

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة الجيلالي بونعامة – خميس مليانة

UNIVERSITE DJILALI BOUNAAMA– KHEMIS-MILIANA



Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des Sciences de la Terre

Département : Sciences de la Terre

Spécialité : Hydrogéologie

Mémoire de fin d'étude pour l'obtention de diplôme de Master

Thème

**Approche intégrée pour l'évaluation et la mise en valeur des ressources en
eaux souterraines dans le bassin versant du Bas Cheliff**

Préparé par:

- Attachi Abdelhadi
- Felkat Abdelaziz

Devant le jury :

Président	SADEUK BEN ABBAS Abdelkader	MCB
Promoteur	BOUCEFIANE Abdelkader	MCB
Examineur	ZEDAM Miloud	MAA

Année universitaire : 2020/2021

Dédicaces

Allah soit loué et tout le meilleur de Allah
Tout cela grâce à notre maître Muhammad notre Prophète
A celle qui m'a donné la vie, ma bien-aimée mère
A celui qui a fait de moi ce que je suis, mon cher père
A mes Chere grand-mère << lala et ma allala>>
A mes chers frères<< Abdelhamid ;Yahia ;Brahim >>
A mes Chere sœurs<< Mariam ;Aicha ;akila>>,
A ces chers noms<<Amira ;Abdelkader ;Sah>>
A mes chères amies <<Sayah ;Ossama ;Taha ;Hammada ;Aziz ;Djodi>>,
A tout la famille<<Attachi et Hadj omer>>
A Mes camarades de la promotion d'hydrogéologie 2021;
A la famille du département de science de la Terre et l'univers (Enseignants, techniciens,
étudiants et bibliothécaire).
A tous ceux qui m'aimé-je dédie ce modeste travail

Attachi Abdelhadi

Dédicaces

A celle qui m'a donné la vie, ma bien-aimée mère

A celle qui m'a donné la vie, ma bien-aimée mère

A celui qui a fait de moi ce que je suis, mon cher père

A mes Chère grand-mère << lala et ma allala >>

A mes chères amies << Sayah ; Ossama ; Taha ; Hammada ; Aziz ; Djodi >> ,

A tout la famille << Attachi et Hadj omer >>

A Mes camarades de la promotion d'hydrogéologie 2021;

A la famille du département de science de la Terre et l'univers (Enseignants, techniciens, étudiants et bibliothécaire).

A tous ceux qui m'aime-Je dédie ce modeste travail

Felkat Abdelaziz

Remerciements

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer mes vifs remerciements: A DIEU le Tout Puissant pour la volonté, la santé et la patience qu'il m'a données durant toutes ces années d'étude.

A Monsieur Abdelkader Boucefiane mon promoteur, pour avoir accepté de diriger ce travail avec patience et compétence, pour ses précieux conseils et toute l'attention qu'il m'a accordé tout au long de ce mémoire et pour sa gentillesse.

A Monsieur Sadeuk Abbes ben Abdelkader de m'avoir fait l'honneur de présider mon jury.

A Monsieur Zedam Milioud, pour avoir accepté d'examiner mon travail.

Trouvez ici l'expression de mes vifs remerciements.

الملخص

يعد فهم السلوك الهيدرولوجي لمستجمعات المياه أمرًا ضروريًا من أجل النظر في تدابير الإدارة الرشيدة والمستدامة لموارد المياه. بشكل عام ، لا يمكن قياس العديد من مكونات توازن الماء بسهولة وغالبًا ما يكون استخدام النمذجة ضروريًا. ومع ذلك ، فإن نموذج SWAT 2012 (أداة تقييم التربة والمياه) هو أداة فعالة للغاية في مجال النمذجة الهيدرولوجية. وهكذا ، استخدمنا الأخير لتقييم قدرته على تمثيل عمل مستجمعات المياه باس شلف، الواقعة في الشمال الغربي من الجزائر وهي جزء من حوض شلف الكبير.

في هذه المذكرة، حاولنا تقييم وتطوير موارد المياه الجوفية لحوض شلف السفلي ، ومعالجة عدم فهم الإطار الهيدروغرافي والتوزيع الزمني والمكاني لهطول الأمطار في المنطقة. للقيام بذلك استخدمنا نموذج SWAT 2012 ؛ وقد مكنتنا ذلك من معالجة وتحليل العديد من البيانات الهيدرولوجية والزراعية من أجل التنبؤ بآثار إدارة الأراضي على الموارد المائية.

كانت النتائج مرضية تمامًا، فمعايرة النموذج من خلال عمليات المحاكاة المختلفة بعشرة (10) متغيرات ، جعلت من الممكن إعادة إنتاج مخطط هيدروغرافي للتدفق المسجل عند مخرج الحوض خلال الفترة 2005-2011. أسفرت معايير تقييم النموذج عن قيم مشجعة للغاية ($R^2 = 0.73$ و $NS = 68\%$).

الكلمات المفتاحية: القياسات المائية والمناخية، التدفق، هطول الأمطار، المياه الجوفية، النمذجة الهيدرولوجية ، SWAT، حوض الشلف السفلي.

Résumé

La compréhension du comportement hydrologique d'un bassin versant est indispensable pour raisonner les mesures de gestion rationnelle et durable de la ressource en eau. Généralement, plusieurs composantes du bilan hydrique ne sont pas facilement mesurables et le recours à la modélisation est souvent nécessaire. Cependant, le modèle SWAT 2012 (Soil and Water Assessment Tool) est un outil très efficace dans le domaine de la modélisation hydrologique. Ainsi, nous avons utilisé ce dernier pour évaluer sa capacité à représenter le fonctionnement du bassin versant du Bas Cheliff, situé au nord-ouest de l'Algérie et fait partie du grand bassin du Chélif.

Dans ce mémoire, nous avons essayé d'évaluer et de développer les ressources en eaux souterraines du bassin Bas de Cheliff, et de répondre au manque de compréhension du cadre hydrographique et la distribution temporelle et spatiale des précipitations dans la région. Pour ce faire nous avons utilisé le modèle SWAT 2012 ; cela nous a permis de manipuler et d'analyser de nombreuses données hydrologiques et agronomiques en vue de prédire les effets de la gestion des terres sur la ressource hydrique.

Les résultats sont assez satisfaisants, le calage du modèle à travers les différentes simulations avec dix (10) paramètres, a permis de reproduire les hydrogrammes d'écoulement enregistrés à l'exutoire du bassin durant la période 2005-2011. Les critères d'évaluation du modèle ont donné des valeurs ($NS = 68\%$ et $R^2 = 0.73$) très encourageant.

Mots clés : Mesures hydro-climatologique, le débit, précipitations, eaux souterraines, Modélisation Hydrologique, SWAT, Bas Cheliff,

Abstract

Understanding the hydrological behavior of a watershed is essential in order to consider rational and sustainable management measures for water resources. Generally, several components of the water balance are not easily measurable and the use of modeling is often necessary. However, the SWAT 2012 model (Soil and Water Assessment Tool) is a very effective tool in the field of hydrological modeling. Thus, we used the latter to assess its ability to represent the functioning of the Lower Cheliff watershed, located in the north-west of Algeria and is part of the large Chéliff basin.

In this thesis, we have attempted to assess and develop the groundwater resources of the Lower Cheliff Basin, and address the lack of understanding of the hydrographic framework and the temporal and spatial distribution of precipitation in the region. To do this we used the SWAT 2012 model; this has enabled us to manipulate and analyze numerous hydrological and agronomic data in order to predict the effects of land management on water resources.

The results are quite satisfactory, the calibration of the model through the various simulations with ten (10) parameters, made it possible to reproduce the flow hydrographs recorded at the outlet of the basin during the period 2005-2011. The model's evaluation criteria yielded very encouraging values (NS = 68% and $R^2 = 0.73$).

Keywords: Hydro-climatological measurements, flow, precipitation, groundwater, Hydrological Modeling, SWAT, Lower Cheliff,

Sommaire

المخلص	iv
Résumé.....	v
Abstract	vi
Liste des Tableaux.....	x
Liste des Figures	xi
Introduction générale.....	1
I. Aperçu bibliographique	2
I.1 Problématique de quantité de l'eau et gestion intégrée.....	2
I.2 La gestion intégrée des ressources en eau	2
I.2.1 Définition de la gestion intégrée des ressources en eau :	3
I.3 Les ressources en eaux.....	4
I.3.1 Définition :	4
I.3.2 Les ressources en eaux superficielles.....	5
I.3.3 Les ressources en eaux souterraines.....	5
I.4 Estimation des ressources en eau souterraines.....	6
I.4.1 Techniques d'estimation de la recharge	6
I.4.2 La modélisation hydrologique.....	9
I.5 Le modèle SWAT	11
I.5.1 La structure du modèle SWAT (Outil d'évaluation des eaux et du sol)	12
I.6 Synthèses des travaux réalisés à l'aide du modèle Swat	13
II. Présentation de la zone d'étude :	21
II.1 Situation géographique.....	21
II.2 Aperçu géomorphologique de la région d'étude	22
II.2.1 Orographies	22
II.3 Aperçu hydro climatologique.....	23
II.3.1 Aperçu hydrologique.....	23
II.3.2 Caractéristiques morphologiques du bassin versant.....	23
II.3.3 Rectangle équivalent	24
II.3.4 Courbe hypsométrique	25
II.3.5 Indice de pente globale " I_g "	25
II.3.6 Dénivelée spécifique " D_s "	25
II.3.7 Pente moyenne " I_m "	26
II.3.8 Densité de drainage " D_d "	26
II.3.9 Temps de concentration " T_c "	27

II.4 Synthèse Récapitulative du bassin versant de bas Cheliff.....	27
II.4.1 Hydrographie.....	27
II.5 Aperçu climatique	28
II.5.1 Température	29
II.5.2 Pluviométrie	29
II.5.3 Le vent.....	29
II.5.4 L'humidité.....	30
II.5.5 L'Evapotranspiration.....	30
II.6 Synthèse géologique	30
II.6.1 Cadre géologique Générale	30
II.7 Lithostratigraphie	32
II.7.1 Les formations anti-néogènes.....	32
II.7.2 Les formations néogènes et quaternaires	32
II.7.3 Les terrains quaternaires.....	34
II.7.4 Tectonique souple	37
II.7.5 Tectonique cassante.....	38
II.8 Les formations aquifères de la région d'étude	39
II.8.1 Distinction des formations aquifères.....	39
II.8.2 Aquifère des calcaires à lithothamnium du Miocène	39
II.8.3 Aquifère du Pliocène marin.....	40
II.8.4 Aquifère des grés à Hélix du Pliocène supérieure continental.....	40
II.8.5 Aquifère du Quaternaire-Pliocène continentale	40
II.8.6 Piézométrie et relation entre les aquifères.....	41
III. Matériel et méthodes de travail.....	42
III.1 Le modèle SWAT.....	42
III.1.1 Choix du modèle	42
III.1.2 Le principe de fonctionnement d'Arc Swat	42
III.1.3 Discrétisation des processus dans le modèle SWAT	43
III.2 Structure et fonctionnement du modèle SWAT.....	44
III.2.1 Module hydrologique de SWAT	44
III.2.2 Détail des processus	45
III.3 Les données utilisées	53
III.3.1 Les données topographiques	53
III.3.2 Occupation du sol.....	53
III.3.3 Les données Pédologiques	54
III.3.4 Les données climatiques :	55
IV. Résultats et discussion.....	56
IV.1 Calage et calibration des paramètres du modèle.....	56

IV.1.1	Procédure du calage du modèle	56
IV.2	Le calage et validation du modèle	58
IV.2.1	Résultats du calage du modèle	59
	Conclusion générale	63
	Perspectives.....	64
	Références bibliographiques	65

Liste des Tableaux

Tableau II-1: morphologie du bassin versant du bas Cheliff	23
Tableau II-2: Classification du relief (Laborde, 2000).	26
Tableau II-3: Synthèse des caractéristiques générales du bassin versant du bas Cheliff.	27
Tableau II-4:Données des moyennes mensuelles et inter annuelles des températures de la station de Chlef (1995-2020).....	29
Tableau II-5 : Précipitations moyennes mensuelles	29
Tableau III-1 : Stations Climatiques retenues (période d'observation 1979-2014)	55
Tableau IV-1 : Critères d'évaluation d'un modèle journalier à l'échelle d'un bassin versant (Moriasi et al., 2015).....	58
Tableau IV-2 : Valeurs limites des paramètres du calage du modèle SWAT.....	58
Tableau IV-3 : Valeurs adoptées après calage des paramètres du modèle SWAT.	61
Tableau IV-4 : Synthèse des principaux facteurs du bilan hydrologique du bassin du Bas Cheliff (Période 1979-2014)	62

Liste des Figures

Figure I-1: Cycle hydrologique considéré par le modèle SWAT.....	12
Figure I-2 : Structure des processus de modélisation du modèle ArcSwat (Mengistu, et al. 2019).....	13
Figure II-1: Situation géographique de la zone d'étude.....	21
Figure II-2: aperçu général du réseau hydrographique dans la plaine du bas Cheliff du bas Cheliff (d'après Thomas, 1985).....	28
Figure II-3: Structure du Tell « centre ouest » (F.ACHOUR, 1997).....	31
Figure II-4: Cadre géologique du bassin du Chellif (Perrodon 1967 - Mattauer 1958).....	32
Figure II-5: stratigraphique synthétique de la région d'étude. e = 1/10.000 (ACHOUR, 1997).....	36
Figure II-6: Evolution paléogéographique du bassin du Cheliff (Perrodon, étude hydrologique par prospection électrique et sismique d'oued Sly; 1966).....	38
Figure II-7: Situation des failles principales dans le bassin du bas Chélif, (MEGHRAOUI et al, 1986).....	39
Figure II-8: Schéma structural du calcaire à lithothamnium de l'oued Sly à oued Taflout sismique d'oued Sly, 1966).....	40
Figure III-1: Représentation des sous-bassins et des Hydrological Response Units (HRUs) du modèle SWAT.....	44
Figure III-2: Principe de la modélisation SWAT (<i>source : Arnold et al. 2005</i>).....	45
Figure III-3: MNT et délimitation des Bassins versant de la zone d'étude.....	53
Figure III-4: Classes d'occupation du sol avec les paramètres associés dans la base de données.....	54
Figure III-5: Carte des sols de la région du Bas-Chélif (FAO, 2021).....	55
Figure IV-1 : Débits simulés et observés durant la période 2005-2011.....	59
Figure IV-2: Ecarts entre les débits observés et simulés pour la période 2005-2011.....	60
Figure IV-3: Corrélation entre les débits observés et simulés pour la période 2005-2011.....	60
Figure IV-4 : Bilan Hydrologique globale moyen sur la période 1979-2014.....	61

Introduction générale

L'eau est essentielle à la vie. C'est le moteur de la croissance économique et une base importante pour le maintien d'un écosystème sain et de la vie elle-même. Les ressources en eau, leur gestion et leur éventuelle dégradation sont importantes pour les composantes des ressources en terres et les effets sur les terres. La détérioration de la quantité et de la qualité de l'eau doit être évaluée plus avant dans les zones où ce problème est considéré comme critique.

En Algérie, outre une pluviométrie insuffisante qui a duré plusieurs années, la sécheresse, les pénuries d'eau de surface et la demande en eau associée ont entraîné une baisse de la quantité et de la qualité des eaux souterraines. Ces dernières années, la raréfaction des ressources en eau de surface a conduit à une exploitation intensive des eaux souterraines, entraînant une forte baisse des niveaux d'eau. Le volume d'eau attribue n'est jamais totalement distribue ; en tenant compte du des équilibre entre l'offre et la demande, l'adoption d'une approche rationnelle dans la gestion de l'eau s'avère indispensable

Des nombreuses études ont été élaborées dans le but d'obtenir plus d'information sur urgent d'évaluer et de développer les ressources en eaux souterraines, ainsi que le manque général de compréhension du cadre hydrogéologique, ainsi de connaître l'influence et les impacts de ces changements sur les différentes ressources en eau superficielle et souterraines.

L'objectif de cette étude est Approche intégrée pour l'évaluation et la mise en valeur et gérer rationnellement des ressources en eaux souterraines

Pour cette raison, nous avons choisi d'utiliser le modèle Arc SWAT pour modéliser les ressources en eau dans la région du bas Cheliff. La création « statique » du modèle peut être considérée comme un effort pour reconstruire la réalité, y compris la taille, la topographie, le réseau hydrologique, et type d'occupation du sol du bassin étudié. Types de sols, lacs et toutes leurs caractéristiques respectives ce travail, composé de quatre parties, sera particulièrement axé sur les approches suivantes :

La première partie présente les ressources en eau générales, la gestion générale des ressources en eau et l'évaluation des ressources en eau souterraine pour mieux gérer la synthèse de la littérature sur ces ressources en eau, et présente brièvement la modélisation dans le modèle SWAT.

La deuxième partie vise à introduire la zone d'étude du point de vue de la géographie et du climat.

La troisième partie se concentre sur le modèle ArcSwat et les données requises par le modèle.

Enfin, la quatrième partie est consacrée aux résultats obtenus après application du modèle SWAT et leur interprétation aux données du bassin du Bas Cheliff.

Chapitre I :

Aperçu bibliographique

I. Aperçu bibliographique

En Algérie, surtout durant les dernières années, la pénurie des ressources en eau de surface a conduit à une exploitation massive des eaux souterraines, ce qui a entraîné une forte baisse des niveaux d'eau. La quantité d'eau allouée n'a jamais été complètement allouée; compte tenu du déséquilibre entre l'offre et la demande, il est important d'adopter des méthodes raisonnables de gestion de l'eau.

Afin d'obtenir plus d'informations sur l'urgence d'évaluer et de développer les ressources en eau souterraine, ainsi que sur le manque général de compréhension du cadre hydrogéologique et de l'impact de ces changements sur les différents impacts, de nombreuses études ont été menées.

Le but de cette recherche est d'utiliser une méthode intégrée pour l'évaluation et le développement des ressources en eau souterraine et leur gestion rationnelle.

I.1 Problématique de quantité de l'eau et gestion intégrée

La gestion des ressources en eau s'inscrit désormais parmi les critères de décisions politico-sociaux tant à l'échelle municipale que nationale. En abondance ou en pénurie, la gestion de l'eau comme ressource naturelle nous oblige à faire face à de nombreux défis qui doivent nécessairement s'inscrire dans un contexte de développement durable afin d'allier les aspects environnementaux, économiques, sociaux et même technologiques. Petrella (1998) présente d'ailleurs l'eau comme un pacte social dans son manifeste de l'eau pour le XXI^e siècle. Six principes y sont énoncés par l'auteur afin de répondre à la crise imminente de l'eau, celle-ci étant surnommé l'« or bleu » :

- la disponibilité et l'accessibilité de l'eau potable doit être un droit humain universel, indivisible et inaliénable,
- l'eau est un bien commun, un patrimoine de l'humanité qui ne doit pas être une marchandise,
- la gouvernance de l'eau relève de la responsabilité publique de l'État,
- le financement de la gestion de l'eau doit être effectué par la collectivité,
- le citoyen doit être au centre des décisions,
- une nouvelle architecture politique mondiale doit faire le jour et empêcher toute guerre de l'eau.

Tel que les énoncés de ce manifeste, la gestion et la protection des ressources en eau sont toujours actualité.

I.2 La gestion intégrée des ressources en eau

Dans la pratique, la gestion intégrée des ressources en eau varie d'un environnement à l'autre au niveau opérationnel, le défi est de traduire les principes acceptés en actions concrètes. Pour cette raison, on se tourne souvent vers la gestion dite intégrée des ressources en eau, dans laquelle la « gestion » inclut à la fois le concept de gestion et le concept de développement. Cependant, le concept de gestion intégrée des ressources en eau n'a

actuellement pas de définition claire et fait l'objet d'intenses débats. Par conséquent, les institutions régionales et nationales doivent développer leurs propres pratiques de gestion intégrée sur la base de cadres participatifs qui émergent progressivement aux niveaux mondial et régional. Il en est de même pour les modes de gestion qui prennent en compte toutes les activités ayant un impact sur les ressources en eau du bassin. Il considère la capacité du bassin versant à soutenir différentes utilisations de l'eau et à acquérir une perspective globale afin de protéger les ressources et les utilisations de l'eau pour les générations futures.

I.2.1 Définition de la gestion intégrée des ressources en eau :

La gestion intégrée des ressources en eau est un processus qui favorise le développement et la gestion coordonnés de l'eau, des terres et des ressources connexes afin de maximiser le bien-être économique et social qui en résulte de manière équitable sans mettre en danger d'importants écosystèmes de développement durable (Partenariat mondial pour l'eau/Comité consultatif technique).

I.2.1.1 Approche intégrée

Ce principe souligne la nécessité d'adopter une approche de gestion intégrée, prenant en compte toutes les caractéristiques du cycle de l'eau et son interaction avec d'autres ressources naturelles et écosystèmes. Le principe reconnaît également que l'eau est nécessaire à de nombreuses fins et est liée à divers services et fonctions. Par conséquent, la gestion intégrée doit tenir compte des exigences et des menaces associées à cette ressource.

I.2.1.2 Approche institutionnelle globale

La gestion globale des ressources en eau implique non seulement la gestion des systèmes naturels, mais aussi la coordination de diverses activités humaines qui créent une demande en eau, définissent l'utilisation des terres et génèrent des déchets d'origine hydrique. Afin de mettre en place une économie politique sensible aux enjeux de l'eau, il est nécessaire de coordonner la prise de décision à tous les niveaux (des ministères nationaux aux autorités locales ou aux organisations communautaires). De plus, des mécanismes doivent être mis en place pour s'assurer que les décideurs des secteurs économiques tiennent compte du coût de l'eau et de sa durabilité lorsqu'ils font des choix liés à la production et à la consommation. La mise en place d'un cadre institutionnel capable d'intégrer différents systèmes humains (économiques, sociaux et politiques) est un enjeu majeur

I.2.1.3 La notion « d'intégration » en matière de gestion intégrée des ressources en eau

L'intégration est nécessaire, mais pas suffisante. L'intégration consiste à « assembler différentes parties du système et à assurer leur compatibilité et le fonctionnement normal de l'ensemble du système ». Par conséquent, l'intégration est « l'art » qui rassemble des éléments de manière liée pour former un tout cohérent.

Cependant, les responsables de la gestion des ressources en eau sont bien conscients que l'intégration en elle-même ne garantit pas la meilleure mise en œuvre des stratégies,

mécanismes et plans de gestion (car la somme de plusieurs mauvais facteurs ne donne pas nécessairement une bonne qualité).

I.2.1.4 Gestion des risques

En raison de phénomènes météorologiques ou d'une mauvaise gestion des terres, les changements dans les cours d'eau et la recharge des eaux souterraines peuvent exacerber les sécheresses et les inondations. Ces événements peuvent avoir des effets catastrophiques, causant d'importantes pertes de personnel et des dommages économiques, sociaux et écologiques. La pollution de l'eau présente un autre type de risque car elle affecte la santé humaine, le développement économique et les fonctions de divers écosystèmes. D'autres risques qui doivent être pris en compte dans la gestion et le développement des ressources en eau, en raison du type d'investissement requis, généralement à grande échelle et à long terme, les risques économiques sont loin d'être négligeables.

L'instabilité politique et les changements de gouvernement sont également des facteurs de risque importants. Jusqu'à présent, peu d'attention a été accordée aux évaluations systématiques des coûts et avantages de l'atténuation des risques pour tous les utilisateurs d'eau, et aux références par rapport à d'autres options.

I.2.1.5 Crise de la gestion de l'eau

Tous ces problèmes sont aggravés par les failles du système de gestion. Dans la gestion des ressources en eau, l'approche sectorielle encore dominante est synonyme de développement et de gestion décentralisés et non coordonnés des ressources en eau. De plus, la gestion des ressources en eau est généralement effectuée par des organisations descendantes, c'est-à-dire des organisations descendantes. Par conséquent, le principal problème vient d'une gestion inefficace et d'une concurrence de plus en plus féroce pour des ressources limitées.

I.2.1.6 Les enjeux de la gestion des ressources en eau

L'objectif est de trouver un équilibre entre l'utilisation de l'eau comme base de subsistance de la population mondiale croissante et sa protection et sa conservation pour assurer la durabilité de ses fonctions et de ses caractéristiques.

