

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE  
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي  
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة أبي بكر بلقايد- تلمسان -

Université Aboubakr Belkaïd Tlemcen  
Faculté de TECHNOLOGIE  
Département d'HYDRAULIQUE



## THESE

Présentée pour l'obtention du grade de **DOCTEUR EN SCIENCES**

En : Hydraulique

Spécialité : Hydraulique

Par : **OTMANE Abdelkader**

**Impacts de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau du bassin versant de l'Oued Mekerra (Nord-ouest algérien)**

Soutenue publiquement, le / /2019, devant le jury composé de :

Mme. <b>BENSAOULA Fouzia</b>	Professeur	Univ. Tlemcen	Président
Mme. <b>BABA-HAMED Kamila</b>	Professeur	Univ. Tlemcen	Directrice de thèse
M. <b>BOUANANI Abderrazak</b>	Professeur	Univ. Tlemcen	Co-Directeur de thèse
M. <b>ACHITE Mohammed</b>	Professeur	Univ. Chlef	Examineur
M. <b>GAALOUL Nouredine</b>	Professeur	Univ. Carthage	Examineur
M. <b>GHENIM Nekkache Abderrahmane</b>	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur

**2018 - 2019**

## Résumé

La sécheresse est considérée comme une réalité évidente dans les régions méditerranéennes et particulièrement le Nord-ouest algérien. Le présent travail permet de mettre en évidence l'existence de ce phénomène à l'échelle spatiotemporelle, et à évaluer son impact sur le régime hydrologique au niveau du bassin versant de l'Oued Mekerra. Ce bassin s'étend sur une superficie de 3616 km<sup>2</sup>, a reçu des précipitations annuelles moyennes de 311.6mm sur une période de 41 années (1968/1969-2008/2009). Durant cette étude, différents tests et indices utilisant les données pluviométriques et hydrométriques sont adoptés. Les résultats obtenus pour toutes les stations retenues dans cette étude, montrent l'existence des ruptures entre 1974 et 1981. Ces ruptures s'accompagnent d'une diminution de la pluviométrie de 26.8% (aval) à 61.5% (amont), et plus de 35% pour les écoulements indiquant la sévérité de la sécheresse qui a affecté la région depuis 1978. Par ailleurs, l'évolution spatiale de la sécheresse durant la période (1978/1979-2008/2009) fait apparaître l'humidité de la moyenne Mekerra par rapport aux parties aval et amont de la Mekerra.

L'étude des effets de la variabilité climatique sur les ressources en eau amène à calibrer les paramètres du modèle GR1A pour les trois sous-bassins de l'oued Mekerra, en utilisant plusieurs sous-périodes, afin de comparer la variation du critère de Nash autour de la date de rupture (1978/1979) et par conséquent l'impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie. Ainsi, il nous a paru important, voire indispensable de tester la période après-rupture avec des pas de temps mensuel et journalier. Cependant, à l'échelle journalière, nous avons jugé utile de comparer en premier temps, la performance et la robustesse d'un modèle semi-distribué (SWAT), avec un modèle global (GR4J) pour faire apparaître l'impact de la variabilité climatique sur la gestion des ressources en eau et représenter par la suite l'évolution spatiale des différentes composantes du bilan hydrologique.

Les résultats obtenus montrent que le modèle GR1A est validé pour l'ensemble des sous-bassins durant la période 1978/1979-2008/2009, ce qui explique clairement l'impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie de l'oued Mekerra. En plus, la diminution progressive du coefficient de correction de l'évapotranspiration de l'amont vers l'aval, traduit une perte d'eau en profondeur, particulièrement dans la partie amont karstique du bassin. Par ailleurs, le GR2M, offre des résultats satisfaisants. Toutefois, l'humidité exceptionnelle des années 2007-2008 et 2008-2009 influence la qualité de la validation. A l'échelle de temps journalier, la comparaison des performances entre GR4J et SWAT illustre clairement la fiabilité et la précision de l'approche semi-distribuée et sa capacité à reproduire le comportement hydrologique à l'échelle temporelle. Aussi, la représentation spatiale des différentes composantes du bilan hydrologique donne des résultats qui semblent concluants. Cependant, la qualité prédictive des deux modèles est influencée par les crues extrêmes qui surviennent durant la période de validation.

La prédétermination des valeurs des crues extrêmes fait ressortir que les lames d'eau écoulées sont d'autant plus importantes qu'elles sont rares. En plus, l'étude des crues extrêmes à travers les sous bassins de la Mekerra met en évidence les phénomènes des pertes au niveau de l'amont et basse Mekerra. En comparant les résultats obtenus avec ceux du GR1A, du point de vue de rétention moyenne pour les trois sous bassin de la Mekerra, nous constatons que la plaine alluviale de Sidi Bel Abbes constitue un potentiel hydrique important au niveau du Nord-Ouest algérien, dont la relation avec l'oued Mekerra est permanente pendant toute l'année ce qui contribue à équilibrer le régime hydrologique de l'oued.

**Mots clés :** Mekerra, sécheresse, variabilité climatique, rupture, modèle, GR1A, GR2M, GR4J, SWAT.

## Abstract

Drought is considered an obvious reality in the Mediterranean regions and particularly in northwestern Algeria. It is our purpose in the present work to highlight the existence of this phenomenon at spatiotemporal scale, and to assess its impact on the hydrological regime in Mekerra basin. This basin covers an area of 3616 km<sup>2</sup>, received an annual average rainfall of 311.6 mm during 41 years (1968/1969 - 2008/2009). In this study, different tests and indices using rainfall and hydrometric data are adopted. The obtained results for the selected stations in this study, show the existence of breaks between 1974 and 1981. These breaks are accompanied by a decrease in rainfall from 26.8% (downstream) to 61.5% (upstream), and more than 35% for flows indicating the severity of the drought that has affected the region since 1978. Moreover, the spatial evolution of drought during the period (1978/1979 - 2008/2009) has revealed a humidity at Mekerra midstream compared to the downstream and upstream parts.

The study of climate variability impacts on water resources has permitted to calibrate the GR1A model for the three sub-basins of Mekerra river, using several sub-periods, in order to evaluate the Nash criterion variation around the break date (1978/1979). Also, it seemed important to test the post-rupture period with monthly and daily time steps. However, at the daily scale, we thought that it is useful to compare at first, the performance and the robustness of semi-distributed model (SWAT), with a global model (GR4J) to show the impact of climate variability on the management of water resources, and subsequently, to represent the spatial evolution of various components of the water budget.

The obtained results show that the GR1A model is validated for all sub-basins, during the period 1978/1979 - 2008/2009, which clearly explains the impact of climate variability on the hydrology of Mekerra river. In addition, the gradual decrease in the evapotranspiration correction coefficient from upstream to downstream, indicates a loss of groundwater, particularly in the upstream karstic part of the basin. Moreover, the obtained results from calibrating rainfall-runoff GR2M model are almost satisfactory. However, the exceptional humidity of 2007-2008 and 2008-2009 has a significant impact on the quality of validation results. At the daily time scale, the comparison of performances between GR4J and SWAT, clearly illustrates the reliability and precision of the semi-distributed approach and its ability to reproduce the hydrological behavior, at the time scale. It is also noticed that the spatial representation of different components of the water budget gives results that seem conclusive. However, extreme floods occurring during the validation period have strongly influenced the quality of prediction results, for both models.

The predetermination of the extreme flood values shows that the water slides are all the more important as they are rare. In addition, the study of extreme floods through the Mekerra's sub-basins has highlighted the phenomena of losses at the Mekerra's upstream and downstream. Comparing the obtained results with those of GR1A, from an average retention for the three Mekerra's sub-basins, we can show that the alluvial plain of Sidi Bel Abbes constitutes a significant water potential in North-West Algeria, whose relationship with the Mekerra river is permanent throughout the year which helps to balance the hydrological regime of the river.

**Keywords:** Mekerra, drought, climate variability, breaks, GR1A, GR2M, GR4J, SWAT.

## ملخص

اصبحت ظاهرة الجفاف واقعا جليا في مناطق البحر الأبيض المتوسط وخاصة في شمال غرب الجزائر. يتيح هذا العمل إبراز وجود هذه الظاهرة على مقياس زمني ومكاني وتقييم تأثيرها على النظام الهيدرولوجي في مستجمع وادي مكر. يغطي هذا الحوض مساحة قدرها 3616 كيلومتر مربع حيث انه وصل معدل سقوط الأمطار السنوي خلال فترة 41 عامًا (1968 / 1969-2008 / 2009) الى 311.6 ملم.

في هذه الدراسة تم اعتماد اختبارات ومؤشرات مختلفة باستخدام بيانات هطول الأمطار والبيانات الهيدرولوجية. النتائج التي تم الحصول عليها لجميع المحطات المختارة في هذه الدراسة، تظهر وجود فواصل بين عامي 1974 و1981. ويرافق هذه الفواصل انخفاض في هطول الأمطار على مستوى المصب (26.8 %) والمنبع (61.5 %)، وأكثر من ذلك تم تسجيل انخفاض نسبة التدفقات الى 35٪ وهذا ما يشير إلى شدة الجفاف الذي أصاب المنطقة منذ عام 1978. وعلاوة على ذلك فإن الجزء المتوسط لحوض وادي مكر أصبح أكثر رطوبة بالمقارنة مع أجزاء المنبع والمصب خلال الفترة ما بين 1978/1979 و2008/2009.

دراسة تأثير التغير المناخي على الموارد المائية ادى لمعايرة نموذج AIGR للأحواض الفرعية الثلاثة وذلك باستخدام عدة فترات جزئية لمقارنة تغيير معيار ناش حول التاريخ الفاصل الممثل بسنة 1978/1979 وبالتالي تأثير التقلبات المناخية على هيدرولوجيا الحوض. في المقابل، بدا من المهم، بل من الأساسي، اختبار فترة ما بعد التاريخ الفاصل بخطوات زمنية يومية وشهرية ولكن بالرغم من ذلك وعلى المقياس اليومي اعتبرنا أنه من المفيد المقارنة أولاً أداء وقوة نموذج SWAT مع نموذج J4GR لإظهار تأثير التباين على إدارة الموارد المائية وبالتالي تمثيل التوزيع المكاني لمختلف مكونات الميزان الهيدرولوجي.

تظهر النتائج التي تم الحصول عليها أن نموذج AIGR قد تم المصادقة عليه في جميع الأحواض الفرعية خلال الفترة 1978/1979 - 2008/2009 وهو ما يفسر بوضوح تأثير التقلبات المناخية على هيدرولوجيا وادي مكر. بالإضافة إلى ذلك، يشير الانخفاض التدريجي في معامل تصحيح التبخر الناتج من المنبع إلى المصب إلى فقدان المياه، خاصة في الجزء العلوي الكارستي من الحوض. علاوة على ذلك، فإن M2GR قدم نتائج مرضية رغم تأثير الرطوبة الاستثنائية للفترة 2007-2008 و2009.

في المقياس الزمني اليومي، توضح المقارنة بين J4GR و SWAT موثوقية ودقة النهج شبه الموزع وقدرته على إعادة إنتاج السلوك الهيدرولوجي في النطاق الزمني. أيضا، فإن التمثيل المكاني للمكونات المختلفة للميزان الهيدرولوجي اعطي نتائج بدت قاطعة وبتحفظ نظرا لتأثير الجودة التنبؤية لكلا النموذجين بالفيضانات الشديدة خلال فترة التحقق.

بين التحديد المسبق لقيم الفيضانات الشديدة أن الشرائح المائية أكثر أهمية لأنها نادرة. بالإضافة إلى ذلك، فإن دراسة الفيضانات الشديدة من خلال الأحواض الفرعية لمكرا سلطت الضوء على ظواهر ضياع الماء على مستوى المنبع والمصب.

بالمقارنة بين النتائج التي تم الحصول عليها مع نتائج AIGR ، من وجهة الاحتفاظ المتوسط للأحواض الفرعية الثلاثة لوادي مكر، يمكننا أن نرى أن السهل الرسوبي لسيدي بلعباس يشكل قدرة مائية كبيرة في شمال غرب الجزائر حيث ان هنالك علاقة دائمة مع وادي مكر طوال العام مما يساعد على تحقيق التوازن في النظام الهيدرولوجي للوادي.

**الكلمات المفتاحية:** وادي مكر ، جفاف ، تقلب مناخي ، الفاصل ، نموذج ، SWAT ، GR4J ، GR2M ، GR1A.

# Dédicaces

*J*e dédie ce travail :

*A mes chers parents, pour tous leurs sacrifices, leur amour et prières, leur soutien et support tout au long de mes études,*

*A Mes frères et à mes sœurs pour leur présence et soutien moral,*

*A La mémoire de Mon frère Mustapha,*

*A tous mes enseignants, amis et collègues,*

*Enfin, à tous ceux qui m'ont aidé à réaliser cet ouvrage.*

# Remerciements

*Au terme de cette recherche, il m'est très agréable d'exprimer mes remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail.*

*Tout d'abord je remercie notre Bon Dieu le tout puissant de m'avoir guidé, aidé et donné la foi et le courage pour accomplir cette thèse.*

*J'exprime mes vifs remerciements à mon encadreur Madame **BABA-HAMED Kamila**, pour sa grande contribution à ma formation, son soutien inconditionnel, moral, scientifique et administratif, ses précieux conseils et de m'avoir proposé ce sujet d'actualité.*

*Mes vives gratitude vont aussi à Monsieur **BOUANANI Abderrazak**, d'avoir accepté de co-diriger ce travail et de m'avoir efficacement guidé. Il m'a fait bénéficier avec ses orientations et ses conseils judicieux. Je lui en garde une profonde gratitude*

*Je tiens également à remercier Madame **BENSAOULA Fouzia**, d'avoir accepté de présider le Jury, je lui en suis très reconnaissant.*

*Aux membres du jury ayant accepté d'examiner ce manuscrit, M. **ACHIT Mohammed** de l'université de Chlef, M. **GHENIM Nekkache Abderrahmane** de l'Université de Tlemcen, et M. **GAALOUL Nouredine** de l'université de Carthage.*

*Comme je tiens à remercier l'ensemble du personnel du département Observation de la Terre du CTS d'Arzew, à leur tête mes responsables hiérarchiques pour leur soutien infaillible aux doctorants-chercheurs.*

*Je tiens à remercier infiniment tous les services qui m'ont aidé pour réaliser ce travail :*

- *L'Office National de la Météorologie*
- *La Direction des Ressources en Eau de Sidi Bel Abbés*
- *L'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques d'Alger*

*Je ne pourrai oublier de remercier le Directeur du laboratoire « Promotion des Ressources Hydriques, Minières et Pédologiques. Législation de l'Environnement et Choix Technologique » de l'université de Tlemcen, qui m'a permis d'effectuer mes travaux de recherche présentés dans cet ouvrage.*

*Mes remerciements vont également à mes collègues pour l'amitié et le soutien moral qu'ils m'ont constamment apportés au cours de mes travaux.*

## Table des matières

Résumé .....	I
Dédicaces .....	IV
Remerciements .....	V
Table des matières .....	VI
Liste des abréviations .....	XV
Liste des Figures.....	XVII
Liste des tableaux .....	XXII
Introduction générale.....	1

### Chapitre I : Etat de l'art de la modélisation hydrologique

I.2. Etat de l'art de la modélisation .....	5
<i>I.2.1. Modélisation hydrologique</i> .....	5
<i>I.2.2. Objectifs de la modélisation hydrologique</i> .....	6
<i>I.2.3. Structure d'un modèle hydrologique</i> .....	6
<i>I.2.4. Calage du modèle hydrologique</i> .....	8
I.2.4.1. Méthodes de calage des modèles hydrologiques .....	8
I.2.4.1.1. Ajustement manuel des paramètres .....	8
I.2.4.1.2. Optimisation automatique des paramètres .....	8
I.2.4.1.3. Calages mixtes .....	10
<i>I.2.5. Critères d'évaluation des performances de calage des modèles hydrologiques</i> .....	10
I.2.5.1. Erreur moyenne absolue .....	10
I.2.5.2. Erreur quadratique moyenne .....	10
I.2.5.3. Coefficient de Nash.....	11
I.2.5.4. Critère de Bilan .....	12
<i>I.2.6. Validation</i> .....	12
<i>I.2.7. Incertitudes dans les modèles hydrologiques</i> .....	13
<i>I.2.8. Classification des modèles hydrologiques</i> .....	13
I.2.8.1. Classification selon l'objet étudié : .....	13
I.2.8.1.1. Un modèle probabiliste .....	13
I.2.8.1.2. Un modèle déterministe .....	14
I.2.8.2. Classification selon l'approche spatiale .....	15
I.2.8.2.1. Un modèle global.....	15

I.2.8.2.2. Un modèle distribué.....	15
I.2.8.3. Classification selon la représentation des processus hydrologiques.....	15
I.2.8.3.1. Un modèle de type boîte noire.....	15
I.2.8.3.2. Un modèle à base physique.....	16
I.2.8.3.3. Un modèle empirique.....	16
I.2.8.3.4. Un modèle à réservoirs.....	16
<i>I.2.9. Etapes à suivre dans une modélisation hydrologique.....</i>	<i>16</i>
<i>I.2.10. Choix des modèles à utiliser.....</i>	<i>17</i>
I.3. Présentation des modèles choisis.....	18
<i>I.3.1. Modèles du Génie Rural (GR).....</i>	<i>18</i>
I.3.1.1. Modèle annuel (GR1A).....	19
I.3.1.1.1. Paramètre.....	19
I.3.1.2. Modèle mensuel (GR2M).....	19
I.3.1.2.1. Paramètres.....	21
I.3.1.3. Modèle journalier GR4J.....	22
I.3.1.3.1. Paramètres.....	25
<i>I.3.2. Modèle SWAT.....</i>	<i>25</i>
I.3.2.1. Avantages et inconvénients du modèle.....	27
I.3.2.2. Présentation du modèle.....	27
I.3.2.3. SWAT et le Système d'Information Géographique.....	28
I.3.2.4. Unité de réponse hydrologique.....	28
I.3.2.5. Fonctionnement de SWAT.....	29
I.3.2.6. Phases du cycle hydrologique modélisé par SWAT.....	30
I.3.2.6.1. Fonction de production.....	30
I.3.2.6.1.1. Processus verticaux.....	30
I.3.2.6.1.2. Processus latéraux.....	33
I.3.2.6.2. Fonction de transfert.....	34
I.3.2.6.2.1. D'une HRU au cours d'eau du sous bassin d'appartenance.....	34
I.3.2.6.2.2. Cheminement de l'eau dans le réseau hydrographique.....	35
I.3.2.7. Erosion.....	35
I.3.2.8. Paramètres du modèle.....	35
I.3.2.9. Méthodologie de calage.....	37
I.3.2.9.1. Ajustement du bilan hydrique.....	37

I.3.2.9.2. Ajustement de la matière en suspension, nutriments et phosphores .....	39
I.3.2.10. Validation du modèle .....	41
Conclusion.....	41

## Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

II.1. Situation géographique du bassin d'étude .....	42
II.1.1. Bassin versant de la Macta.....	42
II.1.2. Présentation du bassin versant de l'Oued Mekerra .....	44
II.1.3. Situation du bassin de l'Oued Mekerra par rapport au découpage administratif.....	45
II.2. Aspect géomorphologique de la région d'étude .....	46
II.2.1. Monts de Tlemcen .....	46
II.2.2. Monts de Tessala .....	46
II.2.3. Monts de Dhaya.....	47
II.2.4. Plaines .....	47
II.2.5. Zone steppique .....	47
II.3. Caractéristiques morphométriques .....	48
II.3.1. Caractéristiques géométriques .....	49
II.3.2. Caractéristique de forme.....	50
II.3.2.1. Indice de compacité de Gravelius.....	50
II.3.3. Caractéristiques du relief.....	51
II.3.3.1. Courbe hypsométrique.....	51
II.3.3.2. Altitudes caractéristiques.....	53
II.3.3.3. Indices de pente .....	55
II.3.3.4. Dénivelée spécifique.....	57
II.4. Caractéristiques Hydrographiques du bassin versant .....	58
II.4.1. Hiérarchisation du réseau.....	58
II.4.2. Profil en long.....	60
II.4.3. Pente moyenne du thalweg principal.....	61
II.4.4. Densité de drainage.....	61
II.4.5. Fréquence des thalwegs d'ordre 1.....	62
II.4.6. Fréquence des cours d'eau .....	62
II.4.7. Coefficient de torrentialité.....	63
II.4.8. Coefficient d'allongement .....	63

<i>II.4.9. Rapport de confluence</i> .....	64
<i>II.4.10. Rapport des longueurs</i> .....	64
<i>II.4.11. Temps de concentration</i> .....	64
II.4.11.1. Formule de Giandotti.....	65
II.4.11.2. Formule de Kirpich.....	65
II.4.11.3. Formule d'Izzard-Meunier .....	65
II.4.11.4. Formule de Basso .....	65
II.4.11.5. Formule de Passini .....	66
II.5. Occupation du sol .....	66
II.6. Pédologie .....	70
II.7. Synthèse géologique et hydrogéologique du bassin versant de l'Oued Mekerra .....	72
<i>II.7.1. Cadre géologique régional</i> .....	72
II.7.1.1. Domaine Tellien .....	72
II.7.1.2. Domaine de la Meseta oranaise .....	72
II.7.1.3. Atlas saharien .....	73
<i>II.7.2. Cadre géologique du bassin de l'Oued Mekerra</i> .....	73
II.7.2.1. La dépression d'Ain El Berd .....	73
II.7.2.2. Bombement de l'Oued Mebtouh .....	74
II.7.2.3. Chaîne plissée des Tessala.....	74
II.7.2.4. Plaine de Sidi Bel Abbès .....	75
II.7.2.5. Monts de Saida - Dhaya - Tlemcen .....	75
<i>II.7.3. Série stratigraphique</i> .....	76
II.7.3.1. Quaternaire : .....	76
II.7.3.2. Cénozoïque .....	76
II.7.3.3. Mésozoïque.....	77
<i>II.7.4. Tectonique</i> .....	78
II.7.4.1. Interprétation des coupes géologiques schématiques .....	79
II.8. Hydrogéologie .....	81
<i>II.8.1. Cadre géographique de la plaine de Sidi Bel Abbas</i> .....	81
<i>II.8.2. Cadre Morphologique de la plaine</i> .....	81
<i>II.8.3. Identification des différents aquifères</i> .....	81
II.8.3.1. Nappe alluviale du Plio-Quaternaire .....	81
II.8.3.2. Nappe des grès pliocènes de la forêt de Tenira .....	82

II.8.3.3. Nappe des calcaires éocènes de Sidi Ali Boussidi .....	83
II.8.3.4. Nappe des calcaires et dolomies jurassico-crétacés de Sidi Ali Ben Youb.....	83
<i>II.8.4. Inventaires et caractéristiques des points d'eau.....</i>	<i>83</i>
II.8.4.1. Réseau de surveillance (puits et piézomètres).....	83
II.8.4.2. Forages.....	84
II.8.4.3. Sources.....	84
II.8.4.4. Barrages et retenues collinaires .....	85
<i>II.8.5. Etude piézométrique de la plaine de Sidi Bel Abbes .....</i>	<i>85</i>
II.8.5.1. Interprétation des cartes piézométriques .....	85
II.8.5.2. Evolution des fluctuations interannuelles du niveau piézométrique .....	86
II.8.5.2.1. Variation décennale .....	87
II.8.5.2.2. Relation entre les pluies et le niveau statique.....	87
<i>II.8.6. Interaction nappe - Oued Mekerra.....</i>	<i>88</i>
II.8.6.1. Analyse des hydrogrammes moyens journaliers .....	88
II.8.6.2. Analyse des cartes piézométriques .....	89
<i>II.8.7. Examen de la carte des transmissivités .....</i>	<i>89</i>
Conclusion.....	91

<p><b>Chapitre III : Mise en évidence de la sécheresse par l'étude de la variabilité climatique</b></p>
---

III.1. Introduction .....	93
III.2. Réseau pluviométrique et Choix de la période d'étude.....	93
III.3. Homogénéisation des séries pluviométriques .....	95
<i>III.3.1. Méthode de " double cumuls " .....</i>	<i>95</i>
III.4. Comblement des données manquantes.....	96
III.5. Variabilité interannuelle.....	97
<i>III.5.1. Etude des précipitations .....</i>	<i>97</i>
III.5.1.1. Coefficient d'irrégularité.....	100
<i>III.5.2. Etude des débits.....</i>	<i>100</i>
III.5.2.1. Variabilité interannuelle des débits .....	101
III.5.2.1.1. Variations des débits annuels moyens bruts.....	101
III.5.2.1.2. Variations des débits annuels moyens spécifiques.....	102
III.5.2.2. Irrégularité interannuelle des modules .....	103
III.5.2.2.1. Coefficient d'hydraulicité .....	103

III.5.2.2.2. Coefficient d'immodération.....	104
III.6. Mise en évidence de la sécheresse .....	104
III.6.1. Définition de la sécheresse.....	104
III.6.2. Méthodologie.....	104
III.6.2.1. Indice Standardisé des Précipitations .....	105
III.6.2.2. Indices climatiques d'humidité .....	105
III.6.2.3. Indice de déficit pluviométrique .....	106
III.6.2.4. Tests de Détection des Ruptures .....	106
III.6.2.4.1. Test de Pettitt.....	106
III.6.2.4.2. Méthode bayésienne.....	107
III.6.2.4.3. Procédure de segmentation d'Hubert .....	107
III.6.3. Résultats et discussion.....	108
III.6.3.1. Indice Standardisé des Précipitations .....	108
III.6.3.2. Indice climatique d'humidité .....	111
III.6.3.3. Indice de déficit pluviométrique .....	113
III.6.3.4. Tests de Détection des Ruptures .....	113
III.6.3.5. Impact de la sécheresse sur l'hydrologie.....	115
III.6.3.6. Ajustement des précipitations annuelles à une loi de probabilité .....	116
III.6.3.7. Variations spatiales de la pluviométrie .....	117
III.6.3.8. Impact de l'évolution spatiale de la sécheresse sur l'occupation du sol .....	119
III.7. Evaluation de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin .....	121
III.7.1. Moyenne arithmétique.....	121
III.7.2. Méthode de Thiessen .....	121
III.7.3. Méthode des isohyètes.....	124
III.8. Variabilité mensuelle.....	126
III.8.1. Variabilité intermensuelle des précipitations .....	126
III.8.2. Variabilité intermensuelle des débits .....	129
III.8.2.1. Méthode des C.M.D .....	130
III.8.2.2. Coefficient de variation .....	131
III.9. Variabilité saisonnière.....	132
III.9.1. Régime pluviométrique saisonnier.....	132
III.9.2. Variabilité saisonnière des débits .....	134
III.10. Variabilité journalière des débits.....	134

III.10.1. Courbe des débits classés.....	135
III.11. Bilan moyen annuel de l'écoulement.....	137
III.12. Caractéristiques climatiques.....	138
III.12.1. Température de l'air.....	138
III.12.2. Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls.....	139
III.12.3. Évapotranspiration.....	139
III.12.3.1. Evapotranspiration potentielle.....	140
III.12.3.2. Evapotranspiration réelle.....	141
III.13. Régime climatique.....	144
III.13.1. Indice d'aridité de De Martonne.....	144
III.13.2. Indice d'aridité de la FAO.....	145
III.14. Bilan hydrologique.....	145
III.14.1. Estimation du ruissellement.....	145
III.14.2. Estimation de l'infiltration.....	146
Conclusion.....	147

<p><b>Chapitre IV : Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau</b></p>
--

IV.1. Introduction.....	149
IV.2. Méthodologie.....	149
IV.3. Modèle annuel (GR1A).....	150
IV.3.1. Calage du modèle.....	151
IV.3.2. Validation du modèle.....	156
IV.4. Pas du temps mensuel (GR2M).....	158
IV.4.1. Calage du modèle GR2M.....	158
IV.4.2. Validation du modèle GR2M.....	162
IV.5. Modélisation de la relation pluie-débit au pas de temps journalier.....	163
IV.5.1. Données et Méthodologie adoptées.....	164
IV.5.1.1. Critère de qualité.....	164
IV.5.1.2. Données géospatiales.....	164
IV.5.1.3. Données climatiques.....	167
IV.5.1.4. Calage et validation des modèles.....	167
IV.5.2. Résultats et discussion.....	167
IV.5.2.1. Modélisation avec SWAT.....	167

IV.5.2.2. Comparaison avec GR4J .....	168
IV.5.2.3. Bilan hydrologique et autres processus simulés avec SWAT .....	170
IV.5.2.3.1. Bilan hydrologique.....	170
IV.5.2.3.2. Evolution temporelle (mensuelle) des différents processus.....	170
IV.5.2.4. Evolution spatiale de différents processus .....	172
IV.5.2.4.1. Débit de surface .....	172
IV.5.2.4.2. Recharge.....	172
IV.5.2.4.3. Evapotranspiration .....	173
IV.5.2.4.4. Transport solide.....	173
IV.5.2.4.5. Débit de base .....	175
<i>IV.5.3. Apport des caractéristiques physiques du bassin et impact des évènements extrêmes dans la gestion des ressources en eau.....</i>	<i>176</i>
Conclusion.....	177

<b>Chapitre V : Impact des crues extrêmes sur l'hydrologie</b>
--

V.1. Introduction .....	178
V.2. Méthodologie adoptée .....	178
V.3. Généralité sur la prédétermination des crues .....	179
V.4. Méthodes probabilistes de prédétermination des débits de crues.....	179
<i>V.4.1. Analyse fréquentielle des débits de crue.....</i>	<i>179</i>
V.4.1.1. Courbes Intensité - Durée - fréquence.....	179
<i>V.4.2. Méthodes régionales.....</i>	<i>180</i>
<i>V.4.3. Approche historique.....</i>	<i>180</i>
<i>V.4.4. Approche naturaliste.....</i>	<i>180</i>
<i>V.4.5. Approche basée sur la pluie.....</i>	<i>180</i>
V.4.5.1. Méthodes probabilistes simplifiées .....	181
V.4.5.2. Méthodes fondées sur un simulateur d'averses couplé à un modèle pluie-débit ...	182
V.5. Etude des débits des crues extrêmes.....	182
<i>V.5.1. Genèse des crues.....</i>	<i>182</i>
<i>V.5.2. Puissance des crues .....</i>	<i>188</i>
<i>V.5.3. Rapport débit de pointe / débit moyen journalier.....</i>	<i>194</i>
<i>V.5.4. Apports des crues.....</i>	<i>194</i>
V.6. Prédétermination des débits de crue extrême .....	194
<i>V.6.1. Estimation des débits de pointe par la méthode d'analyse fréquentielle. ....</i>	<i>194</i>

V.6.1.1. Choix de la loi d'ajustement.....	195
V.6.1.2. Loi de Gumbel :.....	195
<i>V.6.2. Estimation des débits de pointe par la méthode du gradex .....</i>	<i>197</i>
V.6.2.1. Méthode du GRADEX .....	197
V.6.2.2. Analyse des pluies .....	197
V.6.2.3. Analyse des débits moyens journaliers extrêmes .....	199
V.6.2.4. Coefficient de forme.....	200
<i>V.6.3. Comparaison des méthodes d'estimation des débits de pointe.....</i>	<i>201</i>
<i>V.6.4. Rétention moyenne limitée à travers les trois sous-bassins lors des crues extrêmes ....</i>	<i>203</i>
V.7. Caractérisation hydrologique des sous-bassins de l'Oued Mekerra.....	204
Conclusion.....	205
Conclusion générale: .....	206
Références Bibliographiques.....	211
Annexes.....	229

## Liste des abréviations

GIEC : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

IPCC : Intergovernmental Panel on Climate Change

OMM : Organisation météorologique mondiale

PNUE : Programme des Nations Unies pour l'environnement

FAO : Food and Agriculture Organization

*CCNUCC : Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques*

PAM : Plan d'Action pour la Méditerranée

CAR/ASP : Centre d'Activités Régionales pour les Aires Spécialement Protégées

USDA: United States Department of Agriculture

EDF : Electricité De France

SCS : Soil conservation service

Cemagref : Centre national du machinisme agricole, du génie rural, des eaux et des forêts

IRSTEA : Institut de recherche en science et technologie pour l'environnement et l'agriculture

O.R.S.T.O.M : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

ONS : Office National de la Statistique

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydriques

DRE : Direction des Ressources en eau

ONM : Office National de Météorologie

SPI : Indice standardisé des précipitations

CMI : Indices climatiques d'humidité

GR : Génie rural

GR1A : Génie Rural à 1 paramètre annuel

GR2M : Génie Rural à 2 paramètres mensuels

GR4J : Génie Rural à 4 paramètres journaliers

GRP : Génie Rural de prévision de crue

GR3H: modèle Génie Rural horaire

SWAT: Soil and water assessment tools

HRU : Hydrologique Response Unit

SIG : Système d'information géographique

MNT : Modèle Numérique de Terrain

CN : Curve Number

MUSLE: Modified Universal Soil Loss Equation

SCE-UA: Shuffled Complex Evolution Algorithm University of Arizona »

SWRRB: Simulator for Water Resources in Rural Basins

EPIC: Erosion Productivity Impact Calculator

CREAMS: Chemicals Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems

GLEAMS: Groundwater Loading Effects on Agricultural Management Systems

MT3DMS : Modèle Tri-Dimensionnel de Transport des Solutés et contaminant d'aquifères

HEC-HMS: Hydrologic Engineering Center – Hydrologic Modeling System

HEC-1 : Hydrologic Engineering Center

MARINE : Modélisation de l'Anticipation du Ruissellement et des Inondations pour des événements Extrêmes

HYFRAN: Hydrology Frequency Analysis

Gradex: Gradient exponential

PMP/PMF: Probable maximum précipitation, probable maximum flood

PDM: Probability Distributed Moisture

GEV: **Generalized Extrême Value**

SHE: Systeme Hydrologique Europeen

TOPKAPI: TOPographic Kinematic APproximation and Integration

## Liste des Figures

Chapitre I : Etat de l'art de la modélisation hydrologique	
Figure I. 1. Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique.....	7
Figure I. 2. Schéma d'un modèle hydrologique .....	8
<i>Figure I. 3. Modèle probabiliste et déterministe.....</i>	<i>14</i>
Figure I. 4. Schéma de la structure du modèle GR2M.....	20
Figure I. 5. Schéma de la structure du modèle GR4J d'après Perrin, 2002 .....	22
Figure I. 6. Données d'entrée et les résultats de traitement obtenus avec SWAT.....	28
Figure I. 7. Principe de délimitation des HRU.....	29
Figure I. 8. Les différentes étapes de modélisation dans SWAT .....	29
Figure I. 9. Fonctionnement schématique de SWAT .....	30
Figure I. 10. Schématisation des processus verticaux pris en compte dans le modèle .....	31
Figure I. 11. Schématisation des flux latéraux pris en compte par le modèle SWAT .....	33
Figure I. 12. Schématisation de l'imbrication d'échelle spatiale du modèle et détails des fonctions de transfert appliquées entre les différentes échelles .....	34
Chapitre II : Présentation de la zone d'étude	
Figure II. 1. Situation géographique du bassin versant de la Macta .....	42
Figure II. 2. Modèle numérique de terrain du bassin versant de la Macta .....	43
Figure II. 3. Bassin versant de la Macta et ses principaux Oueds.....	44
Figure II. 4. Localisation du bassin versant de la Mekerra .....	45
Figure II. 5. Localisation du bassin versant de la Mekerra par rapport au découpage administratif .....	46
Figure II. 6. Structures géomorphologiques.....	48
Figure II. 7. Modèle numérique de terrain .....	49
Figure II. 8. Rectangle équivalent des sous bassins de l'Oued Mekerra.....	51
Figure II. 9. Carte hypsométrique et sa courbe correspondante pour les trois sous bassins .....	52
Figure II. 10. Carte hypsométrique du bassin de l'Oued Mekerra et sa courbe correspondante ...	53
Figure II. 11. Carte des pentes.....	55
Figure II. 12. Réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Mekerra.....	59
Figure II. 13. Profil en long de l'Oued Mekerra .....	61
Figure II. 14. Répartition spatiale des différentes occupations des sols du bassin de la Mekerra .	67
Figure II. 15. Distribution du couvert végétal en fonction des sous bassins de l'Oued Mekerra ..	68
Figure II. 16. Répartition générale des terres au niveau du bassin de la Mekerra .....	69

Figure II. 17. Carte de la plaine de Sidi Bel Abbas.....	70
Figure II. 18. Types de sol au niveau de la plaine de Sidi Bel Abbas.....	72
Figure II. 19. Carte géologique du Nord-Ouest de l'Algérie .....	73
Figure II. 20. Lithologie du bassin versant de l'Oued Mekerra (Bétier, 1951).....	74
Figure II. 21. Esquisse géologique de la plaine de Sidi Bel Abbès (Bétier, 1951) .....	75
Figure II. 22. Profil en long des coupes géologiques dans la plaine de Sidi Bel Abbas .....	79
Figure II. 23. Coupes géologiques de la plaine de Sidi Bel Abbès (Sourisseau, 1973) .....	80
Figure II. 24. Schéma des aquifères de la plaine de Sidi Bel Abbès (Achi et al., 1974) .....	82
Figure II. 25. Localisation des points d'eau suivis par l'ANRH dans la plaine de Sidi Bel Abbas (2010-2011).....	84
Figure II. 26. Variation de niveau statique dans la plaine de Sidi Bel Abbas.....	86
Figure II. 27. Relation pluie - niveau piézométrique (Année 2010/2011) .....	88
Figure II. 28. Analyse comparative des débits moyens journaliers des deux stations en période de hautes et basses eaux (1978/79-2008/09).....	89
Figure II. 29. Carte des transmissivités de la plaine alluviale de Sidi Bel Abbès (Sourisseau, 1972).....	90

<h3>Chapitre III : Mise en évidence de la sécheresse par l'étude de la variabilité climatique</h3>
--

Figure III. 1. Répartition spatiale des stations hydro-pluviométriques sur le bassin versant de la Mekerra .....	94
Figure III. 2. Relevé des données disponibles par station et par année.....	95
Figure III. 3. Variation des précipitations annuelles dans le bassin de la Mekerra (1968/1969-2008/2009) .....	97
Figure III. 4. Relation entre les pluies annuelles et leurs coefficients de variation .....	98
Figure III. 5. Excès et déficit des précipitations par rapport à la moyenne au niveau de la station de Sidi Bel Abbas (1968/1969-2008/2009).....	99
Figure III. 6. Variations interannuelles des modules dans l'oued Mekerra à Sidi Ali Ben Youb, Sidi Bel Abbas, Haçaiba (1968/1969-2008/2009) .....	102
Figure III. 7. Evolution du coefficient d'hydraulicité pour les trois stations de l'Oued Mekerra	103
Figure III. 8. Evolution des conditions climatiques (humides/sèches) (a) et le taux de chaque phénomène (b) au cours des différentes périodes de la série d'observation .....	108
Figure III. 9. Répartition spatiale des valeurs moyennes de SPI sur différentes périodes .....	110
Figure III. 10. Evolution temporelle des conditions climatiques (Arides / Semi arides) et le taux de chaque phénomène à travers les différentes périodes de la série d'observation .....	111
Figure III. 11. Distribution spatiale des valeurs du CMI sur la période 1968-2008 .....	112

Figure III. 12. Répartition spatiale des déficits pluviométriques (en %) sur les périodes 1978-1998 (a) et 1998-2008 (b) par rapport à 1968-1978.....	113
Figure III. 13. Evolution du SPI des onze stations pluviométriques sur la période 1968-2008, en fonction de l'écart relatif des débits moyens annuels par rapport à la moyenne interannuelle pour la station de Sidi Ali Benyoub (Exutoire du bassin) entre 1966 à 2008 .....	115
Figure III. 14. Evolution spatiale de la pluie dans le bassin de la Mekerra (1978/79-2008/09) ..	119
Figure III. 15. Influence de la sécheresse (a) sur la répartition spatiale de l'occupation du sol (b) .....	120
Figure III. 16. Méthode de Thiessen (1978/1979-2008/2009).....	122
Figure III. 17. Méthode de Thiessen pour les trois sous bassins de la Mekerra .....	125
Figure III. 18. Carte en isohyètes de la Mekerra (1978/79-2008/09).....	125
Figure III. 19. Variation mensuelle de la pluviométrie dans les différentes stations de la Mekerra (1978/79-2008/09).....	127
Figure III. 20. Variations mensuelles du coefficient de variation.....	128
Figure III. 21. Débits moyens mensuels dans le bassin versant de l'Oued Mekerra .....	130
Figure III. 22. Courbes des coefficients mensuelles des débits au niveau des trois sous bassin de l'Oued Mekerra durant la période (1978/79-2008/09).....	131
Figure III. 23. Courbes du coefficient de variation des débits mensuels au niveau des trois sous bassin de l'Oued Mekerra (1978/1979-2008/2009) .....	132
Figure III. 24. Variation saisonnière des précipitations dans le bassin de la Mekerra (1978/1979-2008/2009) .....	133
Figure III. 25. Variation saisonnière des débits de l'Oued Mekerra (1978/1979-2008/2009).....	134
Figure III. 26. Variation journalière des débits moyens de l'Oued Mekerra (1978-2008) .....	135
Figure III. 27. Courbe des débits classés de l'Oued Mekerra. ....	136
Figure III. 28. Variation des températures moyennes mensuelles, à la station de Sidi Bel-Abbes. Période (1978/1979-2008/2009) .....	138
Figure III. 29. Diagramme Ombrothermique de Gaussen et Bagnouls à la station de Sidi Bel Abbes (1978/1979-2008/2009) .....	139
Figure III. 30. Variation annuelle des ETP Turc et Thornthwaite à la station de Sidi Bel Abbes (1978/1979-2008/2009).....	141
Figure III. 31. Déficit d'écoulement par la méthode de P. Verdeil.....	142
Figure III. 32. Abaque de DE MARTONNE .....	144

## Chapitre IV : Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

Figure IV. 1. Sous-périodes considérées pour le calage et la validation du modèle GR1A .....	149
Figure IV. 2. Zone pilote retenue pour la modélisation avec GR4J et SWAT.....	150
Figure IV. 3. Résultats du calage de l'amont Mekerra avec l'ETP de Thornthwait pour chaque sous-période .....	152
Figure IV. 4. Résultats du calage de moyen Mekerra avec l'ETP de Thornthwait pour chaque sous-période .....	153
Figure IV. 5. Résultats du calage de l'aval Mekerra avec l'ETP de Thornthwait pour chaque sous-période.....	154
Figure IV. 6. Critère de Nash pour chaque sous-période et sous-bassin avec ETP de Turc et Thornthwaite .....	155
Figure IV. 7. Résultats de validation du modèle pour chaque sous-période avec l'ETP de Thornthwaite .....	157
Figure IV. 8. Résultats du calage du modèle GR2M (09/1991-08/2002) .....	159
Figure IV. 9. Evolution du niveau de remplissage du réservoir de production et de routage pour les sous-bassins de l'oued Mekerra (09/1991-08/2002) avec l'ETP de Tranthwaite.....	161
Figure IV. 10. Validation du modèle GR2M pour les sous-bassins versants de l'oued Mekerra (09/2002-08/2009).....	162
Figure IV. 11. Caractéristiques physiques du bassin de l'aval Mekerra (plaine de Sidi Bel Abbes) .....	166
Figure IV. 12. Hydrogramme de comparaison entre le débit simulé et observé à la station de Sidi Bel Abbes avec le modèle SWAT. (a) : Période de mise en route. (b) : Période de calage. (c) : Période de validation. ....	168
Figure IV. 13. Hydrogramme de comparaison entre le débit simulé et observé à la station de Sidi Bel Abbes avec le modèle GR4J. (a) : Période de mise en route. (b) : Période de calage. (c) : Période de validation. ....	169
Figure IV. 14. Débits simulés en fonction des débits observés pour la validation pour le modèle SWAT (a) et GR4J (b). ....	169
Figure IV. 15. Evolution mensuelle de différents sous-produits du bilan hydrologique avec SWAT (1996–2005) pour l'ensemble du bassin de l'aval Mekerra.....	171
Figure IV. 16. Evolution spatiale des différents sous-produits du bilan hydrologique modélisés avec SWAT (1996-2005). ....	174
Figure IV. 17. Superposition de la carte de débit de base sur la carte hydrogéologique de la plaine de Sidi-Bel-Abbès élaborée par Sourisseau, 1972. ....	175

## Chapitre V : Impact des crues extrêmes sur l'hydrologie

Figure V. 1. Crue du 13 au 16 Septembre 1997 enregistrée au niveau des trois stations .....	183
Figure V. 2. Crue du 23/10/2000 enregistrée au niveau des trois stations .....	188
Figure V. 3. Ajustement comparatif des trois lois pour les stations de Haçaïba, Sidi Ali Ben Youb et Sidi Bel Abbas.....	195
Figure V. 4. Ajustement graphique de débits de pointe (calcul des paramètres a et b de la droite d'ajustement de Gumbel par la méthode des moments). .....	196
Figure V. 5. Découpage saisonnier des pluies maximales journalières .....	198
Figure V. 6. Ajustement graphique des pluies maximales annuelles pour les trois sous bassins de la Mekerra (calcul des paramètres (a) et (b) de la droite d'ajustement).....	198
Figure V. 7. Extrapolation de la distribution des débits au-delà de la crue décennale pour les trois sous bassins de la Mekerra. ....	199
Figure V. 8. Calcul du coefficient de forme pour les trois sous bassins de la Mekerra.....	201
Figure V. 9. Histogrammes comparatifs entre la méthode d'ajustement de Gumbel et la méthode du Gradex pour différentes périodes de retour .....	203

## Liste des tableaux

### Chapitre I : Etat de l'art de la modélisation hydrologique

Tableau I. 1. Variables des critères d'ajustement.....	11
Tableau I. 2. Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants. ....	21
Tableau I. 3. Valeurs des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants .....	25
Tableau I. 4. Paramètres classés sensibles en ordre de croissance par SWAT .....	36
Tableau I. 5. Paramètres sensibles pour le calage du modèle à travers les différentes phases de cycle de l'eau.....	38
Tableau I. 6. Paramètres ajustés lors du calage des exportations des sédiments et de phosphore accompagnés d'une brève description.....	40

### Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

Tableau II. 1. Caractéristiques géométriques des sous bassins de l'Oued Mekerra.....	49
Tableau II. 2. Indice de compacité des sous bassins de la Mekerra .....	50
Tableau II. 3. Altitude moyenne des sous bassins versants de l'Oued Mekerra .....	54
Tableau II. 4. Altitude moyenne, médiane, maximale et minimale pour les sous bassins .....	54
Tableau II. 5. Indice de pente de Roche .....	56
Tableau II. 6. Indice de pente globale .....	56
Tableau II. 7. Classification du relief selon O.R.S.T.O.M.....	57
Tableau II. 8. Indice de pente moyenne .....	57
Tableau II. 9. Dénivelée spécifique.....	57
Tableau II. 10. Classification du relief par l'intermédiaire de la dénivelée spécifique.....	58
Tableau II. 11. Classification du réseau hydrographique pour les trois sous bassins de l'Oued Mekerra et l'ensemble du bassin.....	60
Tableau II. 12. Pente moyenne du thalweg principal .....	61
Tableau II. 13. Densité de drainage.....	62
Tableau II. 14. Fréquence des thalwegs d'ordre 1 .....	62
Tableau II. 15. Fréquence des cours d'eau .....	63
Tableau II. 16. Coefficient de torrentialité .....	63
Tableau II. 17. Coefficient d'allongement .....	63
Tableau II. 18. Rapport de confluence .....	64
Tableau II. 19. Rapport des longueurs .....	64
Tableau II. 20. Résultats d'estimation du temps de concentration.....	66

Tableau II. 21. Occupation des sols .....	69
Tableau II. 22. Variations du niveau statique dans les différentes régions de la plaine de Sidi Bel Abbes (ANRH d'Oran, 2010).....	86
Tableau II. 23. Tableau comparatif des variations inter-annuelles du niveau statique (ANRH d'Oran).....	87
Tableau II. 24. Récapitulatif des caractéristiques physiques du bassin versant de l'Oued Mekerra .....	91

<p><b>Chapitre III : Mise en évidence de la sécheresse par l'étude de la variabilité climatique</b></p>
---

Tableau III. 1. Caractéristiques des stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Mekerra .....	94
Tableau III. 2. Moyennes inter-annuelles, écart types et coefficient de variations de la série pluviométrique (1968/69-2008/2009) pour les différentes stations du bassin .....	98
Tableau III. 3. Ecart à la moyenne des précipitations annuelles extrêmes (1968/69-2008/09) .....	99
Tableau III. 4. Coefficient d'irrégularité du régime des précipitations annuelles .....	100
Tableau III. 5. Caractéristiques des stations hydrométriques.....	101
Tableau III. 6. Valeurs caractéristiques des modules au niveau de bassin versant de l'oued Mekerra (1968/1969-2008/2009) .....	101
Tableau III. 7. Débits spécifiques et lames d'eau écoulées .....	102
Tableau III. 8. Classification de la sècheresse en rapport avec la valeur de l'Indice Standardisé des Précipitations (SPI) .....	105
Tableau III. 9. Pourcentage d'années pour chaque classe SPI pour l'ensemble des stations retenues par rapport à une période donnée.....	108
Tableau III. 10. Pourcentage d'années pour chaque classe CMI pour l'ensemble des stations retenues par rapport à une période donnée.....	111
Tableau III. 11. Résultats des tests de rupture appliqués aux données pluviométriques (11 stations en mm « 1968-2008 ») et hydrométrique (Sidi Ali Benyoub en m <sup>3</sup> /s) sur la période 1966-2008.....	114
Tableau III. 12. Déficit pluviométrique et hydrométrique pour les trois décennies de la période sèche.....	115
Tableau III. 13. Précipitations annuelles fréquentielles (mm) .....	116
Tableau III. 14. Fréquence théorique des pluies moyennes annuelles et extrêmes pour les différentes stations de l'oued Mekerra .....	117
Tableau III. 15. Précipitations moyennes interannuelles pour les différentes stations de la Mekerra (1978/1979-2008/2009) .....	118
Tableau III. 16. Application de la méthode de Thiessen au calcul de la pluie moyenne annuelle .....	123

Tableau III. 17. Pluie moyenne annuelle calculée par la méthode des isohyètes (1978/1979-2008/2009) .....	124
Tableau III. 18. Comparaison des hauteurs de pluies moyennes annuelles des différentes méthodes.....	126
Tableau III. 19. Moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1978/1979-2008/2009) pour les différentes stations du bassin .....	126
Tableau III. 20. Coefficient de variations mensuels au niveau des stations (1978/1979-2008/2009) .....	128
Tableau III. 21. Débits mensuels et la lame d'eau écoulée au niveau des trois stations du bassin .....	129
Tableau III. 22. Pluie saisonnière au niveau des stations du bassin de l'oued Mekerra (1978/1979-2008/2009) .....	133
Tableau III. 23. Variation saisonnière des débits (1978/1979-2008/2009).....	134
Tableau III. 24. Débits caractéristiques moyens de l'oued Mekerra (1978/1979-2008/2009) ....	136
Tableau III. 25. Bilan hydrologique moyen annuel de l'écoulement aux différentes Stations (1978/79-2008/09).....	137
Tableau III. 26. Valeurs moyennes mensuelles des températures à la station de Sidi Bel Abbes (1978/1979-2008/2009).....	138
Tableau III. 27. Précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Sidi Bel-Abbes. (1978/1979-2008/2009) .....	139
Tableau III. 28. Calcul de l'ETP d'après la Méthode de Turc et Thornthwaite (1978/1979-2008/2009) .....	141
Tableau III. 29. Bilan hydrique pour la région de Sidi Bel Abbès selon Thornthwaite (1978/1979-2008/2009) .....	143
Tableau III. 30. Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique de la station de Sidi Bel-Abbes (1978/1979-2008/2009).....	146

## Chapitre IV : Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

Tableau IV. 1. Résultat du calage du modèle GR1A .....	151
Tableau IV. 2. Résultats de la validation du modèle GR1A pour les différentes sous-période ...	156
Tableau IV. 3. Résultat du calage du modèle GR2M.....	158
Tableau IV. 4. Valeurs des paramètres après calibration du modèle .....	160
Tableau IV. 5. Résultats de la validation du modèle GR2M.....	162
Tableau IV. 6. Résultat du bilan hydrologique avec SWAT pour le bassin de l'aval Mekerra (Janvier 1996 au Décembre 2005). .....	170
Tableau IV. 7. Variations du niveau statique dans les différentes régions du bassin de l'aval Mekerra (ANRH d'Oran, 2010).....	172

## Chapitre V : Impact des crues extrêmes sur l'hydrologie

Tableau V. 1. Répartition en (%) du nombre des crues .....	183
Tableau V. 2. Les plus importantes crues pour les trois sous bassins de l'Oued Mekerra .....	184
Tableau V. 3. Quelques Crues importantes d'El Haçaiba. (1964/2005).....	189
Tableau V. 4. Crues importantes de Sidi Ali Ben Youb (1950/2005). .....	190
Tableau V. 5. Crues importantes de Sidi Bel Abbes (1943/2001). .....	192
Tableau V. 6. Estimation des Quantiles des débits maxima instantanés des différents oueds par la loi de Gumbel (débit de pointe en m <sup>3</sup> /s).....	197
Tableau V. 7. Résultat de l'extrapolation des débits par la méthode de Gradex.....	200
Tableau V. 8. Calcul des débits maxima instantanés par la méthode de Gradex (a) et celle de Gumbel (b) .....	202
Tableau V. 9. Rapport des Gradex des distributions des débits moyens journaliers extrêmes et les rétentions moyennes limitées à travers les trois sous bassins de la Mekerra. ....	204

# Introduction générale

## Introduction générale

---

Le régime des précipitations est le facteur principal de la productivité alimentaire, conditionne dans une certaine mesure les disponibilités en eau. Cette importance des précipitations sur le plan socio-économique a poussé la communauté mondiale à s'y intéresser, particulièrement avec les inquiétudes liées aux risques des changements climatiques.

Le terme changement climatique, se réfère à des changements de climat qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables (GIEC, 2007).

En effet, les changements climatiques qui ont touché le monde, ont influencé sur le climat de la terre. Ces changements auront des conséquences à l'échelle planétaire (Solomon *et al.*, 2007; Lespinas, 2008; Loehle et Scafetta, 2012; Loehle, 2014; Scafetta, 2012), à savoir une augmentation des fréquences d'apparition des phénomènes climatiques extrêmes (inondations, sécheresse), hausse régionale importante des températures, fonte généralisée de la neige, décroissance de la production agricole, élévation du niveau de la mer, migration humaine d'une région à une autre, dégradation de la qualité des eaux douces, etc..... Ces changements climatiques ont motivé la mise en place d'un dispositif d'expertise sans précédent à l'échelle internationale. Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC ou IPCC en anglais pour Intergovernmental Panel on Climate Change) a été créé conjointement par l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE), en 1988, avec une mission claire d'aide à la décision (Maljean-Dubois et Wemaëre, 2010). En effet, les conclusions du dernier GIEC confirment la thèse d'une augmentation de la température mondiale depuis le début de l'ère industrielle, l'accélération du réchauffement depuis 1975 et par conséquent une sécheresse très sévère dans plusieurs régions (GIEC, 2007; Qin *et al.*, 2007). Parmi celles-ci, nous notons la sécheresse qui a touché les deux bandes tropicales de notre planète, surtout les régions sahéliennes d'Afrique de l'Ouest, depuis les années 70 (Sircoulon, 1976).

Cette sécheresse de durée et d'intensité variable, et leurs conséquences sur l'environnement occupent une place importante parmi les préoccupations majeures des comités scientifiques mondiaux (Lubes-Niel *et al.*, 1998; Lubès *et al.*, 1994; Eriksen & Kelly, 2007; Amidou *et al.*, 2010; Sircoulon, 1976; Servat *et al.*, 1999). Ces travaux identifient et évaluent les sécheresses successives au fur et à mesure qu'elles apparaissent. Ainsi, depuis le début des observations, cette dernière est très longue, a des effets particulièrement néfastes sur les activités humaines et sur l'environnement. Les dernières statistiques ont évalué que 35 pays feront face au manque d'eau d'ici l'année 2020 (Mahtab *et al.*, 2013), cette gravité augmentera plus dans les 50 prochaines années (Bovololo *et al.*, 2010). Donc l'eau est devenue une denrée de moins en moins accessible dans plusieurs régions du monde et les réserves en eau continuent de baisser.

A l'échelle régionale, la zone méditerranéenne a subi des variations climatiques sans précédent, caractérisées par des tendances décroissantes de la pluviométrie, des débits et les niveaux des nappes phréatiques (Xoplaki *et al.*, 2004; Cudennec *et al.*, 2007; Nassopoulos, 2012). L'Algérie en est un. Elle est confrontée à un manque d'eau important dû à la semi-aridité de son territoire, aux faibles précipitations, et à la sécheresse qui sévit d'année en année face à des besoins qui ne cessent d'augmenter. De nombreuses études l'ont suffisamment montré (Laborde, 1993; Haida *et al.*, 1999; El Mahi, 2002; Meddi & Hubert, 2003; Talia, 2003; Ketrouci *et al.*, 2004; Talia & Meddi, 2004; Khaldi, 2005; Meddi *et al.*, 2009; Ghenim & Megnounif, 2013; Nouaceur *et al.*, 2013; El Mahi *et al.*, 2014; Djellouli *et al.*, 2016; Belarbi *et al.*, 2017;

## Introduction générale

Djellouli, 2017; Gherissi, 2018).



Figure. Phénomènes climatiques extrêmes (inondations, sécheresse) en Algérie

Selon Khaldi, 2005, la tendance actuelle est de considérer que les réponses au changement climatique font partie intégrante de la prise de décision sur la gestion durable des ressources en eau. Ces réponses devraient aussi être intégrées dans la planification nationale du développement économique, social et régional, et harmonisées avec d'autres activités de gestion des ressources et de l'environnement, tant en pratique qu'au niveau de la prise de décision.

En Algérie, il est admis que des mesures sont nécessaires pour améliorer la capacité à s'adapter à la variabilité hydrologique et aux phénomènes extrêmes (inondations et sécheresses) (voir figure précédente) observés aujourd'hui dans des circonstances dynamiques (notamment les pressions actuelles dues à la démographie, à l'économie, à l'utilisation des terres et au développement régional), de même que pour réduire les vulnérabilités significatives de la société, de l'économie et de l'environnement aux impacts futurs.

Dans ce contexte, le bassin versant d'Oued Mekerra qui appartient au bassin de la Macta, a fait l'objet de cette étude. Ce bassin est constitué de trois sous-bassins versants en l'occurrence les sous bassins de l'amont, moyenne et basse Mekerra

L'objectif principal de ce travail est de mettre en évidence :

- L'évolution de la sécheresse à l'échelle spatiotemporelle,
- L'impact de cette sécheresse sur le régime hydrologique au niveau des sous bassins versants d'Oued Mekerra à différents pas de temps.

## Introduction générale

---

- L'avantage et la performance de la modélisation hydrologique semi-distribuée à base physique à décrire correctement les différents processus de cycle hydrologique (recharge, débit de surface, débit de base, évapotranspiration et transport solide).
- L'évaluation du taux de rétention pour chaque sous bassin pour étudier l'impact de la répartition spatiale de la sécheresse sur l'occupation du sol, et par conséquent le régime hydrologique de l'oued.
- Le comportement de la nappe alluviale de la plaine de Sidi Bel Abbes (constitue un potentiel hydrique important dans le Nord-ouest algérien) face aux évènements extrêmes (crue et sécheresse).

Pour cela, les travaux de recherches s'articulent sur quatre axes :

- 1- **La mise en évidence de la sécheresse par l'étude de la variabilité climatique :** dans cette partie nous analyserons les séries des variables hydroclimatiques (pluie et débit) par l'application des indices statistiques SPI (Indice standardisé des précipitations), CMI (Indices climatiques d'humidité), l'indice de déficit pluviométrique, et les tests de détection des ruptures (Pettitt, la méthode bayésienne et la segmentation d'Hubert) pour mettre en évidence l'évolution spatiotemporelle de la sécheresse, ainsi que leur impact sur l'occupation du sol.
- 2- **Modélisation hydrologique :** Nous évaluons l'efficacité du modèle conceptuel global à réservoirs (GR1A) pour simuler les écoulements des sous bassins d'Oued Mekerra. Avec ce modèle, nous essayerons de déterminer l'impact de la sécheresse sur les ressources en eau, en utilisant plusieurs sous-périodes. Nous tenterons ensuite une modélisation hydrologique avec des pas de temps mensuel et journalier.
- 3- **Apport des caractéristiques physiques du bassin versant dans la modélisation hydrologique :** Nous étudierons la performance et la robustesse d'un modèle semi-distribué à base physique (SWAT), avec un modèle global à réservoirs (GR4J). Ceci, pour faire apparaître l'influence de la variabilité climatique sur la gestion des ressources en eau d'une part, et d'autre part, de représenter l'évolution spatiale des différentes composantes du bilan hydrologique (ruissellement, débit de base, évapotranspiration et la recharge).
- 4- **Prédétermination des crues extrêmes :** Dans cette partie, nous essayerons de donner quelques éléments de réponse par l'étude de l'événement exceptionnel (crues) moyennant la méthode du Gradex et la loi d'ajustement de Gumbel afin de déterminer le débit de pointe probable de la crue et la rétention moyenne à travers le bassin. Ensuite, nous tenterons une étude comparative entre les résultats obtenus par les méthodes d'estimation des crues extrêmes avec celle de GR1A, de point de vue de rétention moyenne (taux des pertes) pour les trois sous bassins de la Mekerra, afin de déterminer le comportement de la nappe alluviale de la plaine de Sidi Bel Abbes.

## Introduction générale

---

Cette thèse s'articulera autour de cinq chapitres dont le descriptif est comme suit:

**Chapitre I :** présente des généralités sur la modélisation hydrologique et aborde une description détaillée des modèles à utiliser.

**Chapitre II :** traite la zone d'étude (situation géographique, étude morphométrique, couverture végétale, pédologie, étude géologique et hydrogéologique).

**Chapitre III :** présente la caractérisation de la variabilité climatique par utilisation des tests statistiques qui permettent d'identifier les ruptures et les tendances dans les séries chronologiques annuelles. En plus, l'évolution spatiale des conditions climatiques à l'échelle annuelle par utilisation des indices SPI, CMI et l'indice de déficit pluviométrique, ainsi que leur impact sur l'occupation du sol. Nous nous sommes attachés ensuite aux traitements des chroniques de données hydropluviométriques à l'échelle mensuelle, saisonnière et journalière pour définir les conditions climatiques et l'estimation des différents termes du bilan hydrologique.

**Chapitre IV :** aborde la modélisation par application du modèle hydrologique à pas de temps annuel, mensuel, et journalier, afin de caractériser la réponse hydrologique et d'évaluer l'impact de la sécheresse sur la ressource en eau de notre bassin versant. Dans ce chapitre nous présenterons la performance des deux modèles SWAT et GR4J.

**Chapitre V :** Après avoir présenté succinctement les principaux outils de la prédétermination des crues extrêmes qui ont été appliqués dans la littérature, nous présentons dans ce chapitre, le débit de pointe probable de la crue dans les trois sous-bassins et la rétention moyenne à travers le bassin.

Enfin, avec une conclusion générale nous essayerons de faire la synthèse des résultats trouvés et proposons des recommandations.

# Chapitre I

Etat de l'art de la modélisation hydrologique

## I.1. Introduction

L'étude des effets de la variabilité climatique sur les ressources en eau exige la mise en place d'outils qui soient capables de présenter les écoulements. La modélisation pluie-débit est capable de répondre aux questions que pose la dynamique des eaux, indispensable pour de nombreuses applications d'ingénierie et de gestion de la ressource en eau (la prévision des crues et des étiages, la détection des impacts de changements climatiques sur le cycle de l'eau).

Les modèles hydrologiques sont nés bien avant l'avènement de l'informatique. Au début du 20<sup>ième</sup> siècle, les théoriciens anglo-saxons, Pearson et Fisher ont mis l'accent sur l'induction, c'est-à-dire : à partir des résultats d'expériences, utiliser des modes de raisonnement permettant de connaître quelque chose de la structure interne des phénomènes d'écoulement, constitue le champ d'application idéal d'une telle méthode (Coustau, 2011).

Au cours des dernières décennies, de nombreux modèles hydrologiques (Singh & Woolhiser, 2002) ont été développés pour apporter des solutions à des problèmes de génie civil, de gestion quantitative et qualitative des ressources en eau, de conservation des sols, etc.

Avec les progrès importants réalisés dans le domaine de l'informatique et des Systèmes d'Informations Géographiques, les modèles hydrologiques utilisent une description de plus en plus complète du bassin versant et des termes du cycle hydrologique.

Cette partie a pour objet de faire le point sur l'état de l'art de la modélisation hydrologique, ainsi que le choix des modèles à utiliser dans notre étude,

## I.2. Etat de l'art de la modélisation

### I.2.1. Modélisation hydrologique

D'après le Dictionnaire de l'Environnement, le modèle est "une représentation simplifiée, relativement abstraite, d'un processus, d'un système, en vue de le décrire, de l'expliquer ou de le prévoir". La modélisation hydrologique est donc une représentation, partielle ou totale, du cycle de l'eau (Marchandise, 2007). Un ensemble de concepts hydrologiques sont exprimés en langage mathématique pour représenter le comportement correspondant observé dans la nature.

Le modèle hydrologique parfait, pouvant s'appliquer à toutes les échelles de temps et d'espace, n'existe pas, mais les efforts accomplis dans l'amélioration et le perfectionnement des outils de modélisation permettent aujourd'hui, de mieux cerner les différentes phases du cycle hydrologique et ainsi de mieux les modéliser.

Plus particulièrement, un modèle hydrologique apparaît comme une interprétation et une traduction algorithmique et logicielle de la transformation des forçages météorologiques, en pronostics hydrologiques (Gupta *et al.*, 2012). La perception du phénomène, la formalisation dans un cadre conceptuel et la traduction en un logiciel sont trois étapes d'appuis pour le développement d'un modèle (Ambroise, 1998). La phase de construction d'un modèle peut être conceptualisée en différentes étapes dont le modélisateur prend en compte la vision, les subjectifs et les objectifs (Beven, 2001; Gupta *et al.*, 2008; 2012). Selon (Perrin, 2000; Mathevet, 2005a) les modèles hydrologiques sont devenus des outils de base, pour répondre de manière optimale aux différentes questions relatives à la gestion des ressources en eau (besoins et usages).

### I.2.2. Objectifs de la modélisation hydrologique

La modélisation pluie-débit peut réussir à répondre à de nombreuses questions centrées sur l'eau, gestion des risques et notamment de la ressource.

Un modèle pluie-débit sert à reproduire des débits, données relativement rares à partir de données plus facilement disponibles comme les pluies et certaines caractéristiques du bassin.

Un modèle permet aussi de simuler les débits en dehors du domaine d'observation. Typiquement, un modèle pourra être utilisé pour reconstituer la dynamique de la ressource en eau sur une longue période, pour prévoir les crues à court ou moyen terme (Fleury et al., 2009), pour la prédétermination des crues ou des étiages, les débits associés aux périodes de retour d'événements extrêmes (Arnaud & Lavabre, 2000), pour les études d'impact relatives à des aménagements ou à un changement du climat, pour la simulation de variables d'état du bassin versant pour des modélisations annexes (Nalbantis, 1995).

Un modèle peut enfin servir d'outil d'analyse du comportement du bassin versant. A titre d'exemple :

- Bailly-Comte et al., 2011 ont utilisé un modèle hydrologique « à réservoirs » développé sous HEC-HMS pour confirmer l'hypothèse d'une contribution importante des écoulements souterrains à la crue de surface d'un bassin karstique méditerranéen.
- Laurent et Ruelland, 2010, ont utilisé un modèle « à réservoirs » pour analyser la non-stationnarité du bassin versant du Baní au Mali dans un contexte de variabilité climatique.
- Beaudin, 2006, a utilisé un modèle à base physique pour la production de flux diffus de sédiments, de nutriments et de pesticides.

La transformation de la pluie en débit peut être décrite par les différentes facettes du risque hydrologique, en particulier les processus liés à la formation des crues et à l'apparition des étiages. Elle est censée, aussi, fournir des informations pour la gestion hydrologique et écologique du bassin versant étudié (Gnouma, 2006).

### I.2.3. Structure d'un modèle hydrologique

Le modélisateur introduit généralement les facteurs qui lui semblent pertinents pour minimiser l'inexactitude liée aux hypothèses simplificatrices de la modélisation. On distingue quatre types de variables (Fig.I.1) qui existent en totalité ou en partie dans chaque modèle (Marchandise, 2007):

- **Variables d'entrée** (variables indépendantes ou fonctions de forçage) : le modèle fait appel à ces variables qui dépendent du temps et/ou de l'espace (pluie, ETP, caractéristiques et hydrodynamiques du milieu, ...).
- **Variables de sortie** (variables dépendantes) : le modèle répond par un ensemble de variables (débits, flux ou concentration en polluants, ...).
- **Variables d'état** : elles permettent de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps (niveau de remplissage des réservoirs d'eau d'un bassin versant, taux de saturation des sols, profondeurs des sols, pentes, ...) (Mathevet, 2005b), qui correspondent aux variables internes du système et qui rendent compte de son état.
- **Paramètres du modèle** : Permettent à l'utilisateur d'adapter le modèle aux caractéristiques particulières du bassin considéré. Ils correspondent soit à des grandeurs physiques (quantifiables sur le terrain), soit à une valeur déterminée par une optimisation

ou de calage (non quantifiable sur le terrain comme la conductivité hydraulique à saturation, ...) (Gaume, 2002).

