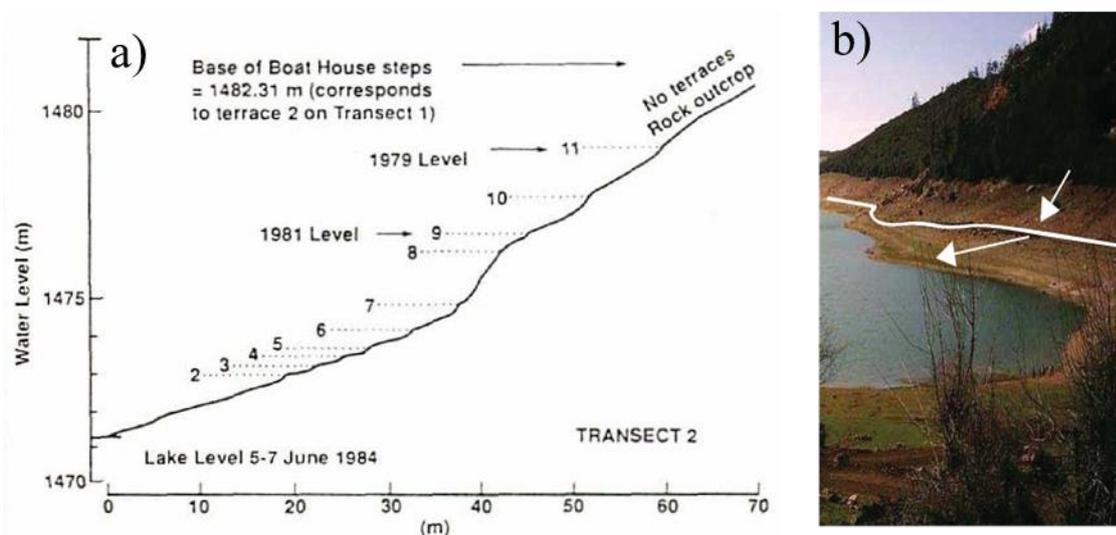


Fig. CH V. 5 : Anciens rivages du lac Azigza observés en 1984 (Flower and Foster, 1992) b) Les rives du lac Azigza à l'extrémité sud-est du lac. La ligne blanche indique la limite visible la plus élevée entre les sédiments subaquatiques et subaériens le long des rives et les flèches blanches indiquent l'inclinaison des rives pendant les niveaux bas et élevé du lac (Jouve *et al.*, 2019).

À partir de données du niveau du lac Azigza obtenues des travaux anciens (Gayral and Panouse, 1954 ; Flower and Foster, 1992), de photos aériennes (1964, 1973) (Service de cartographie, Rabat) (Fig. CH V. 6) et des données acquises dans le cadre de cette thèse, nous avons pu établir une chronique précise des niveaux de lac passés sur la base du MNT et de photographies récentes. Les données sont reportées par rapport au niveau de référence établi en 2013 (cf. Chapitre II, I) (Tab. CH V.1). L'ensemble des données indiquent que le lac au cours des dernières décennies a enregistré des variations décimétriques depuis les années 1950 (Fig. CH V. 6 et 7) avec une amplitude maximale de fluctuations de son niveau d'environ 16 m (entre le très haut niveau de 1456 m a.s.l. en 1965 et très bas niveau de 1540 m a.s.l. en 2008).

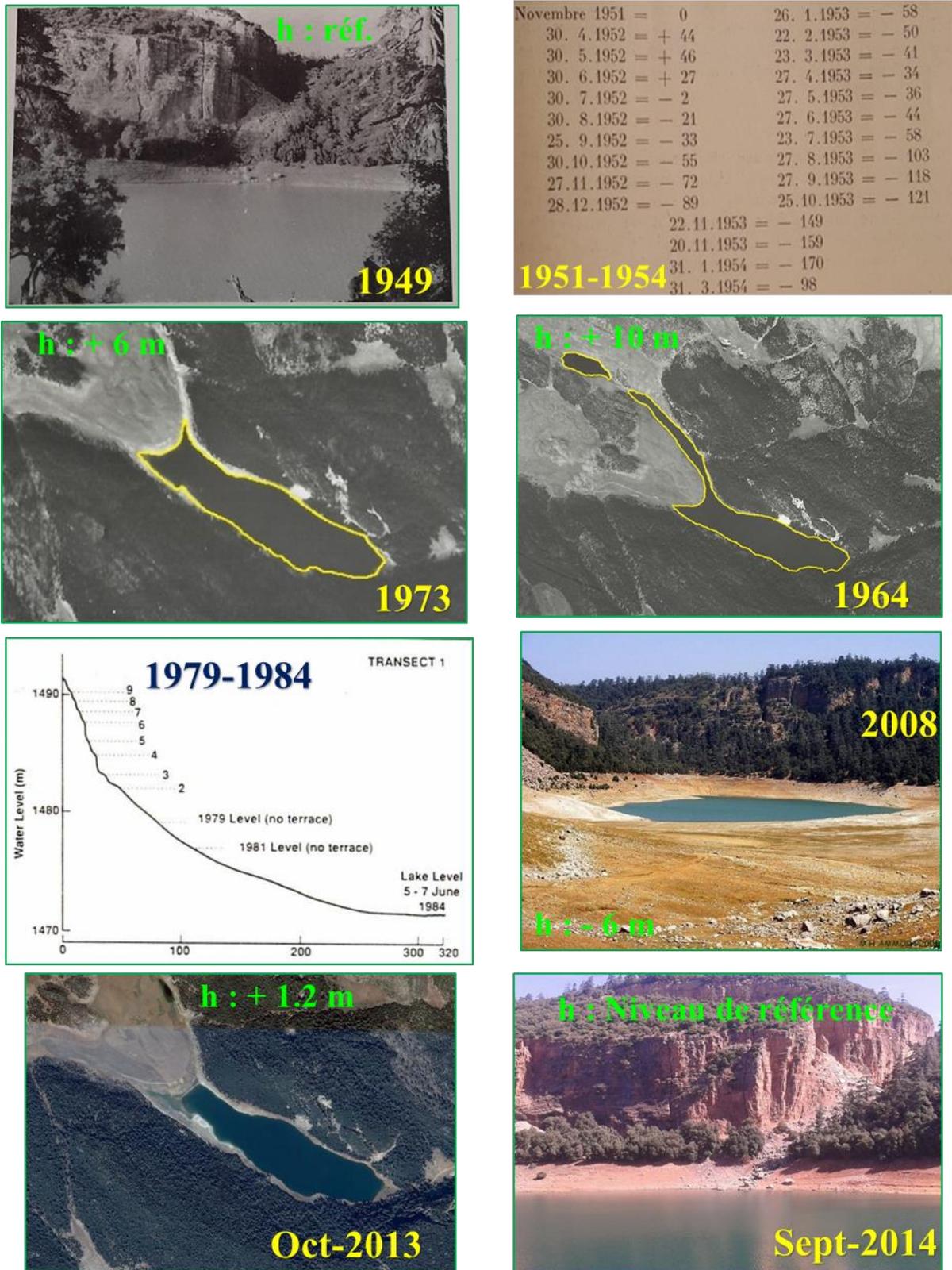


Fig. CH V. 6 : Variations historiques du niveau du lac Azigza (Jouve et al., 2019).

Date	Niveau du lac m a.s.l	Source
1948/1949	1544	Gayral et Panouze, 1954
1951/1952	1546.2	Gayral et Panouze, 1954
1952/1953	1545.5	Gayral et Panouze, 1954
1953/1954	1544.7	Gayral et Panouze, 1954
1964/1965	1556	Photo aérienne 1964, Service de cartographies, Rabat
1973/1974	1552	Photo aérienne 1973, Service de cartographies, Rabat
1978/1979	1549	Flower et al. 1992
1981/1982	1547	Flower et al. 1992
1984/1985	1544	Flower et al. 1992
2007/2008	1540	Photo, https://mapsights.com
2012/2013	1546	Travaux de Thèse Rachid Adallal, 2018
2013/2014	1544	
2014/2015	1543.5	
2015/2016	1543	
2016/2017	1542	

Tab. CH V. 1 : Détails du calage des fluctuations historiques du niveau du lac Azigza.

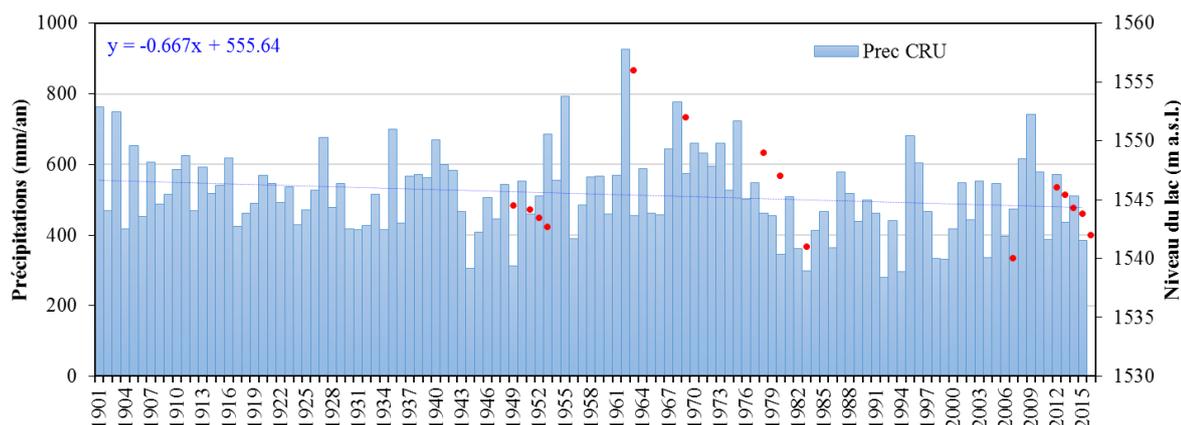


Fig. CH V. 7 : Variations historiques du niveau du lac Azigza en relation avec les précipitations (CRU TS 4.01) sur le dernier siècle (modifiée d'après Vidal et al., 2016).

Les variations du niveau de lac peuvent être mises en relation avec l'occurrence d'épisodes secs plus ou moins longs et/ou fortement pluvieux qui est une caractéristique dominante du régime hydrologique au Maroc. Des périodes sèches ont été reportées au cours des dernières décennies (1980-1985, 1991-1995, 1998-2001) (Bouaicha and Benabdelfadel, 2010). De même que les périodes de haut niveau semblent être associées avec des années particulièrement pluvieuses (1962-1963, 1968-1969).

II.2 Contexte hydroclimatique.

Cette partie sera consacrée aux données d'entrée du modèle hydrique du lac Azigza (Précipitations, températures et évaporation). Les données hydrométéorologiques disponibles sur la zone d'étude proviennent des stations météorologiques Tarhat, Tamchachate et Aval-El heri régies par l'Agence du Bassin Hydraulique de l'Oum Er Rbia (ABHOER) (cf. Chapitre II). Ces stations fournissent

des séries de données journalières et mensuelles sur une quarantaine d'années et donc ne couvrent pas les périodes de mesures historiques du niveau du lac qui remontent jusqu'à 1949 (cf. Tab. CH V.1).

Nous avons donc utilisé des données de réanalyse CRU TS 4.01 qui couvrent la période de 1901 jusqu'à 2016. Le détail de construction et d'acquisition de ces données est expliqué dans le Chapitre II (cf. Chap. II II.3).

Avant d'être intégrées dans le modèle, les données de réanalyse (Précipitations, température et évaporation) ont été analysées puis corrigées. La correction sera faite d'une part sur la base des données de la station la plus représentative du site d'étude Tamchachate (précipitations) et d'autre part sur la base des données de la station d'Azizga (température et évaporation).

II.2.1 Précipitations.

Afin de mieux analyser le régime pluviométrique des stations décrites ci-dessus, nous avons calculé le paramètre d'écart à la moyenne afin de décrire la variabilité interannuelle des précipitations dans la région du Lac Azizga.

La figure CH V. 8 montre les écarts pluviométriques par rapport à la pluie moyenne annuelle depuis 1901 jusqu'à 2016 pour les données d'observations CRU. Les données illustrent l'importante variabilité interannuelle caractéristique de la zone d'étude ainsi qu'une diminution des apports sur l'ensemble de la période. De plus, la fréquence d'occurrence des années déficitaires devient plus forte à partir des années 1975. En effet, les années déficitaires étaient peu marquées avant 1975 (sauf les années 1905/06, 1944/45 et 1948/49), alors que les années excédentaires étaient fréquentes. Durant les cinq dernières décennies, les années déficitaires deviennent récurrentes et seules les années 1995/96 et 2009/2011 se démarquent par des pluies exceptionnelles très fortes.

Les données de précipitations de la station de Tamchachate (1975-2016) se caractérisent par la même évolution en termes de déficit et excédent (Fig. CH V. 8). L'année hydrologique de 1995/1996 a enregistré de fortes précipitations marquant la période d'inondation qu'a connue le Maroc pendant cette année. Comparées à la station d'Azizga sur la période 2012-2016, les précipitations de la station de Tamchachate et de la grille CRU marquent une tendance similaire en termes de déficit et d'excédent.

De manière générale, au niveau de toutes les stations ainsi que la grille CRU, les séries de précipitations indiquent que le régime pluriannuel est très irrégulier et présentent une forte variabilité interannuelle typique d'un climat méditerranéen de montagne (Fig. CH V. 8). On note également l'existence d'une bonne corrélation des pluies entre les données (station météorologique et CRU), ainsi que l'extrême variabilité des hauteurs des précipitations d'une année à l'autre.

Les statistiques des séries de données pluviométriques annuelles (année hydrologique) des stations météorologiques Azizga et Tamchachate et de données de réanalyse CRU TS 4.01 présentées ci-dessus sont récapitulées dans le tableau suivant sur différentes périodes :

Stations	Azigza complétée par Tamchachate	CRU	Tamchachate	CRU	Tamchachate	CRU
Période	2012-2016			1975-2016		1901-2016
Moyenne (mm/an)	608.6	475.7	799.3	471.1	694.6	509.6
Médiane (mm/an)	616.9	473.1	858.0	462.3	688.2	507.3
Ecart type (mm/an)	261.2	81.3	369.8	112.6	263.1	123.2
Max (mm/an)	912.8	570.6	1155.4	742.1	1314.1	926.6
Min (mm/an)	287.7	385.8	325.9	279.0	301.5	279.0

Tab. CH V. 2 : Caractéristiques statistiques des données pluviométriques annuelles sur différentes périodes.

L'analyse des caractéristiques des séries pluviométriques montre qu'elles sont relativement dissymétriques. On note une différence significative entre la moyenne et la médiane des données des stations Azigza, Tamchachate et des données d'observations CRU TS 4.01. L'écart entre le minimum et le maximum des précipitations est très élevé dans toutes les stations météorologiques.

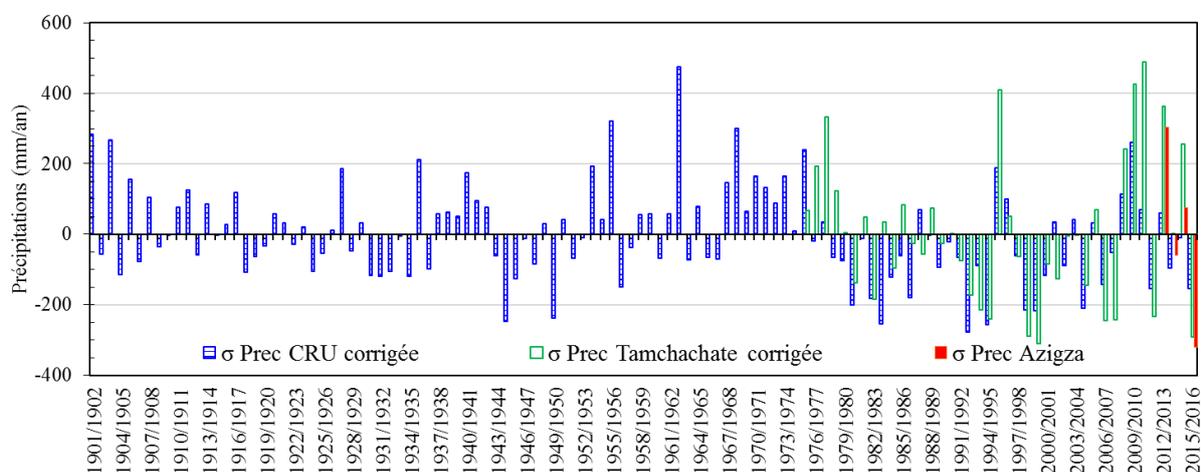


Fig. CH V. 8 : Évolution des écarts à la moyenne des stations Azigza (2012-2016), Tamchachate (1975-2016) et les données d'observations CRU TS 4.01 (1901-2016).

Pour utiliser les données de précipitations CRU TS 4.01 dans le modèle hydrologique, celles-ci ont été comparées de façon précise (méthode des doubles cumuls) aux différentes séries de données sur les périodes communes (1971-2016) afin d'apporter les corrections nécessaires. Les précipitations de la grille CRU représentent seulement 68 % des précipitations enregistrées à la station de Tamchachate (Fig. CH V. 9).

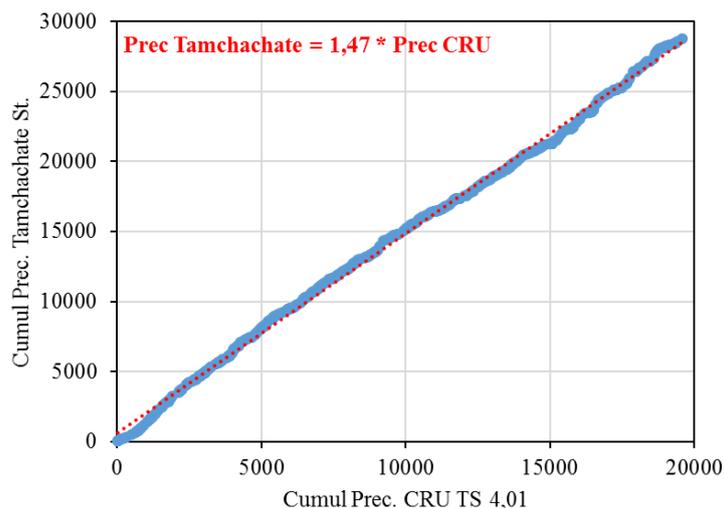


Fig. CH V. 9 : Corrélation des précipitations mensuelles CRU TS 4.01 et Tamchachate entre 1975 et 2016.

II.2.2 Température.

L'évolution annuelle des températures issues des données de réanalyse CRU TS 4.01 (Fig. CH V. 10) montre une variabilité annuelle élevée et présente une tendance à l'augmentation d'environ 1 % entre 1901 et 2016 avec une température moyenne annuelle de l'ordre de 13.3 °C. On rappelle que cette tendance concorde avec la tendance à la hausse de la température moyenne mondiale qui est de 0.85 [0.65 à 1.06] °C au cours de la période 1880–2012 (IPCC, 2013). La même tendance est observée pour les mois d'été JJA (juin, juillet et août) et les mois d'hiver DJR (décembre, janvier et février).

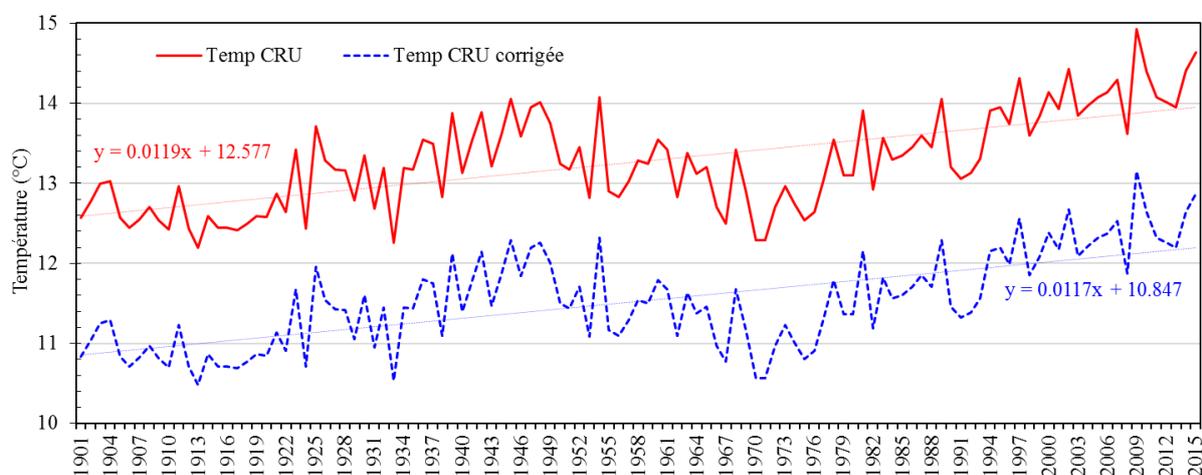


Fig. CH V. 10 : Évolution de la température annuelle des données CRU TS 4.01 sur la période 1901-2016.

La figure 11 montre la comparaison des données de températures mensuelles sur la période décembre 2014 – avril 2016 mesurées au site Azigza (station météorologique) et les données CRU TS 4.01. La température au niveau du site Azigza est relativement plus basse que celle donnée par la grille CRU mais marque une saisonnalité similaire à celle de CRU. Une correction a donc été appliquée aux données de température CRU TS 4.01.

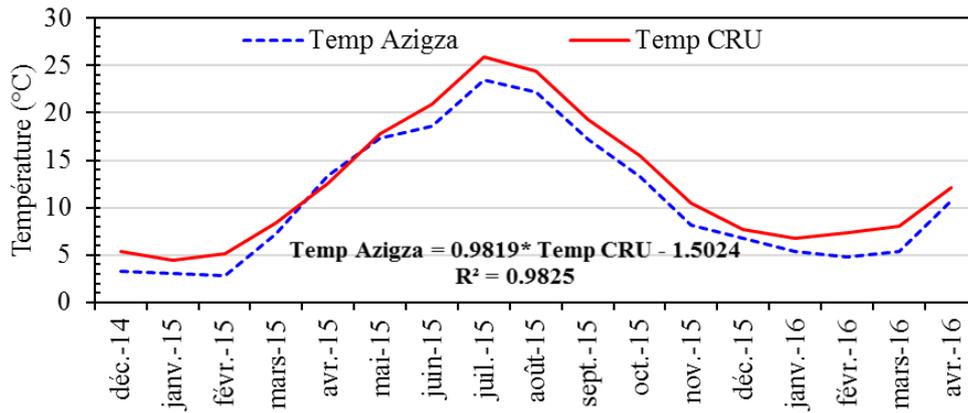


Fig. CH V. 11 : Distribution des températures moyennes mensuelles de CRU TS 4.01 et du site Azigza entre décembre 2014 et avril 2016.

II.2.3 Évaporation - Évapotranspiration.

Les données CRU TS 4.01 d'évapotranspiration sont basées sur la méthode de Penman-Monteith (PM) (Allen *et al.*, 1998).

$$ETP_{PM} = \frac{0.408 \times D \times (R_n - G) + \gamma \left(\frac{900}{T_a + 273} \right) U_2 (e_s - e_a)}{D + \gamma(1 + 0.34U_2)}$$

avec : ETP est l'évapotranspiration de référence (mm/j), R_n le rayonnement net ($MJ/m^2.j$), G flux de chaleur échangé avec le sol ($MJ/m^2.j$), T_a la température moyenne quotidienne de l'air à une hauteur de 2 m ($^{\circ}C$), U_2 la vitesse du vent à une hauteur de 2 m (m/s), e_s pression de vapeur saturante (kPa), pression de vapeur réelle (kPa) et $(e_s - e_a)$ déficit de pression de vapeur saturante (kPa), D pente de la courbe de pression de vapeur saturante à la température T (kPa/ $^{\circ}C$), γ est la constante psychrométrique (kPa/ $^{\circ}C$) et 0.408 est un facteur de conversion de $MJ/m^2.jour$ en $mm/jour$. La valeur 900 combine plusieurs variables de l'équation originale de Penman-Monteith (Monteith, 1965).

Les données d'évapotranspiration fournies par CRU TS 4.01 suivent les variations de la température en termes de variabilité interannuelle et de saisonnalité. L'évolution annuelle de l'évapotranspiration (Fig. CH V. 12) se caractérise par une variabilité annuelle élevée et présente une tendance à l'augmentation de 40 % entre 1901 et 2016 avec une évapotranspiration moyenne annuelle de l'ordre de 1399.5 mm/an. Les données ETP sont fortement contrôlées par la température (Fig. CH V. 13).

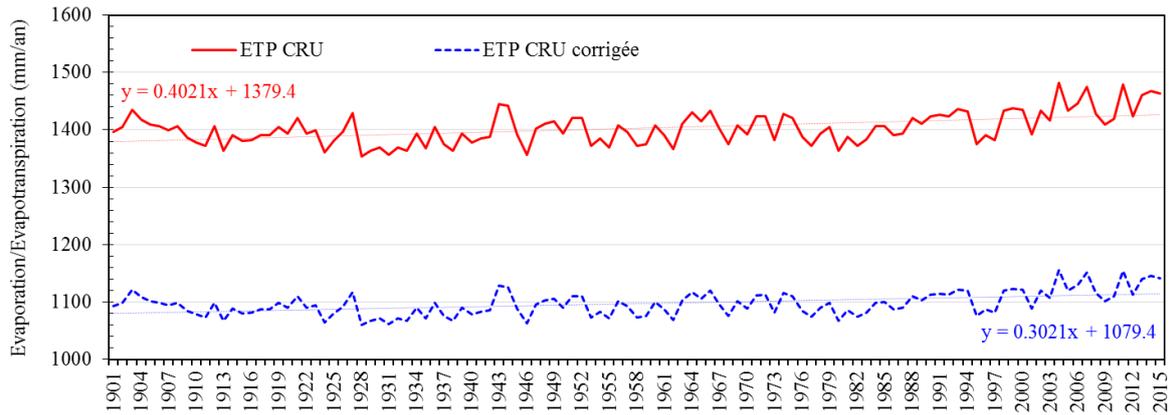


Fig. CH V. 12 : Évolution de la température et l'évapotranspiration annuelles des données CRU TS 4.01 sur la période 1901-2016.

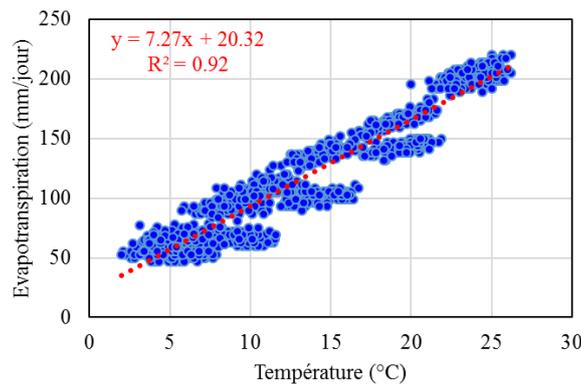


Fig. CH V. 13 : Corrélation entre l'évapotranspiration et la température fournies par CRU TS 4.01.

La figure 14 représente les données d'évapotranspiration mensuelles entre décembre 2014 et avril 2016 et montre que le mois de décembre est marqué par les valeurs les plus faibles (54.2 mm/mois), alors que le mois de juillet présente les valeurs les plus élevées (208 mm/mois). La comparaison de l'évapotranspiration CRU (Penman-Monteith) avec l'évaporation d'Azigza (Penman) sur la période commune (décembre 2014-avril 2016) montre une similarité en matière de variabilité mensuelle avec une différence de valeurs enregistrées, pour cela, une correction est apportée aux données CRU.

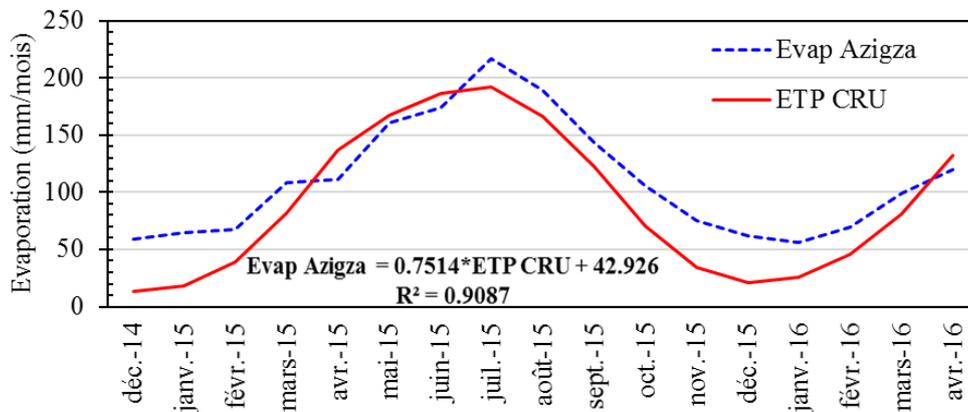


Fig. CH V. 14 : Distribution de l'évaporation Azigza et l'évapotranspiration CRU moyenne mensuelle de CRU et du site d'Azigza entre décembre 2014 et avril 2016.

III. BILAN HYDROLOGIQUE DU LAC AZIGZA AU COURS DU DERNIER SIÈCLE.

Comme nous l'avons décrit, le lac Azigza est un hydrosystème dynamique, en interaction continue avec son environnement local (bassin versant du lac). Il est connecté au cycle de l'eau à travers les flux entrants (précipitations directes sur le lac et arrivées d'eaux de surface (ruissellement) et de subsurface) et les flux sortants (évaporation à partir de la surface du lac et les pertes par voie souterraine). Dans ce chapitre, nous allons admettre deux approximations :

- ✓ Le lac Azigza est, resté (comme à l'état actuel) un lac endoréique même si l'existence d'un exutoire de surface dans le passé est fortement probable ;
- ✓ La colonne d'eau est homogène.

Le bilan hydrique du lac peut s'écrire sous forme de l'équation de conservation de masse (tel que décrit dans le chapitre IV) :

$$dV = \text{Flux entrants} - \text{Flux sortants}$$

$$dV = P + Ri - E + Gi - Go$$

avec : $dV = V_i - V_{i-1}$

- V_i : Volume du lac en m^3 au mois i ;
- V_{i-1} : Volume du lac en m^3 au mois précédent $i-1$;
- P : Précipitations sur la surface du lac en m^3 ;
- Ri : Ruissellement de surface en m^3 ;
- E : Quantité d'eaux évaporées à partir de la surface du lac en m^3 ;
- Gi : Venues d'eaux à partir du bassin versant (surface et subsurface) en m^3 ;
- Go : Pertes d'eaux par écoulement souterrain en m^3 .

III.1 Robustesse du modèle du bilan hydrique sur la période historique.

La modélisation du bilan hydrique du lac Azigza (cf. Chapitre IV) nous a permis de quantifier les flux souterrains entrants et sortants du lac appelés NG (Net Groundwater flow) sur la période d'observation (octobre 2012- octobre 2016) en se servant de la relation Volume-surface-hauteur du lac et des données du suivi mensuel du niveau du lac, de précipitations et d'évaporation.

$$NG = Gi - Go = dV - P - Ri + E$$

Application du modèle à 2 cycles annuels historique :

Les travaux de Gayral and Panouse publiés en 1954 permettent d'avoir accès à des relevés mensuels du niveau du lac sur 2 cycles annuels (avril 1952– mars 1954). L'analyse des résultats obtenus montre que le lac a baissé d'environ 2 m sur une période de 21 mois et avec saisonnalité marquée (Fig. CH V. 15).