I.3 Les ressources en eaux

I.3.1 Définition :

C'est une ressource à partir de laquelle l'eau peut être obtenue et utilisée comme source d'eau au profit de l'humanité, comme l'agriculture et l'industrie. Tous ces éléments nécessitent la présence d'eau douce. La majeure partie de l'eau sur terre est de l'eau salée (97%), tandis que seulement 3% des ressources en eau sont de l'eau douce. Plus des deux tiers des ressources en eau douce existent sous forme de glace dans les glaciers et les calottes polaires. Quant aux ressources d'eau douce non gelées restantes, elles existent dans les eaux souterraines, et le reste se présente sous forme de lacs de surface, de rivières et de ruisseaux

ou sous forme de vapeur d'eau. Bien que les ressources en eau douce soient des ressources renouvelables, les réserves d'eau souterraine diminuent, ce qui peut menacer l'équilibre écologique, d'autant plus qu'il n'y a aucun risque de perturber cet équilibre.

I.3.2 Les ressources en eaux superficielles

Regroupe l'ensemble des masses d'eau courantes ou stagnantes en contact direct avec l'atmosphère. Ces eaux peuvent être douces, saumâtres ou encore salées selon leur emplacement.

Parmi les eaux de surface, on peut citer :

- Les fleuves, les rivières, les lacs, les ruisseaux, les cours d'eau,
- Les eaux de ruissellement (eaux de pluies),
- Les réservoirs,
- Les lacs de barrage,
- Les mers et les océans,
- Les eaux côtières,

Les zones humides ou eaux de transitions, c'est-à-dire toutes les masses d'eau situées à proximité des embouchures de rivières ou de fleuves (estuaires, vasières, marais côtiers, lagunes, mares, bordures de lacs...).

I.3.3 Les ressources en eaux souterraines

C'est l'eau qui s'écoule dans les cours d'eau souterrains ou s'accumule dans les aquifères. Les eaux souterraines ne se limitent pas à quelques canaux ou dépressions, tout comme les eaux de surface sont concentrées dans les rivières et les lacs. Au contraire, il est presque partout au sous-sol. Il existe dans les interstices entre les roches et les particules de sol, ou dans les fissures et les crevasses des roches.

Toutes les eaux souterraines et les eaux de surface forment l'hydrosphère terrestre.

I.3.3.1 La cause d'irrégulier des ressources

Afin d'améliorer le réseau de distribution d'eau, il faut s'attaquer méthodiquement aux raisons de cette rareté des ressources.

1) Changement climatique

Le changement climatique, en particulier le changement climatique causé par les émissions naturelles et humaines de dioxyde de carbone, a exacerbé les sécheresses et perturbé l'écoulement des eaux de source.

2) Pollution de l'air et de l'eau

La pollution joue un rôle essentiel dans le changement climatique et la rareté de l'eau. Si une source d'eau est contaminée par des déversements d'hydrocarbures ou la pollution de l'air, elle ne peut plus être utilisée comme source d'eau potable.

3) Demande du marché de l'eau

Les défis économiques associés à la surpopulation ont grandement compliqué les problèmes de ressources en eau. La demande accrue de ressources réduit effectivement la quantité disponible sur le marché. Ce genre de concurrence est particulièrement préoccupant alors que de nombreux autres problèmes sont apparus dans la gestion de nos réserves naturelles.

I.4 Estimation des ressources en eau souterraines

L'évaluation des ressources en eau nécessite généralement des techniques qui fournissent des estimations régionales de la recharge, alors que la variabilité spatiale de la recharge et le débit préférentiel sont essentiels au transport des contaminants ou à la détermination de la vulnérabilité de l'aquifère à la contamination. Les estimations de la recharge future nécessitent généralement des approches de modélisation numérique : des informations générales sur le climat ; géomorphologie, y compris topographie; végétation, irrigation, type de sol et perméabilité; cadre physiographique; géologie souterraine; et l'hydrologie (profondeur de la nappe phréatique, gains ou pertes de cours d'eau) peut être utilisée pour développer un modèle conceptuel de recharge sur un site et pour délimiter les sources de recharge.

I.4.1 Techniques d'estimation de la recharge

Les techniques d'estimation de la recharge sont subdivisées en différents types, sur la base des considérations hydrologiques et hydrogéologiques, (à savoir eau de surface, zone non saturée et zone saturée). En effet, les différentes techniques sont généralement classées en approches physiques, de traceurs ou de modélisation numérique. Cette vue d'ensemble se concentre sur les aspects de chaque approche qui sont importants dans le choix des techniques appropriées, telles que les échelles spatio-temporelles, la portée et la fiabilité des estimations de recharge.

I.4.1.1 Bilan hydrique

Les méthodes de bilan d'eau sont celles qui reposent, sous une forme ou une autre, sur une équation de bilan d'eau. Ils comprennent la plupart des modèles hydrologiques, tels que les modèles d'écoulement des eaux de surface et des eaux souterraines. Le bilan hydrique d'un bassin peut être défini comme :

$$P + Q_{on} = ET + Q_{off} + \Delta S \quad (1)$$

où

- P est la précipitation (et peut également inclure l'irrigation);
- Q_{on} et Q_{off} sont respectivement le débit d'eau entrant et sortant du site ;
- ET est l'évapotranspiration;
- ΔS est la variation dans le stockage de l'eau.

Tous les paramètres sont exprimés soit en (mm/jour) ou (mm/an). Le débit d'eau entrant ou sortant du site s'écrit comme la somme du débit de surface, du débit intermédiaire et du débit d'eau souterraine. ET se distingue en fonction de la source d'eau évaporée (surface, zone non saturée ou zone saturée).

La recharge des eaux souterraines, R, inclut toute eau infiltrée qui atteint la zone saturée et peut être écrite comme (Schicht et Walton 1961) :

$$R = Q_{off}^{gw} - Q_{on}^{gw} + Q^{bf} + ET^{gw} + \Delta S^{gw} \quad (3)$$

Cette équation indique simplement que toute l'eau arrivant à la nappe phréatique s'écoule du bassin sous forme d'écoulement souterrain, est rejetée à la surface, est évaporée ou est conservée en stockage. En remplaçant cette équation par l'équation (2) produit la version suivante du bilan hydrique :

$$R = P + Q_{on}^{sw} - R_0 - ET^{sw} - ET^{uz} - \Delta S^{snow} - \Delta S^{sw} - \Delta S^{uz} \quad (4)$$

Pour tout site, certains des termes de l'Équation (4) sont susceptibles d'être d'une ampleur négligeable et peuvent donc être ignorés. La façon la plus courante d'estimer la recharge par la méthode du bilan hydrique est l'approche indirecte ou «résiduelle», dans laquelle toutes les variables de l'équation du bilan hydrique, à l'exception de R, sont mesurées ou estimées, et R est égal au résidu.

La principale limitation de l'approche résiduelle est que la précision de l'estimation de la recharge dépend de la précision avec laquelle les autres composantes de l'équation du bilan hydrique sont mesurées.

I.4.1.2 Analyse des hydrogrammes

La recharge des eaux souterraines peut être estimée à partir de la séparation des hydrogrammes des cours d'eau (Mau et Winter 1997; Halford et Mayer 2000). L'utilisation du débit de base pour estimer la recharge est basée sur une approche du bilan de l'eau (Eq. 3), dans laquelle la recharge est assimilée au débit. Le débit de base, cependant, n'est pas nécessairement directement assimilé à la recharge, car le pompage, l'évapotranspiration et le sous-écoulement vers les aquifères profonds peuvent également être importants.

Diverses approches ont été utilisées pour la séparation des hydrogrammes, y compris le filtrage numérique (Arnold et al. 1995) et les méthodes de déplacement par courbe de récession (Rorabough 1964). L'exactitude des taux de recharge déclarés dépend de la validité des diverses hypothèses. Estimations de recharge basées sur la plage de séparation de l'hydrogramme. Rutledge (1998) a recommandé une limite supérieure de la taille du bassin de

1 300 km² pour l'application de cette méthode en raison des difficultés de séparation des écoulements des eaux de surface et des eaux souterraines et des effets de stockage des berges dans les systèmes plus vastes et en raison de l'hypothèse de recharge uniforme.

I.4.1.3 Techniques de traçage

1) Traceur thermique

L'installation et la maintenance de stations de jaugeage sont coûteuses et difficiles, en particulier dans les cours d'eau temporaires des régions semi-arides soumises à l'érosion. Comme alternative au jaugeage des cours d'eau, la chaleur peut être utilisée comme traceur pour fournir des informations sur le moment où l'eau de surface s'écoule dans les cours d'eau temporaires et pour estimer l'infiltration des plans d'eau de surface (Constantz et al. 1994; Ronan et al. 1998). La température mesurée est utilisée avec une modélisation inverse utilisant un code d'écoulement non isotherme à saturation variable, tel que VS2DH (Healy et Ronan 1996), pour estimer la conductivité hydraulique des sédiments.

2) Traceurs isotopiques

Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène sont utilisés pour identifier la recharge des eaux souterraines à partir des rivières et des lacs. Dans les régions où les rivières ont des sources à haute altitude (dans les zones montagneuses), l'eau des rivières est souvent épuisée en isotopes stables par rapport aux précipitations locales dans les bassins adjacents. Si les rivières conservent la signature isotopique appauvrie des eaux d'amont, la différence entre les signatures isotopiques stables des rivières et les précipitations locales peut être utilisée pour déterminer la contribution relative de ces deux sources de recharge des eaux souterraines.

Les traceurs isotopiques renseignent sur les sources de recharge ; cependant, il est généralement difficile de quantifier les taux de recharge. Les échelles de temps vont de saisonnières dans les zones à flux élevé à des centaines d'années dans les zones à faible flux.

I.4.1.4 Modélisation numérique

La modélisation des bassins versants (pluie / ruissellement) est utilisée pour estimer les taux de recharge sur de vastes zones. Singh (1995) a passé en revue de nombreux modèles de bassins versants, qui fournissent généralement des estimations de la recharge en tant que terme résiduel dans l'équation du bilan hydrique (Arnold et al. 1989 ; Hatton 1998). Les divers modèles de bassin versant diffèrent par la résolution spatiale des estimations de recharge. Certains modèles sont dits groupés et fournissent une seule estimation de la recharge pour l'ensemble du bassin versant (Kite 1995). D'autres sont spatialement désagrégés en unités de réponse hydrologique (HRU) ou en unités hydrogéomorphologiques (HGU) (Leavesley et Stannard 1995). Arnold et al. (2000) ont appliqué le modèle SWAT au bassin supérieur du fleuve Mississippi, aux États-Unis (492 000 km²). Les applications à petite échelle permettent d'utiliser des méthodes plus précises pour mesurer ou estimer les

paramètres individuels de l'équation du bilan hydrique (Healy et al. 1989). Les échelles de temps dans les modèles sont journalières, mensuelles ou annuelles.

I.4.2 La modélisation hydrologique

Tous les modèles hydrologiques représentent une simplification du monde réel et dans la plupart des cas, tous les modèles sont, dans une certaine mesure, regroupés, et par ce moyen la mise en place mathématique et le paramétrage sont agrégés dans l'espace et dans le temps. Par conséquent, les paramètres du modèle ne correspondent souvent directement à des entités mesurables et, en général, ne peuvent qu'être estimés indirectement, par exemple grâce à l'étalonnage. Les modèles de captage sont principalement classés en fonction de la description du processus en 3 catégories : empirique, conceptuelle ou physique. Cela signifie que, les modèles à base physique incluent des paramètres qui peuvent être associées à des propriétés physiques du bassin versant, et sont donc attrayants pour représenter les changements physiques tels que ceux dus à l'utilisation des terres et aux changements climatiques. (IADOSS, 2011)

Toutefois, modèles physiques répartis posent les inconvénients du sur-paramétrage et les questions d'échelle qui compliquent la recherche d'une description véritablement physique des processus et les exigences relatives aux données. En revanche, les modèles conceptuels sont généralement beaucoup plus simples et les paramètres de modèle définis par étalonnage simple et / ou la régionalisation, toutefois, plusieurs défis surgissent en raison des limites des données et de la structure du modèle.

Différents modèles de bassins contiennent un mélange de composantes physiques, conceptuelles et empiriques, et donc la meilleure approche d'estimation des paramètres n'était pas claire surtout lorsque les bonnes données sont rares. Un trait commun des modèles conceptuels et physiques est qu'une identification claire de la structure du modèle doit être précisée avant la modélisation et d'une hypothèse que l'on emploie généralement est que la structure du modèle présélectionné est adéquate.

Les approches les plus anciennes de modélisation hydrologique, basées uniquement sur le temps de concentration, comme la méthode rationnelle de Mulvaney (1850), ont évolué en un siècle vers des méthodes beaucoup plus sophistiquées. C'est après l'introduction de l'hydrogramme unitaire (UH) (Sherman, 1932), permettant une vision non seulement de l'importance des pointes de crue, mais également de la forme et de durée de la crue, et grâce aux développements des outils informatiques que la modélisation hydrologique prendra réellement son essor. La modélisation est particulièrement utile lors de l'étude de processus naturels qui nécessiteraient des expérimentations longues, coûteuses et parfois impossibles à mettre en place.

Après un examen détaillé de la littérature, le modèle hydrologique sélectionné pour atteindre ces objectifs a été l'Outil d'Evaluation des Eaux du Sol (SWAT, Arnold et al. 2005) et un résumé des caractéristiques du modèle est donné dans les sections suivantes.

I.4.2.1 Les approches en modélisation hydrologique

La modélisation consiste à construire une représentation simplifiée de la réalité, l'objectif étant d'identifier les phénomènes et les mécanismes clefs qui permettront de réaliser cette représentation de la réalité. Plusieurs modèles hydrologiques existent actuellement et il est difficile de les décrire tous. Cependant, ces modèles peuvent être classés en plusieurs grandes classes, suivant leur façon de représenter l'espace ou les processus hydrologiques :

1) L'approche empirique

Cette dernière repose sur une relation mathématique directe entre les entrées et les sorties du système hydrologique sans réellement prendre en considération les processus internes à l'hydrosphère. Si la représentation peut considérer plusieurs composants du cycle hydrologique, le fonctionnement de la représentation est en général très éloigné du fonctionnement réel de l'hydrosystème. Ce type de modèle est appelé également « boîtes noires ». Malgré un bon pouvoir prédictif des débits en calibration, ces modèles sont souvent assez peu transposables temporellement ou dans des contextes hydroclimatiques différents. Ils sont destinés à des approches opérationnelles de par leur facilité de mise en oeuvre et le peu de ressources de calcul nécessaire pour les faire fonctionner. Parmi ces modèles on peut citer les modèles pluies-débits comme le modèle GR4J (Perrin et al., 2003)

2) L'approche physique

Cette approche consiste à utiliser des lois physiques pour représenter les processus étudiés et l'hydrosystème. Il s'agit de loi de conservation de masse, d'énergie et de quantité de mouvement qui vont permettre théoriquement de représenter l'état de l'hydrosystème en tout point de l'espace et du temps. Ces modèles nécessitent généralement un grand nombre de paramètres représentant des grandeurs physiques du milieu (sol, topographie...) qui doivent être en général obtenues par une étude in situ. Ces modèles permettent (et doivent) représenter l'ensemble des processus de l'hydrosystème et peuvent généralement être appliqués en dehors de leur domaine de validation. Cependant, ils sont adaptés à la représentation sur de petites échelles, notamment à cause de la quantité de paramètres nécessaire pour les faire fonctionner et des grandes ressources de calcul qu'ils nécessitent « les modèles MIKE-SHE (DHI, 1998) ou MOHID (Brito et al., 2015)

3) L'approche conceptuelle,

Cette approche cherche à représenter les processus étudiés à l'aide de relations simplifiées. Ces modèles hydrologiques sont en général constitués de réservoirs connectés entre eux par des flux et qui permettent de représenter les différentes composantes de l'hydrosystème (eau de surface, eau souterraine, réseau hydrographique...). Cette représentation peut être très simple avec un nombre réduit de composantes et ne dépendre que d'un nombre limité de paramètres nécessaires aux relations, le modèle se rapprochant alors d'un modèle empirique. Mais elle peut aussi devenir beaucoup plus complexe, avec des relations basées sur des lois physiques, nécessitant un nombre relativement important de paramètres, se rapprochant alors d'un modèle physique. Les modèles conceptuels sont adaptés à la simulation sur de grandes échelles (spatiales et/ou temporelles), avec une demande de

puissance de calcul qui reste limitée « les modèles SWAT (Arnold et al., 1993) ou CEQUEAU (Charbonneau et al., 1977) ».

En outre, les modèles sont également différenciés en fonction de leur représentation de l'espace. Un **modèle global** considérera le bassin comme une entité unique et homogène. Cette représentation est particulièrement adaptée à la représentation empirique des processus. À l'opposé, un **modèle distribué** va tenter de représenter de la manière la plus précise possible la variabilité spatiale du bassin versant. Ce type de représentation de l'espace est nécessaire lors de la représentation physique de l'hydrosystème. Enfin, les **modèles semi-distribués** se situent entre ces deux représentations. Il consiste à spatialiser les processus, mais uniquement entre des entités spatiales considérées comme homogènes. Cette solution à l'avantage de permettre de représenter l'espace (plus ou moins précisément suivant la taille des entités considérées) en fonction de la réalité topographique, mais en limitant la complexité et les demandes en ressource de calculs nécessaire à une représentation distribuée. Cette dernière approche allie souvent des processus mécanistes et des processus plus empiriques.

La représentation temporelle est également à prendre en compte. En effet, la formulation des processus sera différente en fonction de l'échelle temporelle considérée. Un modèle destiné à simuler une longue période ne pourra pas représenter en détail les événements ponctuels. Généralement, les modèles empiriques et conceptuels sont adaptés aux échelles de temps plus grandes que les modèles à base physique.

Le choix d'un modèle dépend donc des objectifs de son utilisateur. Le travail de recherche présenté ici a pour but de tenter d'étudier les composantes principales d'un hydrosystème à une échelle régionale. Si l'utilisation d'un modèle physique était adaptée à cette problématique – représentations des différentes composantes – la mise en place d'un tel modèle peut très difficilement être réalisée sur les échelles temporelle et spatiale recherchées en raison du volume de paramètre et des ressources de calculs nécessaires. Un modèle conceptuel complexe s'appuyant sur des principes physiques peut permettre de diminuer cette complexification et permettre la représentation pour de larges échelles spatiale et temporelle tout en donnant des informations sur la compréhension des processus impliqués.

I.5 Le modèle SWAT

SWAT est un modèle conceptuel, dont la représentation des processus est complexe, et basée sur des représentations physiques. Il permet donc la différenciation d'un grand nombre de composantes de l'hydrosystème. C'est un modèle semi-distribué permettant une discrétisation de l'espace basée sur la réalité topographique. Enfin, malgré sa représentation complexe de processus hydrologiques, les ressources de calcul nécessaires pour le faire fonctionner sont modérées, autorisant son utilisation sur de grandes échelles temporelle et spatiale. Toutes ces caractéristiques font du modèle SWAT un outil adapté à l'étude réalisée ici qui vient répondre aux besoins énoncés plus haut.

Le Soil and Water Assessment Tool (SWAT) (Arnold et al., 1993) fut développé dans le but de travailler à l'échelle du bassin versant pour tester l'effet des changements d'usage des sols notamment agricoles sur les régimes hydrologiques, l'érosion et les transferts de nutriments. Le modèle a été largement appliqué et éprouvé sur l'ensemble des continents dans des conditions pédo-climatiques différents.

La figure ci-dessous présente de manière schématique le module hydrologique de SWAT. Une description plus technique du modèle et de son module hydrologique est faite dans la partie méthodologie de ce document, mais un tour d'horizon des travaux déjà existants utilisant SWAT permet de voir que ce modèle a été utilisé de manière concluante pour un panel assez large de bassins versants, et validé pour une grande partie des flux ou stock composant le cycle hydrologique.

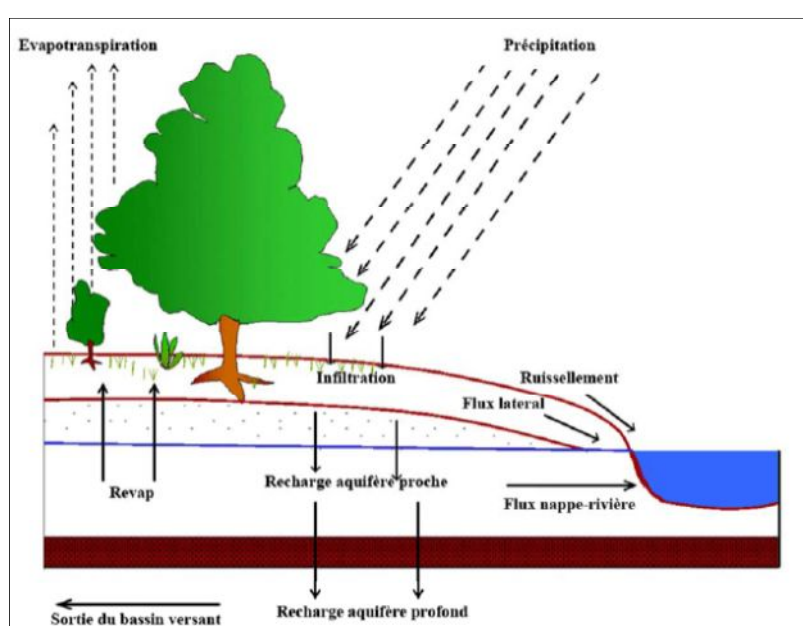


Figure I-1: Cycle hydrologique considéré par le modèle SWAT

I.5.1 La structure du modèle SWAT (Outil d'évaluation des eaux et du sol)

SWAT est un modèle hydrologique physique énoncé par Arnold et al. (1998, 2005). Les développements récents des composantes du modèle SWAT incluent la capacité de simuler le modèle en tant que structure regroupées ou répartie. En outre, le modèle a la capacité d'estimer les incertitudes pour les simulations hydrologiques. Cette mission a pris en considération une structure hydrologique conceptuelle simple d'une manière semi-répartie pour représenter les connaissances de base du principe de continuité (ou bilan de masse). Les entrées à l'équilibre de masse seront formées des précipitations et de la température et les sorties sont représentées par l'évaporation, la transpiration, la décharge et recharge des eaux souterraines.

Le modèle SWAT fait usage de l'environnement GIS pour préparer les fichiers des entrées / sorties ainsi que pour effectuer des manipulations sur le modèle. La construction d'un modèle hydrologique implique plusieurs stratégies, notamment: le pré traitement des trames des ensembles de données des entrées nécessaires (MNT, le sol et l'utilisation des terres); la délimitation et la sélection d'un bassin d'essai à étalonner; l'estimation d'une valeur de paramètre a priori et enfin, la conceptualisation de la structure du modèle, l'étalonnage et la validation.