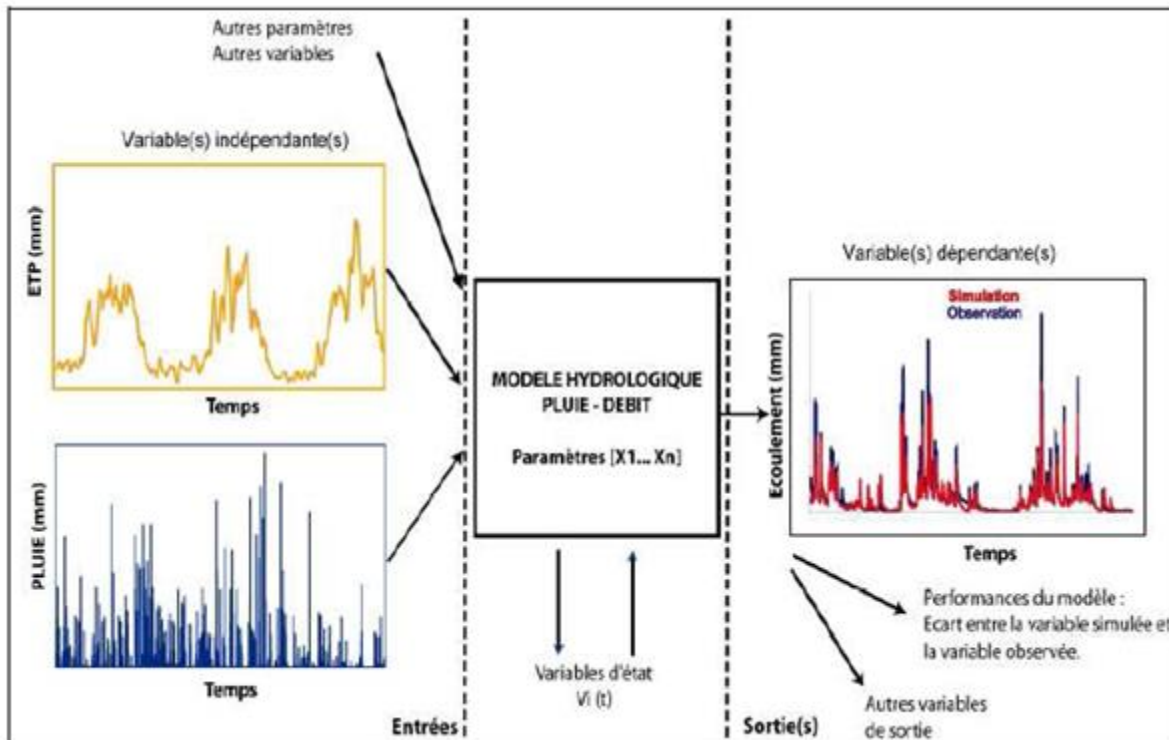


Figure I. 1. Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique (Mathevet, 2005a)

Les variables citées ci-dessus interviennent dans la modélisation hydrologique par l'intermédiaire de deux fonctions : une fonction de production et une fonction de transfert (Fig.I.2) :

- **La fonction de production** : C'est une représentation simple mais réaliste, des différentes voies que suivra l'eau de pluie, entre le moment où elle rejoint le cours d'eau (Morin, 1991), elle exprime la transformation de la pluie brute en pluie nette, définit la fraction de la pluie brute qui contribue effectivement au ruissellement. En d'autres termes, elle permet de calculer la quantité d'eau qui va s'écouler à l'exutoire d'un bassin ou sous bassin versant.
- **La fonction de transfert** : C'est la fonction qui permet de transférer, comme son nom l'indique, la quantité d'eau déterminée par la fonction de production, vers le cours d'eau. Elle permet la transformation de la pluie nette en un hydrogramme à l'exutoire du bassin versant, donc, de donner une forme à la crue dont le volume a été déterminé par la fonction de production, en simulant l'hydrogramme de crue à l'exutoire.

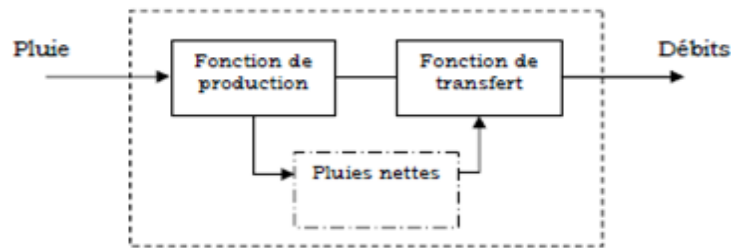


Figure I. 2. Schéma d'un modèle hydrologique (Boudhraâ, 2007)

#### I.2.4. Calage du modèle hydrologique

Chahinian (2004) a défini le calage en tant que processus d'ajustement des valeurs des paramètres du modèle pour optimiser la performance de celui-ci selon un ensemble de critères prédéfinis.

Cette phase de calage contribue également à compenser les erreurs internes ou imprécisions du modèle et les erreurs généralement contenues dans les données d'entrée. (Perrin, 2000a).

##### I.2.4.1. Méthodes de calage des modèles hydrologiques

Il existe trois méthodes de calage : calage manuel, calage automatique et calage mixte.

###### I.2.4.1.1. Ajustement manuel des paramètres

D'après Refsgaard et al (1996), c'est la méthode la plus recommandée et la plus répondue. Surtout pour des modélisations alambiquées. Il s'agit de fixer manuellement des valeurs aux paramètres et estimer l'erreur communicante entre les valeurs simulées et observées. Pour faciliter le choix par le modélisateur de la simulation la plus appropriée, le recours à la schématisation des résultats des diverses simulations est nécessaire. Pour cela, beaucoup d'essais doivent être réalisés jusqu'à l'obtention des valeurs des paramètres qui donnent les résultats convenables par rapport à l'objectif fixé. L'inconvénient de cette méthode réside dans sa subjectivité et sa non rapidité.

###### I.2.4.1.2. Optimisation automatique des paramètres

La recherche d'un ensemble de paramètres qui satisfait un critère donné de précision, suite à plusieurs combinaisons possibles est l'objectif de cette démarche. Pour cela, cette procédure utilise un algorithme numérique qui cherche la valeur limite d'un critère numérique donnée. Refsgaard et al., (1996a), énumèrent les avantages et les inconvénients du calage automatique :

- Le critère à optimiser est un critère unique qui ne tient pas compte forcément de toute la complexité du modèle,
- La méthode de recherche de l'optimum peut conduire à un minimum local puisque le modèle possède plusieurs paramètres,
- Beaucoup de théories à la base des algorithmes assument que les paramètres du modèle sont mutuellement indépendants, ce qui n'est pas toujours le cas,
- Les différentes sources d'erreur ne peuvent pas être différenciées par un algorithme automatique, le réajustement des paramètres peut compenser les erreurs,
- Les caractéristiques physiques du modèle peuvent être négligées suite à l'adoption d'une technique statistique basée sur l'analyse des résidus, donc, le calage automatique stigmatise les incertitudes inhérentes à toute analyse statistique (Todini, 1988).

Perrin (2000) a exposé les différences de stratégie permettant de répartir les algorithmes en deux grandes catégories, avec d'un côté les méthodes locales et de l'autre côté les méthodes globales.

#### a. Méthodes locales

Les méthodes locales adoptent une stratégie itérative, partant d'un point de l'espace des paramètres dans lequel, on se déplace dans une direction qui améliore continûment la valeur de la fonction critère, jusqu'à trouver l'optimum de la fonction.

On peut distinguer deux sous-groupes, les méthodes directes et les méthodes de gradient :

- **Les méthodes directes** : utilisent la fonction critère aux différents points testés de l'espace de paramètre, dans cet espace, la méthode choisit un pas de recherche, une direction, pour se déplacer, afin de calculer la valeur de la fonction au nouveau point. S'il y a amélioration, l'opération est renouvelée à partir de ces nouveaux paramètres. Sinon, on choisit une nouvelle direction et/ou un nouveau pas à partir de ce même point.
- **Les méthodes de gradient** : utilisent à la fois la valeur de la fonction critère et celle du gradient de la fonction pour décider de la stratégie d'évolution dans l'espace des paramètres.

Théoriquement, dans un problème idéal d'optimisation où la surface de réponse est convexe (fonction uni-modale présentant une seule zone de convergence), l'optimum est atteint avec une méthode locale quel que soit le point de départ choisi pour les paramètres.

#### b. Méthodes globales

Les méthodes globales explorent une partie beaucoup plus grande de l'espace des paramètres. Elles sont conçues pour résoudre et traiter efficacement les problèmes où la fonction à optimiser est multi-modale. Elles adoptent diverses stratégies d'exploration, que l'on peut classer en trois catégories : déterministes, stochastiques ou combinatoires.

- **Les méthodes déterministes** : pratiquent un maillage de l'espace des paramètres. Pour chaque nœud du maillage, on calcule la valeur de la fonction objective pour localiser les optima secondaires et par conséquent l'optimum global de la fonction.
- **Les méthodes stochastiques** : échantillonnent l'espace des paramètres de façon aléatoire en utilisant des distributions de probabilité. On donne à chaque zone de l'espace des paramètres la même probabilité de contenir l'optimum de la fonction, en se basant sur une loi de probabilité uniforme. Sa faiblesse vient du fait que la recherche n'est pas guidée et que l'information obtenue à chaque calcul de la fonction objective n'est pas utilisée pour le reste de l'optimisation. Cela oblige donc à opérer un grand nombre d'essais et la procédure devient coûteuse en calcul.
- **Les méthodes combinatoires** : utilisent généralement une méthode stochastique d'échantillonnage pour générer des jeux de paramètres qui serviront ensuite de points de départ à des méthodes locales d'optimisation. Ce sont les méthodes multi-départs, qui diminuent considérablement la probabilité d'échec d'une méthode locale.

### I.2.4.1.3. Calages mixtes

Refsgaard et *al.*,(1996) ont signalé que cette combinaison n'est pas très répandue, mais peut être très utile. La possibilité de combiner les deux techniques est aussi concevable, on peut commencer par une méthode de calage et terminer par l'autre. Si on commence par un calage automatique, il faut effectuer une étude de sensibilité sur les paramètres, pour cibler les paramètres potentiels, après, un calage manuel peut être utilisé pour déterminer les valeurs de ces paramètres. Dans le cas inverse, il s'agit de déterminer l'écart de variation des paramètres ensuite, on utilise un calage automatique dans cet intervalle pour déterminer les optimales des paramètres.

Une majorité des utilisations de modèle repose sur ces techniques d'estimations mathématiques des paramètres. Le mode de calage automatique est préféré en général à des méthodes manuelles ou semi-manuelles (Berthier et al., 2005).

Les différents critères de qualité qui accompagnent le calage permettent d'évaluer la capacité du modèle à bien représenter le système hydrologique d'un bassin versant.

### I.2.5. Critères d'évaluation des performances de calage des modèles hydrologiques

La performance peut se faire de manière qualitative (appréciation) qui consiste à représenter graphiquement les valeurs mesurées et les valeurs simulées et la qualité de l'ajustement est évaluée par une simple inspection visuelle. Elle peut se faire aussi de manière quantitative par des critères numériques, qui peuvent être des critères partiels du type écart des volumes ou écarts des débits ou des critères globaux du type somme des écarts.

#### I.2.5.1. Erreur moyenne absolue

Elle est définie par la moyenne des écarts entre les débits observés et les débits calculés à chaque pas de temps. Dans le contexte de la prévision de débit, elle peut être très intéressante où l'on veut être aussi proche que possible de la valeur observée (Perrin, 2000a).

$$\varepsilon = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Q_{ci} - Q_{oi}| \quad (I.1)$$

Avec :

$n$  : nombre d'observations

$Q_{ci}$  : débit calculé

$Q_{oi}$  : débit observé

#### I.2.5.2. Erreur quadratique moyenne

Cette erreur mesure le degré d'adéquation entre les valeurs de la variable simulée par le modèle (ici le débit) et de la variable mesurée, elle se calcule comme étant la racine carrée de la moyenne des carrés des écarts entre les débits observés et les débits calculés :

$$EQM = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})^2} \quad (I.2)$$

Plus cette erreur quadratique tend vers zéro, plus l'estimation est meilleure. C'est le critère le plus utilisé en hydrologie pour quantifier l'erreur.

### I.2.5.3. Coefficient de Nash

Le critère retenu pour la phase de calage est le critère de Nash et Sutcliffe (1970) sur les racines carrées des débits. Ce critère découle du critère de Nash très souvent utilisé en hydrologie. Ce dernier est basé sur la somme des erreurs quadratiques et sa formulation est la suivante :

$$N_s = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_{oi})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{ci} - Q_m)^2} \quad (I.3)$$

$Q_m$  : débit moyen observé

Ce critère variant dans  $]-\infty, 1]$  a l'avantage d'être d'interprétation facile. Il estime l'amélioration d'ajustement que l'on obtient en utilisant le modèle pour simuler les débits par rapport à un modèle 'zéro' (modèle de référence) qui donnerait sur toute la période considérée un débit constant égal au débit moyen. Un critère de valeur 1 signifie que l'erreur du modèle est nulle (modèle parfait). Une valeur de  $N_s$  inférieure à zéro signifie que le modèle n'explique pas mieux le comportement du bassin que le modèle de débit constant. Ce critère d'évaluation des modèles est très largement utilisé en hydrologie, probablement en raison de sa simplicité et de son lien intrinsèque avec la régression linéaire (Perrin, 2000., Oudin, 2004).

Cette formule traduit un certain rendement du modèle comparable au coefficient de détermination d'une régression. On considère généralement qu'un modèle hydrologique donne des résultats acceptables si la valeur du critère de Nash est supérieure à 0.7 (Gaume, 2003).

D'autres formulations de ce critère existent :

$$N_s = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{ci}} - \sqrt{Q_{oi}})^2}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{ci}} - \sqrt{Q_m})^2} \quad (I.4)$$

En atténuant l'importance prise par les débits importants, cette formulation permet de rééquilibrer le poids des débits en période d'étiage par rapport aux débits en période de crue. Ce critère est utilisé (Eq I.4) pour évaluer la qualité des hydrogrammes car il paraît être un bon compromis entre ces deux types d'écoulement.

Il est aussi possible de remplacer  $\sqrt{Q}$  par  $\ln Q$  : dans ce cas l'importance des faibles débits est encore accentuée par rapport à celle des forts débits.

Entre autres, les transformations appliquées sur les débits ciblent les variables du tableau I.1

Tableau I. 1. Variables des critères d'ajustement

Variables	Informations
$Q$	Débits moyens
$\sqrt{Q}$	Forts débits
$\ln Q$	Faibles débits

Koffi (2007), a donné l'échelle suivante quant aux valeurs prises par le critère de Nash : I. = 90%, le modèle est excellent, II. 80% à 90%, le modèle est très bon, III. 60% à 80%, le modèle est bon, et IV. = 60%, le modèle est mauvais.

#### I.2.5.4. Critère de Bilan

Un autre critère utilisé est le critère de bilan (Oudin, 2004) défini par

$$CB = 100. \left( 1 - \left( 1 - \frac{\sum_{i=1}^n Q_{sim.i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs.i}} \right) \right) \quad (I.5)$$

Par comparaison entre les débits moyens observé et calculé, ce critère indique la capacité du modèle à reproduire le volume d'eau total observé sur la période observée. Différemment aux critères précédents, ce critère ne fait plus référence à une adéquation temporelle à chaque pas de temps entre le débit calculé et le débit observé (de la même façon que certains critères graphiques tels que la courbe des débits classés éludent cette référence temporelle) (Baahmed et Oudin, 2017). Il ne pourrait donc être utilisé comme seul critère d'optimisation, un débit constant égal au débit moyen donnant un critère parfait. Une valeur de 100 pour le critère de bilan indiquera un bilan parfait. La formulation utilisée permet de faire des moyennes comme pour les critères précédents.

#### I.2.6. Validation

La validation est toujours médiocrement discutée dans la littérature technique ou académique, alors que c'est une étape essentielle de la modélisation (Chahinian, 2004). En effet, une fois le modèle hydrologique choisi ou développé, on s'intéresse à la capacité du modèle à simuler, le présent ou le futur, d'où l'étape de la validation.

Le principe de cette dernière est l'évaluation de la performance du modèle sur un ensemble de données non utilisées dans la phase du calage. L'une des techniques les plus utilisées pour évaluer la robustesse d'un modèle dans des situations les plus proches possibles est la technique du double échantillon. (Mouelhi, 2003a). La procédure consiste à rassembler toutes les données disponibles pour le calage et les diviser en deux périodes de mêmes longueurs, le modèle est donc calé sur une période et contrôlé en utilisant la deuxième période. Une autre approche basée sur la validation monocritère, multi critères et/ou multi échelles est utilisée pour évaluer l'efficacité du modèle :

- La validation monocritère a été défini par (Refsgaard & Knudsen, 1996b) comme a été noté par (Chahinian, 2004) et qui consiste à valider les résultats du calage par rapport à une variable unique, en général ce sont les mesures de débit qui sont utilisées comme variable.
- La validation multi critères et/ou multi échelle est utilisée quand plusieurs variables de validation sont prises en compte tel que l'exemple du modèle SHETRAN (Anderton et al., 2002) avec les variables (débit, teneur en eau du sol, niveaux piézométriques et évaporation).
- Multi échelle quand le modèle est à un pas de temps différent que celui du calage par exemple le débit est à un pas de temps journalier, mensuel ou annuel et le calage s'est fait par rapport à des débits horaires.

### I.2.7. Incertitudes dans les modèles hydrologiques

Le modèle est alors une représentation inévitablement simplifiée, dont l'objectif est de représenter le comportement du système de bassin versant. Tout modélisateur sait que son modèle est inexact, donnant des résultats plus ou moins éloignés d'une réalité (Perrin, 2000). Pour utiliser son modèle et ainsi prendre des décisions, l'utilisateur doit connaître l'ordre de grandeur des inexactitudes de son modèle et ainsi de pouvoir quantifier et annoncer ces incertitudes (Refsgaard & Knudsen, 1996; Engeland *et al.*, 2005; Bernier et Michel, 1997 In M'chirgui, 2000). Les erreurs en modélisation hydrologique peuvent provenir de différentes sources nous distinguons :

- Les incertitudes naturelles liées à l'aléa climatique, aléatoire ou systématique provenant des données (précipitations, températures, évapotranspiration, etc.) utilisées pour représenter les fluctuations spatiales et temporelles aléatoires des processus naturels, introduisant une grande part de hasard dans le processus de génération de débits,
- Les incertitudes des données qui sont souvent assujetties aux erreurs de manipulation, de lecture et de minutage dans le cas d'un réseau de mesures (niveau d'eau dans une rivière, niveaux piézométriques, débits d'une rivière, etc.),
- Les incertitudes de la structure du modèle, en fait, le modèle ne peut pas représenter exactement le processus physique de débit propre du bassin versant. Pour les modèles calibrés, la variance entre le débit mesuré et celui estimé, résulte, en plus des incertitudes de données et des paramètres du modèle, de la non convenance de sa structure,
- Les incertitudes sur les paramètres du modèle, résident dans les valeurs des paramètres du modèle qui peuvent ne pas être optimales, et dans le choix de la fonction objective qui matérialise le maximum de concordance espérée,
- Les incertitudes dues aux échelles, en effet, la difficulté de transformer les données collectées localement en une mesure spatiale, est une source d'incertitude plus délicate à interpréter est celle provoquée par l'effet de la variabilité spatiale proprement dite.

### I.2.8. Classification des modèles hydrologiques

L'ambiguïté des interactions entre les différents éléments du bilan hydrologique, la diversité et la complexité des phénomènes qui entrent en jeu lors des crues, la complexité liée à l'étendue et l'hétérogénéité du terrain d'étude aboutissent à une pléthore de modèles hydrologiques.

Les classifications de modèles que l'on trouve dans la littérature sont nombreuses et peuvent être fonction de plusieurs caractéristiques (Ambroise, 1998; Clarke, 1973; Andréassian *et al.*, 2007; Perrin, 2002; Oudin, 2004b).

#### I.2.8.1. Classification selon l'objet étudié :

La présentation des modèles hydrologiques est couramment faite de manière dichotomique, en procédant à un premier découpage entre les modèles probabilistes et déterministes (Fig. I 3).

##### I.2.8.1.1. Un modèle probabiliste

Sert à établir des critères de conception d'ouvrages (par exemple : dimensionnement des évacuateurs de crue des ouvrages hydrauliques grâce au calcul de la crue et de la cote de projet) ou à vérifier les performances d'ouvrages existants. La finalité du modèle probabiliste est de fournir des grandeurs statistiques de variables hydrologiques : débits maximums de pointe, crue d'une occurrence donnée, précipitations minimales d'une durée donnée et d'une période de retour donnée.

Au sein des modèles probabilistes, on distingue les modèles statistiques : ajustement de lois statistiques, méthode du Gradex ... et les modèles stochastiques qui représentent la nature aléatoire des phénomènes hydrométéorologiques à l'aide de distributions statistiques. Le générateur stochastique de pluie horaire de la méthode SHYPRE (Arnaud & Lavabre, 2000) permet ainsi la simulation de longues séries de précipitations grâce à la connaissance de lois de probabilité décrivant les phénomènes pluvieux (durée et nombre des averses, intensité maximale de l'averse, position du maximum, ...) et issues des observations.

### I.2.8.1.2. Un modèle déterministe

S'appuie sur la description du bassin versant et prend en compte une ou plusieurs de ses caractéristiques physiques (pente, superficie, type de sol, occupation du sol, ...). Les modèles déterministes ont pour application la prévision hydrologique pour la gestion des ouvrages hydrauliques ou pour la prévision des crues, la délimitation des zones inondables, la gestion du territoire, la quantification des impacts potentiels des changements climatiques. La méthode des crues maximales probables (PMP/PMF : probable maximum précipitation, probable maximum flood). Dumas (2006), suppose l'existence d'une valeur maximale des précipitations sur une région donnée et donc des crues sur un bassin versant est une méthode déterministe.

Les limitations de l'approche déterministe sont principalement deux. Tout d'abord, cette méthode n'est pas normalisée, elle est très sensible aux choix de l'utilisateur. Ensuite, pour des questions de dimensionnement d'ouvrages ou de planification/réglementation de l'aménagement du territoire, on s'intéresse aux crues moyennes (crue décennale), fortes (centennale) à très fortes (crue millénaire, voir crue décamillénaire) et on omet souvent l'estimation de la PMF (probable maximum flood).

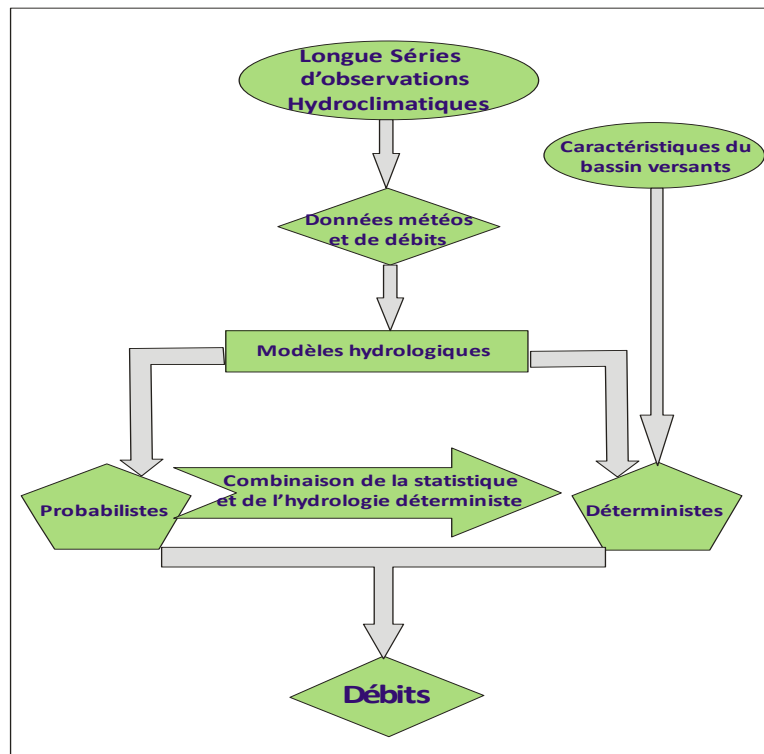


Figure I. 3. Modèle probabiliste et déterministe (Dumas, 2006)

### **I.2.8.2. Classification selon l'approche spatiale**

Selon comment sont considérés le territoire étudié et les processus hydrologiques, on parle de modèle global ou de modèle distribué.

#### **I.2.8.2.1. Un modèle global**

Comme les modèles du type GR (Edijatno et al., 1999), le modèle HEC-1 (Hydrologic Engineering Center, 1998) ou le modèle PDM Probability Distributed Moisture (Moore, 2007), le bassin est considéré comme une seule entité qui réagit dans son ensemble. Les caractéristiques physiques et les grandeurs météorologiques sont considérées comme uniformes à l'échelle du bassin versant assimiler à une unité ponctuelle.

#### **I.2.8.2.2. Un modèle distribué**

Comme les modèles HYDROTEL (Fortin et al., 1995), MIKE-SHE (Refsgaard et al., 1995) et MARINE (Estupina-Borrell et al., 2006), le bassin versant est subdivisé en surfaces élémentaires. Chaque surface élémentaire réagit aux entrées climatologiques, opère éventuellement des transferts avec les surfaces élémentaires environnantes et fournit un hydrogramme élémentaire qui est transféré à l'exutoire, par un processus de routage des crues. L'hydrogramme total à l'exutoire est constitué de la somme de tous les hydrogrammes élémentaires. La variabilité spatiale de la topographie, de l'occupation du sol, de la météorologie et des types de sol est donc considérée. Les différents processus hydrologiques sont simulés sur chaque surface élémentaire : infiltration, évaporation, interception par les végétaux, fonte de la neige, .... L'avantage des modèles spatialisées est de pouvoir simuler l'évolution des variables internes du modèle en tout point du bassin versant.

Loumagne et al. (1995) distingue la modélisation distribuée en mailles fines régulières, qui ne correspondent pas à des sous-bassins au sens topographique du terme, et dont l'objectif est de décrire l'hétérogénéité physique du bassin versant, de la modélisation dite semi-distribuée où l'échelle de discrétisation de l'espace est le sous-bassin versant topographique et dont l'objectif est la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale.

La modélisation semi/distribuée est aujourd'hui en plein développement, encouragée par l'acquisition de données spatialisées issues de l'imagerie radar ou satellitaire et l'augmentation des performances des processeurs informatiques.

### **I.2.8.3. Classification selon la représentation des processus hydrologiques**

Selon le degré de complexité avec lequel on souhaite traduire les processus hydrologiques, on distingue quatre types de modèles :

#### **I.2.8.3.1. Un modèle de type boîte noire**

Propose un schéma sans lien direct avec la réalité. Elle ne fait appel qu'aux seuls variables d'entrée et de sortie d'un bassin sans faire intervenir de données sur sa nature physique. Elle fournit une description purement mathématique et globale de la transformation pluie-débit sans chercher à la décomposer en processus. Elle est représentée principalement par les modèles linéaires d'analyse de séries temporelles (Box & Jenkins, 1976) et les réseaux de neurones (Anctil et al., 2004).

### I.2.8.3.2. Un modèle à base physique

On parle de modèles à base physique lorsque les phénomènes sont décrits à l'aide des lois de la mécanique des fluides ou de la physique des écoulements d'eau dans les sols : infiltration avec l'équation de Green et Ampt ou le modèle de Philip, évapotranspiration avec la formule de Penman, écoulement dans les zones saturée et non saturée avec les équations de Boussinesq et de Richards ou encore écoulement à surface libre avec les équations de Barré de Saint-Venant. Ces équations s'appuient sur des paramètres physiques mesurables, comme la conductivité hydraulique des sols à saturation, qui ne nécessitent pas en théorie d'être calibrés. L'application des modèles à base physique en hydrologie opérationnelle sur des bassins versants d'une certaine taille est limitée par la méconnaissance de la variabilité spatiale des descripteurs du milieu qui interviennent dans leurs équations. C'est pourquoi une étape de calage de leurs paramètres s'avère souvent nécessaire. Parmi les plus utilisés, on trouve SWAT (Soil and Water Assessment Tools, J. G. Arnold et al., 1998), SHE (Système Hydrologique Européen, Abbott et al., 1986) ou encore TOPKAPI (TOPographic Kinematic APproximation and Integration, Liu et al., 2005).

### I.2.8.3.3. Un modèle empirique

On parle de modèles empiriques lorsqu'on cherche à reproduire le comportement global du bassin à partir d'une étude systémique de la relation pluie/débit à l'échelle du bassin, sans faire d'hypothèse a priori sur les processus qui rentrent en jeu. Dans cette catégorie, on peut ranger les modèles GR (Makhlouf, 1994) ou (Loumagne, 1988), le modèle SCS (Soil Conservation Service), ou encore tous les modèles régressifs. L'utilisation de ces modèles empiriques nécessite une phase de calage des paramètres, puisque ceux-ci ont une signification qui n'est pas reliée a priori à des grandeurs mesurables du bassin versant. L'avantage de ces modèles réside dans la simplicité de leur structure et au rôle souvent bien identifié de leurs paramètres. Entre les modèles empiriques et les modèles à base physique, on trouve les modèles conceptuels qui s'étudient comme les modèles empiriques (approche systémique) mais dont l'approche est à base physique.

### I.2.8.3.4. Un modèle à réservoirs

Dans un modèle hydrologique dit à réservoirs, la transformation de la pluie en débit est décomposée en différentes composantes. Les équations qui les décrivent comportent des paramètres qui ne peuvent être mesurés et qui doivent être obtenus par calage (Fouchier, 2010). Ces procédures prennent souvent la forme de réservoirs qui se remplissent et se vident au cours du temps.

## I.2.9. Etapes à suivre dans une modélisation hydrologique

Plusieurs auteurs (Anderson et Woessner, 1992; De Marsily, 1994; Refsgaard et Knudsen, 1996a; Ambroise, 1998; Cudennec, 2000; Scholten *et al.*, 2001) ont spécifié les étapes rigoureuses à suivre dans une modélisation hydrologique :

- **La définition de la problématique et le choix du modèle** : Cette définition permettra de déterminer les choix à faire par la suite, donc, préciser les chemins à suivre dans l'élaboration des étapes suivantes. Le choix du modèle doit correspondre à la problématique traitée et à la nature des données disponibles,
- **Identifier le modèle** : pour but de caractériser et définir le système, sa structure, les variables et les paramètres, et émettre les hypothèses et le choix des échelles de temps et d'espace caractéristiques des processus de base,

- **Elaborer l'algorithme à incorporer dans un outil informatique** capable de procéder aux instructions. Cet algorithme doit être suivi de la vérification du logiciel lui-même (De Marsily, 1994; Ambroise, 1998),
- **Caler le modèle**, par ajustage des valeurs des différents paramètres à calibrer, pour que le modèle représente le plus pertinemment possible la transformation des forçages météorologiques en pronostics hydrologiques. Selon des critères déductifs ou des observations des entrées et des sorties, des données de calage sont utilisées. Celles-ci se réduisent typiquement à des observations concomitantes de forçages et de pronostics. Par des méthodes d'optimisation automatiques, les valeurs des paramètres sont alors optimisées, pour que la transformation par le modèle soit la plus pertinente possible,
- **Valider le modèle** : c'est une phase subjective et la dernière étape pour l'identification du modèle dont la pertinence et la robustesse du modèle sont jugées par l'utilisation de différents critères de validation qui doivent être utilisés afin de tester différents aspects des simulations obtenues, en termes de performance. Donc, pour valider le modèle une comparaison entre les pronostics simulés et ceux observés doit être effectué pour avoir un modèle corroboré, qui est, selon Oreskes *et al.*, (1994), celui qui est caractérisé par des résultats qui ne contredisent pas ses observations disponibles.

### I.2.10. Choix des modèles à utiliser

Nous avons vu précédemment dans quel contexte les modèles hydrologiques se sont développées, les limites qu'ils ont et les voies qui ont été explorées pour améliorer leurs performances. En termes de performance, la comparaison des approches globales et semi-distribuées en modélisation pluie-débit est une problématique qui s'est fortement développée depuis longtemps. Cette tendance va de pair avec la disponibilité croissante ou la facilité d'acquisition d'informations spatialisées sur les données de précipitations et les caractéristiques du bassin versant (végétation, géologie, topographie...) grâce au développement des outils SIG et télédétection (Le Bouar et al., 2000 et Borga, 2002).

Cependant, le modèle à choisir doit être robuste, apte à produire des simulations fiables y compris dans des conditions de fonctionnement (sécheresses, changement climatique) différentes de celles de la période de calibration.

Alors, cette problématique se traduit-elle au niveau de la conceptualisation de la structure interne du modèle (le degré d'abstraction du modèle), la discrétisation spatiale et temporelle, ou encore la nature du processus représenté ?

Dans cette optique, et pour une meilleure représentation de l'hydrosystème, nous avons jugé utile d'adopter deux modèles hydrologiques, dont la structure interne et la discrétisation spatiale ainsi que le niveau de la conceptualisation sont différents :

- Les modèles globaux du Génie Rural (GR1A, GR2M et GR4J)
- Le modèle semi distribué à base physique SWAT

### I.3. Présentation des modèles choisis

#### I.3.1. Modèles du Génie Rural (GR)

Au début des années 1980, le Cemagref (Centre national du machinisme agricole, du génie rural, des eaux et des forêts) se nomme maintenant l'IRSTEA (Institut de recherche en science et technologie pour l'environnement et l'agriculture) a commencé à développer des modèles hydrologiques pluies-débits pour des fins pratiques (le dimensionnement des ouvrages d'art, les prévisions et la prédétermination de crue, etc...) qui ont été dénommés les modèles GR.

Le premier modèle élaboré du Génie Rural à 4 paramètres journaliers a servi de base par des travaux de thèses de doctorats dont l'objectif était l'amélioration, le perfectionnement et surtout la continuité dans l'élaboration des modèles selon des approches et concepts définis.

Après un grand effort de tout un groupe, les modèles GR ont pu acquérir une grande robustesse et une fiabilité évidente. Les modèles sont conçus à des pas de temps différents. Perrin (2002) a élaboré le modèle journalier (GR4J), Mouelhi (2003) a perfectionné le modèle pluriannuel (GROP), le modèle annuel (GR1A) et le modèle mensuel (GR2M).

Fourmigué et Lavabre (2005) ont exploité le modèle GR3j (Edijatno *et al.*, 1999) avec un pas de temps horaire dans certaines applications, c'est le modèle GR3H.

Mathevet (2005b) s'est basé sur les travaux de Mouelhi (2003) et Perrin (2000) pour développer un modèle au pas de temps horaire par une approche ascendante de complexité. Ceci lui a permis de faire progresser fortement les performances de la structure initiale et propose d'utiliser au pas de temps horaire les structures GR4H et GR5H.

En parallèle, un autre modèle a été élaboré par Tangara (2005) qui a fondé ses recherches sur l'amélioration du modèle GR4J pour aboutir à un modèle de prévision des crues à un pas de temps journalier à trois paramètres seulement qu'il a nommé GRP (modèle Génie Rural de prévision de crue), testé avec des délais de prévision de 1 à 7 jours.

Comme tout modèle hydrologique, les modèles GR opèrent une triple globalisation (triple considération de moyenne) du système bassin versant :

- **Au niveau des processus** : les modèles GR proposent des relations comportementales simples à l'échelle du bassin, mises au point empiriquement et sans liens directs avec la physique des processus à petite échelle et pouvant représenter une moyenne de plusieurs processus,
- **Au niveau de l'espace** : les modèles GR sont globaux, c'est-à-dire que, tout en reconnaissant l'extraordinaire hétérogénéité de tout bassin versant, ils considèrent le bassin versant comme un tout. Les tentatives de distribution progressive n'ont, jusqu'à présent, pas abouti à des résultats intéressants. C'est le comportement de la moyenne spatiale qui est étudié en priorité,
- **Au niveau du temps** : les modèles GR ont été développés pour des pas de temps de fonctionnement spécifiques : annuel (GR1A), mensuel (GR2M), journalier (GR4J) et horaire (GR3H).

Les modèles GR ont connu plusieurs versions, proposées successivement par Kabouya, (1990); Kabouya et Michel (1991); Jean-Jose (1991), Makhoul (1994), Edijatno *et al.* (1999), Perrin (2000), Perrin (2002), Mouelhi (2003), Perrin *et al.* (2003) et Mouelhi *et al.*, (2006) qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. Nous allons présenter dans ce

qui suit la version disponible, élaborée par Mouelhi *et al.*, (2006) qui paraît la plus performante, pour les pas de temps mensuel (GR2M) et annuel (GR1A), ainsi que la version de Perrin (2002) et Perrin *et al.* (2003) qui est la plus appropriée pour le pas du temps journalier (GR4J).

Ces modèles utilisent un nombre minimum de variables hydroclimatiques à savoir : pluie en (mm), évapotranspiration calculée par la méthode de Turc en (mm) et de débits exprimés en lames d'eau écoulées en (mm).

### I.3.1.1. Modèle annuel (GR1A)

La structure du modèle GR1A (Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est très simple puisqu'elle se résume à une simple équation, le débit  $Q_k$  de l'année k étant proportionnelle à la pluie  $P_k$  de la même année, avec un coefficient d'écoulement dépendant de  $P_k$ , de la pluie  $P_{k-1}$  de l'année k-1 et de l'évapotranspiration potentielle annuelle moyenne E. Le modèle s'écrit

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[ 1 + \left( \frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{XE_k} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \quad (I.6)$$

Où X est l'unique paramètre du modèle.

Cette formule dérive de la formule de Turc (1955), qui donne l'écoulement moyen interannuel. Une recherche systématique de la meilleure manière de prendre en compte l'état antérieur du système a montré que l'on devait se limiter à prendre en compte la pluie de l'année précédant l'année en cours. Le paramètre X traduit l'influence d'une ouverture du bassin sur l'extérieur non atmosphérique (par exemple échange avec des nappes profondes ou avec des bassins adjacents dans le cas d'une non-superposition des limites topographiques et géologiques) : si X est supérieur à 1, le système perd de l'eau et si X est plus petit que 1, le système en gagne, le tout exprimé en fraction de l'ETP.

#### I.3.1.1.1. Paramètre

Le modèle ne comporte qu'un paramètre optimisable, le paramètre X adimensionnel, qui apparaît comme un coefficient modulateur de l'évapotranspiration potentielle. Sur un large échantillon de bassins versants, la médiane de X vaut 0.7 et un intervalle de confiance à 90% est donné par [0.13 ; 3.5] (Andréassian *et al.*, 2007).

### I.3.1.2. Modèle mensuel (GR2M)

Le modèle GR2M (Génie Rural à 2 paramètres Mensuels) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres optimisables : X1, capacité du réservoir de production (mm) ; X2, coefficient d'échanges souterrains (mm). Il fonctionne autour de deux réservoirs, un de production (ou réservoir sol) et un de routage sur lesquels les ajustements et interception se font différemment sur les entrées. Un schéma de la structure est donné à la (Fig. I 4).  $P_k$  est la pluie mensuelle du mois k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire.

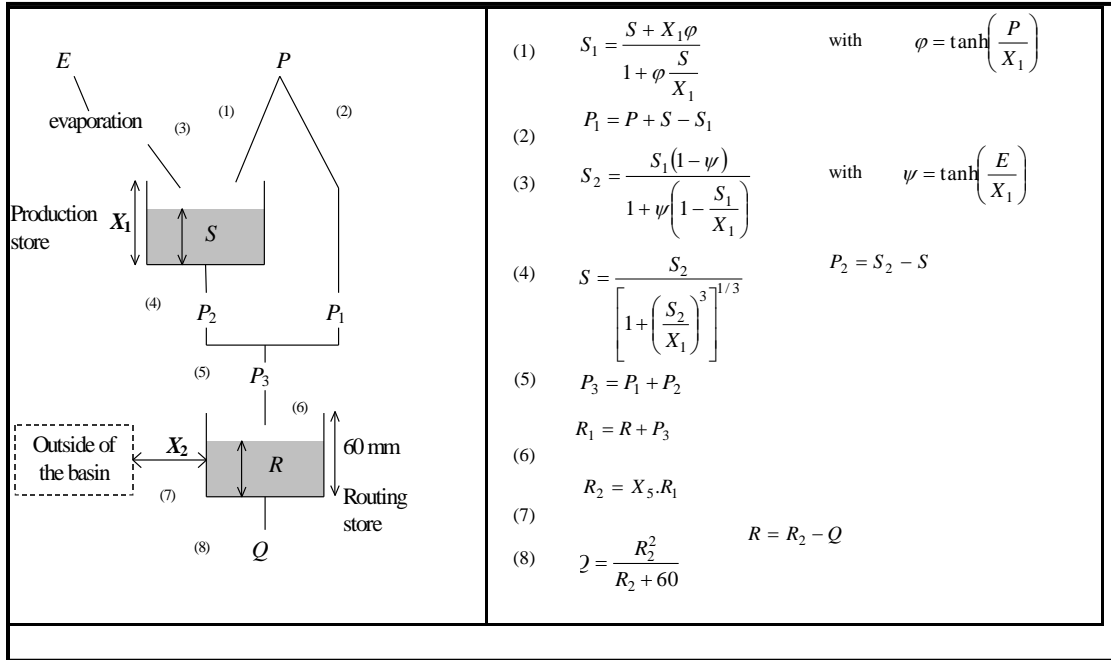


Figure I. 4. Schéma de la structure du modèle GR2M

Les équations qui régissent le modèle sont les suivantes :

• **Production**

La fonction de production du modèle repose sur un réservoir de suivi d'humidité du sol. Une partie  $P_s$  de la pluie  $P_k$  va être ajoutée au contenu  $S_k$  dans le réservoir en début de pas de temps :

$$P_s = \frac{x_1 \cdot \left[1 - \left(\frac{S_k}{x_1}\right)^2\right] \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{x_1}\right)}{1 + \frac{s}{x_1} \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{x_1}\right)} \quad (I.7)$$

Le paramètre  $X_1$ , capacité du réservoir, est positif et exprimé en mm. La pluie en

$$P_1 = P - P_s \quad (I.8)$$

Et le contenu du réservoir est actualisé :

$$\hat{S} = S_k + P_s \quad (I.9)$$

Du fait de l'évapotranspiration, une quantité  $E_s$  est prélevée du réservoir :

$$P_s = \frac{\hat{S} \cdot \left(2 - \frac{\hat{S}}{x_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{x_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{\hat{S}}{x_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{x_1}\right)} \quad (I.10)$$

$E$  est l'évapotranspiration potentielle moyenne du mois calendaire considéré. Le niveau  $S'$  devient  $S''$  :

$$S'' = S' - E_s \quad (I.11)$$

- **Percolation**

Le réservoir de suivi d'humidité du sol se vidange ensuite selon une percolation  $P_2$  :

$$P_2 = S'' \cdot \left\{ 1 + \left( \frac{S''}{X_1} \right)^{-1/3} \right\} \quad (\text{I.12})$$

Et son niveau  $S_{k+1}$  prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par

$$S_{k+1} = S'' - P_2 \quad (\text{I.13})$$

- **Routage et échange avec l'extérieur non atmosphérique**

La quantité d'eau totale  $P_3$  qui atteint le réservoir de routage est donnée par

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad (\text{I.14})$$

Le niveau  $R_k$  dans le réservoir devient alors  $\hat{R}$  :

$$\hat{R} = R_k + P_3 \quad (\text{I.15})$$

Un terme d'échange en eau souterrain  $F$  a été imposé par les données des nombreux bassins utilisés. Ignorer cette ouverture sur l'extérieur non atmosphérique conduit à une baisse considérable de l'efficacité du modèle.  $F$  est alors calculé par :

$$F = (X_2 - 1) \cdot \hat{R} \quad (\text{I.16})$$

Le paramètre  $X_2$  est positif et adimensionnel. Le niveau dans le réservoir devient :

$$R'' = X_2 - \hat{R} \quad (\text{I.17})$$

Le réservoir, de capacité fixe égale à 60 mm, se vidange pour donner le débit  $Q_k$  selon l'équation suivante :

$$Q_k = \frac{R''^2}{R'' + 60} \quad (\text{I.18})$$

Le contenu du réservoir est enfin actualisé par :

$$R_{k+1} = R'' + Q_k \quad (\text{I.19})$$

### I.3.1.2.1. Paramètres

Le modèle a deux paramètres optimisables :

X1 : Capacité du réservoir de production (mm)

X2 : Coefficient d'échanges souterrains (-)

Sur un large échantillon de bassins versants, on obtient les valeurs données dans le tableau I. 2 (Andréassian *et al.*, 2007).

Tableau I. 2. Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants.

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 90%
X <sub>1</sub> (mm)	380	140-2640
X <sub>2</sub> (-)	0.92	0.21-1.31

**I.3.1.3. Modèle journalier GR4J**

Le modèle GR4J (Génie Rural à 4 paramètres Journaliers) possédant 4 paramètres à caler, fonctionne au pas de temps journalier. Ce modèle est facile à configurer et à mettre en place, et il ne nécessite pas une description du bassin versant. Aussi, il a été déjà utilisé dans le contexte algérien dans plusieurs études qui ont démontré son adaptabilité au contexte climatique semi-aride (Bouanani et al., 2010; Gherissi *et al.*, 2017; Medane 2012, Otmane et al. 2016; Bourek 2010).

Un schéma de la structure est donné par la figure I.5.  $P_k$  est la pluie journalière du jour k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même jour calendaire.

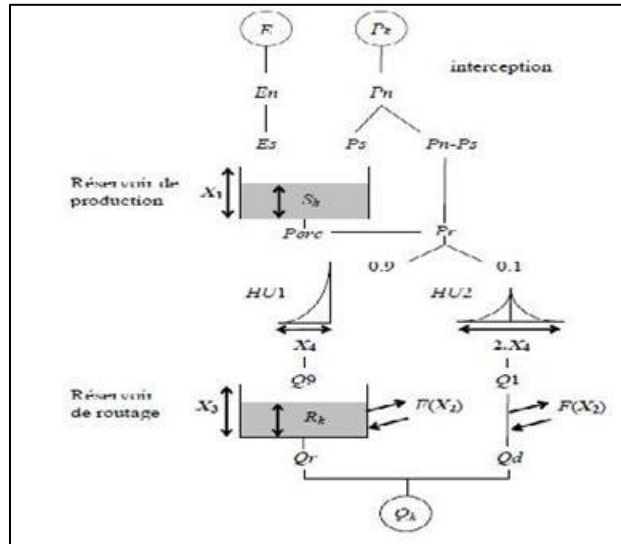


Figure I. 5. Schéma de la structure du modèle GR4J d'après Perrin, 2002

- **Neutralisation**

La première opération est la neutralisation de  $P_k$  par E pour déterminer une pluie nette  $P_n$  et une évapotranspiration nette ( $E_n$ ) calculée par :

Si alors  $P_n = P_k - E$  et  $E_n = 0$

Si alors  $P_n = 0$  et  $E_n = E - P_k$

- **Fonction de rendement (Production)**

Dans le cas où  $P_n$  est différente de zéro, une partie  $P_s$  de  $P_n$  alimente le réservoir de production et est calculée par :

$$P_s = \frac{X_1 \left( 1 - \left( \frac{S_k}{X_1} \right)^2 \right) \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \frac{S_k}{X_1} \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)} \tag{I.20}$$

Où  $X_1$  (mm) est la capacité maximum du réservoir de production et  $S_k$  le contenu du réservoir de production au début du jour k.

Dans le cas contraire, lorsque ( $E_n$ ) est différent de zéro, une quantité d'évaporation  $E_s$  est retirée du réservoir de production. Elle est donnée par :

$$E_s = \frac{S_k \left(2 - \frac{S_k}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S_k}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \quad (\text{I.21})$$

Le contenu du réservoir qui résulte de ces opérations est donnée par :

$$\hat{S} = S_k + P_s - E_s \quad (\text{I.22})$$

- **Percolation**

Une percolation (Perc) issue du réservoir de production est alors calculée par l'équation suivante :

$$\text{Perc} = \hat{S} \cdot \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{4}{9} \frac{\hat{S}}{X_1} \right)^4 \right]^{-1/4} \right\} \quad (\text{I.23})$$

Par suite, le contenu du réservoir devient :

$$S_{k+1} = \hat{S} - \text{Perc} \quad (\text{I.24})$$

et la quantité d'eau  $P_r$  qui atteint finalement la partie routage du modèle est donnée par :

$$P_r = \text{Perc} + (P_n - P_s) \quad (\text{I.25})$$

- **Hydrogramme unitaire**

$P_r$  Est divisée en deux composantes d'écoulement, 90 % étant routés par un hydrogramme unitaire HU1 et un réservoir de routage et 10 % par un hydrogramme unitaire symétrique HU2. HU1 et HU2 dépendent du même paramètre  $X_4$ , temps de base de HU1 exprimé en jours.

Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S notées respectivement SH1 et SH2, qui correspondent aux fonctions cumulées de l'hydrogramme. SH1 est définie en fonction du temps par :

$$\text{Pour } t \leq 0 \text{ SH1}(t) = 0$$

$$\text{Pour } 0 \leq t \leq X_4 \text{ SH1}(t) = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{5/2}$$

$$\text{Pour } t \geq X_4 \text{ SH1}(t) = 1$$

SH2 est définie de façon similaire par :

$$\text{Pour } t \leq 0 \text{ SH2}(t) = 0$$

$$\text{Pour } 0 \leq t \leq X_4 \text{ SH2}(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4}\right)^{5/2}$$

$$\text{Pour } X_4 \leq t \leq 2X_4 \text{ SH2}(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{5/2}$$

$$\text{Pour } t \geq 2X_4 \text{ SH2}(t) = 1$$

Les ordonnées de HU1 et HU2 sont alors calculées par :

$$\text{UH1}(J) = \text{SH1}(J) - \text{SH1}(J - 1) \quad (\text{I.26})$$

$$\text{UH2}(J) = \text{SH2}(J) - \text{SH2}(J - 1) \quad (\text{I.27})$$

Où J est un entier.

A chaque pas de temps k, les sorties Q9 et Q1 des deux hydrogrammes correspondent à la convolution des pluies antérieures par la clé de répartition donnée par l'hydrogramme discrétisé et sont calculées par :

$$Q9(k) = 0.9 \sum_{j=1}^I UH1(j). Pr(k - j + 1) \quad (I.28)$$

$$Q1(k) = 0.1 \sum_{j=1}^I UH2(j). Pr(k - j + 1) \quad (I.29)$$

où  $1 = \text{int}(X_4) + 1$  et  $m = \text{int}(2. X_4) + 1$ , avec  $\text{int}(\cdot)$  désignant la partie entière

- **Fonction d'échange avec l'extérieur non atmosphérique**

Un échange souterrain en eau est calculé par

$$F = X_2 \cdot \left( \frac{R_k}{X_3} \right)^{7/2} \quad (I.30)$$

Où  $R_k$  est le niveau dans le réservoir en début de pas de temps,  $X_3$  la capacité à un jour du réservoir de routage et  $X_2$  le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports, négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes ou nul. En fait, l'interprétation physique de cette fonction d'échange n'est pas directe.

- **Réservoir de routage**

Le niveau dans le réservoir de routage est modifié en ajoutant la sortie Q9 de l'hydrogramme HU1 et F :

$$\hat{R} = \max(0; R_k + Q9(k) + F) \quad (I.31)$$

Il se vidange ensuite en une sortie  $Q_r$  donnée par :

$$Q_r = \hat{R} \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{\hat{R}}{X_3} \right)^4 \right]^{1/4} \right\} \quad (I.32)$$

Le niveau dans le réservoir devient

$$R_{k+1} = \hat{R} - Q_r \quad (I.33)$$

- **Écoulement total**

La sortie  $Q_1$  de l'hydrogramme HU2 est soumise au même échange pour donner la composante d'écoulement  $Q_d$

$$Q_d = \max(0; Q1(k) + F) \quad (I.34)$$

Le débit total Q est alors donné par :

$$Q_k = Q_r + Q_d \quad (I.35)$$

### I.3.1.3.1. Paramètres

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler :

$X_1$  : Capacité du réservoir de production (mm)

$X_2$  : Coefficient d'échanges souterrains (mm)

$X_3$  : Capacité à un jour du réservoir de routage (mm)

$X_4$  : Temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1(j)

Sur un large échantillon de bassins versants, Andréassian et al., 2007 ont obtenu les valeurs données dans le tableau I. 3.

Tableau I. 3. Valeurs des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 80%
<b>X1 (mm)</b>	350	100-1200
<b>X2 (mm)</b>	0	-5 à 3
<b>X3 (mm)</b>	90	20 à 300
<b>X4 (jours)</b>	1.7	1.1 à 2.9

### I.3.2. Modèle SWAT (Soil and Water Assessment Tools)

SWAT est un modèle déterministe, issu d'une série de modèles développés antérieurement. Ce sont entre autres les modèles SWRRB (Simulator for Water Resources in Rural Basins) (Williams *et al.*, 1985), EPIC (Erosion Productivity Impact Calculator) (Williams, 1990), CREAMS (Chemicals Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems) (Knisel, 1980) et GLEAMS (Groundwater Loading Effects on Agricultural Management Systems) (Leonard *et al.*, 1987).

Le modèle SWRRB a été développé en commençant par la modification du modèle hydrologique de précipitations journalières CREAMS. La première mise au point de l'utilisation du modèle était vers la fin des années 80 et consistait à l'évaluation de la qualité de l'eau et c'était le résultat du développement du modèle SWRRB.

Vers la fin des années 80, le gouvernement américain voulait développer un modèle pour estimer l'impact régressif de la gestion de l'eau sur les terres des réserves indiennes en Arizona et au Mexique. Tandis que, le modèle SWRRB était facilement utilisé pour des bassins versants de quelques centaines de kilomètres carrés, on devait simuler l'écoulement des cours d'eau sur des bassins versants dépassant plusieurs milliers de kilomètres carrés. Pour une superficie de cette étendue, le bassin versant doit être divisé en plusieurs centaines de sous-bassins. La division du bassin versant dans SWRRB a été limitée à dix sous-bassins. Ces limitations ont amené au développement d'un modèle appelé ROTO qui a fourni une approche d'acheminement d'extension et a surmonté la limitation de sous-bassins de SWRRB. Bien que cette approche ait été efficace, l'entrée et la sortie des fichiers multiples de SWRRB étaient lourdes et exigeaient une mémoire considérable pour l'ordinateur. En outre, les exécutions du modèle SWRRB et ROTO fonctionnent indépendamment pour l'acheminement dans les canaux et les réservoirs. Pour

surmonter cet inconvénient, les deux modèles (SWRRB et ROTO) ont été fusionnés dans un modèle simple, appelé SWAT, tout en permettant les simulations des grandes superficies.

Depuis que le modèle SWAT a été créé dans les années 90, il a subi des améliorations et une expansion continue de ses possibilités,

Les améliorations les plus significatives du modèle incluent :

- SWAT 96.2 : l'auto fertilisation et l'auto irrigation étaient ajoutées comme options de gestion, le stockage superficiel de l'eau est incorporé. Un composant de CO<sub>2</sub> a été ajouté au modèle de croissance agricole. Pour les études de changements climatiques les équations d'évapotranspiration potentielle de Periman-Monteith ont été incorporées, Un modèle pour l'écoulement latéral de l'eau dans le sol, basé sur le modèle cinématique de stockage, a été incorporé également, de même que les équations de qualité de l'eau et du nutriment dans le cours d'eau et l'acheminement.
- SWAT 98.1 : des sous programmes de fonte de neige, de la qualité de l'eau du cours d'eau, du cycle d'éléments nutritifs, des applications d'engrais, du drainage ont été incorporés comme options de gestion.
- SWAT 99.2 : Les sous-programmes de cycle d'éléments nutritifs se sont améliorés. Le déplacement des nutriments des réservoirs étangs étaient ajoutée. L'extension du stockage de l'eau dans les berges, l'acheminement des métaux étaient incorporés également..
- SWAT 2000 : Des sous-programmes de transport des bactéries sont ajoutés, Le générateur du climat a été amélioré en tenant compte du rayonnement solaire journalier, l'humidité relative et la vitesse du vent. Le nombre de réservoirs est illimité dans la simulation.

Le modèle a été progressivement amélioré en intégrant les développements de différents auteurs : Krysanova (Krysanova *et al.*, 1998) propose un nouveau découpage des unités de production dans SWIM, (Eckhardt & Arnold, 2001) modifient la formulation de la percolation au sein du profil de sol dans SWAT-G ; Vandenberghe *et al.*, (2002) ajoutent un module de qualité de l'eau et modifie plusieurs modules préexistants dans ESWAT et Fontaine *et al.*, (2002) ont développé le module neige.

Parallèlement à ces améliorations, des auteurs ont réalisé des couplages de SWAT avec d'autres modèles :

- SWATMOD : SWAT avec le modèle d'aquifère MODFLOW (McDonald et Harbaugh, 1988; Sophocleous et Perkins, 2000),
- SWAT-MODFLOW-MT3DMS : SWAT avec les modèles MODFLOW et MT3DMS modèle tri-dimensionnel de transport des solutés et contaminant d'aquifères (Zheng & Wang, 1999; Conan *et al.*, 2003)

Pour cette étude, nous allons utiliser la version du modèle SWAT compatible avec l'ArcGis 10.2.2 (ArcSWAT2012.10\_2.18) disponible gratuitement dans le site web [www.arcswat.eu](http://www.arcswat.eu).

### I.3.2.1. Avantages et inconvénients du modèle

SWAT permet d'avoir accès aux différentes variables du bilan hydrologique (la quantité de neige fondue, le débit évacué par le ruissellement de surface, celui par l'écoulement dans l'aquifère, etc...) à l'échelle de l'unité de réponse hydrologique et/ou à l'exutoire de chaque sous bassin pour chaque pas de temps et/ou de manière globale sur toute la période de simulation.

Aussi, le modèle SWAT peut être utilisé pour :

- Etudier des processus plus spécifiques tels que le transport de bactéries, la biomasse, etc. ....
- La simulation de très grands bassins ou une variété de stratégies de gestion peut être exécutée sans investissement excessif de temps ou d'argent,
- Evaluer l'impact à long terme des procédures de gestion : plusieurs problèmes levés actuellement par les utilisateurs des terres impliquent une maîtrise progressive des polluants et leur impact sur l'eau en aval du cours d'eau.

Cependant, le principal inconvénient de ce modèle est qu'il nécessite la définition d'un grand nombre de paramètres pour pouvoir fonctionner. Ceci, entraîne l'obligation d'un calage automatique qui conduit au problème de l'équifinalité. Ainsi, la simple mise en place d'un bassin versant particulier dans SWAT est longue et laborieuse pour l'utilisateur en raison de la longue phase de préparation de données et à l'apprentissage de la manipulation de l'interface.

### I.3.2.2. Présentation du modèle

SWAT est un modèle hydrologique conçu et développé par des chercheurs de l'USDA (United States Department of Agriculture) (Arnold et al. 1993, Arnold et al. 1998), il est basé sur la physique, continu dans le temps, opère au pas de temps journalier et est conçu pour faire des simulations sur de longues périodes (Payraudeau 2002). SWAT reproduit le cycle de l'eau simplifié à l'échelle du bassin versant de façon semi-distribué, par le biais de différents compartiments hydrologiques : en surface du sol, dans la zone racinaire, dans la nappe souterraine et dans le cours d'eau (Neitsch et al., 2001).

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^n (R_{day} - Q_{surf} - E_a - W_{seep} - Q_{gw}) \quad (I.36)$$

$SW_t$  = contenu en eau du sol (mm),  $SW_0$  = eau disponible pour les plantes (mm),  $R_{day}$  = précipitation (mm),  $Q_{surf}$  = ruissellement de surface (mm),  $E_a$  = évapotranspiration (mm),  $W_{seep}$  = percolation (mm),  $Q_{gw}$  = débit d'étiage (mm),  $T$  = temps (jour).

Ce modèle a été validé sur de nombreux bassins versants dans le monde, de tailles, de contextes géologiques et climatiques variés (Manguerra & Engel 1998, Srinivasan et al. 1998, Sophocleous & Perkins 2000, Saleh et al. 2000, Vaché et al. 2002, Tripathi et al. 2003, Laurent et al. 2007). Il est en plein développement et il est de plus en plus appliqué dans le monde (plusieurs conférences internationales et régionales sur SWAT se tiennent annuellement), il permet aussi de modéliser d'autres paramètres comme l'érosion, la qualité de l'eau, et le transfert de nutriments (Laurent et al. 2007).

### I.3.2.3. SWAT et le Système d'Information Géographique (SIG)

Le modèle SWAT est couplé avec un SIG, ce qui permet de gérer des données de type raster, vecteur et alphanumériques. Il facilite et automatise la préparation des données d'entrée, il rend plus convivial la phase d'intégration, de manipulation et le paramétrage des données liées à la simulation. Ainsi la visualisation des sorties spatialisées est plus aisée (Fig. I. 6) (Bian et al. 1996, Neitsch et al. 2002, Ruelland et al. 2004, Bernon 2005).

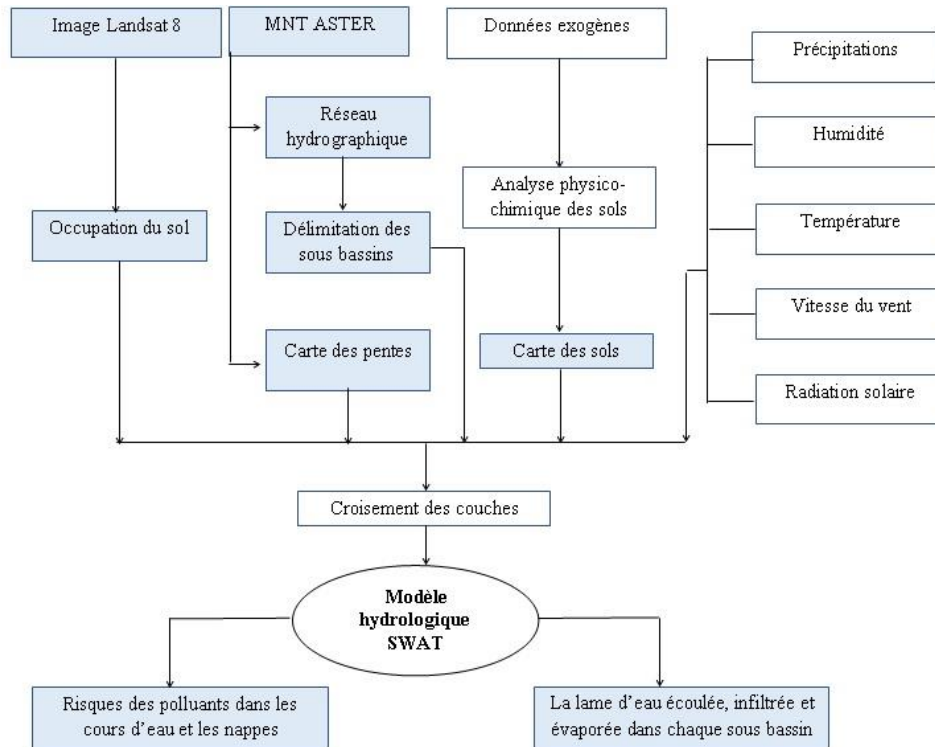


Figure I. 6. Données d'entrée et les résultats de traitement obtenus avec SWAT

### I.3.2.4. Unité de réponse hydrologique

L'unité spatiale élémentaire de calcul pour SWAT est HRU (Hydrologique Response Unit). L'obtention des différentes unités spatiales repose sur le traitement morphologique de la zone d'étude à partir du Modèle Numérique de Terrain (MNT). Dans un premier temps le réseau hydrographique est déterminé puis le bassin versant et les sous-bassins versants qui se définissent par un exutoire unique sont délimités. Dans un second temps la superposition des cartes d'occupation du sol et de la nature des sols définit les HRU (Fig. I. 7) : elles ne sont liées qu'à un seul sous bassin donc à un seul cours d'eau et ont une occupation du sol et un type de sol uniques.

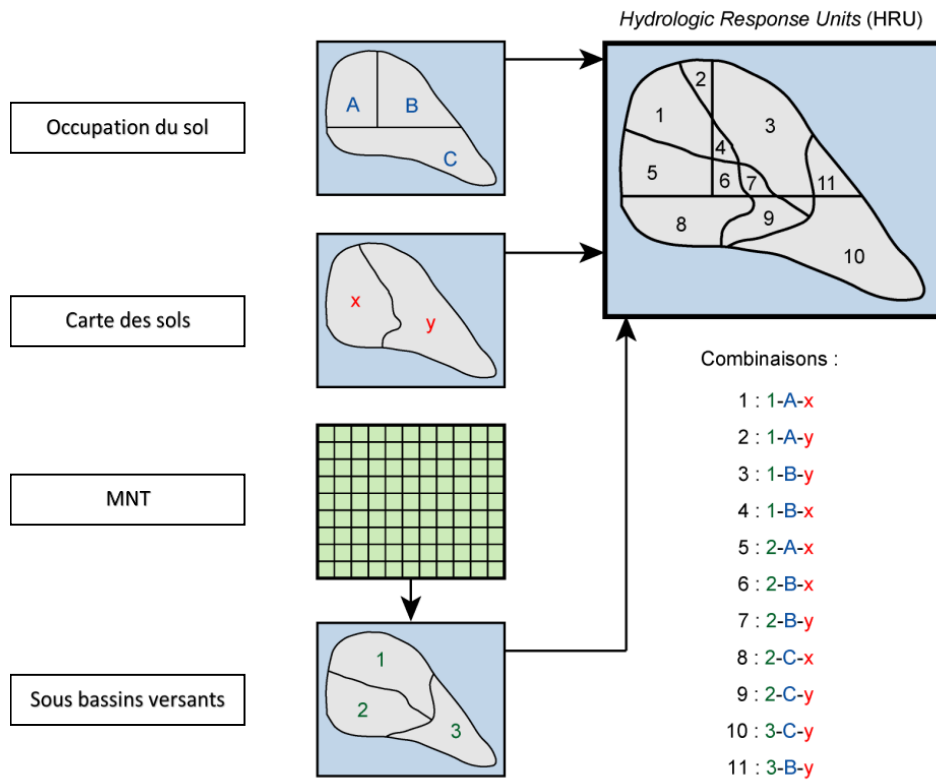


Figure I. 7. Principe de délimitation des HRU (Renaud & Poulenard, 2004)

### I.3.2.5. Fonctionnement de SWAT

SWAT n'est pas différent des autres modèles hydrologiques puisqu'il ne fait que reproduire le cycle de l'eau sur le bassin versant de manière simplifiée. Son fonctionnement peut être schématisé par trois gros modules principaux, qui communiquent entre eux par la circulation d'eau (fig. I. 8).

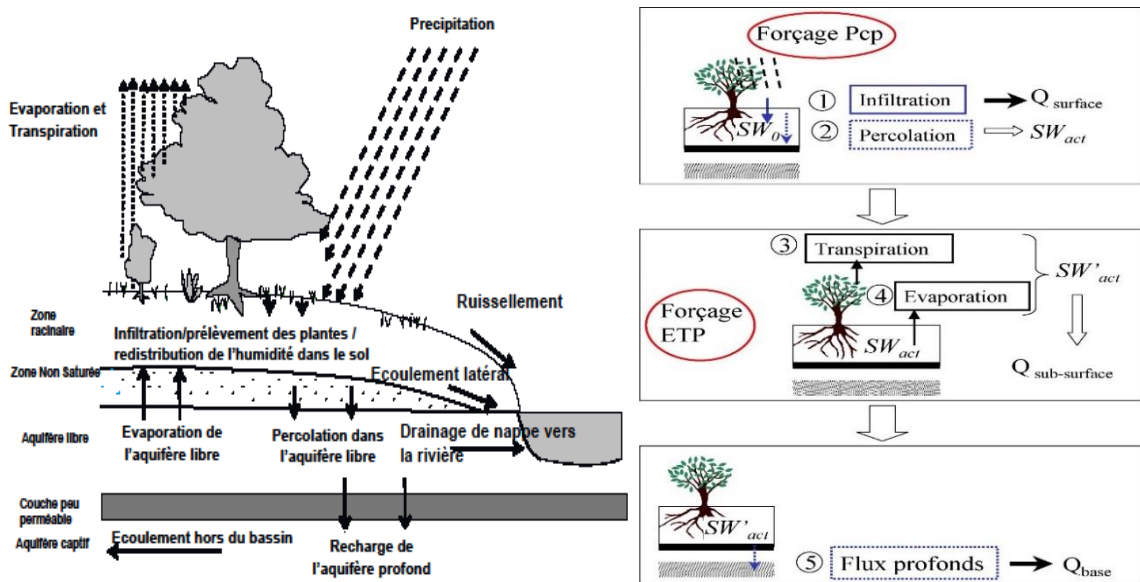


Figure I. 8. Les différentes étapes de modélisation dans SWAT (J. G. Arnold & Fohrer, 2005)

La figure ci-dessus montre que l'infiltration et la percolation sont les deux premiers processus simulés, ils permettent d'établir la lame ruisselée et d'actualiser le contenu en eau du sol. Dans un deuxième temps, l'évapotranspiration potentielle est prise en compte et les flux de transpiration et d'évaporation sont établis. L'humidité du sol est réactualisée. Enfin, le contenu en eau du sol actualisé permet de définir la percolation vers le réservoir profond et la contribution de ce réservoir au débit.

### I.3.2.6. Phases du cycle hydrologique modélisé par SWAT

La structure hydrologique de SWAT montre les différents processus intrinsèques du bilan hydrique (Fig. I. 9). Ainsi, on peut voir que l'hydrologie est modélisée en deux phases :

- Phase terrestre qui simule le ruissellement, l'infiltration, l'évapotranspiration, l'exportation et le transport de sédiments et d'éléments nutritifs vers les cours d'eau de chaque sous bassin.
- Phase d'acheminement du cycle hydrologique (routage) qui caractérise le déplacement de l'eau, des sédiments, transport des particules, depuis leur entrée dans le réseau jusqu'à l'exutoire du bassin.

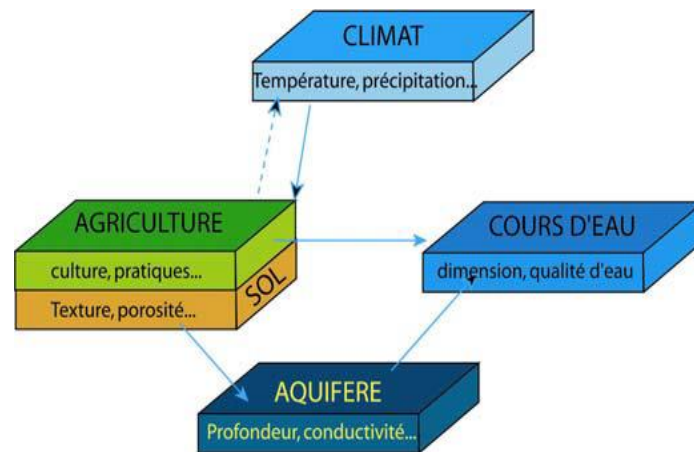


Figure I. 9. Fonctionnement schématisé de SWAT (d'après Duros et al., 2001)

#### I.3.2.6.1. Fonction de production (la phase terrestre)

La phase terrestre de l'hydrologie regroupe l'ensemble des échanges verticaux (évapotranspiration, infiltration et percolation) et horizontaux (écoulement de surface et hypodermique).

##### I.3.2.6.1.1. Processus verticaux

Cinq flux verticaux sont modélisés (Fig. I. 10) : l'infiltration de l'eau dans le sol, la percolation de l'eau au sein du profil de sol, la transpiration de la végétation, l'évaporation du sol (ou sublimation de la neige) et enfin la recharge profonde qui alimente les aquifères. Nous présenterons succinctement comment ces différents flux sont modélisés.

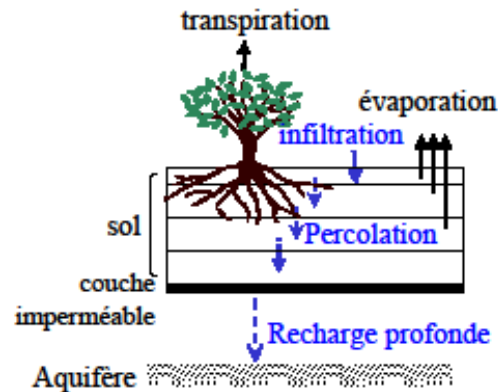


Figure I. 10. Schématisation des processus verticaux pris en compte dans le modèle

### - Infiltration

SWAT propose deux méthodes de calcul de l'infiltration : une méthode directe dans le cas où les pluies à l'échelle infra journalière sont disponibles et une méthode indirecte si seuls les cumuls journaliers sont disponibles.

- La méthode directe applique l'équation de Green et Ampt fondée sur la loi de Darcy et la conservation de la masse, (Green & Ampt, 1911).
- La méthode indirecte consiste à calculer la lame infiltrée en soustrayant à la lame d'eau précipitée, le ruissellement de surface calculé par la méthode du Curve Number (Soil Conservation Service « SCS, 1972 ») (Boughton, 1989).