L'ensemble des données CRU TS 4.01 (précipitations, température, évaporation), niveau du lac nous ont donc permis d'estimer une valeur de NG pour ces 2 cycles annuels au pas de temps mensuel (Fig. CH V. 15).

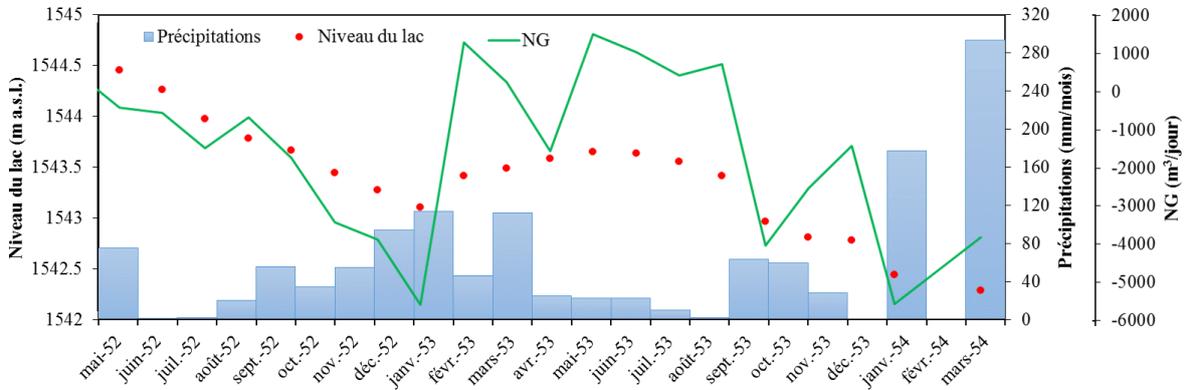


Fig. CH V. 15 : Précipitations mensuelles et variation du niveau du lac Azigza entre avril 1952 et mars 1954 et le NG correspondant.

Comparaison des NG [2012-2016] et [1952-1954] :

Le NG calculé sur la période 1952-1954 montre des valeurs qui oscillent entre -5954 m³/jour et 4065 m³/jour et avec une valeur moyenne d'environ -1229 m³/jour ; tandis que celui calculé sur les périodes discontinues (1949-1952, 1954-1964, 1964-1973, 1973-1979, 1979-1981, 1981-1984, 1984-2008 et 2008-2012) indique une moyenne de -248 m³/jour avec un maximum de 2216 m³/jour et un minimum de -2460 m³/jour (Fig. CH V. 16).

Le NG établi sur la période historique souligne une amplitude de variation identique à celle obtenue sur la période 2012-2016 qui se caractérise par une moyenne -1420 m³/jour avec un maximum de 7000 m³/jour et un minimum de -7000 m³/jour.

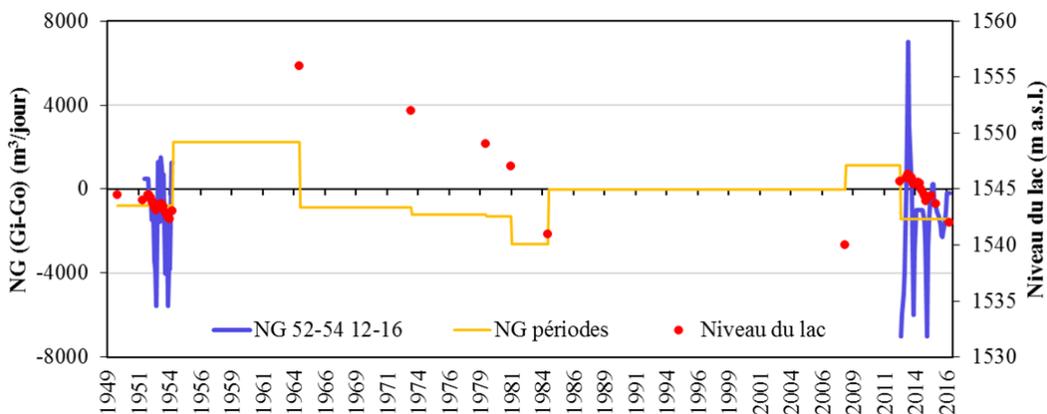


Fig. CH V. 16 : Variation du niveau du lac Azigza entre 1949 et 2016 et le NG correspondant.

Nous avons réalisé un test supplémentaire qui a été d'appliquer à la période avril 1952-mars 1954 le NG obtenu pour la période 2012-2016. Comme le montre la figure 17, le niveau de lac simulé

est très proche de celui mesuré tout en conservant la tendance à la baisse avec une saisonnalité peu reproduite.

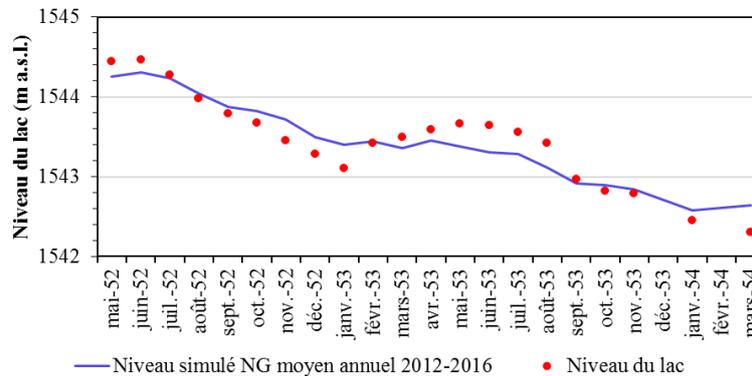


Fig. CH V. 17 : Simulation du niveau du lac Azigza entre avril 1952 et mars 1954.

III.2 Application du modèle sur le dernier siècle.

Dans cette partie, nous avons réalisé 2 essais exploratoires de simulation du niveau du lac à partir des premiers enregistrements historiques. Pour cet exercice, toutes les séries ont été ramenées à des moyennes annuelles.

Les composantes du bilan hydrique du lac dans cet essai sont :

- Précipitations sur la surface du lac (CRU corrigées) ;
- Évaporation à partir de la surface du lac (CRU corrigée) ;
- Ruissellement (6 % des précipitations sur le bassin versant du lac) ;
- NG 2012-2016 (moyenne annuelle) ;
- NG = 0.

Le résultat obtenu sur la simulation du niveau en utilisant la première variante de NG (moyenne annuelle 2012-2016) trace une diminution continue du niveau du lac jusqu'à épuisement du volume lacustre. Cette tendance extrême montre que le lac est tout le temps déficitaire (NG < 0) malgré les arrivées d'eau qu'il reçoit (précipitations et ruissellement). Le résultat reste identique même si le point de départ de la simulation se base sur un niveau de lac plus élevé (Fig. CH V. 18).

La simulation du niveau du lac en considérant NG = 0, affiche un niveau du lac presque constant (pas de fluctuations remarquables). Ceci montre que dans ce cas, d'une part, il existe un équilibre entre les flux d'entrées (précipitations et ruissellement) et de sorties du lac (évaporation). D'autre part, les flux souterrains constituent la partie la plus dominante du bilan hydrique du lac Azigza tout en régulant son niveau (cf. Chapitre IV).

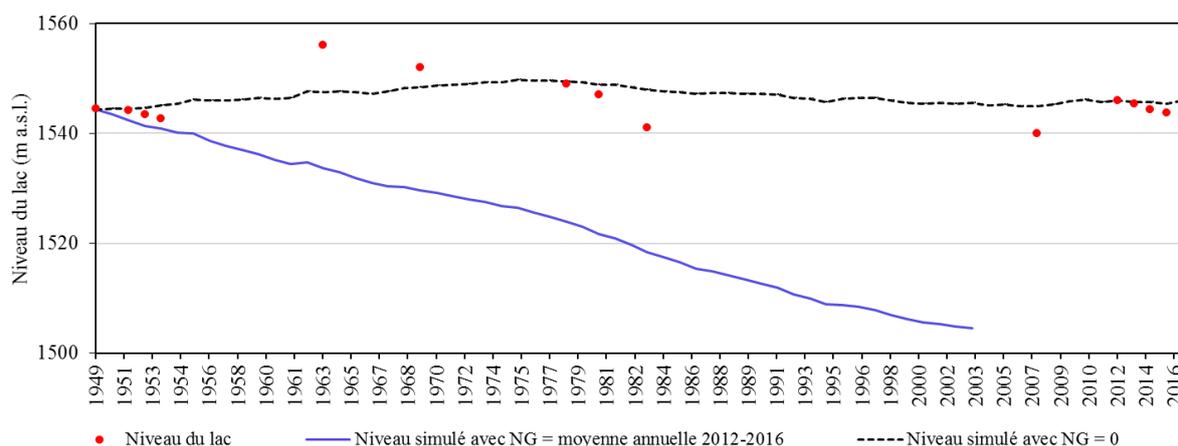


Fig. CH V. 18 : Simulation du niveau du lac Azigza entre 1952 et 2016 en utilisant trois variantes de NG.

Dans un deuxième temps, nous avons réalisé un autre test en distinguant les flux souterrains G_i et G_0 :

- $G_i = f(P)$, établi à partir de la relation Pluie-débit de la station de Tamchachate (cf. Chapitre IV) ; un effet de seuillage a également été appliqué (un forçage de 80 % précipitations qui dépassent 509 mm/an la moyenne annuelle des précipitations CRU TS 4.01 entre 1901-2016) ;
- $G_0 = \text{constante} = 1953500 \text{ m}^3/\text{an}$ obtenue à partir des résultats des bilans hydriques moyens annuels (cf. Chapitre IV, Tab. CH IV.2) ;
- Les autres composantes du bilan (précipitations, évaporation et ruissellement) restent identiques à celles du premier test).

La simulation obtenue dans ce cas (Fig. CH V. 20), permet de retracer la variabilité des fluctuations du niveau du lac, mais les valeurs simulées s'éloignent des valeurs mesurées. Cette approche témoigne qu'une mise en relation des arrivées d'eaux souterraines G_i avec les précipitations doit être précisée, sachant que l'hypothèse d'un G_0 constant ne permet pas de prendre en compte la variabilité des flux souterrains.

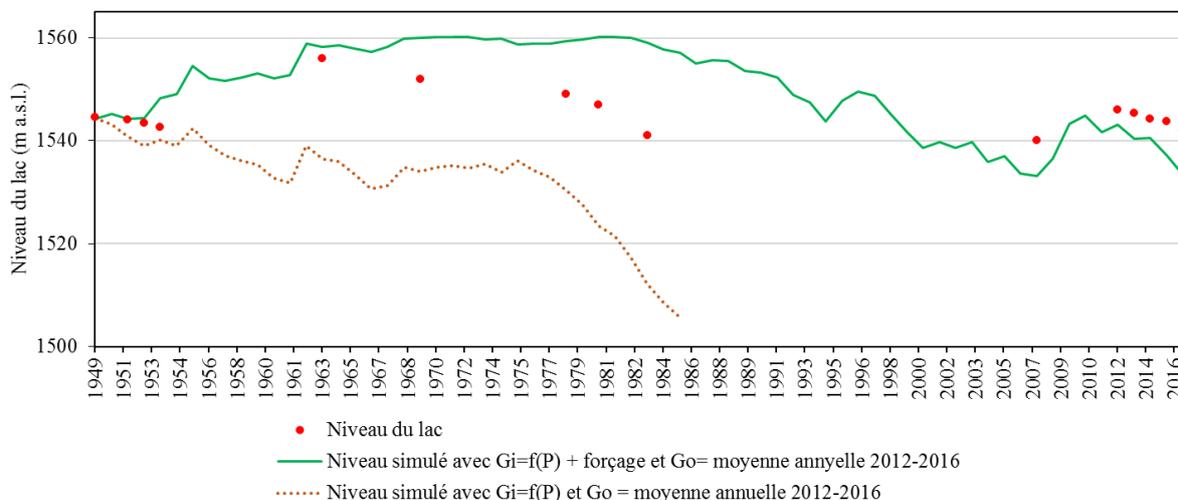


Fig. CH V. 19 : Simulation du niveau du lac Azigza entre 1949 et 2016 via $G_i=f(P)$ avec et sans forçage et $G_0 = \text{constante}$.

IV. PROJECTION FUTURE.

IV.1 Projections et scénarios futurs du changement climatique.

Pour les périodes futures, le GIEC réalise des projections climatiques à l'aide de modèles numériques du climat global de la Terre. Ces projections permettent de tester différents scénarios d'émission de gaz à effet de serre (SRES) et des aérosols, correspondant à des scénarios socio-économiques (Fig. CH V. 21). Les modèles climatiques les plus récents utilisent les scénarios RCP (Representative Concentration Pathways) établis par le GIEC dans son 5^{ième} rapport (Moss *et al.*, 2010). Il existe quatre scénarios de référence appelés RCP 2.6, RCP 4.5, RCP 6.0, RCP 8.5, où les chiffres représentent le forçage radiatif², en $W.m^{-2}$.

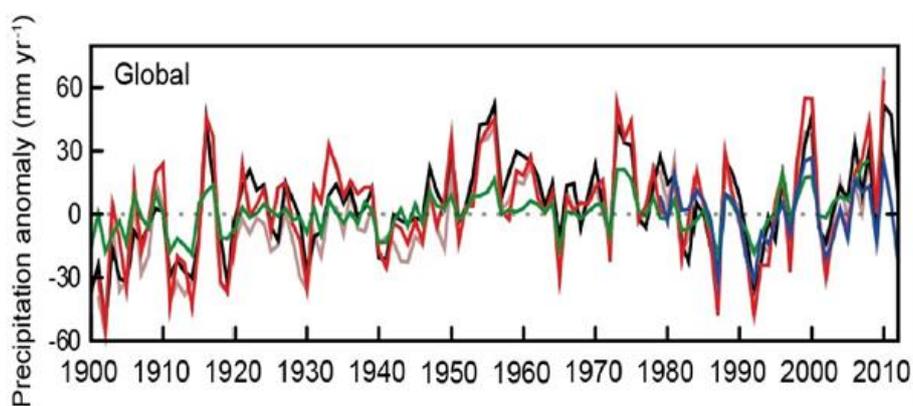


Fig. CH V. 20 : Anomalies de précipitations annuelles moyennes sur les zones émergées du globe tirées à partir des ensembles de données (CRU (Climatic Research Unit), GHCN (Global Historical Climatology Network) et GPCC (Global Precipitation Climatology Project) de précipitations mondiales par rapport à une climatologie moyenne sur la période 1901-2010. (IPCC, 2013).

Le scénario le plus optimiste, RCP 2.6, intègre l'application des décisions politiques pour réduire les émissions de GES qui limiteraient l'augmentation de la moyenne des températures sur l'ensemble de la Terre à 1°C en 2100. Le scénario RCP 8.5 est le plus pessimiste, où l'augmentation des températures atmosphériques serait d'environ 4°C en 2100 (Fig. CH V. 22a).

La moyenne annuelle des précipitations augmentera probablement dans les hautes latitudes et l'océan Pacifique équatorial d'ici la fin de ce siècle dans le cas du RCP 8.5 (0.15 mm/jour environ 5 % des précipitations globales). Dans de nombreuses régions de moyennes latitudes et dans les régions subtropicales arides, les précipitations diminueront probablement (Fig. CH V. 22b), tandis que dans de

-
- ² Le forçage radiatif est la mesure de l'influence d'un facteur (les émissions de CO₂, l'albédo, les aérosols, etc.) sur l'altération du bilan radiatif terrestre (atmosphère comprise) et donne une indication de l'ampleur de ce facteur en tant que moyen de changement climatique potentiel (IPCC, 2007).

nombreuses régions humides de moyennes latitudes, les précipitations moyennes augmenteront probablement d'ici la fin de ce siècle dans le cas du RCP 8.5.

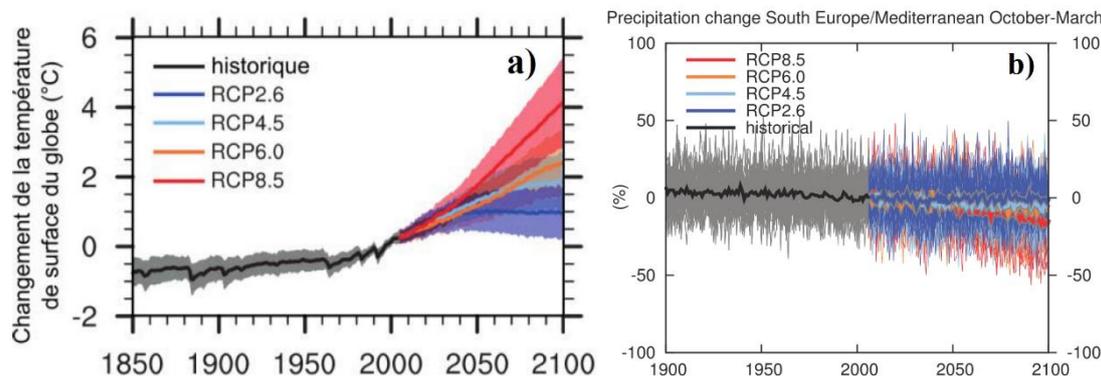


Fig. CH V. 21 : a) Série temporelle des températures moyennes de surface du globe historiques et prédites. Pour chaque scénario RCP, les projections montrent la moyenne de plusieurs modèles (traits pleins) et les intervalles de confiance. b) Séries chronologiques de variation relative par rapport à 1986-2005 des précipitations d'octobre à mars moyennées sur les points de grille continentale dans la région d'Europe du Sud / Méditerranée (30 °N à 45 °N, 10 °W à 40 °E). (IPCC, 2013).

Dans le cadre de cette thèse, nous avons pu utiliser les données climatiques de haute résolution spatiale, issues des simulations obtenues à partir de modèles de climat régional (RCM-ALADIN) dans le cadre du programme Med-CORDEX via une collaboration avec M. Yves Trambly (HSM, Montpellier). Ces modèles permettent de réaliser des simulations et donc de faire des études d'impact du changement climatique sur la ressource en eau par exemple pour différentes régions de la zone méditerranéenne. Ce modèle génère les paramètres météorologiques sur chaque point de grille d'une taille de 16 km×16 km.

Nous avons donc utilisé les sorties de précipitations et température (annuelles) obtenues avec le RCM ALADIN-CLIMAT au site d'Azizga pour 2 scénarios (RCP 4.5 et RCP 8.5). Là encore, l'objectif a été d'utiliser de façon exploratoire le modèle hydrologique du lac Azizga avec ce type de données.

Dans la suite, nous montrerions uniquement les figures correspondantes au scénario RCP 8.5.

IV.1.1 Précipitations.

L'analyse des données de précipitations du modèle ALADIN-Climat soulève que les précipitations correspondantes à la zone d'étude Azizga sont, d'une part, marquées par une variabilité interannuelle très intense (Fig. CH V. 23) ; et d'autre part sont surestimées par rapport à la station de référence Tamchachate. Or la moyenne annuelle des précipitations est de l'ordre de 1427.4 mm/an (RCP 8.5 2006-2100, 1994.9 mm/an 2006-2016) comparée à celle de Tamchachate qui est de 769.6 mm/an (2006-2016) (Fig. CH V. 24). La correction de ces données est basée sur la corrélation sur la période commune entre janvier 2006 et mai 2017 (Fig. CH V. 25).

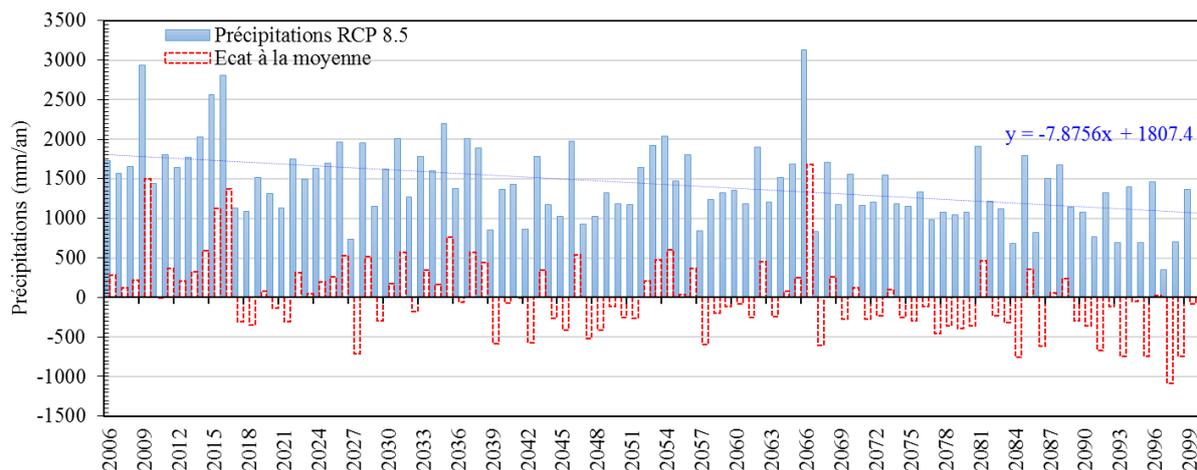


Fig. CH V. 22 : Évolution des précipitations annuelles et des écarts à la moyenne des précipitations ALADAIN-Climat RCP 8.5 (2006-2100).

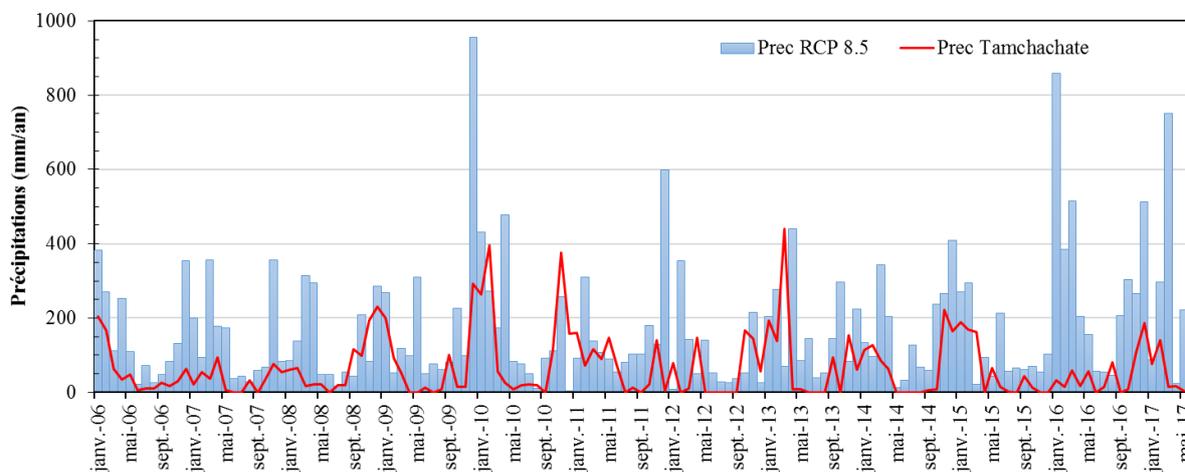


Fig. CH V. 23 : Évolution des précipitations mensuelles ALADAIN-Climat RCP 8.5 et Tamchachate (2006-2017).

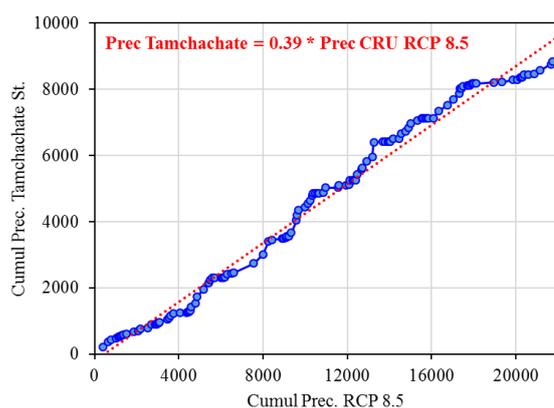


Fig. CH V. 24 : Corrélation des précipitations mensuelles ALADAIN-Climat RCP 8.5 et Tamchachate (2006-2017).

IV.1.2 Température.

La série de température fournie par le modèle ALADIN-Climat (2006-2100) montre une variabilité interannuelle très élevée (Fig. CH V. 26) avec une tendance à la hausse de 5 % (RCP 8.5).

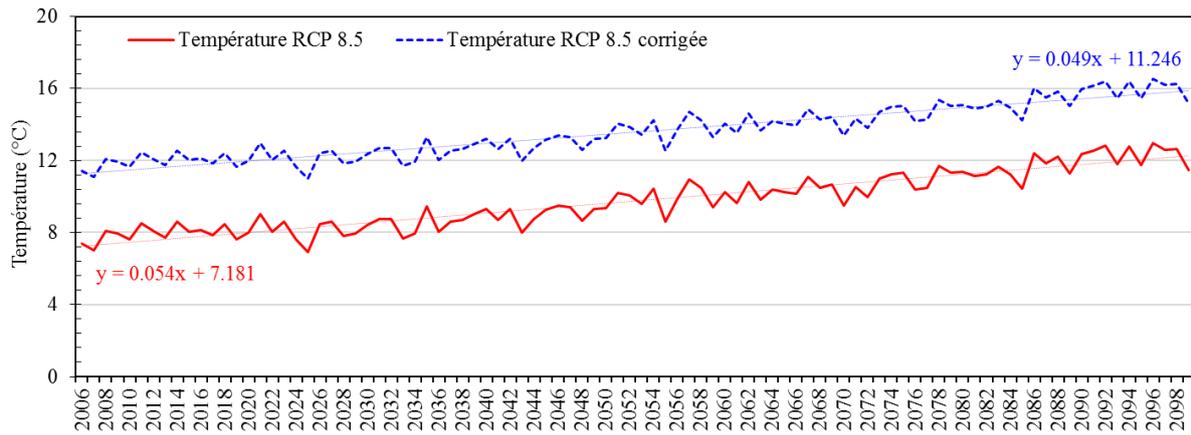


Fig. CH V. 25 : Évolution des températures moyennes annuelles ALADAIN-Climat RCP 8.5 (2006-2100).

La comparaison avec la température mensuelle du site Azigza entre décembre 2014 et avril 2016 montre que la température varie de façon similaire avec une différence en termes de valeurs, la température issue de ALADIN-Climat est sous-estimée et a fait l'objet d'une correction par corrélation (Fig. CH V. 27).

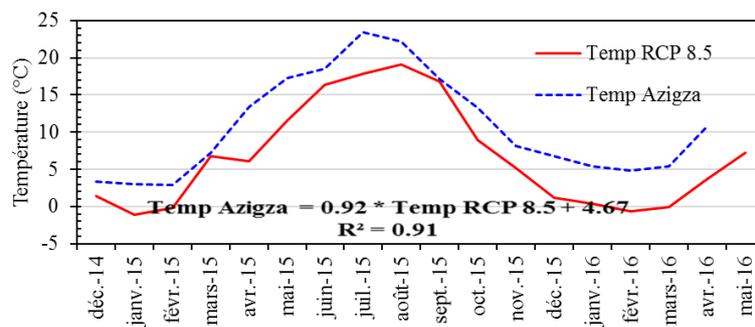


Fig. CH V. 26 : Distribution des températures moyennes mensuelles de ALADIN-Climat RCP 8.5 et du site Azigza entre décembre 2014 et avril 2016.

Afin de pouvoir tourner le modèle hydrique du lac Azigza sur 2006-2100, la composante évaporation est indispensable, pour cela, elle sera calculée de manière indirecte via la relation qui relie la température d'Azigza et l'évaporation Azigza (Fig. CH V. 28).

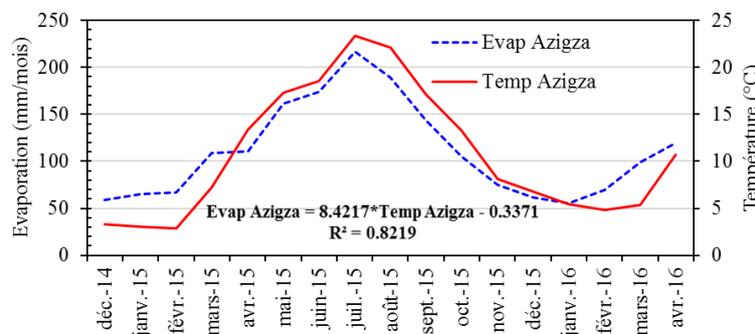


Fig. CH V. 27 : Distribution des températures et évaporations mensuelles au site Azigza entre décembre 2014 et avril 2016.

IV.2 Application du modèle dans 2100.

L'application du modèle du bilan hydrique aux données ALADIN-Climat est réalisée en utilisant les composantes du bilan hydrique suivant :

- Précipitations sur la surface du lac (ALADIN-Climat corrigées) ;
- Évaporation à partir de la surface du lac (ALADIN-Climat via température corrigée) ;
- Ruissellement (6 % des précipitations sur le bassin versant du lac) ;
- $G_i = f(P)$, établi à partir de la relation Pluie-débit de la station de Tamchachate (cf. Chapitre IV) ;
- $G_i = f(P) + 80\%$, forçage réalisé sur les précipitations annuelles qui dépassent 450 mm/an (moyenne annuelle des précipitations Aladin Climat-Maroc selon RCP 8.5 entre 2006 et 2100) ;
- $G_o = \text{constante} = 1953500 \text{ m}^3/\text{an}$ obtenue à partir des résultats des bilans hydriques moyens annuels (cf. Chapitre IV, Tab. CH IV.2).

La simulation obtenue (Fig. CH V. 29) indique qu'on s'attend d'ici 2100 selon le scénario RCP 8.5 à de fortes variations décennales du niveau du lac Azigza avec une tendance à la baisse jusqu'à attendre un niveau d'environ 1530 m a.s.l. en considérant un NG nul (12 m en dessous du niveau actuel 1542 m a.s.l.). Les autres variantes des flux souterrains ne permettent pas de simuler correctement le niveau du lac.

Étant donné que la profondeur maximale du lac est de 39.5 m (1505 m a.s.l.) par rapport à la référence de septembre 2014, on s'attend à l'assèchement du lac dans 12 ans si le lac continue à baisser selon le rythme de 2015-2016 (simulation avec NG correspondant, voir chapitre IV).

La simulation du niveau du lac en utilisant les variantes de NG décrites ci-dessus prévoit un assèchement du lac d'ici 2040.

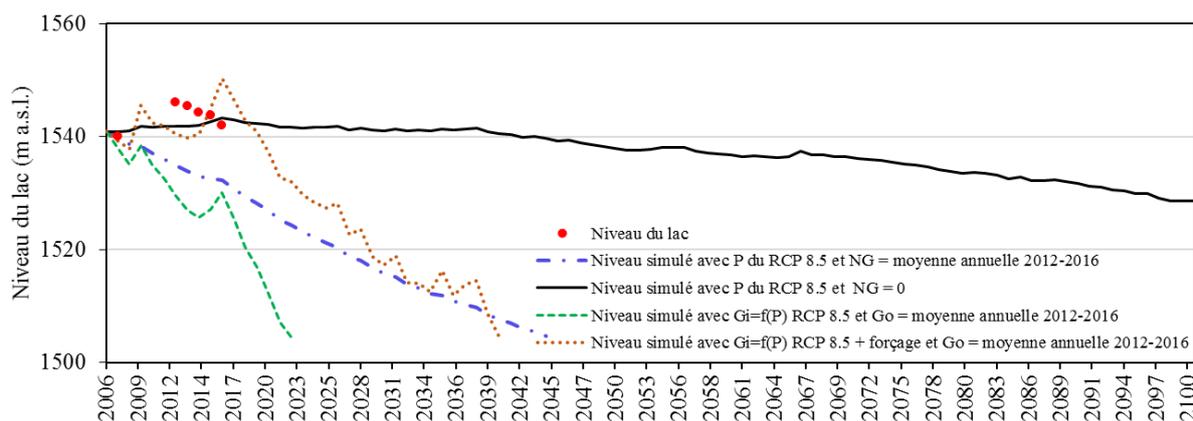


Fig. CH V. 28 : Simulation du niveau du lac Azigza entre 2006 et 2100 via $G_i=f(P)$ et $G_o=f(V)$ pour le scénario RCP 8.5.