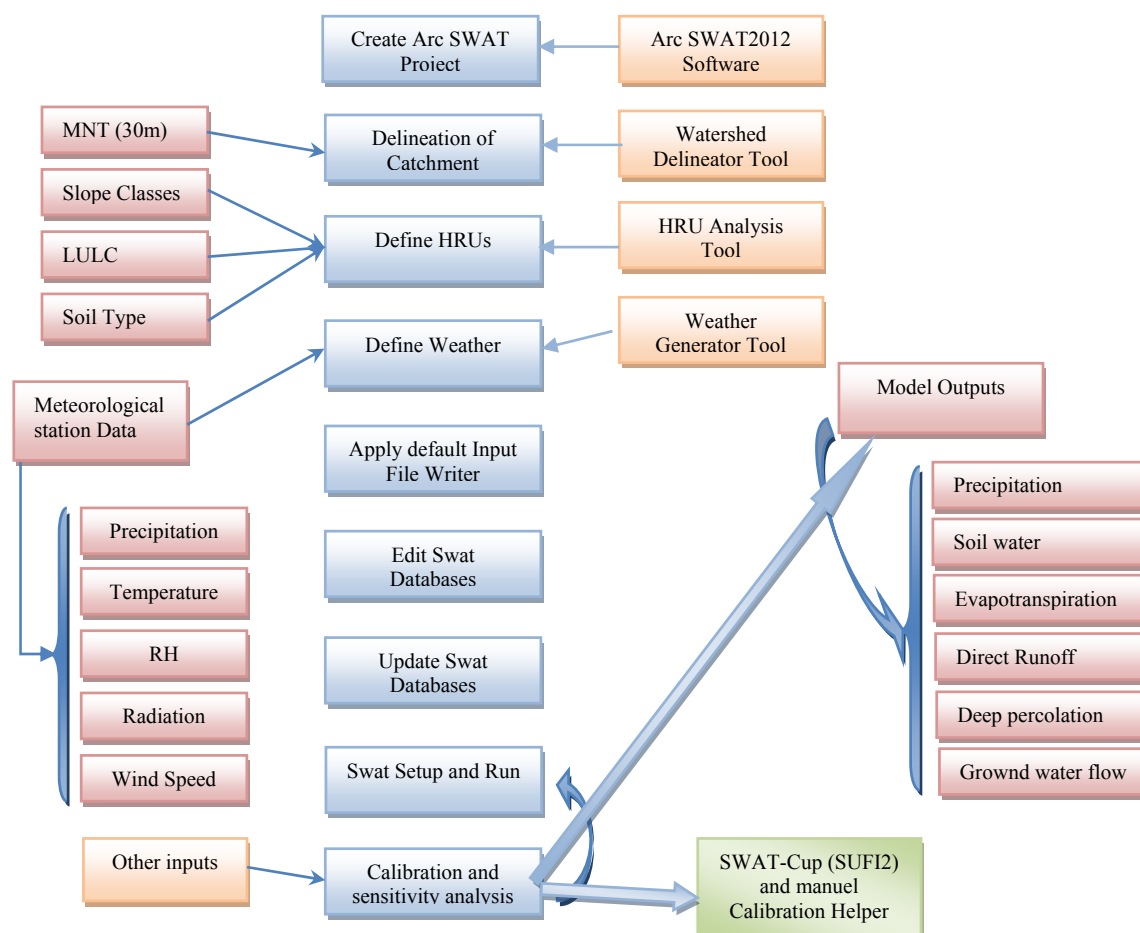


Figure I-2 : Structure des processus de modélisation du modèle ArcSwat (Mengistu, et al. 2019)

I.6 Synthèses des travaux réalisés à l'aide du modèle Swat

Ratha CHEA (2012), dans le cadre de ces travaux de mémoire faits au sein du laboratoire d'Ecologie Fonctionnelle et Environnement (ECOLAB) à Toulouse, intitulés Modélisation des transferts d'eau et des matières en suspension dans un continuum fluvial lors des événements extrêmes (crues/étiages sévères).

Le modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tool) 2009 a été utilisé pour simuler les débits de l'eau et les transports des sédiments au pas de temps journalier dans le bassin versant de la Garonne à Tonneins (50 000 km²). Le modèle a été appliqué pour évaluer l'hydrologie et les sédiments dans le bassin versant associé aux activités anthropiques en

utilisant les données observées des débits journaliers de 20 stations de jaugeage et des matières en suspension (MES) journalières des stations de contrôle existants sur la Garonne. Le modèle intègre aussi les données climatologiques de 39 stations météorologiques réparties dans le bassin versant pour une durée de 20 ans (Janvier 1990-Décembre 2010). Les données des débits journaliers et de MES observées (10 ans, 1991-2000) ont été utilisées pour la calibration et la période de 10 ans (2001 à 2010) a été utilisé pour la validation du modèle.

Les valeurs des débits journaliers simulés correspondent bien aux valeurs des débits observés, les résultats sont satisfaisants et acceptables pour les débits mensuels des sous-bassins versant de Garonne ayant les exutoires proches des stations de jaugeages choisies. La précipitation moyenne annuelle estimée par le modèle pour la durée de 20 ans est de l'ordre 950 mm. 52% de la précipitation retourne par évapotranspiration et le reste participe à l'écoulement souterrain et au ruissellement superficiel vers les cours d'eau). La moyenne des flux d'eau simulés pour toute la période de l'étude est de 390 mm en comparaison avec 335 mm des débits observés (Garonne à Tonneins). A travers les transports spécifiques simulés des débits moyens journaliers, ce sont les bassins en amont de la Garonne et en amont des affluents, dans la partie du Massif Central, qui sont les principaux contributeurs des débits à la Garonne au cours des événements pluvieux.

La simulation de MES et de sédiment n'est pas bonne malgré plusieurs calibrations faites, la concentration en MES et les flux des sédiments sont plus importants que les valeurs observées. La valeur moyenne de MES simulée est de 55 mg/l contre 25 mg/l pour la valeur mesurée à la station de contrôle à Agen. L'écart est important au cours de la période d'étiage (20 fois l'écart entre les MES simulées et observées), tandis qu'au cours de la période de crues les valeurs de MES simulées sont 2 fois plus grandes que les valeurs de MES observées. Parallèlement, les sédiments simulés sont plus importants que les sédiments étudiés par les anciens travaux. Le taux d'érosion moyen des sédiments simulés est de 110 t/an/km² (taux d'érosion normal 20 à 35 t/an/km² pour la Garonne). Par contre, les résultats de simulation de MES sont corrects dans les tendances. La bonne corrélation entre les débits moyens journaliers et les transports spécifiques a été établie. L'érosion spécifique varie entre 20 t/an/km² et 1000 t/an/km² et les zones contribuant à l'érosion critique des sols sont les sous-bassins se trouvant en altitude (forte pente).

IADOSS (2011), Dans le cadre du Projet Cartographie, évaluation et gestion des ressources en eau transfrontalières de la sous-région IGAD, l'Intergovernmental Authority on Development et Observatoire du Sahara et du Sahel et avec le soutien du SEREFACO (2011), a élaboré un rapport intitulé Composante modélisation des ressources en eau / hydrologie, pour l'Évaluation des ressources en eau transfrontalières dans la sous-région de l'IGAD. Le modèle Outil d'Evaluation de l'Eau et Sol (SWAT) a été choisi pour modéliser les ressources hydriques. Bien que les modèles à base physique, comme SWAT, soient actuellement largement utilisés et offrent des résultats très détaillés, il existe toujours une limite générale à savoir que, les modèles physiques répartis présentent les inconvénients du sur-paramétrage, et des questions d'échelle qui compliquent la recherche d'une véritable description physique des processus. Souvent, de tels modèles ne peuvent pas toujours fournir un bon ajustement aux

données historiquement mesurées pour un certain nombre de raisons, y compris les erreurs structurelles, et les erreurs d'identification des paramètres et les erreurs de données - parce que la description des processus modélisés peut ne pas être exacte ou complète dans le modèle, tous les modèles sont imparfaits et même lorsqu'ils sont mesurés avec des paramètres physiques, ils ne sont pas exempts d'erreurs.

L'étalonnage du modèle a impliqué des valeurs de paramètres d'ajustement jusqu'à ce que le résultat du modèle ait correspondu de façon satisfaisante à la réalité observée. La procédure peut être soit manuelle soit automatisée et le succès d'un étalonnage manuel dépend de l'habileté et des connaissances approfondies du spécialiste en modélisation, tandis que l'utilisation de l'étalonnage automatique peut être favorisée car elle est plus objective, et plus efficace en termes d'exploration la gamme des valeurs possibles des paramètres (l'espace des paramètres).

Les sous bassins délimités de l'IGAD ont des caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques différentes, et donc la sensibilité de l'écoulement des précipitations varie dans l'espace. Les bassins ont des régimes climatologiques variés et la plupart sont typiquement secs et chauds. La configuration d'un modèle HRU réparti a été considérée comme la plus utile pour l'étude des ressources hydriques de l'IGAD. Les limites principales sont les contraintes de données et la topographie complexe du bassin. Les enregistrements des débits sont à peine disponibles pour faciliter l'étalonnage.

Afin de faciliter ces limites, la mise en place du modèle a tenu compte d'une structure hydrologique conceptuelle simple d'une manière semi distribuée pour représenter les connaissances de base du principe de continuité (ou bilan de masse) pour les bassins transfrontaliers IGAD. Les entrées dans l'équilibre de masse ont été formées des précipitations et les sorties ont été représentées par l'évaporation, la transpiration, la décharge et d'autres éléments relatifs aux eaux souterraines tels que la recharge, l'humidité du sol et autres. Un modèle conceptuel semi-distribué, le modèle SWAT-2005 qui est couplé à ArcGIS9.2 a été choisi pour cette étude.

La construction d'un modèle hydrologique se poursuit et implique le pré traitement des ensembles de données nécessaires de la trame d'entrée (DEM, le sol et l'utilisation des terres); la délimitation et la sélection d'un bassin d'essai à étalonner; l'estimation des valeurs de paramètres a priori et finalement, la conceptualisation de la structure du modèle, la stratégie d'étalonnage et de validation. L'achèvement réussi de toutes ces étapes dépend fortement de la disponibilité des données et des délais.

Les résultats des débits mensuels moyens simulés et l'évapotranspiration ont été obtenus à l'échelle du bassin (c'est à dire les moyennes du bassin) et doivent être interprétés avec prudence. Les débits observés sur une échelle quotidienne manquaient toujours, l'étalonnage minimum a donc été effectivement réalisé pour obtenir les résultats présentés ici. Cependant, les résultats donnent un aperçu général des composantes prévues des ressources hydriques pour les bassins transfrontaliers de l'IGAD.

Jérémy BACHMANN (2015), dans ces travaux de mémoire de fin d'étude d'ingénieur agronome, intitulé *Analyse de la sensibilité du modèle SWAT à la précision des données pédologiques sur deux bassins de Bourgogne (France) Modélisation à partir de la base Donesol*.

Dans un souci d'optimiser l'utilisation du modèle agro-hydro-climatique SWAT, l'auteur a effectué des simulations avec différentes précisions de cartes pédologiques sur deux bassins versants Bourguignons. Les cartes de sols de ces bassins sont issues de simplifications de la base de données pédologiques DoneSol. La carte la plus précise a été créée à partir des UTS majoritaires de chaque UCS pour chacun des bassins. Elle a ensuite été simplifiée en regroupant les sols ayant des caractéristiques hydrologiques semblables.

Pour cela, une analyse en composantes principales suivie d'une classification hiérarchique en composantes principales a été utilisée. Les paramètres pris en compte pour le regroupement étaient les suivants : la texture, l'épaisseur, l'albédo et la teneur en éléments grossiers de chaque sol. Une troisième carte a été créée en attribuant le même sol sur l'ensemble des bassins : c'est le sol majoritaire qui a été choisi pour chacun des bassins.

Les simulations de débits à l'exutoire des bassins versants se sont révélées peu sensibles à la précision des cartes de sols entrées dans le modèle. Les simulations de qualité de l'eau sur les bassins ont montré d'avantage de différences, notamment en ce qui concerne les quantités de sédiments transportées par les cours d'eau. Il semble préférable de ne pas utiliser une carte pédologique trop simpliste pour la modélisation de cette variable. En effet, l'utilisation d'un seul sol pour de telles simulations masque l'hétérogénéité des productions de sédiments par les sols présents sur les bassins versants. Le choix peut conduire à l'utilisation d'un sol fortement producteur de sédiments ou au contraire à une sous-estimation de ces flux.

D'autres paramètres de qualité de l'eau étudiés dans ce mémoire (à savoir les flux de nitrates et d'oxygène dissous dans les cours d'eau) ont montré une faible sensibilité à la précision des données pédologiques. Les calibrations ont été les mêmes quelle que soit la carte de sol utilisée et permettent une augmentation similaire des performances des modèles. Le temps de calcul étant lié à la précision des données pédologiques, il est donc conseillé l'utilisation d'une carte issue du regroupement des sols pour les simulations futures.

Mustapha Naimi et al. (2019), dans leur article intitulé ; *évaluation des performances du modèle agro-hydrologique SWAT à reproduire le fonctionnement hydrologique du Bassin Nakhla (Rif occidental, Maroc)*, ainsi une compréhension de toutes les composantes du bilan hydrique est indispensable pour raisonner les mesures de gestion rationnelle et durable de la ressource en eau. Malheureusement, plusieurs composantes du bilan hydrique ne sont pas facilement mesurables et le recours à la modélisation est souvent nécessaire.

Pour ce faire, le modèle SWAT 2012 (Soil and Water Assessment Tool) a été mis en œuvre à un pas de temps mensuel et journalier pour évaluer sa capacité à représenter le fonctionnement du bassin versant Nakhla, situé à 20 kilomètres au sud de la ville de Tétouan. Le traitement préalable des données existantes sur le bassin (MNT, pédologie, images

satellitaires, données climatiques) a permis de reproduire les caractéristiques naturelles du terrain à une résolution spatiale adaptée aux objectifs de l'étude.

La méthodologie adoptée repose sur l'usage du système d'information géographique libre (QGIS) combiné avec le modèle agro-hydrologique SWAT pour effectuer des opérations d'analyse et de modélisation du fonctionnement hydrologique à l'échelle du bassin versant et l'outil SWAT-Cup pour optimiser les opérations d'analyse de sensibilité et d'incertitude.

Le processus de calibration est réalisé aux échelles temporelles mensuelle et journalière au niveau de la station Timezouk et au cours de trois périodes : de 1980 à 1983 pour l'initiation, de 1984 à 1987 pour la calibration et de 1988 à 1990 pour la validation.

Les résultats obtenus après calage et validation à l'échelle mensuelle montrent une simulation satisfaisante des débits puisque la comparaison des débits mensuels observés et simulés pour la période de calibration a abouti à un NSE de 0,83 et un R2 de 0,88 au niveau de la station Timezouk. Les résultats à l'échelle journalière ne sont pas satisfaisant (NSE < 0.5), ce qui montre que la représentation de la dynamique haute-fréquence des flux d'eau doit encore être améliorée.

Youen Grusson, (2016), dans sa thèse de doctorat dont l'intitulé est ; modélisation de l'évolution hydroclimatique des flux et stocks d'eau verte et d'eau bleue du bassin versant de la Garonne. L'auteur s'intéresse au cheminement de l'eau et le devenir de chaque partie de cette eau surtout celle retournant à l'atmosphère sous l'effet du changement climatique.

La gestion intégrée de la ressource en eau implique de distinguer les parcours de l'eau qui sont accessibles aux sociétés de ceux qui ne le sont pas. Les cheminements de l'eau sont nombreux et fortement variables d'un lieu à l'autre. Il est possible de simplifier cette question en s'attardant plutôt aux deux destinations de l'eau. L'eau bleue forme les réserves et les flux dans l'hydrosystème : cours d'eau, nappes et écoulements souterrains. L'eau verte est le flux invisible de vapeur d'eau qui rejoint l'atmosphère. Elle inclut l'eau consommée par les plantes et l'eau dans les sols. Or, un grand nombre d'études ne portent que sur un seul type d'eau bleue, en ne s'intéressant généralement qu'au devenir des débits ou, plus rarement, à la recharge des nappes. Le portrait global est alors manquant. Dans un même temps, les changements climatiques viennent impacter ce cheminement de l'eau en faisant varier de manière distincte les différents composants de cycle hydrologique.

L'étude réalisée ici utilise l'outil de modélisation SWAT afin de réaliser le suivi de toutes les composantes du cycle hydrologique et de quantifier l'impact des changements climatiques sur l'hydrosystème du bassin versant de la Garonne.

Une première partie du travail a permis d'affiner la mise en place du modèle pour répondre au mieux à la problématique posée. Un soin particulier a été apporté à l'utilisation de données météorologiques sur grille (SAFRAN) ainsi qu'à la prise en compte de la neige sur les reliefs. Le calage des paramètres du modèle a été testé dans un contexte differential split sampling, en calant puis validant sur des années contrastées en terme climatique afin d'appréhender la robustesse de la simulation dans un contexte de changements climatiques. Cette étape a permis une amélioration substantielle des performances sur la période de calage

(2000-2010) ainsi que la mise en évidence de la stabilité du modèle face aux changements climatiques. Par suite, des simulations sur une période d'un siècle (1960-2050) ont été produites puis analysées en deux phases :

i) La période passée (1960-2000), basée sur les observations climatiques, a servi de période de validation à long terme du modèle sur la simulation des débits, avec de très bonnes performances. L'analyse des différents composants hydrologiques met en évidence un impact fort sur les flux et stocks d'eau verte, avec une diminution de la teneur en eau des sols et une augmentation importante de l'évapotranspiration. Les composantes de l'eau bleue sont principalement perturbées au niveau du stock de neige et des débits qui présentent tous les deux une baisse substantielle.

ii) Des projections hydrologiques ont été réalisées (2010-2050) en sélectionnant une gamme de scénarios et de modèles climatiques issus d'une mise à l'échelle dynamique. L'analyse de simulation vient en bonne part confirmer les conclusions tirées de la période passée : un impact important sur l'eau verte, avec toujours une baisse de la teneur en eau des sols et une augmentation de l'évapotranspiration potentielle. Les simulations montrent que la teneur en eau des sols pendant la période estivale est telle qu'elle en vient à réduire les flux d'évapotranspiration réelle, mettant en évidence le possible déficit futur des stocks d'eau verte. En outre, si l'analyse des composantes de l'eau bleue montre toujours une diminution significative du stock de neige, les débits semblent cette fois en hausse pendant l'automne et l'hiver. Ces résultats sont un signe de l'«accélération» des composantes d'eau bleue de surface, probablement en relation avec l'augmentation des événements extrêmes de précipitation.

Ce travail a permis de réaliser une analyse des variations de la plupart des composantes du cycle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant, confirmant l'importance de prendre en compte toutes ces composantes pour évaluer l'impact des changements climatiques et plus largement des changements environnementaux sur la ressource en eau.

l'INRS-ETE (2013), Dans son rapport réalisés dans le cadre du projet d'acquisition de connaissances sur les eaux souterraines en Montérégie Est, avaient pour but de dresser le portrait des ressources en eau souterraine en Montérégie Est, dans le but d'en permettre la gestion et d'en assurer la pérennité. La zone d'étude du projet couvre une superficie d'environ 9 000 km² et comprend trois bassins versants, soit ceux des rivières Richelieu, Yamaska et de la baie Missisquoi, ainsi que l'ensemble des 9 municipalités régionales de comté (MRC) de la Conférence régionale des élus Montérégie Est et de ses 106 municipalités.

Cinq contextes hydrogéologiques ont été définis dans la zone d'étude : les zones nord et sud de la Plate-forme du Saint-Laurent (Basses-terres), les intrusions montréalaises, la zone externe des Appalaches (Piedmont) et la zone interne des Appalaches (Hautes-terres).

Des indicateurs de gestion durable des ressources en eau souterraine, ont été dérivés des données et cartes produites par le projet PACES réalisé en Montérégie Est. Ces indicateurs permettent de « traduire » les résultats obtenus sous une forme plus facilement utilisable par

les organismes régionaux impliqués dans la gouvernance et la gestion des ressources en eau souterraine. Ces indicateurs permettraient aux gestionnaires régionaux :

- de mieux saisir l'état de la ressource,
- d'identifier les problématiques pertinentes à leur région, et
- de cibler les secteurs prioritaires d'intervention.

Certains des constats découlant de ces indicateurs et des données du projet sont décrits ci-après et pourraient être considérées par les organismes régionaux afin d'établir les priorités d'action permettant une gestion durable de la ressource sur leur territoire :

–De manière générale, il ne semble pas y avoir de problèmes de disponibilité d'eau souterraine dans les secteurs où celle-ci est importante pour l'approvisionnement en eau puisque la consommation d'eau souterraine représente généralement une proportion de la recharge inférieure à 10 %. Toutefois, l'exploitabilité de l'eau souterraine présente des défis par endroits puisque la productivité des puits installés dans l'aquifère rocheux fracturé est variable et relativement limitée, et que les aquifères granulaires pouvant être exploités sont d'étendue plus restreinte et peuvent être difficiles à localiser. Dans ce contexte, il sera important de garder à jour les données concernant le niveau d'exploitation des eaux souterraines dans la région, notamment via le réseau de puits suivi du MDDEFP, car il semble y avoir une augmentation de l'utilisation de l'eau souterraine au niveau municipal. D'autant plus que certaines municipalités sont déjà au prise avec des conflits d'usage, alors que d'autres considèrent l'utilisation d'eau souterraine alors que la pression sur l'eau de surface augmente, tant au niveau de sa quantité que de sa qualité.

–Au niveau de la qualité de l'eau souterraine, les zones associées à certains types d'eau définis dans le cadre de ce projet présentent une proportion significative de puits avec des dépassements des critères de potabilité. Dans ces zones, particulièrement où une densité de puits résidentiels est importante, une vérification de la potabilité de l'eau souterraine pour des paramètres susceptibles d'avoir des dépassements pourrait contribuer à protéger la santé publique. A l'extérieur de ces zones, les priorités de protection pourraient tenir compte des secteurs avec forte densité de puits résidentiels où la vulnérabilité est élevée et où la densité d'activités anthropiques est importante. Par ailleurs, bien que les concentrations en nitrites et nitrates associées à la fertilisation des cultures ne soient pas à un niveau préoccupant présentement, il faudra assurer un suivi de l'évolution de la situation pour les puits dans les secteurs à forte activité agricole, où la vulnérabilité est élevée et où la densité des puits résidentiels est importante.

–Bien que les connaissances acquises dans le cadre de ce projet soit la base d'une gestion durable des ressources en eau souterraine, des actions supplémentaires sont nécessaires afin de diffuser ces connaissances et les rendre utilisables par les acteurs de l'eau, notamment ceux impliqués dans la planification du développement régional. Certaines initiatives ont été prises dans le cadre de ce projet afin de favoriser la diffusion et la vulgarisation de l'information (ex. : préparation d'un atlas hydrogéologique, développement d'une plate-forme de diffusion web pour les partenaires du projet, collaboration à un projet

visant le développement d'un outil d'aide à la décision), mais il est souhaitable que ce projet crée d'autres opportunités pour des campagnes de sensibilisation et d'éducation ainsi que pour le transfert d'outils d'aide à la décision pour les acteurs de l'eau de la Montérégie Est.

En plus des livrables prévus par le PACES, des travaux spécifiques ont aussi été réalisés par des étudiants de 2^e et 3^e cycles sur des thèmes d'intérêt pour les ressources en eau souterraine en Montérégie Est. Certains de ces travaux sont documentés dans le présent rapport, notamment l'étude de la fracturation et de son contrôle sur les propriétés hydrauliques de l'aquifère rocheux régional, l'évaluation détaillée des processus de recharge avec de méthodes variées, l'étude des sources et du devenir des nitrates dans l'eau souterraine, et la modélisation numérique de l'écoulement régional de l'eau souterraine dans l'aquifère rocheux.

Le projet PACES en Montérégie Est a fourni les bases de connaissances requises pour assurer la bonne gouvernance de l'eau souterraine. La concertation régionale au niveau des organismes intéressés pourrait assurer une cohérence dans les approches et les critères d'actions visant à assurer une bonne gouvernance de la ressource. Ces efforts devront être soutenus par les organismes gouvernementaux et les chercheurs intéressés à la ressource en eau souterraine.

Chapitre II :

Présentation de la zone d'étude

II. Présentation de la zone d'étude :

II.1 Situation géographique

La plaine du Bas-Chélif est l'une des trois plaines (Haut, Moyen et Bas-Chélif) qui composent la vallée du Chélif. Elle est située au nord-ouest de l'Algérie, fait partie du bassin versant du Chélif et occupe l'ouest. La plaine du Bas Chérif correspond au bassin montagneux situé au sud-ouest d'Alger. Cette plaine est située dans les montagnes du Ter Atlas, parallèlement à la côte méditerranéenne, est limitée :

- Au Nord, par le versant sud de la chaîne du Dahra d'altitude moyenne de 600m.
- A l'Est, par la plaine du moyen Cheliff qui constitue son prolongement vers l'est.
- Au Sud, par les monts de l'Ouarsenis qui culmine à 1200m.
- A l'Ouest, par la plaine de la Mina ou la plaine de Relizane.