### - Percolation et drainage

Le modèle considère le sol comme un réservoir. S'il y a plusieurs horizons (couches) au sein du profil de sol, SWAT considère un empilement de réservoirs dont les caractéristiques diffèrent. Chaque couche est caractérisée par une profondeur, une conductivité hydraulique à saturation ( $K_{sat}$ ), une réserve utile (l'humidité à la capacité au champ ( $SW_{cc}$ ) à laquelle est retranchée l'humidité au point de flétrissement permanent ( $SW_{PFP}$ )), une densité apparente et un contenu en argile (l'humidité au point de flétrissement permanent est fonction de la densité apparente et du contenu en argile). Il y a drainage lorsque, au sein d'une couche, le contenu en eau du sol ( $SW$ ) dépasse l'humidité à la capacité au champ et que la couche inférieure n'est pas saturée. Le flux de percolation ( $perc$ ), est fonction du volume d'eau excédentaire ( $SW - SW_{cc}$ ), de la conductivité hydraulique à saturation du sol ( $K_{sat}$ ) et de la différence entre humidité à saturation ( $SW_{SAT}$ ) et humidité à la capacité au champ. Où  $\Delta t$  le pas de temps.

$$perc = (SW - SW_{cc}) * \left[ 1 - \exp\left(\frac{-\Delta t}{TT_{perc}}\right) \right] \text{ et } TT_{perc} = \frac{SW_{SAT} - SW_{cc}}{K_{sat}} \quad (I.37)$$

### - Transpiration et évaporation

La transpiration et l'évaporation du sol sont fonction de l'évapotranspiration potentielle (ETP). Le modèle propose trois façons d'estimer l'ETP : Hargreaves, 1975, Priestley & Taylor, 1972 et Penman-Monteith, 1948.

Hargreaves: 
$$\lambda E_0 = 0.0023 * H_0 * (T_{mx} - T_{mn})^{0.5} * (\bar{T}_{av} + 17.8) \quad (I.38)$$

$$\text{Priestley-Taylor:} \quad \lambda E_0 = \alpha_{\text{pet}} * \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} * (H_{\text{net}} - G) \quad (\text{I.39})$$

$$\text{Penman-Monteith:} \quad \lambda E_0 = \frac{\Delta * (H_{\text{net}} - G) + \rho_{\text{air}} * C_p * \frac{e_z^0 - e_z}{r_a}}{\Delta + \gamma * \frac{1 + r_c}{r_a}} \quad \text{et} \quad r_c = \frac{r_1}{0.5 * \text{LAI}} \quad (\text{I.40})$$

avec  $\lambda$  la chaleur latente de vaporisation (MJ kg<sup>-1</sup>),  $E_0$  l'ETP (mmj<sup>-1</sup>),  $H_0$  le rayonnement incident (MJ m<sup>-2</sup>j<sup>-1</sup>),  $T_{\text{mx}}$ ,  $T_{\text{mn}}$  et  $\bar{T}_{\text{av}}$  les températures maximale, minimale et moyenne du jour (°C) ;  $\alpha_{\text{pet}}$  un coefficient,  $\Delta$  la pente de la courbe température-pression de vapeur saturante (kPa °C<sup>-1</sup>),  $\gamma$  la constante psychrométrique (kPa °C<sup>-1</sup>),  $H_{\text{net}}$  le rayonnement net (MJ m<sup>-2</sup>j<sup>-1</sup>) et  $G$  le flux de chaleur dans le sol (MJ m<sup>-2</sup>j<sup>-1</sup>),  $\rho_{\text{air}}$  la densité de l'air (kg m<sup>-3</sup>),  $C_p$  la chaleur spécifique à pression constante (MJ kg<sup>-1</sup>°C<sup>-1</sup>),  $e_z^0$  la pression de vapeur saturante de l'air à la hauteur  $z$  (kPa),  $e_z$  la pression de vapeur d'eau de l'air à la hauteur  $z$  (kPa),  $r_c$  la résistance de la canopée (s m<sup>-1</sup>),  $r_a$  la résistance aérodynamique (s m<sup>-1</sup>),  $r_1$  la résistance minimale foliaire (s m<sup>-1</sup>) et LAI l'indice de surface foliaire.

Selon Maidment, 1992, le formalisme d'Hargreaves ne peut être appliqué que pour l'obtention d'estimations moyennes mensuelles d'ETP, une estimation d'ETP journalière par cette formule n'est pas fiable. Le formalisme de Priestley Taylor pour sa part est conseillé pour des régions humides : en région sèche il aura tendance à sous-estimer l'ETP (Maidment, 1992 et Neitsch et al., 2001). Quant à la formule de Penman-Monteith, elle reste la référence en matière d'estimation de l'ETP.

#### - Recharge profonde

Deux aquifères peuvent être simulés dans chaque sous bassin : l'aquifère superficiel, supposé non confiné (donc susceptible de contribuer au débit du cours d'eau) et l'aquifère profond, supposé confiné (l'eau y pénétrant est une perte pour le bassin). La recharge de l'aquifère superficiel est fonction des caractéristiques géologiques de l'aquifère et des écoulements profonds à la base du profil de sol. Une fraction de cette recharge peut être acheminée vers l'aquifère profond. De l'eau peut quitter l'aquifère superficiel via « évaporation » vers les couches sus-jacentes sèches et via pompage racinaire directement dans l'aquifère. SWAT modélise le mouvement de l'eau vers les couches sus-jacentes comme une fonction de la demande d'évapotranspiration et d'un facteur « d'évaporation ».

$$W_{\text{rchg},j} = \left(1 - \exp\left[\frac{-1}{\delta_{\text{gw}}}\right]\right) * W_{\text{seep}} + \exp\left[\frac{-1}{\delta_{\text{gw}}}\right] * W_{\text{rchg},j-1} \quad (\text{I.41})$$

Où  $W_{\text{rchg},j}$  est la recharge de l'aquifère superficiel le jour  $j$  (mm),  $\delta_{\text{gw}}$  le temps de drainage des formations géologiques sus-jacentes (jour),  $W_{\text{seep}}$  la quantité totale d'eau quittant le bas du profil de sol (percolation ou écoulements préférentiels) le jour  $j$  (mm) et  $W_{\text{rchg},j-1}$  la recharge de la veille (mm).

### I.3.2.6.1.2. Processus latéraux

Trois types de flux contribuent au débit de rivière (Fig. I. 11) : les ruissellements de surface et de sub-surface ainsi que le flux issu de l'aquifère superficiel, appelé dans SWAT le débit de base.

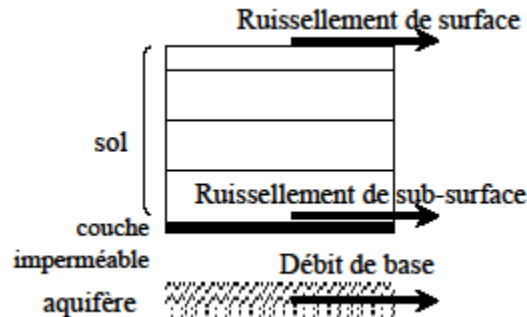


Figure I. 11. Schématisation des flux latéraux pris en compte par le modèle SWAT

#### - Ruissellement de surface

La détermination de ce flux est directement liée au calcul de l'infiltration. Comme nous l'avons évoqué précédemment, si la méthode de Green & Ampt est utilisée pour estimer l'infiltration, le ruissellement de surface est obtenu en retranchant l'infiltration cumulée aux précipitations. La méthode du Curve Number (CN), quant à elle, permet le calcul direct du ruissellement de surface. Elle est basée sur une relation empirique (établie à partir de plus de 20 années d'analyse des relations pluie / ruissellement sur des bassins versants différents) d'estimation des volumes de ruissellement sous des occupations du sol et des types de sol variés. L'équation (SCS, 1972) est la suivante :

$$\text{SI } R_j > I_j$$

$$Q_{\text{surf}} = \frac{(R_j - I_j)^2}{(R_j - I_j + S)} = \frac{(R_j - 0.2S)^2}{(R_j + 0.8S)} \text{ où } S = 25.4 * \left( \frac{1000}{\text{CN}} - 10 \right) \quad (\text{I.42})$$

Où  $Q_{\text{surf}}$  est le ruissellement de surface,  $R_j$  la pluie du jour  $j$ ,  $I_j$  l'interception initiale du jour  $j$  supposée égale à  $0.2 * S$  où  $S$  est un paramètre de rétention qui dépend du CN,

#### - Ruissellement de sub-surface

L'eau percole jusqu'à la base du profil de sol (assimilée à une couche imperméable ou semi-imperméable) où, en s'accumulant, elle peut former une zone saturée (nappe perchée). En se basant sur l'équation de conservation de la masse et en utilisant l'hypothèse de l'approximation de l'onde cinématique (les lignes de flux sont parallèles à la couche imperméable et le gradient hydraulique est égal à la pente), l'écoulement latéral de cette nappe ( $Q_{\text{lat}}$ ) est modélisé comme une fonction de la pente et de la longueur du sous bassin ( $L_{\text{sousbassin}}$ ) ainsi que de l'humidité ( $SW_{\text{couche, excess}}$ ), la porosité ( $\Phi_d$ ) et la conductivité du sol ( $K_{\text{sat}}$ ).

$$Q_{\text{lat}} = 0.024 * \frac{2 * SW_{\text{couche, excess}} * K_{\text{sat}} * \text{pente}}{\Phi_d * L_{\text{sousbassin}}} \quad (\text{I.43})$$

### - Débit de base

L'aquifère superficiel ne contribue au débit du cours d'eau que si la quantité d'eau stockée dans cet aquifère dépasse une valeur seuil spécifiée par l'utilisateur. Le débit issu du réservoir profond est fonction de sa constante de récession.

$$Q_{gw,j} = Q_{gw,j-1} * \exp[-\alpha_{gw} * \Delta t] + W_{rchg} \pm (1 - \exp[-\alpha_{gw} * \Delta t]) \quad (I.44)$$

Où :  $Q_{gw,j}$  est le débit issu de l'aquifère dans le cours d'eau principal au jour  $j$  (mm),  $Q_{gw,j-1}$  est celui de la veille (mm),  $\alpha_{gw}$  est la constante de récession du débit issu du réservoir profond,  $\Delta t$  est le pas de temps (un jour) et  $W_{rchg}$  est la recharge de l'aquifère pour le jour  $j$  (mm).

#### I.3.2.6.2. Fonction de transfert (phase de routage)

Les échelles spatiales sont imbriquées dans le modèle : l'unité sur laquelle tous les flux sont calculés est l'HRU. Les HRU situées dans un même sous bassin versant alimentent la rivière du sous bassin via les différents flux latéraux qu'elles génèrent. Les différents sous bassins sont reliés par le réseau hydrographique. La Figure I. 12 illustre cette imbrication d'échelle et précise les principaux paramètres pris en compte par les différentes fonctions de transfert.

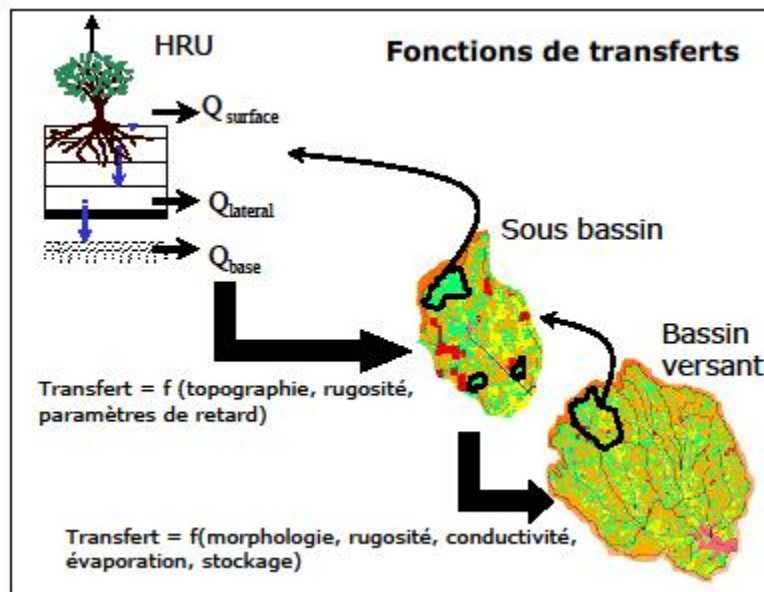


Figure I. 12. Schématisation de l'imbrication d'échelle spatiale du modèle et détails des fonctions de transfert appliquées entre les différentes échelles (J. G. Arnold & Fohrer, 2005)

#### I.3.2.6.2.1. D'une HRU au cours d'eau du sous bassin d'appartenance

##### - Transfert du ruissellement de surface

Le ruissellement de surface est transféré dans le cours d'eau en tenant compte du temps de concentration du sous bassin. Pour chaque sous bassin, le temps de concentration est la somme du temps nécessaire au flux pour atteindre le cours d'eau en partant d'un point du bassin (temps calculé en fonction de la pente moyenne, la longueur de la pente et du coefficient de rugosité de Manning pour la surface du sol) et du temps nécessaire pour parcourir le cours d'eau (dépend de la longueur du cours d'eau, de la pente du cours d'eau, de la superficie du bassin et du coefficient de rugosité de Manning pour le cours d'eau). Un léger ajustement de ce temps est possible via un paramètre de retard.

### - Transfert du ruissellement de sub-surface :

Pour tenir compte du phénomène de stockage temporaire, SWAT intègre un terme de retard dans le calcul de la contribution du ruissellement de sub-surface au débit.

$$Q_{\text{Lat}} = (\dot{Q}_{\text{Lat}} + Q_{\text{Latstor}, i-1}) * \left(1 - \exp\left[\frac{-1}{TT_{\text{Lat}}}\right]\right) \quad (\text{I.45})$$

Où  $Q_{\text{Lat}}$  est le débit de sub-surface dans le cours d'eau,  $\dot{Q}_{\text{Lat}}$  le débit de sub-surface généré dans le sous bassin,  $Q_{\text{Latstor}, i-1}$  le flux latéral stocké le jour précédent et  $TT_{\text{Lat}}$  le temps de retard du ruissellement de sub-surface.

#### I.3.2.6.2.2. Cheminement de l'eau dans le réseau hydrographique

L'écoulement à surface libre des eaux observé dans le réseau hydrographique est régi par le système d'équations différentielles non linéaires de Barré de Saint Venant, comprenant une équation de conservation et une équation dynamique.

Pour déterminer le débit en tout point du réseau hydrographique, SWAT propose deux méthodes dérivées de la théorie de l'onde cinématique : la méthode de stockage variable développée par Williams, 1969 ou la méthode de Muskingum développée par McCarthy, 1938. Ces méthodes diffèrent par leur conceptualisation du volume de stockage dans un cours d'eau : la méthode de stockage variable considère un stockage en prisme, la méthode de Muskingum y ajoute un terme de stockage du front d'onde.

#### I.3.2.7. Erosion

Dans le modèle SWAT, l'érosion est estimée à partir de la méthode Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) (Williams & Berndt, 1977 et Wischmeier et al., 1978) pour chaque unité de réponse hydrologique. Cette équation empirique lie l'érosion au ruissellement : le modèle hydrologique calcule le volume et le pic de ruissellement qui servent alors à estimer quotidiennement l'énergie érosive.

Les estimations des pertes en terre ont été ajustées, après calage de l'assise hydrologique, l'équation s'écrit :

$$\text{Sed} = 11.8 * (Q_{\text{surf}} * q_{\text{peak}} * \text{area}_{\text{hru}})^{0.56} * K_{\text{USLE}} * C_{\text{USLE}} * P_{\text{USLE}} * LS_{\text{USLE}} * \text{CFRG} \quad (\text{I.46})$$

Où : Sed : est la quantité de sédiments transportés par jour (tonnes),  $Q_{\text{surf}}$ : le volume du ruissellement de surface (mm/ha),  $q_{\text{peak}}$ : le débit de pointe (m<sup>3</sup>/s),  $\text{area}_{\text{hru}}$ : la surface de HRU (ha),  $K_{\text{USLE}}$ : le facteur d'érodibilité du sol de l'USLE,  $C_{\text{USLE}}$ : le facteur du couvert végétal de l'USLE,  $P_{\text{USLE}}$ : le facteur des pratiques culturales de l'USLE,  $LS_{\text{USLE}}$ : le facteur topographique de l'USLE, CFRG : le facteur d'éléments grossiers du sol.

#### I.3.2.8. Paramètres du modèle

Pour le calage du modèle, deux séries de paramètres ont été utilisées. La première série contient tous les paramètres trouvés lors de l'analyse de sensibilité et la deuxième série ne contient que les quinze paramètres identifiés comme les plus sensibles (Chaponniere, 2005). Cette dernière série a aussi servi à évaluer la performance du modèle lors de l'étape de validation. Les six premiers paramètres sensibles sont: CN2, SLOPE, SOL\_K, CANMX, TIMP et SOL\_Z, dont la description sommaire est présentée au Tableau I.4. Cinq de ces six paramètres ont un impact direct sur l'hydrologie globale du bassin versant. Notons que les paramètres SMFMX, SMTMP, SFTMP et SMFMN qui ont un impact sur le climat et qui contrôlent l'acheminement de

l'eau dans le bief à travers les paramètres CH\_K2 et CH\_N se sont aussi avérés sensibles tandis que ceux associés aux écoulements souterrains (ALPHA\_BF, RCHRG\_DP, GWQMN et GW\_DELAY) se sont avérés moins sensibles. Le paramètre sur la densité du sol (SOL\_BD), qui influence la capacité de stockage des diverses couches du profil, ne s'est pas avéré sensible.

Tableau I. 4. Paramètres classés sensibles en ordre de croissance par SWAT

Paramètres	Cycle	Limites	Description
CN2	Hydrologie	35-98	Numéro de courbe du SCS
SLOPE	Hydrologie	0.0001-0.0006	Moyenne des pentes
SOL_K	Hydrologie	0-100	Conductivité hydraulique
CANMX	Drainage	0-10	Réserve maximale de stockage
TIMP	Climat	0.01-1	Facteur de délai de température de la couverture nivale
SOL_Z	Hydrologie	0-3000	Profondeur du sol
SMFMN	Climat	0-10	Facteur de fonte de neige au 21 Décembre (mm/°C.day)
SOL_AWC	Hydrologie	0-1	Quantité d'eau disponible pour les plantes
ESCO	Hydrologie	0-1	Facteur de compensation de l'évaporation du sol
SMTMP	Climat	0-5	Température seuil de l'air (°C)
SMFMX	Climat	0-10	Facteur de fonte de neige au 21 juin (mm/°C.day)
ALPHA_BF	Hydrologie	0-1	Constante de récession de l'écoulement souterrain
ALPH_BNK	SBV (rte)	0-1	Coefficient de tarissement dans les berges du cours d'eau
SFTMP	Climat	0-5	Température seuil de chute de neige (°C).
CH_K2	Bief principal	0.01-150	Conductivité hydraulique effective de l'alluvion de bief principal
CH_K1	SBV (sub)	0-150	Conductivité hydraulique effective de l'alluvion de bief secondaire
SOL_ALB	Plantes	0-0.1	Albédo du sol humide
GWQMN	Hydrologie	0-5000	Ecoulement souterrain dans l'aquifère libre (mm)
SURLAG	Hydrologie	0-10	Coefficient de retardement de ruissellement de surface.
BIOMIX		0-1	Mélange biologique
SLSUBBSN	Hydrologie	10-150	Moyenne de longueur des pentes (m)
EPCO	Hydrologie	0-1	Facteur de prise d'eau par les plantes.
CH_N	Bief principal	0.01-0.5	Coefficient de Manning pour le canal principal
CH_N2	Rte	0.01-0.5	Coefficient de Manning pour le canal secondaire.
RCHRG_DP	Hydrologie	0-1	L'eau qui percole dans la zone racinaire et atteignant l'aquifère profond
GW_REVAP	Hydrologie	0.02-0.2	Coefficient « revap » de l'écoulement souterrain
REVAPMN	Hydrologie	0-500	Hauteur d'eau minimale dans l'aquifère (mm)
TLAPS	Hydrologie	0-50	Taux de variation de la température
GW_DELAY	Hydrologie	0-50	Temps de drainage de la formation géologique sous-jacente (jours)
Surlag	bsn	0-10	Temps de réponse du bassin versant (jour).

### I.3.2.9. Méthodologie de calage

Les simulations hydrologiques peuvent désormais être réalisées. Pourtant, pour permettre une meilleure concordance entre les variables simulées et observées, il est nécessaire d'adapter certains paramètres du modèle. Cette phase s'appelle la calibration. Elle consiste dans un premier temps à ajuster le bilan hydrique qui contrôle l'ensemble des processus hydrologiques sur le bassin. Cet ajustement ne peut se faire sans une modification des paramètres de sol et d'occupation qui ont une incidence essentielle sur le bilan hydrique.

#### I.3.2.9.1. Ajustement du bilan hydrique

Deux critères sont pris en compte pour calibrer les flux d'eau. On considère d'abord le niveau de corrélation entre les débits mesurés et les débits observés à l'exutoire, puis on estime la concordance concernant la répartition des volumes d'eaux écoulés entre écoulement de surface et écoulement souterrain. La méthode préconisée par les concepteurs de SWAT se nomme « Shuffled Complex Evolution Algorithm University of Arizona » (SCE-UA). Cet algorithme permet de trouver le jeu de paramètres optimal (Sorooshian *et al.*, 1993) et une description détaillée du fonctionnement de l'algorithme est donnée dans (Van Griensven *et al.*, 2003). La première phase de calage dans SWAT consiste à comparer les sorties du modèle en termes de pourcentage d'eau ruisselée et infiltrée avec les données observées. Bien que les pourcentages d'eau infiltrée et ruisselée ne soient pas connus, une estimation peut être faite à partir du programme Baseflow développé par Arnold *et al.* (1995) et amélioré par Arnold et Allen (1999). Ce programme estime la contribution des écoulements souterrains et de surfaces en utilisant les deux fichiers qui présentent la pluviométrie journalière et les débits à l'exutoire.

Une fois les contributions respectives estimées, la calibration se déroule en deux étapes. La première étape consiste à ajuster le ruissellement de surface jusqu'à ce qu'il soit en adéquation avec la valeur estimée par le programme Baseflow. Cet ajustement se joue au niveau de trois paramètres :

- Le premier et le plus important est le curve number (CN2). Ce paramètre typiquement américain et qui n'a pas d'équivalence dans le contexte français correspond à un coefficient de ruissellement attribué à chaque type d'utilisation du sol en fonction du groupe hydrologique du sol.
- Il est également possible de jouer sur les valeurs de capacité en eau des sols (SOL\_AWC). La diminution de ce paramètre entraîne logiquement une augmentation du ruissellement de surface (Jordan-Meille *et al.*, 1998), l'ajustement a donc consisté à faire varier les valeurs entre les extrêmes (Tab. I.4).
- Un autre facteur peut également être modifié, il s'agit d'un coefficient de compensation (ESCO) qui modifie la quantité d'eau qui peut être évapotranspirée.

Lorsque le ruissellement est acceptable, on commence la seconde étape qui consiste à calibrer la contribution de l'écoulement souterrain. Le tableau I.5, contient tous les paramètres concernant la circulation de l'eau dans l'aquifère. Afin d'obtenir une bonne corrélation entre les débits, la plupart des paramètres doivent être retouchés.

- Le paramètre GWQMN (seuil de profondeur d'eau requis pour recharger la nappe) déclenche la recharge effective de la nappe lorsque ce seuil d'eau est accumulé dans l'aquifère.
- Le coefficient de recharge de la nappe (GW\_revap) joue également un rôle important, il détermine la quantité de l'eau à se déplacer vers l'aquifère ou à rester dans la zone

racinaire et être disponible pour la plante. Ainsi plus le coefficient sera fort, plus l'eau pourra se déplacer de l'aquifère peu profond vers une zone plus superficielle où, elle sera utilisable par la plante. Ces volumes ne se retrouveront donc pas à l'exutoire.

- Le dernier paramètre de grande importance est le Base flow alpha factor (ALPHA\_BF). Cet indice correspond à un facteur de rapidité de recharge du cours d'eau par l'aquifère profond, il permet d'ajuster les temps de réponses du bassin, de limiter les décalages temporels et contrôler les récessions pendant les décrues.

Tableau I. 5. Paramètres sensibles pour le calage du modèle à travers les différentes phases de cycle de l'eau

Phases de calage	Paramètre
Paramètres sensibles aux débits de surface (ruissellement)	CN2
	ESCO
	SOL_AWC
Paramètres sensibles aux débits de subsurface (Débit hypodermique)	GW_REVAP
	REVAPMN
	GWQMN
	GW_DELAY
	ALPHA_BF
	RCHRG_DP
Paramètres sensibles à la réponse du bassin	CH_K2
	TIMP
	SURLAG
	SFTMP
	SMTMP
	SMFMX
	SMFMN

**I.3.2.9.2. Ajustement de la matière en suspension (MES), nutriments (N) et phosphores (P)**

Les phases terrestres et aquatiques de transport de sédiments et de nutriments ont été ajustées séparément. Les paramètres qui se sont avérés les plus sensibles dans le calage de ces deux phases de modélisation sont regroupés au tableau I.6. Une fois l'assise hydrologique calibrée, les prédictions de MES et P exportés ont démontré une grande sensibilité aux paramètres de l'équation universelle modifiée de perte de sol (MUSLE), notamment les caractéristiques texturales et l'indice d'érodabilité du sol. Enfin, le coefficient de Manning ainsi que le facteur d'ajustement des pointes d'exportation associées à l'intensité des pluies (APM) ont été ajustés afin de reproduire le plus fidèlement possible les dynamiques d'exportation des sédiments et des nutriments aux exutoires des bassins expérimentaux du ruisseau.

Au niveau de l'érosion du chenal, la méthode de Muskingum a été retenue pour évaluer la variation spatiale du débit dans le réseau hydrographique qui régit le transport des sédiments et des nutriments. Cette méthode permet de calculer l'amortissement d'une onde de crue, basée sur la résolution de l'équation de continuité pour un tronçon de cours d'eau, et sur l'hypothèse de la dépendance linéaire du volume d'eau dans le tronçon aux débits entrant et sortant pondérés. La méthode Muskingum fait appel aux caractéristiques physiques du lit de la rivière, dont : la section (considérée trapézoïdale avec des pentes des bergs de 0.5%), la longueur et largeur de bief, et la pente de la ligne d'énergie. Les paramètres de calage associés à cette méthode ont été fixés par le biais de simulation successives. Tel que soulevé par la littérature (Neitsch *et al.*, 2002, Tolson et Shoemaker, 2004), les facteurs d'érodabilité et de couverture végétale de réseau hydrographique se sont avérés forts sensibles lors du calage des exportations de la phase aquatique du modèle. Cependant, nous ne disposons que de très peu de données sur les dynamiques de déposition/re-suspension en condition climatiques applicables au secteur d'étude. Zheng et Wang (1999) ont cependant quantifié les processus de rétention à l'œuvre dans un tributaire du lac, pour établir que ces derniers équivalaient aux charges annuelles exportées.

Tableau I. 6. Paramètres ajustés lors du calage des exportations des sédiments et de phosphore accompagnés d'une brève description.

Paramètre	Description	Echelle (fichier)	Valeur par défaut	Modification
<b>ESLE K</b>	Facteur d'érodabilité des sols	HRU	Variable	Tiré de Bernard (1996) ou évalué à l'aide nomographe Wischmeier (Wischmeier, 1971) puis convertis en unité américaine (Foster et al., 1981)
<b>ESLE C</b>	Facteur de couverture du sol	HRU	Variable	Valeurs par défaut
<b>CFRG</b>	Facteur de fragment rocheux	HRU ou (sol)	Variable	0
<b>OV N</b>	Coefficient de rugosité de Manning des champs	HRU	Engman, 1983	Céréales, Maïs et soja en travail conventionnel = 0.12 ; Prairies= 0.35 ; Forêt = 0.7.
<b>FILTERW</b>	Largeur de la bande riveraine (m)	HRU	0	1
<b>CH EROD</b>	Facteur d'érodabilité des cours d'eau	Sous bassin (RTE)	0 (aucune érosion) à 1 (peu résistant à l'érosion)	0.01
<b>CH COV</b>	Facteur de couverture végétative	Sous bassin (RTE)	0 (protection végétale complète) à 1 (aucune couverture)	0.05
<b>SPCON</b>	Paramètre linéaire ayant un effet multiplicatif sur la quantité max de sédiment pouvant être transportés dans le cours d'eau.	BSN	0.001	0.010
<b>SPEXP</b>	Paramètre ayant un effet exponentiel sur la quantité max de sédiment pouvant être transportés dans le cours d'eau.	BSN	1.0	1.5
<b>APM</b>	Facteur d'ajustement associé à l'intensité des pluies et affectant les pics d'exportation	BSN	1.0	0.9
<b>PRF</b>	Facteur d'ajustement des pics d'exportation dans le cours d'eau	BSN	1.0	2.0
<b>ERORGP</b>	Coefficient d'enrichissement des sédiments en P	HRU	Calculé pour chaque événement (Menzel, 1980)	1.7
<b>PSP</b>	Facteur de disponibilité du P	BSN	0.4	0.4
<b>PHOSKD</b>	Coefficient ajustant la fraction de P soluble transporté par le ruissellement	BSN	175	200

### I.3.2.10. Validation du modèle

Une fois le calage fini, et l'ajustement par rapport au résultat du programme Baseflow est acceptable, il faut fixer les limites des paramètres qui ont une influence sur les différents processus de cycle hydrologique pour procéder à la validation. Elle est la dernière étape de l'établissement d'un modèle. La validation utilise les paramètres qui ont été obtenus par le calage pour reproduire un second jeu d'observations. Selon Refsgaard (1997), « model validation is the process of demonstrating that a given site-specific model is capable of making "sufficiently accurate" simulations, although "sufficiently accurate" can vary based on project goals ». Une simulation est faite avec de nouvelles données d'entrée et les résultats sont comparés avec les données de terrain (données mesurées) afin de vérifier le comportement du modèle sujet au jeu de paramètres trouvé en calage.

### Conclusion

Les modèles pluie-débit sont des outils performants, bien que toujours perfectibles, pour répondre aux besoins de gestion des ressources en eau et de prévision de leur évolution. A partir de données en temps réel ou de prévisions de précipitations, ils sont capables d'évaluer le débit et son évolution en un point donné du cours d'eau.

L'application des modèles globaux sur un grand bassin est donc conseillée pour la simulation de débits, si possible sur plusieurs stations de jaugeage avant de s'orienter vers la semi-distribution. Cela pourra fournir de précieuses informations quant au découpage du bassin et quant à la prise en compte de diverses influences par les éléments du modèle semi-distribué. Des résultats satisfaisants peuvent être attendus en mode global, et leurs issues sont intéressantes pour l'élaboration d'un modèle semi-distribué performant.

Dans ce travail, nous ne cherchons pas seulement à reproduire au mieux un hydrogramme mais surtout à reproduire de la façon la plus réaliste possible les différentes composantes du débit, ainsi de mettre en évidence l'apport de la télédétection et le SIG, ce qui explique le choix des modèles à utiliser. Enfin, l'objectif principal de cette étude est d'analyser la réponse hydrologique dans une région qui subit une variabilité climatique. Cela, requiert un modèle continu capable de simuler de longues périodes. Les modèles SWAT et GR4J sont donc adaptés à notre étude.

# Chapitre II

Présentation de la zone d'étude

II.1. Situation géographique du bassin d'étude

II.1.1. Bassin versant de la Macta

Le bassin versant de la Macta s'étend sur une superficie de 14750 km<sup>2</sup>. Il est situé en Algérie occidentale, sous le code n°11 et est constitué de seize sous bassins (Fig. II.1).

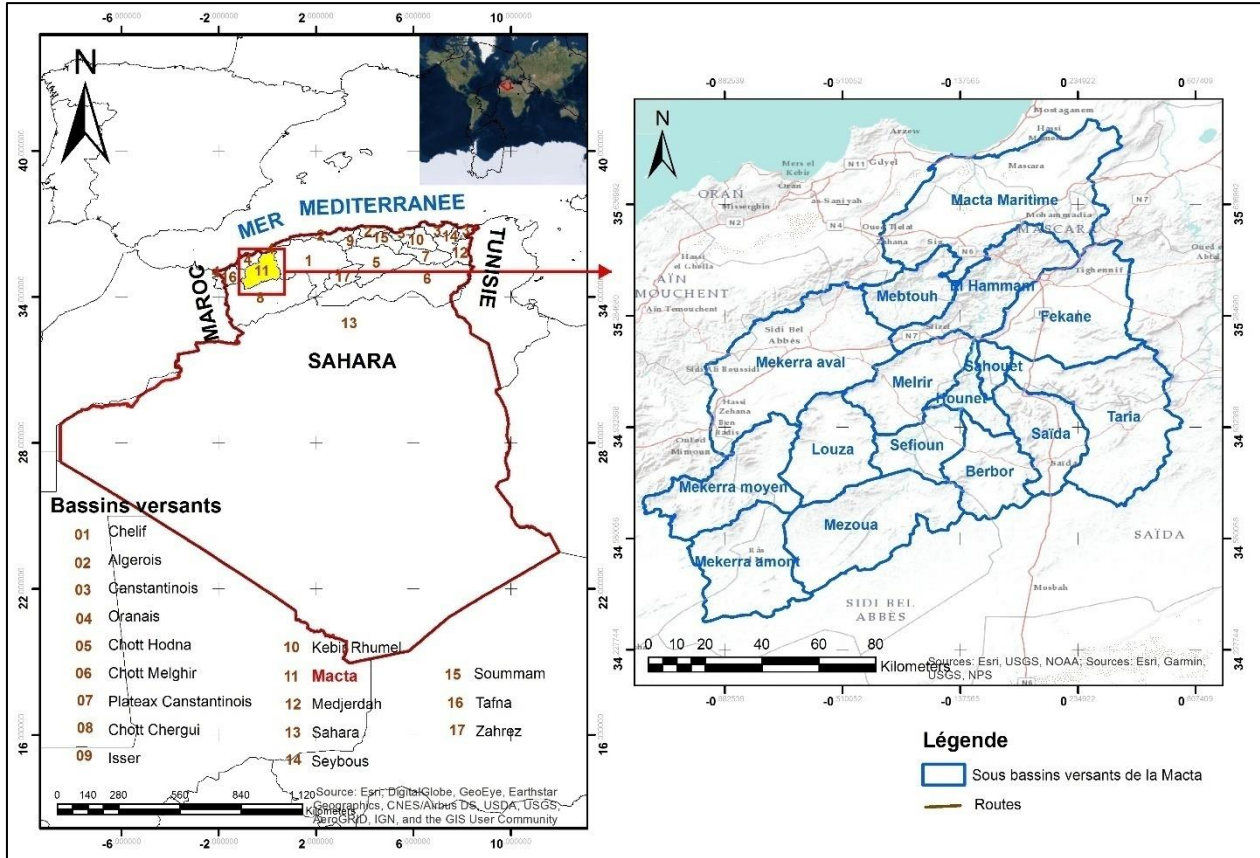


Figure II. 1. Situation géographique du bassin versant de la Macta

Le bassin versant de la Macta est limité (Fig.II.2) :

- Au Nord-ouest, par la chaîne montagneuse du Tessala,
- Au Sud, par les hauts plateaux de Ras-el-Ma et les plaines de Maalifs,
- À l'Ouest par les plateaux de Telagh et les monts de Tlemcen qui sont le prolongement des monts de Béni-Chougrane,
- À l'Est, par les monts de Saïda.

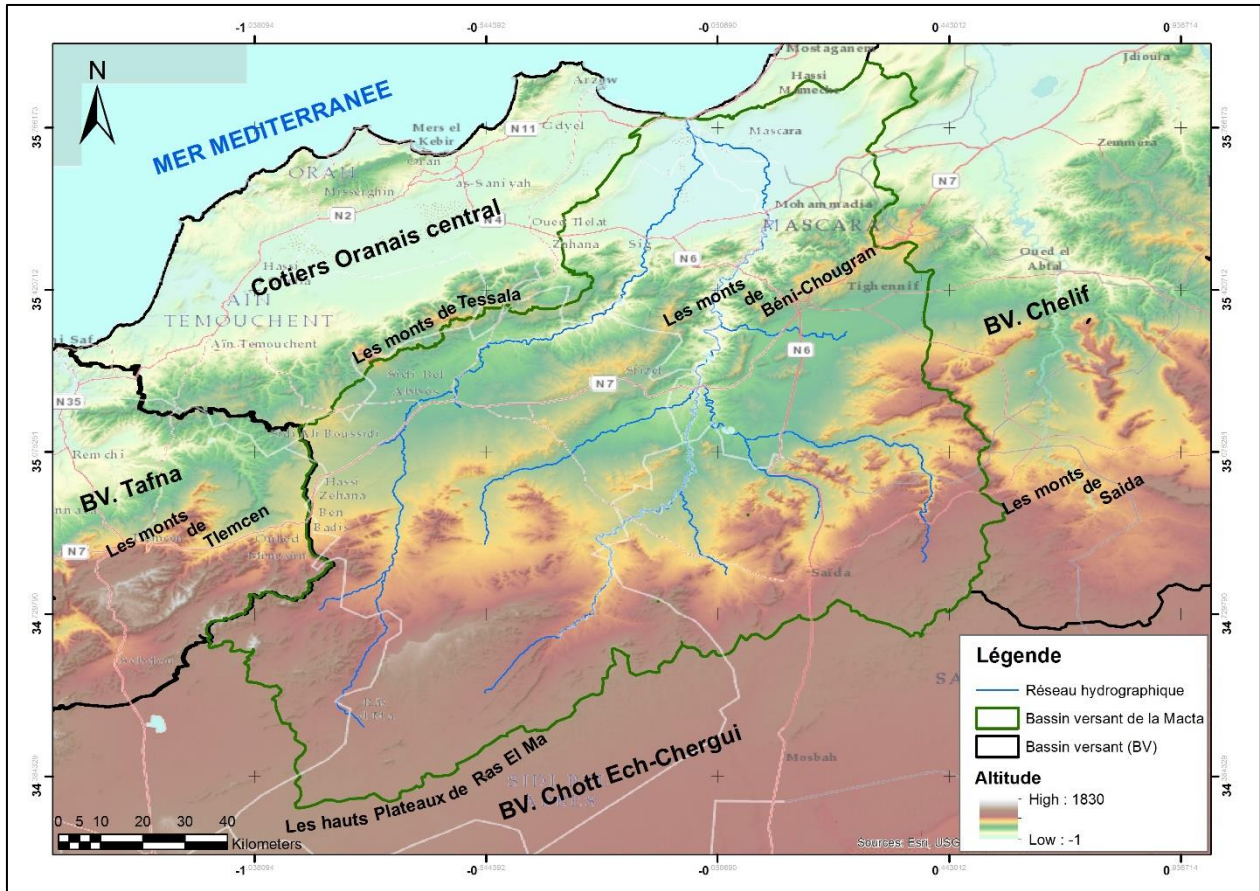


Figure II. 2. Modèle numérique de terrain du bassin versant de la Mactra

Le bassin de la Mactra est traversé par deux principaux cours d'eau, l'oued Mekerra à l'Ouest et l'Oued El Hammam à l'Est. Ces cours d'eau se rejoignent non loin de la côte Méditerranéenne pour former la Mactra (Fig. II.3).

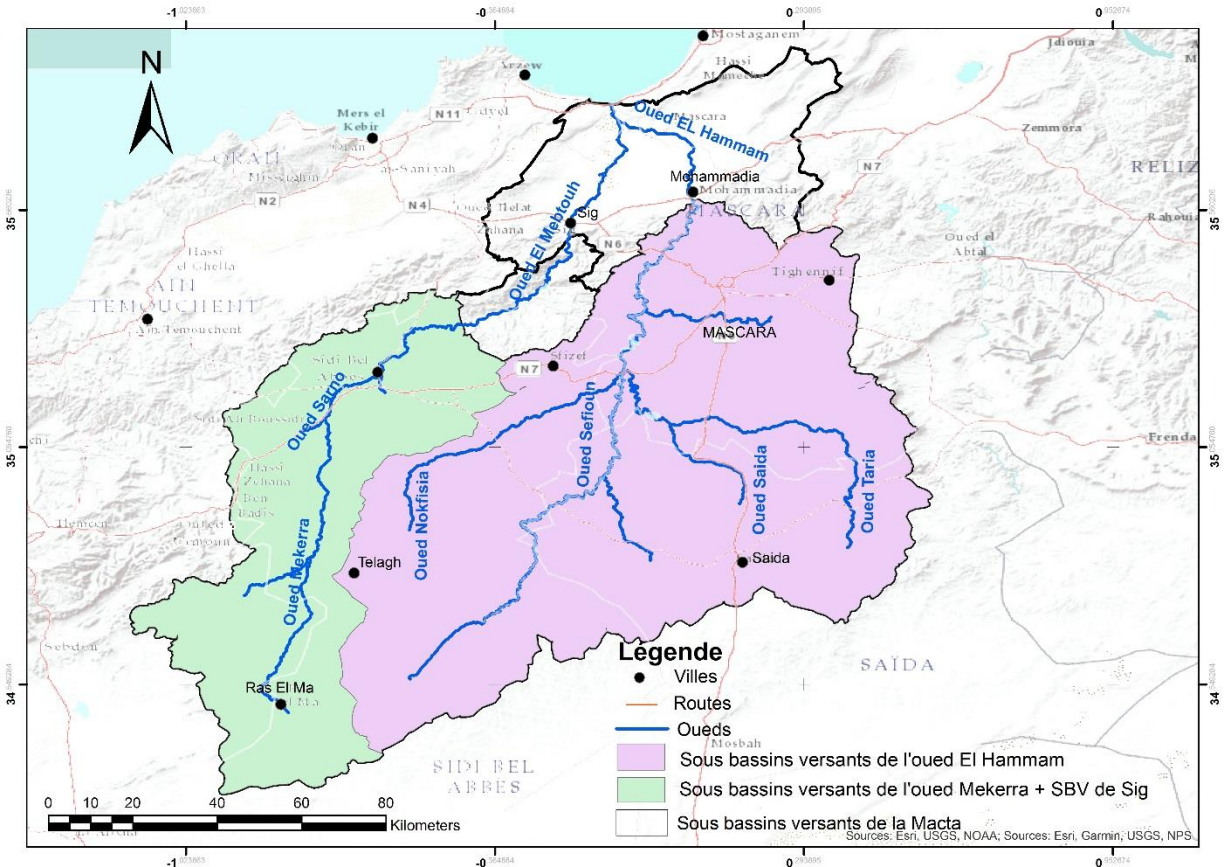


Figure II. 3. Bassin versant de la Macta et ses principaux Oueds

**II.1.2. Présentation du bassin versant de l’Oued Mekerra**

Le bassin versant de l’Oued Mekerra est compris entre la latitude nord 34°31 et 35°39 et la longitude ouest -1°14’ et -0°32’. Il prend le nom de son oued principal et couvre une superficie dépassant 3600Km<sup>2</sup>. En raison de sa grande surface et de sa forme allongée de direction Sud-Nord, il se subdivise naturellement en trois sous bassins : Mekerra amont, moyenne Mekerra et Mekerra aval, occupant trois domaines géologiquement distincts (Auclair & Biehler, 1967, Sourisseau, 1972).

De l’amont vers l’aval, l’Oued Mekerra est traversé par les villes suivantes : Ras El Ma, Haçaiba, Sidi Ali Ben Youb, Tabia, Boukhanifis, Sidi Khaled et Sidi Bel Abbas (Fig. II.4b).

L’Oued Mekerra prend son origine dans les hauteurs de Ras El Ma (les hautes vallées de la steppe) à une cote avoisinante 1450m d’altitude. Il est alimenté par plusieurs Oueds (Oued Mouzen (Tissaf) - Tedjmout - Farat Ezziet) aux pieds des monts des djebels Teniet El Baroud (1136 m), Djouazène (1356 m), Beghra (1414 m), Rokbet En Naama (1140 m) et débouche dans la partie nord de la ville de Sidi Bel Abbas où il rejoint Oued Mebtouh pour se perdre dans les marécages de la Macta et enfin se jeter dans la mer (Fig. II.4a).

Le bassin versant est limité (Fig.II.4) :

- Au Nord, par la chaîne montagneuse de Tessala (segment occidental de l’Atlas tellien),
- Au Sud, par la ride anticlinale des hauts plateaux du Ras-El-Ma (Bedeau) au Sud de laquelle commence le bassin versant du chott Ech–Chergui,
- À l’Est, par le sous-bassin d’Oued El Hamman (Macta),
- À l’Ouest, par le bassin de la Tafna et le bassin du côtier oranais central.

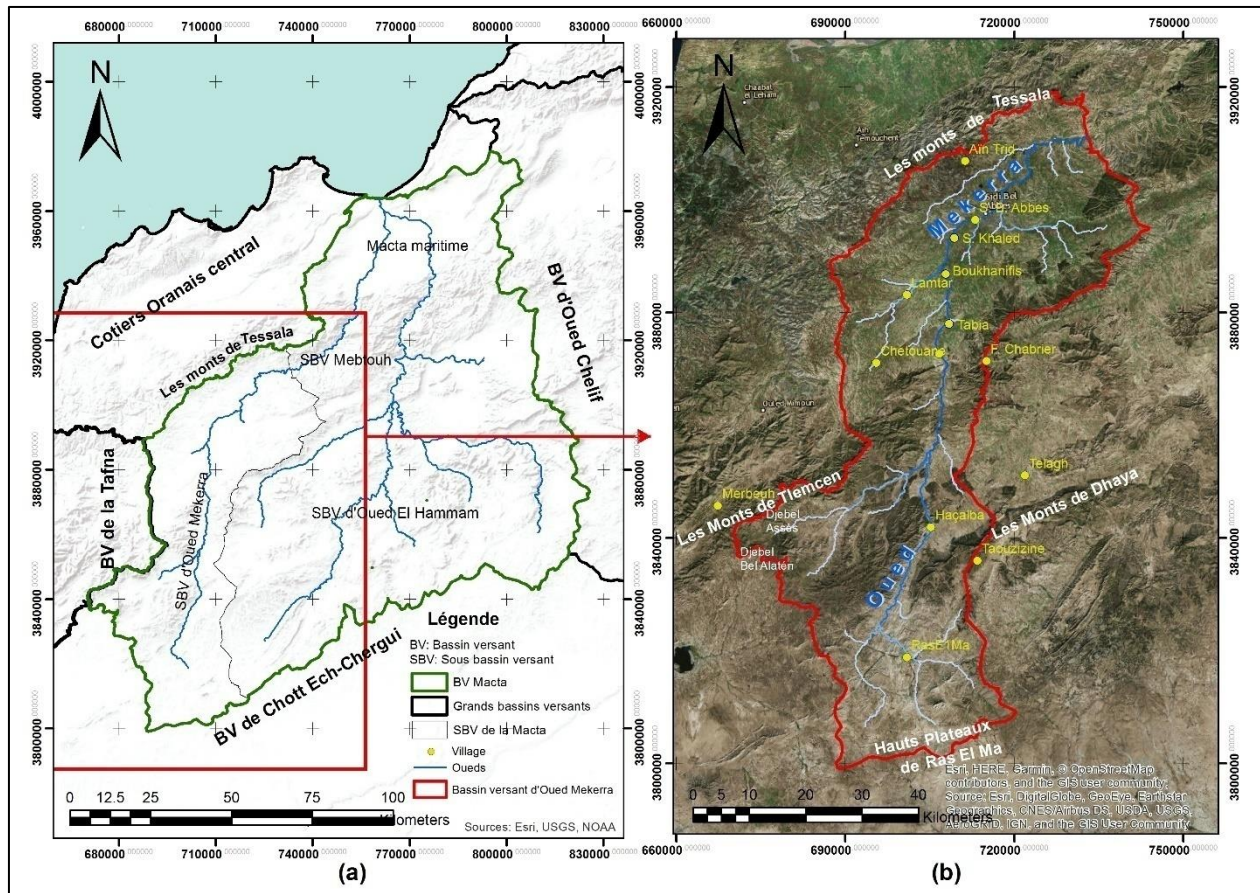


Figure II. 4. Localisation du bassin versant de la Mekerra

### II.1.3. Situation du bassin de l'Oued Mekerra par rapport au découpage administratif

Le nouveau découpage administratif induit par la loi n°84-09 du 01 février 1984 relative à l'organisation territoriale du pays, fait apparaître que plus de 80% de la surface du bassin de l'Oued Mekerra appartient à la wilaya de Sidi Bel Abbès, alors que le reste géré par la wilaya de Tlemcen et particulièrement les communes : Ain Tallout, El Gor et Beni Semiel (Fig. II.5).

Sidi Bel Abbès est le chef-lieu d'une wilaya composée de 52 communes regroupées en 15 daïras. D'une superficie de 9150.63 km<sup>2</sup>. Elle est située au centre de l'Oranie, dans une vaste plaine comprise entre le djebel Tessala au Nord et les monts de Dhaya au Sud.

La population de Sidi Bel Abbès a été de 446277 habitants (recensement de 1987), puis 529704 en 1998 et 604744 habitants en 2008 (d'après l'Office National de la Statistique ONS). Le taux d'accroissement naturel de la population est élevé dans la région, est responsable de besoins supplémentaires en eau, et en terrains agricoles, ce qui a conduit à une surexploitation des ressources naturelles et à la dégradation de l'environnement.

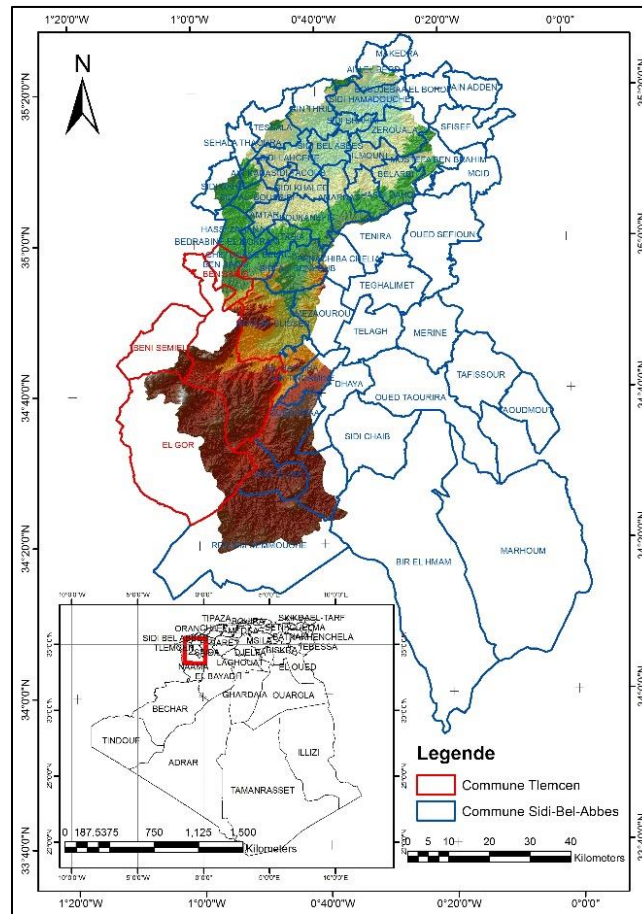


Figure II. 5. Localisation du bassin versant de la Mekerra par rapport au découpage administratif

**II.2. Aspect géomorphologique de la région d'étude**

Les principales formes de reliefs rencontrées dans la région d'étude sont :

**II.2.1. Monts de Tlemcen :**

Situés au Sud de Témouchent et Hammam Bouhdjar, ils occupent les communes de Ain Tolba pour la daïra de Temouchent, Oued Berkeche et Hassasna pour la daïra de Hammam Bouhdjar. Ces piémonts constituent le prolongement oriental des montagnes des Traras (wilaya de Tlemcen) (Fig.II.6).

**II.2.2. Monts de Tessala :**

Situés au Nord de la commune de Tessala, ils occupent une superficie de 864.2 km<sup>2</sup>, forment des crêtes montagneuses dépassant 1000 m en plusieurs endroits et culminent à 1061m. La chaîne des Tessala est considérée comme la continuité occidentale de la chaîne tellienne et est limitée au Nord par la plaine de Mleta. Le versant sud avec une pente relativement faible, tombe doucement vers la plaine de Sidi Bel Abbès, à l'Ouest ces montagnes sont prolongées par Berkeche sous forme d'une zone montagneuse fortement érodée, déboisée et envahie par des cultures annuelles, essentiellement la céréaliculture. Jadis cette zone était consacrée à la viticulture. Ces montagnes occupent les communes suivantes : Ain Kada, Sidi Yagoub, Tessala, Sehala, Ain Thrid, Boudjebha, El Bordj, Ain Adden, Ain El Berd, Mekedra et Sidi Hamadouche.

**II.2.3. Monts de Dhaya :**

Occupent la partie centrale de la wilaya de Sidi Bel Abbès sur une superficie de 1386,16 Km<sup>2</sup>. Cette zone reçoit des précipitations non négligeables, ses monts sont fortement boisés et représentent 40% du domaine forestier de la wilaya (forêt de Taouazizine). Cinq communes occupent ce territoire : Mérine, Tefessour, Taoudmout, Oued Taourira et Dhaya.

**II.2.4. Plaines :**

Elles couvrent une superficie d'environ 3100 km<sup>2</sup> et constituent pratiquement le 1/3 de la surface totale de la wilaya. On y trouve :

- La plaine de Sidi Bel Abbès qui occupe une superficie de 1800 km<sup>2</sup> avec une altitude qui varie entre 400 et 800 m. Située au centre de la wilaya, elle est limitée au Nord par les Berkeches, les montagnes des Tessala et le plateau de Maadja. Au Sud, elle est limitée par Tenira, Sidi Ali Ben Youb et une ligne transversale de massifs orientés du NE - SW qui prend naissance du Sud de Sfisef dans le prolongement des montagnes de Béni Chougrane. Les potentialités de la région sont concentrées dans cette plaine.
- Les hauts plateaux occupent 1136 km<sup>2</sup> de la surface totale de la wilaya. Situés au Sud de la plaine de Sidi Bel Abbès, ils comprennent deux parties séparées par les monts de Dhaya. La partie nord est constituée par les massifs et les plaines de Tenira, Teghalene, Telagh et Mouley Slissen.

**II.2.5. Zone steppique :**

Elle est constituée de vastes plaines quaternaires à relief relativement plat. Située au Sud de la wilaya, elle occupe le territoire de six communes (Ras El Ma, Rdjem Demmouche, Oued Sebaa, Sidi Chaïb, Bir El Hmam et Marhoum). Au Sud de cette zone, on trouve les limites du Chott Echergui.

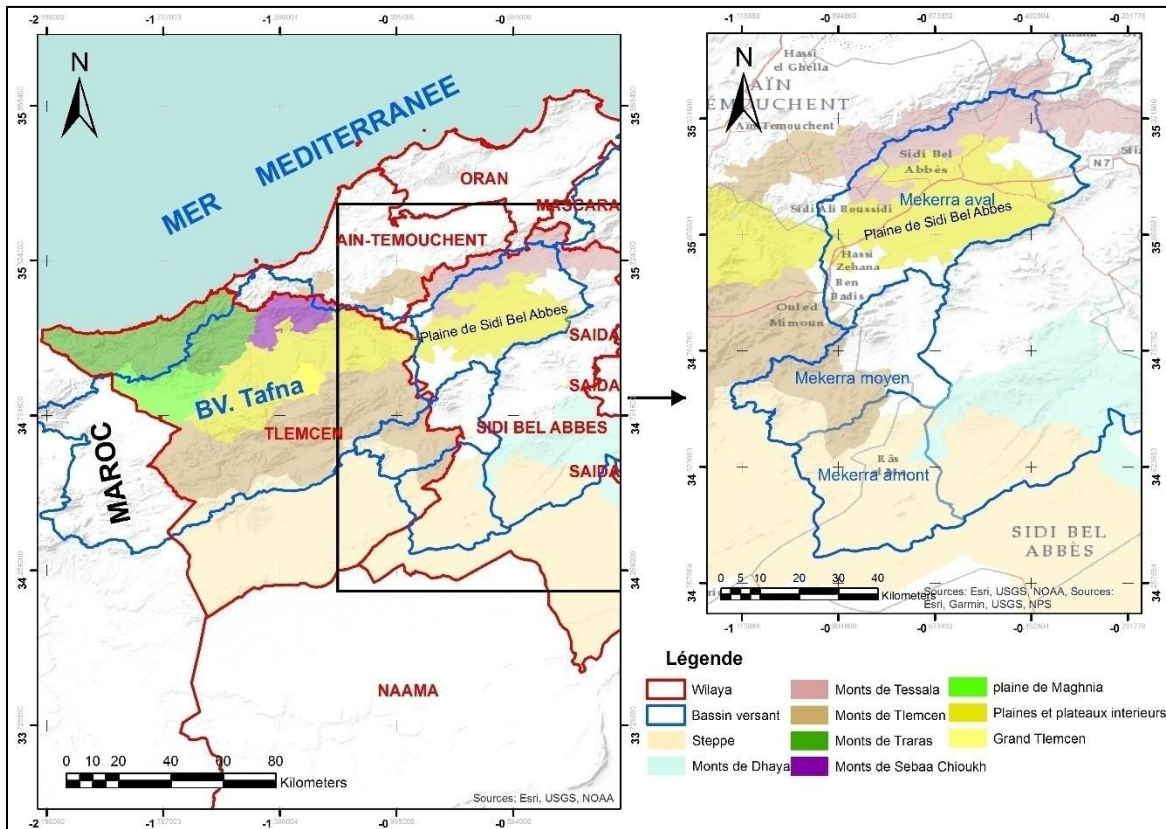


Figure II. 6. Structures géomorphologiques

### II.3. Caractéristiques morphométriques

Pour bien mener cette étude, nous avons utilisé un modèle numérique de terrain ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) d'une résolution spatiale de 30m (Fig.II.7) qui nous a permis de créer au moyen d'un SIG (ArcGIS) les cartes de : pente, altitude, réseau hydrographique et la délimitation des sous-bassins versants.

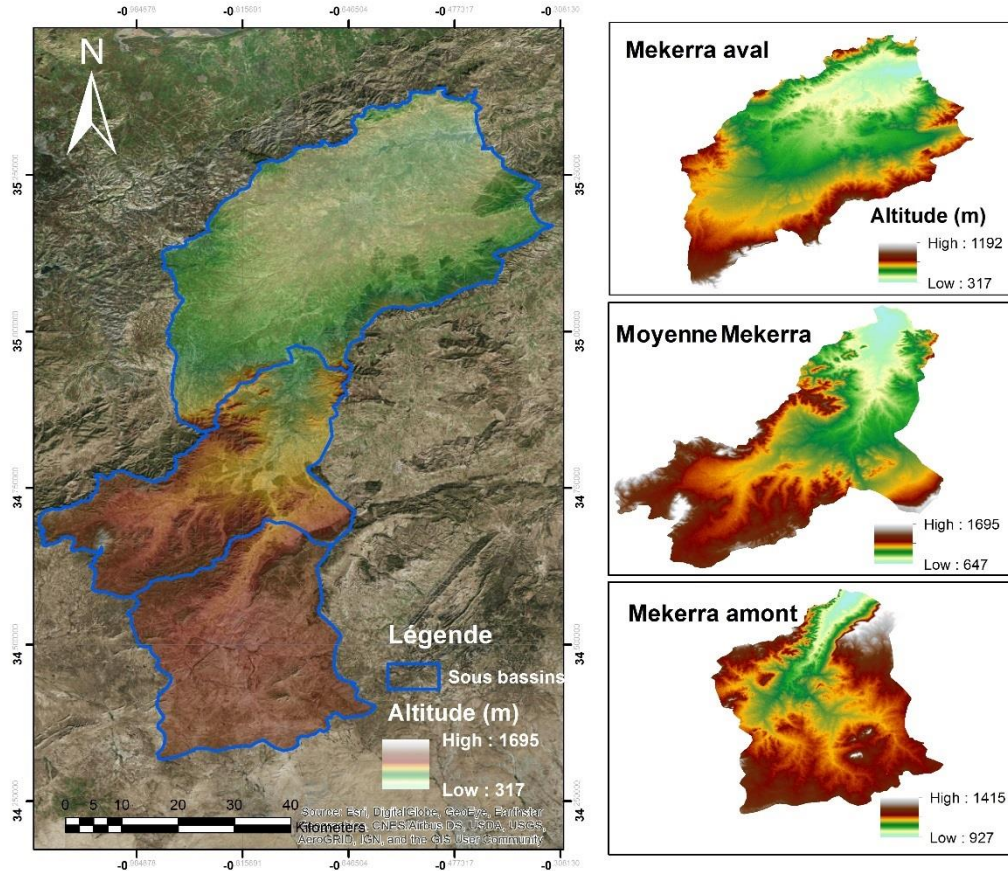


Figure II. 7. Modèle numérique de terrain

### II.3.1. Caractéristiques géométriques

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en partie reliés à sa surface.

Les caractéristiques géométriques (tableau II.1) du bassin versant (surface, périmètre et longueur des oueds) sont mesurées à l'aide du logiciel de Système d'Information Géographique (SIG) ArcGis.

Tableau II. 1. Caractéristiques géométriques des sous bassins de l'Oued Mekerra

Sous bassin	Surface (km <sup>2</sup> )	Périmètre (km)	Longueur du thalweg principal (km)
<b>Mekerra amont</b>	938.40	148.24	25.14
<b>Moyenne Mekerra</b>	933.45	185.81	37.50
<b>Mekerra aval</b>	1744.81	228.30	70.00
<b>Mekerra</b>	3616.66	414.99	132.64

### II.3.2. Caractéristique de forme

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau vers l'exutoire (plus importants). Ce phénomène est lié à la notion de temps de concentration.

En revanche, les bassins en forme d'éventail, présentant un temps de concentration plus court, auront les plus forts débits de pointe.

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple, l'indice de compacité de Gravelius ( $k_c$ ).

#### II.3.2.1. Indice de compacité de Gravelius (1914)

La caractéristique de forme la plus utilisée est le "coefficient de Gravelius". Il se définit comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant la même surface (appelée aussi coefficient de compacité) :

$$k_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (\text{II. 1})$$

A : surface du bassin versant (km<sup>2</sup>) et P son périmètre (km).

Tableau II. 2. Indice de compacité des sous bassins de la Mekerra

Sous bassin	A (km <sup>2</sup> )	P (km)	K <sub>c</sub>	Observation
Mekerra amont	938.40	148.24	1.35	Allongé
Moyenne Mekerra	933.45	185.81	1.70	Allongé
Mekerra aval	1744.81	228.30	1.53	Allongé
Mekerra	3616.66	414.99	1.93	Allongé

$K_c$  étant supérieur à 1,12 pour tous les bassins, leur confère une forme allongée qui leur implique un temps de concentration des eaux lent. Ces bassins sont orientées Sud-Nord.

La notion de rectangle équivalent Roche (1964), a été introduite dans l'étude géomorphologique des bassins et elle permet la comparaison des bassins entre eux du point de vue de l'influence de la forme sur l'écoulement, en possédant la même superficie et le même périmètre que le bassin considéré et par conséquent le même indice de compacité. L'exutoire est représenté par une des largeurs du rectangle et les courbes de niveau par les parallèles.

Le rectangle équivalent est caractérisé par la longueur « L » et la largeur « l » défini respectivement par les formules suivantes :

- La longueur du rectangle équivalent

$$L = \frac{K_c}{1.128} * \sqrt{S} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.128}{K_c} \right)^2} \right] \quad (\text{II. 2})$$

- La largeur du rectangle équivalent

$$l = \frac{K_c}{1.128} * \sqrt{S} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.128}{K_c} \right)^2} \right] \quad (\text{II. 3})$$

Le bassin versant de l'Oued Mekerra est représenté par un rectangle équivalent de longueur  $L = 186.39\text{km}$  et de largeur  $l = 19.40\text{km}$  (Fig. II.8).

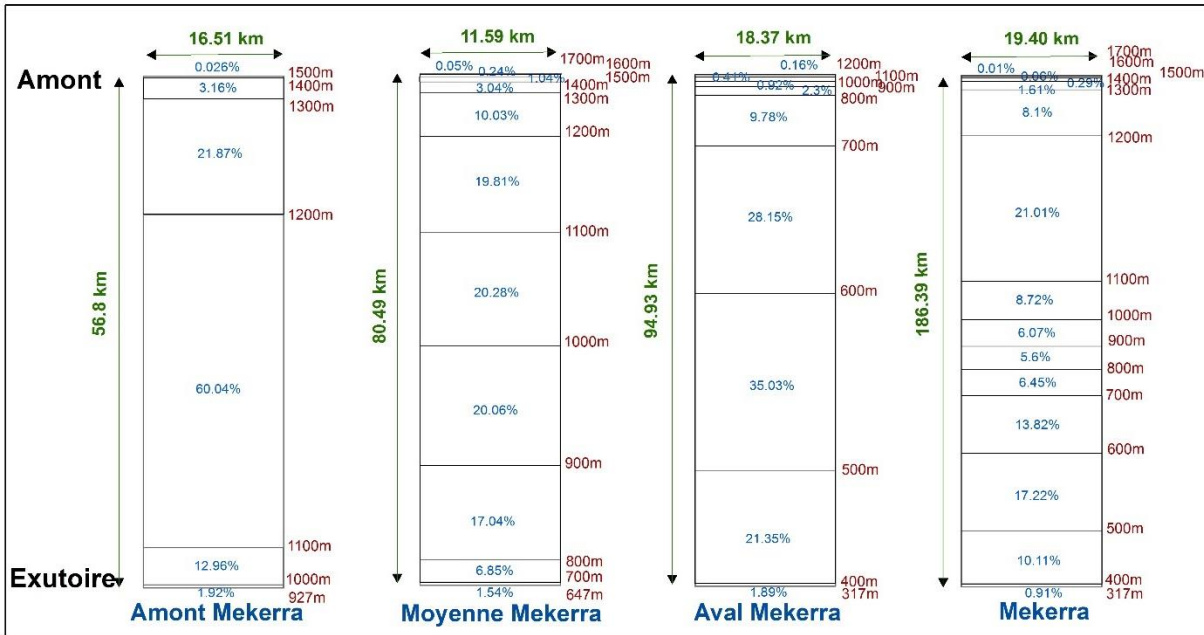


Figure II. 8. Rectangle équivalent des sous bassins de l'Oued Mekerra

### II.3.3. Caractéristiques du relief

Le relief possède une influence directe sur les facteurs climatiques et une influence indirecte sur la formation des écoulements de surface. Il détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément capital dans le comportement hydraulique d'un bassin.

#### II.3.3.1. Courbe hypsométrique

En général, on ne s'intéresse pas à l'altitude moyenne mais plutôt à la dispersion des altitudes. L'étude statistique permet de tracer la "courbe hypsométrique" pour les trois sous bassins de l'Oued Mekerra (Fig.II.9). Cette courbe donne la surface A (en  $\text{km}^2$  ou en % de la surface totale) où les altitudes sont supérieures à une cote h donnée (Tab.1, annexe I). Cette courbe est établie en planimétrant pour différentes altitudes les surfaces situées au-dessus de la courbe de niveau correspondante.

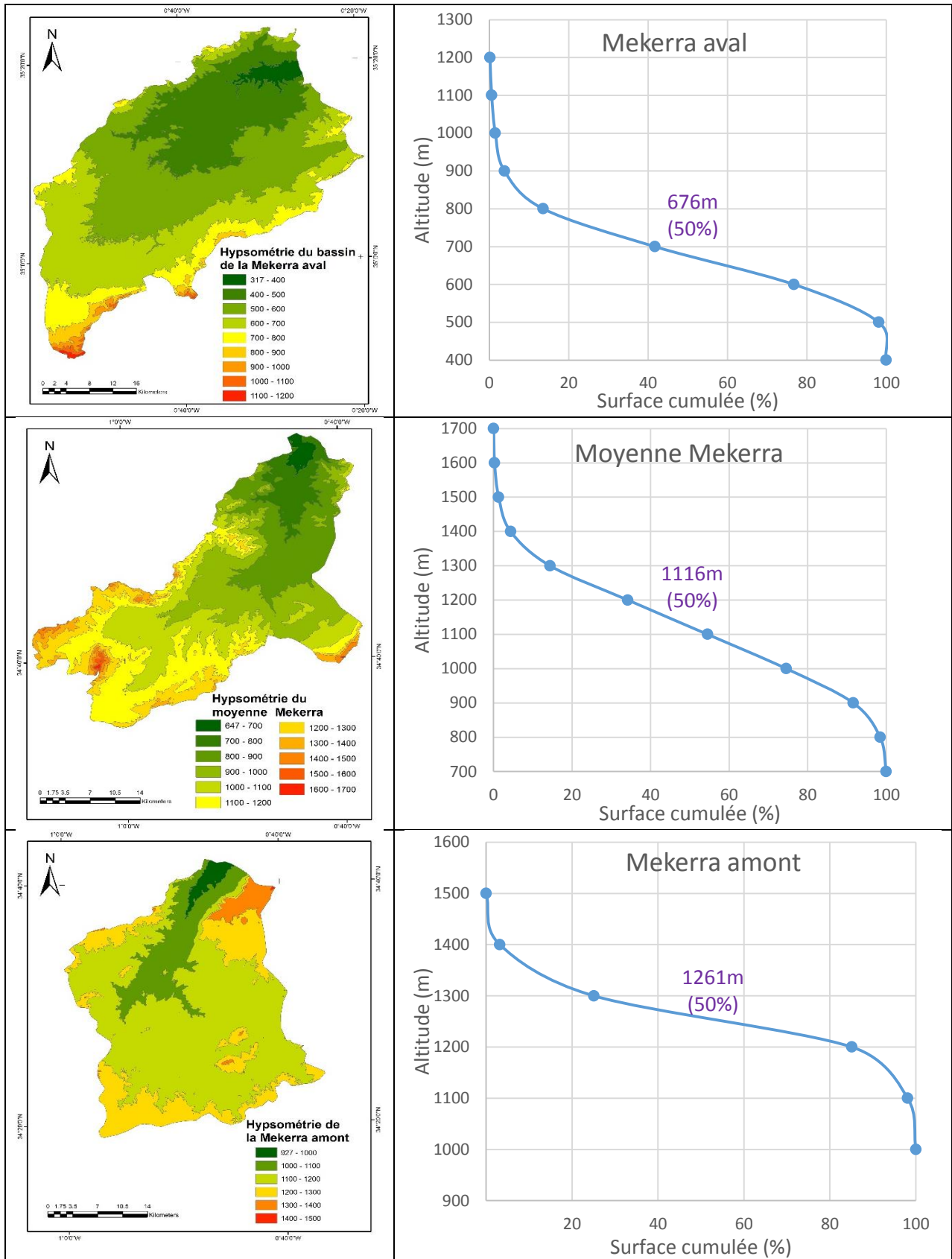


Figure II. 9. Carte hypsométrique et sa courbe correspondante pour les trois sous bassins

D'après la courbe hypsométrique (Fig.II.10), nous constatons que plus de 90% de la surface totale du bassin correspond à des altitudes allant de 600 à 1700m et que les altitudes supérieures à 1400m sont très peu étendues.

La concavité de la courbe hypsométrique montre que la forme du bassin présente un état d'équilibre et donc un potentiel érosif moyen.