V. Conclusion du chapitre.

Le modèle développé dans cette thèse a été testé pour mieux comprendre l'évolution des bilans hydriques passé et futur du Lac Azigza.

Dans un premier temps, l'existence de données historiques du niveau de lac combinées aux données hydroclimatiques issues de bases de données couvrant les dernières décennies, a permis d'évaluer les variations du niveau du lac depuis 1949 avec pour l'intervalle 1950-1952 un suivi mensuel.

Les tests du modèle révèlent que la variabilité des flux souterrains nets (NG) pour la période 1950-1952 était de même ordre de grandeur que celle estimée pour la période d'observation 2012-2016. Le modèle hydrologique (développé dans le Chapitre IV) permet de reproduire la baisse du niveau du lac pour la période 1950-1952.

Ce premier test appliqué à la période passée (1949-2016) souligne que le modèle ne permet pas de reproduire les fluctuations décamétriques du niveau du lac. Cependant, nous montrons qu'une partition des flux d'eau entrants (avec un effet de seuil) et sortants permettrait de s'approcher de la variabilité décamétrique du niveau lacustre observée sur cette période.

De façon exploratoire, nous avons appliqué le modèle hydrologique avec le NG calculé pour la période 2012-2016 aux projections futures afin de simuler le comportement du lac dans le cas du scénario RCP 8.5. Même si ce résultat est à prendre avec précaution, les simulations décrivent un assèchement du lac d'ici 2040 ; d'où l'intérêt de la multiplication des mobilisations pour la conservation de ce site ayant une grande importance pour le développement socio-économique de la population locale et offrant un terrain privilégié pour les études environnementales pluridisciplinaires au profit de la communauté scientifique.

CONCLUSION GÉNÉRALE.

Au terme de ce travail de thèse visant à mieux comprendre les mécanismes hydrologiques qui régissent la variabilité du niveau du lac lac Azigza, situé dans le Moyen Atlas marocain, en relation avec le climat actuel. L'approche adoptée s'est basée sur la caractérisation des fonctionnements hydrogéochimique et hydro-isotopique du lac Azigza à travers : 1) la mise en place d'un suivi hydrométéorologique du site d'étude (mensuel et journalier) ; 2) l'acquisition de données physico-chimiques et isotopiques des échantillons d'eaux du système lacustre d'Azigza ; 3) la connaissance précise des propriétés géomorphologiques du lac, en parallèle avec l'élaboration d'un modèle hydro-isotopique.

Les données acquises sur le terrain sur une période de quatre ans (entre octobre 2012 et octobre 2016) ont permis de montrer la variabilité interannuelle des paramètres hydroclimatiques propres à ce type de régions et de la comparer avec des données régionales pour la situer dans un contexte climatique précis. Le prélèvement de nombreux échantillons d'eaux du système lacustre d'Azigza (lac, eaux souterraines (puits et sources) et de ruissellement) a permis l'acquisition de nouvelles données chimiques et isotopiques selon une chronique mensuelle, inexistantes jusqu'à présent. De plus, la mesure du niveau du lac indique une diminution de 4 mètres sur la période d'observation.

La caractérisation hydrogéochimique des eaux du lac Azigza s'est focalisée sur la mesure mensuelle de paramètres physico-chimiques et chimiques au cours des deux cycles annuels 2012-2014. Cette caractérisation dépend essentiellement des conditions climatiques, géologiques et hydrogéologiques. La minéralisation des eaux de faciès bicarbonaté calcique et magnésien résulte de la dissolution chimique des assises carbonatées liasiques dominant la nature géologique du Moyen Atlas. Les eaux du lac sont peu à moyennement minéralisées très proches de celles des eaux des sources et du puits. L'ensemble des mesures de pH montrent que les eaux lacustres sont alcalines. Les concentrations assez élevées des eaux en éléments chimiques alcalino-terreux (calcium et magnésium) proviennent de la dissolution du substrat calcaire-dolomitique du bassin versant du lac. Ce résultat est confirmé par le calcul des indices de saturation des eaux du lac qui montre que, ces derniers sont sursaturés par rapport à la calcite et à la dolomite, mais qu'ils sont plutôt sous-saturés par rapport au gypse ; seuls les minéraux carbonatés tendent à précipiter. Par contre les minéraux évaporitiques sont toujours à l'état de sous-saturation.

Dans l'ensemble, la chimie élémentaire, le diagramme de Gibbs et les indices de saturation ont tous prouvé que, d'une part la dissolution des carbonates liasiques dominant la nature géologique du Moyen Atlas, est le principal processus géochimique responsable de la minéralisation de l'eau du système lacustre d'Azigza. D'autre part, le lac est alimenté en partie par les eaux souterraines pendant l'hiver et en partie par les eaux de ruissellement engendré par la pluie et la fonte de neige.

Malgré la baisse du niveau du lac d'environ 2 m sous un climat local contrasté, le chimisme des eaux du lac est essentiellement influencé par la variabilité saisonnière (dilution par ruissellement et concentration suite à l'évaporation) du niveau du lac et climat. Ainsi la limnologie et le chimisme des eaux du lac Azigza n'ont pas changé comparés aux études antérieures.

Les variations du bilan hydrique du lac Azigza ont été déterminées sur une période de quatre ans (2012-2016), période caractérisée par des situations climatiques contrastées et une forte baisse du niveau du lac. Un résultat majeur est que le bilan hydrique du lac Azigza est principalement régulé par la circulation souterraine, avec d'importantes variations interannuelles des flux d'eau souterraine.

La modélisation hydro-isotopique a permis la quantification des apports et des pertes souterraines (entrée et sortie) et elle a été réalisée grâce à un échantillonnage saisonnier détaillé du lac. Il n'a pas été possible de déchiffrer les variations saisonnières des flux d'eaux souterraines en raison de l'influence de la stratification thermique estivale, qui empêche le mélange de la masse d'eau. Néanmoins, nous avons montré que le bilan de masse isotopique est un moyen efficace pour quantifier la contribution des eaux souterraines, à l'échelle de temps annuelle. La courte durée de séjour de l'eau, estimée à 2 ans pour 2012-2013, explique la réponse rapide du niveau du lac aux variations climatiques.

L'analyse des résultats a révélé que les apports d'eau souterraine vers le lac représentaient 60 % de l'apport annuel en eau du lac ; le reste provenait des précipitations et du ruissellement. Les pertes en eau du lac par infiltration ont représenté 71 % des pertes d'eau annuelles du lac ; le reste a été éliminé par évaporation.

Sur les quatre cycles annuels du suivi, les flux souterrains représentent 66.9 % du bilan hydrique du lac, ce qui indique que ces flux sont les responsables des fluctuations du niveau du lac. Les apports souterrains G_i représentent 25.8 % et les pertes souterraines G_o représentent 41.1 % du bilan hydrique moyen.

L'ampleur des flux d'eaux souterraines indique une zone de recharge conforme au bassin versant topographique, avec des variations interannuelles comparables aux variations de ruissellement mesurées dans un bassin voisin. De fortes variations de l'écoulement des eaux souterraines sont également mises en évidence, ce qui contredit l'hypothèse antérieure d'infiltration constante (Flower and Foster, 1992). De plus, nos résultats suggèrent que l'infiltration d'eau souterraine pourrait être fortement réduite, voire arrêtée, lorsque le niveau du lac diminue.

Nous avons pu reconstituer les variations historiques du niveau du lac Azigza qui documentent des variations décennales à l'échelle décennale. Ceci nous a permis de tester la robustesse du modèle sur la période du siècle dernier (1949-2016) en nous appuyant sur les données climatiques issues de réanalyse et les observations de niveau de lac.

PERSPECTIVES.

En résumé, ce travail permet de mettre en évidence le potentiel des études de systèmes lacustres. Ces travaux sont une première étape dans la compréhension de leur fonctionnement hydrologique en milieu semi-aride et plus particulièrement en zones montagneuses. Ces systèmes sont indispensables pour quantifier les flux d'eau mis en jeu, pour appréhender les changements futurs et pour optimiser les interprétations des reconstitutions hydrologiques passées. Cependant, cette thèse démontre toute l'importance du travail d'observation pluriannuelle des sites d'étude. Nous concluons sur quelques perspectives tirées de notre expérience de terrain et sur les suites à donner à ce type d'approches.

Une grande incertitude dans le modèle hydrologique réalisé repose sur l'estimation de l'évaporation. En effet la mesure de l'évaporation en surface d'eau libre est rare et complexe à obtenir. Il serait effectivement nécessaire de pouvoir installer un monitoring hydrométéorologique à l'interface eau-air, le tout complété par un échantillonnage d'eau plus long et sur toute la lame d'eau. De plus, l'installation d'un spectromètre laser (H_2O) sur site permettrait l'analyse de la composition isotopique de la vapeur d'eau aux alentours du lac, ce qui diminuerait encore les incertitudes sur l'estimation de l'évaporation. Enfin la quantification des flux d'eau souterrains pourrait être améliorée par l'installation d'outils de mesure directe tels que les infiltromètres et les mini-piézomètres portables qui demeurent nécessaires. In fine, on propose l'implantation d'un observatoire scientifique qui implique les autorités et les collectivités locales ainsi que les organisations non gouvernementales afin de sensibiliser les différents acteurs de l'importance de ces zones humides et de les conserver, car elles constituent de vraies sentinelles de changement climatique, ce dernier dont dépend tout développement socio-économique.

Les incertitudes associées aux reconstitutions du niveau du lac sur le dernier siècle et dues à la fiabilité de méthode de construction des grilles de données de réanalyse CRU (Climatic Unit Research) utilisées dans cette étude, pourront être minimisées en utilisant des données contenant moins de biais, telles que celles de SIEREM (Système d'Informations Environnementales sur les Ressources en Eau et leur Modélisation) fournies par les équipes de HSM (HydroSciences Montpellier) et couvrant la période 1940-1999.

De plus, l'analyse géochimique, sédimentologique des archives sédimentaires collectées au site d'Azigza a permis de proposer des indicateurs de ruissellement et de niveau du lac pour la période des derniers 130 ans (Jouve *et al.*, 2019). Ces données ont pu être comparées avec les données climatiques régionales et pourraient ainsi servir de référence pour les changements hydrologiques et de niveaux de lac pour le dernier siècle (Fig. Cc. 1). Elles pourraient également permettre de tester la validité du modèle hydrologique établi pour des reconstitutions passées dans l'objectif de reconstruire quantitativement la variabilité hydrologique de la région du Moyen Atlas et d'évaluer l'impact du changement climatique dans la région méditerranéenne.

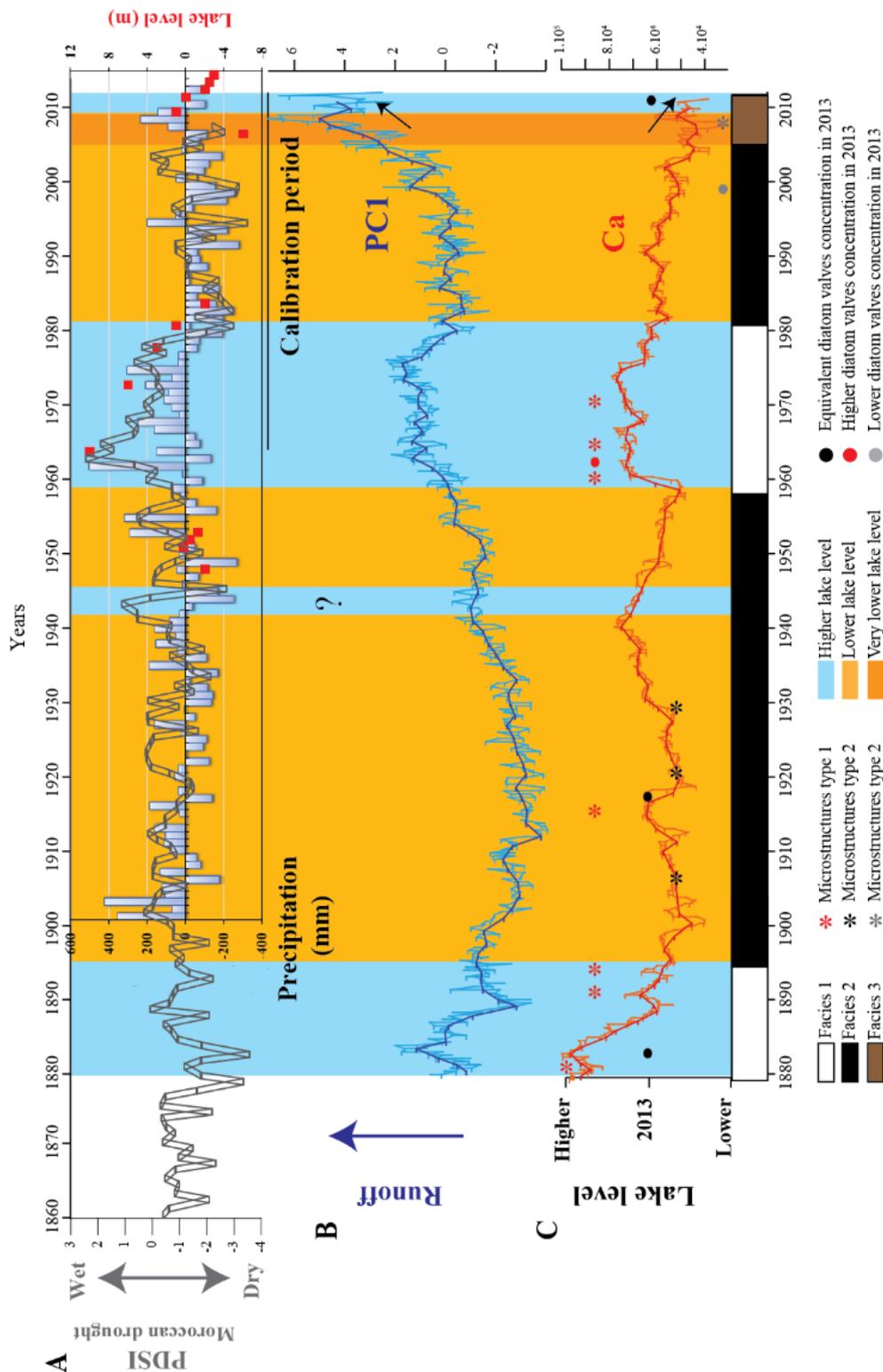


Fig. Cc. 1 : Activités de ruissellement et variations du niveau de l'eau des lacs par rapport aux précipitations et à la gravité de l'indice de sécheresse. De bas en haut : distribution des faciès vers le bas. C) Position des indicateurs de niveau du lac ; B) Valeurs de Ca et de PCI dérivées de AZA -13-1 modèle d'âge. En supposant un taux sédimentation moyenne d'environ 0,56 cm.an-1 ; A) Données CRU de précipitations annuelles (écart par rapport à la moyenne calculée pour l'ensemble de la période 1901-2013). Indice de sévérité de sécheresse de Palmer (PDSI) de Esper et al. (2007) et Wassenburg et al. (2013). Les valeurs négatives reflètent des conditions plus sèches et inversement (Jouve et al., 2019).

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

- Abba, H., Nassali, H., Benabid, M., El Ibaoui, H., Chillasse, L., 2012. Approche physicochimique des eaux du lac dayet Aoua (Maroc). *Journal of Applied Biosciences* 58, 4262–4270.
- Adrian, R., O'Reilly, C.M., Zagarese, H., Baines, S.B., Hessen, D.O., Keller, W., Livingstone, D.M., Sommaruga, R., Straile, D., Van Donk, E., Weyhenmeyer, G.A., Winder, M., 2009. Lakes as sentinels of climate change. *Limnology and Oceanography* 54, 2283–2297.
https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2283
- Agoumi A., 2003. Vulnerability of North African countries to climatic changes: adaptation and implementation strategies for climatic change, in: *Developing Perspectives on Climate Change: Issues and Analysis from Developing Countries and Countries with Economies in Transition*. IISD/Climate Change Knowledge.
- Ait Brahim, Y., Bouchaou, L., Sifeddine, A., Khodri, M., Reichert, B., Cruz, F.W., 2016. Elucidating the climate and topographic controls on stable isotope composition of meteoric waters in Morocco, using station-based and spatially-interpolated data. *Journal of Hydrology* 543, 305–315. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2016.10.001>
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. *Crop evapotranspiration-guidelines for computing crop water requirements*, FAO. ed. FAO - Food and Agriculture Organisation of the United Nations, Rome, Italy.
- Allen, R.G., Clemmens, A.J., Burt, C.M., Solomon, K., O'Halloran, T., 2005. Prediction Accuracy for Projectwide Evapotranspiration Using Crop Coefficients and Reference Evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 131, 24–36.
[https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2005\)131:1\(24\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2005)131:1(24))
- Amrani, S., Hinaje, S., 2014. Hydrodynamisme et minéralisation des eaux souterraines de la nappe phréatique plio-quaternaire du plateau Timahdite - Almis Guigou (Moyen Atlas, Maroc). *European Scientific Journal* 10, 174–189.
- Anas, M.U.M., Scott, K.A., Wissel, B., 2015. Carbon budgets of boreal lakes: state of knowledge, challenges, and implications. *Environmental Reviews* 23, 275–287. <https://doi.org/10.1139/er-2014-0074>
- Arboleya, M.L., Teixell, A., Charroud, M., Julivert, M., 2004. A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39, 319–327.
<https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2004.07.036>
- Baali, A., 1998. Genèse et évolution au Plio-Quaternaire de deux bassins intramontagneux en domaine carbonaté méditerranéen. Les bassins versants des dayets Afourgagh et Agoulmam (Moyen Atlas, Maroc) (PhD Thesis). Thèse d'État, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah, Fès, 326 p.
- Bader, J.-C., Lemoalle, J., Leblanc, M., 2011. Modèle hydrologique du Lac Tchad. *Hydrological Sciences Journal* 56, 411–425. <https://doi.org/10.1080/02626667.2011.560853>
- Balaghi, R., Jlibene, M., Tychon, B., Eerens, H., 2013. *Agrometeorological Cereal Yield Forecasting in Morocco*, National Institute for Agronomic Research Morocco, 135 p.
- Barjaktarovic, L., Bendell-Young, L.I., 2002. Factors contributing to the salinity of lakes, Riske Creek region, south-central British Columbia, Canada. *Applied Geochemistry* 17, 605–619.
[https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00122-6](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00122-6)

- Benkaddour, A., 1993. Changements hydrologiques et climatiques dans le Moyen Atlas Marocain : chronologie, minéralogie, géochimie isotopique et élémentaire des sédiments lacustres de Tigalmamine (PhD Thesis). Thèse de doctorat, Université Paris-Sud, Orsay, 170 p.
- Benkaddour, A., Lamb, H., Leng, M., Gasse, F., 2005. Stable isotope records of Holocene environmental change from Moroccan lakes: an emerging synthesis, in: PAGES 2nd Open Science Meeting: Paleoclimate, Environmental Sustainability and Our Future. PAGES, p. 549.
- Benkaddour, A., Rhoujjati, A., Nourelbait, M., 2008. Hydrologie et sédimentation actuelles au niveau des lacs Iffer et Aguelmam Azigza (Moyen Atlas, Maroc), in: Le Quaternaire Marocain Dans Son Contexte Méditerranéen: Actes de La Quatrième Rencontre Des Quaternaristes Marocains (RQM4). Faculté des Sciences d'Oujda, Oujda, pp. 108–118.
- Bentayeb, A., Leclerc, C., 1977. Le casse Moyen atlasique, in: Ressources En Eau Du Maroc. Service géologique du Maroc, Rabat, pp. 37–84.
- Berger, A., 1995. Modelling the response of the climate system to astronomical forcing, in: World Survey of Climatology. Elsevier Science B.V., pp. 21–69. [https://doi.org/10.1016/S0168-6321\(06\)80025-8](https://doi.org/10.1016/S0168-6321(06)80025-8)
- Bolle, H.-J., 2003. Climate, Climate Variability, and Impacts in the Mediterranean Area: An Overview, in: Mediterranean Climate. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 5–86. https://doi.org/10.1007/978-3-642-55657-9_2
- Bonan, G.B., 1995. Sensitivity of a GCM Simulation to Inclusion of Inland Water Surfaces. Journal of Climate 8, 2691–2704. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(1995\)008<2691:SOAGST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<2691:SOAGST>2.0.CO;2)
- Born, K., Fink, A.H., Paeth, H., 2008. Dry and wet periods in the northwestern Maghreb for present day and future climate conditions. Meteorologische Zeitschrift 17, 533–551. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2008/0313>
- Bouaicha, R., Benabdelfadel, A., 2010. Variabilité et gestion des eaux de surface au Maroc. Sécheresse 21, 325–326. <https://doi.org/10.1648/sec.2010.0276>
- Bouchez, C., Goncalves, J., Deschamps, P., Vallet-Coulomb, C., Hamelin, B., Doumnang, J.-C., Sylvestre, F., 2016. Hydrological, chemical, and isotopic budgets of Lake Chad: a quantitative assessment of evaporation, transpiration and infiltration fluxes. Hydrology and Earth System Sciences 20, 1599–1619. <https://doi.org/10.5194/hess-20-1599-2016>
- Bowen, I.S., 1926. The Ratio of Heat Losses by Conduction and by Evaporation from any Water Surface. Physical Review 27, 779–787. <https://doi.org/10.1103/PhysRev.27.779>
- Brutsaert, W., 1982. Evaporation into the Atmosphere. Springer Netherlands, Dordrecht. <https://doi.org/10.1007/978-94-017-1497-6>
- Campy, M., Macaire, J.-J., 2003. Géologie de la surface: Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux. Dunod.
- Cartier, A., 2013. Evaluation des flux sédimentaires sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : Vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales (PhD Thesis). Thèse de Doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 408 p.
- Cheddadi, R., François, L., Bar-Hen, A., Huang, K., Demarteau, M., Rhoujjati, A., Baali, A., Damnati, B., Taieb, M., Laurent, J.M., 2006. Impact du climat sur quelques espèces méditerranéennes: du passé au futur, in: Réponses Adaptatives Au Changement Global : Résultats et Prospective. IFB - GICC, Paris, pp. 91–96.

- Cheddadi, R., Lamb, H.F., Guiot, J., van der Kaars, S., 1998. Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data. *Climate Dynamics* 14, 883–890. <https://doi.org/10.1007/s003820050262>
- Chehbouni, A., Escadafal, R., Duchemin, B., Boulet, G., Simonneaux, V., Dedieu, G., Mougnot, B., Khabba, S., Kharrou, H., Maisongrande, P., Merlin, O., Chaponnière, A., Ezzahar, J., Er-Raki, S., Hoedjes, J., Hadria, R., Abourida, A., Cheggour, A., Raibi, F., Boudhar, A., Benhadj, I., Hanich, L., Benkaddour, A., Guemouria, N., Chehbouni, A.H., Lahrouni, A., Olioso, A., Jacob, F., Williams, D.G., Sobrino, J.A., 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, 5161–5181. <https://doi.org/10.1080/01431160802036417>
- Chillasse, L., Dakki, M., 2004. Potentialités et statuts de conservation des zones humides du Moyen-Atlas (Maroc), avec référence aux influences de la sécheresse. *Sécheresse* 15, 337–345.
- Chillasse, L., Dakki, M., Abbassi, M., 2001. Valeurs et fonctions écologiques des Zones humides du Moyen Atlas (Maroc). *Humedales Méditerranéens* 1, 139–146.
- Craig, H., 1961. Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science* 133, 1702–1703. <https://doi.org/10.1126/science.133.3465.1702>
- Crowe, A.S., 1993. The application of a coupled water-balance-salinity model to evaluate the sensitivity of a lake dominated by groundwater to climatic variability. *Journal of Hydrology* 141, 33–73. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(93\)90044-A](https://doi.org/10.1016/0022-1694(93)90044-A)
- Damnati, B., Etebaai, I., Benjilani, H., El Khoudri, K., Reddad, H., Taieb, M., 2016. Sedimentology and geochemistry of lacustrine terraces of three Middle Atlas lakes: Paleohydrological changes for the last 2300 cal BP in Morocco (western Mediterranean region). *Quaternary International* 404, 163–173. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.10.038>
- Dansgaard, W., Johnsen, S.J., Clausen, H.B., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjörnsdóttir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., 1993. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* 364, 218–220. <https://doi.org/10.1038/364218a0>
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E.V., Isaksen, I., Jónsson, A., Kallberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 553–597. <https://doi.org/10.1002/qj.828>
- Downing, J.A., Prairie, Y.T., Cole, J.J., Duarte, C.M., Tranvik, L.J., Striegl, R.G., McDowell, W.H., Kortelainen, P., Caraco, N.F., Melack, J.M., Middelburg, J.J., 2006. The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography* 51, 2388–2397. <https://doi.org/10.4319/lo.2006.51.5.2388>
- Driouech, F., 2010. Distribution des précipitations hivernales sur le Maroc dans le cadre d'un changement climatique: descente d'échelle et incertitudes (PhD Thesis). Thèse de doctorat, Université de Toulouse, Toulouse, 163 p.

- Driouech, F., Déqué, M., Sánchez-Gómez, E., 2010. Weather regimes—Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Global and Planetary Change* 72, 1–10.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.03.004>
- du Dresnay, R., 1988. Recent data on the geology of the Middle-Atlas (Morocco), in: Jacobshagen, V.H. (Ed.), *The Atlas System of Morocco, Lecture Notes in Earth Sciences*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 293–320. <https://doi.org/10.1007/BFb0011598>
- Duchemin, B., Hadria, R., Erraki, S., Boulet, G., Maisongrande, P., Chehbouni, A., Escadafal, R., Ezzahar, J., Hoedjes, J.C.B., Kharrou, M.H., Khabba, S., Mougnot, B., Olioso, A., Rodriguez, J.-C., Simonneaux, V., 2006. Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco: On the use of relationships between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. *Agricultural Water Management* 79, 1–27.
<https://doi.org/10.1016/j.agwat.2005.02.013>
- Dussart, B., 1966. *Limnologie - Etude des eaux continentales*. Gauthier Villars, Paris.
- EL Jihad, M.-D., 2003. Les sécheresses saisonnières dans le haut bassin de l'Oum-er-Rbia (Maroc central) : aspects et fréquences Aspects and frequencies of seasonal droughts in the Upper basin of the Oum-er-Rbia (central Morocco). *Sécheresse* 14, 157–167.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Duchemin, B., 2010. Combining Satellite Remote Sensing Data with the FAO-56 Dual Approach for Water Use Mapping In Irrigated Wheat Fields of a Semi-Arid Region. *Remote Sensing* 2, 375–387. <https://doi.org/10.3390/rs2010375>
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Guemouria, N., Duchemin, B., Ezzahar, J., Hadria, R., 2007. Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region. *Agricultural Water Management* 87, 41–54.
<https://doi.org/10.1016/j.agwat.2006.02.004>
- Esper, J., Frank, D., Büntgen, U., Verstege, A., Luterbacher, J., Xoplaki, E., 2007. Long-term drought severity variations in Morocco. *Geophysical Research Letters* 34, L17702.
<https://doi.org/10.1029/2007GL030844>
- Etebaai, I., 2009. L'environnement actuel et le fonctionnement hydroclimatique de quelques systèmes lacustres dans le Moyen Atlas marocain : Cas des lacs Ifrah, Iffer et Afourgagh (PhD Thesis). Thèse de Doctorat National, Université Abdelmalek Essaadi, Tanger, 291 p.
- Etebaai, I., Damnati, B., Raddad, H., Benhardouz, H., Benhardouz, O., Miche, H., Taieb, M., 2012. Impacts climatiques et anthropiques sur le fonctionnement hydrogéochimique du Lac Ifrah (Moyen Atlas marocain). *Hydrological Sciences Journal* 57, 547–561.
<https://doi.org/10.1080/02626667.2012.660158>
- Fedan, B., 1989. Évolution géodynamique d'un bassin intraplaque sur décrochements : le Moyen Atlas (Maroc) durant le Méso – Cénozoïque. *Travaux de L'Institut Scientifique* 18, 1–80.
- Filahi, S., Tramblay, Y., Mouhir, L., Diaconescu, E.P., 2017. Projected changes in temperature and precipitation indices in Morocco from high-resolution regional climate models. *International Journal of Climatology* 37, 4846–4863. <https://doi.org/10.1002/joc.5127>
- Flower, R., Foster, I.D.L., 1992. Climatic implications of recent changes in lake level at Lac Azigza (Morocco). *Bulletin de la Société Géologique de France* 163, 91–96.
- Flower, R.J., Stevenson, A.C., Dearing, J.A., Foster, I.D.L., Airey, A., Rippey, B., Wilson, J.P.F., Appleby, P.G., 1989. Catchment disturbance inferred from paleolimnological studies of three

- contrasted sub-humid environments in Morocco. *Journal of Paleolimnology* 1, 293–322.
<https://doi.org/10.1007/BF00184003>
- Fontes, J.-C., 1976. Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. *La Houille Blanche* 205–221.
<https://doi.org/10.1051/lhb/1976010>
- Freeze, R.A., Cherry, J.A., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Gasse, F., 2005. Continental palaeohydrology and palaeoclimate during the Holocene. *Comptes Rendus Geoscience* 337, 79–86. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2004.10.006>
- Gasse, F., Téhét, R., Durand, A., Gibert, E., Fontes, J.-C., 1990. The arid–humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature* 346, 141–146.
<https://doi.org/10.1038/346141a0>
- Gat, J.R., 1996. Oxygen and Hydrogen Isotopes in the Hydrologic Cycle. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 24, 225–262. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.24.1.225>
- Gat, J.R., 1995. Stable Isotopes of Fresh and Saline Lakes, in: *Physics and Chemistry of Lakes*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 139–165. https://doi.org/10.1007/978-3-642-85132-2_5
- Gat, J.R., Gonfiantini, R., 1981. Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle. International Atomic Energy Agency (IAEA), Vienna.
- Gayral, P., Panouse, J.B., 1954. L'Aguelmame Azigza : Recherches Physiques et Biologiques. *Bulletin de la Société des Sciences naturelles et physiques du Maroc* 36, 135–159.
- Giadrossich, F., Niedda, M., Cohen, D., Pirastru, M., 2015. Evaporation in a Mediterranean environment by energy budget and Penman methods, Lake Baratz, Sardinia, Italy. *Hydrology and Earth System Sciences* 19, 2451–2468. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2451-2015>
- Gianniou, S.K., Antonopoulos, V.Z., 2007. Evaporation and energy budget in Lake Vegoritis, Greece. *Journal of Hydrology* 345, 212–223. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.08.007>
- Gibbs, R.J., 1970. Mechanisms Controlling World Water Chemistry. *Science* 170, 1088–1090.
<https://doi.org/10.1126/science.170.3962.1088>
- Gibson, J.J., Birks, S.J., Yi, Y., 2016. Stable isotope mass balance of lakes: a contemporary perspective. *Quaternary Science Reviews* 131, 316–328.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2015.04.013>
- Gibson, J.J., Edwards, T.W.D., 2002. Regional water balance trends and evaporation-transpiration partitioning from a stable isotope survey of lakes in northern Canada. *Global Biogeochemical Cycles* 16, 10–1–10–14. <https://doi.org/10.1029/2001GB001839>
- Giorgi, F., 2006. Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters* 33, L08707.
<https://doi.org/10.1029/2006GL025734>
- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change* 63, 90–104. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.09.005>
- Goldhaber, M.B., Mills, C.T., Morrison, J.M., Stricker, C.A., Mushet, D.M., LaBaugh, J.W., 2014. Hydrogeochemistry of prairie pothole region wetlands: Role of long-term critical zone processes. *Chemical Geology* 387, 170–183. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2014.08.023>
- Gonfiantini, R., 1986. Environmental Isotopes in Lake Studies, in: *The Terrestrial Environment*, B. Elsevier, pp. 113–168. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-42225-5.50008-5>