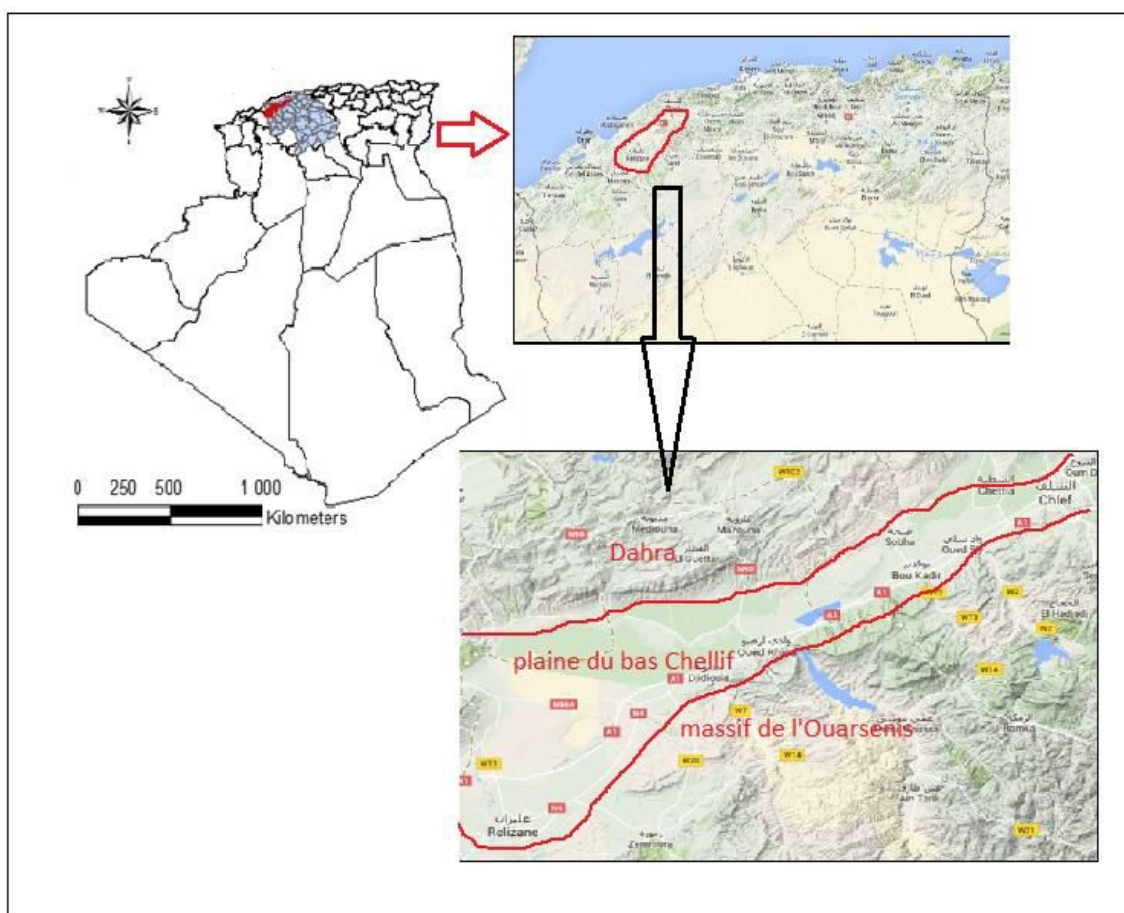


Figure II-1: Situation géographique de la zone d'étude.

II.2 Aperçu géomorphologique de la région d'étude

La plaine bas Cheliff est située dans la partie inférieure du bassin de Cheliff, elle est marquée par une série de plaines basses et de plateaux qui s'étendent au pied de la chaîne de blocs du Crétacé et sont plus ou moins continus.

II.2.1 Orographies

II.2.1.1 Les massifs limitrophes

La plaine du Bas Cheliff est géographiquement délimitée par le massif de l'Ouarsenis, qui forme l'épine dorsale de la limite sud de notre zone d'étude. C'est une chaîne qui forme les falaises qui dominent l'arrière-pays, et l'altitude moyenne augmente régulièrement de 1000 à 2000 m d'ouest en Est.

Le nord du La chaîne du Dahra qui sépare la plaine de la mer forme une barrière assez continue, longue d'environ 70 km et à 600 m d'altitude en moyenne.

II.2.1.2 Les collines

Les sédiments néogènes du bassin du Bas Cheliff se sont plissés plus ou moins fortement au cours du Pléistocène. Bien que les matériaux néogènes aient une grande plasticité, ce mouvement orogénique tardif a permis la formation de reliefs qui ont occupé la majeure partie du bassin.

Cette zone montagneuse est particulièrement développée dans la partie orientale du bassin, où elle est reliée au bloc crétacé de Dakhla, formant le même relief dans son ensemble orographique. Sur la rive sud du Cheliff, les strates calcaires du Miocène s'élevant vers le massif de l'Ouarsenis ont formé une ligne de terrain atteignant l'altitude locale de 648 m

II.2.1.3 Les plaines alluviales

Les dépôts néogènes et quaternaires constituent le remplissage du bassin bordé par les reliefs crétacés. Le bassin du bas Cheliff est compartimenté en deux parties.

- Une partie orientale bordée par les massifs du Dahra et de Beni Menacer au Nord et par les massifs d'Ouarsenis au Sud. Cette partie englobe trois grandes plaines, qui sont d'est en ouest :
 - La plaine de Cheliff –Boukadir.
 - La plaine d'oued Rhiou.
 - La plaine de Hamadena.
- Une partie occidentale : limitée au Nord par le Sahel d'Oran, (Djebel Murdjadjo et Djebel Ourousse) et au Sud par les Monts de Beni Chougrane et les Tessala.

II.2.1.4 Les dépressions

La particularité de la région du Bas Cheliff est que les dépressions naturelles en hiver sont recouvertes par un plan d'eau de 30 cm de long (le bassin ovale fait 5 kilomètres de long et près de 3 kilomètres de large), et le nord est bordé par une falaise d'environ 15 m haute.

Situé à Benziane, au nord de l'Oued El Djemaa. A cela s'ajoutent d'autres bassins : Daya, depression Douar Djerada

II.3 Aperçu hydro climatologique

Ce panorama hydroclimatique est basé sur des recherches antérieures menées dans la région. La partie nord du bassin du Cheliff est touchée par la mer Méditerranée et la partie sud est touchée par le continent.

Afin de comprendre la terminologie du bilan hydrologique et évaluer la contribution au niveau de la nappe phréatique, nous vérifierons les paramètres suivants, l'évapotranspiration et l'infiltration.

II.3.1 Aperçu hydrologique

La plaine alluviale du bas Cheliff est située dans le bassin du Cherif et est codée « 01 » dans le catalogue du service hydrologique de l'ANRH. Ce dernier est subdivisé en 36 sous-bassins.

II.3.2 Caractéristiques morphologiques du bassin versant

Les différents paramètres morphologiques d'un bassin versant déterminent essentiellement la répartition des eaux, et notamment sur le régime d'écoulement dans ce même bassin versant.

Pour notre cas celui du bas Cheliff, objet de notre étude ces paramètres morphologiques se définissent comme suit :

Tableau II-1: morphologie du bassin versant du bas Cheliff

Code	Nom sous bassin	Superficie (Km ²)	Périmètre (Km)	Indice de compacité (kc)
0124	Oued Cheliff Ouarizane	574,76	119,96	1,40
0126	Oued Rhiou Tleta	783,46	177,60	1,77
0127	Oued Djidiouia	839,53	163,35	1,57
0128	Oued Cheliff Tarihia	772,77	142,89	1,43
0135	Oued Mina Aval	1425,34	201,58	1,49
0136	Oued Cheliff Maritime	495,58	122,31	1,53

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, et de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple l'indice de compacité kc de Gravelius (1914), défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface.

Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface. la formule permettant de déterminer l'indice de compacité est donnée comme suit :

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \approx 0.28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (\text{II.1})$$

Avec :

K_c : Indice de compacité de Gravélius ;

A : Surface du bassin versant (km²) ;

P : Périmètre du bassin versant (km).

Selon la valeur de K_c , on peut caractériser la forme du bassin versant comme suit :

- $K_c < 1$ → bassin de forme ramassée ;
- $K_c = 1$ → bassin de forme circulaire ;
- $K_c > 1$ → bassin de forme allongée

Les valeurs de l'indice de compacité (Tableau 1) montrent que tous les sous bassins objet d'étude ont une forme allongée dont les indices de compacité varient entre 1,40 et 1,77 y compris le sous bassin d'Oued Rhiau Tleta avec une forme plus allongée.

D'après le tableau morphologique des sous bassins les valeurs des indices de compacité sont très rapprochées d'où les formes de sous bassins sont donc plus au moins identiques.

On peut citer que les sous bassins de la région d'étude présente en général des formes assez allongées plus au moins identique favorisant un écoulement lent par fluctuation des niveaux d'eau souterraine.

II.3.3 Rectangle équivalent

Cette notion a été introduite pour pouvoir comparer des bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques géométriques sur l'écoulement. Soit L et l la longueur et la largeur du rectangle. Il est déterminé par la formule suivante :

$$L = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,128} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (\text{II.2})$$

$$l = \frac{K_c \sqrt{A}}{1,128} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c} \right)^2} \right]$$

Avec :

L : Longueur du rectangle équivalent en (Km) ;

l : Largeur du rectangle équivalent en (Km) ;

K_c : Indice de compacité de Gravelius ;

A : Superficie du bassin versant en (Km^2).

II.3.4 Courbe hypsométrique

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude.

II.3.5 Indice de pente globale " I_g "

Indice de pente globale est défini comme étant le rapport entre l'altitude comprise entre 5% et 95% de la surface du bassin versant et la longueur du rectangle équivalent. Il est déterminé par la formule (II.4).

$$I_g = \frac{(H_{5\%} - H_{95\%})}{L} \quad (II.3)$$

Avec :

I_g : Indice de pente globale en (m/Km) ;

L : Longueur de rectangle équivalent en (Km) ;

$H_{5\%}$: Altitude liée au point d'abscisse 5% de la surface totale du bassin étudié en (m) ;

$H_{95\%}$: Altitude liée au point d'abscisse 95% de la surface totale du bassin étudié en (m).

II.3.6 Dénivelée spécifique " D_s "

La dénivelée spécifique est le produit de l'indice de pente globale (I_g) par la racine carrée de la superficie du bassin (S) (formule II.6). On peut distinguer différentes classes de relief en fonction de D_s . Le tableau présente la classification de l'O.R.S.T.O.M du relief en fonction de la dénivelée spécifique.

$$D_s = I_g \sqrt{A} \quad (II.4)$$

Avec :

D_s : Dénivelée spécifique en (m) ;

I_g : Indice de pente globale en (%) ;

A : Superficie du bassin versant en (Km^2).

Tableau II-2: Classification du relief (Laborde, 2000).

R1	Relief très faible	$D_s < 10\text{m}$
R2	Relief faible	$10\text{ m} < D_s < 25\text{ m}$
R3	Relief assez faible	$25\text{ m} < D_s < 50\text{ m}$
R4	Relief modéré	$50\text{ m} < D_s < 100\text{ m}$
R5	Relief assez fort	$100\text{ m} < D_s < 250\text{ m}$
R6	Relief fort	$250\text{ m} < D_s < 500\text{ m}$
R7	Relief très fort	$500\text{ m} < D_s$

II.3.7 Pente moyenne " I_m "

Le calcul de la pente moyenne du cours d'eau s'effectue à partir du profil longitudinal du cours d'eau principal et de ses affluents, c'est le rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa longueur (formule II.7).

$$I_m = \frac{D.L}{A} \quad (\text{II.5})$$

Avec :

I_m : Pente moyenne du bassin considéré en (m/km ou ‰) ;

D : Equidistance entre deux courbes de niveau en (m) ;

L : Longueur totale des courbes de niveau en (km) ;

A : Superficie du bassin versant en (km²).

II.3.8 Densité de drainage " D_d "

La densité de drainage D_d exprimée en km/km² ; se définit comme étant le rapport de la longueur totale L_i , des cours d'eau à la superficie totale du bassin versant A (formule II.7).

$$D_d = \frac{(\sum_1^n L_i)}{A} \quad (\text{II.6})$$

Avec :

D_d : Densité de drainage en (Km/Km²) ;

L_i : Longueur totale des cours d'eau en (Km) ;

A : Surface du bassin versant en (km²).

II.3.9 Temps de concentration "T_c"

Il est défini comme étant le temps mis par la goutte d'eau la plus éloignée pour arriver à l'exutoire. La relation du temps de concentration a été développée par Giandotti (formule II.9).

$$T_c = \frac{4\sqrt{A} + (1,5L_{cp})}{0,8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \quad (II.7)$$

Avec :

T_c : Temps de concentration du bassin versant en (heures);

A : Superficie du bassin versant en (Km²);

L_{cp} : Longueur du cours d'eau principale en (Km);

H_{moy} : Altitude moyenne du bassin versant en (m);

H_{min} : Altitude minimale du bassin versant en (m).

II.4 Synthèse Récapitulative du bassin versant de bas Cheliff

Le tableau (III-3) synthétise les différentes caractéristiques morphométriques, topographiques et hydrologiques par exemple le bassin versant de l'oued Rhiou.

D'après les caractéristiques morphologiques du bassin versant du bas Cheliff.

Tableau II-3: Synthèse des caractéristiques générales du bassin versant du bas Cheliff.

Code	Nom de station	Indice de compacité Kc	Ig	Ds m/Km	Dd	Longueur équivalente (km)	Largeur équivalente (km)	Classe de relief
0124	Cheliff ouarizane	1.40	20.12	478.05	0.74	49.70	11.36	R5
0126	O. RhiouTleta	1.77	16.02	488.13	0.77	81.15	11.44	R6
0127	O. djidiouia	1.57	12.95	366.11	0.77	69.50	11.50	R6
0128	O. Cheliff Tarihia	1.43	10.04	368.79	0.65	59.69	12.70	R6
0135	O. Mina aval	1.49	10.03	383.76	0.48	89.69	18.31	R6
0136	Cheliff marritime	1.53	12.85	266.90	0.45	46.78	9.22	R6

II.4.1 Hydrographie

Le réseau hydrographique semble être en période d'incubation ou en voie de disparition. Certaines zones, sinon totalement dépourvues de drainage, ne s'écoulent que par intermittence.

Le Cheliff est le fleuve le plus important d'Algérie, contrôlant toute l'hydrographie du bassin du Cheliff. Après avoir traversé le bassin du Moyen Cheliff, il a drainé les fossés de

drainage séparant les parcelles de Dahra et Ouarsenis, s'abaissant régulièrement de 250 m. A ce dernier niveau, le réseau hydrographique est représenté par :

- L'Oued Ouahran et Ras, qui prennent naissance au niveau des piedmonts du Dahra sur la rive droite d'oued Cheliff.
- L'Oued Fodda (213 km), Oued Sly (130 km), Oued Tsighaout (24 km), Oued Rhiou, Oued Tafelout (20 km), Touchait et Oued Djidiouia qui prennent naissance au niveau des premiers reliefs de l'Ouarsenis sur la rive gauche de l'oued Cheliff.

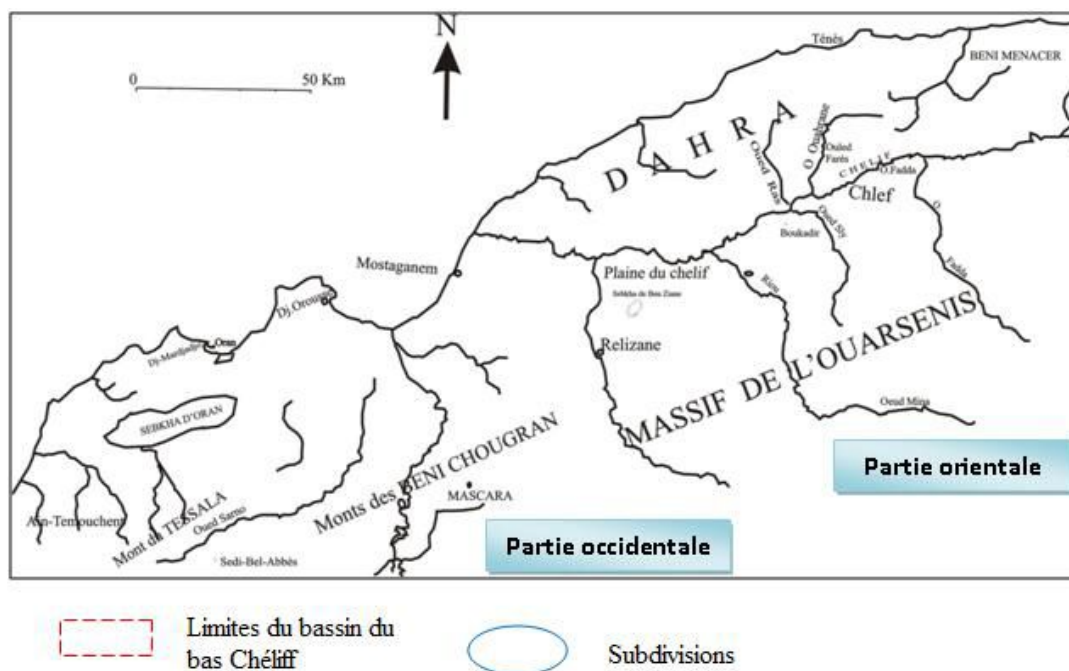


Figure II-2: aperçu général du réseau hydrographique dans la plaine du bas Cheliff du bas Cheliff (d'après Thomas, 1985).

La plaine du Bas Chélif représente une partie rétrécie (2 à 3 km) en son centre, qui se manifeste au niveau de la région de Boukadir. Ce rétrécissement dépend de l'aspect du relief d'El Kherba, présentant un étroit couloir traversant la rivière asséchée Cheliff. La plaine du bas Chélif correspond à :

- Une étroite bande dans sa partie orientale, qui s'étend depuis la ville de Chlef jusqu'à la ville de Merdja Sidi Abed (de l'ordre de 7 à 9 Km de largeur).
- Une plaine plus ouverte et large dans sa partie occidentale (qui peut atteindre une trentaine de kilomètre). Cet évasement de section est marqué depuis la ville d'Oued Rhiou jusqu'à la ville d'El Hmadna.

II.5 Aperçu climatique

La plaine de Cheliff a un climat semi-aride. En été, le Cheliff a une chaleur plus élevée que les régions voisines, ce qui est l'une des caractéristiques les plus notables de ce climat.

II.5.1 Température

Les conditions thermiques de la région sont caractérisées par des températures élevées en été et des températures relativement basses en hiver. La température la plus élevée a été enregistrée en juillet et août, tandis que la température la plus basse a été enregistrée en janvier (tableau II-a).

Il ressort de ce tableau que la température moyenne la plus élevée atteinte à la station de Chlef était de 44,3°C. Ces pics ont été mesurés en juillet, et la température moyenne la plus basse atteinte à la station Chlef en janvier était de 1,5°C.

Tableau II-4:Données des moyennes mensuelles et inter annuelles des températures de la station de Chlef (1995-2020)

Mois Données	Sep	Oct	Nov	Déc	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout
Tmax (°C)	39.1	34.9	27.6	22.1	21.3	23.5	28.2	32.3	36.7	42.1	44.3	43.8
Tmin (°C)	14.8	10.7	5.2	2.5	1.5	1.7	2.9	5.5	8.9	13.6	18.3	18.7
Tmoy (°C)	26.95	22.8	16.4	12.3	11.4	12.6	15.55	18.9	22.8	27.85	31.3	31.25

II.5.2 Pluviométrie

Les précipitations montrent une diminution de la hauteur des pluies dans la vallée du Chéiff d'Est en ouest. La région d'étude a connu des cycles de sécheresse au cours de la dernière décennie.

II.5.2.1 Précipitations moyennes mensuelles

A partir de ce tableau et des chiffres suivants, on peut dire que novembre représente le mois le plus pluvieux de l'année pour les stations, tandis que juillet est le mois le plus sec de l'année.

Tableau II-5 : Précipitations moyennes mensuelles

STATION	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fevr	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
GARGAR BGE	14.6	26.9	53.1	42.6	38.3	35.1	39.9	37.2	26.6	4.2	1.1	2.6
OUED DJEMAA	14.6	29.5	41.0	40.8	39.2	37.3	32.8	36.6	29.6	5.7	1.4	3.7
RELIZANE DEMRH	13.5	26.0	35.7	36.7	34.3	36.0	29.3	32.1	25.2	7.1	1.3	3.6

II.5.3 Le vent

La basse vallée de Cheliff est une zone où il n'y a presque pas de turbulences et le vent dominant est d'ouest. Sa vitesse moyenne à la gare de Hmadna varie de 13 à 33 km/h. A la station de Chleff, la période de juin à septembre est caractérisée par un vent de sud (sirocco), qui est le plus important en août, avec une moyenne annuelle de 20 à 30 jours.

II.5.4 L'humidité

C'est le rapport de la quantité de vapeur d'eau contenue dans un certain volume d'air à la quantité de vapeur d'eau contenue dans le même volume à l'état saturé. L'humidité relative de l'air tout au long de l'année est faible ou moyenne ; elle est d'environ 60 à 85 % en automne et en hiver, et d'environ 35 à 60 % au printemps et en été. Le mois le plus humide est décembre et le mois le plus sec est juillet.

II.5.5 L'Evapotranspiration

En termes de temps, généralement en Méditerranée, il existe une nette coïncidence entre le maximum de chaleur et le minimum de précipitations, ce qui entraîne des sécheresses importantes et une évaporation maximale. Les données d'évapotranspiration sont extraites de la carte publiée par les services de l'ANRH (2002) (M. Mehaiguen, 2006).

La carte d'évapotranspiration montre que la localisation de l'évapotranspiration est complètement opposée à celle des précipitations. L'évaporation potentielle annuelle totale est de 1200 à 1600 mm. En saison froide, l'ETP diminue progressivement jusqu'à atteindre une valeur inférieure aux précipitations. (César E. Acácia D, R, 2015).

II.6 Synthèse géologique

L'étude géologique de la zone d'étude s'appuie sur une synthèse des principaux travaux réalisés par les auteurs suivants : Perrodon (1957) ; Achour, (1997), et bien d'autres.

Le bassin du Chelif appartient au bassin du Néogène au centre et à l'ouest de l'Algérie, il est parallèle au littoral méditerranéen et la zone formée n'est pas très élevée par rapport à la chaîne secondaire plissée qui l'entoure (Achour, 1997).

II.6.1 Cadre géologique Générale

L'Algérie fait partie du Groupe Afrique du Nord-Ouest. Si nous regardons le schéma de structure de cette zone, deux zones principales seront mises en évidence (Figure N) :

- Dans la région sud, où sont apparues les bases précambriennes du Sahara, Hogar et Egulab, et leur couverture, la plate-forme saharienne.
- Zone Nord, zone Atlas, comprenant :
 - L'Atlas du Sahara méridional forme une série de longs reliefs orientés NE-SO, s'étendant de la frontière marocaine à la frontière tunisienne.
 - Au nord, l'Atlas de Tyr (ou Tyr) est composé de reliefs escarpés et de plaines côtières.

Entre les deux montagnes de l'Atlas, il y a une plaine montagneuse, avec les montagnes Houdner à l'est et les montagnes Oran Meseta à l'ouest.

Notre zone de recherche correspondant à la plaine du Cheliff appartient à la partie nord de l'Algérie dans l'Atlas tellien.

D'un point de vue structurel, le bassin a formé un sillon complexe plus ou moins continu s'étendant dans la direction générale WSW-ENE, situé entre les blocs secondaires plissés, qui peut se rapprocher pour la première fois de l'anticlinal principal de la région. Les groupes lithologiques trouvés dans la plaine sont (Figure II-3, Figure II-4) :

- Reliefs Néogène et Quaternaire dans la zone centrale du bassin ;
- La couche inférieure est essentiellement secondaire au bord du bassin exprimé par la formule suivante
- Les monts Ouarsenis au sud, Dahra au nord, et les schistes post-métamorphiques de Doui, Rouina et Temoulga à l'est (F. ACHOUR, 1997) (Figure II-4).
- Terres exotiques implantées dans différents étages tectoniques alpins (Eocène moyen, Miocène inférieur) (Figure II-3).