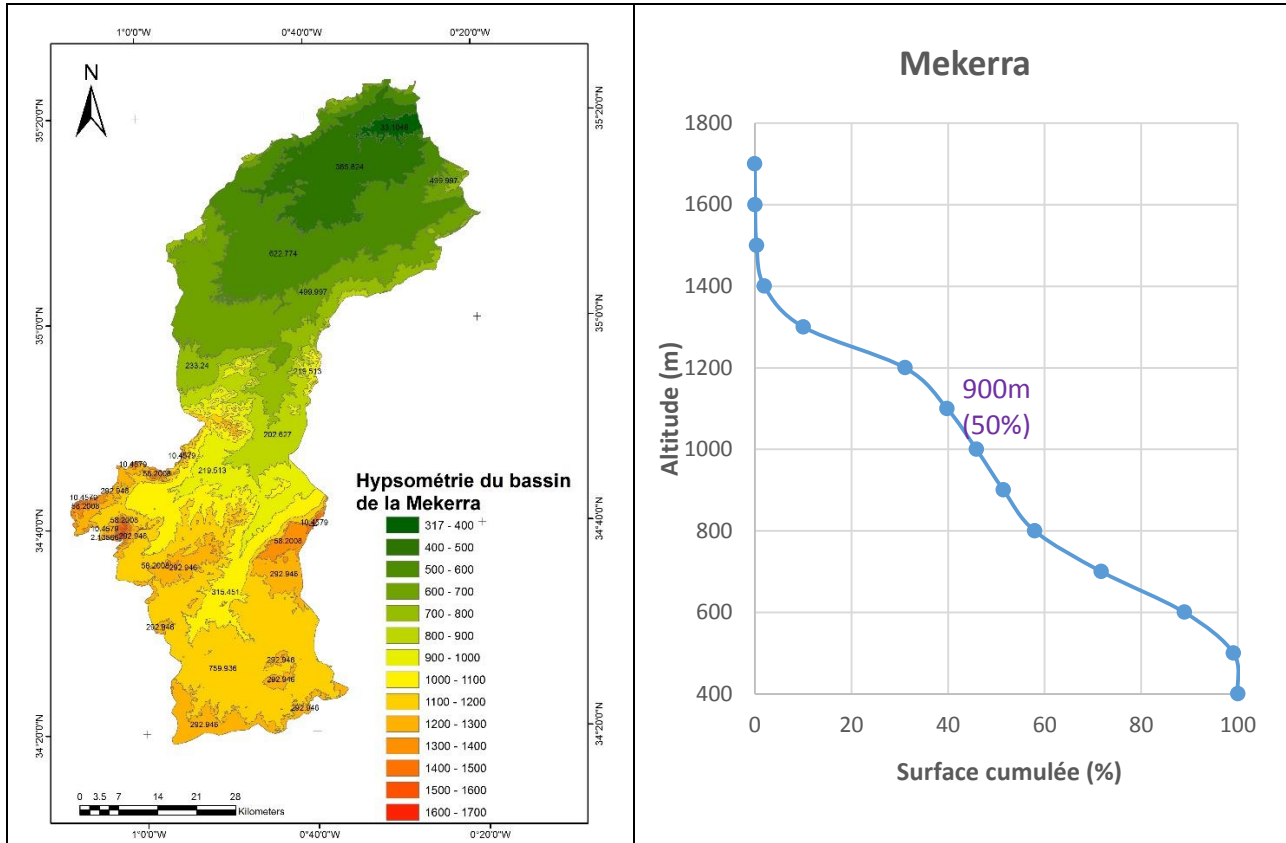


Figure II. 10. Carte hypsométrique du bassin de l'Oued Mekerra et sa courbe correspondante

### II.3.3.2. Altitudes caractéristiques

#### a) Altitude moyenne du bassin versant ( $H_{moy}$ )

Elle se déduit directement de la courbe hypsométrique. On peut la définir comme suit :

$$H_{moy} = \frac{1}{A} \sum H_i A_i \quad (II. 4)$$

Avec :

$H_i$ : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m).

$A_i$ : Surface partielle comprise entre deux courbes de niveau ( $Km^2$ ).

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

Tableau II. 3. Altitude moyenne des sous bassins versants de l'Oued Mekerra

$H_i$	Mekerra amont		Moyenne Mekerra		Mekerra aval		Mekerra	
	$A_i$	$H_i * A_i$	$A_i$	$H_i * A_i$	$A_i$	$H_i * A_i$	$A_i$	$H_i * A_i$
1650	.	.	0.45	742.5	.	.	0.43	709.5
1550	.	.	2.22	3441	.	.	2.14	3317
1450	0.25	362.5	9.71	14079.5	.	.	10.46	15167
1350	29.69	40081.5	28.35	38272.5	.	.	58.2	78570
1250	205.23	256537.5	93.56	116950	.	.	292.95	366187.5
1150	563.4	647910	184.89	212623.5	2.77	3185.5	759.94	873931
1050	121.65	127732.5	189.28	198744	7.27	7633.5	315.45	331222.5
950	18.06	17157	187.15	177792.5	15.99	15190.5	219.51	208534.5
850	.	.	159.03	135175.5	40.14	34119	202.63	172235.5
750	.	.	63.93	47947.5	170.54	127905	233.24	174930
650	.	.	14.43	9379.5	490.92	319098	499.1	324415
550	.	.	.	.	610.87	335978.5	622.77	342523.5
450	.	.	.	.	372.23	167503.5	365.82	164619
350	.	.	.	.	33.05	11567.5	33.10	11585
$H_{moy}^{(m)}$	1161.47		1023.74		586.19		848.5	

b) Altitude médiane ( $H_{med}$ )

Elle correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique (Fig.II.9 et II.10).

$$H_{med} = H_{50\%} \quad (II. 5)$$

Alors l'altitude médiane pour l'ensemble des sous bassins de l'Oued Mekerra se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière (Tableau II.4).

Tableau II. 4. Altitude moyenne, médiane, maximale et minimale pour les sous bassins

Sous bassin	Altitudes moyenne (m)	Altitudes médiane (m)	Altitudes maximale (m)	Altitudes minimale (m)
Mekerra amont	1161.47	1261	1415	927
Moyenne Mekerra	1023.74	1116	1695	647
Mekerra aval	586.19	676	1192	317
Mekerra	848.5	900	1695	317

L'altitude maximale ( $H_{max}$ ) et minimale ( $H_{min}$ ) (Tableau II 4) sont obtenues directement à partir du modèle numérique de terrain (Fig. II 7). L'altitude maximale pour le bassin de l'Oued Mekerra correspond au point le plus élevé du bassin ( $H_{max} = 1695m$  à Djebel Ouargla) et correspond à une surface cumulée de 1%, tandis que l'altitude minimale représente le point le plus bas, généralement à l'exutoire ( $H_{min} = 317m$  au niveau de la ville de Sidi Bel Abbes) et correspond à une surface cumulée de 99% sur la courbe hypsométrique.

### II.3.3.3. Indices de pente

La pente topographique est un élément capital dans le comportement hydrologique du bassin, elle détermine en grande partie l'aptitude des terrains au ruissellement et conditionne la vitesse d'écoulement des eaux de surface par l'effet de la pesanteur. La carte des pentes du bassin de la Mekerra est donnée par la figure II 11.



Figure II. 11. Carte des pentes

L'objet de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin et de permettre des comparaisons et des classifications.

#### a) Indice de pente de Roche $I_p$

C'est un indice proposé par Roche (1964), il correspond à la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent et pondérée par les surfaces. Il s'exprime en pourcentage.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{A_i(H_i - (H_i - 1))} \quad (\text{II. 6})$$

Avec :

$A_i$ : Fraction de la surface totale du bassin comprise entre les cotes  $H_i$  et  $H_i - 1$ , fonction donnée par le tableau hypsométrique,

$L$  : Longueur du rectangle équivalent (m),

$(H_i - H_{i-1})$  : Dénivelée entre deux courbes de niveau voisines (m).

Tableau II. 5. Indice de pente de Roche

Altitudes		Mekerra amont		Moyenne Mekerra		Mekerra aval		Mekerra	
$H_i$	$H_{i-1}$	$A_i$	$B_i$	$A_i$	$B_i$	$A_i$	$B_i$	$A_i$	$B_i$
1700	1600	-	-	0.45	6.71	-	-	0.43	6.56
1600	1500	-	-	2.22	14.90	-	-	2.14	14.63
1500	1400	0.25	5	9.71	31.16	-	-	10.46	32.34
1400	1300	29.69	54.48	28.35	53.24	-	-	58.2	76.29
1300	1200	205.23	143.26	93.56	96.72	-	-	292.95	171.16
1200	1100	563.4	237.36	184.89	135.97	2.77	16.64	759.94	275.67
1100	1000	121.65	110.29	189.28	137.58	7.27	26.96	315.45	177.61
1000	900	18.06	42.50	187.15	136.80	15.99	39.99	219.51	148.16
900	800	-	-	159.03	126.11	40.14	63.35	202.63	142.35
800	700	-	-	63.93	79.95	170.54	130.59	233.24	152.72
700	600	-	-	14.43	37.99	490.92	221.56	499.1	223.41
600	500	-	-	-	-	610.87	247.16	622.77	249.55
500	400	-	-	-	-	372.23	192.93	365.82	191.26
400	300	-	-	-	-	33.05	57.48	33.1	57.53
$\sum \sqrt{A_i(H_i - H_{i-1})}$		592.9		857.15		996.69		1919.24	
Longueur (m)		56800		80490		94930		186390	
$I_p$		2.48%		3.02%		3.23%		4.44%	

$$B_i = \sqrt{A_i(H_i - H_{i-1})}$$

### b) Indice de pente globale

L'indice de Roche étant cependant trop long à évaluer, on a proposé un indice encore plus simple : la pente globale.

$$I_g = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} = \frac{D}{L} \quad (\text{II. 7})$$

D : Dénivelée  $H_{5\%} - H_{95\%}$ , définie sur la courbe hypsométrique ou même directement à l'œil sur la carte topographique,

L : Longueur du rectangle équivalent.

Tableau II. 6. Indice de pente globale

Sous bassins	$H_{5\%}$	$H_{95\%}$	D	L	$I_g$	$I_g$ (%)
Mekerra amont	1392	1138	254	56800	0.004	0.40
Moyenne Mekerra	1396	869	527	80490	0.0065	0.65
Mekerra aval	891	517	374	94930	0.0039	0.39
Mekerra	1363	559	804	186390	0.0043	0.43

D'après la classification d'O.R.S.T.O.M « Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer » (tableau II.7), les sous bassins de la Mekerra amont et aval se caractérisent par un relief faible, alors que le sous bassin de la moyenne Mekerra présente un relief assez faible. Généralement le relief de l'ensemble du bassin d'étude est faible.

Tableau II. 7. Classification du relief selon O.R.S.T.O.M

<b>R1</b>	<b>Relief très faible</b>	$I_g < 0,002$
<b>R2</b>	<b>Relief faible</b>	$0,002 < I_g < 0,005$
<b>R3</b>	<b>Relief assez faible</b>	$0,005 < I_g < 0,01$
<b>R4</b>	<b>Relief modéré</b>	$0,01 < I_g < 0,02$
<b>R5</b>	<b>Relief assez fort</b>	$0,02 < I_g < 0,05$
<b>R6</b>	<b>Relief fort</b>	$0,05 < I_g < 0,1$
<b>R7</b>	<b>Relief très fort</b>	$0,1 < I_g$

c) Indice de pente moyenne ( $I_{pm}$ )

La pente moyenne apporte des renseignements importants sur la topographie du bassin, sur le ruissellement et influence directement le débit de pointe lors d'une averse. Elle est définie comme le rapport entre la dénivelée totale du rectangle équivalent et sa longueur (tableau II.8).

$$I_{pm} = \frac{H_{max} - H_{min}}{L} \quad (II. 8)$$

Tableau II. 8. Indice de pente moyenne

Sous bassins	$H_{max}$	$H_{min}$	L	$I_{pm}$	$I_{pm}$ (%)
<b>Mekerra amont</b>	1415	927	56800	0.0086	0.86
<b>Moyenne Mekerra</b>	1695	647	80490	0.0130	1.30
<b>Mekerra aval</b>	1192	317	94930	0.0092	0.92
<b>Mekerra</b>	1695	317	186390	0.0074	0.74

II.3.3.4. Dénivelée spécifique  $D_s$ 

L'indice  $I_g$  décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il est donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes.

La dénivelée spécifique  $D_s$  ne présente pas cet inconvénient, elle dérive de la pente globale  $I_g$  en la corrigeant de l'effet de surface admis étant inversement proportionnel à  $\sqrt{A}$ :

$$D_s = I_g \sqrt{A} = \frac{D}{L} \sqrt{A} = D \sqrt{l/L} \quad (II. 9)$$

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ( $D = H_{5\%} - H_{95\%}$ ) et de la forme du bassin ( $l/L$ ) (tableau II.9). Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M., indépendante des surfaces des bassins (tableau II.10).

Tableau II. 9. Dénivelée spécifique

Sous bassins	D (m)	L (m)	l (m)	$D_s$ (m)
<b>Mekerra amont</b>	254	56800	16510	136.94
<b>Moyenne Mekerra</b>	527	80490	11590	199.98
<b>Mekerra aval</b>	374	94930	18370	164.52
<b>Mekerra</b>	804	186390	19400	259.38

D'après la deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M (Tableau II.10), les sous bassins de l'Oued Mekerra correspondent à la classe R5, (Relief assez fort).

Alors à la lumière des deux classifications d'O.R.S.T.O.M, on peut dire que le bassin versant de l'Oued Mekerra se caractérise par un relief faible à assez fort.

Tableau II. 10. Classification du relief par l'intermédiaire de la dénivelée spécifique (O.R.S.T.O.M)

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

#### II.4. Caractéristiques Hydrographiques du bassin versant

Le réseau hydrographique : Ensemble des canaux de drainage naturels où s'écoulent les eaux provenant du ruissellement ou restituées par les nappes souterraines soit sous forme de source, soit par restitution continue le long du lit du cours d'eau (Roche, 1964).

Le réseau hydrographique peut se caractériser par trois éléments : sa hiérarchisation, son développement (nombres et longueurs des cours d'eau) et son profil en long.

##### II.4.1. Hiérarchisation du réseau

La classification topologique du réseau hydrographique est effectuée à l'aide d'un modèle numérique de terrain, d'une résolution spatiale de 30m. La procédure basée sur une méthode proposée initialement par Horton (1945) puis modifiée par Strahler (1952) (Tableau II.11). Elle est la plus utilisée aujourd'hui, son principe est comme suit :

- Tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1.
- Au confluent de deux cours d'eau de même ordre  $n$ , le cours d'eau résultant est d'ordre  $n + 1$
- Un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre.

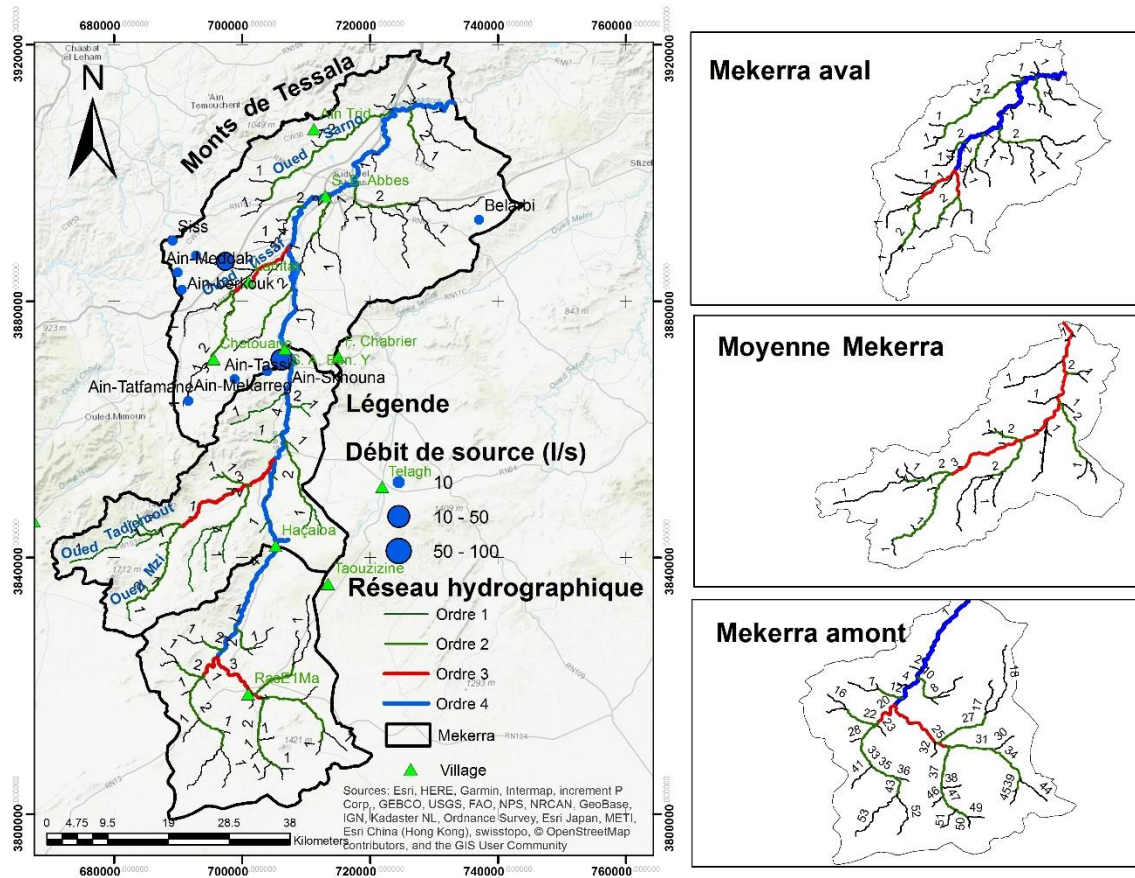


Figure II. 12. Réseau hydrographique du bassin versant de l'Oued Mekerra

La forme et la hiérarchie d'un réseau hydrographique sont impérativement gouvernées par différents facteurs qui sont :

- La géologie (plissement, nature du substratum, accidents ...),
- Climat (humidité, précipitations ...),
- Pente des terrains,
- Présence humaine.

Le chevelu hydrographique de l'oued Mekerra est peu développé, son tracé est influencé par le relief en place, Il suit la direction Sud-Ouest/ Nord-Est des monts de Tessala (Fig. II.12).

Le réseau hydrographique de la Mekerra est composé par de nombreux affluents, représenté fréquemment par des cours d'eau temporaires, L'oued est alimenté par des précipitations et par des sources dont la plus importante est Ain – Skhouna (Fig. II.12).

Les principaux affluents de l'Oued Mekerra sont : Oued Tadjmout, Oued Mzi, Oued Tissafet et Oued Sarno.

Tableau II. 11. Classification du réseau hydrographique pour les trois sous bassins de l'Oued Mekerra et l'ensemble du bassin

	BV. Mekerra					SBV. Mekerra aval				
Ordre	1	2	3	4	Total	1	2	3	4	Total
Nombre	87	46	4	1	138	33	18	2	1	54
Longueur (km)	419	210	43	132.64	805	195.2	97	24.5	45.3	362
Longueur moyenne (km)	4.81	4.57	10.75	132.64	5.83	5.92	5.39	12.25	45.3	6.70
	SBV. Moyenne Mekerra					SBV. Mekerra amont				
Nombre	29	14	1	-	44	27	16	2	1	46
Longueur (km)	112.5	66.3	21.45	-	200.3	105	68.7	15.8	21.76	211.4
Longueur moyenne (km)	3.88	4.74	21.45	-	4.55	3.89	4.29	7.92	21.76	4.59

#### II.4.2. Profil en long

Le profil en long relatif au cours d'eau principal de l'Oued Mekerra et ses principaux affluents permettent d'apporter des éléments complémentaires à la densité de drainage, au vu du rôle déterminant de la pente moyenne qui sert surtout dans l'évaluation des temps de concentration d'un bassin versant.

En général, le thalweg principal de l'Oued Mekerra possède une longueur totale de 132.64km, peut être divisé en deux tronçons bien distincts : L'amont 80km de longueur entre les cotes 1070 et 530m, la pente est relativement élevée (0.68%) dans le sens d'une accentuation de la vitesse de propagation des crues. L'aval (80 à 132.64km) la pente devient plus faible surtout au niveau de la ville de Sidi Bel Abbas (0.49%), c'est l'une des raisons pour laquelle la plaine de Sidi Bel Abbas connaît de grandes inondations catastrophiques.

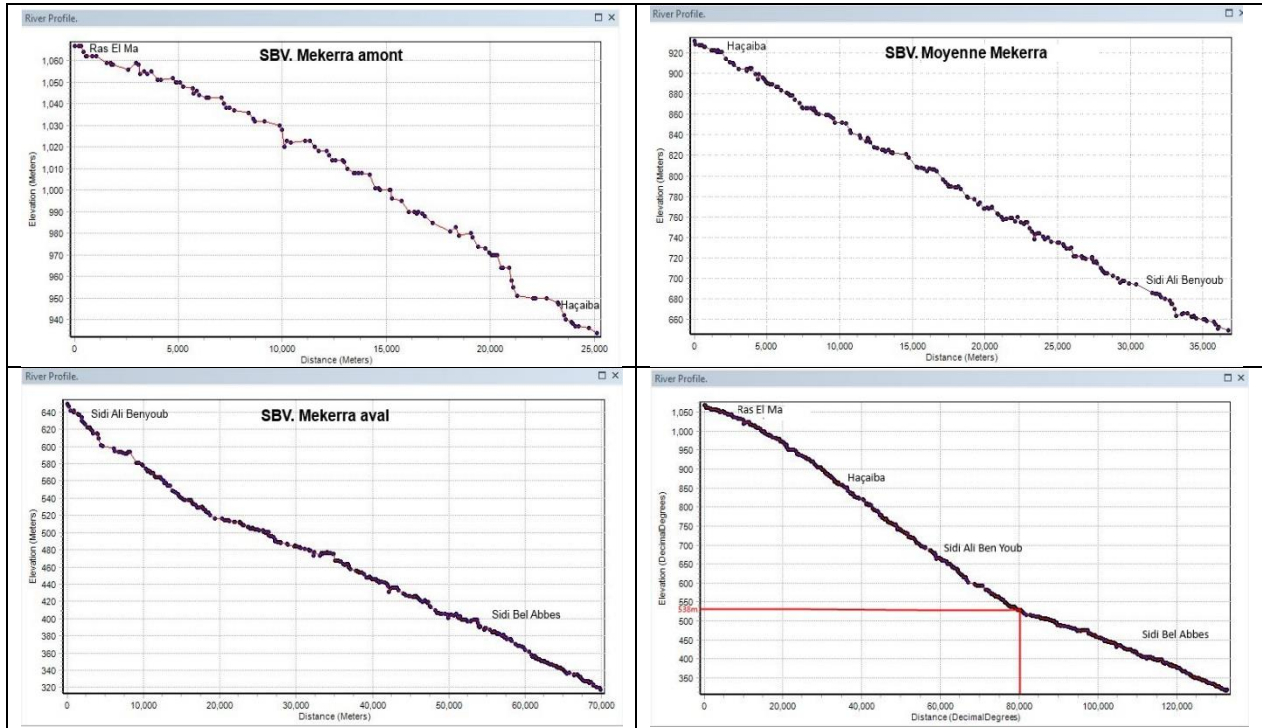


Figure II. 13. Profil en long de l'Oued Mekerra

**II.4.3. Pente moyenne du thalweg principal (Pm)**

Elle est définie par le rapport de la dénivelée ( $\Delta H$ ) à la longueur comprise entre deux points suffisamment éloignés du cours d'eau principal ( $\Delta L$ ).

$$Pm = \frac{\Delta H}{\Delta L} \tag{II. 10}$$

Tableau II. 12. Pente moyenne du thalweg principal

Sous bassin	$\Delta L$ (Km)	$H_{min}$	$H_{max}$	$\Delta H$	Pm(%)
Mekerra amont	25.14	927	1067	140	0.20
Moyenne Mekerra	37.50	647	927	280	0.75
Mekerra aval	70.00	317	647	330	1.31
Mekerra	132.64	317	1076	759	0.57

**II.4.4. Densité de drainage ( $D_d$ )**

La densité de drainage est étroitement liée à deux facteurs principaux : la lithologie et l'abondance des précipitations, elle nous permet d'apprécier le réseau hydrographique dans le bassin versant.

Elle est exprimée par le rapport de la longueur totale des cours d'eau contenus dans un bassin versant (L) à la surface de ce dernier (A).

$$Dd = \frac{\sum_{i=1}^n Li}{A} \tag{II. 11}$$

Tableau II. 13. Densité de drainage

	Mekerra	Mekerra aval	Moyenne Mekerra	Mekerra amont
<b>Longueur (km)</b>	805	362	200.3	211.4
<b>Surface (km<sup>2</sup>)</b>	3616.66	1744.81	933.45	938.40
<b>Densité de drainage(Dd)</b>	0.222	0.207	0.214	0.225

La densité de drainage qui exprime la dissection générale du relief est variable à l'échelle des sous bassins où la superficie et la répartition des chevelus hydrographiques jouent un rôle déterminant dans la compensation de la densité de drainage. Cette dernière est généralement faible (0.23 km/km<sup>2</sup>) pour l'ensemble du bassin de l'oued Mekerra ce qui est une caractéristique des régions semi-arides, elle résulte à l'échelle zonale de l'intensité des précipitations et leur répartition saisonnière, de l'état du couvert végétal et l'absence des sols.

La densité de drainage temporaire est élevée par rapport à la densité de drainage permanente cette situation s'explique par un terrain accidenté et la fréquence élevée des confluences, cette forte densité jointe le plus souvent à la forte pente, favorisant les crues rapides et puissantes avec un transport solide très élevé.

#### II.4.5. Fréquence des thalwegs d'ordre 1 (F1)

C'est le rapport du nombre total de thalwegs d'ordre 1 à la surface du bassin versant

$$F1 = N_1/A \quad (\text{II. 12})$$

Avec  $N_1$ : Nombre total des cours d'eau d'ordre 1 et A : Surface (Km<sup>2</sup>).

Tableau II. 14. Fréquence des thalwegs d'ordre 1

	Mekerra	Mekerra aval	Moyenne Mekerra	Mekerra amont
<b>N<sub>1</sub></b>	87	33	29	27
<b>Surface (km<sup>2</sup>)</b>	3616.66	1744.81	933.45	938.40
<b>F1(km<sup>-2</sup>)</b>	0.024	0.019	0.031	0.028

#### II.4.6. Fréquence des cours d'eau (F<sub>s</sub>)

Représente le nombre de cours d'eau par unité de surface :

$$F_s = N_t/A \quad (\text{II. 13})$$

Avec  $N_t$ : Nombre total des cours d'eau et A : Surface (Km<sup>2</sup>).

Tableau II. 15. Fréquence des cours d'eau

	Mekerra	Mekerra aval	Moyenne Mekerra	Mekerra amont
$N_t$	138	54	44	46
Surface (km <sup>2</sup> )	3616.66	1744.81	933.45	938.40
Fs (km <sup>-2</sup> )	0.038	0.031	0.047	0.049

#### II.4.7. Coefficient de torrentialité ( $C_t$ )

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la densité des thalwegs élémentaires et de la densité de drainage.

$$C_t = D_d \cdot F_1 = D_d \cdot \frac{N_1}{A} \quad (\text{II. 14})$$

Avec  $D_d$  : Densité de drainage et  $F_1$  : Fréquence des thalwegs d'ordre 1.

Tableau II. 16. Coefficient de torrentialité

	Mekerra	Mekerra aval	Moyenne Mekerra	Mekerra amont
$F_1(\text{km}^{-2})$	0.024	0.019	0.031	0.028
$D_d(\text{km}/\text{km}^2)$	0.222	0.207	0.214	0.225
$C_t$	0.005	0.004	0.007	0.006

#### II.4.8. Coefficient d'allongement ( $C_a$ )

Il est donné par la relation suivante :

$$C_a = \frac{[2 \cdot (A \cdot \pi)^{1/2}]}{L_0} \text{ et } L_0 = \frac{\sum L_m}{n} \quad (\text{II. 15})$$

$C_a$  : Coefficient d'allongement.

$A$  : Superficie du bassin versant en km<sup>2</sup>

$L_0$  : Longueur moyenne des thalwegs au niveau de chaque Oued, où  $n$  : nombre d'ordre.

$L_m$  : Longueur moyenne des thalwegs de même ordre (Km).

Tableau II. 17. Coefficient d'allongement

BV. Mekerra			SBV. Mekerra aval		
A	$L_0$	$C_a$	A	$L_0$	$C_a$
3616.66	38.19	5.58	1744.81	17.21	8.60
SBV. Moyenne Mekerra			SBV. Mekerra amont		
933.45	10.02	10.81	938.4	9.47	11.46

**II.4.9. Rapport de confluence ( $R_c$ )**

Il est donné par la relation suivante :

$$R_c = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad (\text{II. 16})$$

Avec  $N_n$  : Nombre de thalwegs d'ordre n et  $N_{n+1}$  : Nombre de thalwegs d'ordre n+ 1.

*Tableau II. 18. Rapport de confluence*

Ordre	1/2	2/3	3/4	Moyenne
<b>BV. Mekerra</b>	1.89	5.75	4	3.88
<b>SBV. Mekerra aval</b>	1.83	9	2	4.28
<b>SBV. Moyenne Mekerra</b>	2.1	14	-	8.05
<b>SBV. Mekerra amont</b>	1.69	8	2	3.90

**II.4.10. Rapport des longueurs ( $R_l$ )**

Il est défini comme le rapport entre la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n+1) par celui des thalwegs d'ordre (n).

$$R_l = \frac{L_{n+1}}{L_n} \quad (\text{II. 17})$$

Avec  $R_l$  : Rapport de longueur.

$L_n$  : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n.

$L_{n+1}$  : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n+ 1.

*Tableau II. 19. Rapport des longueurs*

	Ordre	1	2	3	4	Moyenne
<b>BV. Mekerra</b>	$L_n$	4.81	4.57	10.75	132.65	
	$R_l$	0.95	2.35	12.34	-	5.21
<b>SBV. Mekerra aval</b>	$L_n$	5.92	5.39	12.25	45.3	
	$R_l$	0.91	2.27	3.70	-	2.29
<b>SBV. Moyenne Mekerra</b>	$L_n$	3.88	4.74	21.45		
	$R_l$	1.22	4.53	-	-	2.87
<b>SBV. Mekerra amont</b>	$L_n$	3.89	4.29	7.92	21.76	
	$R_l$	1.10	1.85	2.74	-	1.90

**II.4.11. Temps de concentration ( $t_c$ )**

C'est le temps mis par une particule d'eau tombée sur le point le plus éloigné du bassin versant pour arriver à l'exutoire. Le temps de concentration est souvent compris comme le temps entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct. En pratique, c'est une grandeur difficile à évaluer. Pour son calcul, nous utilisons les formules suivantes :

**II.4.11.1. Formule de Giandotti (1937)**

Elle a été élaborée en Italie en 1937 par le professeur Mario Giandotti sur la base des données de plusieurs bassins versants.

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \quad (\text{II. 18})$$

Avec

$t_c$  : Temps de concentration (heure).

A : Superficie du bassin ( $\text{km}^2$ ).

L : longueur du thalweg principal (km).

$H_{moy}$  : Altitude moyenne (m).

$H_{min}$  : Altitude minimale (m).

**II.4.11.2. Formule de Kirpich (1940)**

Cette formule est applicable pour les zones arides et semi arides, elle est définie par :

$$t_c = 0.6615 L^{0.77} I_g^{0.385} \quad (\text{II. 19})$$

L : Longueur du bassin versant (km).

$I_g$  : Indice de la pente globale.

**II.4.11.3. Formule d'Izzard-Meunier (1991)**

$$t_c = \beta \frac{A^{0.312}}{I^{0.325}} \quad (\text{II. 20})$$

Avec :

$t_c$  : Temps de concentration (minute).

A : Surface du bassin-versant ( $\text{km}^2$ ).

B : Coefficient de Meunier valant  $\beta = 331$  pour un bassin-versant végétalisé et  $\beta = 145$  lorsque le bassin-versant est dégradé.

**I** : Pente moyenne le long du thalweg en %.

**II.4.11.4. Formule de Basso (1973)**

Cette formule a été élaborée en 1973 par Basso sur une base de données de bassins versants d'Amérique centrale.

$$t_c = 0.067 \cdot \frac{L^{1.155}}{(H_{max} - H_{min})^{0.385}} \quad (\text{II. 21})$$

$t_c$  : Temps de concentration (heure).

L : Longueur du thalweg principal (km).

$H_{max}$  : Altitude maximale (km).

$H_{min}$  : Altitude minimale (km).

#### II.4.11.5. Formule de Passini (Morin, 1998)

$$t_c = \frac{0.108(A*L)^{1/3}}{I^{1/2}} \quad (\text{II. 22})$$

Avec :

L : Longueur du plus long thalweg (m).

I : Pente moyenne (%).

A : Aire du bassin versant (km<sup>2</sup>).

T<sub>c</sub> : Temps de concentration (heure).

D'après le tableau II 20, les seules formules qui semblent donner une valeur acceptable du temps de concentration pour le bassin de la Mekerra sont les méthodes de Giandotti, Basso et celle de Kirpich. Les valeurs données par les formules de Passini et Izzard-Meunier nous semblent relativement exagérées.

Le temps de concentration déterminé par la formule de Giandotti apparait donc comme la plus adaptée au bassin de la Mekerra. Par ailleurs, cette formule a été vérifiée par plusieurs auteurs dans le contexte méditerranéen (Pardé, 1957).

D'une manière générale, le bassin versant de l'oued Mekerra présente un temps de concentration plus long : 23.83 heures, en raison de la prédominance de la plaine en allant vers le Nord (20.73 h), avec l'augmentation de la surface du bassin et sa forme allongée.

Tableau II. 20. Résultats d'estimation du temps de concentration

	Mekerra	Mekerra aval	Moyenne Mekerra	Mekerra amont
<b>Giandotti</b>	23.83	20.73	11.49	13.08
<b>Kirpich</b>	30.62	15.33	16.44	10.43
<b>Izzard-Meunier</b>	51.57	31.35	30.91	47.58
<b>Basso</b>	16.75	9.54	4.33	3.66
<b>Passini</b>	111.24	46.53	40.56	68.87

#### II.5. Occupation du sol

La couverture spatiale joue un rôle primordial dans les processus de génération du ruissellement sur les versants et d'infiltration de la pluie vers la zone non saturée. En effet, un même type de sol peut avoir des comportements différents par rapport à ces processus, selon l'occupation de la surface. La présence du couvert végétal est profitable à l'équilibre hydrologique du bassin alors que sa discontinuité, ou son absence totale constitue un facteur favorable à l'irrégularité des débits et à la genèse de fortes crues, surtout sur les terrains à fortes pentes et là où les sols sont très sensibles au ruissellement direct.

D'une manière générale la couverture végétale conditionne et influence la rapidité du ruissellement superficiel, le taux d'évaporation et la capacité de rétention du bassin versant. Donc la présence de végétation va jouer le rôle de « Régulateur » dans le régime d'écoulement et permet un amortissement notable des crues et leur continuité dans le temps.

La carte d'occupation du sol du bassin versant de l'oued Mekerra (fig. II 14b) a été réalisée à l'aide du logiciel ENVI 5, à partir de données spatiales issues du capteur Landsat 8 le

14/03/2016 (fig. II 14a). Selon notre problématique nous avons utilisé deux canaux du domaine visible : bande 2 (bleu) et bande 3 (vert) dont le domaine spectral est respectivement 0.452-0.512  $\mu\text{m}$  et 0.636-0.673  $\mu\text{m}$ , ainsi que l'infrarouge bande 5 (0.851-0.879  $\mu\text{m}$ ) (Bannari *et al.*, 2004).

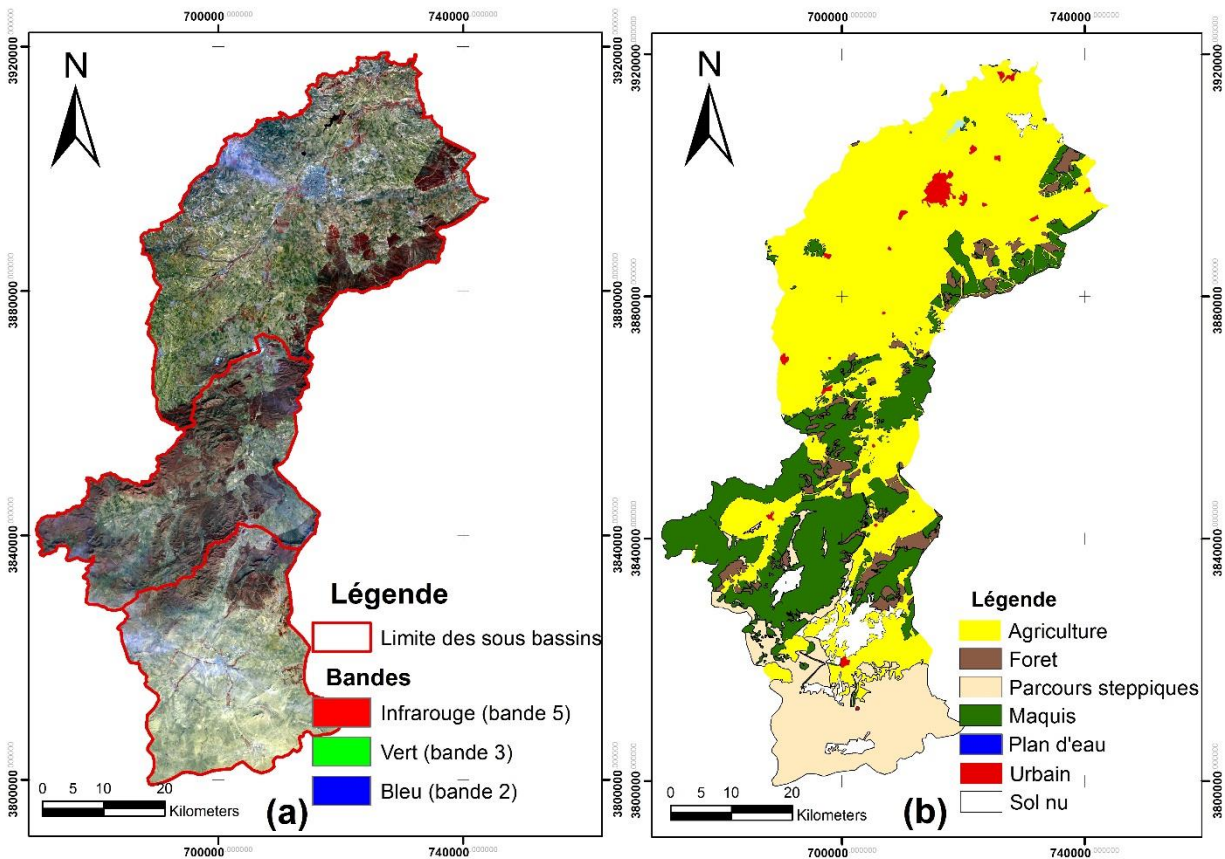


Figure II. 14. Répartition spatiale des différentes occupations des sols du bassin de la Mekerra

La distribution du couvert végétal au niveau des sous bassins de l'Oued Mekerra est donnée par la figure II 15 et le tableau II 21.

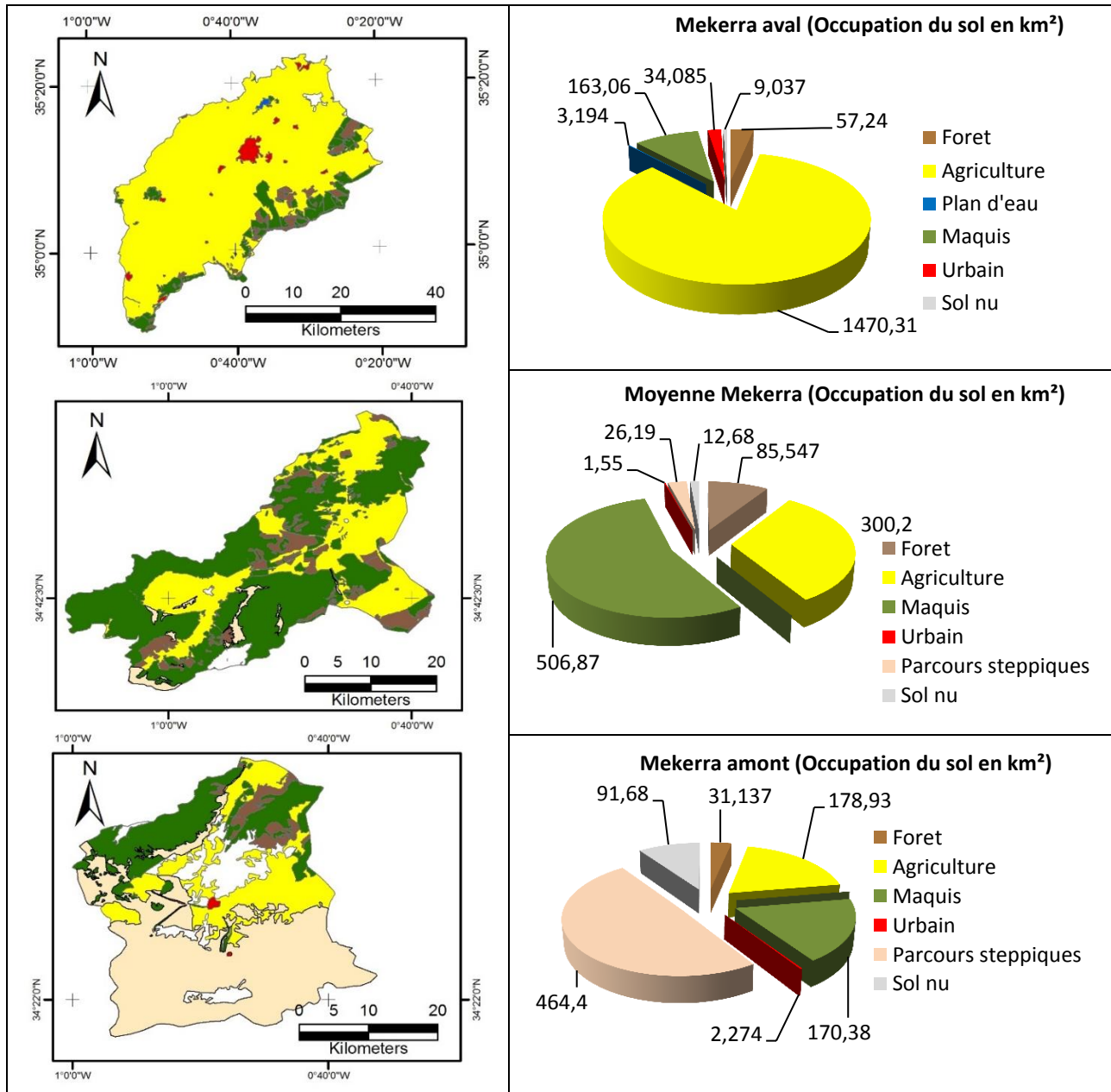


Figure II. 15. Distribution du couvert végétal en fonction des sous bassins de l'Oued Mekerra

Tableau II. 21. Occupation des sols

Occupation	Mekerra aval		Moyenne Mekerra		Mekerra amont		Mekerra	
	A	B	A	B	A	B	A	B
Forêt	57.24	3.30	85.55	9.17	31.14	3.32	173.93	4.82
Agriculture	1470.31	84.65	300.20	32.17	178.93	19.06	1949.44	54.02
Plan d'eau	3.19	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	3.19	0.089
Maquis	163.06	9.39	506.87	54.33	170.38	18.15	840.31	23.28
Urbain	34.09	1.96	1.55	0.16	2.27	0.24	37.91	1.05
Parcours steppiques	0	0	26.19	2.81	464.4	49.47	490.59	13.60
Sol nu	9.04	0.52	12.68	1.36	91.68	9.77	113.4	3.14
Somme	1744	100	933	100	938.8	100	3608.77	100

A : Surface (km<sup>2</sup>), B : Pourcentage (%)

L'analyse de la carte d'occupation des sols (Fig.II.15) nous permet de déduire que le bassin est pourvu d'une couverture dominée du Sud au Nord par un parcours steppique (Mekerra amont), maquis et forêt (moyenne Mekerra), et agriculture (Mekerra aval).

Comme la majorité des espaces en Algérie, le bassin versant de la Mekerra connaît des dégradations continues de ses patrimoines causées par la surexploitation remarquable (fig.II 16 « plus de 50% de cultures »), l'extension anarchique de l'urbanisation et surtout par les incendies, entraînant ainsi une accélération de l'érosion.

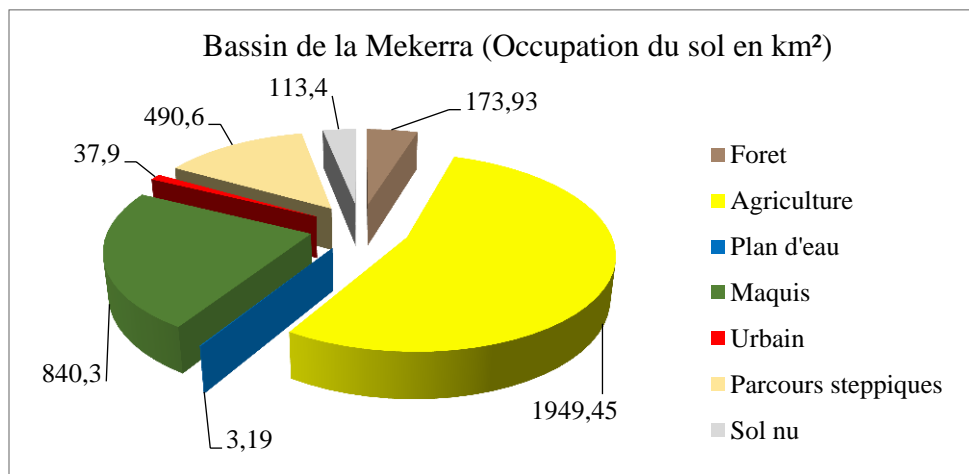


Figure II. 16. Répartition générale des terres au niveau du bassin de la Mekerra

A partir de la figure II 16, on peut recenser quatre principales occupations des terres dans le bassin de la Mekerra :

- Agriculture : occupe 54.02% de la superficie totale, principalement dans le sous bassin de la Mekerra aval, aux alentours des centres urbains de Sidi Lahcen, Boukhanefis ainsi que dans la localité de Sidi Ali Ben Youb.
- Parcours steppiques : constituent 13.60% de la totalité du bassin, et se situent en prédominance dans la partie amont du bassin, dans la zone de Ras El Ma, ainsi que dans les environs d'El Haçaiba.
- Maquis et forêt : le bassin versant est occupé par les forêts-maquis (28.1%) principalement au niveau des massifs montagneux de la région comprise entre Haçaiba et Moulay Slissen et peut s'étendre jusqu'à Sidi Ali Benyoub, ainsi qu'en périphérie du

bassin, dans les zones collinaires non cultivables. Cette couverture forestière n'assure qu'une très faible protection des sols vis-à-vis de l'érosion.

- Les zones bâties : Constituent une portion très faible (1.05%) et composées de petits centres urbains rencontrés dans le bassin. Il s'agit principalement de Sidi Bel Abbès, Sidi Ali Ben Youb et Ras El Ma. Quant aux zones occupées par les eaux (0.089%), elles sont constituées par les lits des principaux oueds ainsi que par les barrages et les retenues collinaires de Melinet, Mazoche aval et amont, Tabia et Boukhanefis.

**II.6. Pédologie**

L'étude de la pédologie est très importante en hydrologie, particulièrement lorsqu'elle a trait au transport solide. Le bassin de la Mekerra présente un manque de données, notamment dans sa partie amont et moyenne. Pour cela, notre étude a été limitée à la plaine de Sidi Bel Abbès (Fig.II.17).

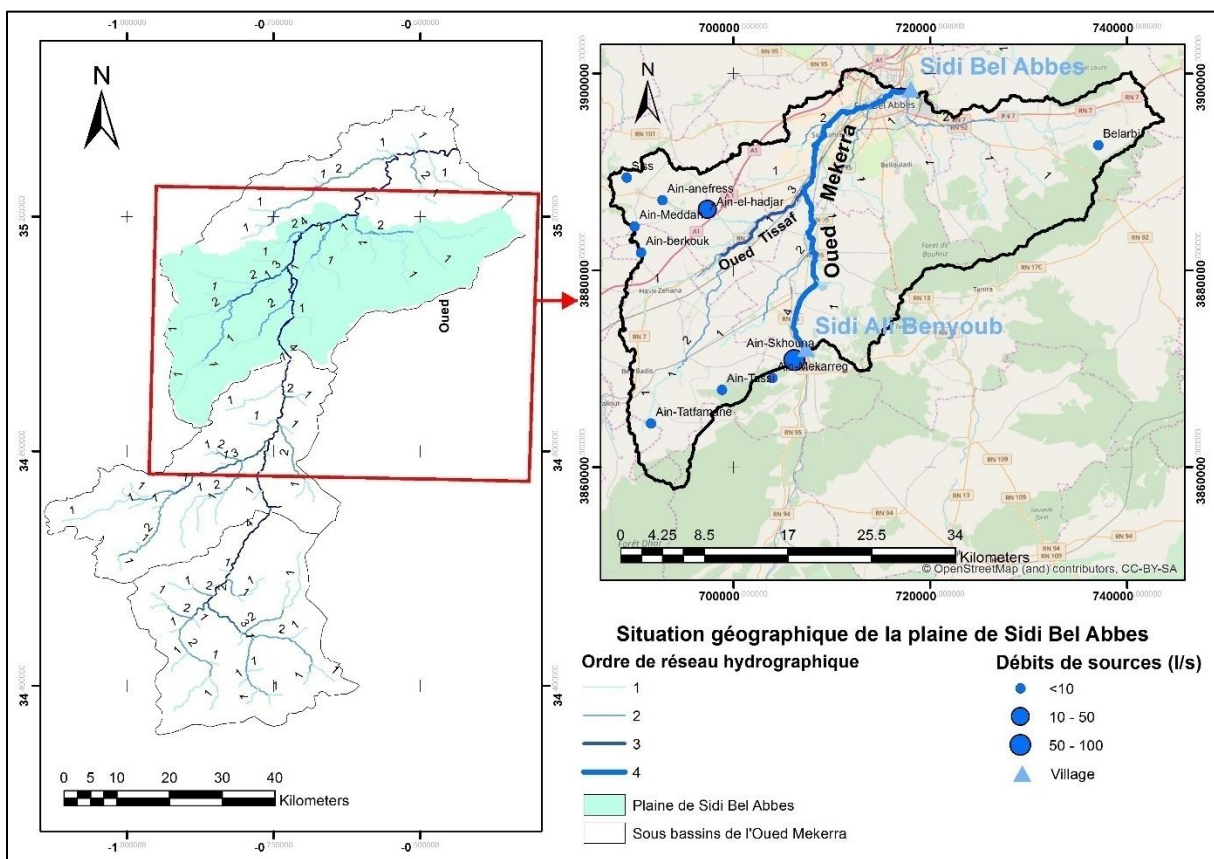


Figure II. 17. Carte de la plaine de Sidi Bel Abbès

La carte pédologique de la plaine de Sidi Bel Abbès (Mekerra aval) est réalisée sur la base de 138 profils pédologiques et analyses physico-chimiques assez représentatifs (Fig.II.18). Le choix des profils est basé sur des zones homogènes établie par une superposition de couches d'informations (pente, géologie, altitude) (Faraoun & Benabdeli, 2010, Bouzidi *et al.*, 2012).

Les paramètres hydrologiques de chaque horizon de sol (perméabilité, réserve utile, densité volumique) sont déduits de leur texture grâce à des fonctions de pédotransfert (Bastet *et al.*, 1998 ; FLaurent & Rossignol, 2004) (Tab. 2-5, annexe I).

Selon la carte pédologique, les sols bruns calcaires sont prédominants. Cette croûte calcaire est perméable et joue un rôle important lors de la montée des crues. La partie centrale du bassin (près d'oued Mekerra) est couverte d'une mosaïque de sols alluviaux et bruns fersiallitiques. Le ruissellement torrentiel laisse apparaître dans quelques endroits la roche mère à nu.

La carte des types de sol (fig. II.18) met en évidence :

- Les sols d'apport alluvial (2.8%) : ce sont des sols profonds atteignant parfois les 2 mètres de profondeur occupant le lit majeur de l'oued Mekerra. Ils sont formés au dépend de matériaux véhiculés par l'eau. Des sols fertiles à stabilité structurale élevée pouvant résister à l'érosion hydrique. Morphologiquement, on observe un horizon de surface assez riche en matière organique entre 4 et 5.5%. La texture d'ensemble limoneuse.
- Sol d'apport Colluvial (3,1%) : C'est un sol formé à partir d'un matériel provenant de l'érosion, sa teneur en matière organique est importante, surtout en surface, entre 6 et 7.44%. Il s'agit de colluvium humifère de montagne. Les sols situés à une certaine distance des pentes présentent deux horizons bien identifiés, ce qui indique que les colluvium sont plus ou moins stabilisés. En situation de piémont, les profils sont homogènes et dépourvus d'horizon. La texture dépend de la nature de dépôt de colluvium.
- Rendzines (3.6%) : Ce sont des sols calcimorphes, riches en matière organique, une texture limono-sableuse. De faible profondeur, ce type de sol dépasse rarement les 40 cm, exceptionnellement riches en éléments carbonatés. Les rendzines ont été observées sur les sommets et versants de dômes et sur quelques terrasses de la plaine à relief largement ondulé.
- Les sols bruns calcaires (57.2%) : Ce type de sol domine l'espace agricole et occupe la grande majorité de la couverture pédologique de la plaine. Il s'agit de sols calcimorphes caractérisés par l'abondance des éléments carbonatés.
- Les sols à horizon calcaire (10.1%) : Riches en éléments carbonatés. Formés à partir de matériaux rubéfiés, caractérisés par une couleur rouge sur l'ensemble des horizons. La texture est argileuse.
- Les sols bruns fersiallitiques (3.6%) : Il s'agit de sols à rubéfaction incomplète de couleur brun rougeâtre. Le processus de rubéfaction est retardé par deux facteurs, le premier climatique dû à la sécheresse, le second stationnel dû à la nature calcaire du substratum géologique. La texture est fine. Ces sols apparaissent sur les argiles sableuses du Quaternaire.

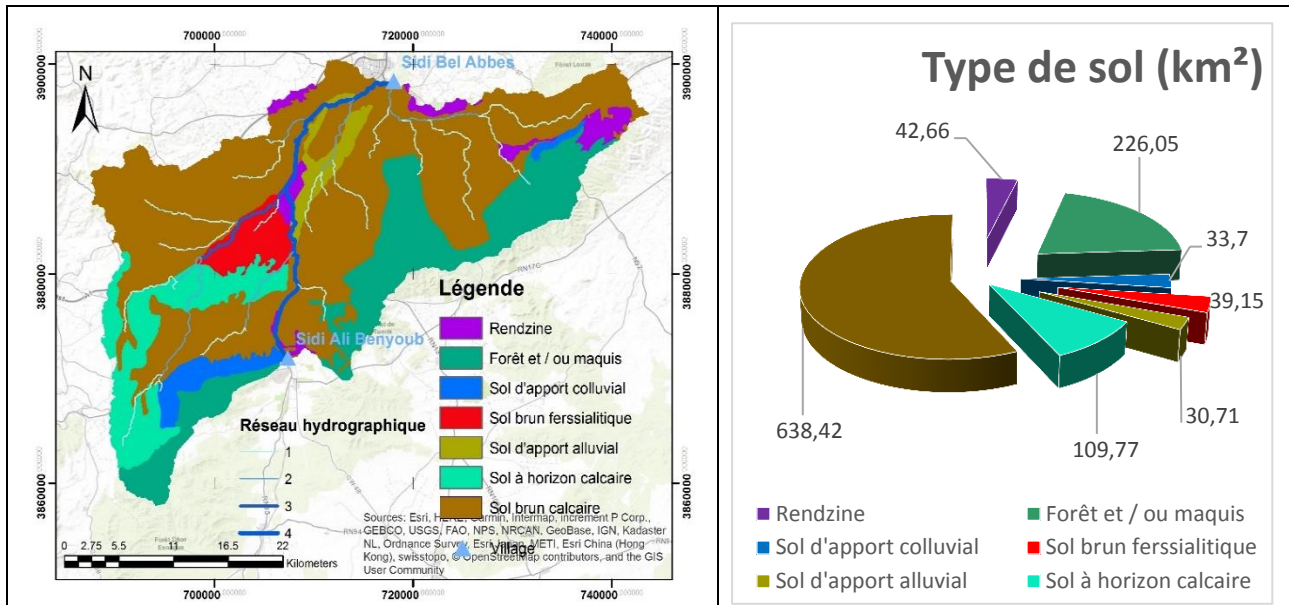


Figure II. 18. Types de sol au niveau de la plaine de Sidi Bel Abbas

## II.7. Synthèse géologique et hydrogéologique du bassin versant de l'Oued Mekerra

Dans cette partie nous essayerons de faire ressortir les grands traits des conditions géologiques et structurales qui caractérisent notre région d'étude. Cette étude devra nous permettre de différencier toutes les unités géologiques en fonction des paramètres lithologique et hydrodynamique (niveau de perméabilité) qui conditionnent l'écoulement des eaux de surface au niveau du bassin versant de l'oued Mekerra.

Cette étude s'appuie principalement sur l'exploitation de la documentation et les cartes géologiques (1/500.000) existant (Bétier, 1951).

### II.7.1. Cadre géologique régional

La structure actuelle du Nord de l'Algérie est due aux mouvements hercyniens et alpins, qui ont permis l'individualisation de plusieurs domaines. En Oranie, nous avons du Nord au Sud :

#### II.7.1.1. Domaine Tellien

Au Nord, zone complexe, constituée de nappes mises en place au Miocène inférieur, de bassins intra montagneux d'âge néogènes tardifs (bassin du Chélif), dont la série sédimentaire s'étend du Jurassique au Miocène. Cette zone est constituée de reliefs jeunes modelés au cours du Tertiaire par les mouvements alpins. Ce sont les témoins d'une tectonique cassante matérialisée par des accidents limitant des plaines d'effondrement, plus basses topographiquement que les reliefs qui la ceinturent. Ces plaines sont caractérisées par un substratum rocheux recouvert en surface d'alluvions et de colluvions.

#### II.7.1.2. Domaine de la Meseta oranaise (hauts plateaux)

Au centre, avant-pays alpin, à couverture sédimentaire réduite où les processus locaux ont permis la formation de bassins intra montagneux comme le bassin de Telagh ou au Sud de Tabia.

**II.7.1.3. Atlas saharien**

Au Sud, est né d'un long sillon subsidiant pincé entre les hauts plateaux et la plateforme saharienne.

Les limites de ces unités sont marquées par des accidents majeurs de direction WSW–ENE. La limite sud du front des nappes telliennes est constituée par une ligne irrégulière délimitant le Tell correspondant au domaine alpin. L'accident nord atlasique qui correspond à une série d'accidents donnant une ligne de séparation entre le domaine atlasique et le domaine de la Meseta oranaise (Fig.II.19).

Le bassin versant de l'oued Mekerra occupe un espace qui correspond à la zone de transition entre le domaine tellien au Nord et celui de la Meseta oranaise au Sud.

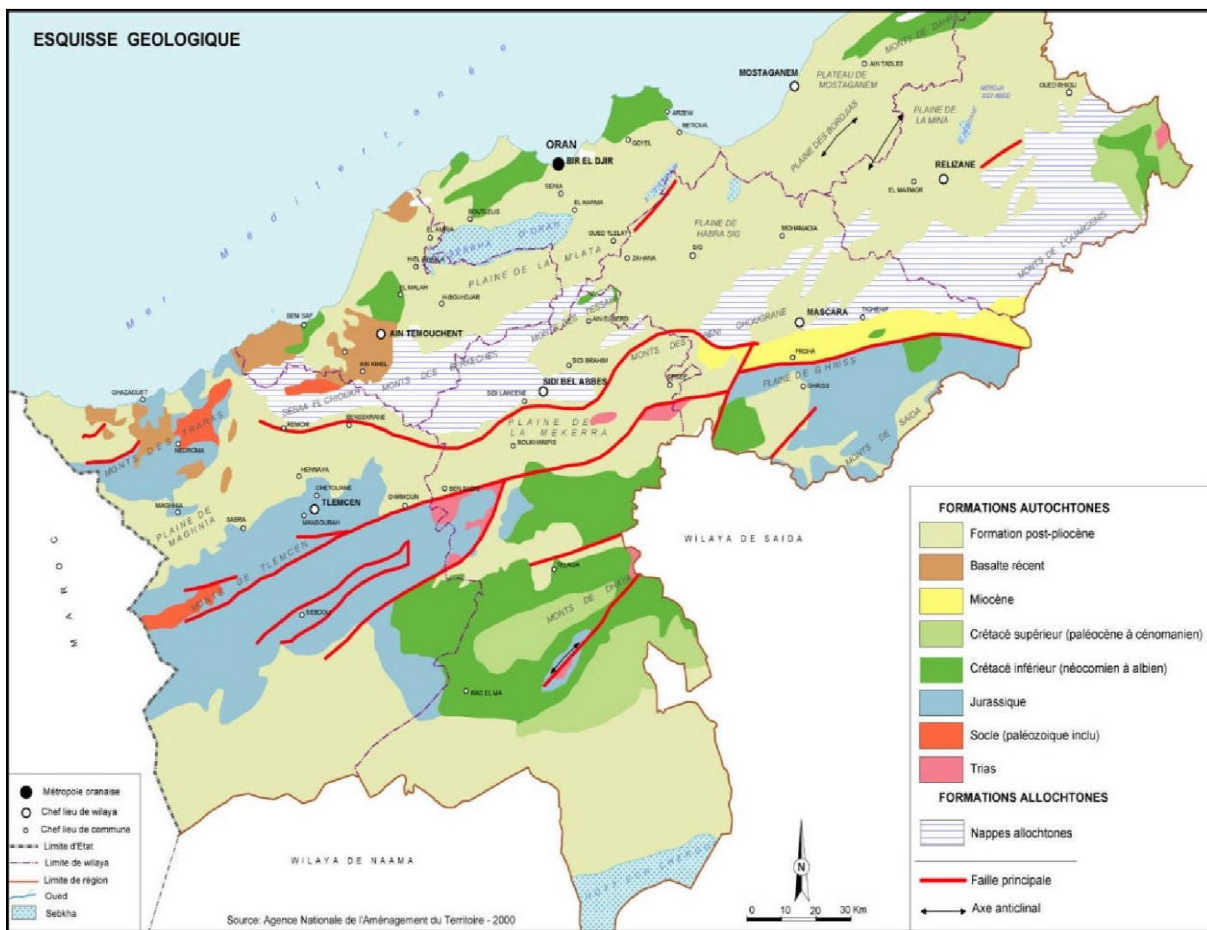


Figure II. 19. Carte géologique du Nord-Ouest de l'Algérie

**II.7.2. Cadre géologique du bassin de l'Oued Mekerra**

Le bassin de la Mekerra, du Nord au Sud est représenté par :

**II.7.2.1. La dépression d'Ain El Berd**

Occupée essentiellement de marnes bleues qui atteignent une épaisseur de 200m au WSW de Sig, se réduisent progressivement selon l'axe même de la dépression pour disparaître le long de la faille de Boujebaa.

### II.7.2.2. Bombement de l'Oued Mebtouh

Constitué de terrains allochtones oligo-miocènes. Vers le NE, le bombement est limité par la faille de Cheurfas (Fenet et Magne, 1973).

### II.7.2.3. Chaîne plissée des Tessala

Représente la limite septentrionale de la plaine. Elle est allongée suivant une direction NE-SW et est constituée d'une succession de formations triasique, jurassique et crétacés allochtones. L'ensemble étant recouvert par des sédiments tertiaires affectés principalement par une tectonique souple (Benyahia *et al.*, 2001).

Ces reliefs à structures complexes, seraient des vestiges de l'ancien sillon méditerranéen dont les terrains ont été charriés selon deux ensembles principaux.

- Crétacé moyen et supérieur : Ensemble argilo marneux à semelle de Trias salifère et gypseux reposant en contact anormal sur le Miocène anté-nappe.
- Oligo-Miocène : Constitué de formation argileuse bleue et de calcaires organogènes, entraînant avec lui des lambeaux d'Eocène moyen et supérieur et repose en contact anormal sur le Crétacé moyen et supérieur.

Vers l'Est, le domaine des nappes disparaît et laisse place à une série continentale du Pliocène.

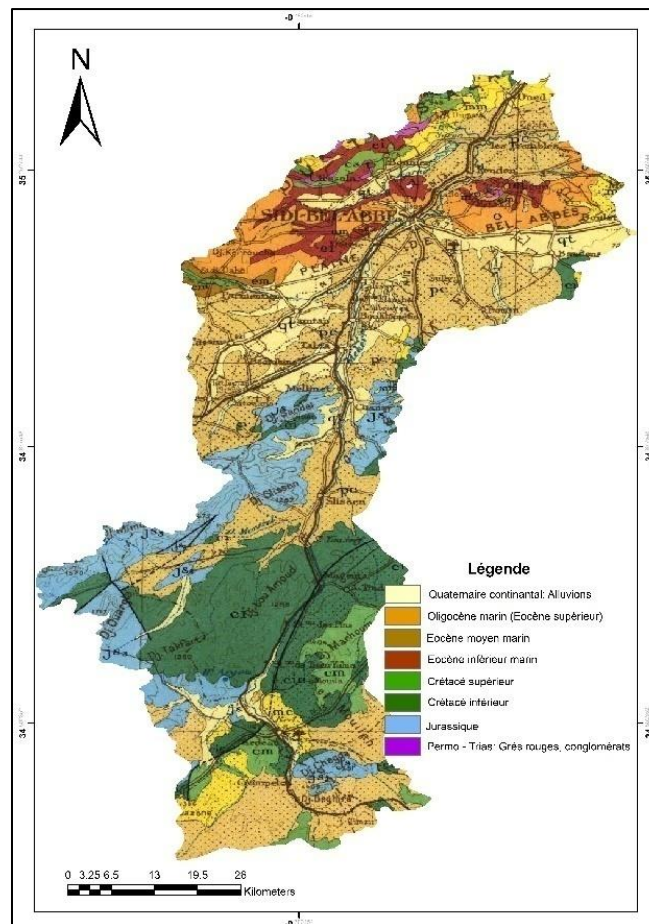


Figure II. 20. Lithologie du bassin versant de l'Oued Mekerra (Bétier, 1951)

#### II.7.2.4. Plaine de Sidi Bel Abbès

C'est une vaste cuvette à substratum argilo-marneux, imperméable, d'âge miocène ou pliocène inférieur, comblée par des formations quaternaires détritiques, essentiellement conglomératiques et des dépôts sableux et gréseux alternant avec des limons, provenant de la désagrégation des reliefs qui l'entourent (Sourisseau, 1972).

D'une superficie de 825 Km<sup>2</sup> et de direction NE-SW, la plaine de Sidi Bel Abbès représente la partie la plus basse du bassin versant de la Mekerra (Figure II.21). Elle est considérée, du point de vue hydrogéologique, comme la plus importante du NW algérien. Sa structure en cuvette à remplissage alluvionnaire quaternaire et Plio- quaternaire lui permet d'être le siège d'un écoulement souterrain. Elle est limitée au Nord et à l'Est par des terrains post-crétacés, au Sud par des terrains jurassiques et crétacés.

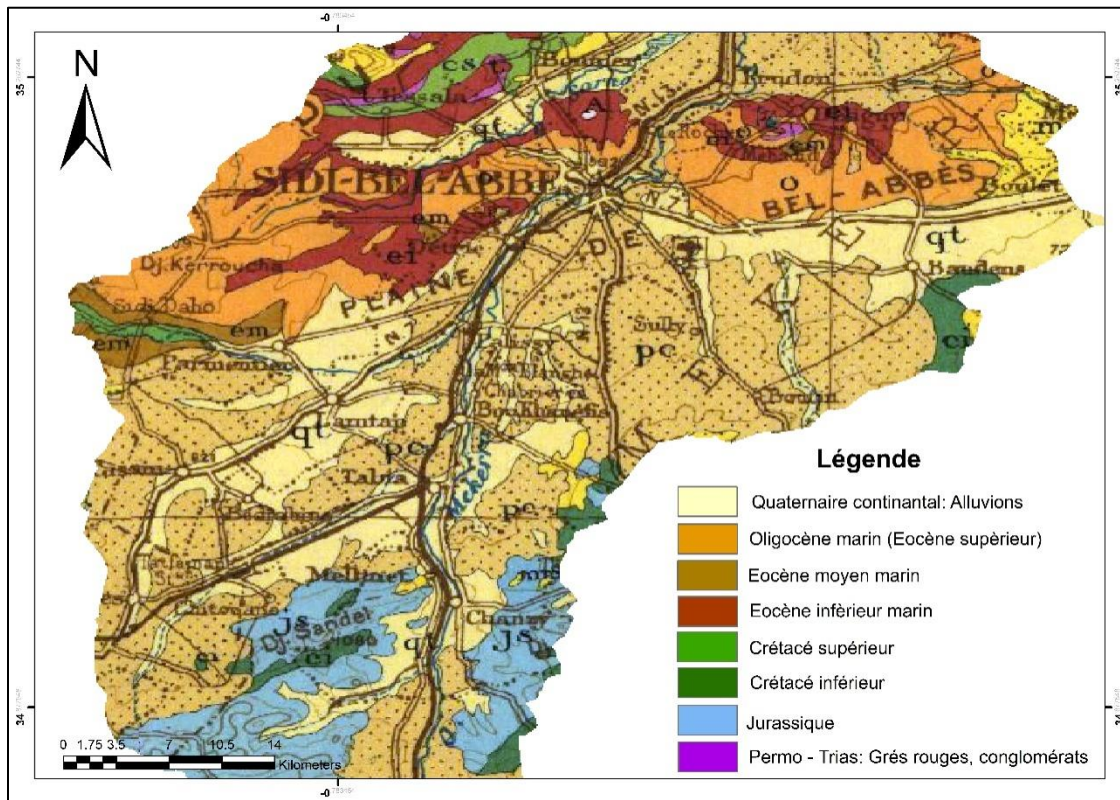


Figure II. 21. Esquisse géologique de la plaine de Sidi Bel Abbès (Bétier, 1951)

#### II.7.2.5. Monts de Saida - Dhaya - Tlemcen

Chaîne plissée, dépasse assez souvent les 1000 mètres d'altitude, située au Sud de la plaine alluviale en bordure des hauts plateaux. Ces monts sont constitués essentiellement par des formations karstiques (calcaire et dolomie de Tlemcen) très accidentées du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur à intercalations de calcaires et de marnes (Auclair et Biehler, 1967).

### II.7.3. Série stratigraphique

La succession stratigraphique telle qu'elle se présente en affleurements et en sondages dans la plaine de Sidi Bel Abbès s'établit comme suit :

#### II.7.3.1. Quaternaire :

Il représente le réservoir principal d'eau souterraine, il est représenté par les terrains suivants :

- Limons, argiles sableuses, argiles en faible épaisseur (jusqu'à 10 m) développées dans le centre et la partie nord de la plaine.
- Alluvions et conglomérats des terrasses en bordure des Oueds.
- Croûte calcaire principalement en bordure des massifs calcaires.