- Hargreaves, G.H., Samani, Z.A., 1985. Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agriculture* 1, 96–99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- Harris, I., Jones, P.D., Osborn, T.J., Lister, D.H., 2014. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations - the CRU TS3.10 Dataset. *International Journal of Climatology* 34, 623–642. <https://doi.org/10.1002/joc.3711>
- Heathcote, A.J., Anderson, N.J., Prairie, Y.T., Engstrom, D.R., del Giorgio, P.A., 2015. Large increases in carbon burial in northern lakes during the Anthropocene. *Nature Communications* 6, 10016. <https://doi.org/10.1038/ncomms10016>
- Heinrich, H., 1988. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean During the Past 130,000 Years. *Quaternary Research* 29, 142–152. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(88\)90057-9](https://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90057-9)
- Herbig, H.-G., 1988. Synsedimentary tectonics in the Northern Middle Atlas (Morocco) during the late Cretaceous and Tertiary, in: *The Atlas System of Morocco*. Springer-Verlag, Berlin/Heidelberg, pp. 321–337. <https://doi.org/10.1007/BFb0011599>
- Hinaje, S., Ait Brahim, L., 2002. Les bassins lacustres du Moyen Atlas (Maroc): Un exemple d'activité tectonique polyphasée associée à des structures d'effondrement. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa* 89, 283–294.
- Horita, J., 1990. Stable isotope paleoclimatology of brine inclusions in halite: Modeling and application to Searles Lake, California. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 2059–2073. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90271-L](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90271-L)
- Hostetler, S.W., Bartlein, P.J., 1990. Simulation of lake evaporation with application to modeling lake level variations of Harney-Malheur Lake, Oregon. *Water Resources Research* 26, 2603–2612. <https://doi.org/10.1029/WR026i010p02603>
- Hunt, R.J., Krabbenhoft, D.P., Anderson, M.P., 1996. Groundwater Inflow Measurements in Wetland Systems. *Water Resources Research* 32, 495–507. <https://doi.org/10.1029/95WR03724>
- Hurrell, J.W., 1995. Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science* 269, 676–679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
- Hutchinson, G.E., 1957. *A treatise on Limnology*. John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Hutchinson, G.E., Löffler, H., 1956. The Thermal Classification of Lakes. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 42, 84–86. <https://doi.org/10.1073/pnas.42.2.84>
- IAEA, 2009. Reference Sheet for International Measurement Standards. IAEA, Vienna.
- Iglesias, A., Garrote, L., Martín-Carrasco, F., 2009. Drought Risk Management in Mediterranean River Basins. *Integrated Environmental Assessment and Management* 5, 11. https://doi.org/10.1897/IEAM_2008-044.1
- IPCC, 2013. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- IPCC, 2007. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

- Jacob, D., Petersen, J., Eggert, B., Alias, A., Christensen, O.B., Bouwer, L.M., Braun, A., Colette, A., Déqué, M., Georgievski, G., Georgopoulou, E., Gobiet, A., Menut, L., Nikulin, G., Haensler, A., Hempelmann, N., Jones, C., Keuler, K., Kovats, S., Kröner, N., Kotlarski, S., Kriegsmann, A., Martin, E., van Meijgaard, E., Moseley, C., Pfeifer, S., Preuschmann, S., Radermacher, C., Radtke, K., Rechid, D., Rounsevell, M., Samuelsson, P., Somot, S., Soussana, J.-F., Teichmann, C., Valentini, R., Vautard, R., Weber, B., Yiou, P., 2014. EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change* 14, 563–578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
- Jasechko, S., Sharp, Z.D., Gibson, J.J., Birks, S.J., Yi, Y., Fawcett, P.J., 2013. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration. *Nature* 496, 347–350. <https://doi.org/10.1038/nature11983>
- Jensen, M.E., Allen, R.G., 2016. *Evaporation, Evapotranspiration, and Irrigation Water Requirements*. American Society of Civil Engineers, Reston, VA. <https://doi.org/10.1061/9780784414057>
- Jones, W.R., Jandik, P., 1991. Controlled changes of selectivity in the separation of ions by capillary electrophoresis. *Journal of Chromatography A* 546, 445–458. [https://doi.org/10.1016/S0021-9673\(01\)93043-2](https://doi.org/10.1016/S0021-9673(01)93043-2)
- Jouve, G., Vidal, L., Adallal, R., Rhoujjati, A., Benkaddour, A., Chapron, E., Tachikawa, K., Bard, E., Courp, T., Dezileau, L., Hebert, B., Rapuc, W., Simonneau, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F., 2019. Recent hydrological variability of the Moroccan Middle Atlas Mountains inferred from microscale sedimentological and geochemical analyses of lake sediments. *Quaternary Research* 91, 414–430. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.94>
- Kabbaj, A., Combre, M., 1977. Le domaine atlasique, in: *Ressources En Eau Du Maroc*. Service géologique du Maroc, Rabat, pp. 29–36.
- Kabbaj, A., Zahouhi, L., Carlier, Ph., Marcé, A., 1978. Contribution des isotopes du milieu a l'étude des aquiferes du maroc, in: *Isotope Hydrology-Proceedings Series*. International Atomic Energy Agency (IAEA), pp. 491–524.
- Kalff, J., 2002. *Limnology: Inland Water Ecosystems*. Prentice Hall.
- Khalil, N., Misdaq, M.A., Berrazzouk, S., Mania, J., 2002. Characterization of the Oum Er Rbia (Morocco) high basin karstic water sources by using solid state nuclear track detectors and radon as a natural tracer. *Applied Radiation and Isotopes* 56, 985–990. [https://doi.org/10.1016/S0969-8043\(02\)00058-1](https://doi.org/10.1016/S0969-8043(02)00058-1)
- Khomsy, K., Mahe, G., Trambly, Y., Sinan, M., Snoussi, M., 2016. Regional impacts of global change: Seasonal trends in extreme rainfall, run-off and temperature in two contrasting regions of Morocco. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 16, 1079–1090. <https://doi.org/10.5194/nhess-16-1079-2016>
- Knippertz, P., Christoph, M., 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, 67–88. <https://doi.org/10.1007/s00703-002-0561-y>
- Krabbenhoft, D.P., Bowser, C.J., Anderson, M.P., Valley, J.W., 1990. Estimating Groundwater Exchange with Lakes 1. The Stable Isotope Mass Balance Method $x = [(R_x / R_{std})]$ by groundwater outflow and. *Water Resources Research* 26, 2445–2453. <https://doi.org/10.1029/WR026i010p02445>
- Krabbenhoft, D.P., Bowser, C.J., Kendall, C., Gat, J.R., 1994. Use of oxygen-18 and deuterium to assess the hydrology of groundwater-lake systems. *Environmental Chemistry of Lake and*

- Reservoirs 67–90. <https://doi.org/doi:10.1021/ba-1994-0237.ch003>
<https://doi.org/doi:10.1021/ba-1994-0237.ch003>
- LaBaugh, J.W., Winter, T.C., Rosenberry, D.O., Schuster, P.F., Reddy, M.M., Aiken, G.R., 1997. Hydrological and chemical estimates of the water balance of a closed-basin lake in north central Minnesota. *Water Resources Research* 33, 2799–2812. <https://doi.org/10.1029/97WR02427>
- Lamb, H., Roberts, N., Leng, M., Barker, P., Benkaddour, A., Van Der Kaars, S., 1999. Lake evolution in a semi-arid montane environment: Responses to catchment change and hydroclimatic variation. *Journal of Paleolimnology* 21, 325–343. <https://doi.org/10.1023/A:1008099602205>
- Lamb, H.F., Gasse, F., Benkaddour, A., Hamouti, N.E., Van Kaars, S.D., Perkins, W.T., Pearce, N.J., Roberts, C.N., 1995. Relation between century-scale holocene arid intervals in tropical and temperate zones. <https://doi.org/10.1038/373134a0>
- Lecompte, M., 1986. *Biogéographie de la montagne marocaine : le Moyen Atlas central*. CNRS, Paris.
- Lee, D.R., 1977. A device for measuring seepage flux in lakes and estuaries. *Limnology and Oceanography* 22, 140–147. <https://doi.org/10.4319/lo.1977.22.1.0140>
- Lenters, J.D., Kratz, T.K., Bowser, C.J., 2005. Effects of climate variability on lake evaporation: Results from a long-term energy budget study of Sparkling Lake, northern Wisconsin (USA). *Journal of Hydrology* 308, 168–195. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.10.028>
- Lepoutre, B., Martin, J., Chamayou, J., 1967. Le causse Moyen atlasique. *Les cahiers de la recherche agronomique* 24, 207–226.
- Lévêque, C., 1996. *Ecosystèmes aquatiques*. Hachette supérieur.
- Lewis Jr., W.M., 1983. A Revised Classification of Lakes Based on Mixing. *Canadian Journal of Fisheries and Aquatic Sciences* 40, 1779–1787. <https://doi.org/10.1139/f83-207>
- Linacre, E.T., 1993. Data-sparse estimation of lake evaporation, using a simplified Penman equation. *Agricultural and Forest Meteorology* 64, 237–256. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(93\)90031-C](https://doi.org/10.1016/0168-1923(93)90031-C)
- Luterbacher, J., Xoplaki, E., Dietrich, D., Rickli, R., Jacobeit, J., Beck, C., Gyalistras, D., Schmutz, C., Wanner, H., 2002. Reconstruction of sea level pressure fields over the Eastern North Atlantic and Europe back to 1500. *Climate Dynamics* 18, 545–561. <https://doi.org/10.1007/s00382-001-0196-6>
- Mariotti, A., Dell'Aquila, A., 2012. Decadal climate variability in the Mediterranean region: Roles of large-scale forcings and regional processes. *Climate Dynamics* 38, 1129–1145. <https://doi.org/10.1007/s00382-011-1056-7>
- Martin, J., 1981. *Le Moyen Atlas Central : Etude géomorphologique*. Service Géologique du Maroc.
- Mason, I.M., Guzkowska, M.A.J., Rapley, C.G., Street-Perrott, F.A., 1994. The response of lake levels and areas to climatic change. *Climatic Change* 27, 161–197. <https://doi.org/10.1007/BF01093590>
- Maxted, R.W., 1989. *Magnetic mineralogy and sediment yield of lake catchments in the middle Atlas morocco (PhD Thesis)*. PhD thesis, University of Wales, Aberystwyth, 266 p.
- Meybeck, M., 1995. *Global Distribution of Lakes*, in: *Physics and Chemistry of Lakes*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 1–35. https://doi.org/10.1007/978-3-642-85132-2_1

- Meyers, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* 34, 261–289. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(02\)00168-7](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(02)00168-7)
- Michalowski, T., Asuero, A.G., 2012. Thermodynamic Modelling of Dolomite Behavior in Aqueous Media. *Journal of Thermodynamics* 2012, 1–12. <https://doi.org/10.1155/2012/723052>
- Michard, A., 1976. *Eléments de Géologie Marocaine*. Service Géologique du Maroc.
- Miche, H., Saracco, G., Mayer, A., Qarqori, K., Rouai, M., Dekayir, A., Chalikakis, K., Emblanch, C., 2018. Hydrochemical constraints between the karst Tabular Middle Atlas Causses and the Saïs basin (Morocco): implications of groundwater circulation. *Hydrogeology Journal* 26, 71–87. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1675-0>
- Mistry, V.V., Conway, D., 2003. Remote forcing of East African rainfall and relationships with fluctuations in levels of Lake Victoria. *International Journal of Climatology* 23, 67–89. <https://doi.org/10.1002/joc.861>
- Mitchell, T.D., Jones, P.D., 2005. An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *International Journal of Climatology* 25, 693–712. <https://doi.org/10.1002/joc.1181>
- Monteith J. L., 1965. Evaporation and environment, in: *Symp. Soc. Exp. Biol.* Cambridge University Press, New York, pp. 205–234.
- Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K., van Vuuren, D.P., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., Stouffer, R.J., Thomson, A.M., Weyant, J.P., Wilbanks, T.J., 2010. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature* 463, 747–756. <https://doi.org/10.1038/nature08823>
- New, M., Hulme, M., Jones, P., 2000. Representing Twentieth-Century Space–Time Climate Variability. Part II: Development of 1901–96 Monthly Grids of Terrestrial Surface Climate. *Journal of Climate* 13, 2217–2238. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2000\)013<2217:RTCSTC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2217:RTCSTC>2.0.CO;2)
- Nicod, J., 1972. *Pays et Paysages du calcaire*. Presses universitaires de France (PUF), Paris.
- Nourelbait, M., 2014. *Archives lacustres et reconstitutions paléohydrologiques et paléoclimatiques au Maroc* (PhD Thesis). Thèse de Doctorat, Université Chouaib Doukkali, El Jadida, 296 p.
- Ouda, B., Hamdaoui, A.E., Majah, M.I., 2005. Isotopic composition of precipitation at three Moroccan stations influenced by Oceanic and Mediterranean air masses, in: *Isotopic Composition of Precipitation in the Mediterranean Basin in Relation to Air Circulation Patterns and Climate*. IAEA, pp. 125–140.
- Panouse, J.B., 1949. Étude limnologique d'un lac marocain, l'Aguelmane Azigza. *Académie des Sciences* 231, 980–981.
- Penman, H.L., 1948. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences* 193, 120–145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
- Pique, A., Michard, A., 1989. Moroccan Hercynides; a synopsis; the Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *American Journal of Science* 289, 286–330. <https://doi.org/10.2475/ajs.289.3.286>

- Reed, J.W., 1974. Wind Power Climatology. *Weatherwise* 27, 236–242.
<https://doi.org/10.1080/00431672.1974.9931718>
- Rhoujjati, A., 2007. Changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques depuis 21.000 ans 14C dans le Moyen Atlas marocain : les lacs Ifrah et Iffer (PhD Thesis). Thèse d'État, Université Chouaib Doukkali, Eljadida, 186 p.
- Rhoujjati, A., Nourelbait, M., Benkaddour, A., Damnati, B., Baali, A., Taieb, M., Decobert, M., Malek, F., Cheddadi, R., 2012. Significations paléoenvironnementales des dépôts du remplissage Holocène du lac Iffer (Moyen Atlas, Maroc). *Quaternaire* 23, 241–252.
<https://doi.org/10.4000/quaternaire.6300>
- Roberts, J.J., Höök, T.O., Ludsin, S.A., Pothoven, S.A., Vanderploeg, H.A., Brandt, S.B., 2009. Effects of hypolimnetic hypoxia on foraging and distributions of Lake Erie yellow perch. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 381, S132–S142.
<https://doi.org/10.1016/j.jembe.2009.07.017>
- Rosenberry, D.O., LaBaugh, J.W., 2008. Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water. U.S. Geological Survey.
- Rosenberry, D.O., Labaugh, J.W., Hunt, R.J., 2008. Use of Monitoring Wells, Portable Piezometers, and Seepage Meters to Quantify Flow Between Surface Water and Ground Water, in: Rosenberry, Donald O., LaBaugh, J.W. (Eds.), *Field Techniques for Estimating Water Fluxes Between Surface Water and Ground Water*. Geological Survey (US), pp. 43–70.
- Rosenberry, D.O., Stannard, D.I., Winter, T.C., Martinez, M.L., 2004. Comparison of 13 equations for determining evapotranspiration from a prairie wetland, Cottonwood Lake Area, North Dakota, USA. *Wetlands* 24, 483–497. [https://doi.org/10.1672/0277-5212\(2004\)024\[0483:COEFDE\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1672/0277-5212(2004)024[0483:COEFDE]2.0.CO;2)
- Rosenberry, D.O., Winter, T.C., Buso, D.C., Likens, G.E., 2007. Comparison of 15 evaporation methods applied to a small mountain lake in the northeastern USA. *Journal of Hydrology* 340, 149–166. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.03.018>
- Saadi, S., Todorovic, M., Tanasijevic, L., Pereira, L.S., Pizzigalli, C., Lionello, P., 2015. Climate change and Mediterranean agriculture: Impacts on winter wheat and tomato crop evapotranspiration, irrigation requirements and yield. *Agricultural Water Management* 147, 103–115. <https://doi.org/10.1016/j.agwat.2014.05.008>
- Sacks, L.A., 2002. Estimating ground-water inflow to lakes in central Florida using the isotope mass balance approach. U.S. Geological Survey.
- Sacks, L.A., Lee, T.M., Swancar, A., 2014. The suitability of a simplified isotope-balance approach to quantify transient groundwater–lake interactions over a decade with climatic extremes. *Journal of Hydrology* 519, 3042–3053. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.12.012>
- Sánchez Goñi, M.F., 2006. Interactions végétation-climat au cours des derniers 425.000 ans en Europe occidentale. Le message du pollen des archives marines. *Quaternaire* 17, 3–25.
<https://doi.org/10.4000/quaternaire.585>
- Sayad, A., Chakiri, S., 2010. Impact de l'évolution du climat sur le niveau de Dayet Aoua dans le Moyen Atlas marocain. *Sécheresse* 21, 245–251. <https://doi.org/10.1648/sec.2010.0252>
- Sayad, A., Chakiri, S., Martin, C., Bejjaji, Z., Echarfaoui, H., 2011. Effet des conditions climatiques sur le niveau du lac Sidi Ali (Moyen Atlas, Maroc). *Physio-Géo* 5, 251–268.
<https://doi.org/10.4000/physio-geo.2145>

- Sebbar, A., Hsaine, M., Fougrach, H., Badri, W., 2013. Carte des précipitations annuelles au Maroc (1935/2006). Actes du XXVI colloque de l'Association internationale de la Climatologie 475–480.
- Shiklomanov, I.A., Rodda, J.C., 2003. World water resources at the beginning of the twenty-first century. Cambridge University Press, Cambridge, UK; New York, USA.
- Shuttleworth, W.J., 1993. Evaporation, in: Maidment, D.R. (Ed.), Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York, NY, USA, pp. 4.1–4.53.
- Soufiani, N., Fedan, B., 2002. Les dépôts bathoniens du synclinal d'El Mers (Moyen Atlas, Maroc): unités formationnelles, analyse et cadre géodynamique. Bulletin de l'Institut scientifique 24, 1–14.
- Soulié-Märsche, I., 2017. Diversity of Quaternary aquatic environments in NE Africa as shown by fossil Charophytes, in: Geoscientific Research in Northeast Africa. CRC Press, pp. 575–579. <https://doi.org/10.1201/9780203753392-102>
- Stewart, R.B., Rouse, W.R., 1976. A simple method for determining the evaporation from shallow lakes and ponds. Water Resources Research 12, 623–628. <https://doi.org/10.1029/WR012i004p00623>
- Sturrock, A.M., Winter, T.C., Rosenberry, D.O., 1992. Energy budget evaporation from Williams Lake: A closed lake in north central Minnesota. Water Resources Research 28, 1605–1617. <https://doi.org/10.1029/92WR00553>
- Tabel, J., Khater, C., Rhoujjati, A., Dezileau, L., Bouimetarhan, I., Carre, M., Vidal, L., Benkaddour, A., Nourelbait, M., Cheddadi, R., 2016. Environmental changes over the past 25 000 years in the southern Middle Atlas, Morocco. Journal of Quaternary Science 31, 93–102. <https://doi.org/10.1002/jqs.2841>
- Tramblay, Y., Badi, W., Driouech, F., El Adlouni, S., Neppel, L., Servat, E., 2012. Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco. Global and Planetary Change 82–83, 104–114. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2011.12.002>
- Tramblay, Y., El Adlouni, S., Servat, E., 2013a. Trends and variability in extreme precipitation indices over Maghreb countries. Natural Hazards and Earth System Sciences 13, 3235–3248. <https://doi.org/10.5194/nhess-13-3235-2013>
- Tramblay, Y., Ruelland, D., Somot, S., Bouaicha, R., Servat, E., 2013b. 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. <https://doi.org/10.5194/hess-17-3721-2013>
- Tranvik, L.J., Downing, J.A., Cotner, J.B., Loiselle, S.A., Striegl, R.G., Ballatore, T.J., Dillon, P., Finlay, K., Fortino, K., Knoll, L.B., Kortelainen, P.L., Kutser, T., Larsen, Soren., Laurion, I., Leech, D.M., McCallister, S.L., McKnight, D.M., Melack, J.M., Overholt, E., Porter, J.A., Prairie, Y., Renwick, W.H., Roland, F., Sherman, B.S., Schindler, D.W., Sobek, S., Tremblay, A., Vanni, M.J., Verschoor, A.M., von Wachenfeldt, E., Weyhenmeyer, G.A., 2009. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. Limnology and Oceanography 54, 2298–2314. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2298
- Turner, K.W., Wolfe, B.B., Edwards, T.W.D., Lantz, T.C., Hall, R.I., Larocque, G., 2014. Controls on water balance of shallow thermokarst lakes and their relations with catchment characteristics: a multi-year, landscape-scale assessment based on water isotope tracers and remote sensing in

- Old Crow Flats, Yukon (Canada). *Global Change Biology* 20, 1585–1603.
<https://doi.org/10.1111/gcb.12465>
- Tzedakis, P.C., Andrieu, V., de Beaulieu, J.-L., Crowhurst, S., Follieri, M., Hooghiemstra, H., Magri, D., Reille, M., Sadori, L., Shackleton, N.J., Wijmstra, T.A., 1997. Comparison of terrestrial and marine records of changing climate of the last 500,000 years. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 171–176. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00078-2](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00078-2)
- UNFCCC, 2007. *Climate Change: Impacts, Vulnerabilities and Adaptation in Developing Countries*. United Nations Framework Convention on Climate Change.
- Valiantzas, J.D., 2006. Simplified versions for the Penman evaporation equation using routine weather data. *Journal of Hydrology* 331, 690–702. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.012>
- Vallet-Coulomb, C., Legesse, D., Gasse, F., Travi, Y., Chernet, T., 2001. Lake evaporation estimates in tropical Africa (Lake Ziway, Ethiopia). *Journal of Hydrology* 245, 1–18.
[https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00341-9](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00341-9)
- Vassiljev, J., Harrison, S.P., Haxeltine, A., 1995. Recent lake-level and outflow variations at Lake Viljandi, Estonia: validation of a coupled lake-catchment modelling scheme for climate change studies. *Journal of Hydrology* 170, 63–77. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(95\)02691-H](https://doi.org/10.1016/0022-1694(95)02691-H)
- Vidal, L., Rhoujjati, A., Adallal, R., Jouve, G., Bard, E., Benkaddour, A., Chapron, E., Courp, T., Dezileau, L., Garcia, M., Hebert, B., Simmoneau, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F., Tachikawa, K., Vallet-Coulomb, C., Viry, E., 2016. Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments, in: *The Mediterranean Region under Climate Change*. pp. 57–69.
- Vuglinskiy, V., Monteduro, M., Sessa, R., Gronskaya, T., Cretaux, J.F., 2009. *Water level in lakes and reservoirs, water storage*. Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO), Rome.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M., Widmann, M., 2008. Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews* 27, 1791–1828.
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- Wassenburg, J.A., Immenhauser, A., Richter, D.K., Niedermayr, A., Riechelmann, S., Fietzke, J., Scholz, D., Jochum, K.P., Fohlmeister, J., Schröder-Ritzrau, A., Sabaoui, A., Riechelmann, D.F.C., Schneider, L., Esper, J., 2013. Moroccan speleothem and tree ring records suggest a variable positive state of the North Atlantic Oscillation during the Medieval Warm Period. *Earth and Planetary Science Letters* 375, 291–302. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.05.048>
- Weston, A., Brown, P.R., Jandik, P., Jones, W.R., Heckenberg, A.L., 1992. Factors affecting the separation of inorganic metal cations by capillary electrophoresis. *Journal of Chromatography A* 593, 289–295. [https://doi.org/10.1016/0021-9673\(92\)80297-8](https://doi.org/10.1016/0021-9673(92)80297-8)
- Wetzel, R.G., 2001. *Limnology (Third Edition): Lake and River Ecosystem*. Wetzel, R.G. (Ed.), Academic Press, San Diego. <https://doi.org/10.1016/C2009-0-02112-6>
- Williams, W.D., 1996. What Future for Saline Lakes? *Environment: Science and Policy for Sustainable Development* 38, 12–39. <https://doi.org/10.1080/00139157.1996.9930999>

- Williamson, C.E., Saros, J.E., Vincent, W.F., Smol, J.P., 2009. Lakes and reservoirs as sentinels, integrators, and regulators of climate change. *Limnology and Oceanography* 54, 2273–2282. https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2273
- Winter, T.C., 1999. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal* 7, 28–45. <https://doi.org/10.1007/s100400050178>
- Winter, T.C., 1981. Uncertainties in estimating the water balance of lakes. *Journal of the American Water Resources Association* 17, 82–115. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.1981.tb02593.x>
- Winter, T.C., 1978. Ground-water component of lake water and nutrient budgets. *SIL Proceedings, 1922-2010* 20, 438–444. <https://doi.org/10.1080/03680770.1977.11896545>
- Winter, T.C., LaBaugh, J.W., Rosenberry, D.O., 1988. The design and use of a hydraulic potentiomanometer for direct measurement of differences in hydraulic head between groundwater and surface water. *Limnology and Oceanography* 33, 1209–1214. <https://doi.org/10.4319/lo.1988.33.5.1209>
- Yihdego, Y., Webb, J., 2012. Modelling of seasonal and long-term trends in lake salinity in southwestern Victoria, Australia. *Journal of Environmental Management* 112, 149–159. <https://doi.org/10.1016/j.jenvman.2012.07.002>

ANNEXES (articles co-publiés).

I. Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments (Chapitre de livre).



Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments

Laurence VIDAL

Aix-Marseille University, France

Ali RHOUJJATI

Laboratoire Géoresources, Morocco

Rachid ADALLAL

Aix-Marseille University, France,
Laboratoire Géoresources, Morocco

Guillaume JOUVE

Aix-Marseille University, France

Edouard BARD

Aix-Marseille University, France

Abdel BENKADDOUR

Laboratoire Géoresources, Morocco

Emmanuel CHAPRON

University Toulouse-Jean Jaures,
Toulouse 2, France

Thierry COURP

Perpignan University, France

Laurent DEZILEAU

CNRS, Géosciences Montpellier, France

Marta GARCIA

Aix-Marseille University, France

Bertil HEBERT

Perpignan University, France

Anaëlle SIMMONEAU

Orléans University, France

Corinne SONZOGNI

Aix-Marseille University, France

Florence SYLVESTRE

Aix-Marseille University, France

Kazuyo TACHIKAWA

Aix-Marseille University, France

Christine VALLET-COULOMB

Aix-Marseille University, France

Elisabeth VIRY

Aix-Marseille University, France

Introduction

The challenge is to implement research that can estimate the consequences of climate changes in terms of impact on terrestrial environments and resources. Emphasis should be placed on regions dependent on natural resources and for which demographic pressure is strong. Simulations obtained from climate model projections (using different Representative Concentration Pathways (RCPs)) predict that the Mediterranean basin and its southern periphery are particularly vulnerable to water resources and environmental impact (IPCC, AR5, 2013). An annual rainfall decrease by 30% is found for the projection period 2070-2099 (IPCC, AR5, 2013) associated with a decrease in water resources by 30 to 50% (Milano, 2012). In addition, several studies using regional atmospheric models indicate an increase in the precipitation inter-annual variability with extreme events and a spatial heterogeneous signature, superimposed on a decrease in the total precipitation amount (Giorgi and Lionello, 2008; Raible et al. 2010). Currently, regional climate projections are highly sensitive to the climate model used. In particular, spatial resolution as well as local climate conditions seem to impact significantly on the simulations (Jacob et al. 2014).

The Mediterranean region, at the interface between arid and temperate climates with several mountainous areas, is a complex climate system affected by the interactions between mid-latitude and sub-tropical processes. In this context, Morocco, located at the transition between a temperate climate to the North and a tropical climate to the south constitutes a key area for an impact and sensitivity study to global climate changes. The climate is influenced by the Atlantic Ocean, the Mediterranean Sea and the Sahara, together with a very steep orography in the Atlas region. The precipitation distribution is therefore characterised by great spatial variability, and exhibits a marked seasonality, a strong inter-annual variability (Ouda et al. 2005) and in general a pronounced gradient from north to south and west to east. At a broader scale, Morocco is located on the subtropical subsidence path and between the Acores High and the Saharan Low (Agoussine, 2003). Several studies have also identified strong links with inter-annual precipitation variability and NAO index (Knippertz, 2003) as well as remote climate modes (Esper et al. 2007).

Continental climate variability at a local/regional scale, if it is to be integrated in climate predictions, needs to be supported by long-term observation. Meteorological stations in Morocco provide climatic data mainly for the last 40 years with only a few stations located in the mountainous region (Tramblay et al. 2012; 2013; Driouech et al. 2010). This climate database is also supported by the IAEA network providing stations for which isotope tracers have been applied to daily/monthly rain and water vapour samples over 2 to 3 years between 2000 and 2004. Besides the poor coverage of instrumented areas, lacustrine systems can provide a climatic data set that offers access to short and long-term time series of climate parameters when knowledge of modern lake water balance is combined with lacustrine sedimentary-climate records. Lake sediment records

Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments

ideally provide high resolution climate/environmental information of the last 10,000 years (Magny et al. 2013). This time interval (corresponding to the Holocene) is a key period to investigate short and long-term climate variability and to improve prediction in a warming climate.

In this study we present an integrated approach focusing on a mountainous lake (Aguelmam Azigza). The modern lake system study is based on site monitoring (2012-2016) and available regional hydro-climatic data. These data show that lake level changes during the instrumented period were mainly driven by precipitation following the high inter-annual variability. These data are then compared with accurately dated short sediment cores retrieved in the same lake. Micro-scale geochemical and sedimentological analyses of these sequences enable us to identify various sedimentary facies that can be linked with periods of high (low) lake levels over the past decades.

Study area

The Moroccan Middle Atlas is an intra-continental mountain range belonging to the Atlasic system (Choubert and Marcais, 1952). It comprises two morpho-structural units: the tabular Middle Atlas in the Northwest and the folded Middle Atlas in the southeast separated by the Northern Middle Atlas fault (Martin, 1981). The study area is located in the Ajdir plateau of the tabular Middle Atlas. Its structure consists of landscapes of elevated Jurassic limestone and dolomite lying over Triassic argilites and Paleozoic basement units (Lepoutre and Martin, 1967). It is close to the Oum R'Bia springs and belongs to the Oum R'Bia watershed, one of the most important fluvial system in Morocco with a catchment area of about 48000 km² (Figure 1a).

The climate in the Middle Atlas is of a Mediterranean sub-humid type, characterised by wet winters and dry summers (Martin, 1981). This particular climate results essentially from its altitudinal position, its geographical position and its exposure to marine influences (Atlantic and Mediterranean). Mean annual temperature (MAT) in the area is about 13°C (with maximum daily values of 35°C and minimum of -4°C). Mean annual precipitation (MAP) is about 900 mm, most of which falls between October and April (Martin, 1981). It is assumed that 20 to 40% of the total rainfall infiltrates. The numerous lakes, caves, rivers and springs that feed the Oum R'Bia river, make the region one of the most important water reservoirs in Morocco.