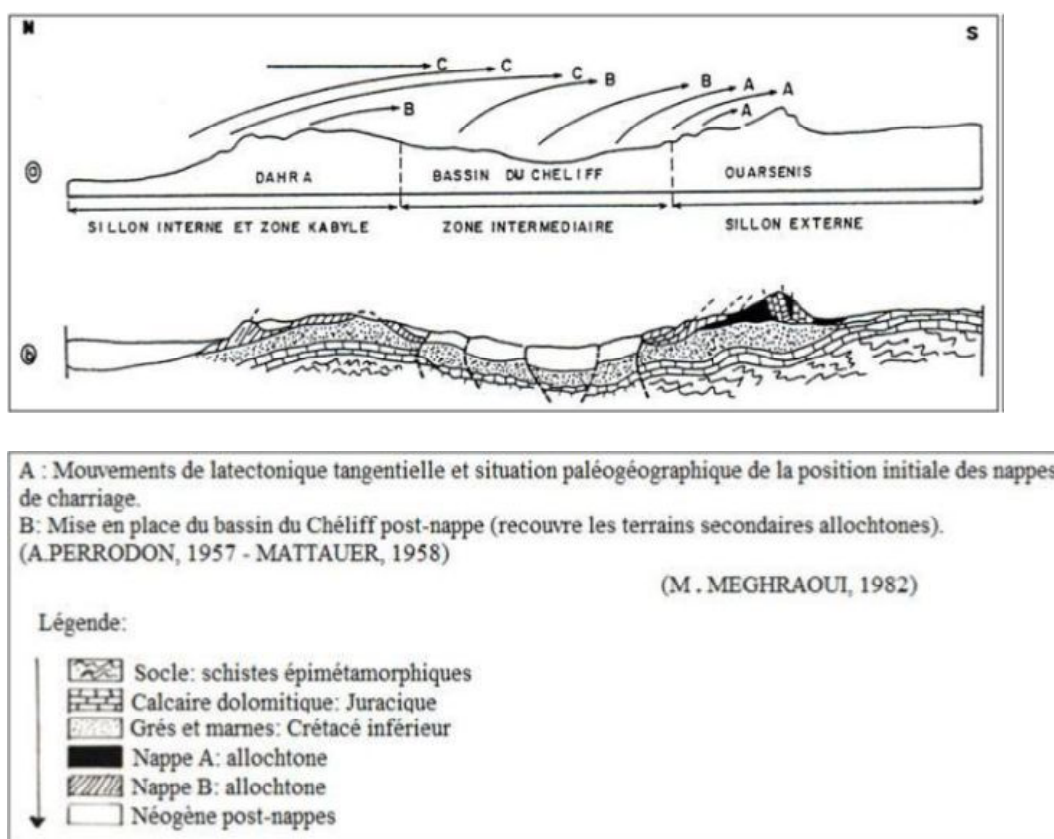


Figure II-3: Structure du Tell « centre ouest » (F.ACHOUR, 1997).

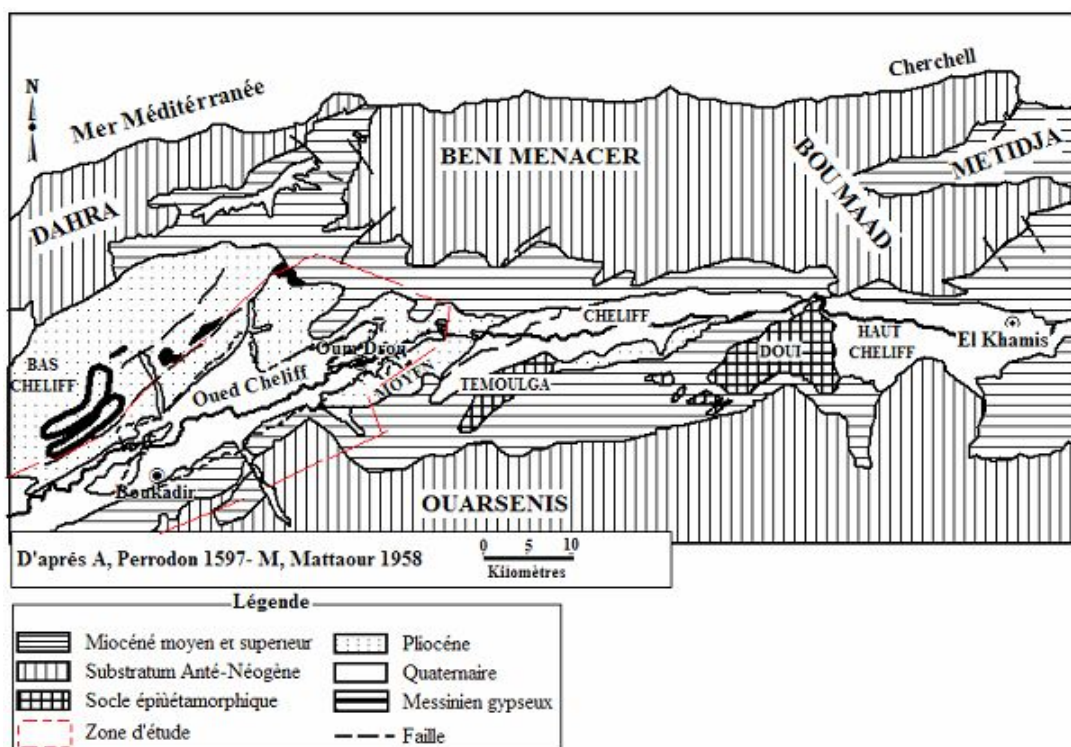


Figure II-4: Cadre géologique du bassin du Cheliff (Perrodon 1967 - Mattauer 1958).

II.7 Lithostratigraphie

Du point de vue des strates lithologiques, la zone d'étude comprend 2 groupes lithologiques :

- Les formations néogènes et quaternaires.
- Les formations anti-néogènes.

Ces strates sont composées de la séquence suivante

II.7.1 Les formations anti-néogènes

Les strates de dépôts sédimentaires anti-néogène (post-nappes) comprennent les terres primitives de l'âge primitif, dont les strates affleurent sur les îles du bassin inférieur du Cheliff, et la nappe phréatique existe sur ses limites, et les strates étrangères constituées d'un amas de la couche Crétacé inférieur -Oligocène.

II.7.2 Les formations néogènes et quaternaires

II.7.2.1 Les terrains néogènes post nappes

Le terrain néogène correspond à l'épaisse accumulation de sédiments mio-plio-quaternaires, qui a été provoquée par la démolition des reliefs environnants et l'incohérence des strates anciennes.

II.7.2.2 Le Miocène

A. Le Miocène inférieur (Burdigalien)

Il est largement exposé sur les bords nord et sud du bassin sur plus de 100 km, le long du massif de l'Ouarsenis dans la vallée de l'oued Sly. Cette série du Miocène est incohérente avec les strates de l'Éocène et du Crétacé, à commencer par les conglomérats et les boudins, qui traversent des grès argileux noirs d'une épaisseur de 100 m. Ces grès deviennent plus argileux au fur et à mesure qu'ils remontent dans la série et forment une série monotone d'argiles et de marnes bleues à noires au bord du bassin, d'une épaisseur de 700 m.

B. Le Miocène supérieur (Vindobonien)

Il est représenté par trois termes principaux :

- Les marnes bleues avec leur niveau généralement détritique.
- Les Tripolis et marnes à Tripolis.
- Les gypses et les marnes gypseuses.

1) Les formations de base

La série débute par des conglomérats de 1 à 2 m, puis des calcaires gréseux en couches métriques, puis alterne grès-marnes et marnes profondes et roches bleu-vert.

Une série de marnes sombres d'une épaisseur d'environ 300 m a hérité des éléments de base. Vers le haut, il contient un intercalaire gréseux à gréseux-calcaire de 50 m d'épaisseur. La formation de la marne bleue a complété le premier ensemble d'épaisseurs différentes.

2) Les formations médianes

A la marne bleue succède la marne blanche avec de bons bancs alternés avec des bancs à Tripolis. L'épaisseur de ce groupe est de 175m. Ces marnes de Tripolis occupent de larges affleurements dans la partie nord de la plaine de Dahra, mais disparaissent à l'est au-delà du seuil d'Oum-Drouh.

3) Les formations terminales

Le Miocène s'est terminé par une formation de gypse, qui a commencé comme une énorme couche de gypse, surmontée de marnes gypseuses avec intercalation de calcaire et de grès. L'épaisseur visible de la formation est de 350 m, dont l'épaisseur de gypse massif est de 125 m. Les marnes gypseuses et les gypses massifs sont principalement exposés au nord du synclinal Ouled-Fares. Cette formation est très importante car elle est à l'origine d'une certaine salinité des eaux de ruissellement et à l'origine de la salinité des aquifères.

II.7.2.3 Le Pliocène

Le Pliocène représente un cycle sédimentaire complet, depuis le début de la transgression de la série gypseuse à la fin du Miocène jusqu'à la fin de la régression astienne.

A. Le pliocène inférieur (Pliocène marin)

1) *Le Plaisancien*

Il est représenté par une série de marnes bleues. Elles sont généralement plus claires, grises voire blanchâtres car elles contiennent plus de carbonates et sont parfois sableuses. Leur teneur en fossiles est également plus élevée, surtout dans leur partie supérieure. Les séries marneuses partent généralement d'une couche clastique de grès ou parfois d'une couche de sable de conglomérat.

Le Plaisancien traverse progressivement des marnes sableuses et des sables argileux sur sa partie supérieure, formant tous les canaux menant au grès astien. L'épaisseur de ce groupe varie de 0 à plus de 700 m du bord du bassin à la zone axiale.

2) *L'Astien*

Le Pliocène continental était composé de sable rouge et de grès en spirale qui provenaient généralement des dunes de sable. Ce dernier a déposé avec succès le grès marin astien dans une certaine mesure. Après plusieurs alternances du niveau de la mer et du niveau continental, il a commencé comme sédiments fluviaux et lacustres, qui contenaient des lentilles irrégulières de sable grossier et de gravier. Il est largement exposé sur tout le bord sud-est (SE) de la rivière Dakhla. Au sud du Chélif et en bordure de L'Ouarsenis, le Pliocène a complètement disparu. A ce niveau, le Quaternaire recouvrait directement les calcaires gréseux du Miocène.

3) *Le villafranchien*

Le villafranchien est une formation synorogénique qui s'est accumulée au cours d'une des étapes de plissement les plus importantes de ces bassins. Cela a conduit à une série de différences locales. Différentes phases permettent de distinguer les deux groupes

Villafranchien 1 : Lacs et continents Il part d'une couche de base composée de calcaire et de limon gréseux, surmontée de sable rouge, de sable argileux et d'argile grise à blanche.

Villafranchien 2 : représenté par un complexe rouge hétérogène formé d'argile, limon, argilo-sableux, grès grossier et conglomérat, boudin et sable grossier, nodules calcaires et lentille boudin. La formation s'étend sur toute la rive droite de l'oued Chélif et réapparaît dans la partie sud de la plaine, formant le relief El Kherba dans la ville de Boukadir au nord-ouest (NW).

II.7.3 Les terrains quaternaires

Les terrains quaternaires sont plus détritiques avec des variations latérales de facies plus fréquentes par rapport aux terrains néogènes qu'ils recouvrent.

Les dépôts du quaternaire ancien affleurent dans les Medjadja avec une épaisseur qui varie entre 100 et 200m et se subdivise en quatre ensembles différents, le bas en haut :

- Un ensemble conglomératique épais.

- Un autre ensemble conglomératique, dont la limite entre les bancs est soulignée par des niveaux à ciment calcaires.
- Un ensemble sablo-conglomératique.
- Des conglomérats à ciment rouge représentant des cônes de déjection.

II.7.3.1 Le Quaternaire récent

Il correspond à des alluvions dont le caractère essentiel est la prédominance des limons qui correspond à d'anciennes vases asséchées qui recourent le centre de la plaine.

- Les limons bruns à rougeâtres : succèdent en discordance aux conglomérats du quaternaire ancien.
- Les limons gris : dépôts très fins qui forment les terrasses alluviales ou ils atteignent 5 à 10m d'épaisseur.

Les alluvions actuelles : forment surtout le lit majeur de l'oued Cheliff et de ses affluents, ils sont formés de galets et de cailloux bien arrondis.

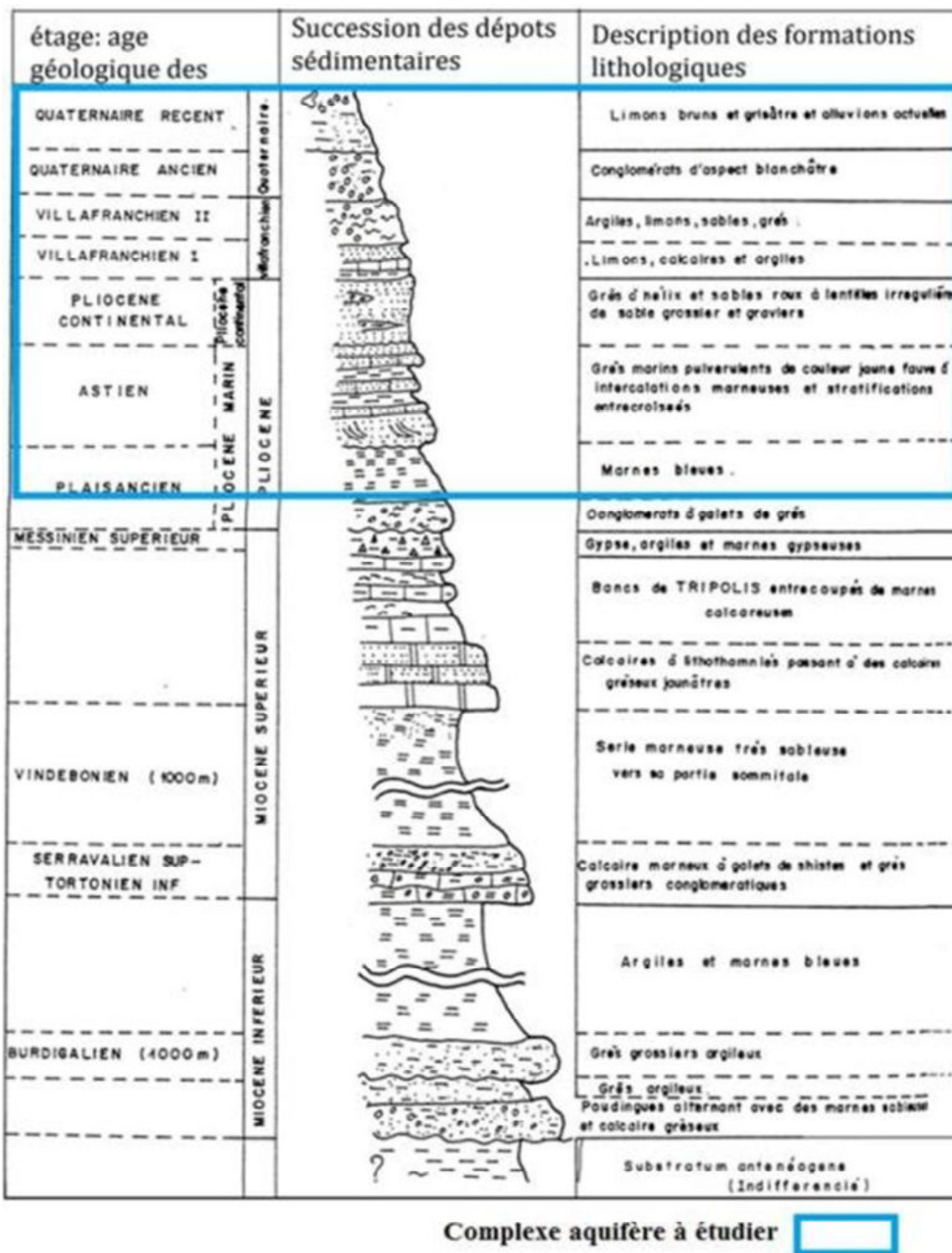


Figure II-5: stratigraphique synthétique de la région d'étude. e = 1/10.000 (ACHOUR, 1997).

II.7.4 Tectonique souple

Au Miocène inférieur, une phase d'expansion s'étendant dans le sens NNW-SSW a permis l'ouverture du bassin de Cheliff et sa mise en place en tant qu'ouvrage post-aquifère.

Au Pliocène, l'étape de transgression a conduit au dépôt d'épaisses couches de marne, qui a duré jusqu'à la fin du Pliocène. Cet événement a pour effet de remplir le bassin préexistant. Dans le même temps, un mouvement de compression se produit et provoque la formation de plis dans le sens E-W vers WNW-ENE.

Au Pliocène, un événement de compression s'est produit et la déformation qui l'accompagnait a formé une structure plissée, qui avait tendance à rétrécir le bassin en un étroit couloir s'étendant d'est en ouest. A la fin de cette période, une phase importante apparaît et provoque l'effondrement de la direction ENE-WSW.

Au Quaternaire, les plis ont été placés dans le sens NE-SW vers ENE-WSW, ce qui correspond à un raccourcissement de l'étage de compression du NNW-SSE au NW-SE. Une série d'anticlinaux et de synclinaux s'étend d'est en ouest jusqu'à la région de Kano à son tour. Les structures anticlinales les plus importantes sont les structures Medjadja et Beni Rached, qui font saillie au nord de l'oued Fodda, et leur aile sud descend brusquement sous la plaine du Cheliff. Le synclinal de Warnier et Ponteba s'ouvre vers l'est sur le socle rocheux du secteur Hanoteau.

Le long du bloc Ouarsenis, la bordure sud du bassin inférieur du Cheliff correspond à une immense monoclinique complexe. Dans cette zone, le Miocène supérieur n'est pas cohérent avec le Miocène inférieur.

Les calcaires à lithothamnium dessinent un monoclinial régulier plongeant vers le NW ; le Miocène inférieur est affecté par des failles d'effondrement alignées suivant la bordure du bassin et pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de rejet.

Dans la partie occidentale au niveau de l'aire d'envoyage du massif de l'Ouarsenis, le Miocène inférieur esquisse le bombement anticlinal de Beni Dergoun au NE de Relizane. Les calcaires du Miocène supérieur transgressifs vers le sud sur le Crétacé dessinent le large plateau synclinal de Zemmoura.

La bordure du Dahra voit des plis qui s'alignent régulièrement suivant la direction NE-SW, sauf sur la bordure méridionale du Dahra où ils s'infléchissent fortement vers l'Ouest en direction de la cluse du Cheliff. La plaine de Gri correspond à une large zone anticlinale à cœur miocène inférieur, s'ouvrant au NE sur le Crétacé et creusée en vaste courbe par les eaux de l'oued Gri.

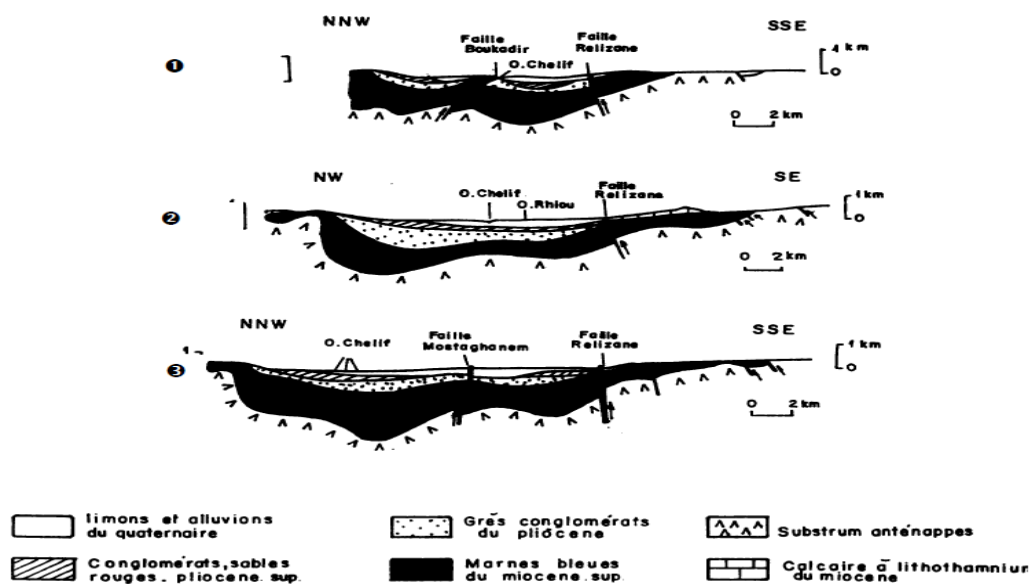


Figure II-6: Evolution paléogéographique du bassin du Cheliff (Perrodon, étude hydrologique par prospection électrique et sismique d'oued Sly; 1966).

II.7.5 Tectonique cassante

Deux failles assez importantes sont à signaler dans notre zone d'étude :

A. Le pli-faille de Boukadir

La direction de la structure anticlinale est N.50°E et se trouve à 40 km de la faille de pli de Cheliff. Il est transversal à la direction générale du bassin du bas Chélif, et la direction est N.70°E-N.80°E. Cette faille inverse (faille de compression) sépare la vallée du Chélif de la vallée de la Relizane, semble se subdiviser en trois parties, et montre des activités récentes affectant le gisement Quaternaire (figure II-7).

B. La faille de Relizane

La limite sud du bassin (représentant la limite sud des sédiments des hautes terres-quaternaires) est marquée par le contact tectonique linéaire entre les sédiments quaternaires et les calcaires lithiques et ferreux du Miocène. Ce contact tectonique est la faille de Relizane, de direction N.70°E et d'une distance d'environ 150 km, passant par les communes de Chleff et Relizane (Figure II-7).

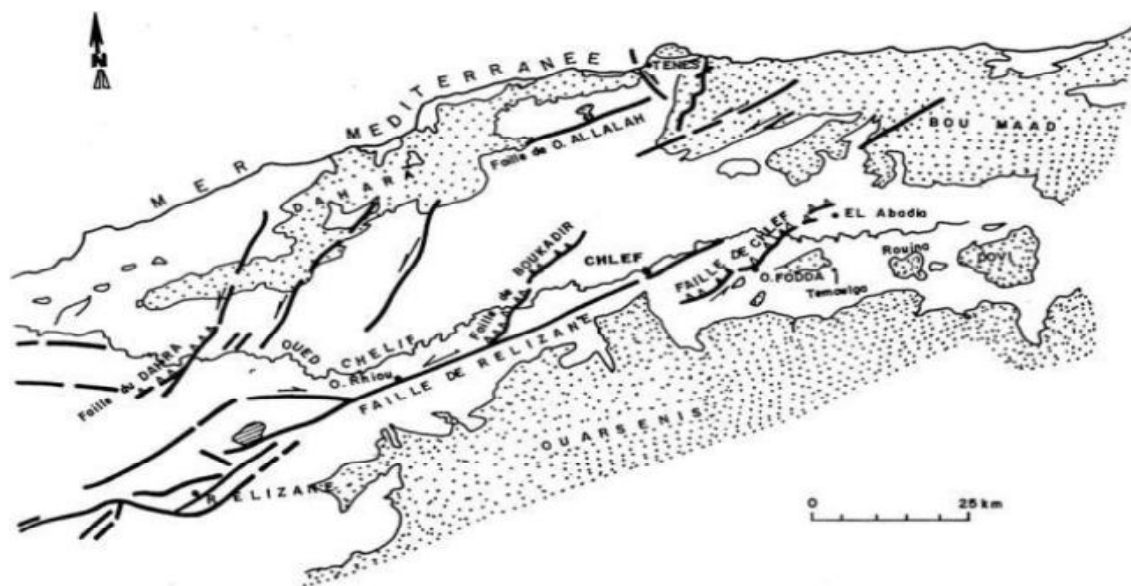


Figure II-7: Situation des failles principales dans le bassin du bas Chélif, (MEGHRAOUI et al, 1986).

II.8 Les formations aquifères de la région d'étude

II.8.1 Distinction des formations aquifères

À la fin de cette étude géologique, il est nécessaire de distinguer dans la zone inférieure de la plaine du Cheliff quatre aquifères potentiels distincts

II.8.2 Aquifère des calcaires à lithothamnium du Miocène

Le calcaire du Miocène est exposé le long de la limite sud de la vallée entre Hmadena et Chlef ville, et le pendage NNO est légèrement raide. Les descriptions lithologiques indiquent l'existence de zones de failles productives avec des profondeurs comprises entre 37 et 60 m.

Les forages et les activités géophysiques de 1966 et 1972 ont révélé la structure du calcaire (Figure II-8).