#### II.7.3.2. Cénozoïque

Les terrains du Cénozoïque occupent une vaste étendue dans notre bassin et sont représentés par les formations suivantes :

##### ▪ Pliocène

Quatre formations peuvent être attribuées au Pliocène :

##### - Les dépôts alluvionnaires des plateaux

Affleurant principalement dans la partie sud-ouest de la plaine. Ce sont des dépôts caillouteux et limoneux, parfois grés - sableux avec des intercalations de bancs de poudingues à gros éléments.

##### - Conglomérats des chenaux aquifères

Cette formation, attribuée au Salétien, est essentiellement conglomératique formée de galets hétérométriques (centimétriques à décimétriques) le plus souvent reliés par un ciment argilo - carbonaté. Ces galets sont le résultat de la désagrégation des terrains jurassiques et crétacés suite à des épisodes torrentiels. On rencontre aussi des lentilles argileuses et sableuses. Ces dépôts occupent les anciennes vallées creusées dans le plateau détritique pliocène (dont quelques lambeaux subsistent dans les interfluves) par les Oueds Mekerra et Lamtar alors très actifs.

##### - Complexe argilo-sableux

Principalement déposé au Sud et à l'Est du bassin, composé d'argiles, argiles sableuses et argiles silteuses.

##### - Conglomérat des Hauts plateaux

C'est un conglomérat ferrugineux à ciment dolomitique ou calcaire formé d'éléments centimétriques et décimétriques, contenant quelques lentilles gréseuses, au Sud de la plaine et dans la vallée alluviale de Sidi Ali Ben Youb particulièrement au pied des reliefs et au niveau des oueds qui les traversent.

##### ▪ Miocène

Le Miocène se distingue par deux formations :

##### - Miocène supérieur

**Continental** : présent dans le Djebel Ténira et les Djebels au Sud de Caïd Belarbi. Ce sont des dépôts d'environ 300 mètres de marnes grises à bancs de grès et à lentilles de galets plus ou moins cimentés.

**Marin** : Il affleure au Nord-Est de la plaine, dans la forêt de Louza. Il est constitué par des grès marneux (marins ou lagunaires plus ou moins gypseux).

- **Miocène moyen marin**

Formant le substratum de la plaine alluviale. Il est composé par des argiles et marnes grises ou blanchâtres très fines, parfois bien indurées, pyriteuses, comprenant des bancs de grès. Son épaisseur varie entre 20 et 500 m.

▪ **Oligocène**

L'Oligocène constitue l'essentiel des nappes de Tessala formant les reliefs nord du bassin versant. C'est un ensemble de marnes parfois gypseuses, grises avec quelques bancs de conglomérats à la base et de minces plaquettes de grès dans la partie supérieure.

▪ **Eocène**

Cet ensemble repose en contact anormal sur le Miocène supérieur anté-nappes ou sur le Crétacé moyen et supérieur. Il est constitué de dépôts calcaires massifs, durs bien lités, karstifiés et très fossilifères. Cet ensemble appartient aux nappes de charriage qui affleure essentiellement à l'Oued de Sidi Ali Boussidi, dans le Djebel Tinémar et au NE de Sid Bel Abbès, dans la région de Mehadid.

**II.7.3.3. Mésozoïque**

Les formations du Mésozoïque affleurent au Nord du bassin au niveau des monts de Tessala et au Sud dans la zone des hauts plateaux. Le Mésozoïque est représenté par des formations carbonatées, gréseuses et argileuses d'âge crétacé et jurassique.

▪ **Crétacé moyen et supérieur**

Cet ensemble forme le substratum de la nappe des calcaires éocènes, par sa nature marno-gypseuse, accompagné parfois de bancs de calcaires sombres et des calcaires gréseux peu épais. Dans les Monts de Tessala, ses terrains correspondent également à une nappe de charriage.

▪ **Aptien**

Il est constitué par des calcaires en bancs peu tectonisés, d'une épaisseur d'environ 140 m, il est mis en évidence, au Sud de Belarbi, à la faveur d'un horst (Sourisseau, 1973 in Achi *et al.*, 1974)

▪ **Barrémien**

Il n'affleure pas sur le bassin mais a été reconnu par le forage de Baudens 1. C'est une formation puissante constituée essentiellement de grès roux admettant des intercalations d'argiles. Le sommet étant constitué de calcaires graveleux. Cette formation est appelée grès de Berthelot.

▪ **Hauterivien**

C'est le membre calcaréo - gréseux (D). Il affleure au Sud - Est du bassin versant sous forme d'une épaisse formation de (150 m) de calcaires graveleux et gréseux, de grès, avec à la base d'un ensemble marneux à bancs de calcaires gréseux.

▪ **Berriasien - Valanginien**

C'est le membre marno - calcaire (C), de la formation des calcaires de Remaila, constitué d'une alternance de marnes vertes et jaunes et des calcaires graveleux. Les principaux affleurements sont localisés dans la forêt de Djebels Dounteldat et Tizi au Sud-ouest de la plaine.

▪ **Portlandien**

C'est le membre marno - calcaire (B), de la formation des calcaires de Remaila. Il affleure largement entre Sidi Ali Benyoub et Ain Tellout. D'une puissance de (200 m), il est constitué de bas en haut par des grès blancs, des marnes verdâtres, et des calcaires graveleux.

▪ **Kimméridgien**

Le Kimméridgien est subdivisé en trois sous étages : inférieur, moyen et supérieur. Il affleure au Sud-ouest de la plaine, aux environs de Ain Tellout « Dolomies de Tlemcen ».

- Calcaires cristallins coiffés de dolomies et de calcaires marneux (Kimméridgien supérieur).
- Marnes intercalées de bancs de calcaires marneux peu épais (Kimméridgien moyen).
- Bancs épais de calcaires fins, séparés par des calcaires marneux et des dolomies gréseuses, d'une épaisseur de 20 m (Kimméridgien inférieur).

▪ **Trias**

Il est représenté par des marnes et des argiles gypseuses, contenant des basaltes, des granites et des dolomies bréchiques, il forme la semelle des nappes de charriage des Tessala et apparaît en diapir au NW de Ain Tellout. Des affleurements très localisés de Trias ont été observés aux environs de la localité de Zerouala et à Sidi Bel Abbès.

**II.7.4. Tectonique**

Il existe deux styles tectoniques bien distingués dans le bassin versant de la Mekerra :

Au Nord, Les phénomènes de charriage ont permis à l'Oligo-Miocène, avec son front de lambeaux de calcaires éocènes, de recouvrir les terrains autochtones indifférenciés d'âge crétacé moyen et supérieur. Ceux-ci reposent sur le Miocène moyen marin anté-nappe (Fig.II.21).

Au Sud, les terrains karstiques peu plastiques, légèrement ondulés, donnent une tectonique cassante très prononcée, représentée sous forme des accidents verticaux et sub-verticaux (Fig.II.20), sans doute le reflet des déformations du socle, découpant le massif en deux directions (Auclair et Biehler, 1967) :

- WSW-ENE : Accidents effondrant en marches d'escalier le substratum jurassico-crétacé dans la plaine de Sidi Bel Abbès.
- ESE-WNW : Accidents obliques délimitant des panneaux en horsts et grabens.

A l'Ouest, une cassure nette sépare les formations plio-quaternaires de la plaine alluviale des formations mésozoïques des hauts plateaux (Fenet et Magne, 1973).

A ces deux styles tectoniques, s'ajoute une activité tectonique récente qui se manifeste essentiellement par :

- La déformation du Miocène,
- Une faille dont le rejet peut atteindre 10m au contact Pliocène continental Plio-Quaternaire.

- Une faille à faible rejet dans les conglomérats quaternaires des terrasses de l'Oued Tissaf.

Voir les coupes géologiques A, B, C, D et E (fig.II.22), dont les profils sont représentés sur la figure II.23.

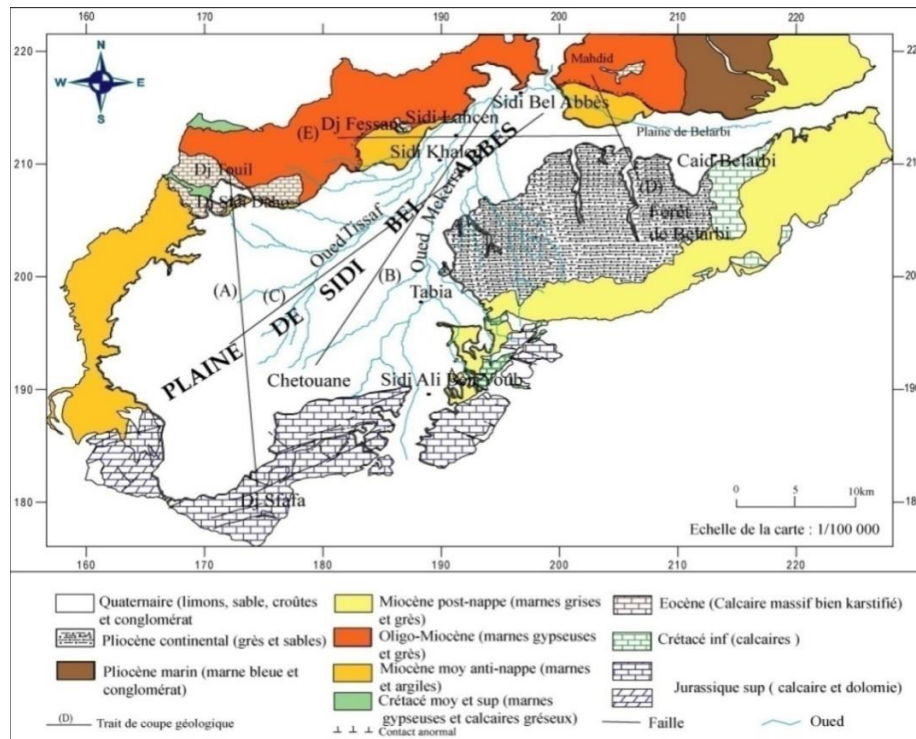


Figure II. 22. Profil en long des coupes géologiques dans la plaine de Sidi Bel Abbes (Achi et al., 1974)

#### II.7.4.1. Interprétation des coupes géologiques schématisques

D'après les coupes géologiques dressées par (Sourisseau, 1973) (Fig.II.23), nous distinguons :

- **Pour les coupes A et B,**

Orientées Sud-Nord, il existe trois failles successives délimitant quatre marches effondrées datées du Jurassique supérieur.

Les calcaires du Purbeckien qui affleurent au niveau de la coupe A dans les deux premiers panneaux, ne sont pas atteints à 600 mètres sous la plaine à Ben Badis, cela veut dire que le rejet de cette faille peut atteindre 1000 mètres à cet endroit.

Le Miocène marin constitue l'assise inférieure du remplissage plio-quaternaire surmonté par un cône détritique au niveau des oueds, puis le Quaternaire essentiellement argilo-sableux peu épais. On remarque aussi le lit d'oued, fossile représenté par un chenal conglomératique grossier.

Vers le Nord, nous observons le chevauchement des deux nappes de charriage des monts de Tessala et les écaïlles de calcaires éocènes au niveau de Sidi Dahou.

- **Pour la coupe C et D**

Nous distinguons une épaisse formation détritique d'âge pliocène, et l'absence du chenal conglomératique grossier au niveau de la plaine de Belarbi (D).

- Pour la coupe E

Nous remarquons à l'Ouest les nappes de charriage chevauchant le Miocène anté-nappe, vers le centre, le chenal conglomératique atteint une épaisseur maximale d'environ 40 mètres.

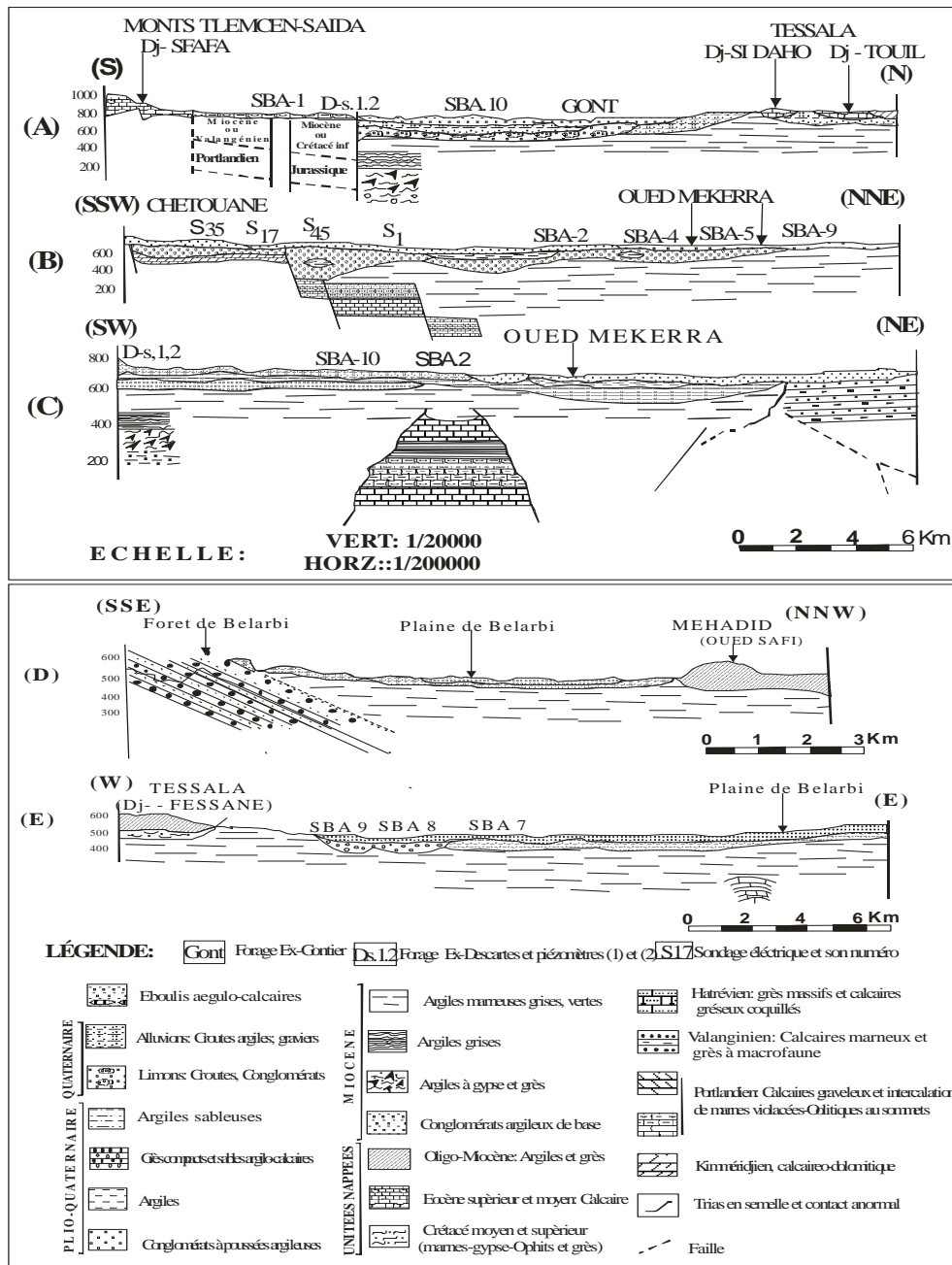


Figure II. 23. Coupes géologiques de la plaine de Sidi Bel Abbès (Sourisseau, 1973)

## II.8. Hydrogéologie

Le bassin de la Mekerra présente un manque de connaissances sur le plan hydrogéologique. Depuis plus de 40 ans, la plaine de Sidi Bel Abbès a fait l'objet d'une seule étude au début des années 70 par (Sourisseau, 1972) Par la suite, les études menées par l'ANRH se sont limitées essentiellement aux suivis piézométriques et aux analyses hydrochimiques des eaux de la nappe alluviale. Notre travail se limitera à déterminer les principales caractéristiques hydrogéologiques et s'intéressera en particulier aux relations eau de surface-eau souterraine par l'étude des relations Oued-nappe.

Il n'est prévu d'exploiter ici que les éléments des études existantes, telle que "la carte hydrogéologique de la plaine de Sidi Bel Abbès" au 1/100 000, réalisée en 1974 par Achi *et al.*, 1974), les études liées aux ouvrages de captage réalisés dans la plaine de Sidi Bel Abbès.

### II.8.1. Cadre géographique de la plaine de Sidi Bel Abbès

La plaine de Sidi Bel Abbès, se situe, entre l'Atlas tellien au Nord et le massif tabulaire de Tlemcen-Saida (bordure septentrionale des hauts plateaux) au Sud. Elle fait suite à la plaine d'Hennaya-Isser à l'Ouest et se prolonge vers l'Est par la plaine de Mascara dont elle est limitée par l'étranglement de Sfisef.

Cette plaine correspond au bassin versant de la Mekerra aval entre la cluse de Sidi Ali Ben Youb et le seuil du Rocher en aval de la ville de Sidi Bel Abbès.

### II.8.2. Cadre Morphologique de la plaine

La morphologie de la région présente différents aspects :

Au Nord, à l'Est et au Sud-Est, de multiples collines marneuses et marno-gréseuses culminent entre 600 et 900 m (Djebel Ténira),

Au Sud, d'importants massifs calcaires sont coiffés de sommets dépassant les 1000 mètres (Djebel Es Seigaa),

Au Nord-Ouest des sommets calcaires atteignent environ 800 mètres (Djebel Kerroucha).

La plaine est faiblement ondulée, quelques basses collines subsistent en son centre. Son altitude est comprise entre 450 et 800 mètres (Achi *et al.*, 1974).

### II.8.3. Identification des différents aquifères

La région d'étude peut être subdivisée en quatre entités hydrogéologiques distinctes (Fig.II.24) avec les calcaires et dolomies jurassico-crétacés de Sidi Ali Ben Youb au Sud, la plaine alluviale proprement dite plio-quaternaire au centre, les grès pliocènes de la forêt de Tenira à l'Est et les calcaires éocènes de Sidi Ali Boussidi au Nord.

#### II.8.3.1. Nappe alluviale du Plio-Quaternaire

Cette nappe repose sur des formations marines du Pliocène (marnes bleues, grès et molasse), surmontées par des formations quaternaires très variées allant des alluvions plus ou moins cimentés d'épaisseur environ 45m à la base jusqu'aux formations limoneuses et argiles sableuses au sommet. Elle constitue le siège d'une nappe libre à l'exception de quelques niveaux conglomératiques du chenal aquifère entre Sidi Khaled et Sidi Bel Abbès dans lequel la nappe devient semi captive.

Sur le plan tectonique, les formations plio-quaternaires n'ont subi aucune déformation à l'exception des conglomérats quaternaires des terrasses d'Oued Tissaf affectés d'une faille de faible rejet.

### II.8.3.2. Nappe des grès pliocènes de la forêt de Tenira

Cet aquifère est constitué de formations conglomératiques à la base, puis de grès sableux à teneur en argiles variables, alternant avec des limons rouges et des conglomérats du Pliocène continental et repose sur les marnes grises du Miocène supérieur continental constituant ainsi son substratum.

Les grès du Pliocène de la forêt de Tenira sont limités à l'Est par les calcaires de Zigyne et au Sud par le Miocène supérieur continental. Ils contiennent une nappe discontinue alimentée exclusivement par son impluvium et qui elle-même alimente la nappe alluviale principalement par l'intermédiaire de petites vallées étroites qui jouent un rôle de drain grâce à leur remplissage alluvionnaire.

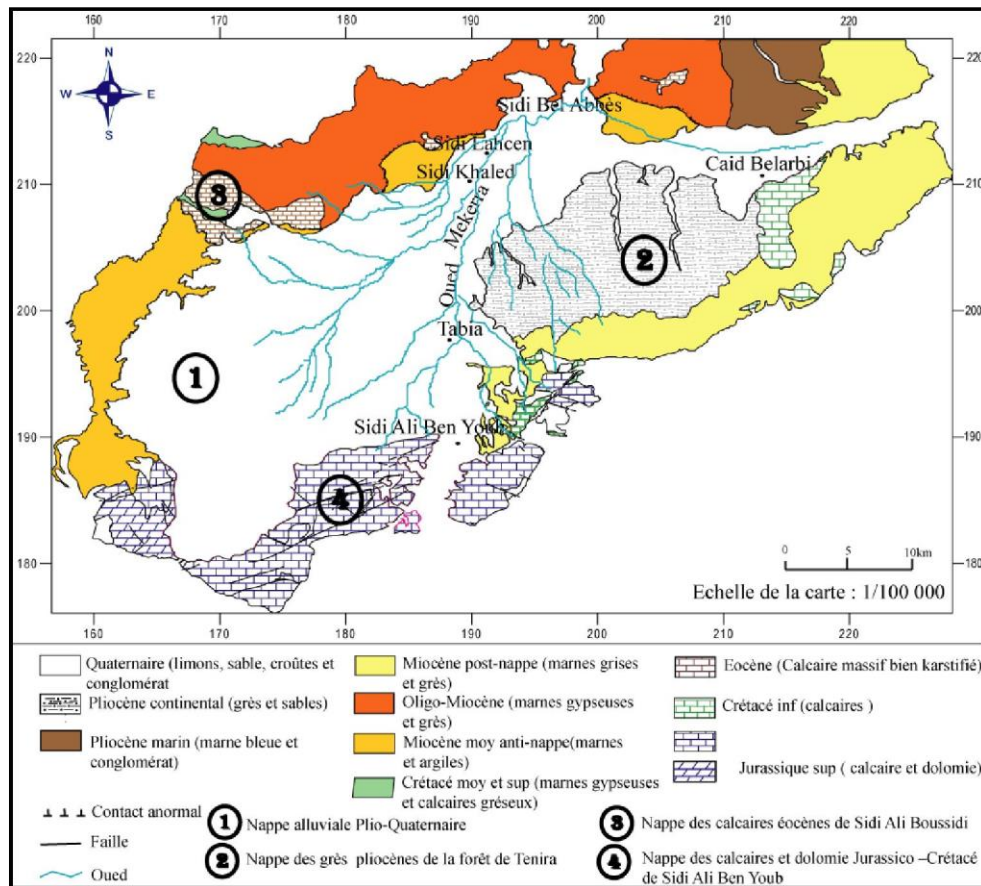


Figure II. 24. Schéma des aquifères de la plaine de Sidi Bel Abbès (Achi et al., 1974)

### **II.8.3.3. Nappe des calcaires éocènes de Sidi Ali Boussidi (nappe des terrains charriés) :**

Cet aquifère est constitué essentiellement par un calcaire gris-bleu, dur, massif, bien lité et percé de lapiaz. Il repose anormalement sur des formations du Miocène moyen marin et du Crétacé moyen-supérieur autochtones qui affleurent au NW du bassin versant sous forme de marnes salifères et de calcaires. Il est surmonté par les unités allochtones de l'Oligo-Miocène, composées de marnes grises avec quelques bancs de conglomérats, constituant ici l'essentiel des nappes de Tessala.

Cette nappe est entièrement drainée par des sources dont les plus importantes sont : Ain El Hadjar, Ain Anefress et Ain Meddah. Ces sources déversent soit directement dans les alluvions, soit sur le Miocène marneux pour se réinfiltrer ensuite dans les alluvions de l'Oued Anefress. Malgré de bonnes caractéristiques hydrodynamiques, ces calcaires n'ont en raison de leur faible perméabilité qu'une importance limitée (Auclair & Biehler, 1967).

La disposition structurale de cet aquifère est bien définie. Les phénomènes de charriage ont permis à l'Oligocène avec son front de lambeaux de calcaire éocène de recouvrir les terrains autochtones indifférenciés d'âge crétacé moyen et supérieur. Ceux-ci reposent sur le Miocène moyen anté-nappe.

### **II.8.3.4. Nappe des calcaires et dolomies jurassico-crétacés de Sidi Ali Ben Youb**

Situées dans la partie sud du bassin hydrologique, les formations épaisses de calcaires et dolomies jurassico-crétacés (calcaire de Remaila, dolomie de Tlemcen) qui présentent des intercalations marneuses reposent sur les argiles du Trias et sont surmontées par les formations éocènes. Cet ensemble de faciès (faciès dolomitique bien karstifié, faciès calcaire fissuré, faciès marneux) est hydrogéologiquement peu connu. Nous pensons qu'il serait vraisemblable de le considérer comme un aquifère unique, les zones de bonne perméabilité étant probablement en relation avec les nombreux accidents responsables de la structuration en marche d'escalier WSW-ENE qui affectent le substratum jurassico-crétacé.

L'infiltration directe des précipitations constitue sa principale source d'alimentation. Cette nappe est drainée par plusieurs sources dont les plus importantes sont : Ain Mekerreg et Ain Skhouna qui se déversent dans l'Oued Mekerra (Fig.II.25).

## **II.8.4. Inventaires et caractéristiques des points d'eau**

### **II.8.4.1. Réseau de surveillance (puits et piézomètres)**

Le réseau témoin actuel pour le suivi piézométrique de la région d'étude est composé de 17 points d'eau (7 puits et 10 piézomètres) répartis sur toute la plaine (Fig.II.25), dont les caractéristiques sont mentionnées dans le tableau 6, annexe I.

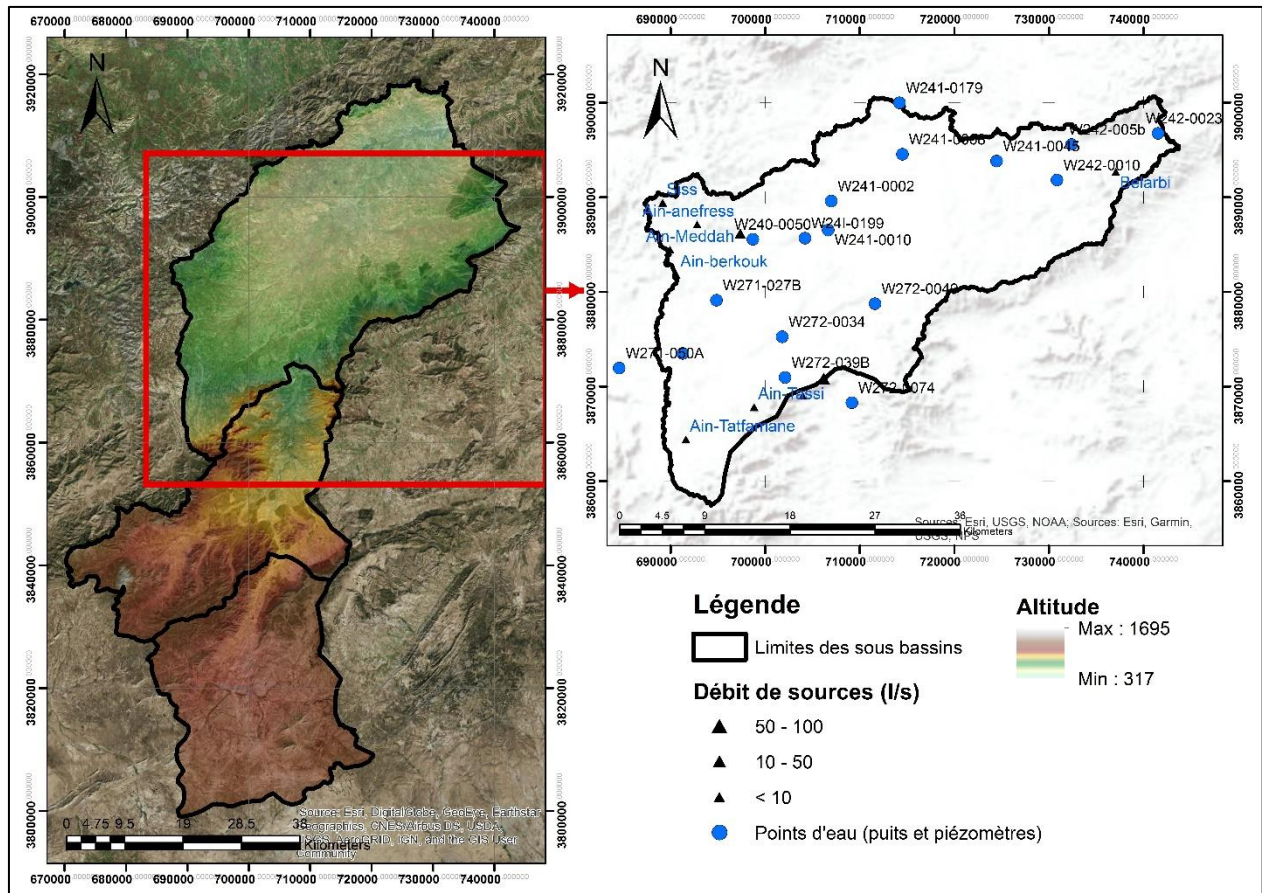


Figure II. 25. Localisation des points d'eau suivis par l'ANRH dans la plaine de Sidi Bel Abbes (2010-2011)

### II.8.4.2. Forages

Dans la plaine de Sidi Bel Abbes, il a été réalisé 44 forages dont 27 captant la nappe avec des profondeurs allant de 25.5 et 90 mètres, 13 forages (entre 100 et 243 mètres), 4 forages profonds (382 à 720 mètres). En plus du forage de reconnaissance pétrolier qui atteint 4035 mètres de profondeur (Inventaire de la Sogréah, 2009).

### II.8.4.3. Sources

Parmi les vingt sources inventoriées dans la plaine, les plus importantes sont : Ain Skhoune, Ain Mekhareg, Ain El Hadjar, Ain Tatfamane, Ain Tass, Ain Annefress, et Ain Meddah.

L'étude des sources de Sidi Ali Ben Youb (Ain Skhoune, Ain Mekhareg) par 20 sondages électriques en AB = 600 et 1000 m, confirme une remontée du substratum calcaire jurassique (Purbeckien) à ce niveau. Ces deux sources proviennent de deux bancs calcaires distincts séparés par une trentaine de mètres de marnes (Sourisseau, 1972).

#### II.8.4.4. Barrages et retenues collinaires

Au niveau du bassin de la Mekerra, il existe très peu d'infrastructures hydrauliques destinées à l'irrigation :

Le barrage écrêteur de Tabia, d'une capacité de 25 millions de m<sup>3</sup>, qui a pour objectif de procéder à l'écrêtement des crues centennales de l'oued Mekerra. Il est opérationnel depuis 2010.

En plus, il existe un petit barrage au niveau de Lamtar, réalisé en 1989, qui est à sec depuis 1992. Deux retenues collinaires : une à Mostefa Ben Brahim, et une autre à Sidi Dahou (réalisées en 2005) sont toutes déficientes en eau (DRE Sidi Bel Abbès, 2008).

#### II.8.5. Etude piézométrique de la plaine de Sidi Bel Abbès

La plaine de Sidi Bel Abbès possède une hydrogéologie locale simple au niveau de la nappe alluviale et fort complexe surtout due aux différences de fracturation des formations calcaires jurassico-crétacés de Sidi Ali Ben Youb et éocènes de Sidi Ali Boussidi.

La profondeur moyenne de la nappe alluviale, par rapport à la surface du sol, est de l'ordre de 15 à 20 m, avec toutefois des zones moins profondes (10 m et moins) le long des oueds (W-241-0199) et des zones plus profondes (W-241-0179).

##### II.8.5.1. Interprétation des cartes piézométriques

Plusieurs cartes piézométriques ont été réalisées sur la base des campagnes piézométriques menées par l'ANRH et les travaux de Sourisseau (1972) et Sourisseau (1973) (fig.01, 02, 03 et 04, Annexe I).

Ces cartes révèlent toutes un sens d'écoulement des eaux souterraines, orienté sud-ouest/nord-est et une direction secondaire Est - Ouest dans la vallée de Belarbi-Mostepha Ben Brahim.

La morphologie des isopièzes est largement influencée par les hétérogénéités du milieu et présente deux allures différentes. La première est une concavité orientée vers l'aval qui est le cas le plus fréquent expliquant un débit faible et /ou une forte perméabilité. La seconde, présente une concavité orientée vers l'amont (SW de la plaine) qui traduit un bombement de la surface libre lié à l'influence des dépôts caillouteux et limoneux qui font diminuer la perméabilité.

La disposition et la forme des courbes isopièzes qui sont presque parallèles aux calcaires et dolomies jurassico-crétacés et aux grès du Pliocène continental, indiquent que l'alimentation de la nappe alluviale provient de ces deux formations.

A l'exception des eaux de la nappe situées à l'Ouest hors du bassin versant, l'eau qui transite par la nappe alluviale réapparaît exclusivement au lieu dit le Rocher situé au Nord de la ville de Sidi Bel Abbès principalement par l'Oued Mekerra.

Les gradients hydrauliques varient entre 0.7% dans le SW de la plaine et 0.5% près de Sidi Bel Abbès et Sidi Khaled avec une zone intermédiaire à 1% entre Tabia et Sidi Khaled. Les zones à faibles gradients correspondent à une augmentation de la transmissivité.

### II.8.5.2. Evolution des fluctuations interannuelles du niveau piézométrique dans la plaine de Sidi Bel Abbès

Nous avons tenté une analyse du niveau piézométrique sur 4 piézomètres d'observations (tableau II.22).

Tableau II. 22. Variations du niveau statique dans les différentes régions de la plaine de Sidi Bel Abbès (ANRH d'Oran, 2010).

N° du Point d'eau	Niveau statique (m)			Différence entre les niveaux statiques		Régions de la plaine
	Déc 1971	Déc 2007	Déc 2009	(1971-2007)	(1971-2009)	
Pan (mm)	503.8	256.47	445.7	/	/	
W241-0002 P3	18,54	23.46	18,62	-4.92	-0,08	Sidi Khaled (centre)
W242-0010 P10	5,11	11.5	10,43	- 6.39	-5,32	Région Sud-Est
W241-0068 P1	20,02	22.07	21,62	-2.05	-1,6	Région centrale de la plaine
W272-0039 P15	18,12	18.97	19,47	- 0.85	-1,35	Région Sud-ouest

Le suivi sur les quatre piézomètres, montre un abaissement important du niveau statique, durant la période (1971-2007) surtout pour les points P3 et P10 (tableau II.22, Fig.II.26). La principale cause serait la multiplication de points d'eau dans cette région, notamment pour l'irrigation des terres, et donc de l'augmentation du débit d'exhaure. Et surtout par le fait que de nombreux puits ont été approfondis par les agriculteurs.

Dans la partie sud-ouest, la nappe du Plio - Quaternaire a subi des variations du niveau de 0,85 mètres. Dans la région centrale (chenal principal), la variation est de 2 à 3 mètres environs.

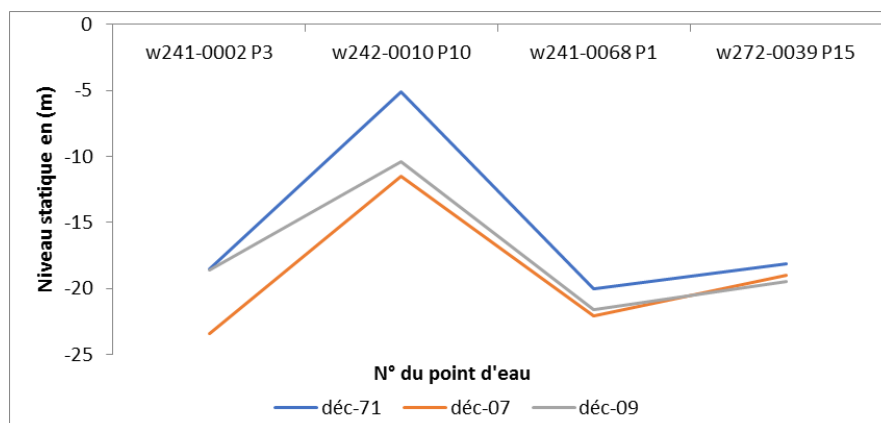


Figure II. 26. Variation de niveau statique dans la plaine de Sidi Bel Abbès

En ce qui concerne l'année 2009, nous remarquons une augmentation du niveau statique, pour tous les piézomètres cités dans le tableau II.22.

La dépendance de la variabilité pluviométrique est assez apparente, au droit du piézomètre P3, situé dans la région de Sidi Khaled qui est proche de la zone d'exploitation.

Nous constatons que les faibles précipitations de l'année 2007 ont engendré, sous l'effet du pompage, un rabattement piézométrique de l'ordre de 6.4 mètres dans la région Sud-Est, et 4.92 mètres pour la région de Sidi Khaled.

**II.8.5.2.1. Variation décennale**

Durant la dernière décennie (2000-2010), les différences des niveaux, ont atteint des valeurs extrêmes au niveau du piézomètre P8, pour les deux périodes hautes et basses eaux (tableau II.23). Les rabattements les plus importants ont été enregistrés au niveau des piézomètres P4 et P2 en période de hautes eaux.

Tableau II. 23. Tableau comparatif des variations inter-annuelles du niveau statique (ANRH d'Oran)

N° du piézomètre	Hautes eaux			Basses eaux		
	Janv.-00	Janv.-10	Différence	Juil.-00	Juil.-10	Différence
W240-0050	14.76	14.54	0.22	14.64	14.33	0.31
W241-0002 (P3)	22.79	22.04	0.75	22.86	22.1	0.76
W241-0045 (P4)	11.98	13	-1.02	12.26	13.4	-1.14
W241-0068 (P1)	22.24	21.31	0.93	22.29	21.5	0.79
W241-0010 (P2)	8.63	10.25	-1.62	-	-	-
W242-0023 (P6)	18.75	17.48	1.27	18.72	17.32	1.4
W271-027B (P8)	26.1	22.73	3.37	28.64	24.14	4.5
W272-0049 (P17)	22.38	22.47	-0.09	22.4	23.36	-0.96
W272-039B (P15)	18.95	19.05	-0.10	18.91	18.98	-0.07

La remontée des niveaux des plans d'eau constatée au niveau de certains piézomètres, est le fait que l'année hydrologique 2009 - 2010 a été plus pluvieuse que les années antérieures.

**II.8.5.2.2. Relation entre les pluies et le niveau statique**

La variabilité du niveau statique à travers la plaine de Sidi Bel Abbes par rapport à la lame d'eau précipitée mensuelle (tableau.7, Annexe I) nous a permis de constater que certains piézomètres réagissent immédiatement aux variations pluviométriques.

Le régime de la nappe est donc, étroitement lié à celui des précipitations. La nappe semble réagir aux fortes pluies d'Octobre, Janvier et Avril (Fig.II.27).

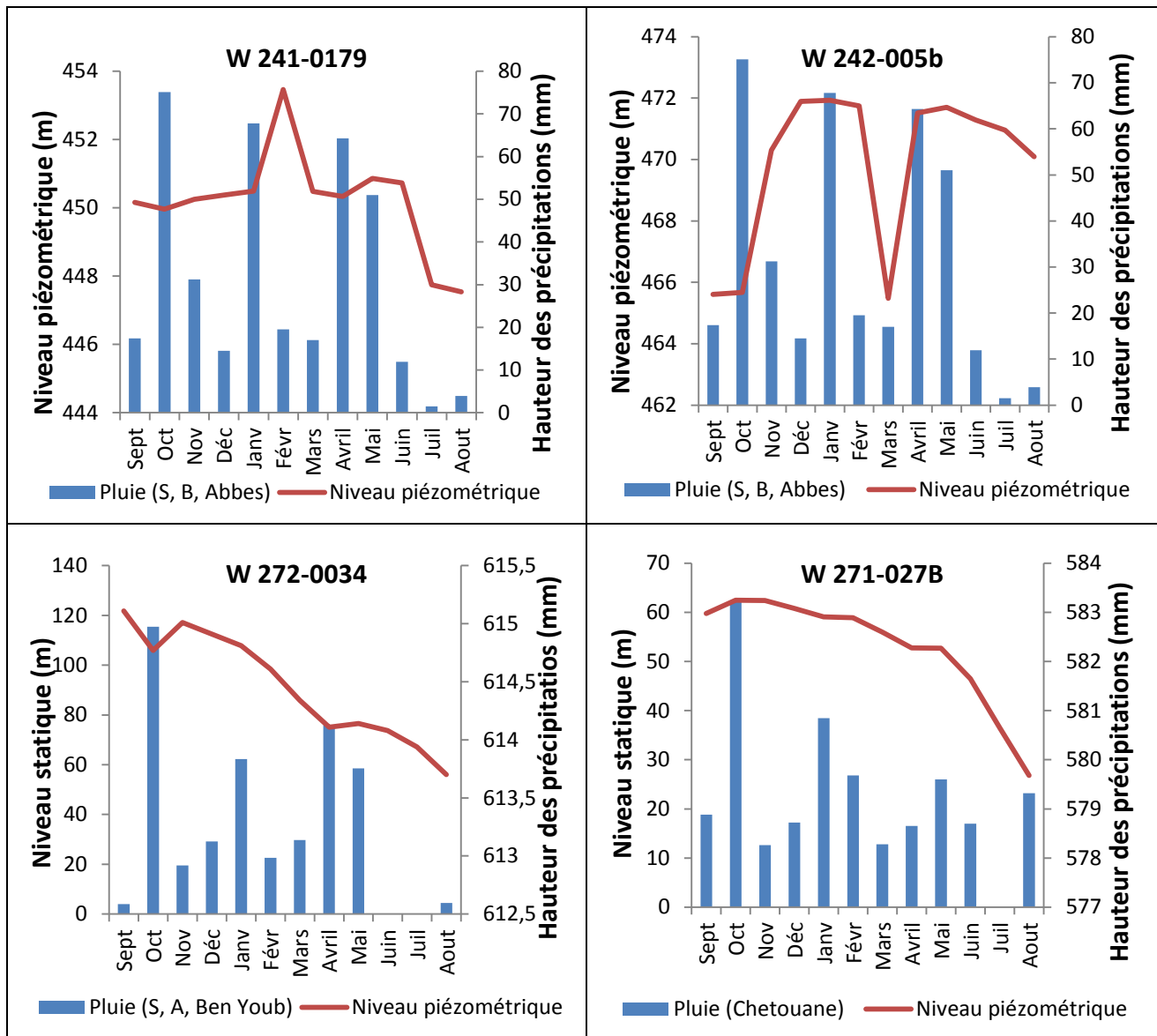


Figure II. 27. Relation pluie - niveau piézométrique (Année 2010/2011)

## II.8.6. Interaction nappe - Oued Mekerra

### II.8.6.1. Analyse des hydrogrammes moyens journaliers

En basses eaux (Fig. II.28), allant de Juin jusqu'à la fin du mois d'Août, la relation nappe-oued est bien claire et confirme la situation en période stable (pas de crues) lors des hautes eaux où les débits tendent à se rapprocher de ceux en période d'étiages. Cet élément traduit l'existence de connexion permanente entre l'oued Mekerra et la nappe alluviale pendant toute l'année. Sachant que, la zone est intensément exploitée pour l'irrigation.

Les fortes perturbations sur les hydrogrammes des deux stations pour la période des basses eaux peuvent être dues plutôt à l'augmentation des prélèvements agricoles qu'aux variations des conditions des échanges nappe - Oued.

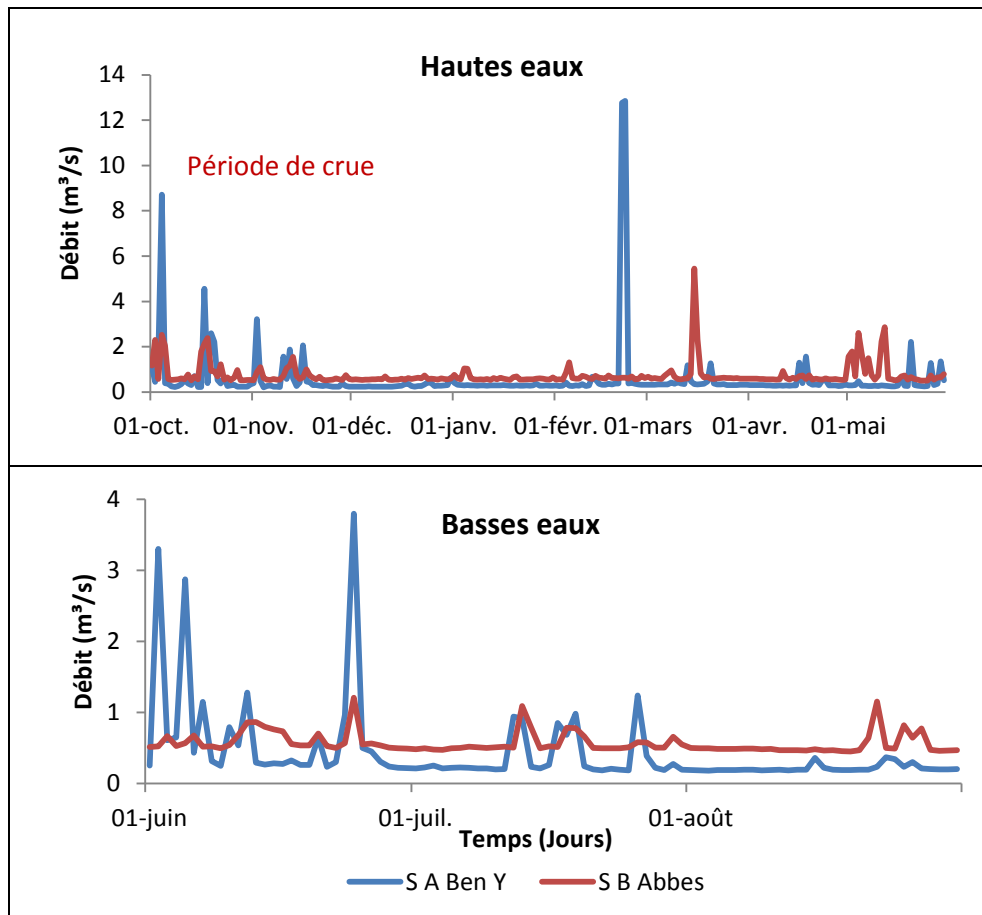


Figure II. 28. Analyse comparative des débits moyens journaliers des deux stations en période de hautes et basses eaux (1978/79-2008/09)

### II.8.6.2. Analyse des cartes piézométriques

Sur la carte de 1971 établie à partir des relevés effectués au mois de janvier (fig.01, Annexe I), l'allure générale des courbes hydro isohypses à proximité des oueds montre que la nappe alluviale alimente en partie les Oueds Mekerra et Tissaf sur toute l'étendue de plaine, ce qui indique un contact permanent entre la nappe et les oueds. Cette situation a connu un léger recul en mois d'août 1983 (fig. 02, Annexe I) et qui a continué sur la partie amont de la plaine jusqu'à 1996. Tandis que l'alimentation de l'oued par la nappe est toujours présente en aval de la plaine.

### II.8.7. Examen de la carte des transmissivités

La carte des transmissivités, élaborée par Sourisseau (1972) (fig.II.29), met en évidence deux chenaux aquifères souterrains. Le plus important traverse toute la plaine le long de l'Oued Mekerra, presque interrompu près de Boukhanefis. Le second est allongé NE-SW suivant le cours des oueds Bedrabine et Tissaf et rejoint le premier près de Sidi Khaled. Dans ces chenaux, les valeurs de transmissivité s'échelonnent entre  $5.10^{-3}$  et  $10^{-2}$  m<sup>2</sup>/s dans certaines zones (Sidi Bel Abbès, Sidi Lahcen, Bedrabine et Sidi Ali Ben Youb). En dehors de ces chenaux, il existe des zones isolées de bonnes transmissivités, en particulier près de Caïd Belarbi. Dans le reste de la plaine, les valeurs de la transmissivité sont très faibles en raison de la composition argileuse du remplissage alluvionnaire.

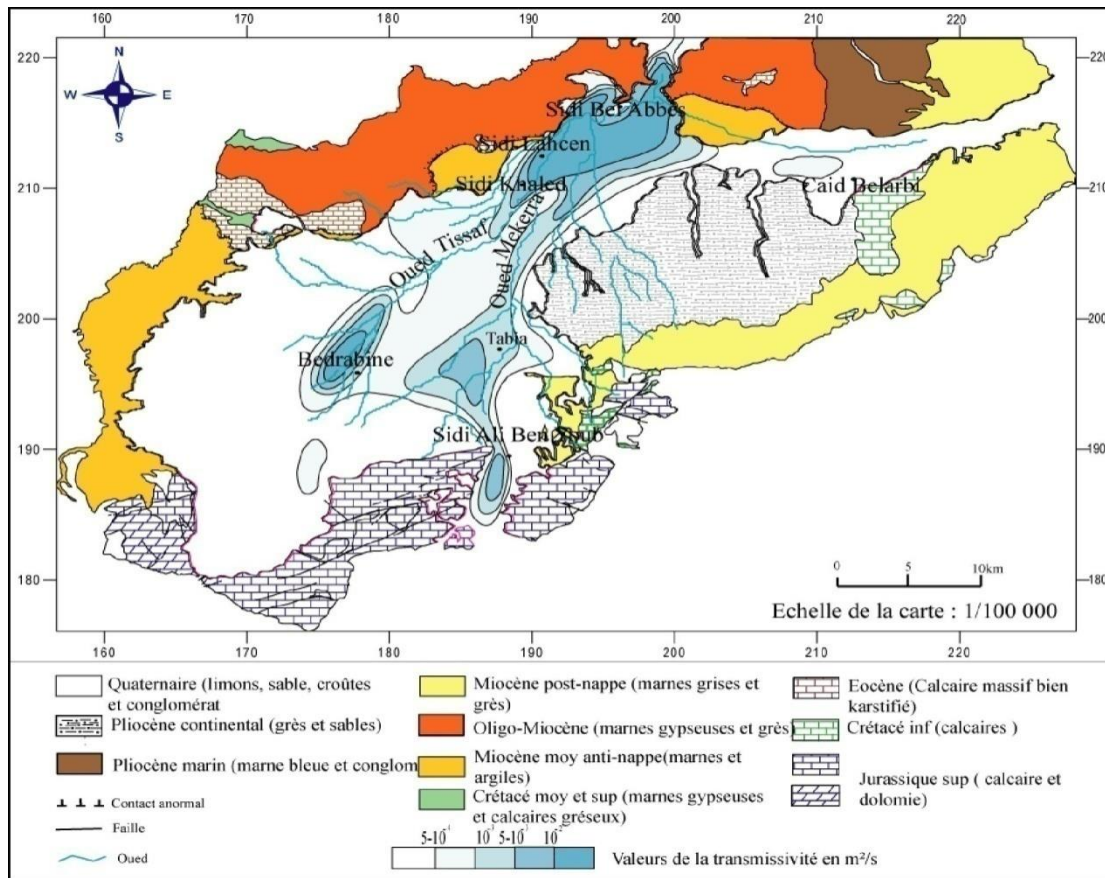


Figure II. 29. Carte des transmissivités de la plaine alluviale de Sidi Bel Abbès (Sourisseau, 1972)

## Conclusion

La connaissance des paramètres morphométriques ainsi que leur comparaison sont importantes. Ils interviennent souvent de façon combinée pour commander les modalités de l'écoulement. Ces paramètres sont résumés dans le tableau suivant :

Tableau II. 24. Récapitulatif des caractéristiques physiques du bassin versant de l'Oued Mekerra

Paramètre		Mekerra	Aval	Moyenne	Amont	Unité
Superficie		3616.66	1744.81	933.45	938.4	km <sup>2</sup>
Périmètre		414.99	228.30	185.81	148.24	Km
Longueur du talweg principal		132.64	70	37.50	25.14	Km
Pente du thalweg principal		0.57	1.31	0.75	0.20	%
Indice de compacité		1.93	1.53	1.70	1.35	-
Rectangle équivalent	Longueur	186.39	94.93	80.49	56.80	Km
	Largeur	19.40	18.37	11.59	16.51	Km
Altitudes caractéristiques	Maximale	1695	1192	1695	1415	m
	Moyenne	848.50	586.19	1023.74	1161.47	m
	Médiane	900	676	1116	1261	m
	Minimale	317	317	647	927	m
Indices de pente	Indice de pente de Roche	4.44	3.23	3.02	2.48	%
	Indice de pente globale	0.43	0.39	0.65	0.40	%
	Indice de pente moyenne	0.74	0.92	1.30	0.86	%
Dénivelée		804	374	527	254	m
Dénivelée spécifique		259.38	164.52	199.98	136.94	m
Densité de drainage		0.222	0.207	0.214	0.225	Km/km <sup>2</sup>
Coefficient de torrentialité		0.005	0.004	0.007	0.006	-
Coefficient d'allongement		5.58	8.60	10.81	11.46	-
Fréquence des cours d'eau		0.038	0.031	0.047	0.049	km <sup>-2</sup>
Fréquence des thalwegs d'ordre 1		0.024	0.019	0.031	0.028	km <sup>-2</sup>
Temps de concentration des eaux		23.83	20.73	11.49	13.08	h
Rapport de confluence		3.88	4.28	8.05	3.9	-
Rapport de longueur		5.21	2.29	2.87	1.90	-

La comparaison des sous bassins versant de l'Oued Mekerra entre eux (tableau II.21), met en évidence un rapport de confluence relativement important pour la moyenne Mekerra (8.05), ce qui implique un coefficient de torrentialité important (0.007) et par conséquent un temps de concentration court (11.49h). Cela explique l'importance du sous bassin de la moyenne Mekerra sur le plan hydrologique.

Généralement, la forme allongée du bassin versant de l'Oued Mekerra, la faiblesse de la pente et la fragilité du sol liées à l'irrégularité du couvert végétal sont autant de facteurs qui favorisent le phénomène de l'érosion et de la sédimentation dont les conséquences se manifestent par l'inondation de plusieurs localités situées dans la Mekerra aval.

La présentation des caractéristiques lithologiques du bassin de l'oued Mekerra permettra dans un premier temps de dégager certains aspects des conditions de l'écoulement dans les différents sous bassins.

En effet, cette étude fait ressortir du point de vue géologique trois domaines distincts :

- Domaine de nappes de charriage oligo – miocène au Nord,
- Domaine des formations plio-quaternaires constituant la plaine alluviale de Sidi Bel Abbès,
- Domaine karstique du Jurassico–Crétacé fortement accidenté au Sud de la plaine alluviale.

Le bassin de l'Oued Mekerra est situé dans une région semi-aride dans laquelle les ressources souterraines jouent un rôle capital. L'étude de ses ressources a commencé par une description détaillée de principales formations aquifères :

Aquifères poreux

- Le remplissage du Plio - Quaternaire de la plaine de Sidi Bel-Abbes.
- Les grès pliocènes de la forêt de Tenira.

Aquifères fissurés et karstiques

- Les formations calcaires et dolomitiques jurassico-crétacés des monts de Sidi Ali Ben Youb,
- Les calcaires éocènes de Sidi Ali Boussidi,
- Les calcaires de Zygone (Aptien) de la forêt de Belarbi.

Les fluctuations temporelles du niveau piézométrique de la nappe du Plio-Quaternaire dépendent de la pluviométrie. En effet la comparaison des données de la piézométrie de l'année 2007 avec celle de 1971 permet d'apprécier un rabattement piézométrique Dans le centre et la région Sud-Est de la plaine, ce qui explique l'effet du pompage.

L'alimentation de l'Oued par la nappe est toujours présente et montre que la nappe alluviale alimente en partie les Oueds Mekerra et Tissaf sur toute l'étendue de la plaine, ce qui indique un contact permanent entre la nappe et les oueds.

# Chapitre III

**Mise en évidence de la sécheresse par  
l'étude de la variabilité climatique**

---

### III.1. Introduction

*Les changements climatiques* désignent une variation statistiquement significative de l'état moyen du climat ou de sa variabilité persistant pendant de longues périodes (généralement, pendant des décennies ou plus). La *Convention-cadre des Nations unies sur les changements climatiques (CCNUCC)* fait une distinction entre les "changements climatiques" qui peuvent être attribués aux activités humaines altérant la composition de l'atmosphère, et la "variabilité climatique" due à des causes naturelles (variations de l'activité solaire, évolution naturelle de la composition atmosphérique, éruptions volcaniques, impacts de météorites...).

D'après *Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC / IPCC)*, ce phénomène de changement climatique peut se traduire par des événements climatiques plus extrêmes, tels que des tempêtes plus violentes, la fréquence accrue de fortes pluies et des périodes de sécheresse plus longues.

Nous nous intéressons dans cette étude à la variabilité climatique comme élément essentiel pour détecter la sécheresse qui frappe la région. Par ailleurs le risque de sécheresse ainsi que la préparation et l'élaboration des plans d'intervention pour la réduction des impacts potentiels de la sécheresse ont retenu l'attention de plusieurs chercheurs dans le monde (Lubès *et al.*, 1994; (Lubes *et al.*, 1998; Eriksen, 2006; Amidou *et al.*, 2010). Dans ce sens le nord-ouest algérien a fait l'objet de plusieurs travaux depuis la fin du dernier siècle (Laborde, 1993; Haida *et al.*, 1999; El Mahi, 2002; Meddi & Hubert, 2003; Talia, 2003; Ketrouci *et al.*, 2004; Talia & Meddi, 2004; Khaldi, 2005; Meddi *et al.*, 2009; Ghenim & Megnounif, 2013; Nouaceur *et al.*, 2013; El Mahi *et al.*, 2014; Djellouli *et al.*, 2016; Belarbi *et al.*, 2017; Djellouli, 2017; Gherissi, 2018)). Cette synthèse bibliographique montre l'importance du phénomène étudié. Aussi, cette étude serait un complément à celles menées sur cet axe. Elle permet d'analyser l'ampleur de la sécheresse à l'échelle spatiale et temporelle et ses conséquences sur les ressources hydriques.

D'après (Cheikh *et al.*, 2015), l'une des orientations internationales concernant le changement climatique, met en évidence le besoin de travailler à l'échelle régionale et de mettre l'accent sur la dimension spatiale des tendances trouvées. Ces recommandations sont spécialement nécessaires dans les milieux méditerranéens selon le *Programme des Nations Unies pour l'Environnement., Plan d'Action pour la Méditerranée, et le Centre d'Activités Régionales pour les Aires Spécialement Protégées (PNUE, PAM, CAR/ASP, 2010)*.

### III.2. Réseau pluviométrique et Choix de la période d'étude

L'ensemble des données hydro-pluviométriques a été fourni par l'Office National de Météorologie d'Oran, et l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, avec un pas de temps mensuel.

Le volume d'informations pluviométriques recueilli dans le bassin de l'Oued Mekerra est constitué par onze (11) postes, dont huit situés à l'intérieur du bassin (tab. III.1 et fig. III.1).

Tableau III. 1. Caractéristiques des stations pluviométriques du bassin versant de l'Oued Mekerra

Code	Nom	Altitude (m)	Coordonnées Lambert (km)		Période de fonctionnement
			X	Y	
110102	Ras El Ma	1097	177,700	138,800	1913-2009
110201	Sidi Ali Ben youb	635	186,500	192,200	1913-2009
110305	Sidi Bel Abbas	485	194,250	215,600	1918-2009
110310	Lamtar	576	181,400	203,000	1942-2009
110314	AinTrid	530	193,050	226,100	1942-2009
110203	Haçaiba	950	183,300	161,600	1942-2009
110502	Telagh	877	200,450	169,800	1942-2009
110507	F. Chabrier	755	194,800	190,450	1973-2009
110701	Taouzizine	1350	191,150	155,200	1942-2009
110334	Chetouane	679	175,300	191,250	1977-2009
160602	Merbeuh	1100	145,750	167,600	1942-2009

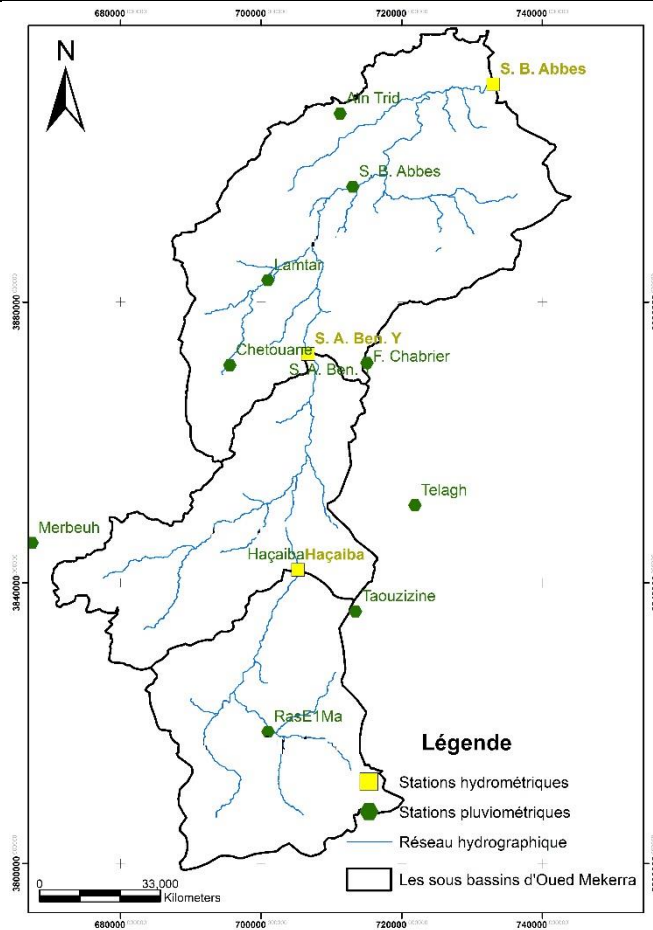


Figure III. 1. Répartition spatiale des stations hydro-pluviométriques sur le bassin versant de la Mekerra

La plupart de ces stations ont connu des périodes d'arrêt pendant la guerre d'Algérie (1954-1962), d'autres ont subi des réinstallations après 1962, ce qui se traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de données manquantes à l'échelle mensuelle et annuelle (fig. III 2). A cet effet, l'étude a été restreinte à la période de septembre 1968 à août 2008, présentant le moins de périodes lacunaires sur 41 années d'observations.

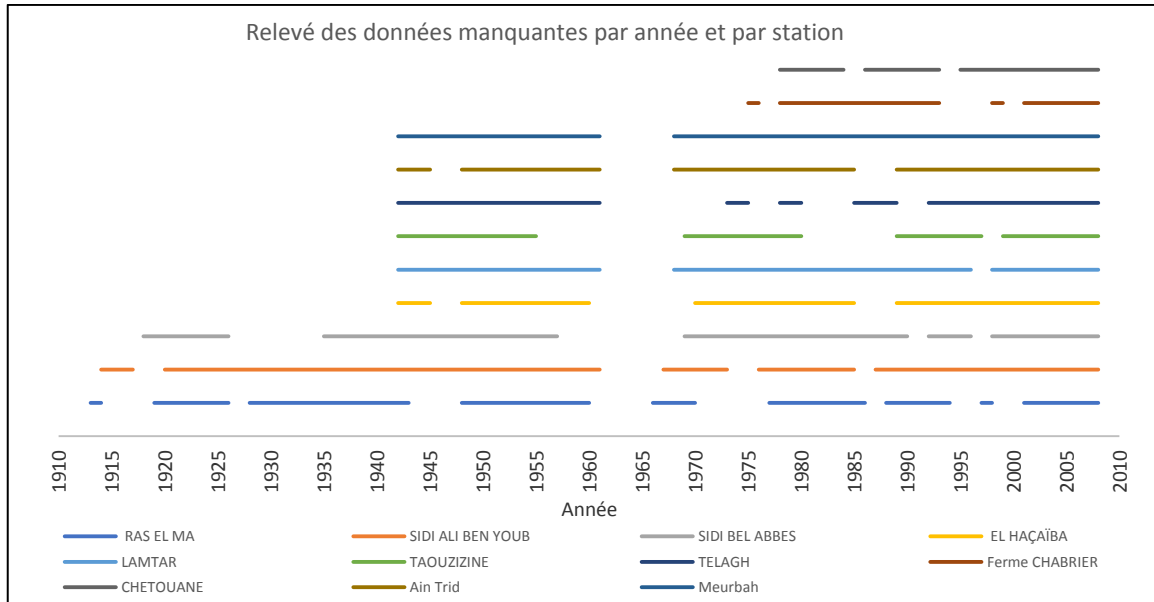


Figure III. 2. Relevé des données disponibles par station et par année

### III.3. Homogénéisation des séries pluviométriques

Avant de pouvoir exploiter les informations statistiques des pluies fournies par les services gestionnaires, il est plus prudent de contrôler leur fiabilité par l'emploi des tests graphiques et numériques, afin de détecter s'il y a des ruptures dans le régime pluviométrique d'une part, sinon de réduire les erreurs qui peuvent avoir des origines multiples (erreur de lecture, erreur de report, détérioration de l'appareillage et leurs conditions d'installations, etc) d'autre part.

Pour le contrôle de la fiabilité des séries pluviométriques, nous avons établi par le moyen de la méthode "double cumuls" une vérification complète de l'homogénéité des totaux annuels, ensuite par la méthode de la corrélation linéaire, nous avons essayé de reconstituer par extrapolation des données manquantes dans les stations pourvues de lacunes.

#### III.3.1. Méthode de " double cumuls "

La méthode de " double cumuls " est la plus utilisée, et la courbe des doubles cumuls est obtenue en portant en abscisses les totaux annuels cumulés de la station de base, et en ordonnées les totaux annuels cumulés de la station à vérifier ; Si les points sont distribués de façon linéaire, on conclut que la série est homogène, au contraire, s'il apparaît une ou plusieurs cassures dans la distribution des points, la série n'est pas homogène.

La station de base choisie est la station de Sidi Bel Abbes, car c'est la station qui dispose d'une série continue et homogène.

L'application de cette méthode sur les données pluviométriques permet de remarquer une cassure dans l'alignement des points pour les différentes stations retenues (figure 1, Annexe II).

Cela, explique un changement dans le régime climatique qui règne dans la région.

#### III.4. Comblement des données manquantes

L'analyse des séries d'observations pour les onze stations pluviométriques durant la période (1968-2008) présente quelques données manquantes à l'échelle mensuelle et donc annuelle (fig.III.2). Le comblement de ces dernières a été établi à l'aide de la méthode de régression linéaire simple, en tenant compte des périodes homogènes dans la même série d'observation (Avant et après la rupture de la courbe des doubles cumuls). Cette méthode néglige la réalité géographique et les nuances pluviométriques locales, ce qui provoque des erreurs de jugements. Pour minimiser ces erreurs, la spécificité climatique de chaque région a été prise en considération. Cela, avec le regroupement des stations qui se corrèlent entre elles (corrélation linéaire) en fonction de la pondération de la valeur du coefficient de corrélation de chaque mois de l'année (Laborde, 2007). D'une façon générale, cette méthode s'effectue par le calcul de régression simple de type linéaire entre les séries mensuelles à reconstituer et les séries mensuelles complètes des stations environnantes : Soit X et Y, les deux stations comparées,  $x(i)$  et  $y(i)$  leurs observations, et convenons d'appeler X la station complète de longue durée, dont l'abondante information (de taille n), devra venir compléter celle plus courte sur Y.

La procédure consiste à créer un graphique  $y(x)$  pour avoir une idée sur l'intensité de liaison; Si le nuage de points est allongé avec dispersion faible autour d'une droite centrale, l'ajustement graphique de cette dernière est faisable. Donc, le coefficient de corrélation peut être calculé par :

$$r_{xy} = \frac{\sum[(x(i)-m_x)(y(i)-m_y)]}{(k-1)(\delta_x \cdot \delta_y)} \quad (\text{III. 1})$$

Avec :

$k$  : Nombre de valeurs (couples) de l'échantillon, concomitant des  $x$  et  $y$ ,

$$m_x : \text{Moyenne des } x = \frac{\sum x(i)}{k},$$

$$m_y : \text{Moyenne des } y = \frac{\sum y(i)}{k},$$

$$\delta_x : \text{Ecart type des } x = \sqrt{\frac{\sum (x(i)-m_x)^2}{k-1}},$$

$$\delta_y : \text{Ecart type des } y = \sqrt{\frac{\sum (y(i)-m_y)^2}{k-1}}.$$

Si la corrélation est significative, l'équation de la droite de régression peut écrire par :

$$y(x) = m_y + r_{xy} \cdot \frac{\delta_y}{\delta_x} \cdot (x - m_x) \text{ ou encore } \ll y(x) = ax + b \gg \quad (\text{III. 2})$$

$$\text{avec : } a = r_{xy} \frac{\delta_y}{\delta_x}, \text{ et } b = m_y - m_x \cdot r_{xy} \frac{\delta_y}{\delta_x}$$

Enfin, nous utilisons la droite de régression (III. 2) pour chaque période homogène dans la même série, pour calculer mois par mois les données manquantes des différentes stations utilisées dans cette étude (Tab.1, annexe II).

### III.5. Variabilité interannuelle

#### III.5.1. Etude des précipitations

Le Nord-ouest algérien est soumis à une variation pluviométrique spatio-temporelle très irrégulière, Il convient de remarquer à partir de la figure III 3, la tendance déficitaire des précipitations lors des 31 dernières années (1978/79-2008/09) où plusieurs valeurs annuelles se trouvent en dessous de la moyenne (316.1mm). C'est là, en effet, que l'on repère les années les plus sèches de la période considérée. Ceci implique donc que les séries pluviométriques qui seront utilisées pour le calcul des bilans hydrologiques correspondent à des périodes de faible pluviosité. Les conséquences directes vont donc se traduire par une faible hydraulicité.

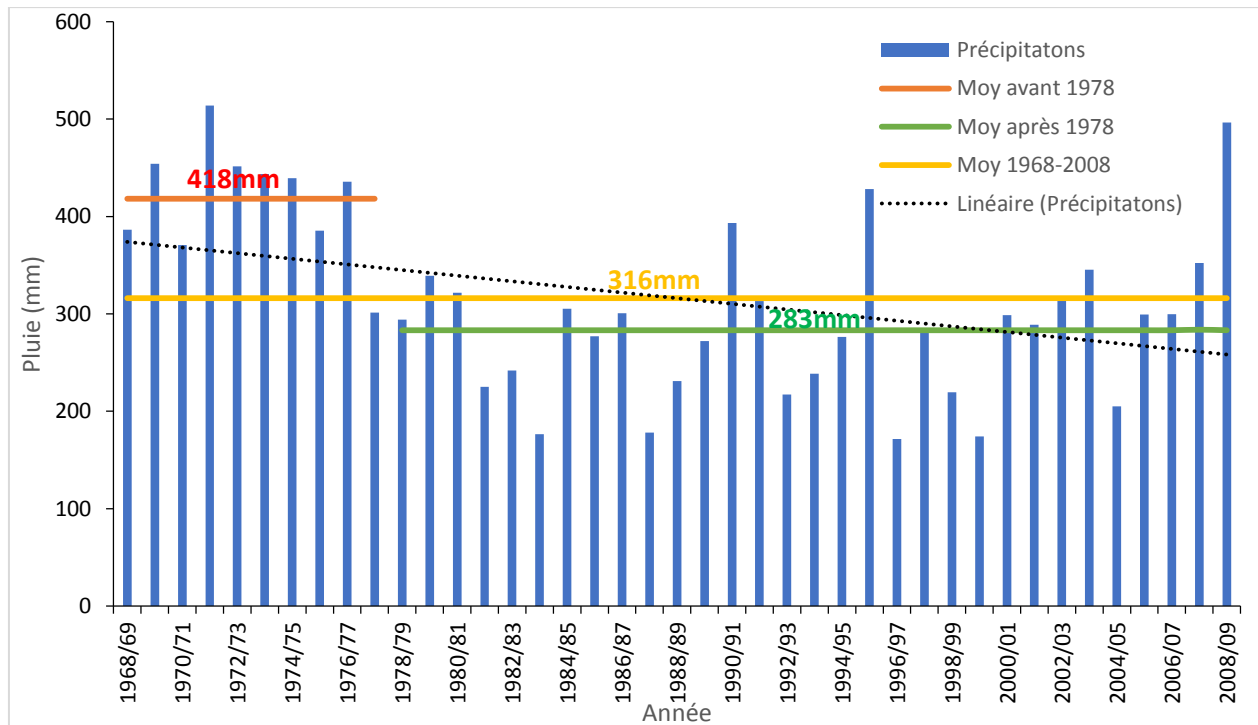


Figure III. 3. Variation des précipitations annuelles dans le bassin de la Mekerra (1968/1969-2008/2009)

Le phénomène de variabilité inter annuelle des modules pluviométriques est bien exprimé par le coefficient de variation ( $C_v$ ) qui traduit la dispersion relative des pluies. Les valeurs du coefficient de variation relatives à la période (1968/1969-2008/2009) pour les stations retenues pour l'étude (Tab.III.2 et Fig.III.4), oscillent entre 18% et 47%, ce qui implique une variabilité assez faible dans l'ensemble, par rapport à la variabilité des précipitations mensuelles qui s'exprime parfois par un coefficient de variation 10 fois plus élevé. Il est à remarquer que la variabilité inter annuelle est légèrement plus forte dans la station de Ras El Ma (47%), autrement dit, l'irrégularité pluviométrique s'accroît là où la hauteur de pluie est la plus faible.