Long-term daily precipitation and temperature series (Figure 1b) were obtained from the governmental hydrological services of Morocco (ABOER, Tamchachate station, 33°4N, 5°16W, 1685 m asl) in charge of dams and water regulation structures. Most of these stations were installed during the sixties. The raw data

The Mediterranean Region under Climate Change

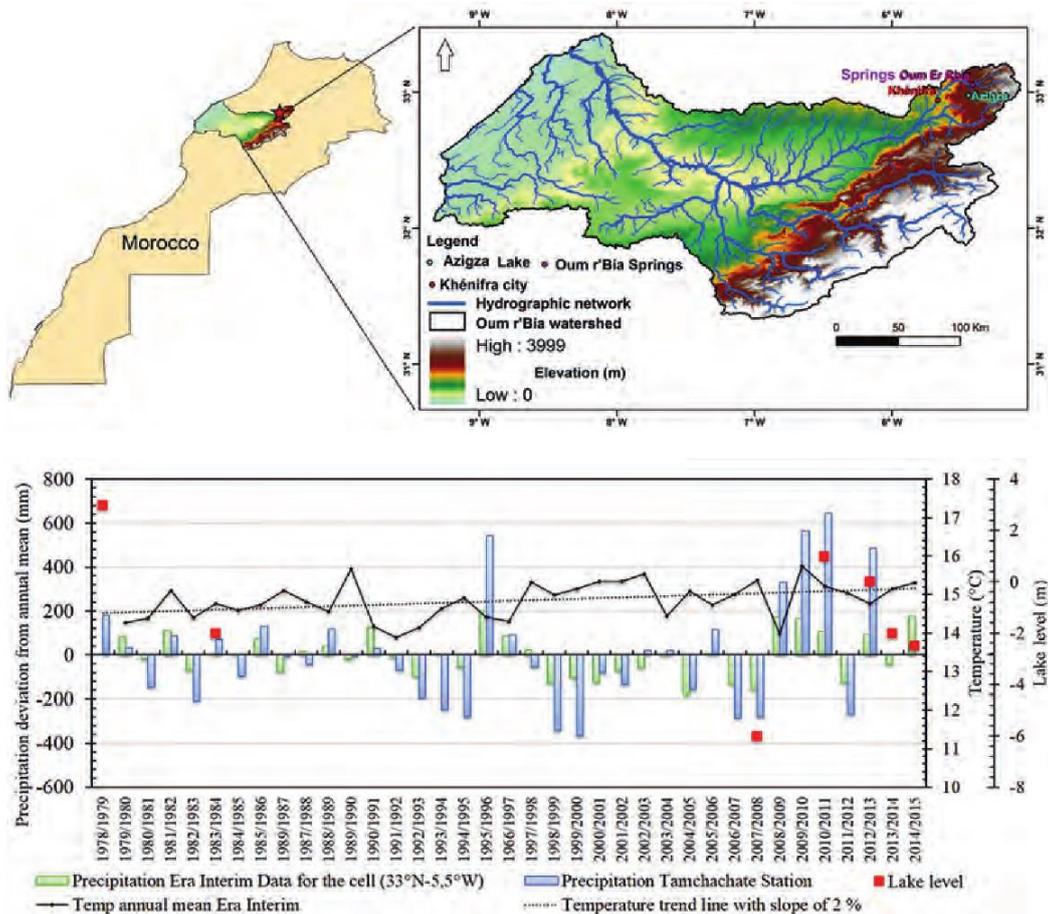


Figure 1

Hydro-climatic context of the study. a: Watershed of the Oum R'bia area.

b: Times series of mean annual temperature (MAT) and precipitation (MAP) close to the study area (Tamchachate station, ABOER data; ERA-Interim re-analyses data). Data are expressed as standard deviation to the mean (calculated for the whole period, 1979-2015). Symbols (red) indicate lake levels observed at the study site (Lake Azigza) (compared to our reference level of 2013).

of the precipitation record have been checked for quality control. For comparison, ERA-Interim re-analyse precipitation and temperature data provided by the ECMWF were used (Dee et al. 2011). The data are available every 3 hours and cover the period from January 1979 to the present with a projected horizontal resolution grid of $0.5^{\circ} \times 0.5^{\circ}$. The mean annual air temperature series obtained close to the study site between 1979 and 2015 is about 14.5°C . A long-term trend in the temperature record can be detected toward increasing values (about 2% increase per decade). This has been already documented for several regions in Morocco since 1960's (Driouech et al. 2010). For precipitation, both data sets (ABOER and ERA-Interim) reveal a strong inter-annual variability

Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments

(Figure 1b), which is one of the most important features of the Mediterranean climate (Lionello, 2012). Higher average precipitation is recorded at Tamchachate, linked to the orographic influence. Similar inter-annual trends are observed between both sets, despite a smoothing effect for ERA-INTERIM re-analyses data which are based on few stations. The precipitation variability is also marked by extreme hydrological events. Some of them had a large regional impact like in 1995 (violent flood episode in the Ourika valley).

Hydrological context of Lake Azigza

Aguelmam Azigza Lake (32°58N, 5°26'W, 1544 m asl) is a natural lake, in a tectono-karstic depression along a NW oriented fault line, located at about 30 km east of the city of Khenifra.

The lake has been studied intermittently since 1940. Previous works noticed the relative pristine nature of the lake environment (particularly the Cedar forest) and the low level of human activity in the catchment area. The local vegetation is dominated by Cedar (*Cedrus Atlantica*) and Oak (*Quercus*) woodland formed on calcareous red soils. Physical parameter measurements (temperature profiles) have shown that the lake is monomictic with a winter overturning period (Gayral et Panouse, 1954). This has been confirmed with recent temperature profiles indicating a thermocline at about 8 m water depth during stratification periods (spring, summer and autumn). The lake is fed by diverse springs and sub-surface inflows. Despite the absence of surface outflows, chemical and isotopic signatures of water samples suggest an open system, with a short residence time and diluted water (Benkaddour et al. 2008). Ample evidence of significant lake level changes have been observed (Gayral et Panouse, 1954; Flower et al., 1992; Benkaddour et al. 2008) (Figure 1b). It was suggested that variation in annual rainfall significantly affects the magnitude of water level fluctuations (Flower et al. 1992), although the contribution of groundwater processes in modulating the lake response needs to be considered. Precise information about the timing and causes of these variations is still missing, mainly due to poor data availability.

For this study, a high resolution digital elevation model (DEM) of the lake and its watershed was produced (Adallal, Thesis) (Figure 2a). The lake's surface is $0.48 \times 10^6 \text{ m}^2$ and its volume is $6.91 \times 10^6 \text{ m}^3$. The watershed (automatically delineated from the DEM using the ArcHydro extension of ArcMap) has a surface of $10.16 \times 10^6 \text{ m}^2$, about twenty times the lake surface. The morphometry of the lake shows a mean depth of 26 m and a maximum depth of 42 m in the eastern part of the basin characterised by steep slopes compared to the western part (Figure 2a). Today, the lake has no surface outflow but evidence for a former outlet has been observed on the NW shore, probably linked to past high lake level periods.

The Mediterranean Region under Climate Change

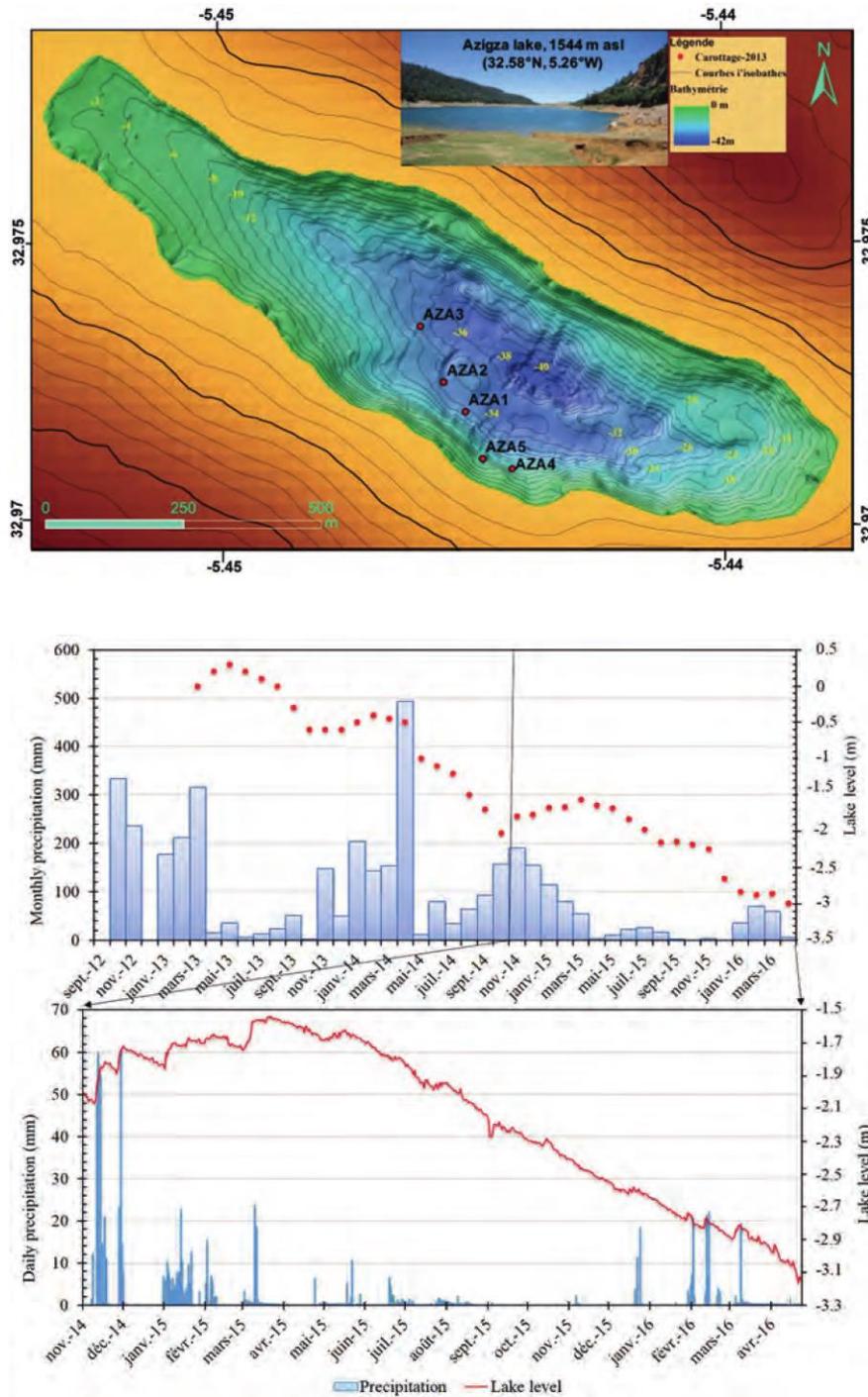


Figure 2
 Hydro-climatic data from Lake Azigza.
 a: High-resolution digital elevation model (DEM) of the lake watershed and bathymetry.
 b: Monthly and daily precipitation (2012-2016) and lake level (2013-2016) monitoring.

Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments

Since October 2012, a monthly sampling of precipitation (using a rain gauge), lake and spring waters has been undertaken for hydro-chemical and isotopic analyses. In April 2013, monthly measurements of Azigza lake level have been manually measured using a reference gauge (Figure 2b). After November 2014, the installation of a data logger and a meteorological station at Lake Azigza enabled us to collect daily measurements. The data logger was anchored in the eastern part of the basin in order to measure water pressure, temperature and conductivity at 2.6 m under the water surface. Lake level is obtained by correcting the water pressure data from the atmospheric pressure measured at the same place. Other atmospheric parameters were measured with the meteorological station (precipitation, temperature, evaporation, humidity, solar radiation and wind speed) (Figure 2b).

For the instrumented period, the MAP is estimated at about 1100 mm/yr. The daily data reveal a strong link between precipitation and lake level over an annual cycle, which increases during the rainy season (November to February) and decreases during the dry period, with an annual amplitude of 0.5 m. In addition, the lake level responds rapidly to precipitation events with, for example, a mean increase of about 0.15 m (in a few days) followed by a relaxing period when rainfall stops mainly controlled by evaporation and groundwater outflow.

Over and above these changes, we also observed a long-term trend with a lake level decline of about 3 m since April 2013. As already mentioned, lake level fluctuations of several meters have been documented from the survey of former lake level terraces. These results found that low lake level for the early 50's coincided with a sharp decline in annual rainfall (Flower et al. 1992). Historical aerial photographs (obtained from Direction de Cartographie, Rabat, Morocco) and historical lake level observations (Flower et al. 1992; Benkaddour et al. 2008) have been compared to our reference lake level (between 1979 and the present). The data suggest that the lake level fluctuations follow inter-annual variations of precipitation (Figure 1b). It is noticeable that the high lake level reported in 1979-1980 (Figure 1b) follows a rainy period in 1977, 1978 and 1979 as recorded at Tamchachate Station (not shown). Our monthly monitoring of the physico-chemical properties of the lake system (lake, wells, springs) (2012-2014) indicate a significant contribution of groundwater flows in the lake water budget. For example, conductivity data (not shown) do not record any trend apart from the seasonal variability despite the lake level decline. Indeed, the lake water remains fresh even in the absence of surface outflow, in line with previous results (Benkaddour et al. 2008). However, the contribution of this groundwater outflow to the long-term lake level fluctuations still needs to be estimated.

Hydro-sedimentological context

In spring 2013, several short sediment cores from Lake Azigza were retrieved using the UWITEC gravity recovering system. Cores from shallow (16 m water

The Mediterranean Region under Climate Change

depth) and deep water (30 m water depth) locations were obtained (Figure 2a). The cores were split longitudinally into two halves and after lithological description were used for multi proxy analyses. In general, the sedimentary sequences were composed of unconsolidated light-brown to dark, partly laminated clastic sediments and endogenic carbonates and few transition metal oxides. The cores AZA-13-3 (90 cm long) and AZA-13-1 (78 cm long) retrieved in the deeper basin were first imaged and measured for chemical composition in an X-Ray fluorescence (XRF) ITRAX core scanner (Cox Analytical System) at CEREGE. Using a Molybdenum X-ray source, a suite a chemical element was semi-quantitatively determined (at 40 kV, 30 mA, and an exposure time of 15s). This method provides high-resolution (1mm step) records of six elements (Ca, Fe, Ti, K, Si, Mn).

Thin sections performed at CEREGE for core AZA-13-3 allow for micro-scale observations of the sedimentary facies using a microscopic approach and semi-quantitative analysis of elements using energy dispersive technique (EDS) coupled with a scanning electron microscope (SEM). The elemental mapping of each facies is then linked to the mineralogy and sedimentary characteristics of the sample in order to improve interpretation of XRF signals (Jouve et al. 2013).

The chronological framework of core AZA-13-3 was derived using the ^{210}Pb and ^{137}Cs activity- depth profiles. The radionuclides content of the bulk sediment was measured for 13 samples (for the uppermost 40 cm of core AZA-13-3) by gamma spectrometry at Géosciences, Montpellier. Concentration of ^{137}Cs clearly identifies the AD 1963 peak due to atmospheric nuclear tests and the associated radionuclides fallout (Cambray et al. 1989) (Figure 3a). Sediment accumulation rates estimations using ^{210}Pb -excess and/or ^{137}Cs concentrations give similar results of about 5 mm/year. Considering a continuous sedimentation rate we tentatively estimate that the deep basin sedimentary sequences cover approximately the last 150 years, given that the age model needs to be improved.

Micro-scale analyses of thin section of sediments revealed three main facies in core AZA-13-1. The first is a mixing of clastic (quartz) and authigenic (calcite) sediments with thin laminations of calcitic shells of ostracods and bivalves, and wood fragments (Facies 1) (Figure 3b). The second is composed of a mixing of clastic and authigenic sediments with few millimetric calcitic shells of ostracods and bivalves without wood fragments (Facies 2). Facies 1 and 2 repeated several times along the sequence while Facies 3 is only present in the upper part of the sequence. It is composed of a mixing of clastic and authigenic sediments that integrate a critical amount of authigenic minerals, such as gypsum, pyrite and phosphates, inconsistently deposited on Facies 1.

Facies 1 is interpreted as a proxy of higher superficial runoff during high lake levels. During increased runoff activity, and when the shoreline is close to the cedar forest, calcitic shells and wood fragments can be mobilized from the littoral zone. Facies 2 reflects reduced runoff activity associated with low lake levels. Indeed, when the shoreline is closer to the coring site, coarser

Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments

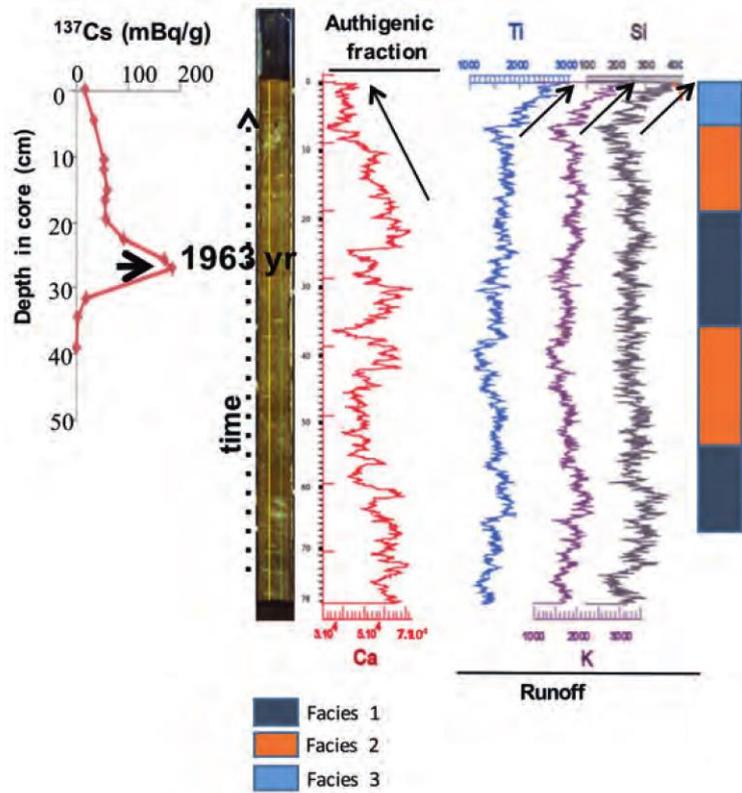


Figure 3

Geochemical composition and sedimentary structures of Azizga lake sediment cores.

a: Age model and XRF measurements (Ca, Ti, K, Si)

for core AZA-13-3 (N32°58,418; W5°26,708; 32 m water depth).

b: Micro-facies structures of facies 1 at 34 cm in core AZA-13-1

(N32°58,332; W5°26,659; 30 m water depth) corresponding to a high lake level period (derived from SEM-EDS measurements on indurated blocks of sediment).

The Mediterranean Region under Climate Change

calcitic shells can be moved from the littoral zone to the deep basin. In this case, less intense superficial runoff prevents the transport of wood fragments to the basin.

In agreement with the sedimentation rate derived from the age model, Facies 3 is interpreted as the sedimentary deposit derived from the refilling period of the shallow basin in 2009, following a period of low rainfall (Figure 1b). When the lake level was rising, the superficial runoff carried authigenic particles from the shallow to the deep basin throughout small rivers (visible in the bathymetry, Figure 2a and Jouve et al. in prep). A fast lake level rise could have led to water column stratification and suboxic/anoxic conditions at the water/sediment interface and thus the precipitation of pyrite.

These interpretations are consistent with XRF data, since elemental proxies of superficial runoff (Si, Ti, K and Fe) are higher/lower associated with Facies 1 and 3/Facies 2 (Figure 3a). Moreover, using the age model, periods of high/low lake levels are coeval with periods of higher/lower annual precipitation close to our study area (Figure 1b). Since 1963, two periods of high (from the 60s to the 70s, and since 2009) and one period of low lake level stand (from the 80's to 2008) seems to be synchronous with the appearance of Facies 1/2 respectively.

Conclusion and perspectives

Several studies have already highlighted the significant impact of human and climatic factors in the Middle Atlas lake systems at various spatio-temporal scales (Lamb et al. 1995; Cheddadi et al. 1998; Rhoujatti et al. 2010; Damnati et al. 2012 among others). These approaches, while indicating the vulnerability and sensitivity of these lakes suffer from poor current characterisation of these hydro-systems needed for a better interpretation of sedimentary records in term of past hydrological variability. Long-term site survey is essential to conduct research dealing with the environmental impact of global climate change in vulnerable remote areas.

At Lake Azigza, our site monitoring (2012-2016) confirmed the strong link between lake level fluctuations and precipitation variability at daily, monthly and annual steps. This data set will definitively help to understand the long-term decreasing trend of the lake level as observed during the instrumented period. Indeed, the understanding of the hydrological behaviour of the lake requires the quantification of the groundwater contribution to the lake water balance. This is an ongoing study in which a water balance model is coupled with water isotopes (Adallal et al. in prep.). The simulation of the lake level and lake isotopic

Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments

composition at daily and monthly steps compared to the measured data set will provide a quantified relation between climate, groundwater inflows and outflows, and lake level variations. Finally, our approach has the potential to provide quantitative past lake level reconstructions using the hydrological model forced by historical precipitation times series. The same approach should be tested with precipitation simulations obtained from high resolution regional climate model projections.

The micro-scale studies of the sedimentary lake deposits revealed that sedimentary structures and geochemical composition can be interpreted as a proxy for runoff intensity. The improvement of the dating of the cores will allow for the extension of the sedimentary record over the last 150 years. A calibration of the proxy with the climatic data will be tested and used to reconstruct runoff intensity changes (linked to precipitation extreme events) over the last 150 years, beyond the instrumental period. Interestingly, Flower et al. (1992) did not find obvious records of the recent lake fluctuations in deep-water sediment cores (from coarse grain size measurements) and concluded with fairly stable soil erosion rates. The approach conducted in this project shows that micro-scale observations can bring valuable additional sedimentary information linked to the hydro-sedimentary behaviour of the lake.

The integration of modern lake system knowledge (through site instrumentation and modelling) with lacustrine sedimentary climate records from the same site will provide new insights into the study of continental hydrological variability at various time scales. It will enable us to evaluate the imprint of human activities vs climate factors at decadal scale for the last millennia and provide keys to future environmental management and preservation purposes.

Acknowledgements

This research project has been funded by several structures and programmes: the research federation “ECCOREV”, LABEX OT-Med (ANR-11-LABEX-0061) “Investissements d’Avenir,” French Government project of the French National Research Agency (ANR) and MISTRALS-Paleomex. LABEX OT-MED provides RA PhD thesis fellowship. The contribution of the CNRST-Maroc to the RA fellowship is also acknowledged. The data from Tamchachate station were provided by the Agence du Bassin Hydrolique de l’Oum R’Bia (ABOER). The support of the LMI-TREMA-Marrakech for the meteorological station installation at Lake Azigza site is acknowledged and appreciated. LV thanks IRD for providing her with a long stay (MLD) at the University Cadi Ayyad (2014). Our warm thanks are also extended to SETEL-CEREGE and IRD-Rabat, who provided logistic support during the field trip (2013).

The Mediterranean Region under Climate Change

References

- AGOSSINE, M. (2003)**
Les divers aspects de l'hydrologie en régions arides et semi arides : cas du sud-est marocain. *Terre & Vie*, Rabat, 70 p.
- BENKADDOUR, A., RHOJJATI, A., NOURELBAIT, M. (2008)**
Hydrologie et sédimentation actuelles au niveau des lacs Iffer et Aguelmam Azigza (Moyen Atlas, Maroc). *Le Quaternaire marocain dans son contexte méditerranéen. Actes de la 4^e rencontre des quaternaristes marocains (RQM4, 2007), 1*, 108-118.
- CAMBRAY, R.S., PLAYFORD, K., LEWIS, G.N.J., CARPENTER, R.C. (1989)**
Radioactive fallout in air and rain: results to the end of 1987 (AERE-R--13226). UK.
- CHEDDADI, R., LAMB, H. F., GUIOT, J., VAN DER KAARS, S. (1998)**
Holocene climatic change in Morocco: a quantitative reconstruction from pollen data. *Climate Dynamics*, 14(12), 883-890.
- CHUBERT, G., MARCAIS, J. (1952)**
Aperçu structural. In *Géologie du Maroc. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 100, 9-76.
- DAMNATI, B., ETEBAAL, I., REDDAD, H., BENHARDOUZ, H., BENHARDOUZ, O., MICHE, H., TAIEB, M. (2012)**
Recent environmental changes and human impact since mid-20th century in Mediterranean lakes: Ifrah, Iffer and Afourgagh, Middle Atlas Morocco. *Quaternary International*, 262, 44-55.
- DEE, D. P., UPPALA, S. M., SIMMONS, A. J., BERRISFORD, P., POLI, P., KOBAYASHI, S.,... BECHTOLD, P. (2011)**
The ERA Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 137(656), 553-597.
- DRIOUECH, F., DÉQUÉ, M., SÁNCHEZ-GÓMEZ, E. (2010)**
Weather regimes-Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Global and Planetary Change*, 72(1), 1-10.
- ESPER, J., FRANK, D., BÜNTGEN, U., VERSTEGE, A., LUTERBACHER, J., XOPLAKI, E. (2007)**
Long-term drought severity variations in Morocco. *Geophysical Research Letters*, 34(17).
- FLOWER, R. J., FOSTER, I. D. L. (1992)**
Climatic implications of recent changes in lake level at Lac Azigza (Morocco). *Bulletin de la Société géologique de France*, 163(1), 91-96.
- GAYRAL, P., PANOUSE, J. B. (1954)**
L'Aguelmame Azigza, Recherches physiques et biologiques. *Bull. Soc. Sci. Nat. & Phys. du Maroc*, 36, 135-159.
- GIORGI, F., LIONELLO, P. (2008)**
Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change*, 63(2), 90-104.
- JACOB, D., PETERSEN, J., EGGERT, B., ALIAS, A., CHRISTENSEN, O. B., BOUWER, L. M.,... GEORGOPOULOU, E. (2014)**
EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*, 14(2), 563-578.
- JOUILIL, I., BITAR, K., SALAMA, H., MOKSSIT, A., TAHIRI, M. (2013)**
Sécheresse météorologique au bassin hydraulique OUM ER RBIA durant les dernières décennies. *Larhyss Journal, ISSN 1112-3680*, 12, 109-127.
- JOUVE, G., FRANCOUS, P., LAMOUREUX, S., PROVENCHER-NOLET, L., HAHN, A., HABERZETTL, T.,... TEAM, T. P. S. (2013)**
Micro-sedimentological characterization using image analysis and μ -XRF as indicators of sedimentary processes and climate changes during Late glacial at Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina. *Quaternary Science Reviews*, 71, 191-204.
- KNIPPERTZ, P., CHRISTOPH, M., SPETH, P. (2003)**
Long-term precipitation variability in Morocco and the link to the large-scale circulation in

Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments

- recent and future climates. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 83(1-2), 67-88.
- LAMB, H. F., GASSE, F., BENKADDOUR, A., EL HAMOUTI, N., VAN DER KAARS, S., PERKINS, W. T.,... ROBERTS, C. N. (1995)**
Relation between century-scale Holocene arid intervals in tropical and temperate zones. *Nature*, 373(6510), 134-137.
- LEPOUTRE, B., MARTIN, J. (1967)**
Le cause moyen atlasique. *Les cahiers de la recherche agronomique*, 24, 207-226.
- LIONELLO, P. (2012)**
The Climate of the Mediterranean Region: From the Past to the Future, Elsevier, 502 p.
- MAGNY, M., COMBOURIEU NEBOUT, N. (2013)**
Holocene changes in environment and climate in the central Mediterranean as reflected by lake and marine records. *Climate of the Past*, 9(4), 1447-1454.
- MARTIN, J. (1981)**
Le Moyen Atlas central : étude géomorphologique. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 285, 447 p.
- MILANO, M., RUELLAND, D., FERNANDEZ, S., DEZETTER, A., FABRE, J., SERVAT, E. (2012)**
Facing climatic and anthropogenic changes in the Mediterranean basin: What will be the medium-term impact on water stress?. *Comptes Rendus Acad. Geosciences*, 344(9), 432-440.
- OU DA, O., EL HAMD AOUI, A., IBN MAJAH, M. (2005)**
Isotopic composition of precipitation at three Moroccan stations influenced by oceanic and Mediterranean air masses. *TECDOC*, 1453, 125-140.
- RAIBLE, C. C., ZIV, B., SAARONI, H., WILD, M. (2010)**
Winter synoptic-scale variability over the Mediterranean Basin under future climate conditions as simulated by the ECHAM5. *Climate Dynamics*, 35(2-3), 473-488.
- RHOJJATI, A., CHEDDADI, R., TAÏEB, M., BAALI, A., ORTU, E. (2010)**
Environmental changes over the past c. 29,000 years in the Middle Atlas (Morocco): a record from Lake Ifrah. *Journal of arid environments*, 74(7), 737-745.
- STOCKER, T. F., QIN, D., PLATTNER, G. K., TIGNOR, M., ALLEN, S. K., BOSCHUNG, J.,... MIDGLEY, B. M. (2013)**
IPCC, 2013: climate change 2013: the physical science basis. Contribution of working group I to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.
- TRAMBLAY, Y., BADI, W., DRIQUECH, F., EL ADLOUNI, S., NEPPEL, L., SERVAT, E. (2012)**
Climate change impacts on extreme precipitation in Morocco. *Global and Planetary Change*, 82, 104-114.
- 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. *Hydrol. Earth Syst. Sci*, 17(10), 3721-3739.

II. Recent hydrological variability of the Moroccan Middle Atlas Mountains inferred from microscale sedimentological and geochemical analyses of lake sediments (Quaternary Research).

Quaternary Research (2018), 1–17.
Copyright © University of Washington. Published by Cambridge University Press, 2018.
doi:10.1017/qua.2018.94

Recent hydrological variability of the Moroccan Middle Atlas Mountains inferred from microscale sedimentological and geochemical analyses of lake sediments

Guillaume Jouve^{a*}, Laurence Vidal^d, Rachid Adallal^{a,b}, Ali Rhoujjati^b, Abdelfattah Benkaddour^b, Emmanuel Chapron^c, Kazuyo Tachikawa^a, Edouard Bard^a, Thierry Coup^d, Laurent Dezileau^e, Bertil Hebert^d, William Rapuc^a, Anaëlle Simonneau^f, Corinne Sonzogni^a, Florence Sylvestre^a

^aAix-Marseille Université, Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Institut National de la Recherche Agronomique (INRA), Collège de France, Centre Européen de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement (CEREGE), Aix-en-Provence, France

^bLaboratoire de Géoresources-Unité, Unité de Recherche Associée au Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique (CNRST, URAC 42), Faculté des Sciences et Techniques, Université Cadi Ayyad, Marrakech, Morocco

^cLaboratoire de Géographie de l'Environnement (GEODE UMR 5602), Université Jean Jaurès, Toulouse, France

^dCentre de Formation et de Recherche sur les Environnements Méditerranéens (CEFREM UMR5110), Université de Perpignan, Perpignan, France

^eGéosciences Montpellier, Montpellier, France

^fInstitut des Sciences de la Terre d'Orléans, ISTO, CNRS UMR 7327, Université d'Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Orléans, France

(RECEIVED November 13, 2017; ACCEPTED July 30, 2018)

Abstract

Study of the hydro-sedimentary dynamics of lakes provides key information on hydrological changes. In this work, we investigate Lake Azizga in the Moroccan Middle Atlas, a region that suffers from a scarcity of observational hydrological data necessary for a coherent management of water resources. Sedimentary deposits of Lake Azizga (32°58'N, 5°26'W, 1,550 m above sea level) were dated and analyzed by combining geochemical and mineralogical measurements coupled with microfacies characterization for the last 134 yr. The detrital component derived from X-ray fluorescence elemental composition and microstructures analysis of the lake sediments provided proxies of runoff activity and lake-level changes, respectively. These proxies were calibrated with regional hydro-climatic and instrumental measurements available over the last 50 yr and used to reconstruct past hydrological changes on inter-annual to decadal time scales between 1879 and 2013. Since 1879, lake level and runoff proxies responded in phase to regional inter-annual precipitation variations. We also show that after the major lake-level drop observed in 2008, the response of the runoff proxy to variable precipitation regime is enhanced. Such an approach emphasizes the potential of these hydro-climate-sensitive sedimentary archives to assess the impact of climate change in the Mediterranean region.