La partie captée des éclats calcaires était constituée de marnes du Pliocène et du Pliocène.

La structure globale (inclinée vers le nord) indique que l'écoulement général des eaux souterraines se produit dans cette direction. Comme le montre la figure ci-dessous, l'écoulement du niveau des eaux souterraines se fait du sud-est au nord-ouest.

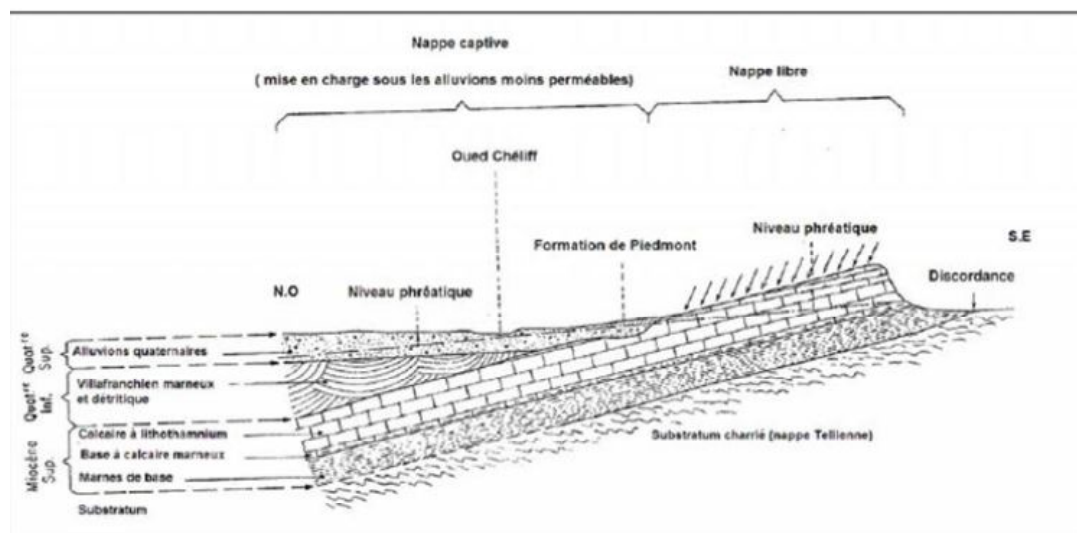


Figure II-8: Schéma structural du calcaire à lithothamnium de l'oued Sly à oued Taflout sismique d'oued Sly, 1966).

II.8.3 Aquifère du Pliocène marin

Composée d'une suite d'argile et de marnes, avec une fine couche de grès, l'océan pliocène affleurerait au nord de la vallée du Cheliff, mais n'a pas encore été identifié dans la vallée.

Le forage peu profond pénètre la couche de grès marin pliocène (Ouarizane n°2 à 55m) dans la partie nord de la vallée. Le grès est généralement à grain fin à moyen et peut être divisé en profils argileux ou en grès calcaires, qui ont tous deux des tendances gréseuses.

La profondeur minimale de l'aquifère au centre de la plaine de Mouafkia est de 100 mètres, atteignant son épaisseur maximale (200 à 320 m). Il s'est aminci vers le bord et a complètement disparu au sud de Hongshan.

II.8.4 Aquifère des grés à Hélix du Pliocène supérieure continental

Cet aquifère est représenté par des sables roux et grés à mollusque d'eau douce avec des passages conglomératiques d'origine alluvionnaire et affleure sur les bordures de la rive droite de la vallée du Cheliff et au Nord de la ville de Chleff dans la montagne rouge.

L'épaisseur de l'aquifère varie de 25m dans la partie orientale de la plaine à 75m vers le centre de celle-ci avec une valeur moyenne de perméabilité de $9.10^{-5}m/s$ (Achour, 1985).

II.8.5 Aquifère du Quaternaire-Pliocène continentale

Constitué de sédiments détritiques d'âge Sub-Pliocène à Quaternaire, cet aquifère forme le remblai de la vallée. Ces sédiments incluent des argiles et des marnes épaisses avec des lits de sables, de graviers et de conglomérats. Les descriptions lithologiques des forages indiquent que plus de 20% des matériaux traversés sont décrits comme étant des sables, des graviers ou des grès (Achour, 1985).

L'examen des coupes lithologiques montre également (Achour, 1985) :

- Qu'au-dessous de la zone des sols, on trouve une importante épaisseur de matériaux argileux (souvent décrits comme argile plastique ou compacte, argile limoneuse ou sableuse). Les épaisseurs moyennes et maximums enregistrées sont de 23m et 50m. Ce profil argileux épais se trouve dans une grande partie de la zone centrale de la vallée.
- Une couche mince de sable fin de 1 à 3m d'épaisseur se trouve parfois à l'intérieur de la partie supérieure de ces sédiments argileux généralement entre 5 et 15m de profondeur. Elle est invariablement rapportée comme contenant des eaux salées, la répartition de cette couche est irrégulière et semble être horizontalement discontinue.

L'intervalle allant de la surface du sol à 50m de profondeur contient peu de matériaux perméables (seule 12% de l'épaisseur peut être productive). En revanche, l'intervalle allant de 50 à 100m contient en moyenne 60% de sables et de graviers.

II.8.6 Piézométrie et relation entre les aquifères

A partir des études piézométriques antérieures de la plaine, on peut constater que les écoulements souterrains de la nappe alluviale du bas Cheliff s'effectuent des bordures vers l'axe central de la vallée puis prennent une direction E-W à SE-NW parallèlement à l'axe principal de l'oued Cheliff. Ces écoulements sont conditionnés par la structure géologique du bassin et par les variations de faciès. En plus d'une alimentation directe par les eaux de pluie, il existe une alimentation indirecte de la nappe par la bordure Sud (à partir des calcaires à Lithothamnium) qui est plus importante que celle provenant de la bordure Nord et Nord Est à partir des aquifère des grés du Pliocène

Les informations piézométriques et celle obtenues à partir des forages indiquent que :

La comparaison entre les niveaux piézométriques de la nappe phréatique et ceux de l'aquifère profond (confiné par des argiles d'une épaisseur supérieure à 20m) confirment une augmentation de la charge piézométrique en fonction de la profondeur indiquant un écoulement vertical (ou une drainance vers le haut) dans le système (Achour, 2005).

L'observation des cartes piézométrique réalisées par les études antérieures permet de constater qu'il y a deux zones d'alimentation de la plaine étudiée (conformément à la disposition des isopièzes) :

- Au Nord de la plaine, il y a une alimentation provenant du flanc Sud du synclinal des Oued Djilali.
- Au Sud de la plaine, une importante alimentation en eaux souterraines par les calcaires à lithothamnium de la bordure Nord de l'Ouarsenis.

Chapitre III :

Matériel et méthodes de travail

III. Matériel et méthodes de travail

Les mesures sur le terrain et les échantillonnages sont généralement des tâches difficiles, rarement achevés sur le long terme pour des grands bassins versants. De part ces contraintes de terrain, les modèles jouent un rôle essentiel pour caractériser sur le long terme les flux d'eau. Beaucoup de modèles ont été développés tels que les modèles statistiques, empiriques, conceptuels et déterministes, afin de résoudre ces problèmes. En effet, la modélisation est fréquemment utilisée afin de prévoir certains phénomènes ou encore pour reconstituer des séries de débits dans le cadre de dimensionnement d'ouvrages ou de l'exploitation des ressources en eau (construction de ponts, déversoir de sécurité de barrages, exploitation des nappes ...), mais aussi pour la protection des terres et des populations (délimitation des zones inondables, protection des nappes ...).

III.1 Le modèle SWAT

III.1.1 Choix du modèle

Le modèle SWAT, Soil and Water Assessment Tool, est un modèle agrohydrologique à base physique et distribué qui calcule et simule les processus hydrologiques des bassins versants d'une façon continue au pas de temps élémentaire journalier (Neitsch et al., 2011). Il s'agit d'un outil développé par des chercheurs du Département de l'agriculture des États-Unis (USDA) pour évaluer les bassins fluviaux (Arnold et al., 1993 ; Arnold et al., 1998).

Le modèle SWAT est développé pour prévoir les impacts des aménagements des terres sur la qualité de l'eau, les sédiments et les rendements chimiques agricoles (fertilisation chimique) pour les grands et complexes bassins versants avec des sols variables, des couvertures végétales variables et des conditions d'aménagement sur des longues périodes, (Neitsch et al., 2011).

Le modèle intègre les données spatiales : occupation du sol, types du sol et topographie avec les différentes conditions climatiques de la zone d'étude. Il peut manipuler et analyser de grandes quantités de données hydrologiques et agronomiques pour prédire l'impact de la gestion des terres sur les ressources en eau. Il simule le transfert de nutriments, de sédiments et de pesticides vers les réseaux de drainage et les aquifères. SWAT simule également le rendement des cultures existantes, en fonction des conditions environnementales et des techniques de culture (Beaudin, 2006).

Le modèle SWAT est intégré au logiciel de cartographie et d'analyse des données spatiales ArcGIS. Cela facilite la collecte et l'utilisation des données d'entrée et les étapes d'intégration et d'étalonnage du traitement. Dans notre étude, SWAT a été utilisé en conjonction avec la version 10.3 d'ArcGIS.

III.1.2 Le principe de fonctionnement d'Arc Swat

La modélisation du fonctionnement hydrologique a lieu en deux étapes : le bassin versant est tout d'abord divisé en sous-bassins, reliés par un réseau hydrographique, puis

chaque sous-bassin est divisé en unités de réponse hydrologiques (URH), chacune contenant une combinaison unique de pente, d'utilisation des terres, de type de sol et des pratiques de gestion représentant ainsi l'hétérogénéité spatiale (Zhang et al., 2016) du milieu étudié.

La modélisation du bilan hydrique; adoptée par SWAT; prend en compte quatre compartiments de stockage: la neige, le profil du sol (0-2 m) l'aquifère peu profond (2-20 m) et l'aquifère profond (>20m) (Bilondi et al., 2013).

Selon Meaurio (2015), le modèle SWAT regroupe les différentes fonctions adoptées pour la modélisation du processus hydrologique comme suivant :

- Le ruissellement est prédit pour les précipitations journalières en utilisant la méthode SCS modifiée (USDA-SCS, 1972),
- Le débit de pointe est calculé avec la méthode rationnelle modifiée (Chow et al., 1988), l'écoulement souterrain latéral dans le profil du sol (0-2 m) est déterminé dans chaque couche de sol avec le modèle cinématique de stockage (Sloan et al., 1983)
- La contribution de l'écoulement des eaux souterraines au débit total est simulée par la création de réservoirs aquifères peu profonds (Arnold and Allen, 1999)
- La percolation du fond de la zone racinaire est considérée comme une recharge vers l'aquifère peu profond, le flux au sein du réseau de drainage de surface est acheminé en utilisant la méthode du coefficient de stockage variable (Williams, 1969).

III.1.3 Discrétisation des processus dans le modèle SWAT

La modélisation hydrologique du modèle SWAT s'effectue à l'échelle des unités de réponses hydrologiques (Hydrological Response Unit, HRU) (Figure III-2), c'est à dire une unité homogène en termes de pente, de pédologie et d'occupation du sol. L'unité de discrétisation spatiale est le sous bassin, obtenu par le découpage du bassin à partir du MNT, de façon automatique par le positionnement d'exutoires. Les sous-bassins peuvent donc être définis assez librement, du moment qu'il y ait une cohérence topographique (les sous-bassins sont bien des bassins au sens hydrologique, et ont un seul exutoire).

Les HRU sont les unités de base au niveau desquelles le modèle calcule le bilan hydrique, la croissance des cultures et l'effet des pratiques et aménagements cultureux tels que l'application d'engrais ou d'aménagement antiérosif. Le ruissellement de chaque sous-bassin est évalué en prenant en compte le bilan hydrique sur l'ensemble des URH qui le composent, ce qui permet d'évaluer la contribution en ruissellement du sous bassin au réseau hydrographique. Une HRU est représentée au sein du sous bassin par un pourcentage d'occupation de la surface. La partie hydrologique s'appuie en partie sur un arbre de drainage à l'échelle du bassin versant, issu d'un MNT. Celle-ci agrège les eaux issues des HRU par sous-bassins.

La discrétisation des bassins versant en HRU permet d'effectuer les simulations selon un niveau de détails optimal pour l'obtention d'une variabilité spatiale maximale des caractéristiques du bassin versant. Chaque HRU regroupe et organise ainsi un ensemble unique d'informations nécessaires aux routines de SWAT. Le nombre total d'HRU d'un bassin versant est relatif à la superficie de ce dernier et du détail de ses caractéristiques. Une aire moyenne des URH

représentant un minimum de 2% de la superficie du bassin est suggérée par SWAT (Arnold, Kiniry, et al., 2012).

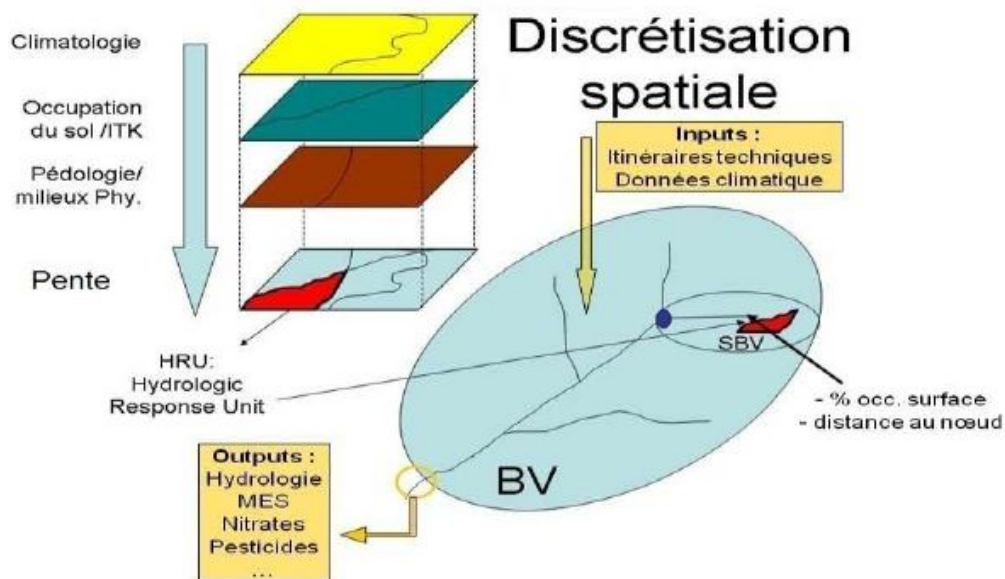


Figure III-1: Représentation des sous-bassins et des Hydrological Response Units (HRUs) du modèle SWAT

III.2 Structure et fonctionnement du modèle SWAT

III.2.1 Module hydrologique de SWAT

La réponse hydrologique simulée au cours de la modélisation est basée sur l'équation du bilan hydrique. Ce dernier contrôle les différents processus hydrologiques qui se déroulent sur le bassin. SWAT ; simule le cycle de l'eau par l'équation :

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_d - surf - E_a - W_{seep} - Q_{gw}) \quad (\text{III-1})$$

Sachant que :

SW_t : le contenu en eau du sol par (mm)

SW_0 : l'eau disponible pour les plantes par (mm)

R_d : la précipitation par (mm)

Q_{surf} : le ruissellement de surface par (mm)

E_a est : l'évapotranspiration par (mm)

W_{seep} : la percolation par (mm)

Q_{gw} : le débit d'étiage par (m^3/s)

Le climat intervient et équilibre cette équation et détermine l'importance relative de divers paramètres du cycle hydrologique. Les processus d'évapotranspiration, d'infiltration et de ruissellement (de surface et souterrain) dépendent en grande partie de la nature du sol, de

son occupation (bâtiments, végétation, sol nu, etc.) et de la pente. Par conséquent, ils sont calculés pour chaque HRU, ce qui permet de mieux décrire l'hydrologie.

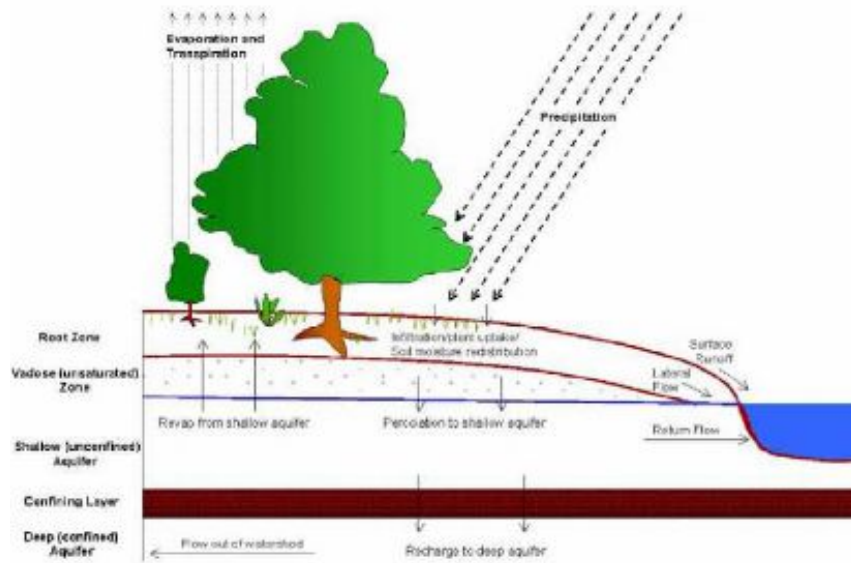


Figure III-2: Principe de la modélisation SWAT (source : Arnold et al. 2005)

La figure ci-dessus représente les différentes composantes du cycle hydrologique de SWAT, réparties sur un bassin versant. Elles peuvent être catégorisées à la fois en terme de flux et de stock. Ces différentes composantes seront analysées tout au long de ce travail de recherche.

III.2.2 Détail des processus

III.2.2.1 Interception

Le premier réservoir à être affecté par la précipitation est l'interception par la canopée, où l'eau de pluie est retenue et rendue disponible pour l'évaporation. La précipitation remplit d'abord ce réservoir avant d'être disponible à d'autres processus. La quantité d'eau interceptée par jour est principalement fonction du Leaf Area Index (LAI) :

$$can_{day} = can_{mx} \cdot \frac{LAI_{day}}{LAI_{mx}} \quad (III-2)$$

Où

- can_{day} est la quantité maximum d'eau pouvant être stockée dans la canopée (mm),
- LAI représente le développement de la canopée,

can_{mx} est la quantité d'eau (mm) pouvant être stockée quand la canopée est développée au maximum (c'est-à-dire que $LAI = LAI_{mx}$). Le paramètre can_{mx} peut être calibré par l'utilisateur.

III.2.2.2 Ruissellement

Le ruissellement est déterminé selon le modèle de pluie nette du Soil Conservation Service américain (SCS, 1972). Cette méthode permet d'évaluer le volume de ruissellement en tenant compte des propriétés hydrologiques des sols. Elle est d'ailleurs appropriée pour les simulations d'un pas de temps journalier puisqu'elle détermine le volume de ruissellement pour l'ensemble d'une précipitation et non des valeurs d'infiltrations en fonction du temps (Anctil et al., 2012).

$$Q_{ruis} = \frac{(R_d - I_a)^2}{(R_d - I_a + S)} \quad \text{(III-3)}$$

Où

Q_{ruis} : Ruissellement (mm)

I_a : Infiltration initiale $\approx 0.2S$ (mm)

R_d : Précipitations totales d'une journée (mm)

S : Rétention du sol (mm)

L'infiltration initiale est d'ailleurs estimée à 20% de la rétention. Cette dernière est alors définie en fonction des caractéristiques du sol par la méthode du SCS. L'indice de ruissellement ou numéro de courbe CN_2 est utilisée à cette fin. Ce paramètre est directement proportionnel au ruissellement de surface tel qu'illustré à la figure 3.3. Classifiant le potentiel de ruissellement des sols, les groupes hydrologiques permettent de déterminer le paramètre CN_2 . De ce fait, les surfaces pavées ont les valeurs CN_2 les plus élevées étant donné leur imperméabilité importante. Le tableau 3.1 présente les valeurs des paramètres CN_2 en fonction du groupe hydrologique et de l'utilisation du sol.

$$S = 25.4 \left(\frac{1000}{CN_2} - 10 \right) \quad \text{(III-4)}$$

Où

- S : Rétention d'eau [mm]
- CN_2 : Indice de ruissellement (Numéro de courbe SCS)

Un débit de pointe est ensuite déterminé en fonction du ruissellement. La méthode rationnelle est ici utilisée selon laquelle une pluie d'intensité i permet un ruissellement maximal selon un temps de concentration.

$$q_p = \frac{C.i.A}{3.6} \quad \text{(III-5)}$$

Où

q_p : Débit de pointe (m^3/s)

C : Coefficient de ruissellement
 i : Intensité de pluie (mm h-1)
 A : Aire du sous bassin (km²)

Le coefficient de ruissellement est ici défini comme le rapport entre le ruissellement et la pluie nette d'une précipitation.

$$C_i = \frac{Q_{ruis,i}}{R_i} \quad (\text{III-6})$$

Où

C_i : Coefficient de ruissellement de la journée i
 $Q_{ruis,i}$: Ruissellement (mm)
 R_i : Volume de pluie (mm)

Le temps de concentration se définit par le temps nécessaire à la contribution totale de la superficie d'un bassin versant au débit sortant lors d'un événement de pluie.

$$t_c = t_q + t_r = \left(\frac{L^{0.4} \cdot n^{0.6}}{285 \cdot p^{0.3}} \right) + \left(\frac{0.62 \cdot L \cdot n^{0.75}}{A^{0.125} \cdot p^{0.375}} \right) \quad (\text{III-7})$$

Où

t_c : Temps de concentration du sous bassin (h)
 t_q : Temps de concentration du ruissellement (h)
 t_r : Temps de concentration en rivière (h)
 L : Longueur du sous bassin (km)
 n : Coefficient de Manning
 A : Aire du sous bassin (km²)
 p : Pente moyenne (m m-1)

Selon leur superficie, certains bassins versants ont un temps de concentration supérieur à 24 heures. Une fraction du ruissellement atteint donc le réseau hydrographique après un événement de pluie. Un coefficient de délai est inclus dans SWAT afin de transférer le ruissellement accumulé d'une journée à l'autre.

$$Q_{ruis} = (Q'_{ruis} + Q_{acc,i-1}) \cdot \left[1 - \exp\left(\frac{-surlag}{t_c}\right) \right] \quad (\text{III-8})$$

Où

Q_{ruis} : Ruissellement atteignant le réseau hydrographique (mm)
 Q'_{ruis} : Ruissellement de surface généré (mm)
 $Q_{acc,i-1}$: Ruissellement différé de la journée précédente (mm)
 $surlag$: Coefficient de délai du ruissellement de surface

La prochaine figure présente l'influence du délai de ruissellement et du temps de concentration sur la fraction ruisselée atteignant le réseau hydrographique. Ainsi, pour un

temps de concentration t_c donné, le volume d'eau ruisselé emmagasiné ou différé est inversement proportionnel au coefficient de délai surlag.