Tableau III. 2. Moyennes inter-annuelles, écart types et coefficient de variations de la série pluviométrique (1968/69-2008/2009) pour les différentes stations du bassin

Stations	Moy interannuelle	Ecart type	Coefficient de variation en %
Ain Trid	433.8	82.4	19
Sidi Bel Abbas	333.1	95.1	28
Lamtar	326.1	104.3	32
Sidi Ali Benyoub	358.4	103.7	29
Chetouane	343.9	80.3	23
Chabrier	335.1	131.5	39
Telagh	261.8	108.6	41
Meurbah	465.3	82.6	18
Haçaiba	306.9	100.7	33
Taouzizine	303.6	114.5	38
Ras El Ma	232.8	109.5	47

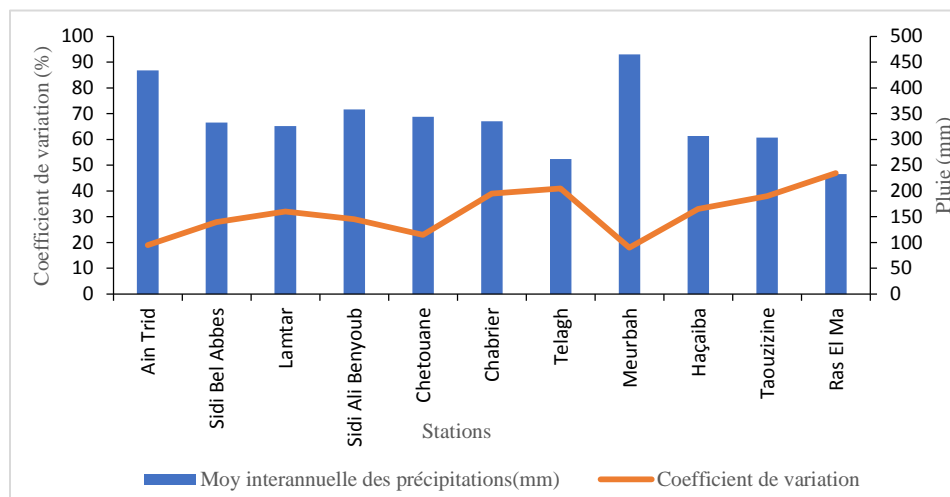


Figure III. 4. Relation entre les pluies annuelles et leurs coefficients de variation

Afin de caractériser la pluviosité propre à chaque année, il convient de tenir compte de "l'écart type" correspondant à l'excédent, ou au déficit des précipitations de l'année considérée rapportée à la moyenne de la série, nous avons relevé toutes les années pluviométriques extrêmes humides et sèches (tab.III. 3).

Cet écart est calculé par :

$$E (\%) = \frac{(P_i - P_m) \cdot 100}{P_m} \quad (\text{III. 3})$$

E : Ecart à la moyenne.

$P_m$  : Module pluviométrique moyen (moyenne interannuelle).

$P_i$  : Total de l'année considérée,

Tableau III. 3. Ecart à la moyenne des précipitations annuelles extrêmes (1968/69-2008/09)

Stations	Moyenne annuelle	Année humide	Ecart à la moyenne E (%)	Année sèche	Ecart à la moyenne E (%)
	(1968/69-2008/09)	Extrême		Extrême	
	( $P_m$ )	( $P_i$ )		( $P_i$ )	
Ain Trid	433.8	602.8 (1971/72)	38.96	127.5 (1978/79)	-70.61
Sidi Bel Abbès	333.1	591 (2008/09)	77.42	175.8 (1996/97)	-47.22
Lamtar	326.1	557.4 (2008/09)	70.93	121.2 (1999/00)	-62.83
Sidi Ali Benyoub	358.4	660.2 (2007/08)	84.21	156.2 (2004/05)	-56.42
Chetouane	343.9	519.3 (2008/09)	51.00	201.8 (2004/05)	-41.32
Chabrier	335.1	679.7 (1969/70)	102.83	132.1 (1983/84)	-60.58
Telagh	261.8	607.1 (1976/77)	131.89	83.7 (1983/84)	-68.03
Meurbah	465.3	605.2 (1976/77)	30.07	252.6 (1987/88)	-45.71
Haçaiba	306.9	530.8 (2008/09)	72.96	110.8 (1987/88)	-63.90
Taouzizine	303.6	553.8 (1974/75)	82.41	110.6 (1983/84)	-63.57
Ras El Ma	232.8	581.9 (1971/72)	149.96	116.5 (1978/79)	-49.96
<b>Moyenne</b>			<b>81.15</b>		<b>-57.29</b>

L'écart à la moyenne, varie entre 149.96% à Ras El Ma et 30.07 % à la station de Merbeuh pour les années de plus forte pluviosité, avec une moyenne de 81.15% sur tout le bassin. Pour les années de faible pluviosité, l'écart varie entre -70.61% à Ain Trid et -41.32% à Chetouane avec une moyenne de l'ordre de -57.29%. Sur la période étudiée, nous remarquons que les valeurs positives se concentrent entre 1968/69-1980/81 traduisant un excès de précipitations (période humide), contrairement aux valeurs négatives qui caractérisent la période sèche allant de 1981/1982 à 2008/2009 (Fig.III.5).

D'après le tableau III 3, l'année d'extrême aridité pour la majorité des postes est l'année 1983/1984 et la plus humide est 2008/2009.

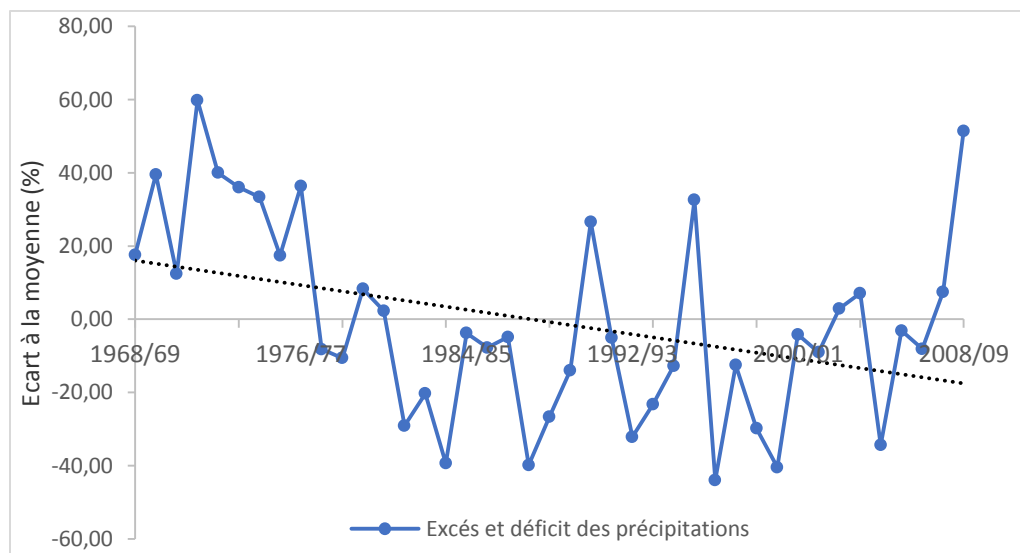


Figure III. 5. Excès et déficit des précipitations par rapport à la moyenne au niveau de la station de Sidi Bel Abbès (1968/1969-2008/2009)

### III.5.1.1. Coefficient d'irrégularité

Le coefficient d'irrégularité du régime des précipitations annuelles correspond au rapport du module de l'année la plus humide  $P_{Max}$  à celui de l'année la plus sèche  $P_{Min}$ .

$$C_{ir} = \frac{P_{Max}}{P_{Min}} \quad (III. 4)$$

Tableau III. 4. Coefficient d'irrégularité du régime des précipitations annuelles

Stations	$P_{Max}$	$P_{Min}$	$C_{ir}$
Ain Trid	602.8	127.5	4.73
Sidi Bel Abbes	591	175.8	3.36
Lamtar	557.4	121.2	4.60
Sidi Ali Benyoub	660.2	156.2	4.23
Chetouane	519.3	201.8	2.57
Chabrier	679.7	132.1	5.15
Telagh	607.1	83.7	7.25
Meurbah	605.2	252.6	2.40
Haçaiba	530.8	110.8	4.79
Taouzine	553.8	110.6	5.01
Ras El Ma	581.9	116.5	4.99
Moyenne			4.46

Le coefficient d'irrégularité du régime des précipitations annuelles est en moyenne de 4.46 pour le bassin de la Mekerra. Il varie d'environ 2 (Merbeuh et Chetouane) jusqu'à plus de 7 à Telagh. Ceci traduit une irrégularité aussi bien spatiale que temporelle du régime pluviométrique dans le bassin de la Mekerra. L'influence du relief et celle de la mer sont les causes essentielles.

### III.5.2. Etude des débits

Le comportement hydrologique d'un cours d'eau est conditionné par la nature lithologique, la nature du sol, la couverture végétale, le facteur climatique et la diversité des facteurs physico-géographiques analysés dans le chapitre précédent.

L'étude de l'impact de l'évolution du climat sur le régime des débits d'écoulement de surface nécessite la connaissance des paramètres hydrologiques et leur variabilité spatio-temporelle. A cet égard, nous proposons une étude hydrologique, en vue d'évaluer les caractéristiques des écoulements superficielles du bassin de la Mekerra

Dans cette perspective, nous avons choisi trois principales stations sur le bassin, gérées par l'A.N.R.H. Ce choix est dicté par :

- La disponibilité et la qualité des chroniques de mesures de débits liquides,
- Leurs situations par rapport au bassin de l'Oued Mekerra,

La station de Haçaiba est située en amont du bassin. Sidi Ali ben Youb sépare le domaine des massifs montagneux et la plaine alluviale. La station de Sidi Bel Abbès est à l'aval du bassin constituant son exutoire. Les caractéristiques de ces stations hydrométriques sont consignées dans le tableau III 5.

Tableau III. 5. Caractéristiques des stations hydrométriques

Station	Code	Coordonnées Lambert		Altitude (m)	Période de fonctionnement
		X	Y		
Haçaiba	110101	183,500	161,650	950	1961-2009
Sidi Ali Benyoub	110201	186,550	192,200	635	1949-2009
Sidi Bel Abbes	110301	194,250	215,600	485	1942-2009

### III.5.2.1. Variabilité interannuelle des débits

L'écoulement moyen annuel ou l'abondance annuelle est une notion fondamentale en hydrologie. C'est le volume d'eau écoulé en 365 jours à la sortie d'un bassin. Le module brut ou absolu est généralement exprimé en  $m^3/s$  et le module spécifique se traduit en  $L \cdot s^{-1} \cdot km^{-2}$

Nous disposons des séries de données hydrométriques représentant 41 ans (1968/1969-2008/2009) d'observation (tableau 2, annexe II).

#### III.5.2.1.1. Variations des débits annuels moyens bruts

La variation annuelle des modules (tableau 02, annexe II) au niveau des trois stations est illustrée par la figure III.6. Le tableau III.6, montre que l'oued Mekerra à Sidi Bel Abbes débite  $0.81m^3/s$  avec une aire de réception de  $1744.8km^2$ , à Sidi Ali Ben Youb transite un débit de  $0.57m^3/s$  pour une surface drainée de  $933.4km^2$ , alors que le sous bassin d'El Haçaiba ( $938.4km^2$ ) ne draine en moyenne que  $0.15m^3/s$ , débit relativement faible qui s'explique par l'existence des pertes dans les terrains traversés et la pauvreté en précipitations qui caractérise le Sud du bassin.

Tableau III. 6. Valeurs caractéristiques des modules au niveau de bassin versant de l'oued Mekerra (1968/1969-2008/2009)

Sous bassin	Stations	Débit ( $m^3/s$ )			Nombre D'années > moyenne	Coeff. d'Immodération $R = Q_{max}/Q_{min}$	Coefficient de Variation
		Moyenne	Max. (Année)	Min. (Année)			
Mekerra aval ( $1744.8km^2$ )	S B A	0.81	1.87 (2008-2009)	0.27 (1998-1999)	16 sur 41	6.93	0.42
Moyenne Mekerra ( $933.4km^2$ )	S A B	0.57	1.35 (2008-2009)	0.12 (2004-2005)	19 sur 41	11.25	0.52
Mekerra amont ( $938.4km^2$ )	Haçaiba	0.15	0.52 (1995-1996)	0.01 (2004-2005)	14 sur 41	52	0.78

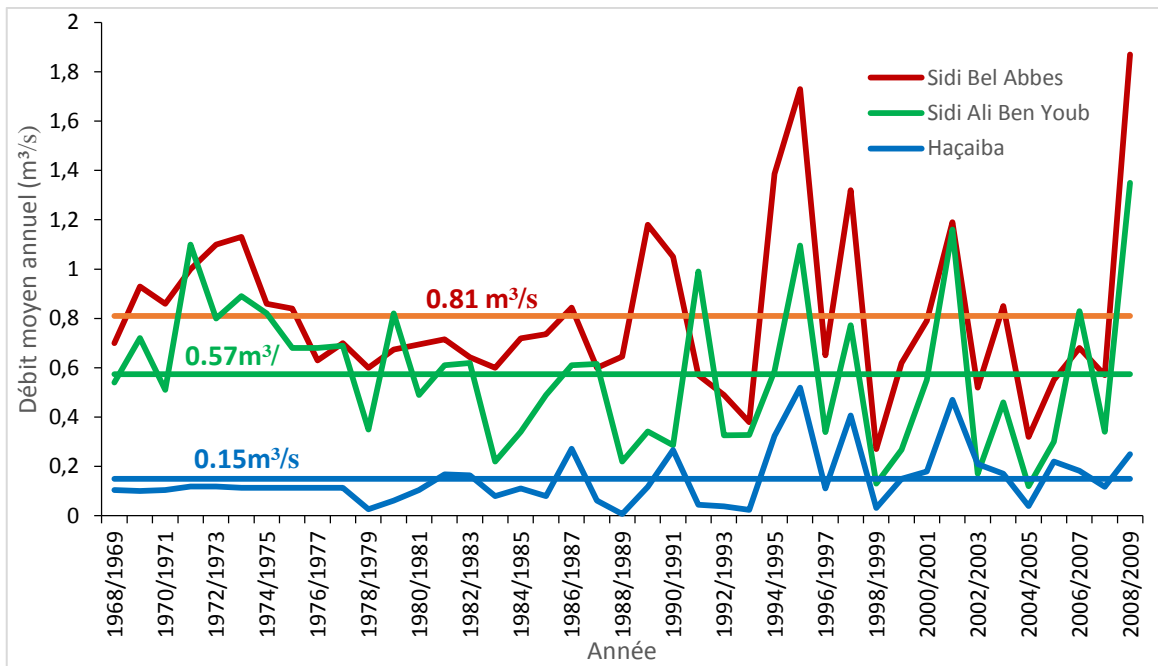


Figure III. 6. Variations interannuelles des modules dans l'oued Mekerra à Sidi Ali Ben Youb, Sidi Bel Abbes, Haçaiba (1968/1969-2008/2009)

Les années correspondant au débit moyen annuel minimum sont pratiquement les mêmes pour l'ensemble des stations étudiées (2004/2005).

Concernant le débit moyen annuel maximum, nous avons distingué :

- L'année 2008/2009 pour le bassin de Sidi Ali Ben Youb et Sidi Bel Abbes
- L'année 1995/1996 pour le sous bassin de Haçaiba.

Les variations annuelles des modules au niveau des trois stations, reportées dans le tableau.02, annexe II et illustrées par la figure III.6, durant les quatre dernières décennies (1968/69-2008/09), montrent que la majeure partie des débits moyens annuels sont inférieurs au débit moyen interannuel, ce qui confirme la tendance de la période sèche.

Certaines valeurs du module annuel sont élevées, c'est une conséquence des fortes crues de saison humide qu'avait connues ce bassin.

### III.5.2.1.2. Variations des débits annuels moyens spécifiques (L /s/km<sup>2</sup>)

Les modules spécifiques sont l'outil le plus adapté pour mieux cerner la variation de l'écoulement dans le bassin versant ainsi que la comparaison entre les débits de bassins de tailles différentes,

Tableau III. 7. Débits spécifiques et lames d'eau écoulées

Bassins	Stations	Q (m <sup>3</sup> /s)	q (L/s/km <sup>2</sup> )	Le (mm/an)
Mekerra aval	Sidi Bel Abbes	0.81	0.46	14.64
Moyenne Mekerra	Sidi Ali Ben Youb	0.57	0.61	19.41
Mekerra amont	Haçaiba	0.15	0.16	05.02

Q : débit moyen absolu (m<sup>3</sup>/s) ; q : débit spécifique (l/s/km<sup>2</sup>) ; Le : lame d'eau écoulée (mm/an)

Les sous bassins versants de l'aval et moyenne Mekerra reçoivent pratiquement la même quantité de précipitations et leurs débits spécifiques sont respectivement  $0,46 \text{ L/s/km}^2$  et  $0,61 \text{ L/s/km}^2$  correspondant à une lame d'eau écoulée de  $14,64$  et  $19,41 \text{ mm/an}$ .

La station de Haçaiba qui draine une superficie de l'ordre de  $938,4 \text{ km}^2$  reçoit moins de précipitations, son débit spécifique est de  $0,16 \text{ L/s/km}^2$  correspondant à une lame d'eau de  $5,02 \text{ mm/an}$ . Ces faibles valeurs du débit et débit spécifique sont dues à la lithologie du bassin (L'existence des pertes dans les terrains traversés) et surtout aux faibles précipitations qui caractérisent le Sud du bassin.

### III.5.2.2. Irrégularité interannuelle des modules

L'irrégularité interannuelle de l'écoulement peut être mesurée par les variations de l'hydraulicité, c'est à dire le rapport du débit d'une année particulière  $Q_i$  au débit moyen d'une longue série d'observation ( $Q_{\text{moy}}$ ). Elle peut être complétée par d'autres critères statistiques simples tels que le coefficient de variation, ainsi que le coefficient d'immodération ( $R$ ).

#### III.5.2.2.1. Coefficient d'hydraulicité

L'évolution de l'hydraulicité mise en évidence par le graphique correspondant (fig.III. 7) montre des fluctuations des débits d'une année à l'autre, ce qui témoigne de l'irrégularité de l'écoulement, qui est liée à l'alimentation essentiellement pluviale irrégulière des cours d'eau.

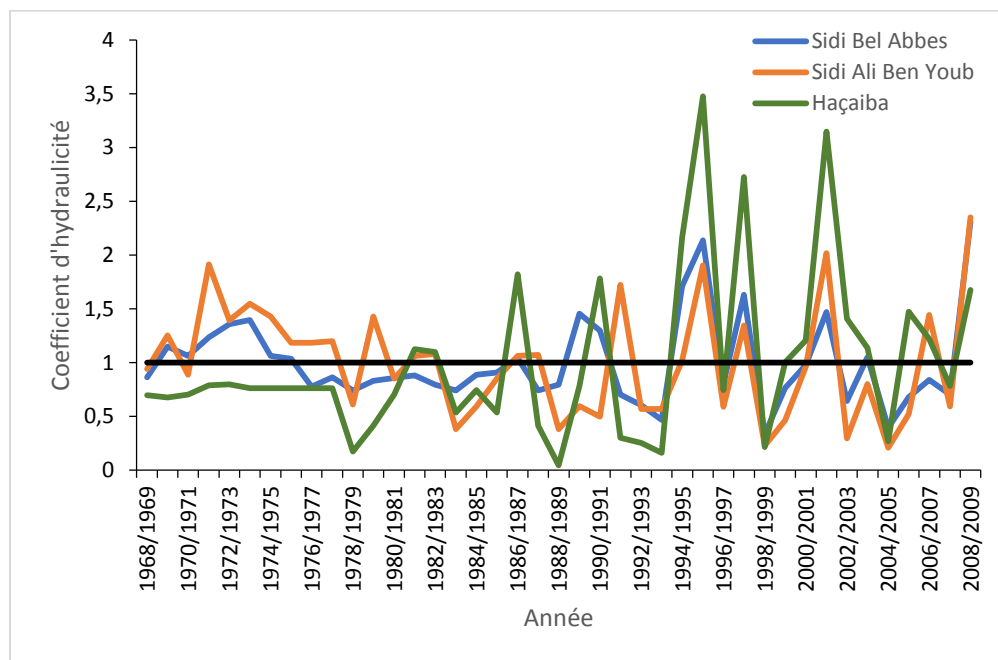


Figure III. 7. Evolution du coefficient d'hydraulicité pour les trois stations de l'Oued Mekerra

A titre d'exemple l'hydraulicité de 1995/1996 pour la station hydrométrique de Haçaiba est très forte, avec un  $C_h = 3,48$  qui correspond à un débit de  $0,52 \text{ m}^3/\text{s}$  et l'année de faible hydraulicité est 1988/1989, avec un  $C_h = 0,04$  qui correspond à un débit de  $0,01 \text{ m}^3/\text{s}$ , ce qui détermine un coefficient d'immodération ( $R = 52$ ).

Par contre à la station de Sidi Bel Abbès, l'année de forte hydraulicité est 1995/1996 avec un  $C_h = 2,14$  qui correspond à un débit de  $1,73 \text{ m}^3/\text{s}$ , alors que l'année 1998/99 est de faible hydraulicité avec une valeur de  $C_h = 0,33$  qui correspond à un débit de  $0,27 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Toutes les données sont consignées dans le tableau.02, annexe II.

#### III.5.2.2.2. Coefficient d'immodération (R)

Le coefficient d'immodération est faible au niveau de la station de Sidi Bel Abbes (tableau III 6) ce qui explique la faible fluctuation des modules et les valeurs de l'hydraulicité durant ces quarante dernières années. Par contre, pour les autres stations le coefficient d'immodération est relativement élevé ce qui est confirmé par l'irrégularité interannuelle.

### III.6. Mise en évidence de la sécheresse

#### III.6.1. Définition de la sécheresse

La sécheresse peut se définir comme un phénomène naturel récurrent du climat lié essentiellement à l'absence de précipitations que reçoit une région dans un laps de temps déterminé.

En hydrologie, la sécheresse survient suite à l'affaiblissement prolongé des apports pluviométriques au niveau des bassins versants. Un déficit d'écoulement en résulte systématiquement au niveau des cours d'eau. La recharge des nappes souterraines est réduite et les opérations d'irrigation sont compromises. (Mokssit et *al.*, 1996).

On distingue schématiquement plusieurs types de sécheresse (Khaldi, 2005) :

- Les sécheresses dites exceptionnelles qui se traduisent par un déficit pluviométrique important, affectant une vaste région pendant un temps pouvant atteindre plusieurs années consécutives. C'est le cas des sécheresses des années 1913-1915 et 1940-1949 au Sahel.
- Les sécheresses que l'on pourrait appeler « Méditerranéennes » sont liées aux irrégularités du climat méditerranéen. Elles peuvent compromettre les récoltes d'une saison sans qu'il y ait pour autant un déficit global annuel important.

#### III.6.2. Méthodologie

Pour caractériser la sévérité de la sécheresse à l'échelle spatiotemporelle dans le bassin versant de la Mekerra, les indices statistiques SPI (Indice standardisé des précipitations) et CMI (Indices climatiques d'humidité) sont utilisés. Ces indices ont la capacité de détecter la période où la rupture de régime pluviométrique se produit. En se basant sur cette rupture, on calcule le déficit pluviométrique et par conséquent le degré de gravité de l'évolution temporelle de la sécheresse. Les résultats obtenus des indices : SPI, CMI et du déficit pluviométrique pour l'ensemble des stations ont été spatialisés pour mettre en évidence l'évolution et la répartition de ce phénomène.

Pour valider les résultats des indices statistiques, des tests de détection de rupture ont été appliqués sur les séries de données hydro-pluviométriques.

En fin, la période homogène issue des analyses statistiques ci-dessus a été utilisée pour calculer la récurrence pluviométrique, les différences de degré de sécheresse à l'échelle spatiale, ainsi que leurs impacts sur les caractéristiques de l'occupation des sols à travers le bassin.

### III.6.2.1. Indice Standardisé des Précipitations (SPI : Standardized Precipitation Index)

L'indice standardisé des précipitations, mis au point par (McKee *et al.*, 1993) permet de mesurer la sécheresse météorologique. Il s'agit d'un indice de probabilité qui repose seulement sur les précipitations. Les probabilités sont standardisées de sorte qu'un SPI de 0 indique une quantité de précipitation médiane (par rapport à une climatologie moyenne de référence, calculée sur 40 ans). L'indice est négatif pour les sécheresses, et positif pour les conditions humides.

Cet indice a été utilisé par plusieurs chercheurs dans le monde (Wu *et al.*, 2001; Giddings *et al.*, 2005; Sonmez *et al.*, 2005; Ansoumana, 2014), est donné par la relation suivante (Lamb, 1982) :

$$SPI = \frac{(P_i - P_m)}{\sigma_i} \quad (III. 5)$$

où  $P_i$  Pluviométrie de l'année  $i$ ,  $P_m$  est la Pluviométrie moyenne inter annuelle de la période d'observation et  $\sigma_i$  l'écart type de la pluviométrie inter annuelle de la période d'observation.

Pour déterminer l'ampleur de la sécheresse (ou de l'humidité) pour chacune des années de la série chronologique, il est nécessaire d'utiliser les classes standard des valeurs des indices SPI (Tab. III.8) (Wu *et al.*, 2001).

Tableau III. 8. Classification de la sécheresse en rapport avec la valeur de l'Indice Standardisé des Précipitations (SPI)

Classe de SPI	Phénomène climatique
$SPI > 2$	Humidité extrême
$1 < SPI < 2$	Humidité forte
$0 < SPI < 1$	Humidité modérée
$-1 < SPI < 0$	Sécheresse modérée
$-2 < SPI < -1$	Sécheresse forte
$SPI < -2$	Sécheresse extrême

Cette classification a été adoptée par plusieurs chercheurs dans le monde (Ardoin *et al.*, 2003; Amidou *et al.*, 2010). Il est possible avec cette classification de déterminer le pourcentage d'années par classe SPI et en conséquence la signification correspondante en termes d'ampleur de phénomène climatique.

### III.6.2.2. Indices climatiques d'humidité (CMI : Climatic Moisture Index)

Pour avoir une image plus précise des changements éventuels sur le régime climatique, il est indispensable d'étudier l'évolution du CMI. Ce dernier, prend en compte l'évapotranspiration potentielle et la pluie annuelle pour avoir un indice compris entre -1 et 1,

$$\begin{cases} CMI = (P/ETP) - 1 & \text{si } P < ETP \\ CMI = 1 - (ETP/P) & \text{si } P > ETP \end{cases} \quad (III. 6)$$

$$\text{Ou, } ETP = (I_g + 50) k \frac{t}{t+15} \text{ ou } k = 0.013 n \quad (III. 7)$$

Avec ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm) (Turc, 1954);  $t$  : Température moyenne mensuelle de l'air ( $^{\circ}\text{C}$ ) ;  $I_g$  : Radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en  $\text{calorie}/\text{cm}^2/\text{jour}$ ) ;  $k$  : Coefficient égal à 0.37 pour février et 0.40 pour les autres mois ;  $n$  : étant le nombre de jours du mois.

Les valeurs du CMI se rangent comme celle du SPI en trois classes représentant trois phénomènes climatiques (Willmott & Feddema, 1992; Vörösmarty *et al.*, 2005). Donc il est nécessaire de déterminer le pourcentage d'années par classe CMI pour savoir quel type de climat règne dans le bassin pour un laps de temps déterminé.

### III.6.2.3. Indice de déficit pluviométrique

L'ampleur de la sécheresse ainsi que son évolution durant les trois dernières décennies, déterminée par SPI et CMI, peut être confirmée par le calcul du déficit pluviométrique par rapport à la période (1968-1978). Les valeurs du déficit calculées en considérant deux périodes (1978-98 et 1998-08) sont spatialisées par krigeage. Cette méthode précise le pourcentage de variation de la moyenne autour de la date de rupture. Ce déficit s'obtient par la formule suivante (Mahé et Olivry, 1995) :

$$D = \left( \frac{\bar{X}_j}{\bar{X}_i} - 1 \right) 100 \quad (\text{III. 8})$$

Où :  $D$  est le déficit pluviométrique,  $\bar{X}_i$ : moyenne de la période avant la rupture,  $\bar{X}_j$  moyenne de la période après la rupture.

### III.6.2.4. Tests de Détection des Ruptures

D'après (Bois, 1971, Brunet-Morel, 1977, Buishand, 1982 et Lubès *et al.*, 1994), une "rupture" peut être définie de façon générale par un changement dans la loi de probabilité d'une série chronologique (soit un changement significatif de la moyenne, soit un changement de la variance). Il est également possible que les deux types de changements statistiques, de moyenne aussi bien que de variance, se manifestent à partir d'un certain moment le plus souvent inconnu. Les modalités possibles de changements climatiques sont souvent associées avec les procédures de vérification de la stationnarité ou du caractère aléatoire de la série des données (Claudie *et al.*, 2008a). Pour cette étude, la détection des changements de moyenne a été effectuée en utilisant les tests de Lee-Henghinian, et Pettitt. Ainsi, le test de Hubert a été employé pour détecter des multiples sauts dans la moyenne. En effet, ces tests sont réputés pour leur robustesse et leur puissance (Lubes *et al.*, 1998; Niang *et al.*, 2008) et ont fait l'objet de plusieurs applications dans différentes régions d'Afrique (Paturel *et al.*, 1998; Kingumbi *et al.*, 2001; Goula *et al.*, 2005; Djellouli, 2017; Gherissi, 2018).

Le logiciel Khronostat (Boyer, 2002) développé à l'IRD-HSM de Montpellier a été particulièrement utile dans la mise en œuvre des procédures statistiques mentionnées ci-dessus. Il permet notamment de visualiser et de stocker les résultats sous format numérique.

#### III.6.2.4.1. Test de Pettitt

Le test de (Pettitt, 1979), non paramétrique, est utilisé pour détecter le changement de stationnarité. Ce test, reconnu par sa robustesse, dérive du test de Mann-Whitney (Dagnelie, 1970). Il est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne. L'absence de rupture dans une série chronologique ( $X_i$ ) de taille  $N$  constitue l'hypothèse nulle. La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant " $t$ " compris entre 1 et  $N$ , les séries chronologiques ( $X_i$ ),  $i=1$  à  $t$

et  $t+1$  à  $N$  appartiennent à la même population. La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable  $U_{t,N}$  définie par :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \quad (\text{III. 9})$$

Où  $D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j)$ , avec  $\text{sgn}(x) = 1$  si  $(x > 0)$ ,  $0$  si  $(x = 0)$ ,  $-1$  si  $(x < 0)$ .

Si l'hypothèse nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture est donnée par l'instant  $t$  définissant le maximum en valeur absolue de la variable  $U_{t,N}$ .

#### **III.6.2.4.2. Méthode bayésienne**

La méthode bayésienne de (Lee & Heghinian, 1977) est une approche paramétrique qui requiert une distribution normale des variables étudiées. L'absence de rupture dans la série constitue l'hypothèse nulle. La méthode établit la distribution de probabilité a posteriori de la position dans le temps d'un changement. La procédure repose sur le modèle suivant :

$$x_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i = \tau + 1, \dots, n \end{cases} \quad (\text{III. 10})$$

où les  $\varepsilon_i$  sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance  $\delta^2$ .

Les variables  $\tau$ ,  $\mu$  et  $\delta$  sont des paramètres inconnus.  $\tau$  et  $\delta$  représentent respectivement la position de la rupture dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel sur la moyenne. La procédure bayésienne se fonde sur la distribution marginale a posteriori de  $\tau$  et  $\delta$ . Lorsque la distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le mode avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible.

#### **III.6.2.4.3. Procédure de segmentation d'Hubert**

Contrairement aux tests de Pettitt et la méthode bayésienne, la procédure de segmentation initiée par Hubert *et al.*, (1989) a pour principe de découper la série en  $m$  segments ( $m > 1$ ) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit nettement différente de la moyenne des segments voisins (Hubert, 2000; Claudie, 2009). Pour un ordre donné, la segmentation retenue est celle qui minimise l'écart quadratique entre la moyenne du segment et celle de la série.

Toute série  $X_i$ ,  $i=i_1, i_2$  avec  $i_1 \geq 1$  et  $i_2 \leq N$  où  $(i_1 < i_2)$ , constitue un segment de la série initiale des  $(X_i)$ . Toute partition de la série initiale en  $m$  segments est une segmentation d'ordre  $m$  de cette série. À partir d'une segmentation particulière d'ordre  $m$  pratiquée sur la série initiale, on définit :  $i_k$ ,  $k = 1$  à  $m$ , le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale de  $k^{\text{ième}}$  segment ;  $\bar{x}_k$ , la moyenne du  $k^{\text{ième}}$  segment ;  $D_m$ , l'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée :

$$D_m = \sum_{k=1}^{m-1} d_k \quad \text{avec} \quad d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i_k} (x_i - \bar{x}_k)^2 \quad (\text{III. 11})$$

La segmentation retenue au terme de la mise en œuvre de la procédure doit être telle que pour un ordre  $m$  de segmentation donné, l'écart quadratique  $D_m$  soit minimum et que les moyennes de deux segments contigus soient significativement différentes.

III.6.3. Résultats et discussion

III.6.3.1. Indice Standardisé des Précipitations

L'analyse des résultats de l'indice SPI durant les quinquennats 1968-1973 et 1973-1978 (tab. III.9) montre une diminution remarquable dans le taux de l'humidité forte (40 à 27.27%) et extrême (10.9 à 5.45%), parallèlement avec une augmentation de l'humidité modérée (34.54 à 40%) et la sécheresse modérée (14.54 à 27.28%), En outre, la région n'a pas subi des conditions de sécheresse forte et extrême dans cette période. Par contre durant les trois dernières décennies de la série d'observation, le taux de la sécheresse forte et modérée atteint respectivement 27.28% et 43.63%, parallèlement avec une diminution notable de l'humidité extrême (5.45 à 0.91%) et l'humidité forte (27.27 à 1.82%), ainsi que l'humidité modéré (40 à 26.36%). Ceci est expliqué par une déviation du régime pluviométrique vers la sécheresse à partir 1978 (tab.III.9 et fig.III. 8).

Tableau III. 9. Pourcentage d'années pour chaque classe SPI pour l'ensemble des stations retenues par rapport à une période donnée

Classe de SPI	Degré de la sécheresse	Période humide		Période sèche			1968-2008
		1968-1973	1973-1978	1978-1988	1988-1998	1998-2008	
SPI > 2	Humidité extrême	10.9	5.45	0.91	0.91	0.91	2.72
1 < SPI < 2	Humidité forte	40	27.27	1.82	11.81	1.82	12.27
0 < SPI < 1	Humidité modérée	34.54	40	20.9	16.37	26.36	25.22
-1 < SPI < 0	Sécheresse modérée	14.54	27.28	50	41.82	43.63	39.09
-2 < SPI < -1	Sécheresse forte	0	0	24.54	24.55	27.28	19.1
SPI < -2	Sécheresse extrême	0	0	1.83	4.54	0	1.6
<b>Total</b>		100	100	100	100	100	100

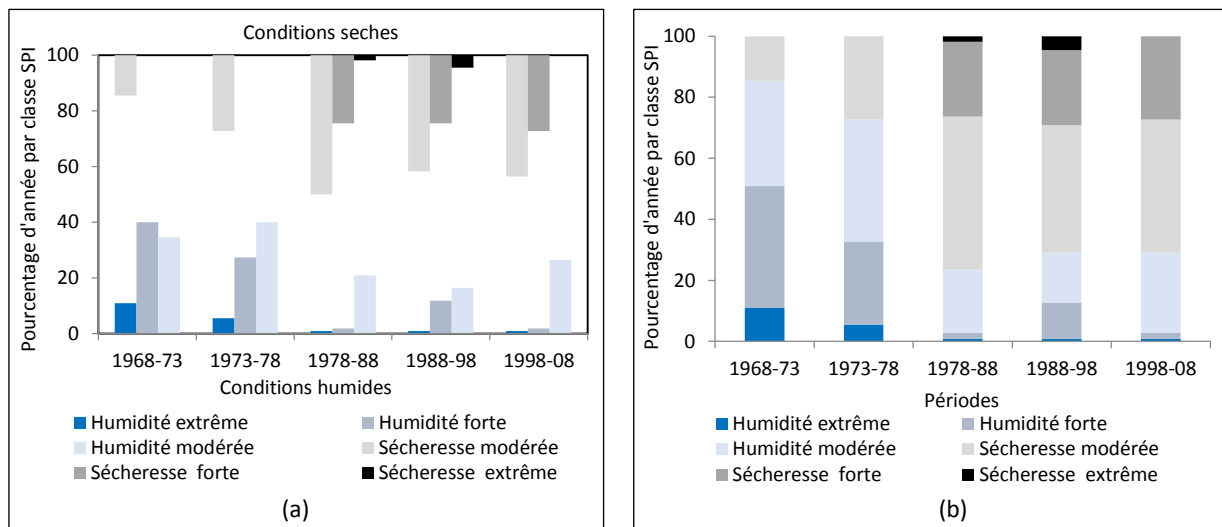


Figure III. 8. Evolution des conditions climatiques (humides/sèches) (a) et le taux de chaque phénomène (b) au cours des différentes périodes de la série d'observation

Aussi, la répartition spatiale du SPI sur les différentes périodes permet d'envisager d'une part, l'humidité de la période 1968-1978 par rapport aux trois dernières décennies et d'autre part, la sévérité de la sécheresse lorsqu'on se dirige vers l'ouest de bassin (fig.III.9). Notre bassin versant reflète ou confirme les travaux de Seltzer (1946) sur la répartition des pluies en Algérie (la pluie diminue de l'Est vers l'Ouest).

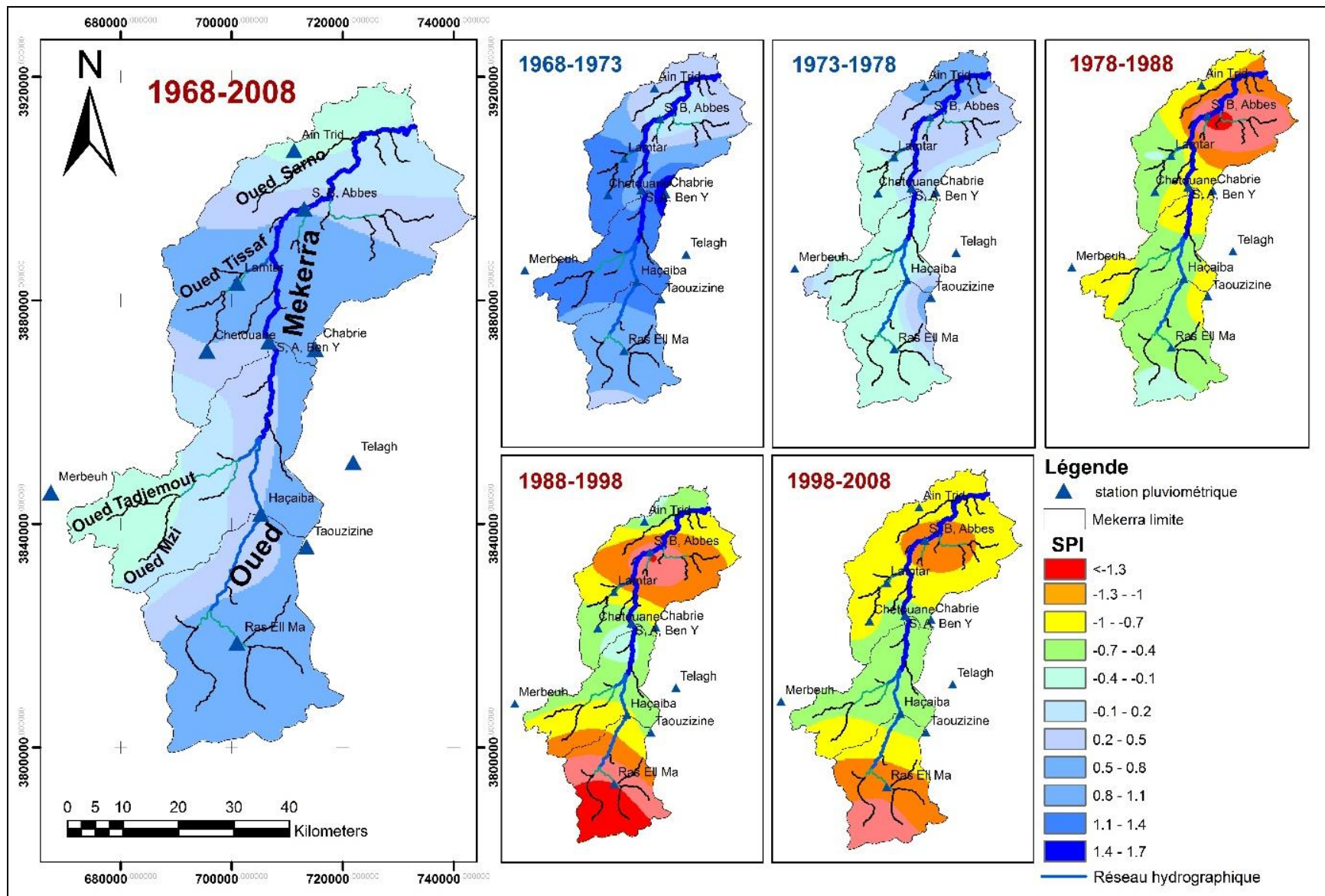


Figure III. 9. Répartition spatiale des valeurs moyennes de SPI sur différentes périodes

### III.6.3.2. Indice climatique d'humidité

Le tableau III.10 et la figure III.10 montrent que les valeurs du CMI se rangent dans les gammes des conditions semi-aride et aride avec une évolution temporelle notable vers le climat aride, où le taux de phénomène d'aridité atteint 90% durant la décennie de 1998-2008. La région a donc connu une variabilité climatique passant par un régime semi-aride pendant la période 1968-1978 (80 à 60%) à aride (1978-2008).

Tableau III. 10. Pourcentage d'années pour chaque classe CMI pour l'ensemble des stations retenues par rapport à une période donnée

Classe de CMI	Degré de la sécheresse	Période humide		Période sèche			1968-2008
		1968-1973	1973-1978	1978-1988	1988-1998	1998-2008	
CMI > 0	Humide	0	0	0	0	0	0
-0.6 < CMI < 0	Semi-aride	80	60	17.27	17.27	10	27.72
CMI < -0.6	Aride	20	40	82.72	82.72	90	72.28
<b>Total</b>		100	100	100	100	100	100

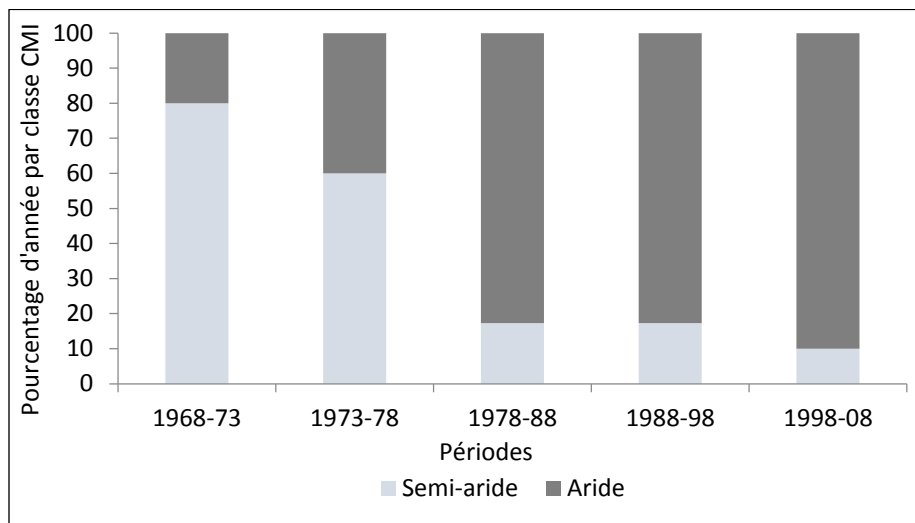


Figure III. 10. Evolution temporelle des conditions climatiques (Arides / Semi arides) et le taux de chaque phénomène à travers les différentes périodes de la série d'observation

La distribution spatiale des valeurs de CMI (fig. III 11), révèle que le climat devient de plus en plus aride lorsqu'on se dirige du Nord-ouest vers le Sud-est du bassin où les conditions climatiques sont plus sévères (température élevée). En contrepartie, l'extrémité nord du bassin montre une aridité relativement modérée due à l'influence de la Méditerranée et la présence des Monts de Tessala.

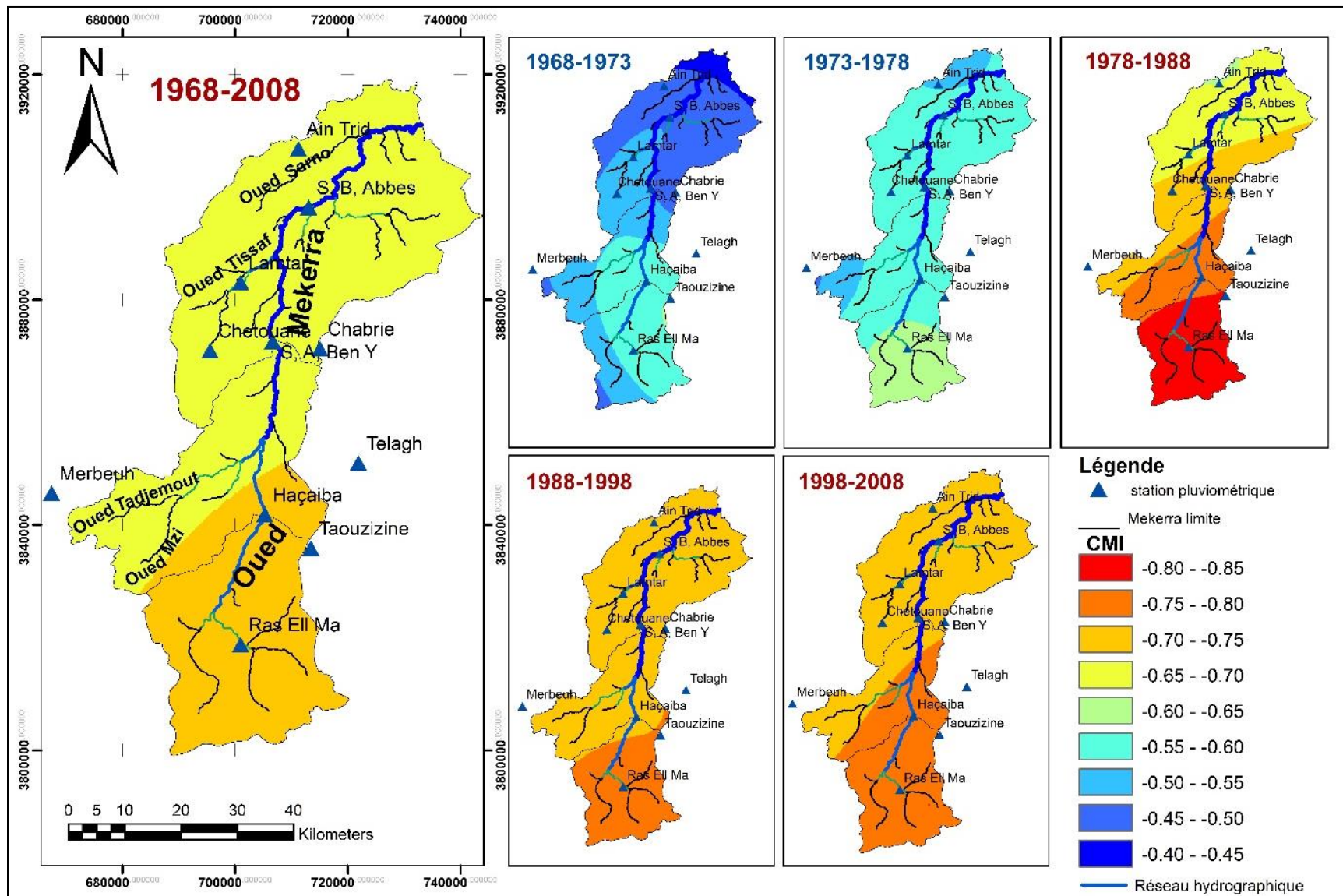


Figure III. 11. Distribution spatiale des valeurs du CMI sur la période 1968-2008

### III.6.3.3. Indice de déficit pluviométrique

Pour l'ensemble des stations considérées, le déficit pluviométrique moyen atteint -30,8 % durant la période 1978-1998, néanmoins la décennie 1998-08 semble moins déficitaire avec -30.5 % par rapport à 1968-1978 (fig.III.12). Cependant la répartition spatiale du déficit pluviométrique suit généralement la même distribution que celle du CMI pour les deux périodes considérées (Nord-ouest vers le Sud-est). Le déficit maximal est enregistré au Sud du bassin (Ras El Ma, Chabrier) avec -48.9 % pour 1978-98 et -40.8 % pour 1998-08, alors que le déficit minimal apparait au Nord (Ain Trid, Sidi Ali Ben youb) avec -18.7 % (1978-98) et -16,7 % (1998-08).

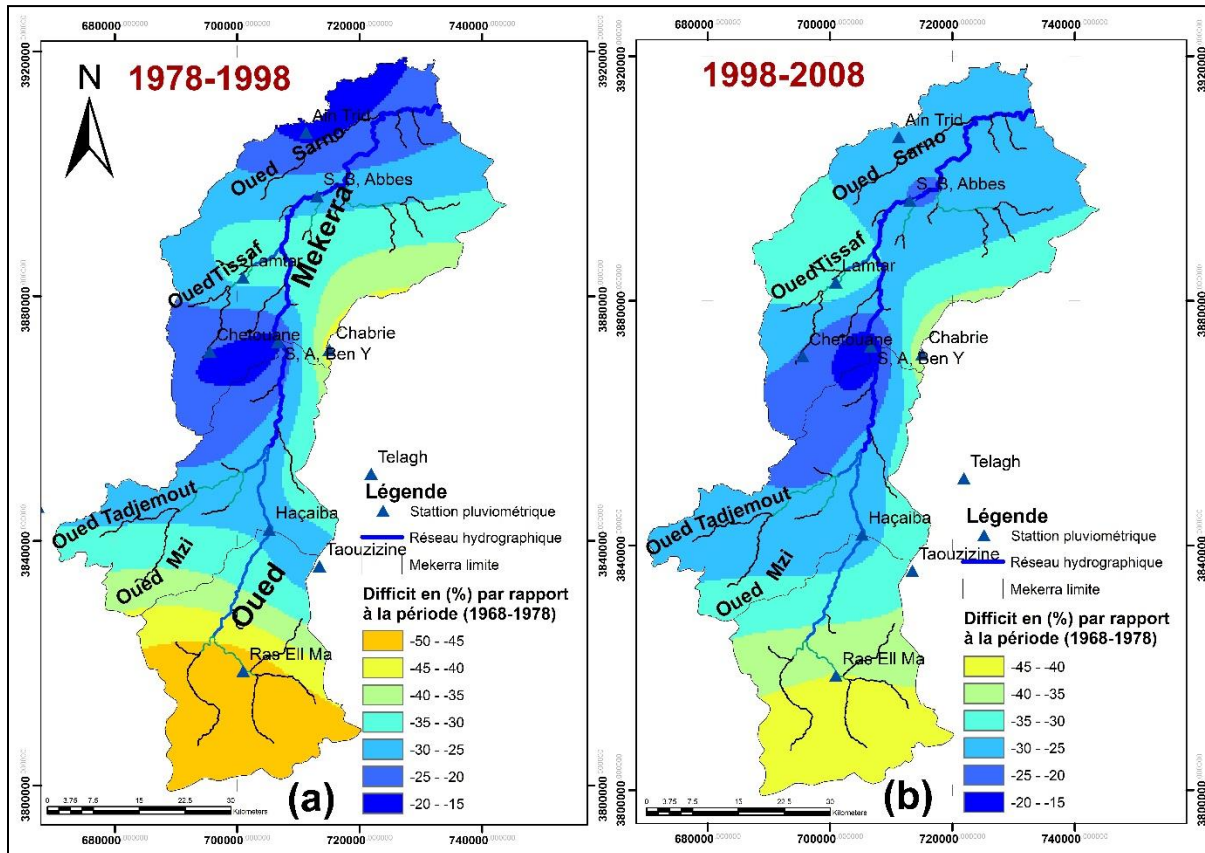


Figure III. 12. Répartition spatiale des déficits pluviométriques (en %) sur les périodes 1978-1998 (a) et 1998-2008 (b) par rapport à 1968-1978

### III.6.3.4. Tests de Détection des Ruptures

L'abondance des années déficitaires durant les trois dernières décennies, déterminées par les indices précédents, est confirmée par l'application des tests de détection de ruptures. En effet, le résultat obtenu sur la région étudiée, et pour l'ensemble des tests, montre que la rupture s'est produite durant la période 1974-1981 et c'est donc là, que la baisse du module pluviométrique et hydrométrique annuel est devenue une réalité. En plus, cette rupture marque l'évolution vers la sécheresse avec un déficit allant de -61.5% en amont à -26.8% vers l'aval du bassin (Tab.III.11).

Par ailleurs, la plupart des travaux antérieurs menés dans ce sens (Laborde, 1993; Meddi *et al.*, 2009; Ghenim et Megnounif, 2013; Djellouli, 2017; Gherissi, 2018) confirme que cette rupture concerne l'ensemble des postes pluviométriques de l'Algérie du Nord.

Tableau III. 11. Résultats des tests de rupture appliqués aux données pluviométriques (11 stations en mm « 1968-2008 ») et hydrométrique (Sidi Ali Benyoub en m<sup>3</sup>/s) sur la période 1966-2008

Stations	Test de rupture	Année/période de rupture	Moy. avant 1 <sup>er</sup> rupture	Moy. après 1 <sup>er</sup> rupture	Moy. après 2 <sup>ième</sup> rupture	Déficit (%)
<b>Ain Trid</b>	Lee et Heghi..	1980	480.7 mm	351.9 mm		-26.8
	Pettitt	1980	480.7 mm	351.9 mm		-26.8
	Segmentation Hubert	[1968-1980] [1981-2008]	480.7 mm	351.9 mm		-26.8
<b>Sidi Bel Abbes</b>	Lee et Heghi..	1976	423.6 mm	298.4 mm		-29.5
	Pettitt	1979	401 mm	294.7 mm		-26.5
	Segmentation Hubert	[1968-1976] [1977-2008]	423.6 mm	298.4 mm		-29.5
<b>Lamtar</b>	Lee et Heghi..	1980	412.2 mm	276.1 mm		-33
	Pettitt	1980	412.2 mm	276.1 mm		-33
	Segmentation Hubert	[1968-1980] [1981-2008]	412.2 mm	276.1 mm		-33
<b>Sidi Ali Benyoub</b>	Lee et Heghi..	2006	344.2 mm	660.2 mm		+91.8
	Pettitt	1976	422.3 mm	331.7 mm		-21.4
	Segmentation Hubert	[1968-1976] [1977-2006] [2007-2008]	422.3 mm	320.7 mm	660.2 mm	-24 +105.8
<b>Chetouane</b>	Lee et Heghi..	1975	426.9 mm	317.6 mm		-25.6
	Pettitt	1980	396.6 mm	312 mm		-21.3
	Segmentation Hubert	[1968-1975] [1976-2008]	426.9 mm	317.6 mm		-25.6
<b>Chabrier</b>	Lee et Heghi.	1974	558.6 mm	283.4 mm		-49.3
	Pettitt	1980	452.6 mm	273.3 mm		-39.6
	Segmentation Hubert	[1968-1974] [1975-2008]	558.6 mm	283.4 mm		-49.3
<b>Telagh</b>	Lee et Heghi..	1976	392.2 mm	220.7 mm		-43.7
	Pettitt	1979	351.7 mm	214.4 mm		-39
	Segmentation Hubert	[1968-1976] [1977-2008]	392.2 mm	220.7 mm		-43.7
<b>Merbeuh</b>	Lee et Heghi..	1977	492.2 mm	363.6 mm		-26.1
	Pettitt	1977	492.2 mm	363.6 mm		-26.1
	Segmentation Hubert	[1968-1977] [1978-2008]	492.2 mm	363.6 mm		-26.1
<b>Haçaiba</b>	Lee et Heghi..	1977	394.6 mm	273.5 mm		-30.7
	Pettitt	1978	376.8 mm	272.6 mm		-27.6
	Segmentation Hubert	[1968-1977] [1978-2008]	394.6 mm	273.5 mm		-30.7
<b>Taouzizine</b>	Lee et Heghi..	1981	372.1 mm	258.4 mm		-30.5
	Pettitt	1981	372.1 mm	258.4 mm		-30.5
	Segmentation Hubert	[1968-1981] [1982-2008]	372.1 mm	258.4 mm		-30.5
<b>Ras el Ma</b>	Lee et Heghi..	1976	366.4 mm	191.7 mm		-47.7
	Pettitt	1977	352.8 mm	190.4 mm		-46
	Segmentation Hubert	[1968-1970] [1971-1973] [1974-2008]	286.7 mm	520.5 mm	200.5 mm	+81.5 -61.5
<b>Sidi Ali Benyoub*</b>	Lee et Heghi..	1977	0.758 m <sup>3</sup> /s	0.486 m <sup>3</sup> /s		-35.9
	Pettitt	1979	0.735 m <sup>3</sup> /s	0.48 m <sup>3</sup> /s		-34.7
	Segmentation Hubert	[1968-1977] [1978-2008]	0.758 m <sup>3</sup> /s	0.486 m <sup>3</sup> /s		-35.9

\* Station hydrométrique

Les stations sont classées du Nord vers le Sud en allant de haut en bas.

### III.6.3.5. Impact de la sécheresse sur l'hydrologie

Le bassin versant de l'Oued Mekerra est équipé par trois stations hydrométriques : Sidi Bel Abbas, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba, installées respectivement aux exutoires des sous bassins versants de l'aval, moyenne et amont Mekerra (fig. III 1). Pour cette étude, seules les données hydrométriques de Sidi Ali ben Youb ont été retenues sur une période d'observation de septembre 1966 à août 2008. Ceci, pour éviter toutes incertitudes liées à l'interaction entre la nappe alluviale et l'Oued (aval Mekerra), et le phénomène des pertes karstiques caractérisant la partie amont du bassin (Megherfi, 2010; Otmane, 2015; Otmane *et al.*, 2016; Otmane *et al.*, 2017),

Alors, la baisse du module pluviométrique constatée dans le bassin de la Mekerra influence fortement l'hydrologie de l'Oued, ce qui se traduit par une diminution moyenne des écoulements de 35.9 %. (tab. III.11 et 12) (fig.III. 13).

Tableau III. 12. Déficit pluviométrique et hydrométrique pour les trois décennies de la période sèche.

Descripteurs		Période humide		Période sèche		1978-2008
		1968 -1978	1978-1988	1988-1998	1998-2008	
<b>Pluies moyennes annuelles pour les onze stations.</b>	P (mm)	418.2	265.8	282.6	279.8	276.06
	Déficit (%)	-	-36.4	-32.4	-33.1	-34
<b>Débit moyen annuel pour la station de Sidi Ali Benyoub.</b>	Q (m <sup>3</sup> /s)	0.758	0.52	0.50	0.43	0.486
	Déficit (%)	-	-31.4	-34	-43.3	-35.9

Le comportement des précipitations et les écoulements est relativement identique avec parfois un décalage d'une année ou deux liés probablement à la recharge et à la vidange des nappes (fig.III.13).

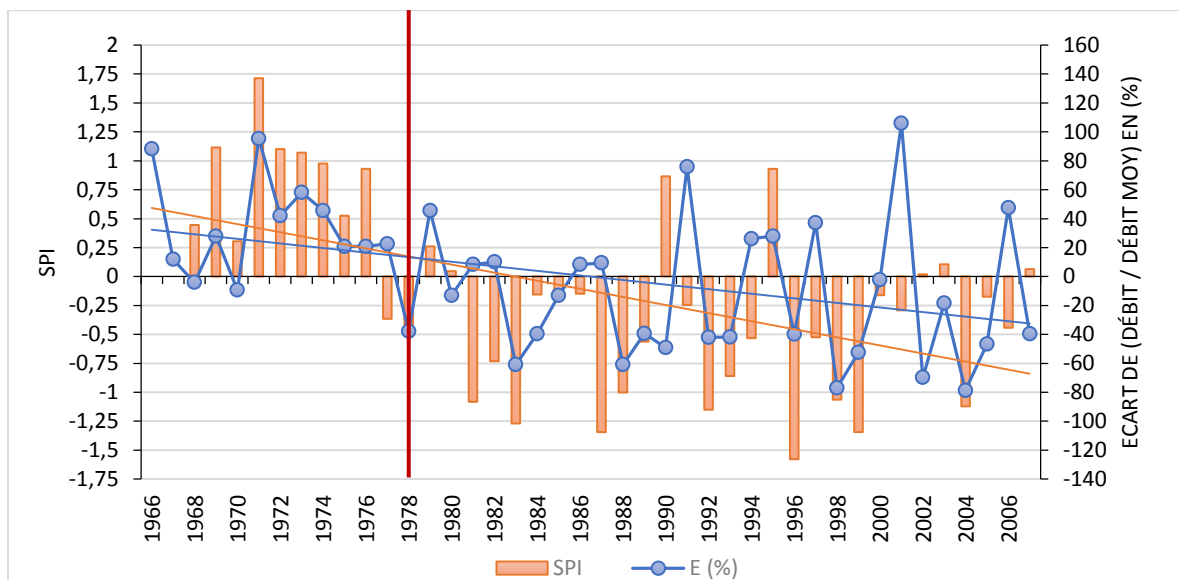


Figure III. 13. Evolution du SPI des onze stations pluviométriques sur la période 1968-2008, en fonction de l'écart relatif des débits moyens annuels par rapport à la moyenne interannuelle pour la station de Sidi Ali Benyoub (Exutoire du bassin) entre 1966 à 2008

Les traitements statistiques réalisés ci-dessus, mettent en évidence une sécheresse durant les trois dernières décennies de la série d'observation. De ce fait, et afin d'éviter toute incertitude liée à la variabilité climatique, nous avons retenu dans ce qui suit pour cette étude la période homogène de 1978 à 2008 pour l'ensemble des stations.

### III.6.3.6. Ajustement des précipitations annuelles à une loi de probabilité (1978/1979-2008/2009)

L'analyse de la variabilité interannuelle des précipitations mérite d'être complétée par une étude fréquentielle, c'est-à-dire l'estimation des valeurs limites atteintes ou dépassées pendant une période donnée (la période homogène issue des analyses statistiques ci-dessus). Ceci suppose de rechercher au préalable la loi d'ajustement.

Pour mieux cerner cette irrégularité interannuelle des précipitations qui a un rôle essentiel et décisif sur l'écoulement fluvial et afin de caractériser le régime des précipitations annuelles, nous allons essayer de trouver une loi d'ajustement de la distribution des pluies annuelles dans le but d'aboutir à une estimation des paramètres d'ajustement et calculer des variables réduites afin de prévoir les hauteurs pluviométriques probables.

Le choix d'une méthode d'ajustement est basé sur les valeurs du coefficient de variation qui sont inférieures à 50% pour la totalité des stations (tab.III.2), ce qui indique une susceptibilité d'ajustement à une loi normale ou Log Normal (fig.2, Annexe II). L'estimation numérique des pluies fréquentielles (Pf) en année humide et en année sèche se fait par l'application de l'équation de la variable réduite de Gauss.

Les quantités estimées pour les différentes stations du bassin de l'oued Mekerra et pour les probabilités de retour retenues, sont représentées sur le tableau III.13.

Tableau III. 13. Précipitations annuelles fréquentielles (mm)

Stations	P (année humide)			$\bar{P}$	P (année sèche)		
	T=100ans	T=50ans	T=10ans	T=2ans	T=10ans	T=50ans	T=100ans
	F=0.99 U=2.317	f=0.98 U=2.054	f=0.90 U=1.282	f=0.5 U=0.000	f=0.10 U=-1.282	f=0.02 U=-2.062	f=0.01 U=-2.335
Ain Trid	609	581	502	371	240	161	134
Sidi Bel Abbas	516	492	423	308	194	125	101
Lamtar	512	487	415	295	175	103	77.5
Sidi Ali Ben Youb	596	566	482	342	203	119	88.9
Chetouane	505	484	424	324	225	165	144
Ferme Chabrie	486	462	396	286	176	110	86.6
Telagh	410	388	326	223	121	58.6	36.8
Merbeuh	551	530	469	368	267	206	184
Haçaiba	506	480	405	282	158	83.6	57.3
Taouzizine	538	507	421	278	135	48.6	18.2
Ras ElMa	336	319	272	194	116	69	52.4

La période observée de 1978/1979 à 2008/2009 présente des années exceptionnelles sèches ou humides et contient des valeurs d'une fréquence très différente de la fréquence expérimentale. A titre indicatif, l'année 2004/2005 est la plus sèche à la station de Sidi Ali Ben Youb ( $P=156.2\text{mm}$ ) qui peut être atteinte ou dépassée une fois tous les 23 ans, alors que l'année la plus humide à la même station est celle de 2007/2008 avec une pluie de 660 mm à une période de retour de 560ans (tab.III.14).

Tableau III. 14. Fréquence théorique des pluies moyennes annuelles et extrêmes pour les différentes stations de l'oued Mekerra

Station	Année extrême sèche	P	$U_p$	(f)	$T_i$	Année extrême humide	P	$U_p$	(f)	T
Ras ElMa	1978/79	117	-1.273	0.1	10	1995/96	365	2.813	0.9975	400
S A B	2004/05	156.2	-1.709	0.0435	23	2007/08	660	2.916	0.9982	560
S B A	1996/97	176	-1.488	0.0699	14	2008/09	591	3.168	0.9992	1300
Lamtar	1999/00	121	-1.849	0.0323	31	2008/09	557	2.763	0.9975	408
Ain Trid	1996/97	127	-2.465	0.0085	118	1979/80	603	2.112	0.9886	88
Haçaiba	1987/88	111	-1.772	0.0385	26	2008/09	531	2.581	0.9951	205
Telagh	1983/84	84	-1.741	0.0417	24	1995/96	453	2.870	0.9980	500
F Chabrie	1983/84	132	-1.796	0.0364	28	2007/08	484	2.309	0.9895	95
Taouzizine	1983/84	111	-1.498	0.0676	15	1990/91	535	2.298	0.9889	90
Chetouane	2004/05	202	-1.576	0.0578	17	2008/09	519	2.511	0.9939	165
Merbeuh	1987/88	253	-1.307	0.0714	14	1990/91	569	1.537	0.9946	185

$$U_p = \frac{P - \bar{P}}{\delta}, T_i = \frac{1}{f} \text{ (Année)}, P : \text{Précipitations (mm)}, (f) : \text{Fréquence}, T = \frac{1}{1-f} \text{ (année)}$$

### III.6.3.7. Variations spatiales de la pluviométrie (1978/1979-2008/2009)

Aux variations temporelles des précipitations annuelles s'ajoutent des variations spatiales.

Tous les auteurs qui ont étudié la pluviométrie en Algérie montrent que la répartition de la pluie subit trois influences, celle de l'altitude, les conditions topographiques, de la longitude et enfin celle de l'éloignement par rapport à la mer.

Ainsi, Seltzer (1946) a montré que la répartition des pluies en Algérie obéit aux trois lois suivantes :

- La hauteur de pluie augmente avec l'altitude mais est plus élevée sur les versants exposés aux vents humides que sur les versants sous le vent.
- Elle augmente de l'Ouest à l'Est.
- Elle diminue à mesure que l'on s'éloigne du littoral.

La carte de la répartition spatiale de la pluviométrie moyenne du bassin de la Mekerra (fig.III.14) représente un échantillon caractéristique au niveau de l'Ouest algérien. En effet, la pluie diminue au fur et à mesure que l'on s'éloigne du littoral à cause de l'appauvrissement

### Chapitre III Mise en évidence de la sécheresse par l'étude de la variabilité climatique

progressif de l'atmosphère en vapeur d'eau lors du passage des courants aériens qui abandonnent leur pluie en franchissant les chaînes montagneuses (monts de Tessala), tel est le cas de la station de Sidi Bel Abbès située à une altitude de 485m qui ne reçoit que 308mm, alors qu'à 30km seulement au Nord, la station de Ain Trid est plus arrosée et reçoit 383mm (tab.III.15). Les monts constituent un premier obstacle au passage de nuages.

Tableau III. 15. Précipitations moyennes interannuelles pour les différentes stations de la Mekerra (1978/1979-2008/2009)

Code	Nom	Altitude (m)	Coordonnées Lambert (km)		Pluie (mm)
			X	Y	
110102	Ras El Ma	1097	177,700	138,800	194
110201	Sidi Ali Ben youb	635	186,500	192,200	335
110305	Sidi Bel Abbès	485	194,250	215,600	308
110310	Lamtar	576	181,400	203,000	295
110314	AinTrid	530	193,050	226,100	383
110203	Haçaiba	950	183,300	161,600	282
110502	Telagh	877	200,450	169,800	223
110507	F. Chabrier	755	194,800	190,450	286
110701	Taouzizine	1350	191,150	155,200	278
110334	Chetouane	679	175,300	191,250	324
160602	Merbeuh	1100	145,750	167,600	398

Nous notons également une sensible augmentation pluviométrique de l'Est vers l'Ouest, La station de Merbeuh qui appartient au bassin versant de la Tafna se trouvant à la limite ouest du bassin versant de la Mekerra à une altitude de 1100m, enregistre 398mm. Pratiquement à la même latitude, la station de Telagh appartient au sous bassin d'Oued El Hammam (la limite Est du bassin de la Mekerra) à une altitude de 877m n'enregistre que 223mm. En allant vers le Sud du bassin, la station de Ras El Ma, se trouvant à 1097m d'altitude, n'enregistre qu'une hauteur de pluie de 194mm.