Keywords: North Africa hydrology; Moroccan Middle Atlas; Lake sediments; Microfacies; XRF; Runoff; Lake level

INTRODUCTION

Global warming is expected to increase the frequency and/or intensity of extreme precipitation and drought events (IPCC, 2013), particularly in the Mediterranean basin, including Morocco (Gao et al., 2006; Giorgi and Lionello, 2008; Trambly et al., 2012). These variable hydrological conditions could significantly impact the water resources in the Moroccan Middle Atlas region (Bouaicha and

Benabdefadel, 2010). For Morocco, this hypothesis has been tested for different climate scenarios. Using a set of regional climate models with a variable-resolution configuration, Driouech et al. (2010) have forecast a decrease in mean precipitation over Morocco associated with changes in the distribution and intensification of extreme events for the period 2021–2050. The maximum drought duration is estimated to increase over most of the country, especially in the western regions of the Atlas Mountains (Driouech et al., 2010). The climate of the Middle Atlas region is influenced by air masses coming from the Mediterranean, Saharan desert, and Atlantic Ocean (Knippertz et al., 2003; Ouda et al., 2005). Combined with a steep orography, this climate setting leads to a

*Corresponding author at: Aix Marseille Univ, CNRS, IRD, INRA, Coll France, CEREGE, Aix-en-Provence, France. E-mail address: jouve@cerege.fr (G. Jouve).

precipitation distribution characterized by high spatial variability, a pronounced seasonality, and a strong inter-annual variability (Ouda et al., 2005). Most of the meteorological observations are only available for the last 40 yr, based on a station network particularly sparse in the Middle Atlas region (Driouech et al., 2010; Trambly et al., 2012, 2013). In this region, it is a key challenge to extend the hydro-climate dataset beyond the instrumental record period in order to understand the full spectrum of past hydrological variability.

Analysis of natural archives such as lake sediments can potentially give access to the pre-instrumental hydro-climate data. Several studies have already shown the usefulness of lake sediments in reconstructing paleohydrological conditions in association with rainfall-induced runoff (Czymzik et al., 2013; Gilli et al., 2013). Sedimentological and geochemical analysis on the sedimentary sequences can provide past reconstructions of flood frequency (Giguet-Covex et al., 2012; Lapointe et al., 2012; Wilhelm et al., 2012, 2013; Czymzik et al., 2013; Vanniere et al., 2013) as well as soil erosion (Simonneau et al., 2013). Corella et al. (2014) compared daily maximum precipitation with detrital microfacies observed in lacustrine sequences (thickness and occurrence) for the period 1917–1994 and reconstructed annual floods events recorded since the fourteenth century in the northeastern Iberian Peninsula. Such an approach derived from lacustrine paleoflood records calibrated with instrumental data can substantially improve the quality of long-term flood reconstructions (Wilhelm and Ballesteros-Cánovas, 2016). Several issues remain on the understanding of hydro-sedimentary dynamics, however, and weaken the reliability of such records. The response of shallow lakes to hydrological variability modulates their water levels and impacts the amount and/or source of clastic materials filling the lake. Indeed, changes in the source-to-sink relationship also depend on the geomorphological setting of the watershed and should be considered for the reconstruction of hydrological events.

The Middle Atlas Mountains are considered the “Moroccan water tower,” with its catchment feeding the two most important rivers of the country: Oued Oum-Er-Rbia (555 km long) and Oued Sebou (456 km long), both flowing into the Atlantic Ocean. The region contains several natural lakes lacking any surface outlet, which act as natural pluviometers which are very sensitive to hydro-climatic variations (Benkaddour, 1993; Damnati, 2000, 2009). For example, sedimentological, geochemical, and mineralogical analyses of the Lake Iffrah sediments, a tectono-karstic lake situated ~80 km northeast of Lake Azigza, reveal a lake-level drop interpreted as the result of successive dry periods over the past three decades, and eutrophication linked to human activity (Etebaai et al., 2012). Similar trends have been recorded in other lacustrine sediments of the Middle Atlas covering the same time interval (Damnati et al., 2012).

Unfortunately, these studies are not based on the calibration of sedimentological proxies with hydro-climate data, and the lacustrine sequences are often subject to dating problems and low temporal resolution of the data.

This study is focused on short sediment cores retrieved in the deep basin of Lake Azigza in the Middle Atlas in 2013. Analyses of the elemental composition (X-ray fluorescence; XRF), microstructure, mineralogy, granulometry, and radionuclide dating of the sedimentary sequences were performed. These data combined with the geomorphological properties of Lake Azigza were used to identify relevant proxies of lake water level and runoff activity. For the interval dated with radionuclides (1963–2013), the sedimentary proxies are calibrated using regional hydro-climate data. Finally, the runoff activity and lake-level proxies are applied to the entire sequence to infer past hydrological changes over the last 134 yr.

Study site

The Moroccan Middle Atlas is an intracontinental mountain range, which exhibits a large synclinal trough extending 350 km along a northeast-southwest-oriented belt. The geology of the region is characterized by tectono-karstic systems, represented by calcareous dolomites deposited during the Early Jurassic, overlying Triassic mudstones (Martin, 1981). Because of its high elevation and the influence of oceanic precipitation, the Middle Atlas has relatively cold and humid conditions and is considered a mountainous Mediterranean climate area with mean annual temperatures of about 12°C, and an annual precipitation of about 900 mm (Martin, 1981).

Lake Azigza (32°58'N, 5°26'W) is an endorheic and monomictic lake with tectono-karstic origin (Fig. 1A and B), located in the Moroccan Middle Atlas (1550 m above sea level). Nowadays, the lake has no surface outflow and occupies a unique depression with an area of about 0.55 km² (measured in April 2013), having a maximum water depth of 42 m and a mean depth of 26 m (Fig. 1). Its catchment area is about 10.2 km², covered by a green oak and cedar forest in the western part of the basin associated with the development of brunified fersialitic red soils (Flower et al., 1989). Flower et al. (1989) also noted the low level of human disturbance in the watershed. The climate in this region is of Mediterranean sub-humid type, characterized by wet winters and dry summers with mean annual rainfall (MAP) of 900 mm (Martin, 1981).

The region is characterized, however, by a strong inter-annual variability. For example, measurements obtained from a 4-yr meteorological-site-monitoring at Lake Azigza show that MAP is about 690 mm (Vidal et al., 2016). Over the past decades (1979–2015), MAP can differ by as much as 80% from the mean value (Vidal et al., 2016). Hydrological results from Lake Azigza indicate that water levels are linked

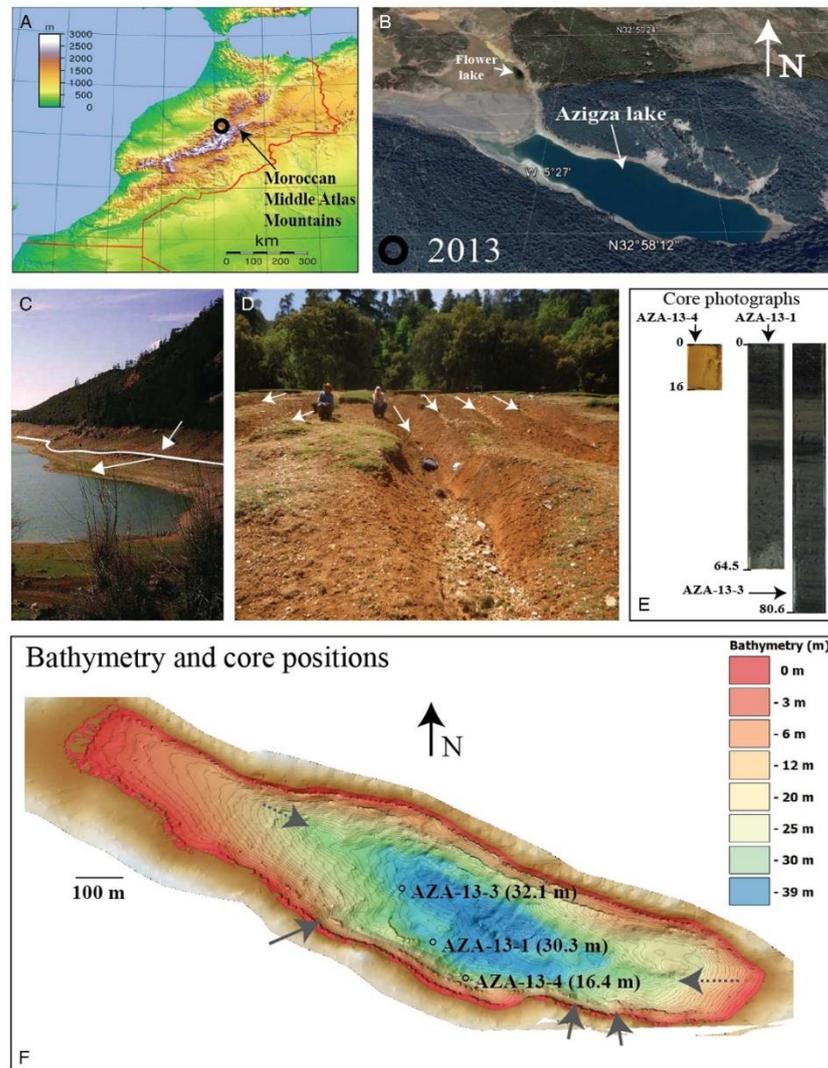


Figure 1. (color online) (A) Geographical position of Lake Azigza in the Moroccan Middle Atlas (black circle). (B) Photograph of the lake in 2013 (Google Earth). (C) Shorelines at the southeastern end of the lake. White line indicates highest visible limit between subaquatic and subaerial sediments next to the shorelines and white arrows highlight the shorelines inclination during low and high lake levels, respectively). (D) Gullies on the southern lake shore (white arrows). (E) Photographs of cores AZA-13-1, AZA-13-3 and AZA-13-4 showing core length (cm). (F) High-resolution bathymetry of the lake (derived from kriging method by interpolation on 150,000 points obtained with the Humminbird single beam sonar). Position of cores is indicated (black circle).

to the precipitation regime (Vidal et al., 2016), a result that has been confirmed using hydrological mass balance modelling applied to Lake Azigza over the past 4 yr.

Previous studies have been conducted on the physico-chemical and limnological properties of Lake Azigza (Gayral and Panouse, 1954; Flower et al., 1989; Flower and Foster, 1992; Benkaddour et al., 2008). Observations of paleoshorelines in the catchment indicate that multiple changes in lake level have occurred during the past few decades (Flower and Foster, 1992).

MATERIALS AND METHODS

Materials

Three short cores, AZA13-1 (64.5 cm), AZA13-3 (80.6 cm), and AZA13-4 (16 cm), were recovered in April 2013 in water depths of 30.3, 32.1, and 16.4 m, respectively, using a UWITEC gravity corer (63 mm diameter; Fig. 1E and F). High-resolution bathymetric profiles were performed using a Hummingbird 898c SI (83 kHz; bathymetry shown in Fig. 1F). All analyses were carried out at CEREGE laboratory

(Centre de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement, Aix-en-Provence), but some thin sections were prepared at EPOC laboratory (Environnements et Paléoenvironnements Océaniques et Continentaux, Bordeaux) and radionuclide measurements were performed at Géosciences laboratory (Montpellier).

Elemental composition and radiography

The ITRAX Core Scanner (Cox Analytical Systems) allows the simultaneous high-resolution acquisition of chemical composition of the sample by XRF scanning as well as the micro-variations in density and structure (microradiography; Croudace et al., 2006). The positive X-ray signal obtained by radiography means that a darker image indicates denser sediment (Croudace et al., 2006). Analyses of K, Si, Ca, Ti, Fe, Sr, and Mn, as well as the incoherent/coherent (inc/coh) ratio were performed on cores AZA-13-1 and AZA-13-3 with a 1-mm resolution and 15-s exposure time, using a Mo X-ray tube operating at 30 kV and 25 mA. The inc/coh value corresponds to the Compton to Rayleigh scattering ratio, representing the relative abundance between light and heavy elements (Croudace et al., 2006; Chawchai et al., 2016). The potential matrix effect on elemental XRF intensity was tested by comparing raw XRF elemental profiles with XRF intensity normalized against total counts. Since the main features of the elemental profiles are insensitive to normalization, we present elemental XRF intensity without the normalization.

Mineralogy

The mineralogical composition of the sediment was determined with an X-ray θ - θ diffractometer (X'Pert Pro MPD, Panalytical) using Co K α radiation ($\lambda = 1.79 \text{ \AA}$), operated at 40 kV and 40 mA. Mineral phases were identified using the International Center of Diffraction Data PDF-2 database under the X'Pert Highscore plus software (Panalytical). Six samples (10-cm step) from core AZA-13-1 were ground in an agate mortar, providing powders that were placed on monocrystalline silicon plates cut parallel to the (501) face to ensure a very low background and absence of interfering diffraction peaks. These zero-background silicon plates were prepared with a droplet of ethanol to obtain a thin and homogeneous layer of powder. Statistical precision was improved by spinning the samples at 1500 rpm. A counting time of 22 s per 0.033° step was applied over a range $5\text{--}80^\circ 2\theta$.

Clay minerals were separated from six bulk samples (at 10-cm intervals) taken from core AZA-13-1 using a sedimentation method according to Stokes' law, after removing carbonates and organic matter with HCl (2M) and hydrogen peroxide (30 vol%), respectively. After ultrasonic disaggregation, the clay suspension was then deposited onto three glass slides to prepare oriented samples (for reference, ethylene-glycol saturation and heat treatment). Ethylene-glycol

saturation was carried out on the oriented sample at ambient temperature in a glass desiccator to identify swelling clays (smectite or mixed-layer minerals containing smectite). The samples were heated in an oven at 490°C for four hours to distinguish kaolinite from chlorite.

Total organic carbon (TOC%) and total inorganic carbon (CaCO₃%)

The total carbon (TC%) and total organic carbon (TOC%) contents were determined with a FISONs NA 1500 elemental analyzer. The protocol applied in this study follows the procedure of Pailler and Bard (2002). Six samples (10-cm step) from core AZA-13-1 were desiccated in an oven for four days, and then ground and homogenized in an agate mortar. TOC% was measured after acid digestion to remove the carbonate fraction, and each sample was duplicated. Calcium carbonate contents were calculated using the following equation:

$$\text{CaCO}_3(\%) = (\text{TC} - \text{TOC}) \times 8.33$$

Laser diffraction grain size

The 14 samples (5-cm step) from core AZA-13-1 were fine grained, with a general grain size $<63 \mu\text{m}$. Organic matter was removed prior to analysis with hydrogen peroxide and dispersed using 0.3% sodium hexametaphosphate. The grain-size distribution was measured using a Beckman Coulter LS 13 320 laser granulometer with a range of 0.04 to $2000 \mu\text{m}$. The calculation model uses the Fraunhofer and Mie theories. All samples containing fine particles were thus measured at obscuration levels between 8 and 12% and between 45 and 70% with Polarization Intensity Differential Scattering. All samples show a bimodal grain-size distribution with modes centered on clays and silts (Supplementary Figure 1). In the following, results are shown for the clay fraction ($<3 \mu\text{m}$) and silt fraction ($>3 \mu\text{m}$).

Microfacies

Thin-section preparation

For core AZA-13-1, continuous thin sections were performed at EPOC. Sediments were subsampled using perforated aluminum slabs, before being dehydrated using the acetone-water exchange technique (Bénard, 1996; Zaragosi et al., 2006) and impregnated with an epoxy resin. After polymerization, resin-impregnated blocks were cut to obtain thin sections 10 cm in length, 4 cm in width, and $30 \mu\text{m}$ thick using a rotating lapidary unit.

For core AZA-13-4, thin sections were obtained at CEREGE. Sediments were subsampled with aluminum slabs and immersed in liquid nitrogen, before being lyophilized using the Lyophilisator CHRIST Alpha 1-2 LD plus. They were then impregnated with Araldite 2020 epoxy resin. Impregnated blocks were then cut to obtain sections 4.5 cm in length, 2.5 cm in width, and $30 \mu\text{m}$ thick using a rotating lapidary unit.

Microfacies characterization

The thin sections with dimensions of 10×4.5 cm were scanned using the EPSON 3200 PHOTO before analysis of microfacies under a Leica DM6000B instrument. Full motorization of the microscope stage (in X, Y, and Z) allows acquisition of a mosaic of several cm^2 . Microfacies were also analyzed by energy dispersive spectroscopy (EDS). At the same time, a Si (Li) detector microprobe installed on the Hitachi S-3000N scanning electron microscope (SEM) was used for semi-quantitative elemental analysis. The generator was set at 15 kV, with an EDS acquisition time of 90 min. Elemental mapping (Si, Ca, Fe or Si, Ca, and K) of grains in the microfacies allows comparisons between the mineralogy and particle size of the sediment.

Age-depth model

Radionuclide activities of bulk sediment were measured on 13 samples from core AZA-13-3 between the top and 39 cm down core. Dating of sedimentary layers was carried out using ^{210}Pb and ^{137}Cs . These nuclides, together with U, Th, and ^{226}Ra , were determined by gamma spectrometry at Géosciences Montpellier. Sediment subsamples from 1-cm-thick intervals were crushed after drying, transferred into small gas-tight polyethylene terephthalate tubes, and then stored for more than three weeks to ensure equilibrium between ^{226}Ra and ^{222}Rn . The activities of the nuclides of

interest were measured using a Canberra Ge well detector and compared with the known activities of an in-house standard. Activities of ^{210}Pb are obtained by integrating the area of the 46.5-keV photopeak. ^{226}Ra activities are determined from the average of values derived from the 186.2-keV peak of ^{226}Ra and the peaks of its daughter products in secular equilibrium with ^{214}Pb (295 and 352 keV) and ^{214}Bi (609 keV). In each sample, the ^{210}Pb excess activities ($^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$) are calculated by subtracting the ^{226}Ra supported activity from the total ^{210}Pb activity.

RESULTS

Age model

In core AZA-13-3, the ^{137}Cs activity significantly increases at about 27 cm depth (Fig. 2). The Cs peak (200 mBq/g) is due to atmospheric nuclear tests and the associated radioactive fallout between 1962 and 1964 (Cambray et al., 1989). Based on this peak event, a mean sedimentation rate of core AZA-13-3 is estimated at 0.54 cm/yr. The gradual down-core decrease of the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ activity (for the first 39 cm) suggests that the radionuclide signal is not affected by bioturbation (Fig. 2A). The Constant Flux/Constant Sedimentation (CFCS) model applied to the $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ data yields a mean sedimentation rate of about 0.53 cm/yr. Since similar results are obtained from $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ and ^{137}Cs , we assume a constant

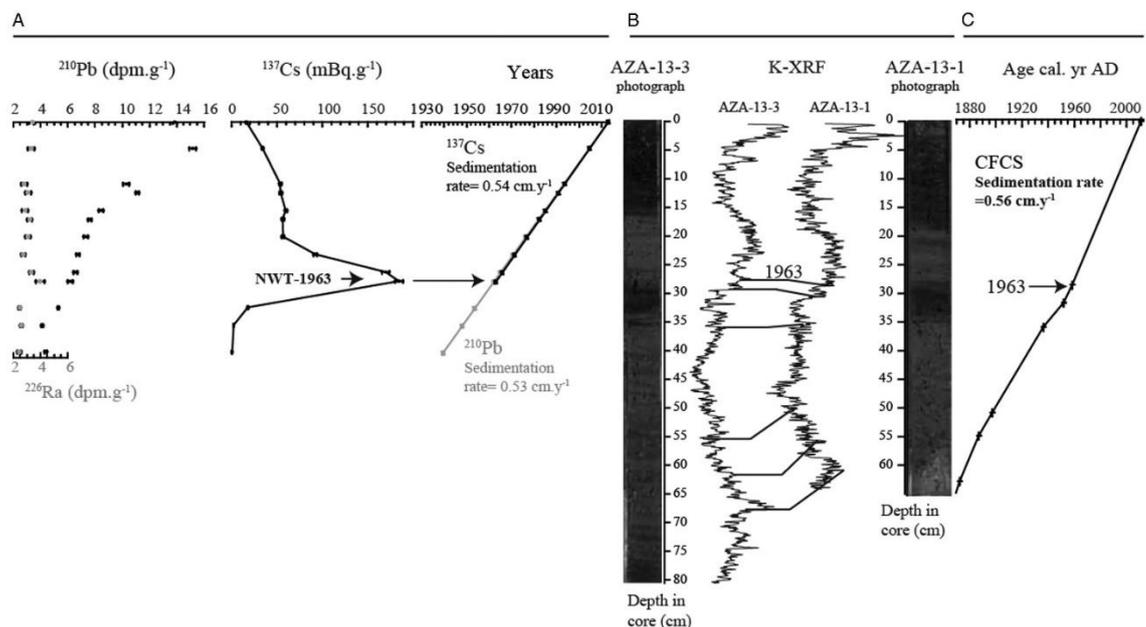


Figure 2. Age-depth model for cores AZA-13-3 and AZA-13-1. (A) ^{226}Ra , ^{210}Pb , and ^{137}Cs profiles in core AZA-13-3. The position of the identified peak of Nuclear Weapon Testing (NWT) corresponding to AD 1963 is indicated on the ^{137}Cs profile. Sedimentation rates (CFCS) obtained from the ^{210}Pb profile and the ^{137}Cs peak. (B) Stratigraphic correlations between cores AZA-13-3 and AZA-13-1 based on K-XRF records. (C) Age-model of core AZA-13-1 derived from a CFCS model between 0 and 28 cm (2013–1963) using a mean sedimentation rate of 0.56 cm/yr, and linear interpolations between correlation points for the interval 28–63.5 cm (1963–1879).

sedimentation rate of 0.54 cm/yr during the last 50 yr (at 27 cm depth in core). The assumption of constant sedimentation rate is supported by the absence of drastic changes in grain size (clay, silt, and sand) along the entire core AZA-13-3 (Fig. 3 and Supplementary Figure 1).

The age-depth model for core AZA-13-3 was applied to core AZA-13-1 using the Analyseries software to correlate K-XRF intensities measured on both cores (Fig. 2B; Paillard et al., 1996). The correlation points based on the K-XRF profiles indicate a good correspondence between both records for the first 28 cm of the cores and a slight sediment compaction in core AZA-13-1 after 28 cm to the base of the sequence (Fig. 2B). The age model, obtained considering a linear interpolation between these points, shows that core AZA-13-1 covers the last 134 yr (Fig. 2C), with a yearly (even slightly less) temporal resolution considering the XRF records.

Sedimentology

The lacustrine sedimentary facies are classified according to Schnurrenberger et al. (2003). The sedimentary sequences are composed of light-brown to dark, unconsolidated, matrix-supported, partly laminated clastic sediments and

autochthonous carbonates. The term autochthonous carbonate refers to primary inorganic precipitation in the water column and post-depositional authigenic precipitation at the water-sediment interface and within sediment pore waters.

Core AZA-13-1

In core AZA-13-1, three facies are distinguished based on photographs, radiography (Fig. 3), and petrographic/SEM-EDS analyses (Fig. 4). Facies 1 is found at 64.5–55 cm and 29–16 cm, and is composed of light-brown sediments (Fig. 3) with several sub-horizontal discontinuous and mm-thick laminations (Fig. 4A). These laminations contain wood fragments, as shown by the presence of epithelial cells (Fig. 4A). Calcareous shells of ostracods and other bivalves are also present, as revealed by the SEM-EDS results (Fig. 4A). This facies is characterized by a high sediment density (Fig. 3, radiography image) and low inc/coh values (Fig. 3). Facies 2 is present within two depth intervals (55–29 and 16–5 cm; Fig. 3) and consists of homogeneous light-brown sediments composed of mm-sized bivalve and ostracod shells (Fig. 4B). The absence of laminations containing wood fragments is the main difference with Facies 1 (Fig. 4A and B). Also, the frequency of laminated layers in the down-core records varies

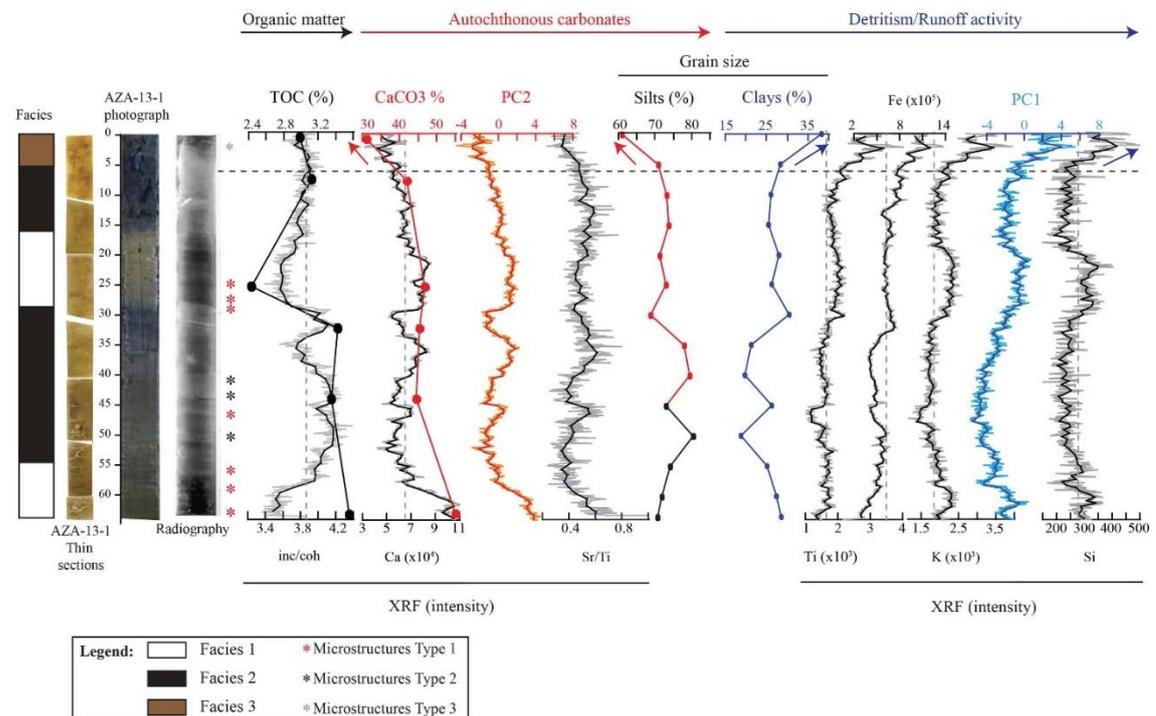


Figure 3. Sedimentological and geochemical observations of core AZA-13-1.

From left to right: down-core distribution of facies; natural-light images of thin sections; core photograph; radiography; distribution of type 1, 2, and 3 microstructures (asterisks); Total organic content (TOC) % in bulk sediment and inc/coh ratio; $\text{CaCO}_3\%$ content in bulk sediment and Ca-XRF intensity; PC2; Sr/Ti - XRF ratio; % silt fraction in sediment (black symbols indicate co-variation with TOC% at the base of the sequence, red symbols indicate co-variation with $\text{CaCO}_3\%$); % clay fraction in sediment, Fe-XRF, Ti-XRF, K-XRF, PC1, and Si-XRF. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

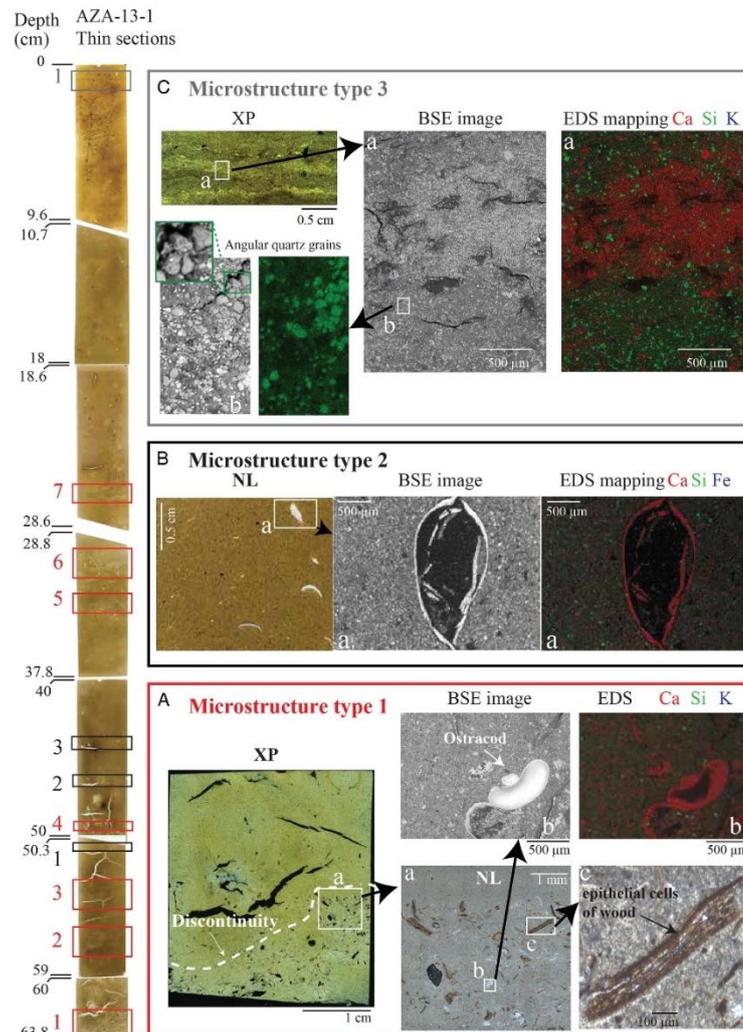


Figure 4. (color online) Microscale observations of core AZA-13-1. On the left side, natural-light (NL) thin sections of core AZA-13-1 with down-core distribution of microstructures: type 1 (red rectangles), 2 (black rectangles), and 3 (grey rectangles). (A) Type-1 microstructures: cross-polarized light (XP) images showing discontinuity in sedimentary sequence. (a) Coarser materials are visible in NL image of the microstructure. Ostracods [(b) back-scattered electron [BSE] image] and (c) high amounts of wood fragments are present. Energy-dispersive spectroscopy (EDS) elemental mapping on indurated blocks (right hand side) shows calcitic shells of ostracods. The mapping is performed for Ca, Si, and Fe in each case. (B) Type 2 microstructures: NL image of thin section showing ostracod-rich layers. Note the absence of wood fragments in these structures and the large size of the calcitic bivalve shells. (C) Type 3 microstructures: XP image of thin section in the laminations at the top of the sequence. BSE image and EDS analyses of (a) laminations showing alternation of carbonate-rich and (b) detrital layers containing angular quartz grains.

between the different facies, with seven occurrences for type 1 called type-1 microstructures (T1M) against only three for type 2 (T2M; Fig. 4A and B). Facies 3 occurs only at the top of the core (between 1 and 5 cm; Fig. 3). It displays laminations, corresponding to the type 3 (T3M) with alternations of autochthonous carbonate layers and quartz-rich sediments (Fig. 4C).