III.2.2.3 Infiltration et écoulement latéral

Une partie de l'eau ruisselée peut s'infiltrer dans le sol et suivre différents parcours. Elle peut être évaporée ou absorbée par la végétation, mais également recharger les aquifères ou se déplacer latéralement dans le profil du sol et aussi contribuer au débit du réseau hydrographique. De ce fait, la porosité du sol influence le comportement de l'eau dans le sol quant à son emmagasinement et son transport. Le comportement hydraulique du sol est donc dépendant du diamètre des pores qu'il contient. Ceux-ci se classent en trois catégories : les macropores, les mésopores et les micropores. 28

Les teneurs en sable, en limon et en argile définissent généralement le type de porosité. SWAT prend d'ailleurs en compte la réserve utile en eau disponible pour la végétation puisqu'elle représente la majeure partie de l'eau soutirée du profil du sol (Neitsch et al., 2011a).

$$CC = RU + PF \quad (III-9)$$

Où

CC : Capacité au champ (mm/mm)

RU : Réserve utile (mm/mm)

PF : Point de flétrissement (mm/mm)

Alors que la réserve en eau du sol est connue, la capacité au champ est calculée en fonction du point de flétrissement relié au pourcentage d'argile et de la densité du sol.

$$PF = 0.4 \cdot \frac{m_c \cdot \rho_b}{100} \quad (III-10)$$

Où

m_c : Pourcentage d'argile du sol (%)

ρ_b : Densité apparente du sol (mg /m³)

L'infiltration d'eau ou la percolation est ensuite déterminée selon l'équation (III-11). Le volume d'eau disponible dans le sol est ici dépendant de la teneur en eau du sol par rapport à la capacité au champ. Il est à noter que l'infiltration est calculée unitairement selon les couches de sol présentes dans un URH. Par ailleurs, aucune eau n'est drainée d'une couche de sol lorsque celle-ci est gelée.

$$\Delta V_d = V - CC \quad si \quad \Delta V > CC \quad (III-11)$$

$$\Delta V_d = 0 \quad si \quad \Delta V \leq CC$$

Où

ΔV_d : Volume d'eau disponible dans le sol (mm)

V : Teneur en eau du sol (mm)

$$w_{inf} = \Delta V_d \cdot \left[1 - \exp\left(\frac{-\Delta t}{TT_{inf}}\right) \right] \quad (\text{III-11})$$

Où

w_{inf} : Infiltration (mm)

ΔV_d : Volume d'eau disponible dans le sol (mm)

Δt : Pas de temps de simulation (24h)

TT_{inf} : Temps d'infiltration (h)

$$TT_{inf} = \frac{SAT-CC}{K_{sat}} \quad (\text{III-12})$$

Où

SAT : Teneur d'eau à saturation (mm)

K_{sat} : Conductivité hydraulique du sol [mm h-1]

CC : Capacité au champ

Un débit latéral est également simulé lorsqu'un sol avec une grande conductivité hydraulique possède une couche imperméable ou semi-perméable à une faible profondeur.

$$Q_{lat} = 0.024 \cdot \left(\frac{2 \cdot \Delta V_d \cdot K_{sat} \cdot S}{\phi_d \cdot L} \right) \quad (\text{III-13})$$

Où

Q_{lat} : Teneur d'eau à saturation (mm)

ΔV_d : Volume d'eau drainée (mm)

K_{sat} : Conductivité hydraulique du sol (mm /h)

S : Pente

ϕ_d : Porosité de drainage (mm/mm)

L : longueur de pente (m)

Un coefficient de délai peut également être considéré dans le calcul du débit latéral pour les bassins versants ayant un temps de concentration supérieur à 24 heures. Ce coefficient s'intègre au calcul du débit latéral de la même manière que le calcul du ruissellement.

III.2.2.4 Modélisation des eaux souterraines

Suite à l'infiltration de l'eau dans le sol, celle-ci se définit alors comme une eau souterraine et se loge dans deux aquifères distincts selon les caractéristiques du sol. Respectivement, la nappe libre et la nappe captive sont les aquifères peu profond et profond notamment. Comme l'infiltration présentée à la section précédente, l'écoulement des eaux souterraines est relatif à la conductivité hydraulique et à la porosité du sol. La présence de couche perméable dans le sol n'a pas été identifiée dans la caractérisation de la pédologie du territoire. Alors qu'il est fort probable que de telles couches soient présentes en réalité, une incertitude dans l'évaluation des écoulements souterrains y sont donc associées.

SWAT simule ces deux nappes au sein d'un sous bassin. Il est ici défini que la nappe libre d'un sous bassin donné contribue au débit du réseau hydrographique alors que la nappe captive correspondante ne contribue qu'à un débit d'un bassin versant subséquent. Un bilan massique permet de contrôler les volumes d'eaux souterraines.

$$NL_i = NL_{i-1} + W_{rcharg} - Q_{gw} - W_{revap} - W_{p,NL} \quad (\text{III-14})$$

Où

NL_i : Quantité d'eau dans la nappe libre pour la journée i [mm]

W_{rcharg} : Apport en eau de recharge [mm]

Q_{gw} : Débit d'eau souterraine [mm]

W_{revap} : Demande en eau vers les zones non saturées [mm]

$W_{p,NL}$: Eau pompée depuis la nappe libre si existant [mm]

La recharge des nappes est effectuée par le biais de la demande en eau vers les zones non saturées du sol. Un délai de drainage y est imposé pour prendre en compte le temps réponse du sol. Cette variable est d'ailleurs estimée et ajustée lors de la calibration du modèle puisqu'elle ne peut être mesurée.

$$W_{rcharg,i} = \left(1 - \exp\left[-1/\delta_{gw}\right]\right) \cdot W_{ns} + \exp\left[-1/\delta_{gw}\right] \cdot W_{rcharg,i-1} \quad (\text{III-15})$$

Où

$wrcharg$: Eau de recharge de la nappe pour la journée i [mm]

δ_{gw} : Délai de drainage des formations géologiques (GW_DELAY) [d]

wns : Demande en eau vers les zones non saturées [mm]

Le débit de base ou débit souterrain permet de réguler la contribution de la nappe libre au réseau hydrographique. Ce débit est défini à l'équation III-16 et régit en réseau selon l'équation III-17.

$$Q_{gw} = \frac{8000 \cdot K_{sat}}{L_{gw}^2} \cdot h_n \quad (\text{III-16})$$

Où

Q_{gw} : Débit de base (mm)

K_{sat} : Conductivité hydraulique du sol (m/h)

L_{gw} : Distance du réseau souterrain jusqu'en rivière (m)

h_n : Hauteur d'eau de la nappe (m)

$$\begin{aligned} Q_{gw,i} &= Q_{gw,i} \cdot \exp[-\alpha_{gw} \cdot \Delta t] + W_{rcharg} \cdot (1 - \exp[-\alpha_{gw} \cdot \Delta t]) \\ Q_{gw,i} &= 0 \quad \text{si } NL_i \leq GWQMN \end{aligned} \quad (\text{III-17})$$

Où

$Q_{gw,i}$: Débit d'eau souterraine pour la journée i (mm)

α_{gw} : Constante de régression du débit de base (ALPHA_BF) (j)

Δt : Pas de temps de simulation [d]

W_{rchrq} : Eau de recharge de la nappe pour la journée i (mm)

NL_i : Quantité d'eau dans la nappe libre pour la journée i (mm)

$GWQMN$: Niveau seuil d'eau de la nappe libre pour un débit de débit nul (m)

$$h_i = h_{i-1} \cdot \exp[-\alpha_{gw} \cdot \Delta t] + \frac{W_{rchrq} \cdot (1 - \exp[-\alpha_{gw} \cdot \Delta t])}{800 \cdot \mu \cdot \alpha_{gw}} \quad (\text{III-18})$$

Où

h_i : Hauteur d'eau souterraine pour la journée i (mm)

α_{gw} : Constante de régression du débit de base (j) (ALPHA_BF)

Δt : Pas de temps de simulation

μ : Rendement spécifique de la nappe libre (m /m)

La quantité d'eau dans la nappe captive est contrôlée par un bilan de masse. L'apport en eau depuis la nappe libre est ici partitionné à l'aide d'un coefficient de percolation aussi utilisé en calibration.

$$NC_i = NC_{i-1} + W_{NC} - W_{p,NC} \quad (\text{III-19})$$

Où

NC_i : Quantité d'eau dans la nappe captive pour la journée i (mm)

W_{NC} : Apport en eau de recharge depuis la nappe libre (mm)

$W_{p,NC}$: Eau pompée depuis la nappe captive si existant (mm)

$$W_{NC} = \beta_p + W_{rchrq} \quad (\text{III-20})$$

Où

W_{NC} : Recharge de la nappe captive depuis la nappe libre (mm)

β_p : Coefficient de percolation (RCHRG_DP)

W_{rchrq} : Recharge en eau souterraine [mm]

Une demande en eau de la couche supérieure du sol peut être provoquée en période de sécheresse. L'eau souterraine se voit alors diffusée vers le haut entre la frange capillaire des zones saturées et non-saturées. Le terme « *revap* » est utilisé par SWAT pour définir ce phénomène.

$$\begin{aligned} W_{revap} &= \beta_{revap} \cdot E_0 = W_{revap,max} & \text{si } NL_i &\geq (R_{min} + W_{revap,max}) \\ W_{revap} &= \beta_{revap} - R_{min} & \text{si } R_{min} &< NL_i < (R_{min} + W_{revap,max}) \\ W_{revap} &= 0 & \text{si } NL_i &\leq R_{min} \end{aligned} \quad (\text{III-20})$$

Où

β_{revap} : Coefficient

E_0 : Potentiel d'évapotranspiration (mm)

NL_i : Quantité d'eau dans la nappe libre pour la journée i (mm)

R_{min} : Niveau d'eau minimum de la nappe libre permettant la remontée capillaire (*REVAPMIN*) (mm)

III.2.2.5 La calibration

La capacité du modèle hydrologique à simuler les processus hydrologiques dépend essentiellement de la calibration des paramètres du modèle (Xu et al., 2009). Les paramètres des modèles peuvent être estimés ou calés manuellement ou automatiquement à l'aide du logiciel d'optimisation des paramètres.

La calibration des débits se fait automatiquement à l'aide du programme d'optimisation des paramètres du modèle (SWAT-CUP) en comparaison avec les débits observés mesurés au à l'exutoire du bassin (stations de jaugeage). Et aussi, la calibration se fait en se basant sur la compréhension du comportement du bassin (Boithias, 2012 et Oeurng, 2010).

La calibration consiste à comparer la sortie du modèle avec les données mesurées, puis à déterminer les paramètres qui doivent être modifiés pour simuler les observations aussi fidèlement que possible. Il est donc nécessaire d'exécuter le modèle avec des valeurs prédéfinies pour la première fois. Pour des valeurs inconnues ou des paramètres à faible impact, la seule information pré-intégrée est liée à la dynamique des eaux souterraines. Le facteur de réponse des eaux souterraines (*ALPHA_BF*) est calculé à l'aide d'un programme appelé Base Flow Filter, qui analyse l'historique du débit (Arnold et Allen 1999).

III.2.2.6 Utilisation de l'outil SWATCUP

Cet outil permet d'exécuter le modèle plusieurs fois en modifiant un ou plusieurs paramètres. Le programme compare alors automatiquement les simulations en calculant leurs valeurs NSE (coefficient de Nash-Sutcliffe) et propose une valeur de paramètre qui maximise la norme. Il crée également une carte du niveau d'eau qui nous permet de voir l'impact de la modification de ce paramètre dans le cours d'eau. Le paramètre est compris entre deux valeurs limites, qui sont la valeur absolue du paramètre ou le pourcentage de la valeur initiale. Ces limites de changement définissables par l'utilisateur maintiennent la valeur d'un paramètre spécifique dans une plage constante. D'autres paramètres sont ajustés manuellement.

III.3 Les données utilisées

III.3.1 Les données topographiques

Les données géographiques sont essentiellement extraites du fichier MNT (Modèle numérique de terrain) de la région d'étude. Ces données comprennent les données relatives aux altitudes, les pentes, surfaces drainées et les directions de drainage

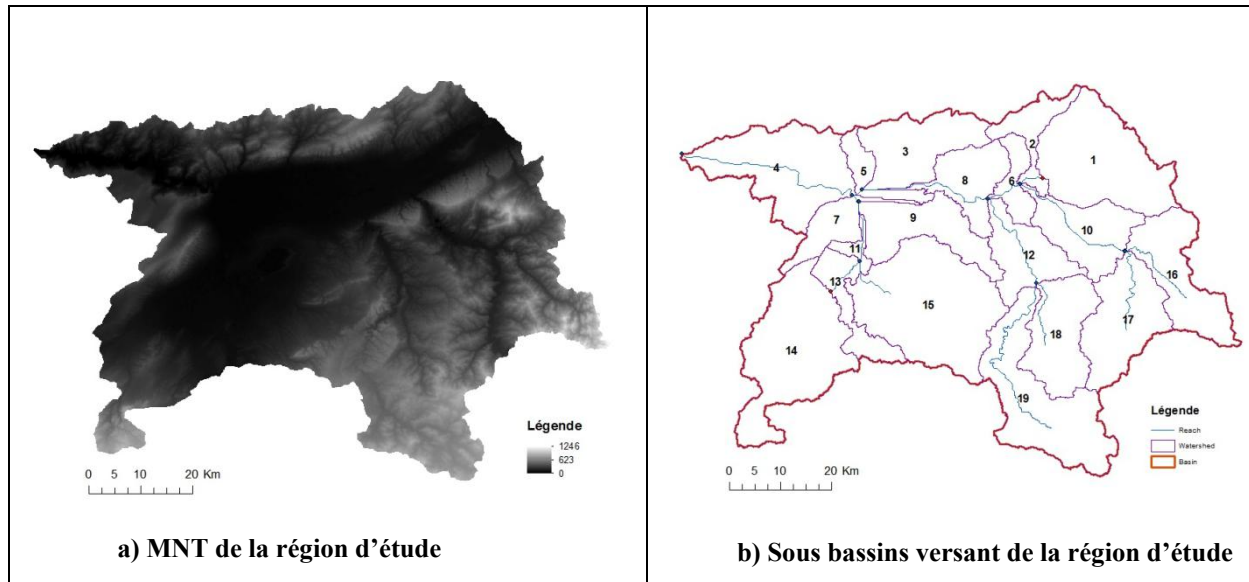


Figure III-3: MNT et délimitation des Bassins versant de la zone d'étude

III.3.2 Occupation du sol

L'occupation du sol dans la plaine des Bas Cheliff variée par de type de végétation agricole est naturelle comme les halophytes :

- Dans le périmètre des oueds Rhiou, Djédiouia et Ouarizaneles cultures localise généralement sont : vergers d'agrumes et d'oliviers ; sur les sols calcimagnésiques du plateau de Benziane
- Les cultures céréalières en sec comme culture principale avec 22%. (Douaoui, 2005). On les retrouve également dans les périmètres irrigués : Selon l'étude de McDonald et Bneder (1990), les cultures suivantes : orge 20 %, blé 8,5 %, olivier 3,6 %, melon, pastèques et artichaut 6,7 % de la surface agricole utile.
- Les cultures maraîchères irriguées de 10 % (melon, pastèque, artichaut, oignon...) sont cultivées dans les périmètres irrigués et se concentrent au bord des lits d'oueds.

Selon (Douaoui, 2005) les sols très salés sont couverts par la végétation halophyte de 43% et principalement dans la région de Gaa, et une variation sur la résistance à la salinité. Et on trouve aussi des sols labourés de pourcentage 3.1% par l'arboriculture, 21 % par la jachère, 43 % par la végétation halophyte,

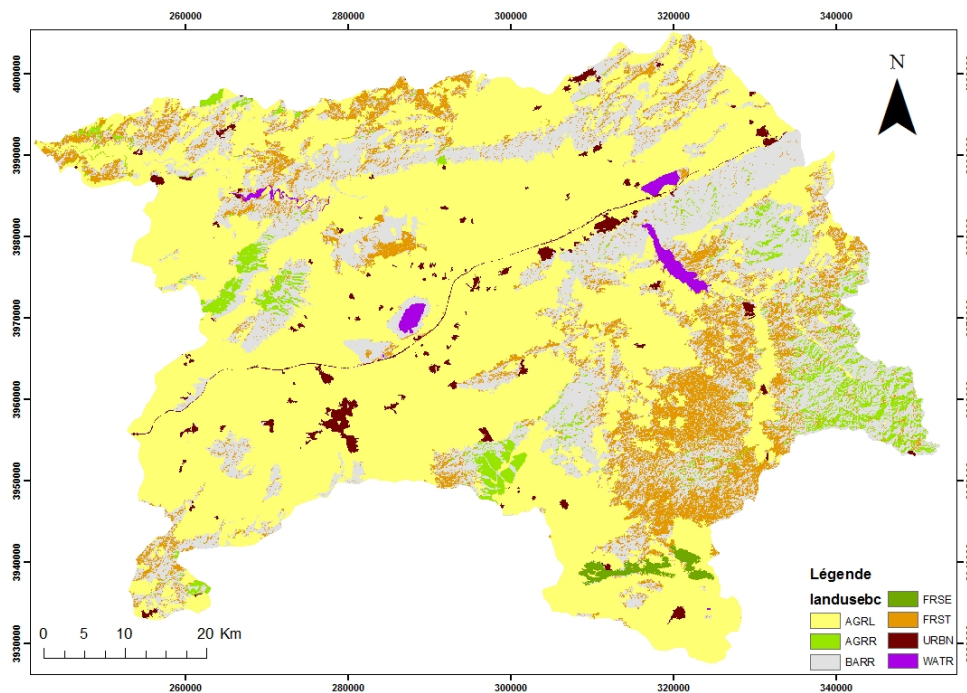


Figure III-4: Classes d'occupation du sol avec les paramètres associés dans la base de données

III.3.3 Les données Pédologiques

Les paramètres propres aux sols ont quant à eux dû être renseignés manuellement. En effet Swat possède une base de données propre, mais celle-ci est spécifique aux sols. Il a donc été nécessaire de collecter préalablement ces données (nombres d'horizons, profondeur, granulométrie, albédo, conductivité hydraulique...) pour les types de sols présents sur le bassin versant.

Les paramètres à définir pour chaque horizon de sols sont :

- La profondeur
- La teneur en élément grossier (% poids total),
- La masse volumique,
- La réserve utile,
- La conductivité hydraulique à saturation (mm/h),
- La teneur en carbone organique (% poids du sol),
- La teneur en argile (% poids du sol),
- La teneur en limon (% poids du sol),
- La teneur en sable (% poids du sol),
- L'albédo de la surface en conditions humides.

La carte des sols du bassin versant est un extrait de la carte des sols de la FAO.

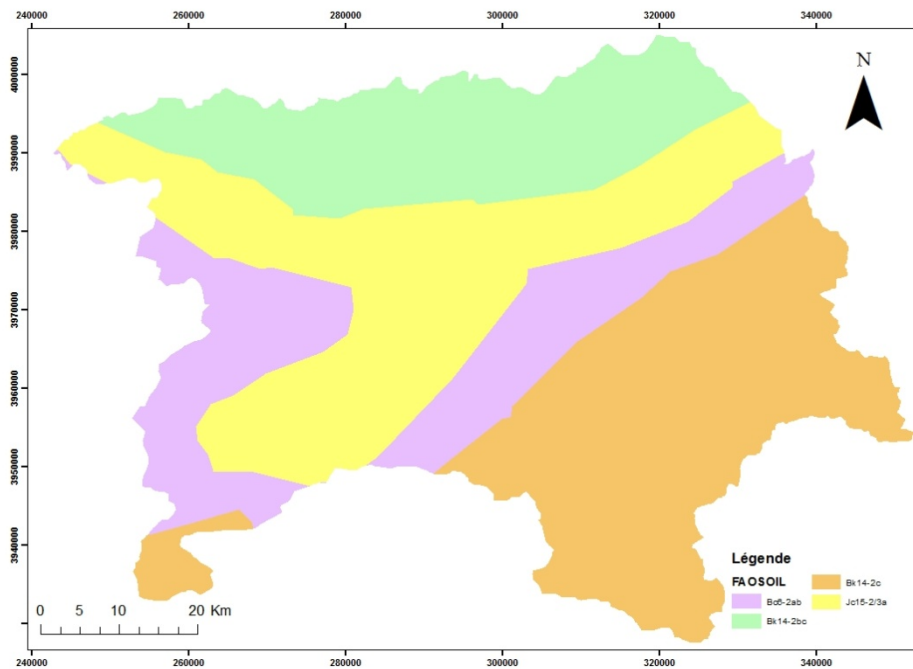


Figure III-5: Carte des sols de la région du Bas-Chéliff (FAO, 2021)

III.3.4 Les données climatiques :

Le climat joue un rôle primordial lors de la modélisation hydrologique. Ces informations portent sur la pluviométrie, les températures minimales et maximales, la vitesse du vent, l'humidité relative, les radiations solaires et la localisation de la station de mesure. Pour ce projet, les chroniques de mesures sont

Les données climatiques, nécessaires au fonctionnement du modèle sont : les précipitations, les températures minimales et maximales, l'ensoleillement, l'humidité et la vitesse du vent. Ces données ont été téléchargées de la base de données globale weither du modèle arc Swat relative à la région d'étude.

Tableau III-1 : Stations Climatiques retenues (période d'observation 1979-2014)

Station	Lat. (° dec)	Long. (°dec)	Alt. (m)	Années Obs.	TMax (°C)	T Min (°C)	Pluie Annuelle (mm)
S35413	35.438	1.25	714	1979-2014	23.39	9.89	582.21
S3543	35.438	0.313	596	1979-2014	25.73	12.10	478.05
S3546	35.438	0.625	301	1979-2014	25.42	11.67	471.56
S3549	35.438	0.938	471	1979-2014	24.59	10.83	501.34
S35813	35.75	1.25	531	1979-2014	24.61	11.16	523.58
S3583	35.75	0.313	181	1979-2014	25.93	13.20	478.58
S3586	35.75	0.625	71	1979-2014	26.22	12.92	445.05
S3589	35.75	0.938	211	1979-2014	25.77	12.31	449.76
S36113	36.062	1.25	81	1979-2014	24.32	11.90	622.94
S3613	36.062	0.313	114	1979-2014	23.66	14.80	579.89
S3616	36.062	0.625	242	1979-2014	24.74	13.61	579.65
S3619	36.062	0.938	246	1979-2014	24.82	12.85	587.91

Chapitre IV :

Résultats et discussion

IV. Résultats et discussion

IV.1 Calage et calibration des paramètres du modèle

Le calage d'un modèle consiste à sélectionner les paramètres dans la mesure où le modèle simule intimement le comportement hydrologique d'un bassin versant (Madsen, 2000). Le modèle SWAT est élaboré sur la base des caractéristiques des sols, de la végétation et de l'hydrologie des bassins Nord-américain, l'analyse des résultats de simulation avant calibration permet de voir à quel point le modèle SWAT reproduit le fonctionnement hydrologique du bassin versant Bas Cheliff avec les données d'entrées (MNT, classe de pente, sol, occupation des terres, précipitation) et les règles de calibration utilisées par défaut.

Généralement, la période d'enregistrement utilisée pour la calibration et la validation est de 2 à 10 ans, cette période est limitée par la disponibilité des données observées. La calibration se fait d'une manière successive. Tout d'abord, c'est la calibration du module hydrologique, ensuite c'est la calibration des sédiments, après c'est la calibration des nutriments (NO₃ -, P) et enfin c'est la calibration des pesticides.

Ainsi, la procédure de calage choisie consiste à trouver les paramètres convenables par la méthode itérative à partir des valeurs initiales. D'après Mabrouk (2010), ce mode de calage automatique est préféré aux autres modes de calages comme le calage manuel et semi-manuel.

IV.1.1 Procédure du calage du modèle

La capacité du modèle hydrologique à simuler les processus hydrologiques dépend essentiellement de la calibration des paramètres du modèle (Xu et al., 2009). Les paramètres des modèles peuvent être estimés ou calés manuellement ou automatiquement à l'aide du logiciel d'optimisation des paramètres.

La calibration des débits se fait automatiquement à l'aide du programme d'optimisation des paramètres du modèle (SWAT-CUP4 et SUFI2) en comparaison avec les débits observés mesurés au cours de 7 ans de station de jaugeage situé à l'exutoire du bassin. Et aussi, la calibration se fait en se basant sur la compréhension du comportement du bassin, les techniques de calibration relatives au modèle et les études bibliographiques.

Pour cette opération, nous avons basé sur les débits mensuels observés au niveau de la station de Sdi Belattar (013602) situé à l'exutoire du bassin versant du Bas Cheliff comme valeurs observées pour la validation des résultats de simulations obtenues par le modèle. Les chroniques de débits moyens mensuels disponibles sont enregistrées durant la période allant de 2005 à 2011.

La paramétrisation initiale est basée sur la détermination du paramètre Curve number (CN) caractérisant l'occupation des sols de la région d'étude. D'autres paramètres ont été utilisés pour caractériser la dynamique des eaux dans la région d'étude (coefficient de tarissement, temps de recharge de la nappe, l'évaporation à partir de la nappe ...).