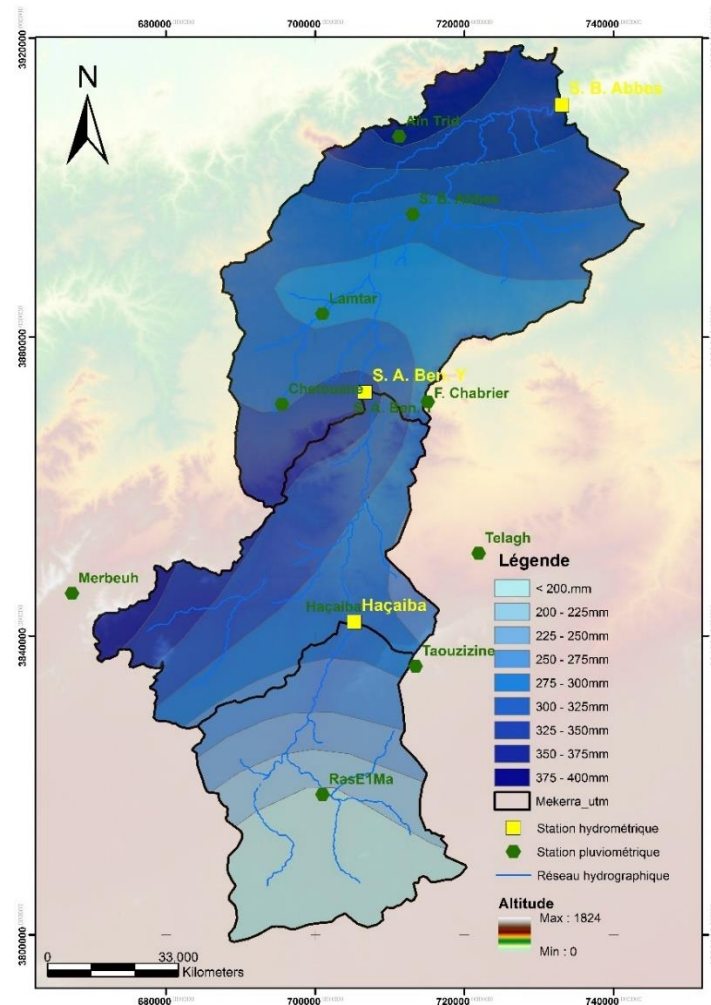


Figure III. 14. Evolution spatiale de la pluie dans le bassin de la Mekerra (1978/79-2008/09)

### III.6.3.8. Impact de l'évolution spatiale de la sécheresse sur l'occupation du sol (1978/1979-2008/2009)

Pour étudier l'impact de la sécheresse sur l'occupation du sol à travers les trois sous bassins de la Mekerra, la période homogène de 1978/1979 à 2008/2009 a été prise en considération pour la spatialisation des indices SPI (fig.III.15a). Ceci, met en évidence une certaine humidité au niveau de la moyenne Mekerra ( $-0.38 < \text{SPI} < -0.36$ ), due généralement à l'influence du relief (les djebels Bel Alatène et Assès qui traduisent des écarts marqués dans la pluviométrie). Ce dernier, explique l'importance de la surface occupée par les forêts et maquis ( $592 \text{ km}^2$ ) (fig.III.15b). Par contre, la sécheresse est plus sévère particulièrement en amont du bassin avec SPI compris entre  $-0.54$  et  $-0.64$ , cela implique le développement des parcours steppiques à grande échelle ( $464.4 \text{ km}^2$ ). En revanche, la partie aval du bassin présente une plaine alluviale cultivée ( $1470 \text{ km}^2$ ), subit des conditions climatiques de plus en plus sèches, en s'éloignant de la moyenne Mekerra.

Donc, à l'issus des résultats obtenus, il est très intéressant de conclure que la répartition spatiale de la sécheresse influence fortement l'occupation du sol à l'échelle du bassin de l'Oued Mekerra.

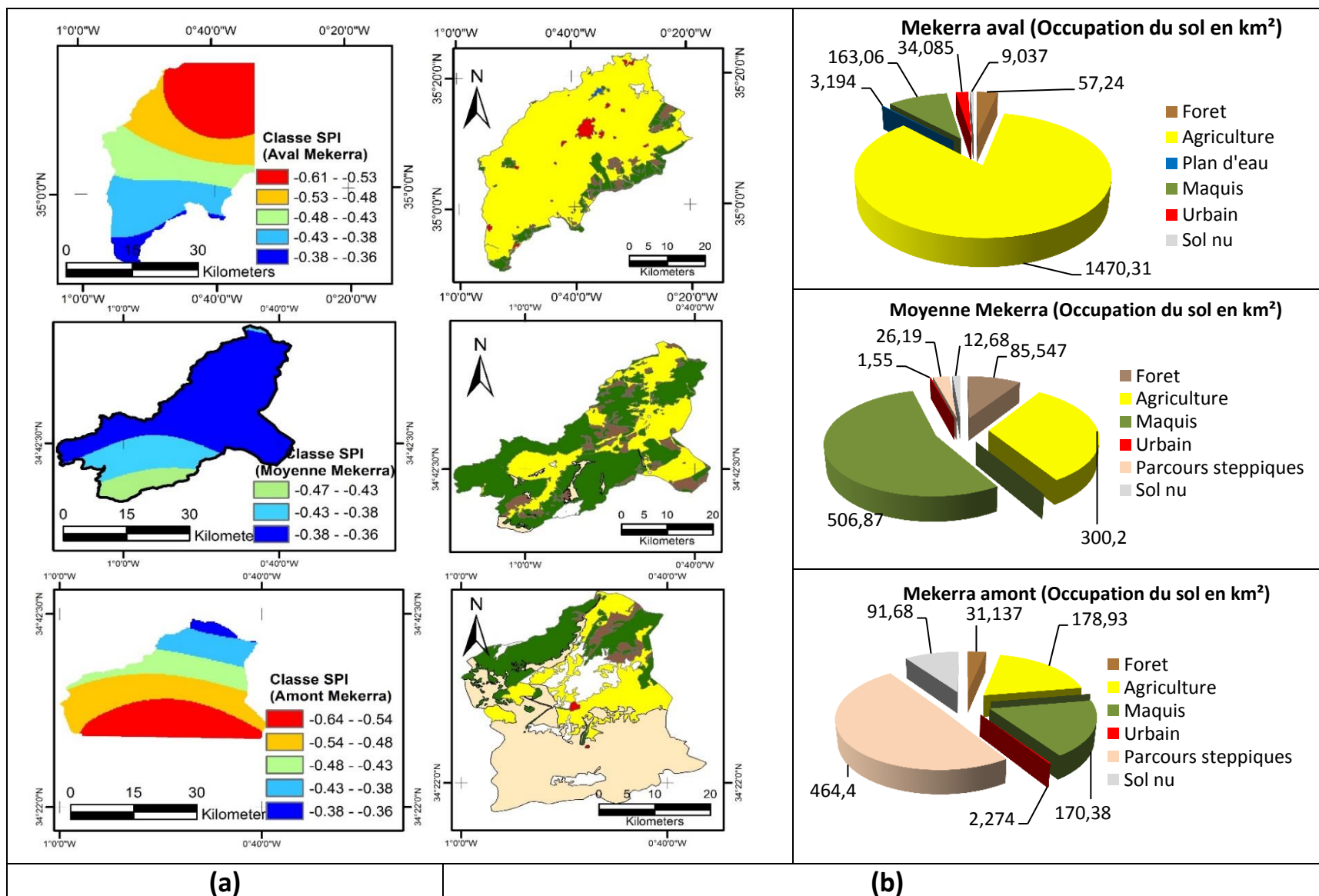


Figure III. 15. Influence de la sécheresse (a) sur la répartition spatiale de l'occupation du sol (b)

### III.7. Evaluation de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin

Comme dans toute étude pluviométrique, nous nous sommes référés à une période d'observation qui s'étale du premier Septembre 1978 au 31 Août 2009.

Plusieurs méthodes ont été utilisées pour le calcul de la pluie moyenne annuelle précipitée sur le bassin versant :

#### III.7.1. Moyenne arithmétique

C'est une simple moyenne arithmétique des précipitations moyennes annuelles des stations pluviométriques relevées aux mêmes temps, aux différentes stations du bassin ou dans son voisinage pour une période déterminée.

Elle est définie par la relation :

$$P_m = \bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n P_i}{n} \quad (\text{III. 12})$$

$P_m$  : Précipitations moyennes annuelles sur le bassin (mm).

$P_i$  : Précipitations moyennes annuelles au niveau de chaque station (mm).

$n$  : Nombre de stations d'observation,  $n=11$

#### III.7.2. Méthode de Thiessen

C'est l'une des méthodes les plus rapides et les plus utilisées, elle consiste à diviser la surface du bassin en polygones, dans lesquels on attribue à chaque poste pluviométrique un poids proportionnel à une zone d'influence. Un point situé dans cette zone soit plus près en distance horizontale du pluviomètre correspondant que toute autre pluviomètre (Fig.III.16). La construction est la suivante :

- Les stations disponibles étant reportées sur une carte.
- On trace une série de droites reliant les stations adjacentes.
- Au milieu de chacune de ces droites on prend une perpendiculaire.
- Les intersections de ces médiatrices déterminent un certain nombre de polygones, pour chacun des quels la hauteur moyenne des précipitations est prise égale à celle de la station comprise à l'intérieur du polygone qui l'entoure.

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i P_i}{S_t} \quad (\text{III. 13})$$

Avec :

$\bar{P}$  : Pluie moyenne sur l'ensemble du bassin (mm),

$S_i$  : Surface élémentaire d'égales précipitations ( $\text{km}^2$ ),

$P_i$  : Précipitations moyennes sur la surface élémentaire qui est égale à celle de la station située à l'intérieur de la surface élémentaire (mm),

$S_t$  : Surface totale du bassin ( $\text{km}^2$ ).

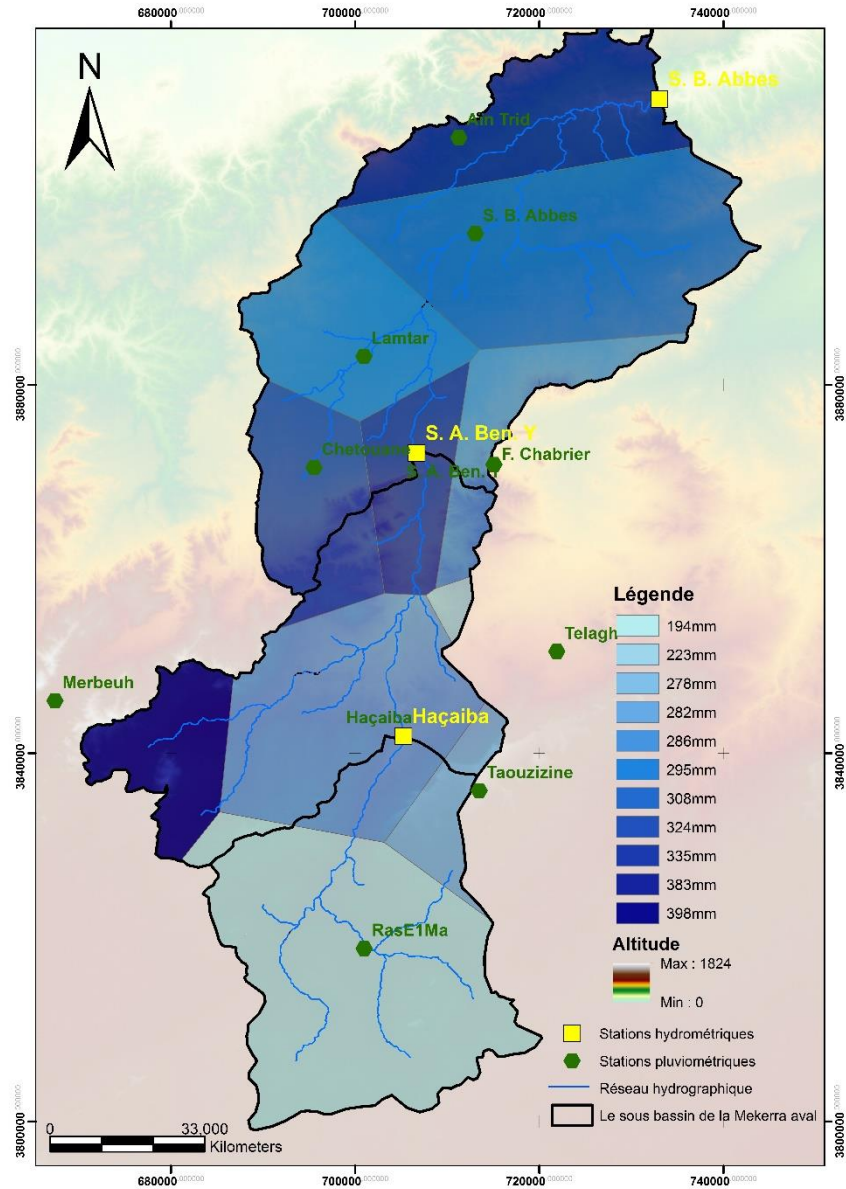


Figure III. 16. Méthode de Thiessen (1978/1979-2008/2009)

La méthode de Thiessen donne les résultats suivants :

Tableau III. 16. Application de la méthode de Thiessen au calcul de la pluie moyenne annuelle

Nom	P <sub>i</sub> (mm)	Mekerra		Mekerra aval		Moyenne Mekerra		Mekerra amont	
		S <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )	P <sub>i</sub> S <sub>i</sub>	S <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )	P <sub>i</sub> S <sub>i</sub>	S <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )	P <sub>i</sub> S <sub>i</sub>	S <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )	P <sub>i</sub> S <sub>i</sub>
<b>Haçaiba</b>	282	541.32	152525.17			448.03	126238.82	93.29	26286.29
<b>Telagh</b>	223	20.56	4589.75			20.56	4589.75		0.00
<b>F.Chabrier</b>	286	184.08	52665.72	138.53	39631.75	45.56	13034.00		0.00
<b>Chetouane</b>	324	270.39	87670.95	203.30	65918.98	67.10	21755.44		0.00
<b>Ain Trid</b>	383	340.39	130533.26	340.39	130533.26		0.00		0.00
<b>Merbeuh</b>	398	196.35	78164.18		0.00	196.35	78164.18		0.00
<b>RasElMa</b>	194	796.51	154548.21		0.00	27.98	5429.09	768.53	149118.99
<b>Taouzizine</b>	278	106.29	29550.99		0.00	29.70	8258.54	76.58	21292.50
<b>S.B.Abbes</b>	308	651.40	200945.45	651.40	200945.45		0.00		0.00
<b>Lamtar</b>	295	319.44	94219.68	319.44	94219.68		0.00		0.00
<b>S.A.Ben.Y</b>	335	189.92	63614.90	91.76	30733.50	98.17	32881.46		0.00
$\sum S_i$		3616.64		1744.81		933.45		938.40	
$\sum P_i S_i$		1049028.24		561982.62		290351.27		196697.78	
<b>Pluie moy (mm)</b>		290.06		322.09		311.05		209.61	

Le bassin versant de l'Oued Mekerra présente diverses zones pluviométriques bien distinctes (Fig.III.17) :

- Zone septentrionale (Mekerra aval) est bordée par les Monts de Tessala qui influencent la répartition pluviométrique et les écarts entre les stations (Ain Trid et Sidi Bel Abbès),
- Zone centrale (Moyenne Mekerra), où apparaît l'influence du relief. Les djebels Bel Alatène et Assès traduisent des écarts marqués dans la pluviométrie, dépendamment de l'altitude, cet écart varie entre 223mm et 398mm,

Zone méridionale qui connaît une diminution progressive vers le Sud entre Haçaiba 282mm et Ras El Ma 194mm.

### III.7.3. Méthode des isohyètes

Pour passer à la pluie moyenne ( $P_m$ ) tombée sur la surface totale du bassin ( $S_t$ ), on planimètre chacune des surfaces élémentaires ( $S_i$ ) délimitées par les isohyètes ( $P_i$ ) et ( $P_{i+1}$ ). Comme le montre le tableau III.17.

On calcule ( $\bar{P}$ ) précipitée sur la surface du bassin en prenant les précipitations moyennes entre les deux isohyètes successives, par la surface comprise entre ces isohyètes, en totalisant ces produits et en divisant sur la surface totale du bassin versant.

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i P_i}{S_t} \quad (\text{III. 14})$$

Avec :

$\bar{P}$  : Pluie moyenne tombée sur le bassin (mm),

$P_i$  : Précipitations moyennes entre les isohyètes successives (mm),

$S_i$  : Surface comprise entre deux isohyètes successives (km<sup>2</sup>),

$S_t$  : Surface totale du bassin versant (km<sup>2</sup>).

A partir des valeurs des précipitations aux différentes stations, a été dressée une carte des isohyètes (Fig.III.18) qui représente la répartition des pluies couvrant la période 1978/1979-2008/2009.

Tableau III. 17. Pluie moyenne annuelle calculée par la méthode des isohyètes (1978/1979-2008/2009)

Isohyètes	P <sub>i</sub> (mm)	Mekerra		Mekerra aval		Mekerra moyen		Mekerra amont	
		S <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )	P <sub>i</sub> S <sub>i</sub>	S <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )	P <sub>i</sub> S <sub>i</sub>	S <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )	P <sub>i</sub> S <sub>i</sub>	S <sub>i</sub> (km <sup>2</sup> )	P <sub>i</sub> S <sub>i</sub>
>375	387.5	80.08	31031.00	79.51	30809.00	0.58	223.04		
375-350	362.5	261.85	94920.63	218.19	79093.88	43.67	15828.60		
350-325	337.5	549.74	185537.25	407.51	137534.96	142.23	48001.95		
325-300	312.5	1010	315625.00	670.05	209391.88	339.89	106215.63		
300-275	287.5	768.13	220837.38	369.55	106244.76	345.48	99324.92	53.10	15267.6
275-250	262.5	218.03	57232.88			61.61	16172.36	156.42	41060.5
250-225	237.5	154.18	36617.75					154.18	36617.7
225-200	212.5	164.93	35047.63					164.93	35047.6
<200	187.5	409.77	76831.88					409.77	76831.3
S <sub>t</sub>		3616.7		1744.8		933.45		938.40	
∑P <sub>i</sub> S <sub>i</sub>		1053681.38		563074.48		285766.50		204824.83	
Pluie moy		291.34mm		322.71mm		306.14mm		218.27mm	

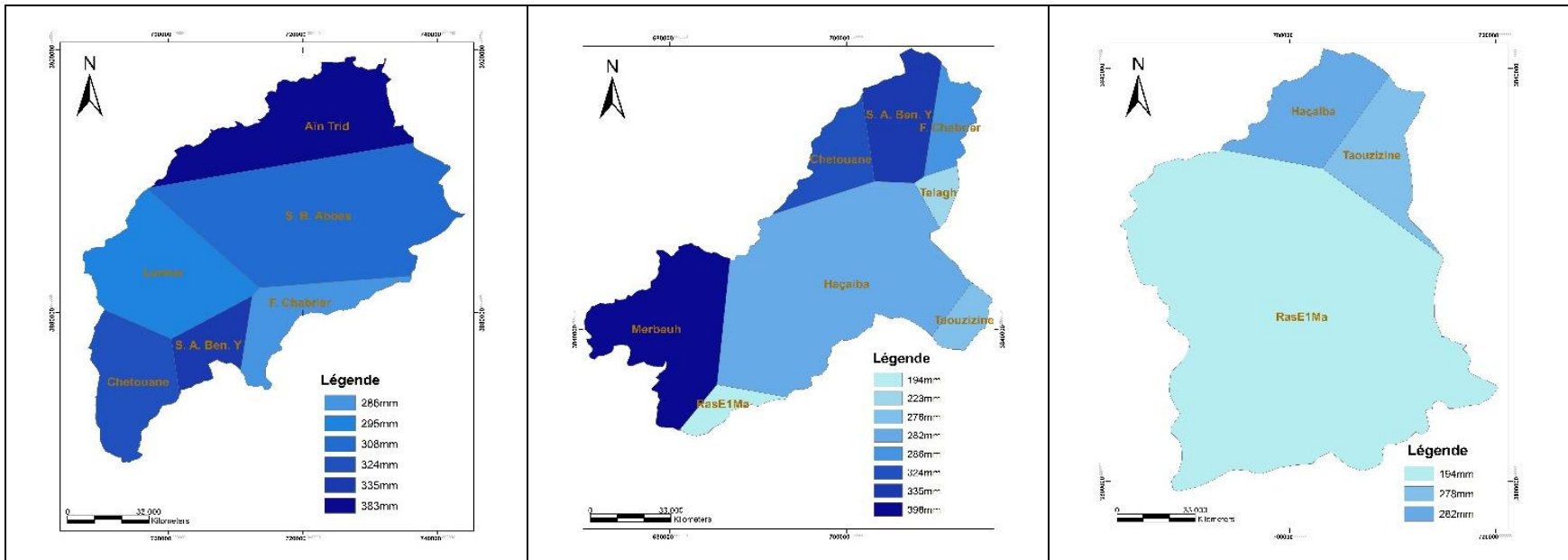


Figure III. 17. Méthode de Thiessen pour les trois sous bassins de la Mekerra

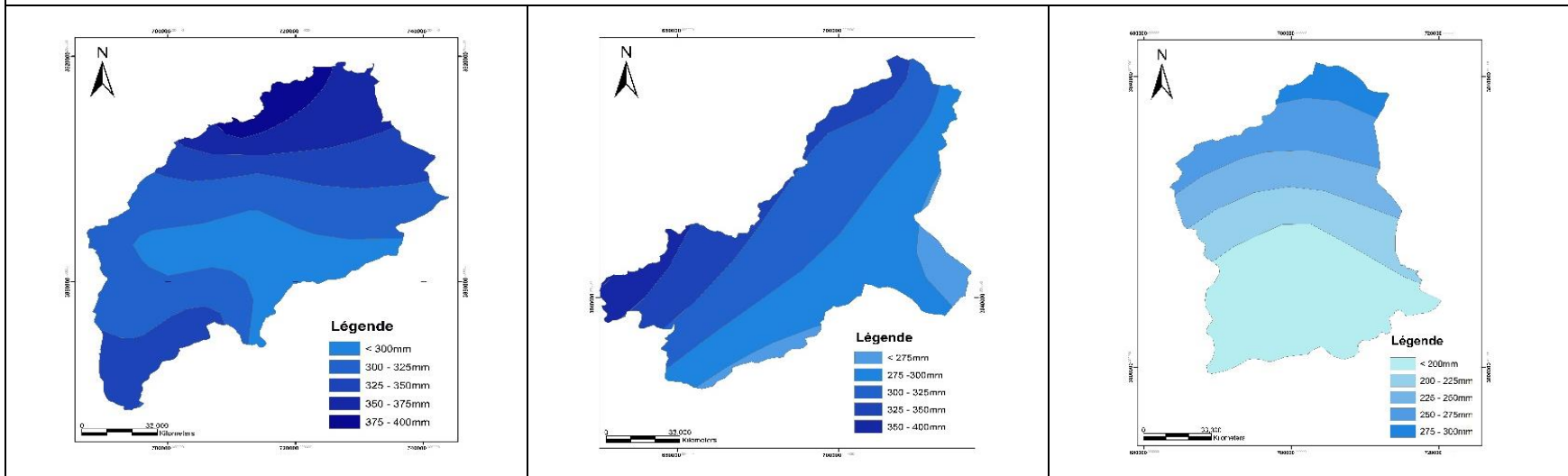


Figure III. 18. Carte en isohyètes de la Mekerra (1978/79-2008/09)

Presque la moitié de la superficie totale du bassin possède une pluviométrie inférieure à 280mm. Les tranches d'altitudes comprises entre 1200 à 1700m représentant 10% de la surface totale se caractérisent par un module pluviométrique supérieur à 300mm par an.

La valeur de la pluie moyenne annuelle des sous bassins de l'Oued Mekerra calculées par les méthodes ci-dessus est résumée sur le tableau III.18.

Tableau III. 18. Comparaison des hauteurs de pluies moyennes annuelles des différentes méthodes

Méthode	Moyenne arithmétique	Thiessen	Isohyètes
Mekerra	300.7	290.06	291.34
Mekerra aval	322.03	322.09	322.71
Moyenne Mekerra	290.05	311.05	306.14
Mekerra amont	247.71	209.61	218.27

### III.8. Variabilité mensuelle

Les valeurs moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1978/1979-2008/2009), traduisent clairement les variations mensuelles et saisonnières de la distribution des précipitations à l'échelle annuelle.

L'étude de cette variation intermensuelle et intersaisonnière des précipitations s'avère déterminante sur l'écoulement fluvial saisonnier et sur le comportement hydrologique annuel de l'oued.

#### III.8.1. Variabilité intermensuelle des précipitations

Le mois le plus pluvieux diffère d'une station à l'autre (Tableau III.19 et figure III.19), mais en général, il se situe soit en hiver (Décembre ou Février) ou au printemps pendant le mois de Mars. Les mois les plus secs sont représentés par Juillet et Août.

Tableau III. 19. Moyennes mensuelles pluviométriques relatives à la période (1978/1979-2008/2009) pour les différentes stations du bassin

Stations	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jt	Août
Ras El Ma	16	23	23	15	20	15	17	20	20	13	2	10
S. A. B. Y	26	36	39	40	39	38	42	32	24	7	5	7
S. B. A	21	29	46	37	37	41	37	30	20	6	2	2
Lamtar	12	32	42	39	37	41	35	24	22	7	2	1
Ain Trid	13	31	54	46	52	55	55	37	32	6	2	2
Haçaiba	21	31	36	29	29	29	36	29	24	8	3	7
Telagh	15	20	32	19	26	21	23	36	13	6	3	8
Chabrier	17	31	43	28	32	39	42	32	18	3	3	1
Taouzizine	18	23	45	33	25	27	42	31	22	5	2	6
Chetouane	18	32	43	37	41	49	37	32	26	6	3	4
Meurbah	19	29	48	43	47	58	58	42	32	10	6	8

La Figure III.19, traduit clairement les variations mensuelles de la distribution des précipitations et permet de distinguer deux périodes.

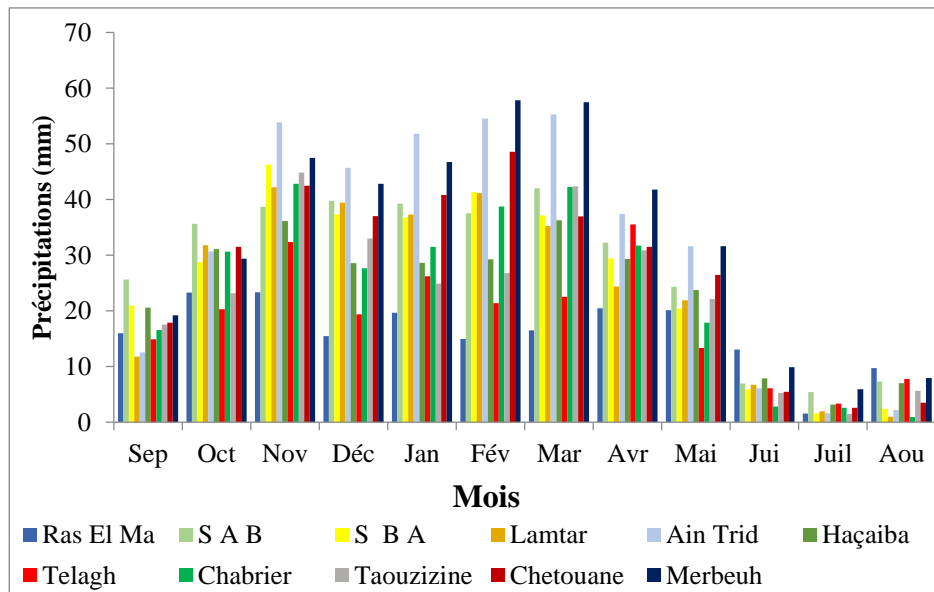


Figure III. 19. Variation mensuelle de la pluviométrie dans les différentes stations de la Mekerra (1978/79-2008/09)

Une période déficitaire où les précipitations sont inférieures à la moyenne mensuelle de l'année. Or il s'avère d'après le graphique que les mois dits secs, sont Juin, Juillet et Août au niveau de toutes les stations et le minimum est atteint en Juillet.

Une période excédentaire où les précipitations sont supérieures à la moyenne mensuelle de l'année, elle débute en Septembre et s'achève en Mai, avec un premier maximum en Novembre et un deuxième en Mars dans la majorité des stations du bassin, pour les stations Ras El Ma, Sidi Bel Abbas, Ain Trid et Ferme Chabrier c'est le mois de Novembre qui est le plus arrosé de l'année.

On relève une amplitude importante des valeurs pluviométriques entre les mêmes mois de la série étudiée (Tableau III.20), ceci est mis en évidence par le coefficient de variation (fig.III. 20). En effet, les coefficients les plus élevés sont ceux des mois d'été, dans toutes les stations avec un maximum en Août de 3.19 à la station de Lamtar. Ces coefficients extrêmement élevés s'expliquent par l'indigence pluviométrique d'une part et le caractère orageux des précipitations (averse) de la fin d'été d'autre part. La valeur minimale de ce coefficient est observée au mois de Novembre à la station de Taouzizine avec une valeur de 0,56, il atteint 0,58 en Février à Ras El Ma, 0,63 en mois de Décembre à Sidi Bel Abbas et 0,71 en Janvier à Ain Trid.

Tableau III. 20. Coefficient de variations mensuelles au niveau des stations (1978/1979-2008/2009)

Stations	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jt	Aout
Ras El Ma	1,18	0,86	0,62	0,85	0,81	0,58	0,96	0,98	0,89	1,79	1,75	1,88
S. A. B. Y	1,18	1,21	0,63	0,83	0,86	0,79	1,07	0,96	0,98	1,59	2,58	1,29
S. B. A	1,62	1,19	0,78	0,63	0,74	0,79	0,84	0,64	0,97	1,96	2,51	1,56
Lamtar	1,04	1,2	0,92	0,74	0,77	0,86	0,85	0,73	0,97	2,18	2,83	3,19
Ain Trid	0,9	0,92	0,77	0,95	0,71	0,74	0,8	0,78	1,14	1,58	2,39	1,41
Haçaiba	1,05	0,96	0,68	0,82	0,84	0,92	1,24	0,81	0,9	1,61	2,18	1,82
Telagh	1,04	1	0,84	0,67	0,91	0,77	1,23	1,07	1,07	1,54	1,34	1,33
Chabrier	1,13	1,04	0,69	0,8	0,83	0,89	0,95	0,68	0,95	1,35	2,04	1,86
Taouzizine	1,22	0,91	0,56	1,34	0,93	1,07	0,98	1,06	1,1	1,63	2,05	1,24
Chetouane	1,12	0,89	0,71	0,81	0,86	0,91	0,97	0,71	0,89	1,55	2,74	1,95
Meurbah	1	0,91	0,59	0,71	0,95	0,82	1,03	0,99	0,96	1,31	2,15	1,65

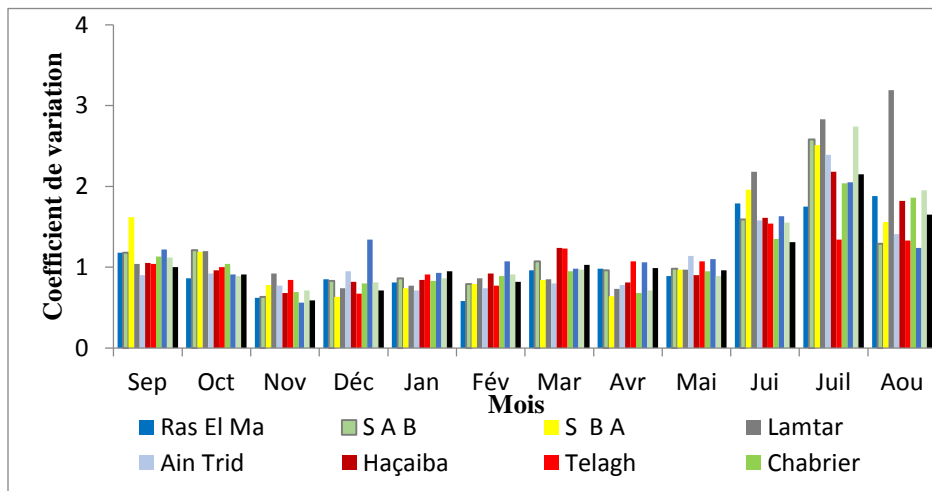


Figure III. 20. Variations mensuelles du coefficient de variation

**III.8.2. Variabilité intermensuelle des débits**

L'examen du tableau III.21 et la figure III.21, montrent que les maxima mensuels sont observés au mois de Septembre et Octobre alors que les minima mensuels sont enregistrés en Juillet, Août et parfois Décembre, Janvier.

Septembre et Octobre représentent la période de crue de l'oued Mekerra.

*Tableau III. 21. Débits mensuels et la lame d'eau écoulée au niveau des trois stations du bassin de la Mekerra pour la période (1978/2008)*

<b>Sidi Bel Abbas</b>												
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jt	Aoû
<b>Max</b>	10,29	6,85	2,80	1,15	1,21	4,31	4,37	4,65	6,15	6,39	1,15	2,18
<b>Min</b>	0,17	0,21	0,26	0,16	0,17	0,19	0,19	0,16	0,15	0,14	0,14	0,16
<b>R</b>	60,53	32,62	10,77	7,19	7,12	22,68	23,00	29,06	41,00	45,64	8,21	13,63
<b>Moy</b>	1,29	1,60	0,86	0,49	0,53	0,69	0,72	0,69	0,88	0,70	0,44	0,59
<b>E</b>	1,94	1,82	0,71	0,21	0,23	0,76	0,76	0,80	1,14	1,10	0,24	0,68
<b>Cv</b>	1,51	1,14	0,83	0,42	0,42	1,11	1,06	1,16	1,30	1,57	0,54	1,15
<b>C M D</b>	1,63	2,02	1,08	0,62	0,68	0,87	0,91	0,87	1,11	0,88	0,56	0,75
<b>Le</b>	33,97	42,17	22,61	12,98	14,1	18,19	18,92	18,24	23,19	18,41	11,54	15,56
<b>Sidi Ali Ben Youb</b>												
<b>Max</b>	6,53	10,20	1,78	0,43	0,60	0,91	4,72	8,84	3,16	2,56	0,95	6,51
<b>Min</b>	0,00	0,04	0,09	0,02	0,12	0,10	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,13
<b>R</b>	.	255	19,78	21,50	5,00	9,10	236,00	884,00	316,00	128,00	95,00	50,08
<b>Moy</b>	0,89	1,35	0,54	0,22	0,25	0,30	0,54	0,59	0,44	0,49	0,24	0,42
<b>E</b>	1,33	2,33	0,52	0,11	0,12	0,22	1,04	1,55	0,60	0,68	0,27	1,17
<b>Cv</b>	1,5	1,73	0,97	0,48	0,49	0,74	1,93	2,65	1,37	1,38	1,09	2,79
<b>C M D</b>	1,75	2,64	1,06	0,43	0,49	0,58	1,03	1,15	0,87	0,94	0,48	0,83
<b>Le</b>	29,91	45,17	18,09	7,38	8,41	9,99	18,12	19,69	14,84	16,44	8,14	14,13
<b>Haçaiba</b>												
<b>Max</b>	3,07	1,53	0,48	0,13	0,24	0,49	2,36	0,60	1,67	1,42	0,62	1,39
<b>Min</b>	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>R</b>	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.	.
<b>Moy</b>	0,43	0,41	0,11	0,03	0,04	0,04	0,17	0,10	0,24	0,14	0,09	0,10
<b>E</b>	0,74	0,65	0,14	0,05	0,06	0,10	0,48	0,16	0,40	0,31	0,16	0,27
<b>Cv</b>	1,73	1,59	1,24	1,75	1,61	2,53	2,76	1,57	1,67	2,23	1,86	2,68
<b>CMD</b>	2,72	2,59	0,69	0,19	0,25	0,25	1,07	0,63	1,52	0,88	0,57	0,63
<b>Le</b>	14,61	13,92	3,86	0,99	1,24	1,30	5,93	3,39	8,10	4,81	2,92	3,41

**CMD** : Coefficient mensuel de débit, **Max** : Débit maximum du mois, **Min** : Débit minimum du mois, **E** : Ecart type, **Cv** : Coefficient de variation, **Le** : Lame d'eau écoulée en (mm/mois), **R** : Rapport des extrêmes.

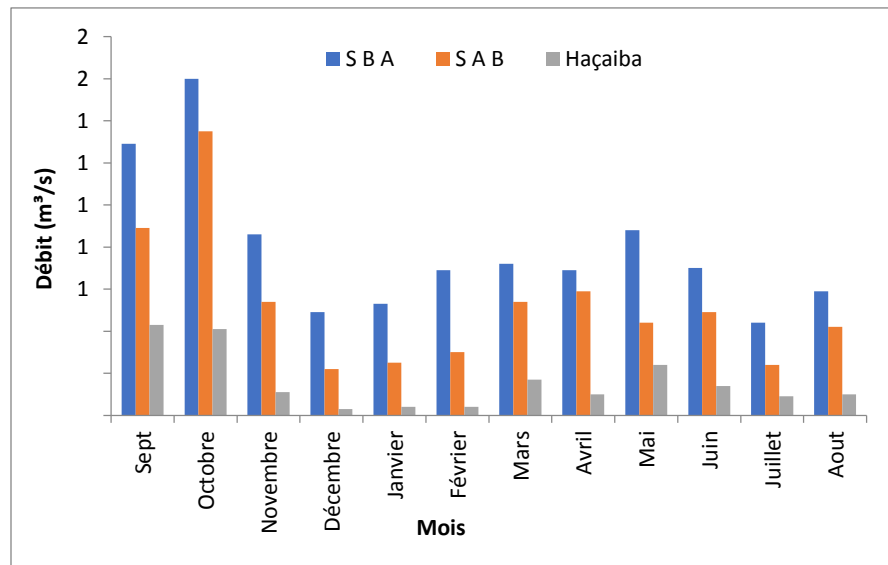


Figure III. 21. Débits moyens mensuels dans le bassin versant de l'Oued Mekerra (1978/1979-2008/2009)

L'analyse des débits moyens mensuels permet de mettre en évidence les régimes des cours d'eau et leurs variations interannuelles ou intersaisonniers. Ces régimes peuvent être traduits par divers critères numériques et graphiques parmi lesquels on retiendra, principalement les coefficients mensuels de débits (CMD).

#### III.8.2.1. Méthode des C.M.D

La méthode classique d'étude des régimes des cours d'eau est basée sur les débits moyens mensuels que l'on transforme en coefficients mensuels de débits (C.M.D) qui ont l'avantage de permettre la comparaison des variations saisonnières du régime des cours d'eau de débit très différents et aux bassins versants de tailles différentes.

Les mois dont le coefficient mensuel de débits ou rapport de débit moyen mensuel au module de la période considérée est inférieur à l'unité représentent la période de basses eaux et les mois dont le CMD est supérieur à l'unité, correspondent à la période des hautes eaux.

La représentation graphique des CMD établie pour les séries hydrométriques disponibles permet de quantifier le régime des trois oueds principaux. Les coefficients de débits de Sidi Bel Abbes, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba reflètent mieux les caractères généraux de l'écoulement dans notre bassin d'étude (fig.III.22).

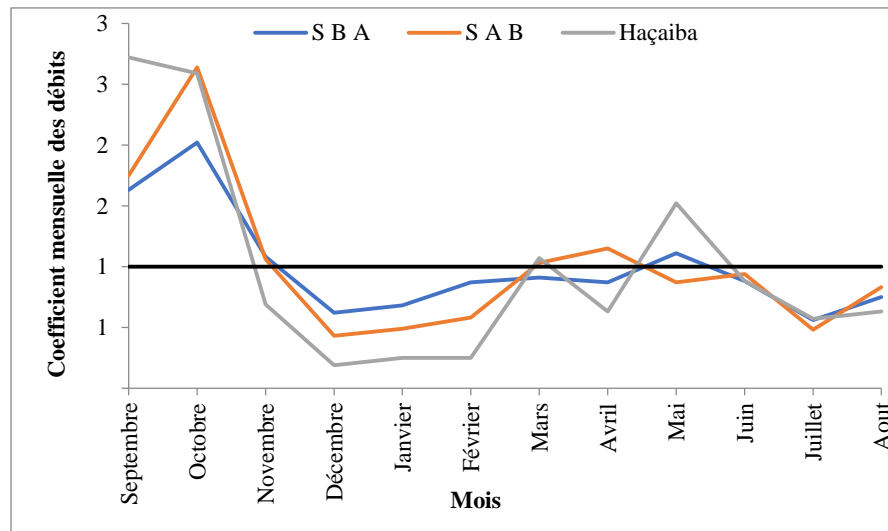


Figure III. 22. Courbes des coefficients mensuelles des débits au niveau des trois sous bassin de l'Oued Mekerra durant la période (1978/1979-2008/2009)

En effet, le régime moyen de ce bassin à alimentation essentiellement pluviale, comporte des hautes eaux de saison humide de Mai pour la station de Sidi Bel Abbas et Haçaiba, et Avril pour Sidi Ali Ben Youb.

Les mois d'Octobre, Novembre et Septembre présentent un CMD supérieure à l'unité, en raison des fortes pluies orageuses provoquant des inondations au début de l'année hydrologique. Le maximum mensuel se situe en Octobre, pour les trois sous bassins, alors que le CMD de Juillet et Décembre représente le minimum mensuel d'écoulement.

### III.8.2.2. Coefficient de variation

L'irrégularité mensuelle et saisonnière des débits (tableau III.21) ressort parfaitement des valeurs calculées du Cv pour les différentes stations et pour les différents mois de l'année. Ces valeurs attestent d'une variabilité du régime encore plus marquée qu'à l'échelle annuelle.

En plus de cette variation mensuelle des débits moyens, il apparaît que l'écoulement mensuel est extrêmement variable d'une année à l'autre surtout au cours de la période des hautes eaux. Le coefficient de variation mensuelle dépasse largement l'unité (fig.III.23), il atteint 2,65 au mois d'Avril à Sidi Ali Ben Youb, cette valeur est de 2.76 au mois de Mars à Haçaiba, ce qui reflète une pluviosité irrégulière durant les 30 dernières années, qui tombe sous forme d'averses intenses engendrant des crues brutales et localisées, qui caractérisent évidemment les bassins à influence climatique semi-aride.

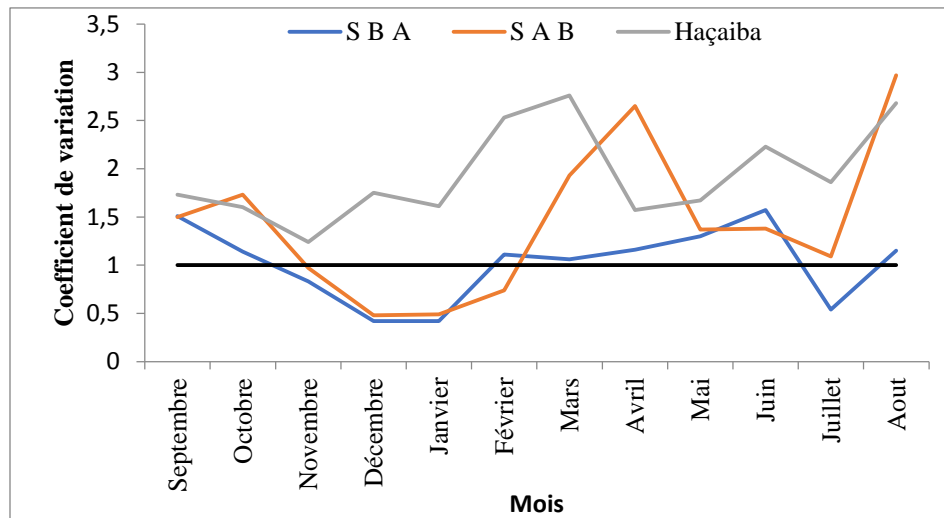


Figure III. 23. Courbes du coefficient de variation des débits mensuels au niveau des trois sous bassin de l'Oued Mekerra (1978/1979-2008/2009)

La plus faible variabilité qui caractérise le sous bassin de Sidi Bel Abbes atteste que l'écoulement dans ce secteur présente une régularité inter mensuelle du débit.

Du point de vue spatial, la variabilité de l'écoulement est liée au caractère aléatoire des précipitations (averses intenses et localisées) et aux nuances physico-géographiques, qui dessinent le bassin de l'oued Mekerra, car le débit d'un oued dépend des impulsions pluviométriques et de la réponse de la structure physique du bassin (lithologie, géologie, couvert végétal ...).

### III.9. Variabilité saisonnière

#### III.9.1. Régime pluviométrique saisonnier

On appelle régime de pluie, la lame d'eau de la hauteur des précipitations entre les diverses périodes, le plus souvent entre les diverses saisons de l'année.

La répartition saisonnière des pluies, dans les stations du bassin de l'oued Mekerra (tab. III.22) permet de distinguer un régime pluviométrique continental. Ce régime est caractérisé par une lame d'eau tombée en automne équivalente environ à la quantité de pluie printanière (environ 30% de la moyenne annuelle) et une proportion de pluie hivernale relativement élevée soit 34% des précipitations annuelles, alors que la saison d'été est caractérisée par une faible quantité des précipitations soit un pourcentage de 05% de la moyenne annuelle.

Tableau III. 22. Pluie saisonnière au niveau des stations du bassin de l'oued Mekerra (1978/1979-2008/2009)

Stations	Automne		Hiver		Printemps		Été	
	P (mm)	P(%)	P (mm)	P(%)	P (mm)	P(%)	P (mm)	P(%)
Ras El Ma	63	32.26	50	25.80	57	29.41	24	12.53
Sidi Ali Benyoub	100	30.04	117	35.03	99	29.62	18	5.29
Sidi Bel Abbes	96	31.15	115	37.43	87	28.20	10	3.21
Lamtar	86	29.09	118	39.97	82	27.65	10	3.26
Ain Trid	105	25.54	164	39.84	133	32.22	10	2.40
Haçaiba	88	31.18	87	30.71	89	31.70	18	6.39
Telagh	68	30.26	67	30.01	71	32.00	17	7.72
Ferme Chabrier	90	31.47	98	34.20	92	32.10	6	2.21
Taouzizine	86	30.77	85	30.44	95	34.31	12	4.47
Chetouane	92	28.28	126	38.91	95	29.22	12	3.57
Merbeuh	94	24.29	147	38.07	126	32.52	20	5.11
<b>Moyenne</b>	<b>88</b>	<b>29.48</b>	<b>107</b>	<b>34.58</b>	<b>93</b>	<b>30.81</b>	<b>14</b>	<b>5.10</b>

L'analyse de la répartition des précipitations saisonnières représentées par la figure III 24, montre que :

- Les saisons les plus humides pour l'ensemble du bassin sont l'hiver avec une moyenne de 107mm et un maximum de 164mm à la station d'Ain Trid, vient ensuite le printemps avec 93mm, L'automne est moyennement pluvieux dû certainement aux différentes averses qui caractérisent cette saison.
- La saison la plus sèche est l'été avec seulement 14mm en moyenne.

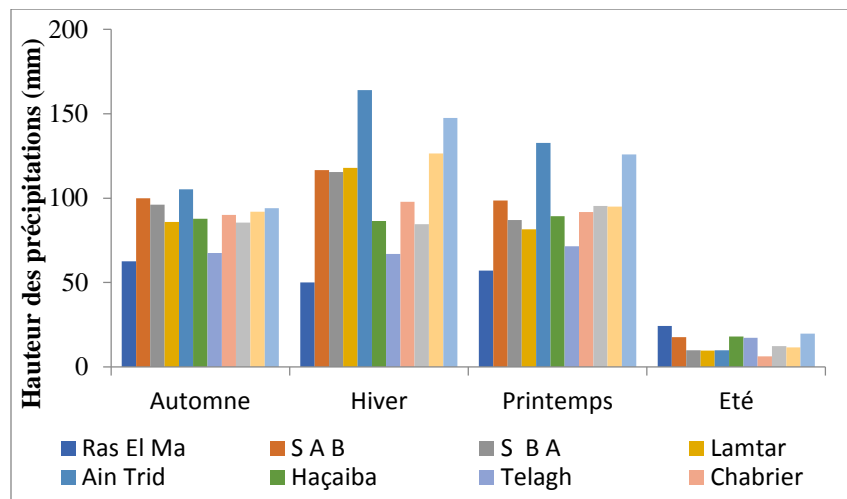


Figure III. 24. Variation saisonnière des précipitations dans le bassin de la Mekerra (1978/1979-2008/2009)

### III.9.2. Variabilité saisonnière des débits

Le tableau III.23, montre la répartition saisonnière des débits durant la période 1978/1979-2008/2009

Tableau III. 23. Variation saisonnière des débits (1978/1979-2008/2009)

Sidi Bel Abbes				
Saison	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Débit	1.25	0.57	0.76	0.58
Sidi Ali Ben Youb				
Débit	0.93	0.29	0.52	0.39
Haçaiba				
Débit	0.32	0.03	0.17	0.11

L'examen du tableau III.23 et l'histogramme de variation saisonnière des débits (fig.III.25) montre que la période de crue s'observe en automne et parfois au printemps.

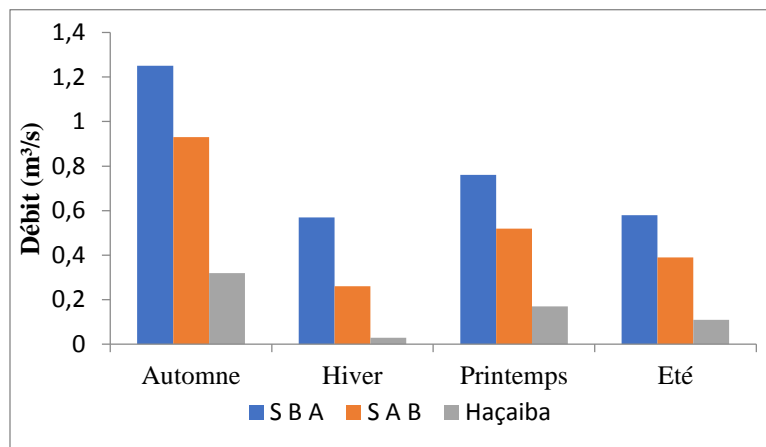


Figure III. 25. Variation saisonnière des débits de l'Oued Mekerra (1978/1979-2008/2009)

### III.10. Variabilité journalière des débits

L'étude du régime fluvial, à l'échelle journalière, mérite une analyse car les oueds subissent des variations journalières importantes. Nous possédons une chronique des débits moyens journaliers s'étalant de 1978/1979 à 2008/2009 pour les trois stations. Les jours sont classés à partir du premier Septembre.

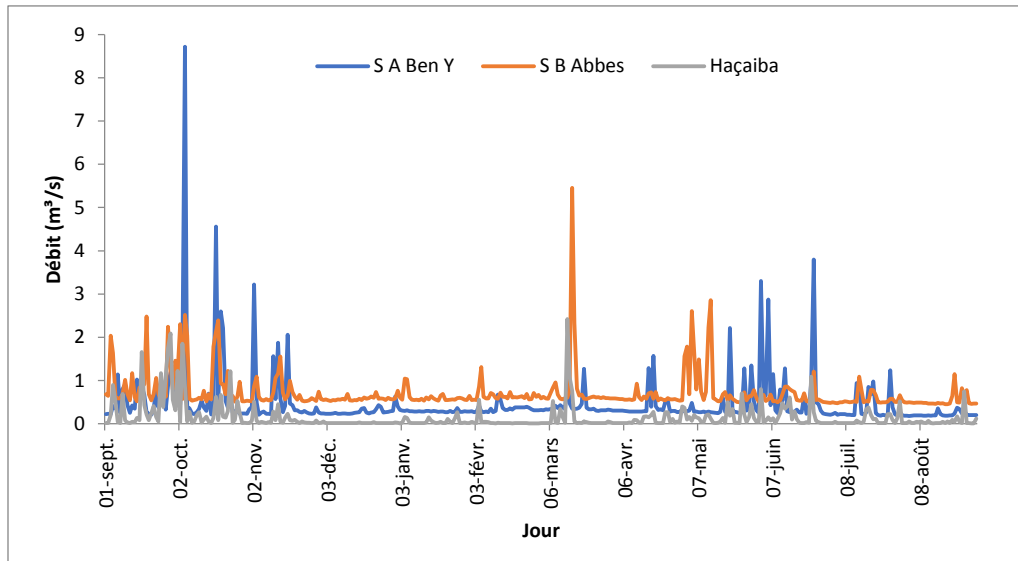


Figure III. 26. Variation journalière des débits moyens de l'Oued Mekerra (1978-2008)

La courbe des débits journaliers (fig.III.26) fait ressortir deux périodes de crue de l'oued Mekerra, la plus importante s'étale de Septembre jusqu'au début de Novembre et la deuxième correspond à des événements courts liés à la saison du printemps.

L'année humide est marquée par une saison de hautes eaux correspondant pratiquement à l'automne (Septembre, Octobre et Novembre), où le débit a atteint environ  $9\text{m}^3/\text{s}$  pour Sidi Ali Ben Youb,  $2,86\text{m}^3/\text{s}$  pour Sidi Bel Abbes et  $2,09\text{m}^3/\text{s}$  pour la station de Haçaiba au mois d'Octobre.

### III.10.1. Courbe des débits classés

Pour mieux voir les variations journalières nous avons établi la courbe des débits classés où nous reportons en ordonnée les valeurs du débit journalier qui a été atteint ou dépassé pendant le nombre  $n$  de jours correspondant à l'abscisse ( $n$ ).

Les débits caractéristiques sont indiqués ci – dessous :

- Débit caractéristique maximal (DCM) : débit dépassé 10 jours par an,
- Débit moyen caractéristique ou de 06 mois (DC6) : débit dépassé 06 mois par an,
- Débit caractéristique de 01, 03 ou 09 mois (DC1, DC3, DC9) : débits dépassés respectivement 01, 03 ou 09 mois par an,

Tableau III. 24. Débits caractéristiques moyens de l'oued Mekerra (1978/1979-2008/2009)

Année	Q <sub>max</sub> (m <sup>3</sup> /s)	DCM (m <sup>3</sup> /s)	DC1 (m <sup>3</sup> /s)	DC3 (m <sup>3</sup> /s)	DC6 (m <sup>3</sup> /s)	DC9 (m <sup>3</sup> /s)	DCE (m <sup>3</sup> /s)	Q <sub>min</sub> (m <sup>3</sup> /s)
<b>Sidi Bel Abbas</b>								
1978/2008	5.45	2.23	1.09	0.69	0.58	0.54	0.45	0.45
<b>Sidi Ali Ben Youb</b>								
1978/2008	12.85	2.21	0.98	0.39	0.29	0.26	0.18	0.18
<b>Haçaiba</b>								
1978/2008	2.42	1.09	0.48	0.13	0.03	0.02	0.01	0.01
<b>Moyenne</b>								
1978/2008	6.91	1.84	0.85	0.40	0.30	0.27	0.21	0.21

L'allure générale de la courbe des débits classés journaliers (fig.III.27) laisse apparaître une concavité très prononcée qui traduit l'immodération du régime.

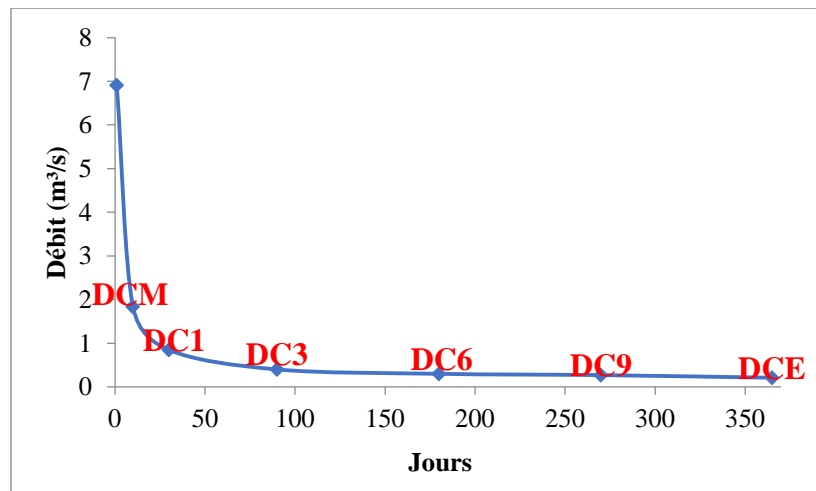


Figure III. 27. Courbe des débits classés de l'Oued Mekerra.

Nous remarquons que le régime de l'écoulement journalier subit une variation relativement importante qui est certainement provoquée par les crues. Le débit caractéristique maximal (DCM) est de 1.84m<sup>3</sup>/s, tandis que le débit d'étiage (DCE) est de 0.21m<sup>3</sup>/s pour les années (1978/1979-2008/2009). L'écart entre les débits classés est relativement considérable par rapport aux variations saisonnières. Le DC9 quant à lui, est resté constant.

Pendant neuf mois l'oued est presque à sec, par ces valeurs caractéristiques, nous pouvons confirmer que le régime du cours d'eau de la Mekerra connaît non seulement une grande irrégularité interannuelle mais aussi une grande variabilité saisonnière.

### III.11. Bilan moyen annuel de l'écoulement

Le bilan hydrologique permet de quantifier les transferts d'eau issus des précipitations. Il comporte trois principaux termes à savoir : les entrées, les sorties et la variation de la réserve.

L'équation du bilan hydrologique est la suivante :

$$P = L_e + D \quad (\text{III. 15})$$

Avec :

P : Lamme d'eau annuelle précipitée. Dans notre bassin nous avons calculé cette hauteur par la méthode de Thiessen (mm).

$L_e$  : Lamme d'eau annuelle écoulée (mm).

D : Déficit annuel d'écoulement ( $D = P - L_e$ ), assimilé à l'évapotranspiration réelle ETR.

Pour rendre plus pratique l'expression du bilan hydrologique, on utilise parallèlement une autre variable : le coefficient d'écoulement  $C_e = \frac{L_e}{P} * 100$ , qui en tant que valeur relative reflète mieux le rôle diversifié des facteurs physico-géographiques propres du bassin versant. Ces composantes du bilan hydrologique ont été calculées pour les sous bassins de Sidi Bel Abbes, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba (tab.III.25).

Tableau III. 25. Bilan hydrologique moyen annuel de l'écoulement aux différentes Stations (1978/79-2008/09)

Sous bassin	Station de jaugeage	Superficie (km <sup>2</sup> )	Bilan hydrologique			
			P (mm)	$L_e$ (mm)	D (mm)	$C_e$ (%)
Mekerra Aval	Sidi Bel Abbes	1744.81	322.09	14.64	307.45	4.54
Moyenne Mekerra	Sidi Ali Ben Youb	933.45	311.05	19.41	291.64	6.24
Mekerra Amont	Haçaiba	938.40	209.61	05.02	204.59	2.39

Les sous bassins caractérisant le bassin versant de l'oued Mekerra présentent une lamme d'eau écoulée faible par rapport à la hauteur pluviométrique moyenne, qui se traduit par une forte évaporation.

Le coefficient de l'écoulement  $C_e$  est très faible (moins de 7%), en raison de l'influence des faibles précipitations et de leur irrégularité temporelle ainsi que des fortes températures conduisant à une évaporation importante.

Le bilan moyen annuel de l'écoulement met en évidence le caractère déficitaire du régime hydrologique du bassin de la Mekerra qui constitue plus de 90% des pluies moyennes annuelles. Les calculs du déficit moyen annuel par les méthodes de Turc et Thornthwaite sur les données de la station de Sidi Bel Abbès donnent des valeurs très proches de celles du bilan d'écoulement (voir tab. III 30).

La lamme d'eau écoulée, estimée en amont du bassin (station de Haçaiba), est très faible et représente environ 2% des précipitations moyennes annuelles. Cela ne peut s'expliquer que par l'importance des pertes dans les terrains karstiques du Jurassique et du Crétacé à perméabilité très élevée.

En plus un bilan annuel dans ces conditions ne reflète pas la réalité de l'écoulement dans le bassin qui est plutôt caractérisé par des crues violentes et courtes.

**III.12. Caractéristiques climatiques**

Cette étude se limite à la région de Sidi Bel Abbès (Mekerra aval) en raison de l'indisponibilité des données de température au niveau des autres stations du bassin versant. Sidi Bel Abbès est la seule station climatique complète.

**III.12.1. Température de l'air**

La température est un facteur très important, qui conditionne en particulier les phénomènes et les paramètres du bilan hydrologique.

L'étude des températures moyennes mensuelles et annuelles est primordiale, car c'est elles qui nous permettent d'évaluer les déficits d'écoulement.

Les températures moyennes mensuelles observées à la station de Sidi Bel Abbès sont portées dans le tableau III.26.

Tableau III. 26. Valeurs moyennes mensuelles des températures à la station de Sidi Bel Abbès (1978/1979-2008/2009)

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jt	Août	Moyenne
T moy (°C)	22.33	18.01	13.15	10.20	8.85	10.08	12.61	14.62	19.03	23.24	26.81	26.50	17.12

(Source : O.N.M).

La figure III.28 et le tableau III. 26, mettent en évidence la division de l'année en deux saisons thermiques :

Une saison froide comprise entre le mois de Novembre et Avril, une autre chaude allant de Mai à Octobre. Juillet et Août sont les mois les plus chauds avec plus de 26°C, le mois le plus froid est Janvier (8.85°C), l'amplitude thermique interannuelle est assez élevée de l'ordre de 18 °C.

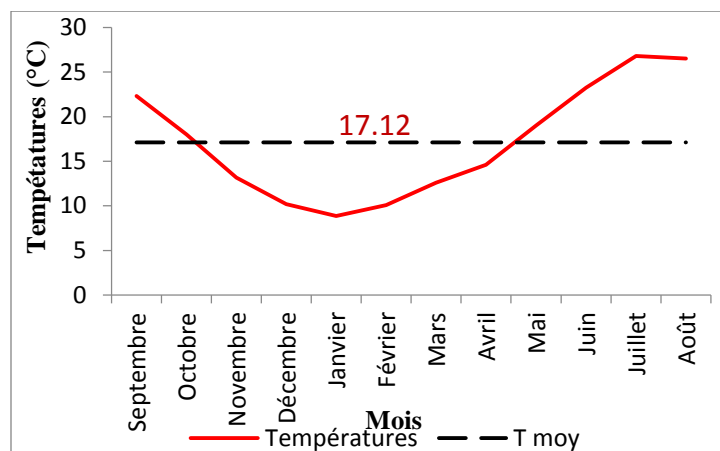


Figure III. 28. Variation des températures moyennes mensuelles, à la station de Sidi Bel-Abbes. Période (1978/1979-2008/2009)

### III.12.2. Diagramme Ombrothermique de Gausсен et Bagnouls (1952)

Le diagramme pluviothermique ou Ombrothermique de Bagnouls et Gausсен est une représentation graphique où sont reportés en abscisses les mois, en ordonnées les températures suivant une échelle arithmétique et les précipitations suivant une échelle arithmétique double. Selon Bagnouls et Gausсен, un mois humide est celui où le total moyen des précipitations (mm) est supérieur au double des températures moyennes (°C) ( $P > 2T$ ) dans le cas contraire, un mois est dit sec.

Tableau III. 27. Précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Sidi Bel-Abbes. (1978/1979-2008/2009)

Mois	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Juin	Jt	Août
P (mm)	21	28.8	46.3	37.3	36.8	41.3	37.2	29.5	20.4	6	1.6	2.4
T (°C)	22.33	18.01	13.15	10.20	8.85	10.08	12.61	14.62	19.03	23.24	26.81	26.50

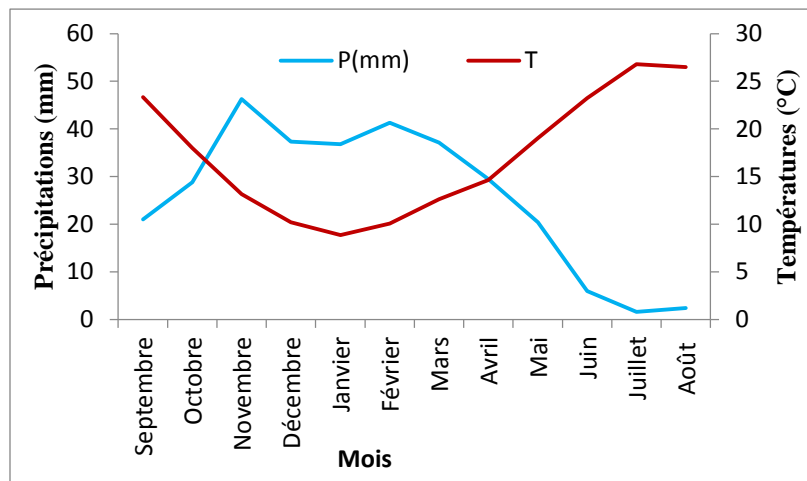


Figure III. 29. Diagramme Ombrothermique de Gausсен et Bagnouls à la station de Sidi Bel-Abbes (1978/1979-2008/2009)

Le diagramme Ombrothermique établi,  $\{P = f(2T)\}$ , montre l'alternance de deux saisons (Fig.III.29, tab. III.27) :

- Une saison humide, qui s'étend pratiquement d'Octobre à Avril,
- Une saison sèche, couvrant le reste des mois de l'année.

### III.12.3. Évapotranspiration

C'est un phénomène physique qui voit se transformer un liquide en vapeur. Elle est fonction de la température et de la pression. La somme de toutes les pertes par retour à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau nous donne l'évapotranspiration, cette dernière s'exprime en épaisseur d'eau évaporée pendant un certain temps (Bouchet, 1963).

### III.12.3.1. Evapotranspiration potentielle

L'évapotranspiration potentielle est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée à partir d'un stock d'eau libre, dans des conditions d'alimentation excédentaires (Bouchet, 1963). Elle dépend de plusieurs facteurs bioclimatiques qui sont variables dans l'espace et dans le temps, notamment de l'ensoleillement, de la température, des précipitations, de l'humidité, du vent et du couvert végétal...

Pour l'estimation des évapotranspirations potentielles mensuelles, nous avons utilisé deux formules : celle de Thornthwaite et de Turc.

#### a) Formule de Thornthwaite *et al* (1957)

Thornthwaite a été le premier à adopter la notion de l'évapotranspiration potentielle, en partant d'expériences réalisées sur divers climats : humide, subhumide et semi-aride, suivant la formule :

$$ETP = 1.6 \left( \frac{10T}{I} \right)^a K \quad (\text{III. 16})$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

T : Température moyenne mensuelle (°C),

I : Indice thermique annuel : soit la somme des indices thermiques mensuels (i) calculés selon la formule :

$$i = \left( \frac{T}{5} \right)^{1.514} \quad (\text{III. 17})$$

a : Constante fonction de l'indice thermique annuel :

$$a = \frac{1.6}{100} I - 0.5 \quad (\text{III. 18})$$

K : coefficient de correction en fonction de la latitude et du mois

Cette méthode est largement utilisée mais tend à surestimer les valeurs de l'ETP, particulièrement en période estivale, probablement à cause du rôle prépondérant occupé par la température (Oudin, 2004a).

#### b) Formule de Turc (1954)

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'ensoleillement. Cette formule est la suivante :

$$ETP = 0.4(Ig + 50) k \frac{t}{t+15} \quad (\text{III. 19})$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

T : Température moyenne mensuelle de l'air (°C),

Ig : Radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm<sup>2</sup>/jour),

$$I_g = I_gA \left( 0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right) \quad (\text{III. 20})$$

$I_gA$  : Radiation globale théorique (calorie/cm<sup>2</sup>/jour),

$H$  : Durée théorique des jours du mois,

$k$  : Coefficient égal à 1 si l'humidité relative  $h_r$  est supérieur à 50% (généralement le cas pour nos climats).

Tableau III. 28. Calcul de l'ETP d'après la Méthode de Turc et Thornthwaite (1978/1979-2008/2009)

Station	T (°C)	ETP (Turc)	ETP (Thornthwaite)
Sidi Bel Abbas	17.12 °C	945.6 mm	873.3 mm

Les calculs de l'ETP d'après la méthode de Turc et Thornthwaite sont établis par le programme élaboré par Benadda, 2000.

Les courbes (Fig.III.30) montrent que les valeurs annuelles de l'ETP de Turc sont supérieures à celles de l'ETP de Thornthwaite et que l'évapotranspiration a tendance à une stabilisation. La méthode de Thornthwaite sous-estime les valeurs de l'ETP

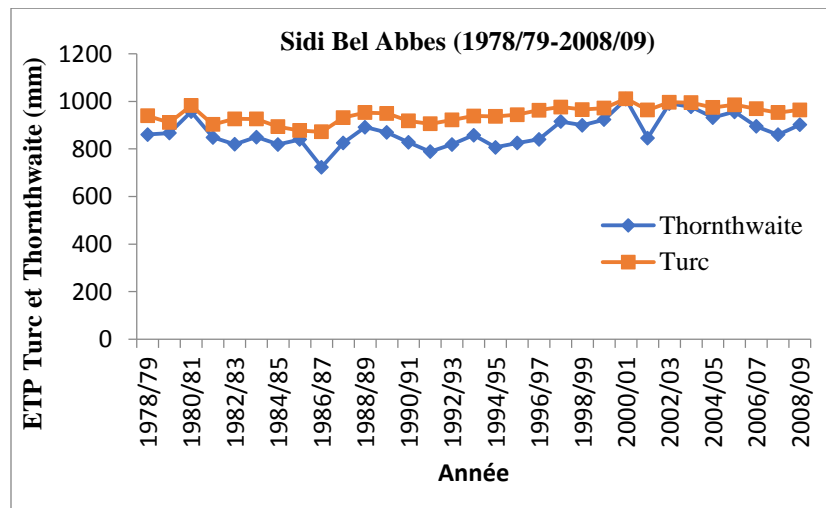


Figure III. 30. Variation annuelle des ETP Turc et Thornthwaite à la station de Sidi Bel Abbas (1978/1979-2008/2009)

### III.12.3.2. Evapotranspiration réelle

Elle est considérée comme la somme des quantités de vapeur d'eau réellement évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique. Plusieurs formules ont été proposées pour évaluer cette quantité. Selon les données disponibles nous avons utilisé les formules de Turc, de W.C. Thornthwaite et l'abaque de P. Verdeil.

### a) Formule de Turc (1961)

Se basant sur des observations réalisées sur des cases lysimétriques implantées sur des bassins versants, Turc a établi la relation suivante.

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \text{ avec } L = 300 + 25t + 0.05t^3 \quad (\text{III. 21})$$

ETR : Evapotranspiration réelle (mm/an)

P : Hauteur annuelle de pluie (mm),

t : Température moyenne annuelle (°C),

L : pouvoir évaporant

ETR = 308.6mm/an

On constate que l'ETR est importante pour la période 1978/1979-2008/2009.

### b) Abaque de P. Verdeil

Afin d'estimer les valeurs de l'évapotranspiration réelle ou déficit d'écoulement Verdeil (1988), a établi un abaque bilogarithmique pour les régions semi arides en tenant compte uniquement des précipitations annuelles. Ainsi pour la station de Sidi Bel Abbas (fig.III.30), nous trouvons : ETR = D = 300mm.