Grain-size analyses of the total fraction of the sediment show that the sediment is mainly represented by silts (mean

relative abundance of 73.5%), a result which is compatible with the trends observed in $\text{CaCO}_3\%$ and Ca-XRF except in the basal part (Fig. 3). Carbonates are mainly calcite, with small proportions of dolomite and aragonite (Supplementary Figure 2). We consider that early diagenesis leading to calcite precipitation is negligible, since no sparitic cement is observed in either the petrographic or EDS analyses. The clay fraction (mean relative abundance of 26.5%) evolves in parallel with the contents of K, Ti, Fe, and Si (Fig. 3), and is

mainly represented by interstratified clays, smectite, illite, and kaolinite (Supplementary Figure 3).

Core AZA-13-4

Because of their proximity to the shoreline, the sediments in core AZA-13-4 are coarser than in core AZA-13-1 (Fig. 5). AZA-13-4 is a short core containing brown unlaminated sediments with a coarse layer in the middle of the sequence. SEM analyses show that the sediment is mainly composed of detrital Si-rich minerals, of sand to fine-gravel grain size, with well-preserved or fragmented millimetric calcareous shells of ostracods and other bivalves (Fig. 5).

Geochemistry

In core AZA-13-1, XRF profiles show a co-variation between Fe and Ti ($R^2=0.81$; Table 1A) in close association with K (Fig. 3). The K and Si profiles are also strongly correlated ($R^2=0.74$; Table 1A) and show a similar variability with the clay fraction (Fig. 3). The inc/coh profile is almost a mirror image of the profiles of detrital elements

(K, Si, Fe, and Ti; Fig. 3), displaying a co-variation with TOC% values except at the bottom of the core (Fig. 3). This may be due to the highly heterogeneous distribution of wood fragments in the sediment (Fig. 4A). The Ca contents co-vary with $\text{CaCO}_3\%$ and the Sr/Ti ratio (Fig. 3). In general, Sr is enriched in aragonite, but the detrital fraction also contains terrigenous Sr. Similar depth-profiles of Ca, $\text{CaCO}_3\%$, and Sr/Ti are consistent with the mineralogical results indicating the presence of calcite and aragonite (Supplementary Figure 2). Apart from the interval between 64.5 and 48 cm, the carbonate phases show similar profiles compared with silt (Fig. 3).

Principal component analysis (PCA) is applied here to K, Si, Ca, Ti, Fe, Mn, Sr, and the inc/coh ratio. Elemental data is first centred to zero by subtraction of averages and then scaled with variance to give equal weight to each element (Weltje and Tjallingii, 2008). PCA yields two main factorial axes (PC1 and PC2), which represent about 76.03% of the entire variability and allow us to distinguish three chemical end-members (Table 1A and Supplementary Figure 4A). PC1 is controlled by variations in the detrital elements Fe, Ti, Mn, K, Si, and Sr (first chemical end-member) and

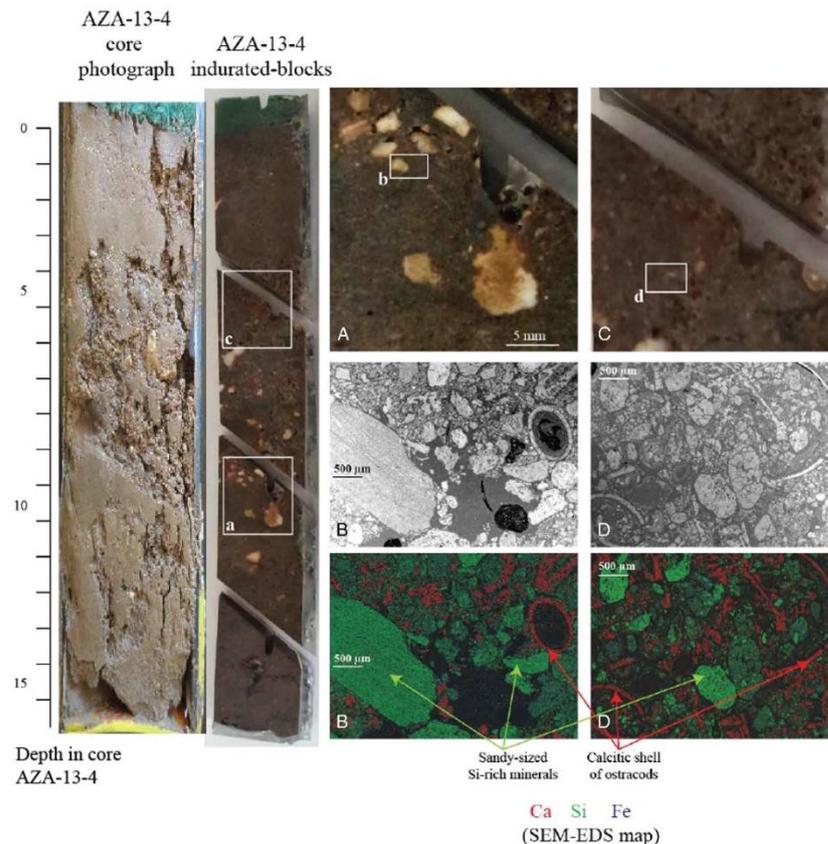


Figure 5. (color online) From left to right: photographs of core and indurated blocks, with SEM-EDS mapping of: (a and c) coarse detrital facies in middle of the sequence and (d and b) sand-sized detrital grains and calcitic shells of ostracods and other bivalves.

Ca (second chemical end-member). PC2 is controlled by Ca, which is itself anti-correlated with the inc/coh ratio (third chemical end-member); this ratio is a proxy of organic matter and water content in the sediment (Guyard et al., 2007; Burnett et al., 2011; Jouve et al., 2013). The correlation between Sr/Ti and Ca implies that carbonates primarily result from autochthonous precipitation. SEM-EDS analyses on microstructures type 1, 2, and 3 also support that carbonates are mainly originated from biogenic and endogenous precipitation (Fig. 4). The occurrence of dolomite indicates that minor contribution from detrital carbonates cannot be excluded (Supplementary Figure 2). The relatively low Rock-Eval hydrogen index values (HI = 310 mg HC/g TOC; Supplementary Table 1) in all samples suggest that the organic matter originates from a mixture of land-plant and algal production, and subsequently escaped remineralization during sedimentation (Carroll, 1998; Meyers, 2003). Organic matter is thus mainly derived from the catchment area (allochthonous). As a result, the opposite trend between Ca and inc/coh also supports the hypothesis that carbonates are mainly derived from autochthonous precipitation.

The relationships between the two main factorial axes of the PCA are compared with the identified sedimentary facies described previously. Facies 1 is characterized by a positive correlation between PC1 and PC2 (Supplementary Figure 4B), clay fraction, and CaCO₃ content (Fig. 3). The inc/coh ratio decreases in this facies together with TOC values. The TOC content remains high at the base of the core due to the particularly high abundance of wood in the sediment. The geochemical signature of Facies 2 is characterized by a positive correlation between PC1 and PC2 (Supplementary Figure 4B), associated with lower PC1, PC2, clay fraction, and CaCO₃ values (Fig. 3) and typically shows higher inc/coh ratio and TOC values. Facies 3 shows a negative correlation between PC1 and PC2 (Supplementary Figure 4B), but much higher PC1 and clay values, and lower CaCO₃ and TOC values (Fig. 3).

DISCUSSION

Changes in lake level and runoff activity both have impacts on the source-to-sink processes leading to infilling of the lake. Geochemical, microstructural, and mineralogical analyses of the sediment provide crucial information to understand the link between hydro-sedimentary dynamics of the lake and precipitation regime.

In the following, we propose a proxy for runoff activity inferred from a combination of detrital elements (based on XRF intensity data) and a lake-level proxy derived from microstructural analyses. To assess the reliability of the proposed hydro-sedimentary indicators, the lake water level and runoff proxies are calibrated using regional hydro-climate data covering the past 50 yr corresponding to the interval dated with radionuclides (1963–2013). Then, we extend our approach to the entire sedimentary sequence, thus providing a hydrological reconstruction over the last century for the Middle Atlas region.

Hydro-sedimentary processes

Proxy of runoff activity

The presence of Fe, Ti, K, and Si-rich particles in core AZA13-1 is mainly associated with silicate minerals and clearly reflects the PC1 factorial axis (Table 1B). We therefore consider PC1 as an indicator of the detrital fraction of Lake Azigza sediments, which is closely linked to runoff activity in the catchment.

PC1 is related to quartz, kaolinite, illite, interstratified clays (probably illite/smectite), and chlorite (Supplementary Figures 2 and 3). Detrital quartz grains are likely derived from sand-sized and altered Si-rich minerals detected in cores AZA-13-4 (core closer to the shoreline; Fig. 5), which are probably derived from Triassic sandstones (Martin, 1981; Benkaddour, 1993). Potassium has been used as a proxy for clay minerals derived from soil weathering and erosion (Unkel et al., 2008; Cuvén et al., 2010; Kylander et al., 2011; Hahn et al., 2014). This element is also associated with illite and chlorite minerals (Deer et al., 1992; Minyuk et al., 2007) that are detected in Lake Azigza sediments (Supplementary Figure 3). The similar trends shown by clays, K, and Ti indicate that the clay fraction is mainly derived from detrital inputs, and not from post-depositional processes, since Ti is mainly present in insoluble detrital particles (Demory et al., 2005; Jouve et al., 2013; Hahn et al., 2014). The presence of detrital minerals in Lake Azigza could also be linked to aeolian processes in addition to runoff activity since mass movement deposits are absent within the sediments. Microscopic observation of the detrital silt fraction reveals angular quartz grains (see an example in facies 3, Fig. 4C). This feature rules out the possibility of distal wind transport. Local winds could also transport detrital particles to the deep basin. At Lake Azigza, however, the wind intensity (~4.3 km/h maximum) is probably not strong enough to mobilize a significant proportion of the detrital particles to the deep basin. Moreover, the silt fraction of the sediment is easily mobilized and maintained in suspension by the action of the wind (Tucker, 1991). In any case, the silt size fraction is mainly represented by autochthonous carbonates and not by detrital particles. Thus, we consider that runoff would have preferentially induced the transport of clays. The occurrence of small gullies (observed in the proximal catchment, Fig. 1D) incised into kaolinite-rich soils may have facilitated the mobilization of detrital clay particles during runoff activity.

The main hydro-sedimentary process influencing the detrital sedimentation pattern can be described in two steps. First, increased precipitation causes a rapid rise in lake level (confirmed by measurements from a submerged probe and the meteorological station at Lake Azigza; Vidal et al., 2016). Second, the ensuing runoff carries more detrital particles with finer grain size, due to increased distal source materials and decreased availability of soil particles with the proximity of the forest. Other factors related to watershed-lake processes linking soil and vegetation dynamics may also influence detrital material available for

Table 1. (A) Correlation coefficients (R) between X-ray fluorescence (XRF) elements used for the PCA for the entire AZA-13-1 sequence. (B) R of all elements in PC1 and PC2. The most significant R are indicated in bold.

A								
Variables	Si	K	Ca	Ti	Mn	Fe	Sr	Inc/Coh
Si	1	0.858	0.509	0.765	0.522	0.597	0.342	-0.335
K		1	0.399	0.923	0.640	0.770	0.446	-0.351
Ca			1	0.174	0.252	-0.060	0.289	-0.556
Ti				1	0.656	0.899	0.488	-0.195
Mn					1	0.660	0.514	-0.309
Fe						1	0.444	-0.014
Sr							1	-0.443
Inc/Coh								1
B								
Elements	PC1 (56.5%)				PC2 (19.5%)			
Si	0.851				0.071			
K	0.943				-0.073			
Ca	0.441				0.764			
Ti	0.919				-0.312			
Mn	0.783				-0.083			
Fe	0.806				-0.533			
Sr	0.638				0.192			
Inc/Coh	-0.448				-0.737			

the runoff. Rock-Eval HI values and mineralogical composition of the deep basin sediments suggest similar vegetation and soil conditions during the last century (Supplementary Figure 2). Aerial photographs of Lake Azigza over the past decades (1960s, 1970s, and 2000s; Fig. 6 do not reveal any drastic change in the cedar forest extent. Taken together, the available observations at Lake Azigza suggest that watershed conditions remained relatively stable over the study period, with negligible impact on the runoff activity.

Proxy of lake-level change

In core AZA13-1, microscale sedimentological analyses reveal two types of structures resulting from a high hydrodynamic regime characterized by discontinuities and biological components derived from the shorelines (Fig. 4A). The first type (T1M, present in Facies 1) is characterized by fragments of ostracods, bivalves, and wood, while the second type (T2M, present in Facies 2) differs from the previous one by the absence of wood.

The basal coarse sand layers, associated with a fining-upward intermediate sequence and a top clay cap, are typical structures derived from hyperpycnal flows generated by floods, and have been described in several lakes in various geomorphological settings (Mulder et al., 2001, 2003; Schneider et al., 2004; St-Onge et al., 2004; Chapron et al., 2006; Guyard et al., 2007; Wilhelm et al., 2012, 2013; Corella et al., 2014; Jouve et al., 2017). On the other hand, in their study of a shallow lake (30 m depth) with steep slopes, Corella et al. (2014) were able to differentiate flood-induced turbidites from microstructures formed under lower-energy flow

conditions. Turbidites and graded beds are associated with rainfall events under higher-energy hydrodynamic conditions than during the formation of discontinuous detrital layers.

In the Lake Azigza deep basin cores, there is no evidence for graded beds that could be related to flood-induced turbidites. Hence, the sedimentary structures are composed of different shoreline materials without any drastic change in grain size (Fig. 3 and Supplementary Figure 1). This feature cannot be explained solely as being due to transport by low-density currents after a rainfall event. We need to consider the distance between the downstream gullies and the forest edge, which probably modulates the presence of wood fragments on the shoreline and their transport towards the deep basin. Wood fragments and biogenic carbonates (originating from the shoreline area) are present in Facies 1 (Fig. 4A). Facies 1 is also characterized by a high content of detrital proxies (PC1) and high sediment density (Fig. 3). During high lake-level stands, the shorelines are closer to the cedar forest, so the steeper slopes (Fig. 1C) increase the intensity of surface runoff in the lakeshore area and enhance transport to the deep basin. Consequently, the sedimentological and geochemical features of Facies 1 are interpreted as indicators of high lake-level stands. This observation is further supported by the abundance of diatoms and the composition of the assemblages, dominated by *Cyclotella atomus* and *Cyclotella stelligera*, which are indicators of freshwater inputs (Supplementary Figure 5).

Facies 2 shows sedimentary structures containing ostracods and other bivalve shells, but *without* wood fragments (Fig. 4B), i.e., these sediments have lower density and less abundant detrital minerals (Fig. 3). A reduced transport of

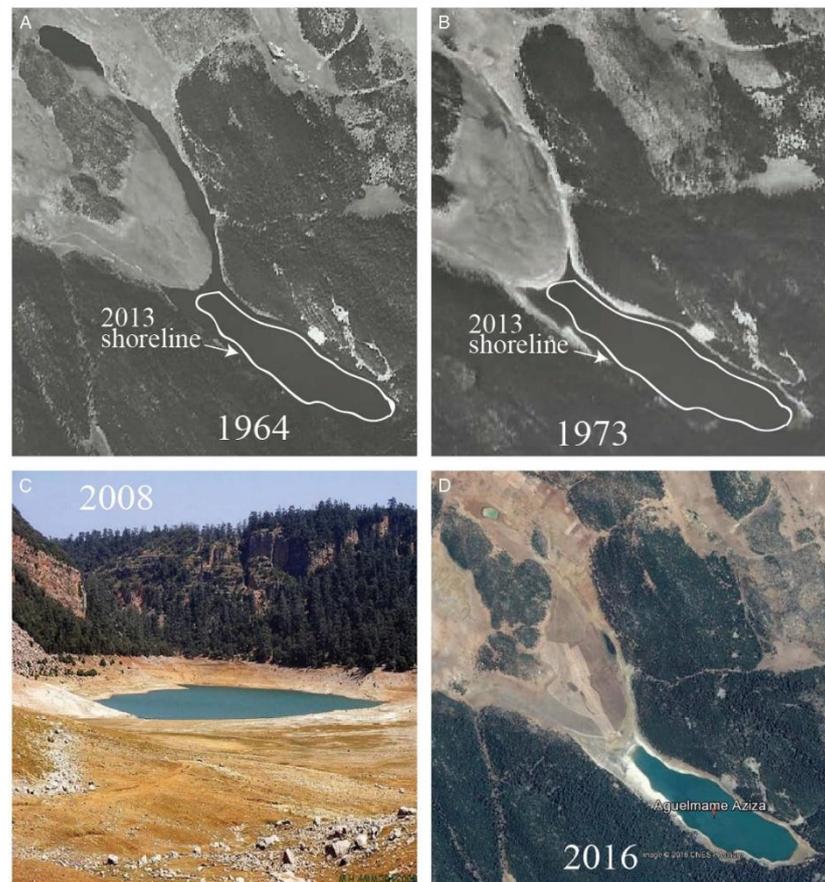


Figure 6. (color online) Aerial photographs of the lake in (A) 1964 and (B) 1973 obtained from the National Agency of Land Conservation, Cadastre and Cartography, Rabat, Morocco. White lines correspond to the delimitation of shorelines in 2013. (C) Photograph of the lake in 2008 (view from the western side of the lake). The low lake level is marked by dewatering of the western shallow basin. (D) Google Earth satellite map of the lake in 2016.

detrital minerals to the deep basin is consistent with a decrease in runoff activity and can be linked to gentler slopes (Fig. 1C). In contrast to the interpretation developed for the high-energy sedimentary microstructures, Facies 2 can be related to low lake-level conditions. This is consistent with a decrease in the detrital fraction and a relative increase in organic matter (Fig. 3). In addition, Facies 2 is characterized by a lower abundance of frustules and/or assemblages dominated by *Cyclotella* spp., associated with benthic species (Supplementary Figure 5).

Calibration of the proxies

We now compare the geochemical signals with hydrological data. We use regional precipitation observations obtained from the Climate Research Unit (CRU) database. The geo-referenced CRU TS 3.22 dataset provides monthly precipitation on a grid with a spatial resolution of 0.5° in latitude

and longitude centered at 5.75°W , 32.75°N for the period 1901 to 2013. This dataset compares well with the inter-annual variability of local precipitation, even if the monthly amount of precipitation is underestimated in the re-analysis of the data.

As a first step, we consider only annual precipitation from the CRU database for the period 1963–2013, which corresponds to the dated interval of the Azizga sedimentary sequences (Fig. 6A). Annual PC1 and K values are well correlated with annual precipitation ($R=0.59$ and $R=0.54$, respectively) for the period 1963–1999 (Fig. 8). During the 1960s and 1970s, precipitation is significantly above average values. This period seems to be associated with relatively high runoff activity (PC1). The increased runoff enhances the detrital input, favoring the presence of autochthonous carbonates and diluting organic matter in the sediment. During the 1980s and 1990s, precipitation, runoff activity, and autochthonous carbonates decreased, counter-balanced by an

increase of organic content in the sediment (Fig. 3). From 2000 to 2008, the runoff signal rises drastically. This marked trend is accompanied by a short-term increase in monthly precipitation (Fig. 6A).

sequence deposited at that time (Fig. 7), compatible with a low lake-level stand with a smaller distance between the coring site and the shorelines favoring deposition of coarser calcareous shells to the deep basin during rainfall events. The same

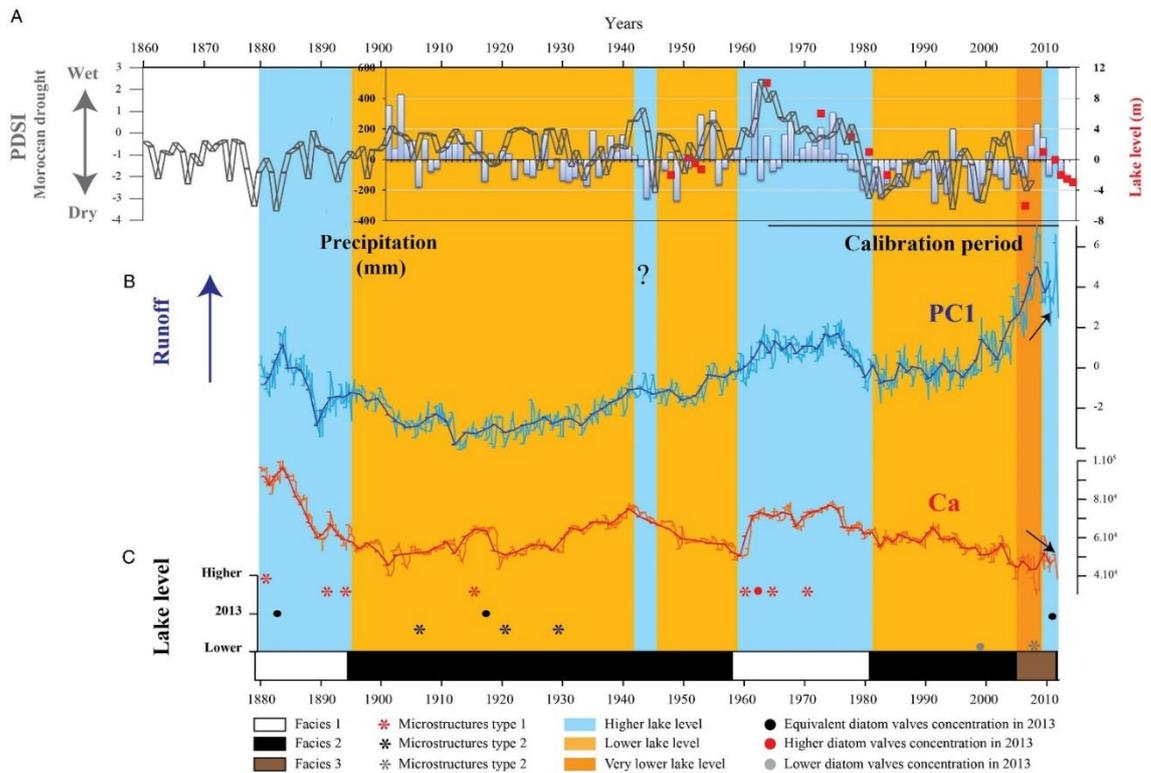


Figure 7. Runoff activity and lake water-level changes versus precipitation and drought severity index. Down-core distribution of facies from the bottom to top. (A) Annual precipitation CRU data (deviation from the mean calculated for the whole period 1901–2013). Lake level relative to the reference level of 2013 (red squares) derived from photographs available in Gayral and Panouse (1954), and lake-level measurements in Flower et al. (1989) and Flower and Foster (1992). Palmer Drought Severity Index (PDSI) from Esper et al. (2007) and Wassenburg et al. (2013). Negative values reflect drier conditions and vice versa. (B) Ca and PC1 values (units expressed in factor scores) derived from AZA-13-1 age model. Assuming a mean sedimentation rate of about 0.56 cm/yr, the moving average of six measurements records the inter-annual variability. Black arrows highlight opposite trend for PC1 and Ca. (C) Position of lake-level indicators: type 1, 2, and 3 microstructures (asterisks) and diatom valve concentrations compared to 2013. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Our reconstruction is also consistent with lake-level indicators obtained from on-site measurements, historical aerial photographs, and earlier studies (Gayral and Panouse, 1954; Flower et al., 1989; Flower and Foster, 1992; Fig. 6 and 7). For example, the aerial photography from 1964 provides evidence of a high lake level, about 10 m above the 2013 level (our reference level; Fig. 6). During this period, the sediment is classified into Facies 1, corresponding to a high lake-level stand with increased runoff activity (Fig. 7). Flower and Foster (1992) estimated lake-level changes using the position of the shorelines between 1979 and 1984, as well as in 1990 (but no photographs are available). Compared to our reference level for 2013, we estimate that the lake level was about 3 m lower in 1990. Facies 2 is developed in the sedimentary

observation can be made for the interval deposited in 2008, which records a major lake-level drop (Fig. 6C and 7).

The high-resolution lake bathymetry clearly documents the hydro-sedimentary dynamics associated with low lake levels and the occurrence of paleochannels in the northwest and southeast parts of the deep basin (Fig. 1F). Isobath structures highlight three submerged channels (grey arrows in Fig. 1F) situated between 0 and 25 m depth, which were probably reactivated during the recent 2008 lake-level drop. Two deeper and larger submerged channels (dotted grey arrows in Fig. 1F) between 20 and 30 m depth, provide evidence of past lake-level drop(s) of much greater amplitude than in 2008.

At the top of the sequence, T3M correspond to the period shortly following the drastic drop in lake level in 2008 (about

Recent hydrological variability of the Moroccan Middle Atlas Mountains

13

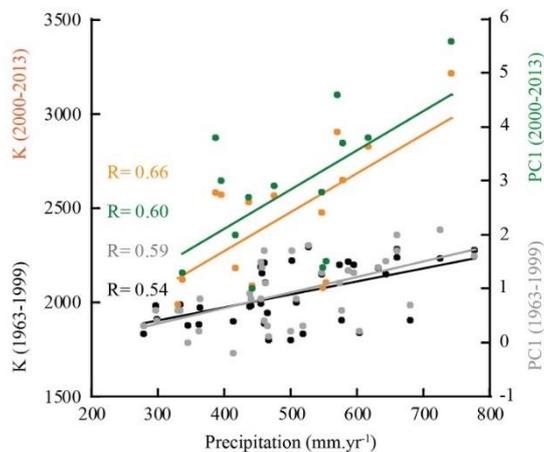


Figure 8. Annual K-XRF and PC1 versus precipitation for the period 1963–1999 (black and grey symbols and associated regression line) and for the period 2000–2013 (orange and green). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

7 m, Fig. 6 and 7). This drop is consistent with a decrease in runoff activity and precipitation during the 1990s and early 2000s (Fig. 7). Laminae of autochthonous carbonates are intercalated with laminae of coarser detrital grains (Fig. 4C), and are interpreted as annual laminated deposits (varves). The presence of autochthonous carbonates in the sediment is no longer linked to the runoff, but appears to be associated with supersaturated conditions in the water column during the spring/summer. Facies 3 has a geochemical signal marked by an anti-correlation between PC1 and PC2 (mostly Ca; $R = -0.77$; Supplementary Figure 4B), which indicates hydro-climate conditions are recorded differently in lake sediments during the 2000s. Facies 3 is coeval with a strong increase in PC1 index (Fig. 7). Nevertheless, the interval (2000–2013) is still characterized by a correlation between PC1 and precipitation ($R = 0.6$), but with an increase in the slope of the regression line (Fig. 8). The runoff proxy is linked to the availability of detrital materials due to enhanced erosional potential combined with drier conditions. The lake-level decrease of 8 m between 1979 and 1984 (Fig. 7), resulted in an increase of erodible surface area that could supply the lake with detrital materials. In a context of low lake-level conditions, the sensitivity of the proxy to precipitation variability is enhanced. The drastic lake-level drop is also consistent with the presence of a quasi-monospecific diatom assemblage dominated by *Cyclotella ocellata*, a species that is potentially very well-adapted in the context of a nutrient-depleted water column (Supplementary Figure 5).

The Ca record follows the PC1 index. Hence, PC1 is conditioned by two chemical end-members (detrital inputs and autochthonous carbonates; Supplementary Figure 4A) that are linked. In shallow waters close to the lake shore, supersaturated conditions systematically lead to the precipitation of autochthonous carbonates (aragonite and calcite;

Supplementary Figure 2; Benkaddour, 1993, 2008). During rainfall events, autochthonous carbonates present in the drawdown zone and detrital carbonates from the watershed can be mobilized by the runoff and supplied to the deep basin. The more the runoff, the higher the carbonates in lake sediments. On the other hand, the increased influx of Ca^{2+} ions and nutrients due to higher surface runoff could favor the precipitation of autochthonous carbonates, as suggested by Brauer et al. (2008). While autochthonous carbonates in lacustrine sediments are generally used as a proxy of drier conditions (e.g., Damnati et al., 2016) and warmer climate (Meyers, 2003), at Lake Azigza, carbonates are primarily related to higher runoff activity under wetter conditions. When the response of the runoff proxy is enhanced due to increased erodible surface in the 2000s, however, Ca is diluted by the large amount of the detrital elements (Ti, Fe, Si, Sr, Mn, and K) and diverges from PC1. The correspondence that exists between Ca and lake level during high lake level is not anymore valid when erosional potential is high. This is why the Ca record cannot be used as lake-level proxy.

Paleohydrological reconstructions since 1879

In the following section, we apply our age model to the entire sedimentary section of core AZA13-1.

The PC1 proxy indicates high runoff activity between 1880 and 1895 (Fig. 7). The T1M present in Facies 1 are composed of thick layers with a large amount of material derived from shorelines close to the forest (Fig. 4A). During this period, the diatom assemblage indicates increased freshwater inputs and a high lake-level stand (Supplementary Figure 5). After 1900, the Lake Azigza sedimentary sequence is dominated by the deposition of T2M (Fig. 4B), suggesting lower lake levels. From 1900 to the 1950s, the runoff activity is low (Fig. 7). During the first half of the twentieth century, the diatom assemblage is dominated by benthic species of *Cyclotella*, which suggests a lower lake-level context. At the beginning of the 1960s, the runoff activity becomes higher and remains stable until the beginning of the 1980s. Several T1M are developed during the 1960s (Fig. 7), which argues in favour of a higher lake level. During the 1980s and the 1990s, the runoff activity is low. The absence of microstructure indicates that the runoff intensity is also substantially reduced. After the mid-1990s, the runoff activity increases gradually (Fig. 7). In the 2000s, and for the first time in the entire sequence, divergent trends are observed between the runoff activity and carbonates (Fig. 3 and Supplementary Figure 4B), which suggests a shift in the hydro-sedimentary dynamics. Higher detrital input to the deep basin leads to a dilution of carbonates and organic matter in the sediment. From the beginning of the 1980s, we can also observe rapid fluctuations in the runoff activity proxy. These rapid bursts in runoff activity could reflect an increase in the inter-annual hydrological variability and/or in the erosional potential since the 1980s, both participating to increase the sensitivity of the runoff proxy. The occurrence of T3M

between 2008 and 2010 also highlights recent and rapid shifts in the hydro-sedimentary dynamics linked to significant hydrological changes in only 2 yr (Fig. 7A). This result suggests that, when compared to the last 134 yr, the major dry periods occurred since the beginning of the 2000s.

In the present study, we compare the lake sediment records with re-analysis of hydro-climate data (CRU) for the period 1901–2013 (Fig. 7). We also use the updated Palmer Drought Severity Index (PDSI) covering a longer period (Esper et al., 2007; Wassenburg et al., 2013). For the period 1879 to 1901, the PDSI reconstruction shows negative values indicating dry conditions (Fig. 7). This apparent discrepancy with our sedimentary proxy results could be due to uncertainties in the age model at the base of the sequence of core AZA-13-1 subjected to compaction effect due to coring processes. When using the CFCS model for the entire core, the age at the bottom is 1899 instead of 1879. Close similarities in the K-XRF records from both cores AZA-13-3 and AZA-13-1, however, rather reinforces the age of 1879 at the base of sequence. It is also likely that the PDSI, a compilation of tree-ring width data from the Rif as well as the middle and the High Atlas, reflects a regional hydro-climate signal. After 1900, PDSI and CRU data show approximately similar trends (Fig. 7). Negative PDSI values between the 1900s and the 1950s suggest dry conditions with some fluctuations, which agrees with our interpretations. At the beginning of the 1960s, the lake level rises by about 10 m in comparison with levels for the mid-1950s (Fig. 6 and 7). Precipitation and PDSI reach their highest values of the last 134 yr, indicating much wetter conditions leading to high runoff activity.