IV.1.1.1 Critère d'évaluation du modèle

L'évaluation de la performance du modèle dans la simulation des débits se fait en utilisant, SUFI2 dispose de nombreuses options d'indicateurs de performance du modèle. Pour cette étude, le coefficient de Nash-Sutcliffe (NS) a été utilisé comme fonction objective majeure dans le processus d'étalonnage et de validation. Le coefficient de détermination (R^2), le pourcentage de biais (PBIAS) et le rapport de l'erreur quadratique moyenne sur l'écart type des données mesurées (RSR) étaient également des critères supplémentaires utilisés pour l'évaluation. Les équations ci-dessous ont été utilisées pour calculer les différents indices de performance :

$$NS = \frac{\sum_i (Q_m - Q_s)_i^2}{\sum_i (Q_{m,i} - Q_m)^2} \quad \text{IV-1}$$

$$R^2 = \frac{[\sum_i (Q_{m,i} - \bar{Q}_m)(Q_{s,i} - \bar{Q}_s)]^2}{\sum_i (Q_{m,i} - \bar{Q}_m)^2 \sum_i (Q_{s,i} - \bar{Q}_s)^2} \quad \text{IV-1}$$

$$PBIAS = 100 \cdot \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_m - Q_s)_i}{\sum_{i=1}^n Q_{m,i}} \right] \quad \text{IV-1}$$

$$RSR = \frac{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_m - Q_s)_i^2}}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{m,i} - Q_m)^2}} \quad \text{IV-1}$$

Où

- NS est le coefficient de Nash-Sutcliffe,
- R^2 est le coefficient de détermination,
- PBIAS est le pourcentage de biais,
- RSR est le rapport de l'erreur quadratique moyenne à l'écart type des données mesurées,
- Q est une variable (dans notre cas c'est le débit),
- m et s représente les variables mesurées et simulées,
- et i est la ième donnée mesurée ou simulée.

Pour notre cas nous avons adopté les critères de Nash et le coefficient de détermination. Les valeurs limites de ces critères ont été fixées par Moriasi et al., (2015) dont les fourchettes sont indiquées dans le tableau ci-dessous.

Tableau IV-1 : Critères d'évaluation d'un modèle journalier à l'échelle d'un bassin versant (Moriasi et al., 2015)

Critère	Très bon	Bon	Satisfaisant	Passable	Inacceptable
R ²	0.85 < R ² ≤ 1.00	0.75 < R ² ≤ 0.85	0.60 < R ² ≤ 0.75	0.18 < R ² ≤ 0.60	R ² < 0.18
NS	0.80 < NS ≤ 1.00	0.70 < NS ≤ 0.80	0.50 < NS ≤ 0.70	0.0 < NS ≤ 0.50	NS < 0.0

IV.2 Le calage et validation du modèle

Le calage du modèle est effectué sur dix (10) paramètres de nature empirique concernant notamment la capacité des végétaux à extraire l'eau du sol, la dynamique de la nappe souterraine, le processus de ruissellement ci-dessous. Le Curve Number de chaque couvert végétal a été également adapté.

Tableau IV-2 : Valeurs limites des paramètres du calage du modèle SWAT.

N°	Paramètre	Définition	Fichiers	Valeur Min	Valeur Max
01	CN2	Numéro de courbe du SCS : Coefficient de ruissellement. Fonction de la perméabilité des sols, de l'utilisation du territoire et des conditions hydrologiques.	Sous-bassin (.mgt)	30	96
02	Ch-K2	Conductivité hydraulique effective dans l'alluvion du canal principal (mm/h)	Sous-bassin (.rte)	0	150
03	Ch-N2	Le Coefficient de Manning "n" du canal principal	Sous-bassin (.rte)	0.02	0.2
04	Gwqmn	Hauteur d'eau minimale pour qu'il y ait un transfert d'eau de l'aquifère peu profond vers le cours d'eau	Sous-bassin (.gw)	0	500
05	GW-REV AP	Coefficient permettant le transfert d'eau de l'aquifère vers les horizons sus-jacents et non saturés du sol	Bassin (.bsn)	0.02	0.2
06	Gw-Delay	Délai pour que l'eau souterraine qui transite par l'aquifère peu profond atteigne le cours d'eau (jours)	Sous-bassin (.gw)	0	40
07	Alpha bf	Constante de récession de l'écoulement de base souterrain	Sous-bassin (.gw)	0	1
08	ESCO	Facteur de compensation d'évaporation du sol	Bassin (.bsn)	0.01	1
09	REVAPMN	Hauteur d'eau minimale dans l'aquifère peu profond pour qu'il y ait un mouvement d'eau vers le sol ("revap") ou l'aquifère profond	Sous-bassin (.gw)	0.0016	500
10	RCHRG_DP	Taux de recharge de l'aquifère profond par percolation	Sous-bassin (.gw)	0	1

IV.2.1 Résultats du calage du modèle

Les paramètres du modèle ont été calés sur le bassin du Bas Cheliff (4683 km²). Le calage porte sur les 10 paramètres déjà fixé dans la ci-dessus. Ces paramètres sont calés à partir d'une base de données de 84 observations enregistrés à la station Sidi Belattar (013602) situé à l'exutoire du Bassin du Bas Cheliff. L'ensemble de ces observations ont été introduites comme données de calibration dans le module Swat-Cup pour le calage du modèle.

IV.2.1.1 Modélisation des débits d'écoulement de surface

Le calage du modèle hydrologique du bassin du Bas Cheliff pour cette période à permis de trouver et de caler les différents paramètres du modèle (figure IV-1). Les résultats obtenus sont inscrits dans le tableau IV-3.

L'analyse des résultats des différents évènements obtenus lors du calage a permis de tirer les constatations suivantes :

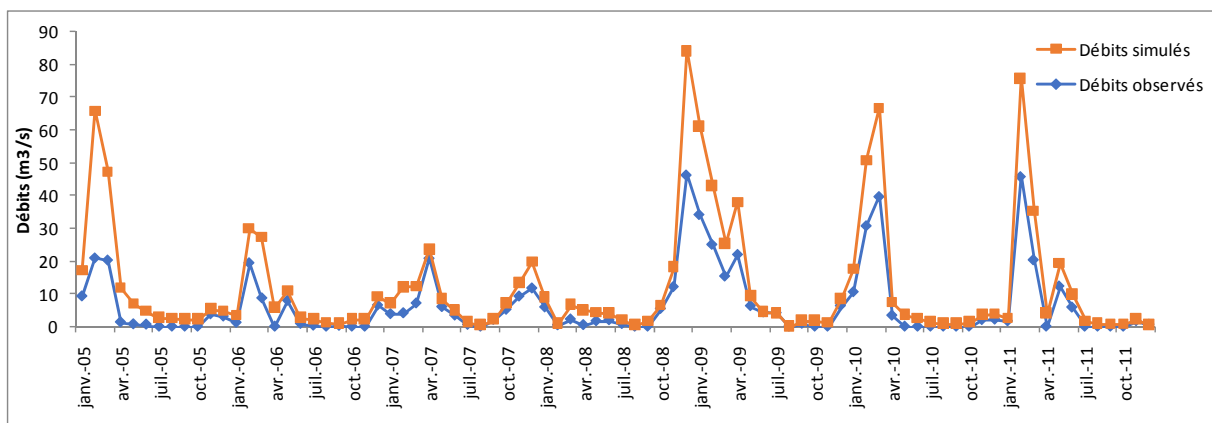


Figure IV-1 : Débits simulés et observés durant la période 2005-2011

La simulation a largement sous estimé le pic de la crue la différence des débits est très importante pour certains cas, une perte du volume ruisselé observe importante par rapport a celui calculé, le modèle semble pourtant réagir normalement. Ces écarts n'affectent pas la dynamique de la réponse hydrologique, puisque la montée au pic est idéalement reproduite, par contre la période d'étiage est mal reproduite (figure IV-1).

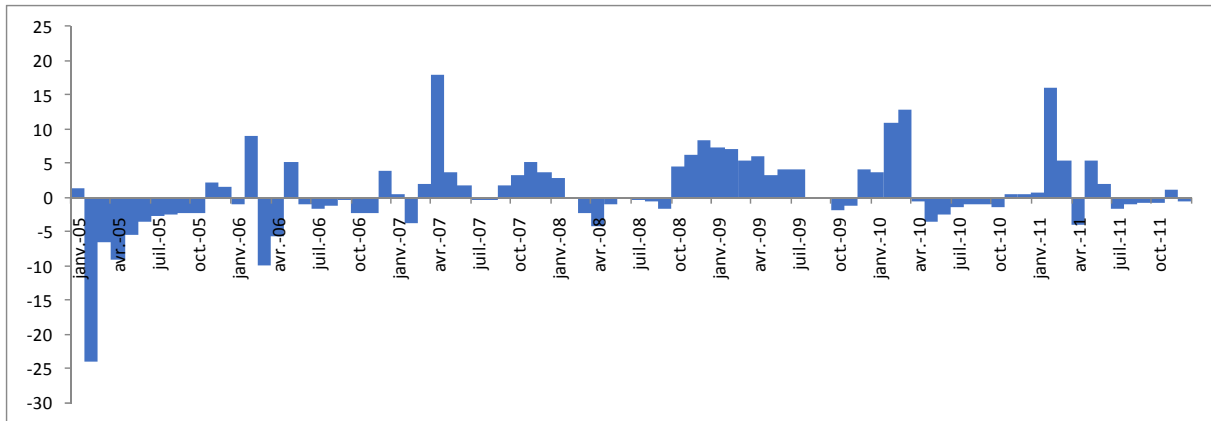


Figure IV-2: Ecarts entre les débits observés et simulés pour la période 2005-2011

Les différentes simulations effectuées par le modèle Swat, arrive à bien représenter les débits observés tant du point de vu de la forme des hydrogrammes que de débit de pointe avec un petit décalage temporel dans la phase de la montée. Des écarts moyennement faibles ont été enregistrés (Figure IV-2), toute fois la valeur de Nash reste élevé de l'ordre de 0.68, et le coefficient de détermination est de l'ordre de 0.73.

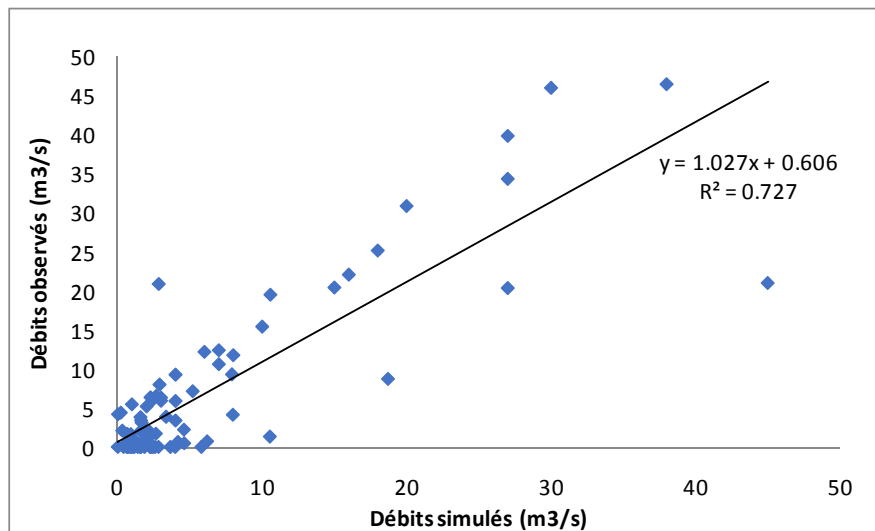


Figure IV-3: Corrélation entre les débits observés et simulés pour la période 2005-2011

Les critères utilisés pour le calage est le coefficient de Nash. Pour ce dernier nous avons obtenu une valeur de 0.68, cette valeur est due au nombre faible de paramètres de calage d'une part et d'autre part le manque de données relative au sol de la région d'étude et l'occupation du sol.

Tableau IV-3 : Valeurs adoptées après calage des paramètres du modèle SWAT.

N°	Paramètre	Définition	Valeur Min	Valeur Max	Valeur adoptée
01	CN2	Numéro de courbe du SCS : Coefficient de ruissellement. Fonction de la perméabilité des sols, de l'utilisation du territoire et des conditions hydrologiques.	30	96	34.95
02	Ch-K2	Conductivité hydraulique effective dans l'alluvion du canal principal (mm/h)	0	150	143.53
03	Ch-N2	Le Coefficient de Manning "n" du canal principal	0.02	0.2	0.127
04	Gwqmn	Hauteur d'eau minimale pour qu'il y ait un transfert d'eau de l'aquifère peu profond vers le cours d'eau	0	500	362.5
05	GW-REV AP	Coefficient permettant le transfert d'eau de l'aquifère vers les horizons sus-jacents et non saturés du sol	0.02	0.2	0.0425
06	Gw-Delay	Délai pour que l'eau souterraine qui transite par l'aquifère peu profond atteigne le cours d'eau (jours)	0	40	31
07	Alpha bf	Constante de récession de l'écoulement de base souterrain	0	1	0.125
08	ESCO	Facteur de compensation d'évaporation du sol	0.01	1	0.7
09	REVAPMN	Hauteur d'eau minimale dans l'aquifère peu profond pour qu'il y ait un mouvement d'eau vers le sol ("revap") ou l'aquifère profond	0.0016	500	237
10	RCHRG_DP	Taux de recharge de l'aquifère profond par percolation	0	1	0.675

IV.2.1.2 Bilan hydrologique globale du bassin du haut Cheliff

L'analyse des résultats obtenus pour les différentes composantes du bilan hydrique (figure IV-4) permet d'affiner le diagnostic sur le fonctionnement du modèle et d'identifier les pistes d'améliorations et d'optimisation de ce modèle.

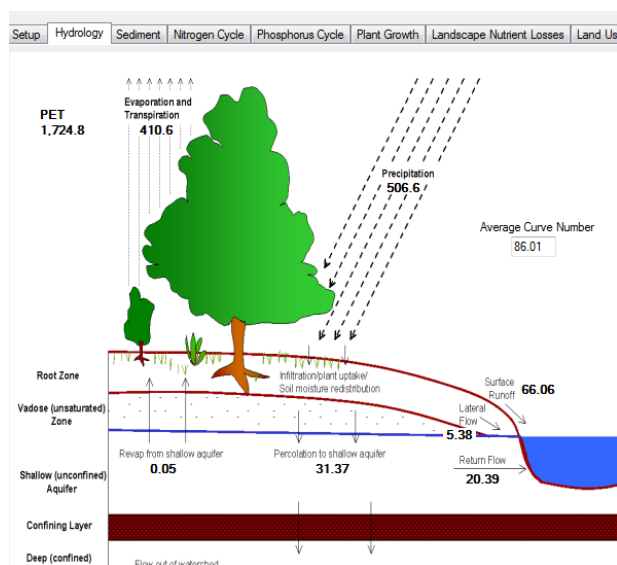


Figure IV-4 : Bilan Hydrologique globale moyen sur la période 1979-2014

Les résultats de la modélisation du bilan hydrique annuel (Tableau IV-4) obtenus pour la période (1979-2014) sont très représentatifs en comparaisons des estimations faites dans la littérature hydrologique. Ainsi, en moyenne 20 % des pluies reçues par le bassin versant du Bas Cheliff alimentent les cours d'eau ; dont environ 13% d'écoulement direct et 7% (infiltration et percolation) transitent par les horizons du sol pour rejoindre ensuite les cours d'eau ; alors que d'environ 81% des pluies retournent à l'atmosphère par évaporation au niveau du bassin de stockage et des cours d'eau et évapotranspiration. Ainsi on estime une valeur de 11mm soit 2% des pluies, comme contribution des précipitations à l'alimentation des aquifère du Bassin versant du Bas Cheliff.

Tableau IV-4 : Synthèse des principaux facteurs du bilan hydrologique du bassin du Bas Cheliff (Période 1979-2014)

Composante	Valeur
Précipitation	506.6 mm
Ruissellement	66.06 mm
Infiltration	36.7 mm
Percolation	31.37 mm
Recharge de la nappe	10.98 mm
Evapotranspiration	410.6 mm

Conclusion générale

Conclusion générale

Le présent mémoire avait pour objectif l'estimation des ressources en eau souterraine par l'application de la modélisation hydrologique du modèle Arc Swat.

L'intégration spatiale des composantes géographiques, hydrologiques et hydrogéologiques du bassin versant du Bas Cheliff avec SWAT a été effectuée selon une division en 19 sous-bassins et en 255 HRU. Dans un premier temps, la simulation des composantes hydrologiques a permis une reproduction satisfaisante du débit au sein du bassin versant grâce à une calibration selon les observations de la station de SIDI BELATAR (013602) situé sur l'oued Cheliff à l'exutoire du bassin du Bas Cheliff. Le comportement hydrique du Bas Cheliff a démontré un drainage des sols efficient, mais la modélisation des différents sous bassins nécessite des efforts supplémentaires afin d'obtenir une représentation fidèle de leur rôle individuel dans le bilan global du bassin du Bas Cheliff.

Par la suite, la modélisation des différents cheminement de l'eau et du bilan hydrologique du bassin du Bas Cheliff a été accomplie. Le manque d'observation s'est révélé critique pour la calibration de ces variables qui s'est tout de même conclue acceptable. En résumé, voici les différentes conclusions tirées de ce projet :

La modélisation semi-distribué objet de la présente étude, utilise la plateforme Arc-Swat, ce modèle permet la modélisation du cycle hydrologique pour des pas de temps journaliers dans le but de reconstituer les débits d'écoulement enregistrés à l'exutoire d'un bassin versant.

Nous avons pu montrer à travers ce modeste travail, l'intérêt du modèle semi-distribué SWAT à représenter les processus hydrologiques sur un grand bassin versant comme le bassin du Bas Cheliff (4683.5 km²). Le modèle SWAT reproduit fidèlement les débits sur une longue période (1979-2013). Il présente une bonne robustesse aux variations climatiques et une transposition spatiale satisfaisante en différentes stations de mesure.

Les données historiques des débits et de pluies disponibles ont permis de simuler les débits d'écoulement pour une période de 7 ans allant de 2005 à 2011. Cette période a été utilisée pour la calibration des paramètres du modèle hydrologique pour le bassin du Bas Cheliff.

Les valeurs obtenus par l'application du modèle Arc Swat, s'avèrent intéressantes et donnent des résultats appréciables à savoir :

- la reconstitution d'une manière fidèle des débits tant du point de vue pic que les bornes mais pas les volumes ruisselés.

En plus, nous avons pu arriver à caler tous les paramètres du modèle pour l'ensemble des observations, les valeurs du critère de Nash obtenues sont très faibles et nécessitent une optimisation.

Perspectives

Étant donné le manque important de données hydrologiques et météorologiques requises pour la surveillance et la modélisation des ressources hydriques. L'optimisation du modèle serait possible avec les améliorations suivantes :

- il est recommandé de déployer des stations hydrométéorologiques à travers l'ensemble du bassin du Bas Cheliff, après une étude appropriée de l'emplacement de chaque station
- Un suivi d'autres paramètres influençant les différents cheminements de l'eau à travers le bassin du Bas Cheliff.
- Mesurer les débits en continu sur le cours d'eau du Cheliff et ces affluents pour calibrer adéquatement l'écoulement. Ce processus s'avère important dans la prédiction des écoulements souterrains à l'échelle d'un bassin versant.
- Procéder à une étude locale sur les flux entrants et sortants ainsi que sur le comportement hydrodynamique du bassin versant.
- Établir une meilleure caractérisation des débits sortants des réservoirs barrages.

Références bibliographiques

A

Achour, F. (1997) Conditions hydrologiques et disponibilité en eaux en région semi aride: Application de méthodologies nouvelles au bassin du Chelif (Algérie). Thèse de Doctorat d'Université, Univ. des Sci. et Tech. de FrancheComté, Besançon, France.

Anctil, F., Rousselle, J., & Lauzon, L. (2012). Hydrologie: Cheminement de l'eau: Presses internationales Polytechnique.

Arnold, J. G. & Allen, P. M. (1999) Automated Methods for Estimating Baseflow and Ground Water Recharge from Streamflow Records. JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc. 35(2), 411–424.

Arnold, J. G. & Fohrer, N. (2005). Preface: SWAT2000: Current Capabilities and Research Opportunities in Applied Watershed Modelling. Hydrological Processes, 19, 563–572.

Arnold, J. G., Muttiah, R. S., Srinivasan, R. & Allen, P. M. (2000). Regional estimation of base flow and groundwater recharge in the Upper Mississippi river basin. Journal of Hydrology, 227(1-4), 21–40.

Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S. & Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modelling and assessment Part I: Model development. Journal - American Water Resources Association, 34(1), 73–89.

Arnold JG, Allen PM, Bernhardt G (1993) A comprehensive surface-groundwater flow model. Journal of Hydrology 142 :47-69

Arnold, J.G., Williams, J.R., Maidment, D.R. 1995. Continuous-time water and sediment routing model for large basins. *Journal of Hydraulic Engineering* 121(2): 171-183.

B

Beaudin, I., Deslandes, J., Michaud, A. R., Bonn, F., & Madramootoo, C. A. (2006). Variabilité spatio-temporelle des exportations de sédiments et de phosphore dans le bassin versant de la rivière aux Brochets au sud-ouest du Québec - Partie I : Paramétrage, calibrage et validation du modèle SWAT. *Agrosolution*, 17(1), 17.

Bilondi, M.P., Abbaspour, K.C., and Ghahraman, B. (2013). Application of three different calibration-uncertainty analysis methods in a semi-distributed rainfall-runoff model application differential evolution adaptive metropolis algorithm. *Middle-East Journal of Scientific Research* 15, 1255–1263.

Boithias, L., 2012. Modélisation des transferts des pesticides à l'échelle des bassins versants en période de crue. Thèse, Institut National Polytechnique de Toulouse (INPT).

C

Chow, V., Maidment, D., and Mays, L. (1988). Applied hydrology—Series in water resources and environmental engineering (McGraw-Hill Inc., New York, NY).

M

Meghraoui, M, Cisternas, A. & Philip, H. (1986) Seismotectonics of the lower Cheliff basin: structural background of the El Asnam (Algeria) earthquake. *Tectonics* 5, 809-836.

Moriasi, D. N., Gitau, M. W., Pai, N., & Daggupati, P. (2015). Hydrologic and Water Quality Models: Performance Measures and Evaluation Criteria. *58*(6). doi:10.13031/trans.58.10715

N

Neitsch, Arnold, Kiniry et Williams. (2011). Soil and water assessment tool (SWAT), theoretical documentation version 2009. Blackland Research Center, Grassland. Soil and Water Research Laboratory. *Texas Water Resources Institute Technical Report* 406. 618 p.

P

Perrodon, A. (1957) Etude geologique des bassins neogenes sublinoraux de l'Algerie nord Occidentale. These Paris, Publ. Serv. Carte geo/. Algerie, nouv. Ser. no. 12.

Petrella, R. (1998). Le manifeste de l'eau: pour un contrat mondial: Labor.

S

Schicht, R. J., and W. C. Walton. 1961. Hydrologic budgets for three small watersheds in Illinois. Illinois State Water Survey Rept. of Invest. 40

Sherman, L.K. (1932) Streamflow from Rainfall by Unit-Graph Method. Eng. News Record, 108, 501-505.

Singh, J., Knapp, H.V., Demissie, M. 2005. Hydrologic modeling of the Iroquois River watershed using HSPF and SWAT. *Journal of the American Water Resources Association* 41(2): 343-360.

Sloan, P. G., I. D. Moore, G. B. Coltharp, and J. D. Eigel, 1983 Modeling surface and subsurface stormflow on steeply-sloping forested watersheds, Rep. 142, 167 pp., Water Resour. Inst., Univ. of Ky., Lexington, Ky., 1983

U

USDA-SCS (United States Department of Agriculture - Soil Conservation Service), 1972. National Engineering Handbook Section 4 Hydrology, Chapters 4-10.

X

Xu, Z.X, Pang, J.P., Liu, C.M., Li, J.Y., 2009. Assessment of runoff and sediment yield in the Miyun Reservoir catchment by using SWAT model. *Hydrological processes* 23, 3619-3630.

Y

Youen G., (2016), Modélisation de l'évolution hydroclimatique des flux et stocks d'eau verte et d'eau bleue du bassin versant de la Garonne, thèse de doctorat, Université de Toulouse Institut National Polytechnique de Toulouse (INP Toulouse), 213p.