Runoff activity decreases at the beginning of the 1980s, when lake level, PDSI, and precipitation are minimal (Fig. 7). In the mid-2000s, the hydro-sedimentary dynamics of the lake reaches a tipping point as discussed in the previous section. This shift is supported by a strong increase of the PC1 (and K) for the period 2000–2013 (Fig. 8). The dry period from the 1990s onwards seems to end with an exceptionally low lake level in 2008. The occurrence of several dry episodes at the end of the twentieth century have been also inferred from PDSI reconstructions (Esper et al., 2007). Although higher precipitation led to higher lake levels between 2009 and 2012, the level has dropped by about 3 m since 2013 (Fig. 6 and 7; Vidal et al., 2016). Consequently, the lake area appears to have been affected by several dry periods since the middle of the 1990s. These drier conditions could be the precursor signs of the impact of ongoing climate change on the precipitation regime in regions around the southern periphery of the Mediterranean, as expected for the twenty-first century (IPCC, 2013).

Earlier studies on deep-water sediment cores from Lake Azigza (Flower et al., 1989) failed to yield satisfactory paleohydrological reconstructions mainly due to the low resolution of the geophysical and chemical dataset and the macro-scale approach of the sedimentological observations. Other studies on Middle Atlas lake sediments (Ifrah, Iffer, and Afourgagh; Damnati et al., 2012) suggest that wetter

conditions prevailed in the early twentieth century, followed by unstable conditions between 1920 and 1965. After 1965, however, it is difficult to assess the impact of climatic versus human factors on past lake levels and on the hydro-geochemistry.

The methodological approach used here is applied to the sedimentary record of a lake with minor human disturbance, calibrated against past lake-level changes and regional precipitation data. By considering changes in the sedimentary facies together with lake-level fluctuations, we present evidence for variations in the hydro-sedimentary dynamics of Lake Azigza over the last 134 yr. This study improves our understanding of a lake-sediment record mainly controlled by detrital inputs and autochthonous carbonates with limited post-depositional processes, reflecting past hydrological variability at inter-annual to decadal time scales. As such, our study contributes valuable insights for the interpretation of lake infill sequences and can be applied to a wide range of lacustrine systems that exhibit substantial water-level fluctuations.

CONCLUSIONS

We show that the Lake Azigza sedimentary record is useful for studying the hydrological variability of the Middle Atlas region. Based on microfacies and XRF elemental analyses of the sediments, we provide proxies of runoff activity and lake-level changes. The onset and duration of the response to drier and wetter periods at the Lake Azigza site is well-represented by detrital element contents (K, Si, Ti, and Fe) that are considered as proxies of runoff activity. The sedimentary facies have specific geochemical signatures attributed to hydro-sedimentary processes (related to variable runoff activity) during high- and low lake-level periods. These lake-level changes are inferred from sediment microstructures linked to the runoff intensity and distance from the shoreline.

During high-precipitation periods, the surface runoff is increased, associated with a rise in the lake water level, implying that more detrital minerals and runoff-induced autochthonous carbonates are transported to the deep basin of the lake.

The sedimentological proxies are calibrated with regional hydro-climate data for the period 1963–2013 and then interpreted for the last 134 yr. The sediment record faithfully reproduces the hydrological fluctuations observed since 1879 at decadal scales. We show that the sensitivity of the PC1 index is increased after periods of drought (e.g., low lake level). The strong response of the runoff proxy for the last decade suggests that the major low lake level reached in 2008 could be the first sign of increased drought duration expected for the period 2021–2050 in the Middle Atlas Mountains. Moreover, calibration of dated sediment sequences with local precipitation data is crucial for understanding the complex hydro-sedimentary dynamics of lacustrine systems and developing reliable proxies of hydrological variability.

ACKNOWLEDGMENTS

Among the staff at CEREGE, we particularly thank D. Borschneck for XRD analysis; D. Delanghe for grain-size sample preparation and useful discussions; J. Longerey and B. Devouard for thin-section preparation; F. Rostek for TOC% and CaCO₃% measurements; M. Garcia for XRF measurements; and P. Roeser for helpful advice on lacustrine carbonates. The SETEL-CEREGE is warmly acknowledged for logistic support. S. Zaragosi is acknowledged for his support at the EPOC Laboratory. R. Boscardin is acknowledged for her support with Rock-Eval pyrolysis at ISTO Laboratory. This work is a contribution to Labex OT-Med (No. ANR-11-LABX-0061; PHYMOR project) and has received funding from Excellence Initiative of Aix-Marseille University - A*MIDEX, a French "Investissements d'Avenir" programme. This study was also funded by MISTRALS/Paleomex projects.

SUPPLEMENTARY MATERIALS

To view supplementary material for this article, please visit <https://doi.org/10.1017/qua.2018.94>

REFERENCES

- Bénard, Y., 1996. Les techniques de fabrication des lames minces de sol. [In French.] *Cahiers techniques Institut Nationale de Recherche Agronomique* 37, 29–42.
- Benkaddour, A., 1993. Changements hydrologiques et climatiques dans le Moyen Atlas Marocain: chronologie, minéralogie, géochimie isotopique et élémentaire des sédiments lacustres de Tigalmamine. [In French.] PhD dissertation, Université Paris-Sud, Orsay.
- Benkaddour, A., Rhoujjati, A., Nour El Bait, M., 2008. Hydrologie et sédimentation actuelles au niveau des lacs Iffer et Aguelmam Azizga (Moyen Atlas, Maroc). In: H. Aouraghe, H. Haddoumi & K. El Hammouti (eds.), *Le Quaternaire marocain dans son contexte méditerranéen*. [In French]. Actes de la quatrième rencontre des quaternaristes marocains (RQM4), Oujda, 15-17 novembre 2007. Volume 1: Géologie, Paléoenvironnements et Datations. Publications de la Faculté des Sciences d'Oujda, Oujda, 108–118.
- Bouaicha, R., Benabdelfadel, A., 2010. Variabilité et gestion des eaux de surface au Maroc. [In French.] *Sécheresse* 21, 1–5.
- Brauer, A., Mangili, C., Moscariello, A., Witt, A., 2008. Palaeoclimatic implications from micro-facies data of a 5900 varve time series from the Piànico interglacial sediment record, southern Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 259, 121–135.
- Burnett, A., Soreghan, M., Scholz, C., Brown, E., 2011. Tropical East African climate change and its relation to global climate: a record from Lake Tanganyika, tropical East Africa, over the past 90 + kyr. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 303, 155–167.
- Cambray, R.S., Playford, K., Lewis, G.N.J., Carpenter, R.C., 1989. *Radioactive Fallout in Air and Rain: Results to the End of 1987*. AERE-R-13226. Atomic Energy Research Establishment, Harwell.
- Carroll, A.R., 1998. Upper Permian lacustrine organic facies evolution, Southern Junggar Basin, NW China. *Organic Geochemistry* 25, 649–667.
- Chapron, E., Ariztegui, D., Mulsow, S., Villarosa, G., Pino, M., Outes, V., Juvigné, E., Crivelli, E., 2006. Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia. *Quaternary International* 158, 58–71.
- Chawchai, S., Kylander, M.E., Chabangborn, A., Löwemark, L., Wohlfarth, B., 2016. Testing commonly used X-ray fluorescence core scanning-based proxies for organic-rich lake sediments and peat. *Boreas* 45, 185–189.
- Corella, J.P., Benito, G., Rodríguez-Lloveras, X., Brauer, A., Valero-Garcés, B.L., 2014. Annually-resolved lake record of extreme hydro-meteorological events since AD 1347 in NE Iberian Peninsula. *Quaternary Science Reviews* 93, 77–90.
- Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multifunction X-ray core scanner. In: Rothwell, R.G. (Ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Special Publications 267. Geological Society of London, London, pp. 51–63.
- Cuven, S., Francus, P., Lamoureux, S.F., 2010. Estimation of grain size variability with micro X-ray fluorescence in laminated lacustrine sediments, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Journal of Paleolimnology* 44, 803–817.
- Czymzik, M., Brauer, A., Dulski, P., Plessen, B., Naumann, R., von Grafenstein, U., Scheffler, R., 2013. Orbital and solar forcing of shifts in Mid- to Late-Holocene flood intensity from varved sediments of pre-alpine Lake Ammersee (southern Germany). *Quaternary Science Reviews* 61, 96–110.
- Damnati, B., 2000. Holocene lake records in northern Hemisphere of Africa. *Journal of African Earth Sciences* 31, 253–262.
- Damnati, B., 2009. Données lacustres et reconstitution du climat en Afrique Nord hémisphère depuis le dernier maximum glaciaire jusqu'à l'Actuel. [In French.] *Africa Geoscience Reviews* 16, 49–59.
- Damnati, B., Etebaai, I., Benjilani, H., El Khoudri, K., Reddad, H., Taieb, M., 2016. Sedimentology and geochemistry of lacustrine terraces of three Middle Atlas lakes: paleohydrological changes for the last 2300 cal. BP in Morocco (western Mediterranean region). *Quaternary International* 404, 163–173.
- Damnati, B., Etebaai, I., Reddad, H., Benhardouz, H., Benhardouz, O., Miche, H., Taieb, M., 2012. Recent environmental changes and human impact since mid-20th century in Mediterranean lakes: Ifrah, Iffer and Afourgagh, Middle Atlas Morocco. *Quaternary International* 262, 44–55.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. 3rd ed. Longman, London.
- Demory, F., Oberhänsli, H., Nowaczyk, N.R., Gottschalk, M., Wirth, R., Naumann, R., 2005. Detrital input and early diagenesis in sediments from Lake Baikal revealed by rock magnetism. *Global and Planetary Change* 46, 145–166.
- Driouech, F., Déqué, M., Sánchez-Gómez, E., 2010. Weather regimes-Moroccan precipitation link in a regional climate change simulation. *Global and Planetary Change* 72, 1–10.
- Esper, J., Frank, D., Büntgen, U., Verstege, A., Luterbacher, J., Xoplaki, E., 2007. Long-term drought severity variations in Morocco. *Geophysical Research Letters* 34. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GL030844>.
- Etebaai, I., Damnati, B., Reddad, H., Benhardouz, H., Benhardouz, O., Miche, H., Taieb, M., 2012. Impacts climatiques et anthropiques sur le fonctionnement hydrogéochimique du Lac Ifrah (Moyen Atlas marocain). [In French.] *Hydrological Science Journal* 57, 547–561.

- Flower, R.J., Foster, I.D.L., 1992. Climatic implications of recent changes in lake level at Lac Azizga (Morocco). *Bulletin de la Société Géologique de France* 163, 91–96.
- Flower, R.J., Stevenson, A.C., Dearing, J.A., Foster, I.D., Airey, A., Rippey, B., Wilson, J.P.F., Appleby, P.G., 1989. Catchment disturbance inferred from paleolimnological studies of three contrasted sub-humid environments in Morocco. *Journal of Paleolimnology* 1, 293–322.
- Gao, X., Pal, J.S., Giorgi, F., 2006. Projected changes in mean and extreme precipitation over the Mediterranean region from a high resolution double nested RCM simulation. *Geophysical Research Letters* 33, L03706. <http://dx.doi.org/10.1029/2005GL024954>.
- Gayral, P., Panouse, J.B., 1954. L'Aguelmame azizga recherches physiques et biologiques. [In French.] *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles et Physiques du Maroc*, 1954, 34, 135–159.
- Giguet-Covex, C., Arnaud, F., Enters, D., Poulenard, J., Millet, L., Francus, P., David, F., Rey, P.-J., Wilhelm, B., Delannoy, J.-J., 2012. Frequency and intensity of high-altitude floods over the last 3.5 ka in northwestern French Alps (Lake Anterne). *Quaternary Research* 77, 12–22.
- Gilli, A., Anselmetti, F.S., Glur, L., Wirth, S.B., 2013. Lake sediments as archives of recurrence rates and intensities of past flood events. In: Schneuwly-Bollschweiler, M., Stoffel, M., Rudolf-Miklau, F. (Eds.), *Dating Torrential Processes on Fans and Cones: Advances in Global Change Research*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 225–242.
- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Global and Planetary Change* 63, 90–104.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P., Mélières, M.-A., 2007. High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews* 26, 2644–2660.
- Hahn, A., Kliem, P., Oehlerich, M., Ohlendorf, C., Zolitschka, B., Team, P.S., 2014. Elemental composition of the Laguna Potrok Aike sediment sequence reveals paleoclimatic changes over the past 51 ka in southern Patagonia, Argentina. *Journal of Paleolimnology* 52, 349–366.
- IPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [Stocker, T. F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.
- Jouve, G., Francus, P., Lamoureux, S., Provencher-Nolet, L., Hahn, A., Habertzell, T., Fortin, D., Nuttin, L., 2013. Microsedimentological characterization using image analysis and μ -XRF as indicators of sedimentary processes and climate changes during Lateglacial at Laguna Potrok Aike, Santa Cruz, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 71, 191–204.
- Jouve, G., Lisé-Pronovost, A., Francus, P., De Coninck, A., 2017. Climatic influence of the latest Antarctic isotope maximum of the last glacial period (AIM4) on Southern Patagonia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 472, 33–50.
- Knippertz, P., Christoph, M., 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, 67–88.
- Kylander, M.E., Ampel, L., Wohlfarth, B., Veres, D., 2011. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science* 26, 109–117.
- Lapointe, F., Francus, P., Lamoureux, S.F., Saïd, M., Cuven, S., 2012. 1750 years of large rainfall events inferred from particle size at East Lake, Cape Bounty, Melville Island, Canada. *Journal of Paleolimnology* 48, 159–173.
- Martin, J., 1981. Le Moyen Atlas Central: étude géomorphologique. [In French.] Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc, Rabat: Editions du service géologique du Maroc, No. 258 bis, 1–447.
- Meyers, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry* 34, 261–289.
- Minyuk, P., Brigham-Grette, J., Melles, M., Borkhodoev, V.Y., Glushkova, O.Y., 2007. Inorganic geochemistry of El'gygytyn Lake sediments, northeastern Russia, as an indicator of paleoclimatic change for the last 250 kyr. *Journal of Paleolimnology* 37, 123–133.
- Mulder, T., Migeon, S., Savoye, B., Faugères, J.C., 2001. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? *Geo-Marine Letters* 21, 86–93.
- Mulder, T., Syvitski, J.P.M., Migeon, S., Faugères, J.-C., Savoye, B., 2003. Marine hyperpycnal flows: initiation, behavior and related deposits. A review. *Marine and Petroleum Geology* 20, 861–882.
- Ouda, B., El Hamdaoui, A., Ibn Majah, M., 2005. Isotopic composition of precipitation at three Moroccan stations influenced by oceanic and mediterranean air masses-IAEA. *Tecdoc* 1453, 125–140.
- Paillard, D., Labeyrie, L., Yiou, P., 1996. Macintosh program performs time-series analysis. *EOS, Transactions American Geophysical Union* 77, 379–379.
- Pailler, D., Bard, E., 2002. High frequency palaeoceanographic changes during the past 140,000 yr recorded by the organic matter in sediments of the Iberian Margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 181, 431–452.
- Schneider, J.-L., Pollet, N., Chapron, E., Wessels, M., Wassmer, P., 2004. Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany. *Sedimentary Geology* 169, 75–91.
- Schnurrenberger, D.S., Russell, J.M., Kelts, K.R., 2003. Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components. *Journal of Paleolimnology* 29, 141–154.
- Simonneau, A., Chapron, E., Vannièrè, B., Wirth, S.B., Gilli, A., Di Giovanni, C., Anselmetti, F.S., Desmet, M., Magny, M., 2013. Mass-movement and flood-induced deposits in Lake Ledro, southern Alps, Italy: implications for Holocene palaeohydrology and natural hazards. *Climate of the Past* 9, 825–840.
- St-Onge, G., Mulder, T., Piper, D.J.W., Hillaire-Marcel, C., Stoner, J.S., 2004. Earthquake and flood induced turbidites on the Saguenay Fjord (Québec): a Holocene paleoseismicity record. *Quaternary Science Reviews* 23, 283–294.
- Tramblay, Y., Neppel, L., Carreau, J., Najib, K., 2012. Non-stationary frequency analysis of heavy rainfall events in southern France. *Hydrological Sciences Journal* 58, 1–15.
- 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.

Recent hydrological variability of the Moroccan Middle Atlas Mountains

17

- Tucker, M.E., 1991. *Sedimentary Petrology: An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks*. Blackwell Science Publications, Cambridge.
- Unkel, I., Björck, S., Wohlfarth, B., 2008. Deglacial environmental changes on Isla de los Estados (54.4°S), southeastern Tierra del Fuego. *Quaternary Science Reviews* 27, 1541–1554.
- Vanniere, B., Magny, M., Wirth, S., Simonneau, A., Gilli, A., Joannin, S., Chapron, E., Anselmetti, F., 2013. 10000 years of floods frequency, human induced soil erosion and climate changes at Lake Ledro (Northern Italy). *Climate of the Past, European Geosciences Union (EGU)* 9, 1193–1209.
- Vidal, L., Rhoujjati, A., Adallal, R., Jouve, G., Bard, E., Benkaddour, A., Chapron, E., *et al.* 2016. Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments. In: Thiébaud S., Moatti Jean-Paul (eds.). *The Mediterranean Region under Climate Change*. Marseille: IRD; AllEnvi, 57-69. (Synthèses). COP. Convention des Parties de la convention Cadre des Nations Unies sur le Changement climatique, 22., Marrakech (MAR), 2016/11/7-18. ISBN 978-2-7099-2219-7.
- Wassenburg, J.A., Immenhauser, A., Richter, D.K., Niedermayr, A., Riechelmann, S., Fietzke, J., Scholz, D., *et al.*, 2013. Moroccan speleothem and tree ring records suggest a variable positive state of the North Atlantic Oscillation during the Medieval Warm Period. *Earth and Planetary Science Letters* 375, 291–302.
- Weltje, G.J., Tjallingii, R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: theory and application. *Earth and Planetary Science Letters* 274, 423–438.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Crouzet, C., Brisset, E., Chaumillon, E., Disnar, J.-R., *et al.*, 2012. 1400 years of extreme precipitation patterns over the Mediterranean French Alps and possible forcing mechanisms. *Quaternary Research* 78, 1–12.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Magand, O., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., *et al.*, 2013. Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the NW European Alps. *Journal of Quaternary Science* 28, 189–199.
- Wilhelm, B., Ballesteros-Cánovas, J.A., 2016. A cross-disciplinary initiative to analyze past floods. *PAGES Magazine* 24, 76.
- Zaragosi, S., Bourillet, J.F., Eynaud, F., Toucanne, S., Denhard, B., Van Toer, A., Lanfumeu, V., 2006. The impact of the last European deglaciation on the deep-sea turbidite systems of the Celtic-Armorican margin (Bay of Biscay). *Geo-Marine Letters* 26, 317–329.

FICHE PRÉSENTATIVE DE LA THÈSE.

Prénom et NOM de l'auteur

Rachid ADALLAL

Intitulé du travail

*VARIABILITÉ ENVIRONNEMENTALE DES LACS DU MOYEN ATLAS MAROCAIN :
FONCTIONNEMENT HYDROGÉOCHIMIQUE, HYDROLOGIQUE ET RÉPONSE AU
CHANGEMENT CLIMATIQUE.*

Doctorat en Cotutelle

*Université d'Aix-Marseille (AMU)
et
Université Cadi Ayyad de Marrakech (UCAM)*

Spécialité

Géosciences de l'Environnement

Directrice de thèse

*Mme. Laurence VIDAL
Professeur (PR), Université d'Aix-Marseille*

Codirecteur de thèse

*M. Ali RHOJJATI
Professeur d'Enseignement Supérieur (PES), Université Cadi Ayyad de Marrakech*

Lieux de réalisation des travaux

** CEREGE : Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement,
Europôle de l'Arbois, BP80, 13545, Aix-en-Provence France.*

** LGR : Laboratoire Géoressources, Unité de Recherche Associée CNRST (URAC 42, BP 549, Av.
Abdelkarim El Khattabi, Guéliz Marrakech, Maroc.*

Période de réalisation du travail de thèse

Janvier 2014 à mai 2019

Cadres de coopération et soutien

- *Laboratoire d'Excellence Objectif Terre : Bassin Méditerranéen (LABEX OT-Med, bourse de thèse, 2014-2017, Université d'Aix-Marseille, France).*
- *Centre National pour la Recherche Scientifique et Technique du Maroc (CNRST, bourse d'excellence 2014-2017, Université Cadi Ayyad de Marrakech).*
- *PHC-Toubkal (partenariat Maroc-France, Projet n ° 16/38, 3 mois de mobilité).*

Valorisation scientifique

▪ *Articles:*

- **Adallal, R.**, Vallet-Coulomb, C., Vidal, L., Benkaddour, A., Rhoujjati, A., Sonzogni, C. (2019). Modelling lake water and isotope mass balance variations under Mediterranean Climate: Lake Azigza in the Moroccan middle Atlas, en review à *Regional Environmental Change*.
- Jouve, G., Vidal, L., **Adallal, R.**, Rhoujjati, A., Benkaddour, A., Chapron, E., Tachikawa, K., Bard, E., Courp, T., Dezileau, L., Hebert, B., Rapuc, W., Simmoneau, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F. (2019). Recent hydrological variability of the Moroccan Middle Atlas Mountains inferred from microscale sedimentological and geochemical analyses of lake sediments. *Quaternary Research*, 91(1), 414-430. DOI : [10.1017/qua.2018.94](https://doi.org/10.1017/qua.2018.94)

▪ *Chapitre de livre:*

- Vidal, L., Rhoujjati, A., **Adallal, R.**, Jouve, G., Bard, E., Benkaddour, A., Chapron, E., Courp, T., Dezileau, L., Garcia, M., Hebert, B., Simmoneau, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F., Tachikawa, K., Vallet-Coulomb, C., Viry, E. (2016). Past hydrological variability in the Moroccan Middle Atlas inferred from lakes and lacustrine sediments, in: Sabrié, M.-L., Gibert-Brunet, E., Mourier, T. (Eds.), *The Mediterranean Region under Climate Change*. AllEnvi, pp. 57–69. HAL-ID: [insu-01394690](https://hal.archives-ouvertes.fr/insu-01394690)

▪ *Communications Orales:*

1. **Adallal, R.**, Vallet-Coulomb, C., Benkaddour, Sonzogni, C., Sylvestre, F., Rhoujjati, A., Vidal, L. Water and isotope balances of Aguelmam Azigza lake (Middle Atlas, Morocco). 41st congress international IAH 2014: Groundwater-Challenges and Strategies, Marrakech, 15-19 September 2014.
2. Benkaddour, A., **Adallal, R.**, Rhoujjati, A., Chapron, E., Cheddadi, R., Vallet-Coulomb, C., Courp, T., Hebert, B., Idabdellah, H., Jouve, G., Marguerite, S., Meulé, S., Sonzogni, C., Sylvestre, F., Vidal, L. Limnological and hydrochemical preliminary results from Azigza lake, Middle Atlas Morocco. Symposium in memory of Françoise Gasse (1942-2014): Tropical deserts and lakes through time Paleohydrology, Isotope geochemistry, Climate and Societies. CEREGE, Europôle de l'Arbois, Aix en Provence, France, 1-2 July 2015.
3. Benkaddour, A., Vidal, L., **Adallal, R.**, Coulomb, C. V., Nourelbait, M., Rhoujjati, A., Sonzogni, C., Cheddadi, R. (2016). New lacustrine records from the Moroccan Middle Atlas. in : Chase, B., Kirsten, K., Quick L. (eds.), *The African Quaternary: environments, ecology and humans* Inaugural AFQUA conference, CapeTown, South Africa, 30/01–07/02 2015, *Quaternary International*, 404 (part B), 176. DOI: [10.1016/j.quaint.2015.08.100](https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.08.100)

4. Benkaddour A., Rhoujjati A., Nourelbait M., Vidal L., Idabdellah H., **Adallal R.**, Cheddadi R. Moroccan lacustrine sediments as a valuable paleo-environmental archives. International Joint Seminar on Science and Technology: Empowering Science and Technology, Cadi Ayyad University of Marrakech (UCA), 09-11 February 2016.
 5. **Adallal, R.**, Vidal, L., Rhoujjati, A., Vallet-Coulomb, C., Benkaddour, A., Sonzogni, C., Hydrological and isotopic responses of a Moroccan mountain lake to recent climate change. 23^{ème} congrès de l'école doctorale Sciences de l'Environnement (ED251), Marseille, 27-28 avril 2016.
<https://www.cerege.fr/sites/default/files/images/Enseignement/-55.pdf>
 6. Vallet-Coulomb, C., **Adallal, R.**, Vidal, L., Benkaddour, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F., Rhoujjati, A. Modelling lake level and isotopic composition variations over the last century in the Moroccan Middle Atlas. Colloque MISTRALS : Impacts des changements climatiques en Méditerranée, Montpellier, France, 16-18 octobre 2017.
https://cc-mistrals2017.sciencesconf.org/data/Vallet_Coulomb.pdf
 7. Jouve, G., Vidal, L., **Adallal, R.**, Rhoujjati, A., Benkaddour, A., Chapron, E., Tachikawa, K., Bard, E., Courp, T., Dezileau, L., Hebert, B., Rapuc, W., Simonneau, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F. Recent hydrological variability of the Moroccan Middle-Atlas Mountains inferred from micro-scale sedimentological and geochemical analyses of lake sediments. Vol. 21, [EGU2019-3970](#), European Union of Geosciences (EGU): General Assembly 2019, Vienna, Austria, 7-2 April 2019.
- *Communications affichées:*
1. **Adallal, R.**, Vidal, L., Rhoujjati, A., Vallet-Coulomb, C., Benkaddour, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F. Variabilité hydrologique du lac Azigza (Moyen Atlas marocain) : Résultats préliminaires. Journée de restitution des projets lauréats de l'AOI ECCOREV 2012, Aix en Provence, France, 20 février 2014.
<https://www.eccorev.fr/IMG/pdf/PosterADALLAL20fev.pdf>
 2. **Adallal, R.**, Vidal, L., Rhoujjati, A. Variabilité environnementale des lacs du Moyen Atlas marocain. 21^{ème} Congrès des Doctorants En Sciences de l'Environnement (ED251), Europoôle de l'Arbois, Aix en Provence, 15-16 avril 2014.
https://docs.wixstatic.com/ugd/746ca0_9981765692f246118e79b9b7f61a1da2.pdf
 3. **Adallal, R.**, Rhoujjati, A., Vidal, L., Vallet-Coulomb, C., Benkaddour, A., Sonzogni, C. Hydrochemical behavior and modern sedimentation in Azigza and Tiguelmamine lakes (Middle Atlas, Morocco). 41st congress international IAH 2014: Groundwater-Challenges and Strategies, Marrakech, 15-19 September 2014.
 4. **Adallal, R.**, Vallet-Coulomb, C., Benkaddour, Sonzogni, C., A., Rhoujjati, A., Vidal, L. Simulation of the hydrological and isotopic balance of an endorheic lake at a monthly time step (azigza lake, middle atlas, morocco). International Symposium on Isotope Hydrology IAEA: Revisiting Foundations and Exploring Frontiers-CN225, Vienna, Austria, 11–15 May 2015.
<https://conferences.iaea.org/indico/event/49/contributions/9236/contribution.pdf>

5. Jouve, G., Vidal, L., **Adallal, R.**, Bard, E., Benkaddour, A., Chapron, E., Courp, T., Dezileau, L., Hebert, B., Rhoujjati, A., Simonneau, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F., Tachikawa, K., Viry, E. Reconstruction de la variabilité hydrologique récente, et des événements extrêmes de précipitations dans le Moyen-Atlas marocain : analyse micro-échelle de sédiments lacustres. 15^{ième} congrès de l'ASF (Association des Sédimentologues Français), Chambéry SAVOIE, France, 13-15 octobre 2015.
https://asf2015.sciencesconf.org/conference/asf2015/pages/BookASF2015_versionenvoyee.pdf
6. **Adallal, R.**, Vallet-Coulomb, C., Benkaddour, Sonzogni, C., A., Rhoujjati, A., Vidal, L. Simulation of the hydrological and isotopic balance of an endorheic lake at a monthly time and daily steps (azigza lake, middle atlas, morocco). International Conférence MISTRALS: Environment in the Mediterranean statements and prospects for research and society, Marseille, France, 20-22 October 2015.
7. Jouve, G., Vidal, L., **Adallal, R.**, Bard, E., Benkaddour, A., Chapron, E., Courp, T., Dezileau, L., Hebert, B., Rhoujjati, A., Simmonneau, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F., Tachikawa, K., Viry, E., Recent hydrological variability and extreme precipitation events in Moroccan Middle-Atlas Mountains derived from micro-scale investigation of lacustrine sediments. International Conférence MISTRALS: Environment in the Mediterranean statements and prospects for research and society, Marseille, France, 20-22 October 2015.
8. Jouve, G., Vidal, L., **Adallal, R.**, Bard, E., Benkaddour, A., Chapron, E., Courp, T., Dezileau, L., Hebert, B., Rhoujjati, A., Simonneau, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F., Tachikawa, K., Viry, E. Recent hydrological variability and extreme precipitation events in Moroccan Middle-Atlas Mountains: micro-scale analyses of lacustrine sediments. Vol. 18, [EGU2016-947](#), European Union of Geosciences (EGU): General Assembly 2016, Vienna, Austria, 17-22 April 2016. HAL-ID: [hal-01875548](#)
9. Jouve, G., Vidal, L., **Adallal, R.**, Bard, E., Benkaddour, Chapron, E., A., Courp, T., Dezileau, L., Hebert, B., Rhoujjati, A., Simonneau, A., Delanghe, D., Borshneck1 D., F. Rostek F., Sonzogni, C., Sylvestre, F., Tachikawa, K. Recent hydrological variability of the Moroccan Middle-Atlas Mountains inferred from sedimentological and geochemical analyses of lake sediments. Colloque on Climate and Societies in the Mediterranean during the Last Two Millennia: Current state of knowledge and research perspectives, Aix-Marseille University, Aix en Provence, 8-9 March 2017.
http://www.otmed.fr/sites/default/files/Abstracts_BOOK_conference_2017_Aix_en_Provence.pdf
10. Jouve, G., Vidal, L., **Adallal, R.**, Chapron, E., Bard, E., Benkaddour, A., Courp, T., Dezileau, L., Hebert, B., Rhoujjati, A., Simonneau, A., Sonzogni, C., Sylvestre, F., Rapuc, W., Tachikawa, K. Recent hydrological variability of the Moroccan Middle Atlas Mountains inferred from micro-scale sedimentological and geochemical analyses of lake sediments. International Meeting of Sedimentology 2017, Toulouse, 10-12 October 2017.
https://ims2017.sciencesconf.org/data/IMS_2017_Abstracts_book.pdf
11. Vidal, L., Jouve, G., Idabdellah, H., **Adallal, R.**, Tachikawa, K., Benkaddour, A., Rhoujjati, A., Sonzogni, C. Historical and paleo-hydrological changes recorded from Moroccan middle atlas lakes inferred from sedimentological and geochemical approaches. MedCLIVAR 2018 conference; Bridging the Mediterranean climates. Belgrade, Serbia, 18-21 September 2018.
<http://www.medclivar2018conf.eu/index.php/book-of-abstracts>