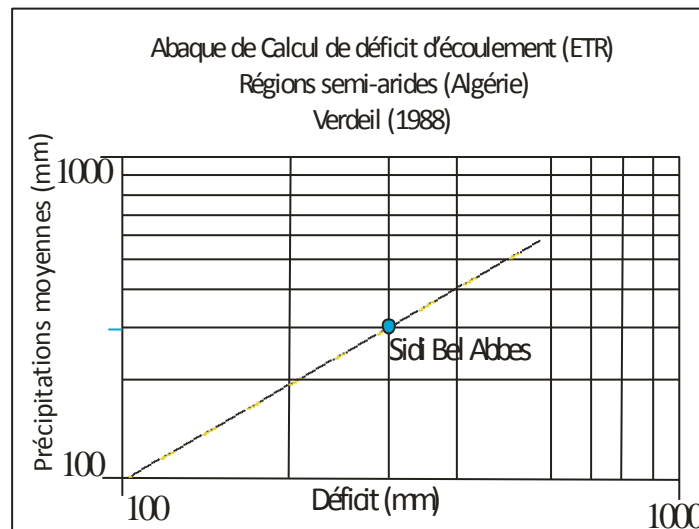


Figure III. 31. Déficit d'écoulement par la méthode de P. Verdeil

### c) Méthode de Bilan hydrique simplifié selon W.C. Thornthwaite

Cette méthode se base sur la notion de RFU (réserve en eau facilement utilisable). Nous admettons que le sol est capable de stocker une certaine quantité d'eau (RFU), cette eau peut être reprise par l'évaporation par l'intermédiaire des plantes (Lecarpentier, 1975).

La quantité d'eau emmagasinée dans la RFU varie entre 0 (la RFU vide) et 200 mm (RFU max) suivant la nature des sols et sous-sols considérés, avec une moyenne de l'ordre de 100mm.

Ce bilan est fondé sur l'hypothèse suivante :

Satisfaction du pouvoir évaporant  $ETR=ETP$ , c'est-à-dire avant qu'il y ait un écoulement quelconque, il faut d'abord satisfaire l'ETP. Par ailleurs, la complétion de la RFU est également prioritaire sur l'écoulement.

On établit ainsi un bilan à l'échelle mensuelle, à partir de la pluie du mois P, de l'ETP et de la RFU.

\*- Si  $P > ETP$ , alors :

- $ETR = ETP$
- Il reste un excédent  $(P - ETP)$  qui est affecté en premier lieu à la RFU, et si la RFU est complète à l'écoulement Q

\*- Si  $P < ETP$  :

On évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETR soit :

- $ETR = P + \min(RFU, ETP-P)$
- $RFU = 0$  où  $RFU + P - ETP$

Si  $RFU = 0$ , la quantité  $(Da = ETP - ETR)$  représente le déficit agricole, c'est-à-dire sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux plantes pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse.

Nous distinguons deux saisons d'après l'analyse du tableau III.23:

- $P > ETP$  : de Novembre jusqu'au mois de Février.
- $ETP > P$  : du mois de Mars jusqu'à Octobre.

Pendant la saison humide, les précipitations couvrent les besoins de l'ETP et permettent la formation d'une réserve facilement utilisable RFU. Dès le mois de Mai, apparait un déficit agricole qui se poursuit jusqu'à l'épuisement de la RFU.

Le déficit hydrique est évalué à 308.5 mm, avec un excédent nul tout au long de l'année. Nous remarquons aussi que, le début de la réserve du sol se fait au mois de Novembre et atteint son maximum au mois de Février avec une valeur de l'ordre de 49.9mm.

*Tableau III. 29. Bilan hydrique pour la région de Sidi Bel Abbès selon Thornthwaite (1978/1979-2008/2009)*

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Jt	Août	Année
<b>P (mm)</b>	21.0	28.8	46.3	37.3	36.8	41.3	37.2	29.5	20.4	6.0	1.6	2.4	308.5
<b>ETP (mm)</b>	87,3	57,2	31,7	24,5	23,6	32,0	51,6	61,5	94,9	120,3	148,6	140,1	873.3
<b>RFU (mm)</b>	0	0	14.6	27.4	40.6	49.9	35.5	3.5	0	0	0	0	49.9
<b>ETR (mm)</b>	21.0	28.8	31.7	24.5	23.6	32.0	51.6	61.5	23.9	6.0	1.6	2.4	308.6
<b>Déficit agricole (mm)</b>	66.3	28.4	0	0	0	0	0	0	71.0	114.3	147	137.7	564.7
<b>Ecoulement (mm)</b>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

III.13. Régime climatique

III.13.1. Indice d'aridité de De Martonne (1926)

La classification d'Emmanuel De Martonne est fondée sur un indice d'aridité qu'il a défini en 1926 comme le rapport entre les précipitations et les températures dont la formule est la suivante

$$I = \frac{P}{T+10} \tag{III. 22}$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm),

T : Température moyenne annuelle (°C).

Cette formule permet de trouver le type de climat qui règne dans le sous bassin versant, ce dernier est défini en fonction de la valeur de cet indice (Fig. III 32).

20 < I < 30 Climat Tempéré

10 < I < 20 Climat Semi-Aride

7.5 < I < 10 Climat Steppique

5 < I < 7.5 Climat Désertique

I < 5 : Climat Hyperaride

Nous avons obtenu un indice d'aridité, I=11.37. Cette valeur reportée sur l'abaque de De Martonne indique un régime climatique semi-aride avec un écoulement temporaire et des formations herbacées.

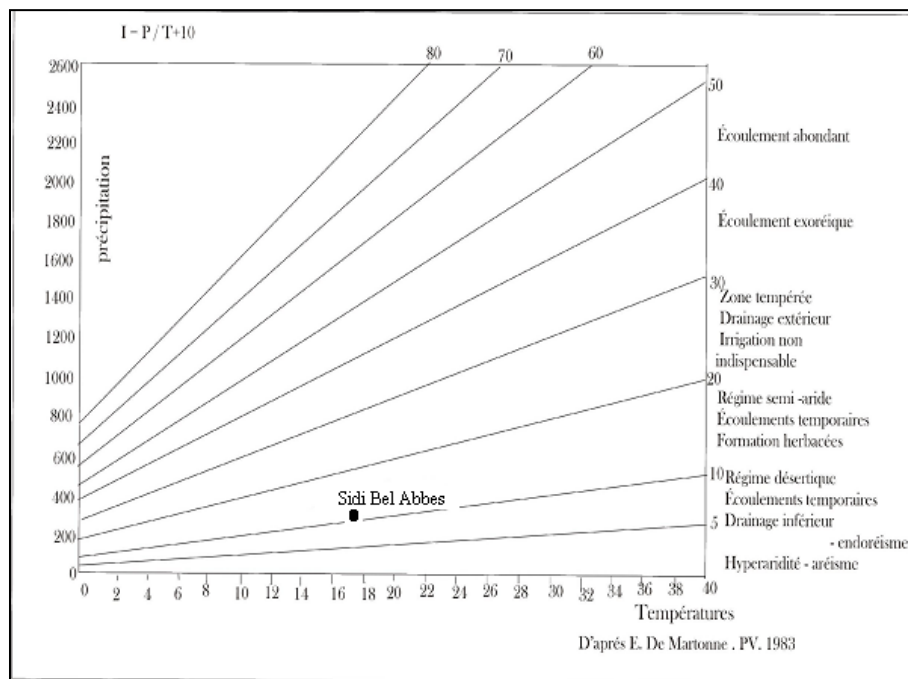


Figure III. 32. Abaque de DE MARTONNE

### **III.13.2. Indice d'aridité de la FAO**

Il est défini par la formule suivante :

$$I = \frac{P}{ETP} \quad (\text{III. 23})$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm),

ETP : Evapotranspiration potentielle (mm).

Les expériences de la FAO distinguent quatre zones bioclimatiques :

$I < 0$               Zone désertique

$0.06 < I < 0.2$     Zone aride ou désertique atténuée

$0.2 < I < 0.5$     Zone semi-aride

$I > 0.7$             Zone subhumide

En appliquant cette formule sur notre région d'étude, nous aurons  $I = 0.35$ . D'après l'indice d'aridité de la FAO, la région de Sidi Bel Abbès jouit d'un climat semi-aride.

A la lumière des résultats des méthodes utilisées pour définir le régime climatique, la région d'étude est soumise à un climat semi-aride.

### **III.14. Bilan hydrologique**

#### **III.14.1. Estimation du ruissellement**

Le ruissellement est considéré comme un écoulement de surface qui généralement n'intervient qu'après la saturation du sol, On estimera le ruissellement par la formule de Tixeront-Berkaloff (1969)

$$R = \frac{p^3}{3 ETP^2} \quad (\text{III. 24})$$

Avec :

R : Lamme d'eau ruisselée (mm),

P : Lamme d'eau précipitée de la station de Sidi Bel Abbès (mm),

ETP : Evapotranspiration (mm).

La lamme d'eau ruisselée peut également être calculée par la méthode de SOGREAH établie pour les Oueds de l'Algérie du Nord,

$$L_r = 720 \left( \frac{P_a - 250}{1000} \right)^{1.85} \quad (\text{III. 25})$$

Avec

$L_r$  : Lamme ruisselée (mm),

$P_a$  : Pluie moyenne annuelle au niveau de la station de Sidi Bel Abbès (mm).

### III.14.2. Estimation de l'infiltration

La fraction d'eau infiltrée représente l'apport de la nappe à partir des précipitations efficaces :

$$I = P - (ETR + R) \quad (\text{III. 26})$$

Avec :

I : infiltration (mm),

P : lame d'eau précipitée (mm),

ETR : Evapotranspiration Réelle (mm),

R : lame d'eau ruisselée (mm).

Tableau III. 30. Tableau récapitulatif des paramètres du bilan hydrologique de la station de Sidi Bel-Abbes (1978/1979-2008/2009)

Paramètre	Méthode	Valeur (mm/an)	Moyenne (mm)
<b>P</b>		308.5	308.5
<b>ETP</b>	<b>Thornthwaite</b>	873.3	909.5
	<b>Turc</b>	945.6	
<b>ETR</b>	<b>Turc</b>	308.6	97.2%
	<b>P. Verdeil</b>	300	
	<b>Thornthwaite</b>	308.6	
<b>R</b>	<b>Tixeront- Berkaloff</b>	11.83	4
	<b>SOGREAH</b>	4	1.3 %
<b>I</b>		4.5	4.5
			1.5 %

En comparant les valeurs du tableau III.30, nous constatons que :

- Les résultats de calcul de l'ETP par les méthodes de Thornthwaite et Turc donnent des valeurs assez proches,
- L'évaluation de l'ETR par les méthodes du bilan de Thornthwaite et Turc donnent des résultats similaires, nous retenons pour le bilan hydrologique, la méthode de Verdeil (300 mm).
- Le ruissellement est très exagéré par la méthode de Tixeront- Berkaloff, nous retenons pour le bilan la méthode de SOGREAH (4 mm).

D'après ces résultats du bilan hydrologique au niveau de la station de Sidi Bel Abbès, nous remarquons que 97.2 % des précipitations sont pratiquement reprises par l'évapotranspiration et retournent à l'atmosphère, 1.3 % de cette pluie constitue la lame ruisselée et seulement 1.5 % sous forme d'une lame infiltrée.

Ces résultats restent sommaires et loin de représenter la réalité que présente le terrain. Toutefois, ils nous donnent une idée sur l'importance des quantités reprises par l'évaporation. Son inconvénient principal concerne essentiellement l'estimation de la lame infiltrée.

L'établissement d'un bilan hydrologique qui englobe tout le bassin versant de la Mekerra est une tâche très délicate. Sa difficulté réside non seulement dans la variabilité des conditions climatiques entre le Sud et le Nord, la diversité lithologique, le comportement hydrologique et hydrogéologique des différentes formations mais aussi et surtout dans le manque de données voire même l'inexistence de la mesure des paramètres climatiques (température, évaporation...) en amont du bassin.

### Conclusion

Les caractéristiques climatiques du bassin versant de l'oued Mekerra sont étroitement liées à son climat semi-aride, sa position géographique et son relief. La pluviométrie et son rôle dans l'écoulement ont été amplement analysés. Après une analyse des données, nous avons été amenés à prendre pour l'étude une série assez longue allant de 1968/1969 à 2008/2009. Les traitements statistiques réalisés sur cette chronique, mettent en évidence une diminution des pluies et des débits sur les trois dernières décennies de la série d'observation par rapport aux années antérieures (1968/1969-1978/1979). D'après les indices de pluie standardisés, la région d'étude s'est manifestée jusqu'à présent par une augmentation de la sécheresse modérée (de 41 à 50 % des cas). Par ailleurs les indices climatiques d'humidité montrent une évolution remarquable vers le climat aride dès la fin des années soixante-dix.

La répartition spatiale des valeurs du CMI sur la période 1968/1969-2008/2009, montre que le phénomène d'aridité est d'autant plus poussé que l'on se dirige du Nord-ouest vers le Sud-est du bassin. Ceci, est confirmé par la cartographie du déficit moyen relatif aux deux périodes considérées (1978-1998 et 1998-2008). Tandis que la distribution spatiale des valeurs du SPI, permet d'envisager la sévérité de la sécheresse lorsqu'on va vers l'Ouest du bassin. Cette spatialisation des phénomènes climatiques révèle donc une large concordance avec les travaux menés sur le climat de l'Algérie par SELTZER [1946].

Les données hydrologiques du bassin étudié ont mis en évidence une diminution relative des écoulements de 35.9 % sur la période 1978/1979-2008/2009, parallèlement, les précipitations ont chuté en moyenne de 34 %. Ainsi, l'occupation du sol a évolué avec la répartition spatiale de la sécheresse à travers le bassin, caractérisant ainsi la spécificité climatique de chaque sous bassin.

Cette étude nous a permis de dégager d'une part, des variations temporelles des précipitations dans le bassin et d'autre part, l'établissement de l'esquisse des isohyètes de la série. Mais, l'étude plus ou moins précise des variations spatiales des précipitations annuelles moyennes passe par l'élaboration d'une carte d'isohyètes, avec la série corrigée et homogénéisée (1978/1979-2008/2009).

Le régime hydrologique de l'Oued Mekerra est caractérisé par une stabilité relative, dont les modules annuels notamment dans la partie aval du bassin ce qui est expliqué par des faibles fluctuations à l'échelle interannuelle ( $C_v < 0.78$ ).

L'interprétation statistique et graphique des données hydrométriques nous a permis de saisir les variations spatiales de l'écoulement superficiel en liaison avec les données climatiques et physiographiques des sous bassins de même sa forte variabilité temporelle, annuelle et surtout saisonnières et journalières. Le calcul des bilans interannuels ont fait ressortir la faiblesse du coefficient d'écoulement, notamment au niveau de la station de Haçaiba (2.39%). Cela ne peut s'expliquer que par l'importance des pertes dans les terrains karstiques du Jurassique et du Crétacé à perméabilité très élevée.

### **Chapitre III      Mise en évidence de la sécheresse par l'étude de la variabilité climatique**

---

Les résultats du bilan hydrologique nous donnent une idée sur l'importance des quantités reprises par l'évaporation, elle est de 300 mm, soit 97.2%, environ 1.3% de celles-ci ruissèlent avec 4 mm, et 1.5 % correspondent à la lame d'eau infiltrée, soit 4.5mm.

# Chapitre IV

Impact de la variabilité climatique sur  
l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

---

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

### IV.1. Introduction

Les traitements statistiques réalisés dans le chapitre précédent montrent l'existence d'une sécheresse qui s'est installée depuis les trois dernières décennies de la série d'observation. Cette sécheresse a modifié le régime climatique de notre bassin. Ceci peut avoir une incidence sur les différentes composantes du cycle de l'eau.

L'étude des effets de la variabilité climatique sur les ressources en eau exige la mise en place d'outils qui soient capables de présenter fidèlement les écoulements. La modélisation pluie-débit est dans ce sens, capable de répondre aux questions que pose la dynamique des eaux, indispensable pour la détection des impacts de changements climatiques sur le cycle de l'eau.

les processus hydrologiques dépendent de l'échelle de temps (Jansson *et al.*, 2003). Aussi, le choix du pas de temps à utiliser est en fonction des objectifs visés dans cette étude.

### IV.2. Méthodologie

La méthodologie adoptée dans cette partie consiste à calibrer les paramètres du modèle GR1A pour les trois sous-bassins de l'oued Mekerra, en utilisant plusieurs sous-périodes (fig. IV.1), afin de comparer la variation de critère de Nash autour de la date de rupture (1978, voir chapitre III) d'une part, et d'autre part, détecter les différentes anomalies influençant la modélisation pour les trois sous-bassins. Cela, nous permet de mettre en évidence les différents changements dans le régime hydrologique de l'oued Mekerra et par conséquent l'impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie.

Pour s'assurer que ce changement de régime hydrologique est lié essentiellement à la variabilité climatique, il nous a paru important, voire indispensable de tester la période après-rupture avec un pas du temps mensuel et journalier.

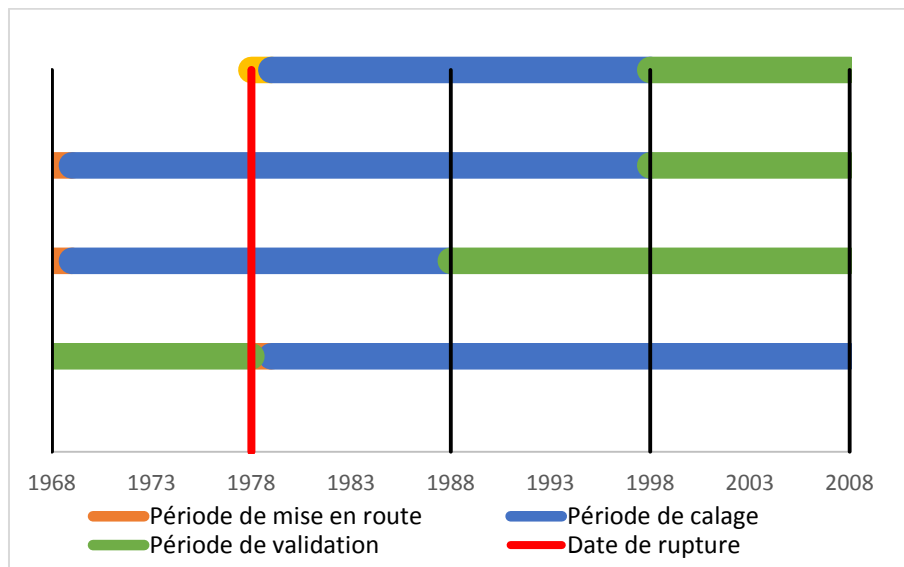


Figure IV. 1. Sous-périodes considérées pour le calage et la validation du modèle GR1A

Cependant, au pas de temps journalier, nous avons jugé utile de comparer en premier temps, la performance et la robustesse d'un modèle semi-distribué à base physique (SWAT, très utilisé pour la gestion des ressources en eau), avec un modèle global à réservoirs (GR4J) connu par sa performance dans les régions semi-arides (Djellouli *et al.*, 2016; Gherissi *et al.*, 2017;

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

Gherissi, 2018). Ceci, pour faire apparaître l'impact de la variabilité climatique sur la gestion des ressources en eau. Nous allons ensuite, représenter l'évolution spatiale des différentes composantes du bilan hydrologique (ruissellement, débit de base, évapotranspiration et la recharge).

Cette étude a été effectuée seulement pour une partie du bassin de l'aval Mekerra (la plaine de Sidi Bel Abbas) qui couvre une superficie de 1093 Km<sup>2</sup>, retenue à cause de la disponibilité des données en particulier pédologiques (fig.IV.2).

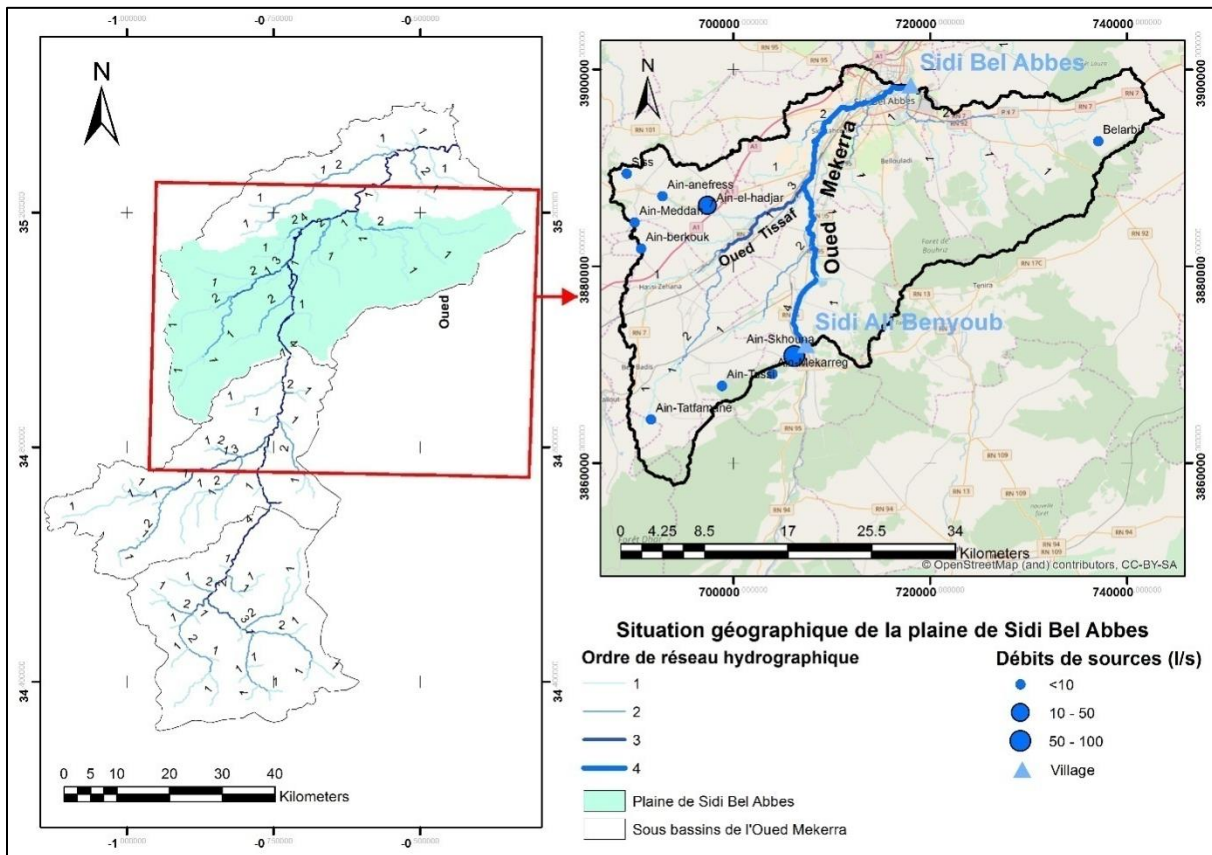


Figure IV. 2. Zone pilote retenue pour la modélisation avec GR4J et SWAT

A cause des contraintes rencontrées lors des consultations des données de pluie, température et des débits, la période choisie pour l'étude est celle allant du 1968/1969 au 2008/2009 pour GR1A, du 09/1991 au 08/2009 pour GR2M, et enfin du 01/01/1996 au 31/12/2005 pour GR4J et SWAT.

### IV.3. Modèle annuel (GR1A)

Dans cette étude, pour prédire le débit à une année donnée, on utilise à l'entrée du modèle des valeurs des pluies annuelles observées sur 11 stations, exploitées par la méthode de Thiessen (année par année à partir 1968/1969) pour chaque sous-bassin de la Mekerra (voir chapitre III), des ETP calculées par la méthode de Thornthwaite et celle de Turc, et des débits annuels (exprimés en lames d'eau écoulées) observés au niveau des stations de Haçaiba, Sidi Ali Benyoub et Sidi Bel Abbas, représentent respectivement les exutoires des sous-bassins de l'amont, moyenne et aval Mekerra.

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

### IV.3.1. Calage du modèle

Le calage du modèle a été réalisé après le passage par un certain nombre de simulations. Nous avons procédé au calage automatique du paramètre X du modèle à l'aide de l'option Solver de l'Excel jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash optimum (sachant qu'un bon critère de Nash-Sutcliffe a une valeur proche de 1) et un coefficient de corrélation entre les débits simulés et les débits observés significatif. Les résultats du calage sont présentés dans le tableau suivant.

*Tableau IV. 1. Résultat du calage du modèle GR1A*

Critères	ETP (Thornthwaite)				ETP (Turc)			
	X	Nash	Bilan	R <sup>2</sup>	X	Nash	Bilan	R <sup>2</sup>
<b>Calage 1978/1979-2008/2009</b>								
Amont Mekerra	2.17	67.9	82.5	0.84	1.98	64.2	82.8	0.8
Moyenne Mekerra	1.63	72.7	83.1	0.86	1.49	73.1	83.4	0.87
Aval Mekerra	1.28	74	90.6	0.83	1.19	68.2	89.6	0.79
<b>Calage 1968/1969-1988/1989</b>								
Amont Mekerra	2.34	65.4	85.9	0.81	2.14	56.2	85.3	0.74
Moyenne Mekerra	1.44	90.2	98.3	0.88	1.32	87.1	97.9	0.86
Aval Mekerra	1.41	74.6	92.9	0.81	1.29	78.5	93.3	0.84
<b>Calage 1968/1969-1998/1999</b>								
Amont Mekerra	2.33	70.3	86.3	0.85	2.11	63.2	85.8	0.79
Moyenne Mekerra	1.45	76.7	95.2	0.79	1.32	73.9	95	0.77
Aval Mekerra	1.37	71.6	90.7	0.81	1.25	72.7	90.6	0.83
<b>Calage 1978/1979-1998/1999</b>								
Amont Mekerra	1.85	76.2	87.7	0.83	1.63	78.4	90.1	0.82
Moyenne Mekerra	1.2	85.6	100	0.82	1.08	88.3	101	0.84
Aval Mekerra	1.17	91.1	94.6	0.92	1.07	88.9	93.5	0.9

**R<sup>2</sup>** : Coefficient de détermination, **X** : coefficient de correction de l'ETP (mm).

A partir des valeurs des coefficients de détermination et du critère de Nash (Tab.IV.1, fig.IV.3 - fig.IV.5), on remarque que le calage du modèle sur les trois sous-bassins paraît correct pour l'ensemble des sous-périodes, avec l'ETP de Turc et Thornthwaite exception faite pour la période 1978/1979-1998/1999 où le critère de Nash est relativement moins bon particulièrement pour l'amont Mekerra.

Nous remarquons que les sous-périodes considérées pour le calage du modèle présentent une diminution progressive du paramètre X (coefficient de correction de l'évapotranspiration) de l'amont vers l'aval tout au long du bassin de l'Oued Mekerra avec l'ETP Turc et Thornthwaite (tab.IV.1), ce qui traduit une perte d'eau en profondeur, particulièrement dans la partie amont karstique du bassin.

**Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau**

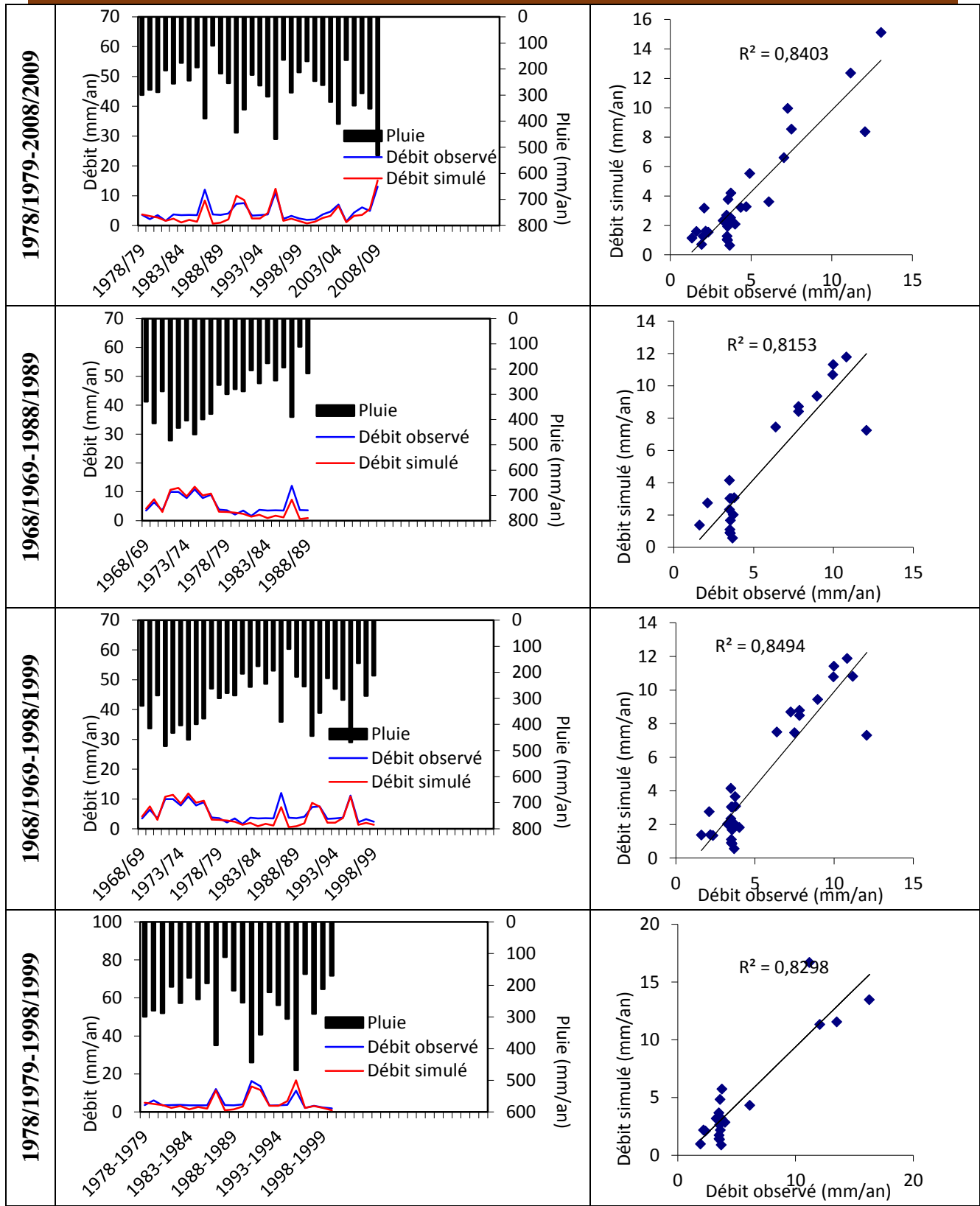


Figure IV. 3. Résultats du calage de l'amont Mekerra avec l'ETP de Thornthwait pour chaque sous-période

# Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources

## en eau

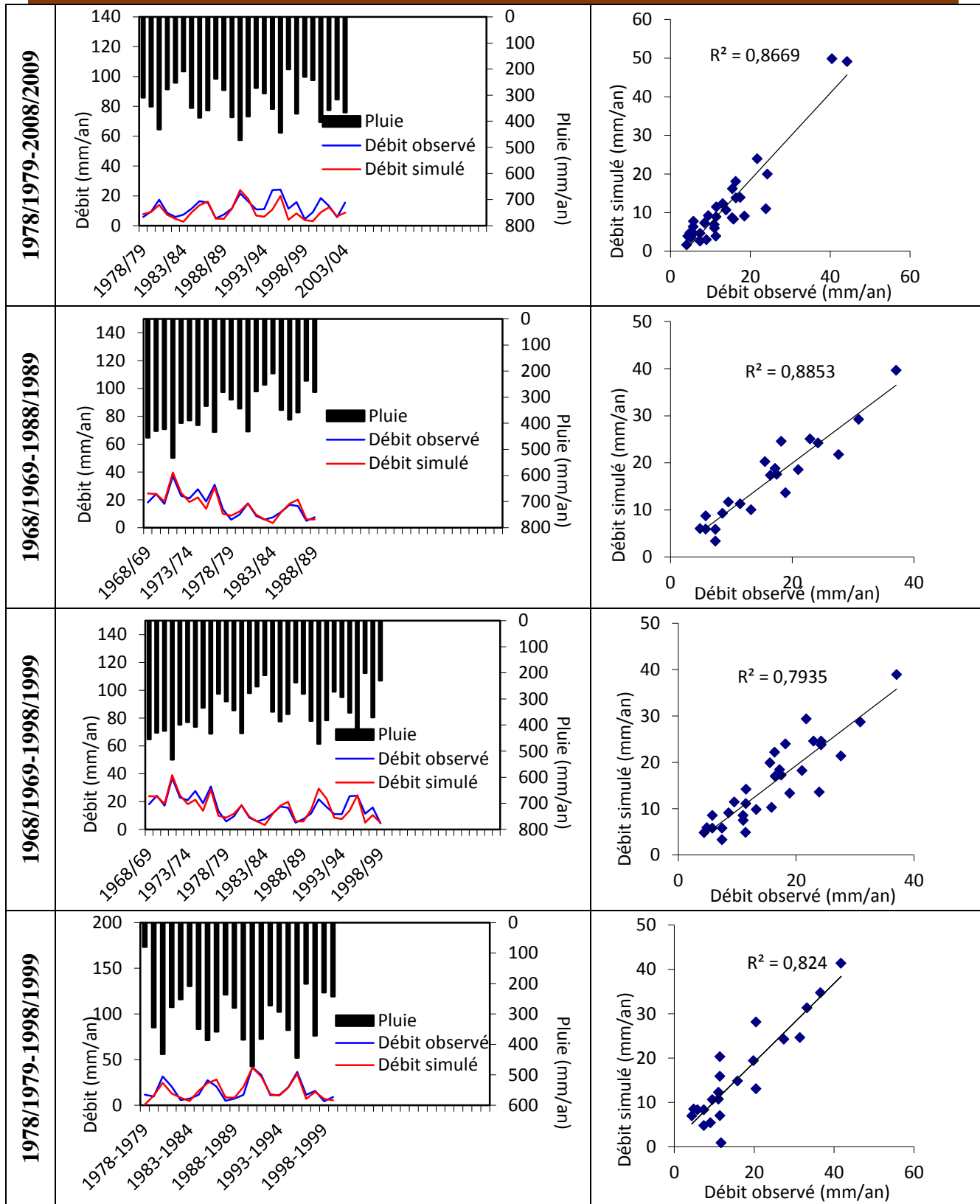


Figure IV. 4. Résultats du calage de moyenne Mekerra avec l'ETP de Thornthwait pour chaque sous-période

# Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

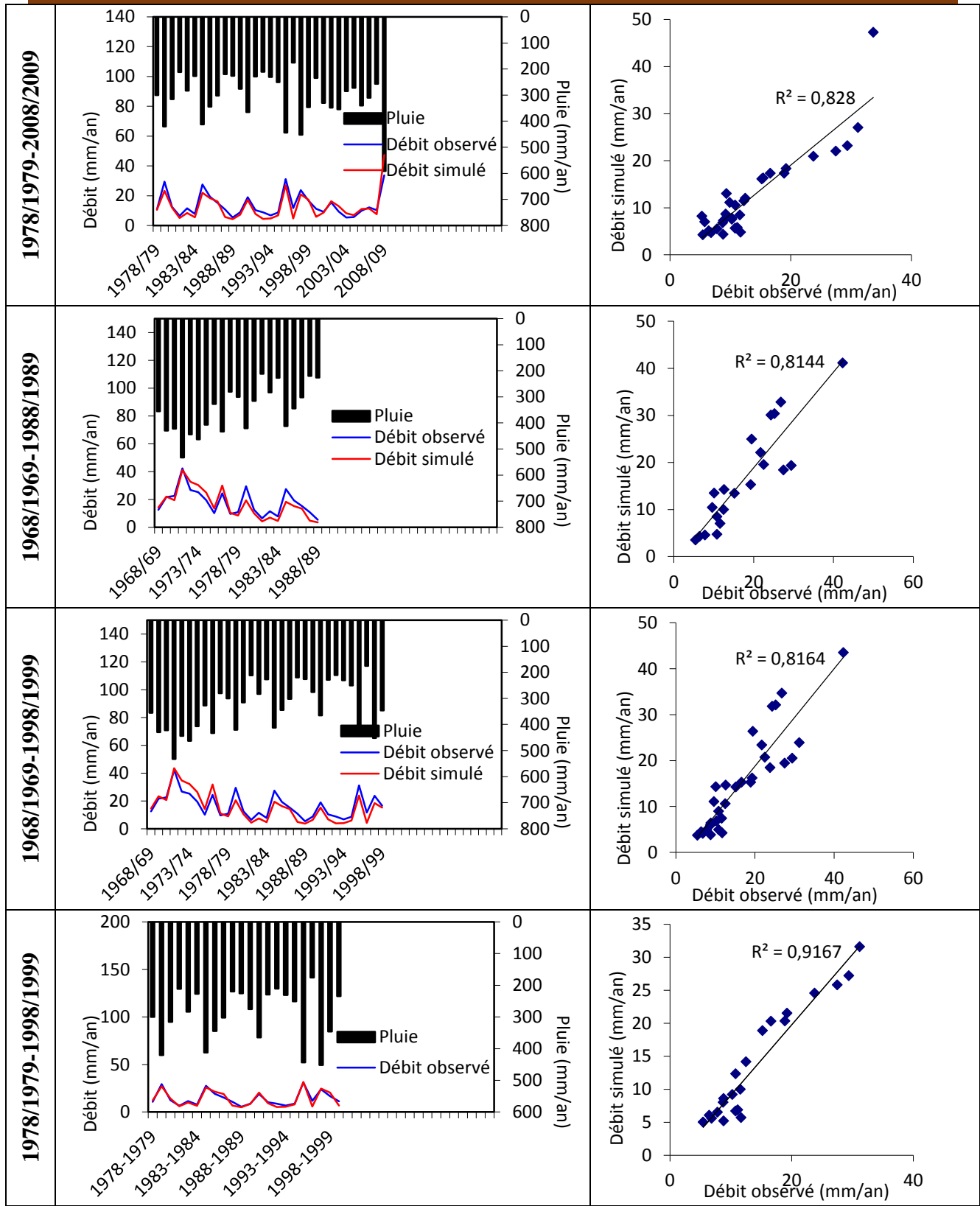


Figure IV. 5. Résultats du calage de l'aval Mekerra avec l'ETP de Thornthwait pour chaque sous-période

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

En comparant les sous-bassins de l'oued Mekerra entre eux, en termes de variation de critère de Nash à travers les différentes sous-périodes (fig. IV. 6), nous distinguons que les critères de Nash de l'amont et aval Mekerra sont largement sous-estimés. Ceci est expliqué par les incertitudes liées à l'interaction entre la nappe alluviale et l'Oued (aval Mekerra) d'une part, et le phénomène des pertes karstiques caractérisant la partie amont du bassin d'autre part (Otmane *et al.*, 2017 et 2018).

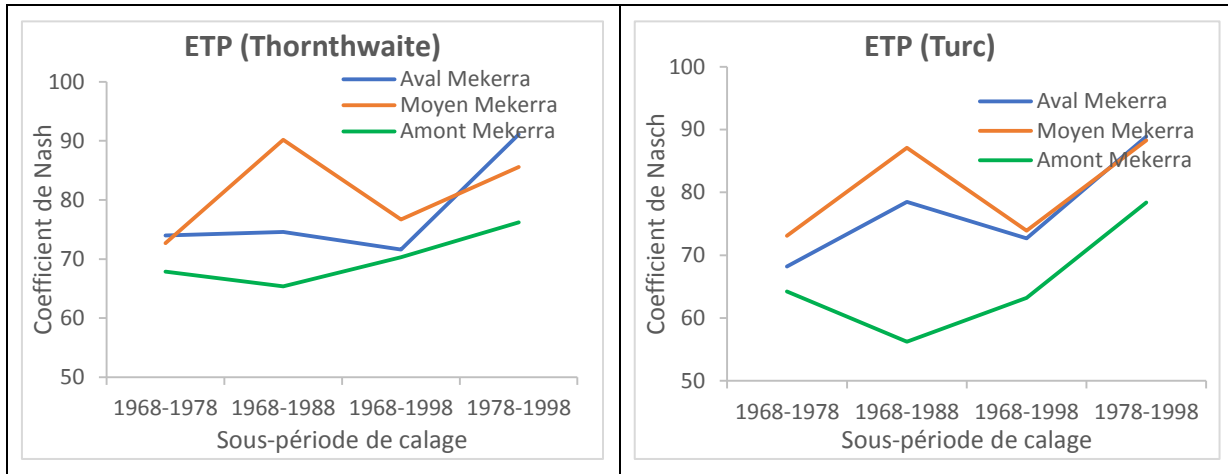


Figure IV. 6. Critère de Nash pour chaque sous-période et sous-bassin avec ETP de Turc et Thornthwaite

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

### IV.3.2. Validation du modèle

La validation porte sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage. Le tableau IV.2, présente les résultats du coefficient de détermination et du critère de Nash des débits simulés en fonction des débits observés relatives aux périodes de validation pour l'évapotranspiration de Turc et Thornthwaite.

Tableau IV. 2. Résultats de la validation du modèle GR1A pour les différentes sous-période

Critères	ETP (Thornthwaite)		ETP (Turc)	
	Nash	R <sup>2</sup>	Nash	R <sup>2</sup>
<b>Validation du calage effectué sur la période 1978/1979-2008/2009</b>				
Amont Mekerra	30	0.92	14.6	0.85
Moyenne Mekerra	15.8	0.55	7.3	0.49
Aval Mekerra	18.4	0.87	40.3	0.92
<b>Validation du calage effectué sur la période 1968/1969-1988/1989</b>				
Amont Mekerra	82.5	0.93	83.5	0.94
Moyenne Mekerra	48.5	0.87	50.6	0.87
Aval Mekerra	68	0.84	61.6	0.78
<b>Validation du calage effectué sur la période 1968/1969-1998/1999</b>				
Amont Mekerra	79.1	0.94	83.5	0.94
Moyenne Mekerra	57.8	0.94	56.9	0.95
Aval Mekerra	83.2	0.92	74.3	0.89
<b>Validation du calage effectué sur la période 1978/1979-1998/1999</b>				
Amont Mekerra	74	0.901	80	0.904
Moyenne Mekerra	79.5	0.83	76.6	0.79
Aval Mekerra	93.3	0.95	91.3	0.904

A partir des résultats obtenus (Tab. IV. 2), nous constatons que le modèle est validé pour l'ensemble des sous-bassins (avec ETP de Turc et Thornthwaite) seulement pour la sous-période 1978/1979-1998/1999 (1999/2000-2008/2009), Par contre, pour la sous-période 1978/1979-2008/2009 (1968/1969-1977/1978) le résultat de la validation est très médiocre pour les trois sous-bassins de la Mekerra. Cela, explique clairement l'impact de la variabilité climatique (déjà déterminée dans le chapitre précédent) sur l'hydrologie de l'oued Mekerra.

Nous avons jugé utile de représenter la répartition des points (débits simulés en fonction des débits observés) selon la droite  $y=x$  pour mieux apprécier la qualité des résultats de la validation.

A partir la figure IV.7, nous constatons que les points ne s'alignent pas tous sur la droite  $y = x$ . Cependant, la validation du modèle pour la sous-période 1978/1979-1998/1999 (1999/2000-2008/2009), montre que le nuage de points est très proche de la droite (Lame d'eau écoulée simulée = la lame d'eau écoulée observée) (fig.IV.7), ce qui traduit une très bonne reproduction des lames d'eau observées au niveau du bassin. En revanche, l'humidité exceptionnelle de 2007-2008 et 2008-2009, influencent la concordance entre les débits simulés et observés. Ceci, confirme le changement du régime pluviométrique vers la fin de la série d'observation (voir le traitement des données, chapitre III).

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

A l'issus de ces résultats, nous pouvons conclure que l'oued Mekerra a connu un changement de régime hydrologique, causé principalement par les perturbations climatiques. De ce fait, et afin de s'assurer que ce changement ne concerne que la période avant 1978, il est important de tester la période qui paraît plus ou moins homogène (1978/1979-2008/2009) à l'échelle mensuelle et journalière.

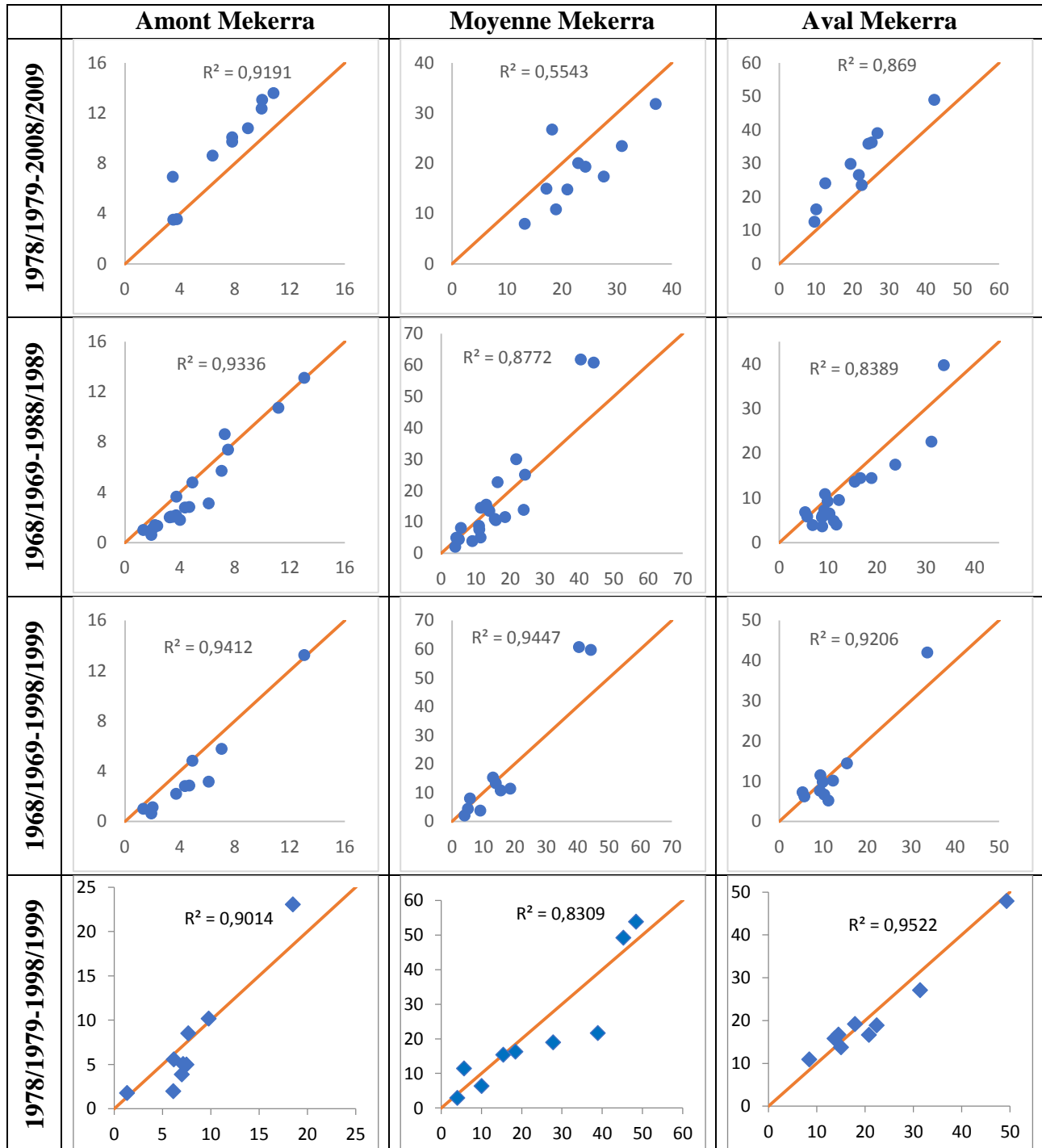


Figure IV. 7. Résultats de validation du modèle pour chaque sous-période avec l'ETP de Thornthwaite

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

### IV.4. Pas du temps mensuel (GR2M)

Pour prédire le débit mensuel relatif à la période de Septembre 1991 à Août 2009, pour chaque sous-bassin de la Mekerra, ainsi que la totalité du bassin (moyenne de Pluie mensuelles sur le bassin calculée avec la méthode de Thiessen), nous avons introduit les valeurs des précipitations et des débits mensuels exprimés en lames d'eau écoulées mesurés au niveau des stations de Sidi Bel Abbes, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba.

De la même manière que GR1A, nous avons testé l'évapotranspiration (mensuelle) calculée par les méthodes de Turc et de Thornthwaite.

#### IV.4.1. Calage du modèle GR2M

Cette phase consiste à caler les deux paramètres X1 et X2 du modèle jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des coefficients de détermination et du critère de Nash. La période choisie pour le calage est celle comprise entre Septembre 1991 à Août 2002.

Après plusieurs manipulations sur le logiciel GR2M, nous avons obtenus les résultats suivants (tableau IV.3).

*Tableau IV. 3. Résultat du calage du modèle GR2M*

Critères	ETP (Thornthwaite)					ETP (Turc)				
	X1	X2	Nash	Bilan	(R <sup>2</sup> )	X1	X2	Nash	Bilan	(R <sup>2</sup> )
<b>Amont Mekerra</b>	817.27	0.53	76.6	65.5	0.914	774.98	0.63	75.4	70	0.89
<b>Moyenne Mekerra</b>	364.85	0.59	70.2	71	0.946	353.75	0.74	73.8	76.4	0.947
<b>Aval Mekerra</b>	228.37	0.85	77.1	78.3	0.775	262.34	1.03	89.7	98.6	0.82
<b>Mekerra</b>	366.04	0.83	71.7	71.9	0.83	341.19	0.94	78.1	90.1	0.827

D'après les valeurs du critère de Nash et les coefficients de détermination, ainsi que la bonne superposition des courbes des lames d'eaux écoulées calculées et mesurées (Tableau IV. 3 et la figure IV.8), le calage paraît correct pour l'ensemble des sous bassins, par ailleurs l'évapotranspiration résultant de la formule de Turc donne un meilleur résultat que celle de Thornthwaite (aval Mekerra).

Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources  
en eau

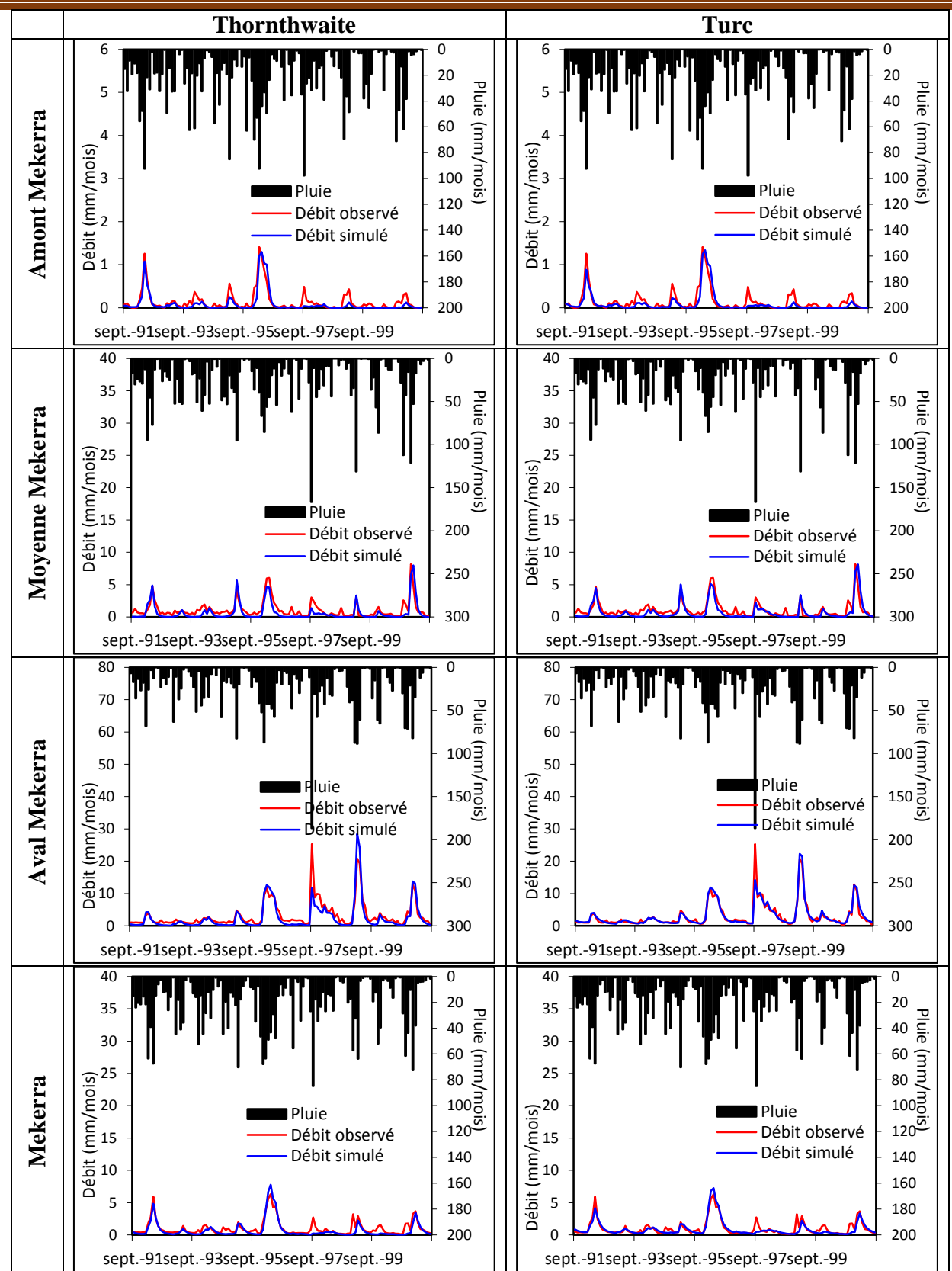


Figure IV. 8. Résultats du calage du modèle GR2M (09/1991-08/2002)

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

Selon les graphes de l'évolution du taux de remplissage du réservoir de production (S) (Fig.IV.9 et tab.IV.4), nous pouvons dire qu'il y a une variation très importante plus remarquable en amont qu'en aval du bassin de la Mekerra, ce qui traduit l'importance des pertes par infiltration au niveau du réseau de failles caractérisant surtout la partie amont de la Mekerra qui fait retarder la réponse au niveau de la station hydrométrique.

*Tableau IV. 4. Valeurs des paramètres après calibration du modèle*

Sous-bassins versants	ETP (Thornthwaite)		ETP (Turc)	
	S	R	S	R
<b>Amont Mekerra</b>	30.94-286.45	0.05-8.2	27.1-242.29	0.08-8.31
<b>Moyenne Mekerra</b>	6.64-192.19	0.12-18.23	6.1-160.23	0.46-18.38
<b>Aval Mekerra</b>	0.44-131.34	2.1-29.47	1.26-118.95	5.72-27.09
<b>Mekerra</b>	4.1-160.4	1.2-18.05	3.24-126.41	2.37-17.54

Ainsi l'évolution du taux de remplissage du réservoir de routage (R) (Fig.IV.9 et tab. IV.4) peut confirmer le phénomène des pertes dans la partie amont de la Mekerra, à titre d'exemple la capacité du réservoir de routage varie entre 0.05mm et 8.2mm pour le sous-bassin de l'amont Mekerra (ETP Thornthwaite), par ailleurs en aval la capacité du réservoir de routage varie entre 2.1mm et 29.47mm (ETP Thornthwaite). Alors, la réponse des pluies est plus lente due aux formations karstiques (caractérisant la partie amont) qui retardent leur arrivée et les pertes en profondeur.

**Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau**

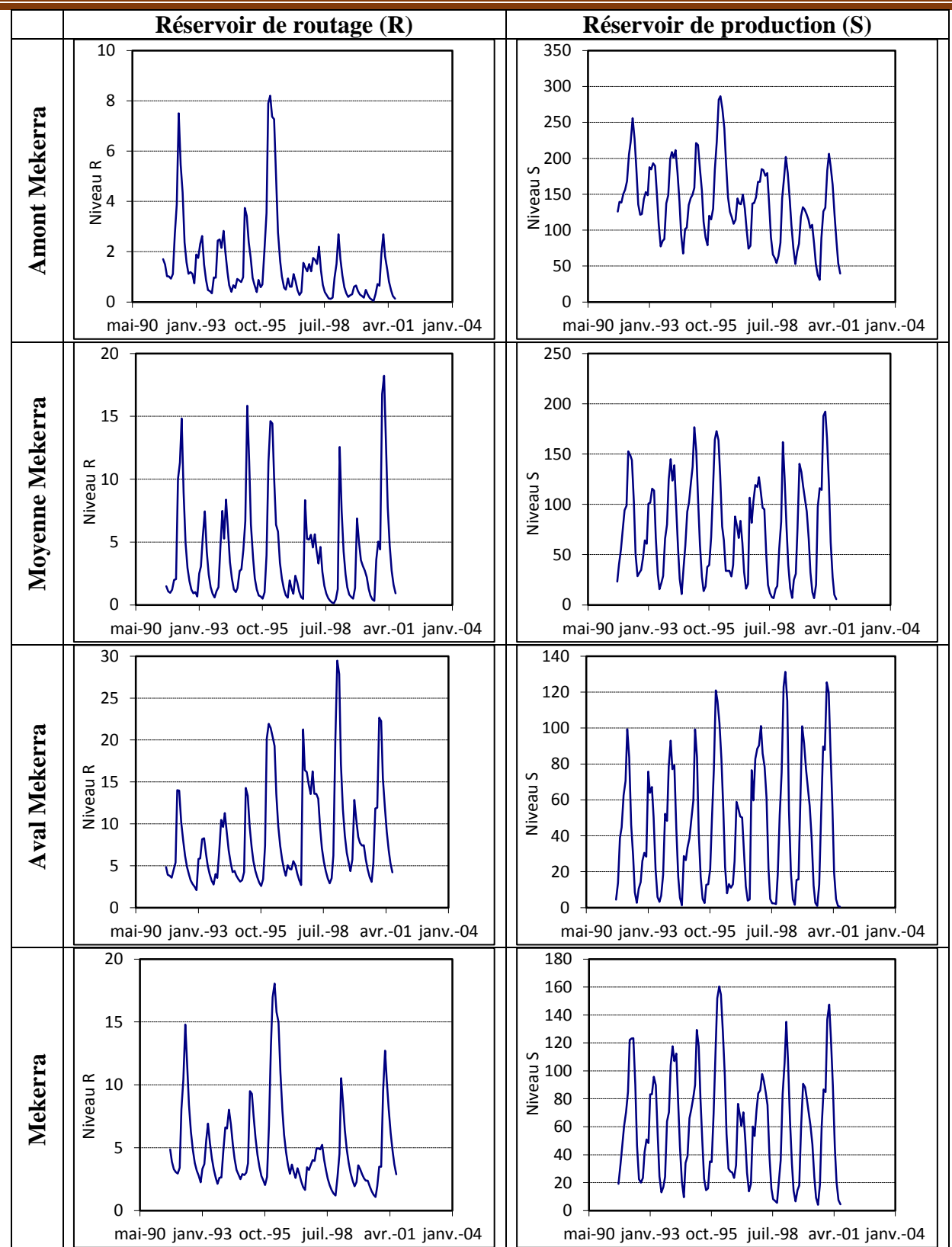


Figure IV. 9. Evolution du niveau de remplissage du réservoir de production et de routage pour les sous-bassins de l'oued Mekerra (09/1991-08/2002) avec l'ETP de Tranthwaite.

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

### IV.4.2. Validation du modèle GR2M

Pour la validation, nous utilisons des séries des données des précipitations et d'évapotranspirations correspondant à la période de Septembre 2002 à Août 2009 et qui n'ont pas été déjà introduites lors du calage.

Le tableau IV.5, montre les variations du coefficient de détermination et le critère de Nash.

Tableau IV. 5. Résultats de la validation du modèle GR2M

Sous-bassins versants	ETP (Thornthwaite)		ETP (Turc)	
	Nash	R <sup>2</sup>	Nash	R <sup>2</sup>
Amont Mekerra	72.4	0.789	77.8	0.827
Moyenne Mekerra	76.5	0.712	74.3	0.731
Aval Mekerra	69.2	0.782	67.7	0.834
Mekerra	68.1	0.757	66.9	0.873

Selon le critère de Nash et le coefficient de détermination de la fonction de débit observé et simulé (Tab.IV.5 et fig.IV.10) nous pouvons dire que la modélisation pluie-débit par l'utilisation du modèle GR2M, donne des résultats satisfaisants pour l'ensemble du bassin de la Mekerra.

Toutefois, l'humidité exceptionnelle de 2007-2008 et 2008-2009, influencent largement le résultat de la validation, surtout pour l'aval Mekerra et l'ensemble du bassin. Cela, nous a conduit à analyser le comportement hydrologique de l'Oued avec un pas du temps plus fin.

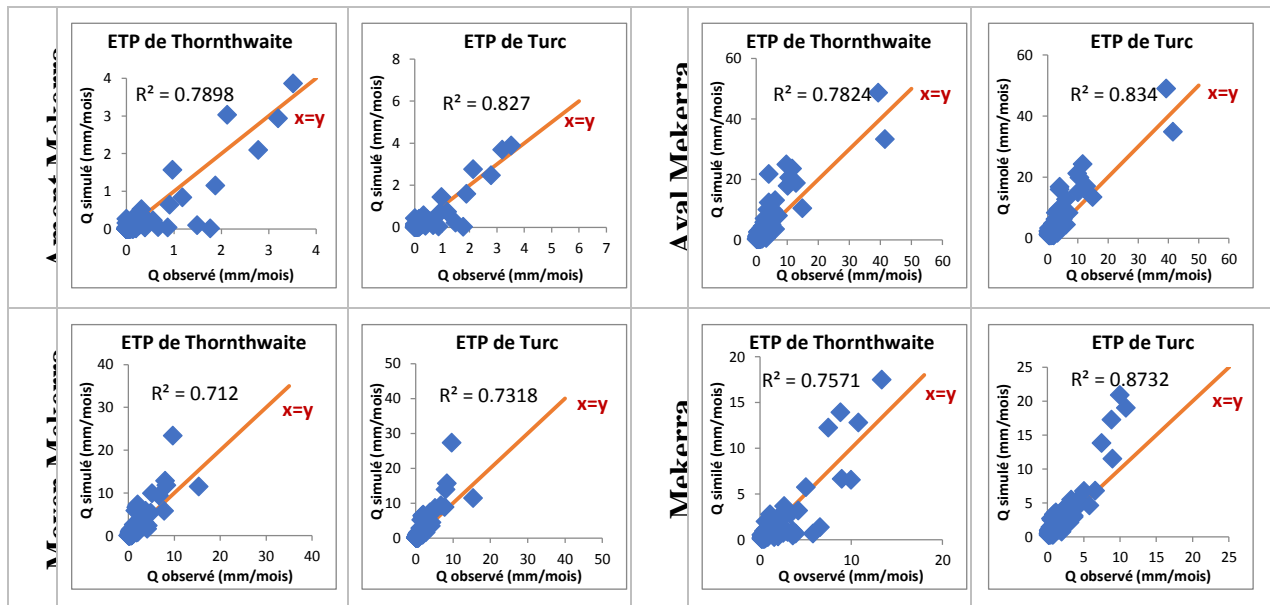


Figure IV. 10. Validation du modèle GR2M pour les sous-bassins versants de l'oued Mekerra (09/2002-08/2009)

#### **IV.5. Modélisation de la relation pluie-débit au pas de temps journalier**

Les avancées technologiques en matière d'acquisition de données spatialisées offrent la possibilité de prendre en compte la répartition spatiale des caractéristiques physiques du bassin versant dans la modélisation hydrologique. Dans cette perspective, nous ne cherchons pas seulement à reproduire au mieux un hydrogramme à pas de temps journalier, mais surtout à reproduire de la façon la plus réaliste possible les différentes composantes du bilan hydrologique, particulièrement dans un bassin versant (aval Mekerra) présentant une réelle difficulté liée essentiellement au manque d'informations spatiales sur les précipitations.

Pour ce faire, une étude a été effectuée au pas de temps journalier en utilisant le modèle SWAT et le modèle global à réservoirs du Génie Rural (GR4J). Les données de pluie et de la température sont identiques pour les deux modèles afin de pouvoir faire une comparaison aisée, la seule différence est la façon de considérer les différents processus du cycle hydrologique en interaction avec les caractéristiques physiques du bassin.

Parmi les paramètres qui entrent en jeu lors de la modélisation hydrologique, les caractéristiques physiques du bassin (Pente, occupation du sol, pédologie...), ainsi que leurs hétérogénéités spatiales, qui font l'objet d'une classification des modèles (approche globale et semi-distribuée, voir chapitre.I). Elles conditionnent largement la performance du modèle, de même que la représentation spatiale des différents processus qui décrivent le bilan hydrologique dans le bassin (ruissellement, recharge, évapotranspiration, capacité de rétention...) (Baudez *et al.*, 1999).

En termes de performance, la comparaison des approches globales et semi-distribuées en modélisation pluie-débit est une problématique qui s'est fortement développée depuis longtemps (Wendling, 1992). L'ensemble des recherches scientifiques dans ce sens donne une image relativement complexe. Certaines d'entre elles affirment clairement le bénéfice que l'on peut avoir à utiliser l'approche semi-distribuée (Michaud et Soroshian, 1994 ; Krysanova *et al.*, 1999 ; Boyle *et al.*, 2001). Par contre, les travaux de Diermanse (1999), et Kokkonen et Jakeman (2001) présentent des conclusions allant en sens inverse.

La synthèse de ces recherches nous montre que plus le bassin est grand, plus l'approche semi-distribuée sera avantageuse. Ainsi, la semi-distribution des paramètres est, en moyenne, plus avantageuse pour des bassins qui présentent des indices de réponse élevés (Kite et Kouwen, 1992). En effet, l'approche semi-distribuée n'est donc pas systématiquement synonyme d'améliorations. Tout dépend des cas étudiés et des modèles choisis. Par ailleurs, la plupart des études se concentrent uniquement sur un type de modèle, un type de bassin, de taille bien définie, et prend en compte très peu de critères d'hétérogénéités. Nous pouvons donc considérer que chaque étude présente un cas particulier.

Dans cette perspective, notre étude fait l'objet d'une comparaison des performances entre deux modèles différents : GR4J qui considère le bassin versant comme une seule entité et SWAT qui peut le subdiviser en surfaces élémentaires homogènes.

Les dernières recherches menées dans la comparaison entre SWAT et GR4J donnent des résultats différents. Velazquez *et al.* (2015), favorisent le modèle SWAT. Par contre, Simonneaux *et al.* (2008), Gaborit *et al.* (2010) et Trudel *et al.* (2017), montrent que l'incertitude est plus élevée pour SWAT que pour GR4J. Par ailleurs, Brulebois *et al.* (2018), mettent en évidence la robustesse des deux modèles.

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

Généralement, la synthèse de ces recherches montre que le modèle GR4J donne de meilleurs résultats dans les petits bassins versants pour reproduire le débit observé dans le domaine temporel, alors que le modèle SWAT est plus performant pour le cas de plus grands bassins versants. Cette constatation indique que les modèles semi-distribués sont particulièrement applicables pour les bassins hydrographiques complexes en raison de son hétérogénéité physique (Tegegne *et al.*, 2017).

Alors, cette problématique se traduit-elle au niveau de la structure interne du modèle, la discrétisation spatiale des caractéristiques physique du bassin, ou encore la nature du processus hydrologique représenté ?

### IV.5.1. Données et Méthodologie adoptées

Pour cette partie la méthodologie consiste dans un premier temps à définir le critère de qualité à adopter et présenter les données géospatiales nécessaires pour la mise en œuvre du modèle SWAT. La deuxième étape, quant à elle, porte sur la préparation des données climatiques pour les deux modèles. Enfin la dernière phase a été réservée à l'analyse et l'interprétation des résultats obtenus en mettant en lumière l'impact des phénomènes extrêmes

#### IV.5.1.1. Critère de qualité

La validité du modèle est vérifiée par une comparaison des débits calculés ( $Q_{cal}$ ) et observés ( $Q_{obs}$ ) à travers le critère le plus utilisé pour les modèles hydrologiques : le critère de Nash et Sutcliffe (1970) (chapitre I, Equation I.3)

Le critère de Nash n'utilise pas la racine carrée des débits, mais le carré de l'erreur. Donc il attribue plus d'importance aux pics de crue (phénomènes extrêmes). Par comparaison avec d'autres critères, celui-ci a l'avantage d'être d'interprétation simple. En effet, s'il est positif, le modèle donne de meilleurs résultats qu'un modèle donnant à chaque pas de temps un débit constant égal à la moyenne des débits observés. S'il est négatif, c'est l'inverse (Gerard et Berthet, 2010).

#### IV.5.1.2. Données géospatiales

Pour cette région (plaine de Sidi Bel Abbes), nous avons utilisé un modèle numérique de terrain ASTER, d'une résolution spatiale de 30m (fig.IV.11a) ayant permis l'élaboration des cartes thématiques au moyen d'un SIG. Le logiciel nous a permis de déterminer la pente (fig.IV.11b), le réseau hydrographique (fig.IV.11c) et les limites du bassin versant et des sous-bassins versants (fig.IV.11d). La discrétisation spatiale du bassin de l'aval Mekerra (plaine de Sidi Bel Abbes) a donné 54 sous-bassins (annexe III, tableau 1).

L'Oued Mekerra sillonne le bassin de l'aval Mekerra (plaine de Sidi Bel Abbes) du Sud au Nord sur une distance d'environ 34Km, avec un réseau hydrographique embryonnaire constitué par de nombreux affluents, représentés fréquemment par des cours d'eau temporaires (fig.IV.11c).

Selon le coefficient de Gravelius, le bassin versant de l'aval Mekerra est de forme allongée orientée sud-ouest nord-est ( $K_c=2,26$ ), il implique un temps de concentration lent (Cherif *et al.*, 2009). D'une façon générale, plus le coefficient de compacité est petit, plus le temps de concentration est court, et par conséquent un débit de surface important. En ce sens, la comparaison des sous-bassins versants entre eux en termes de coefficient de compacité indique

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

que les sous-bassins de Sidi Bel Abbes (1, 2 et 5), Sidi Khaled (28) et Lamtar (40) (voir annexe IV, tableau 1) montrent un temps de concentration relativement court (figure IV. 11<sup>e</sup>). Ceci se traduit par la formation de crues violentes résultant des événements pluvieux intenses dans ces endroits, provoquant par conséquent des inondations dans les plaines environnantes.

La carte pédologique de l'aval Mekerra (fig.IV.11f) est réalisée sur la base de 138 profils pédologiques et analyse physico-chimique représentatifs (chapitre II). Aussi, pour chaque type de sol et pour chaque horizon nous reprenons plusieurs paramètres (tableaux 1-5 annexe I). Dans certains cas où nous ne disposons pas de valeurs mesurées, nous étions amenés à les estimer. ARCSWAT possède une base de données des caractéristiques d'un nombre important de sols aux États-Unis qui a été prise comme référence avec laquelle nous avons comparé les sols de notre bassin en termes de pourcentage en masse de sable, limon et argile qui caractérisent le sol.

La densité apparente humide est calculée par l'équation IV.1 (Winchell *et al.*, 2007) :

$$SOL_{BD} = \rho_a + \left(1 - \frac{\rho_a}{\rho_s}\right) \quad (IV.1)$$

$\rho_a$  : Densité apparente du sol. Celle-ci est calculée en considérant les densités apparentes d'un sol sableux (1,5 g.cm<sup>-3</sup>), limoneux (1,3 g.cm<sup>-3</sup>) et argileux (1,1 g.cm<sup>-3</sup>) et en pondérant ces densités apparentes par le pourcentage en masse de chacun des trois composants.

$\rho_s$  : 2,65 g.cm<sup>-3</sup> la densité réelle moyenne du sol.

La conductivité hydraulique à saturation s'exprime de la manière suivante (Equation IV.2) (Winchell *et al.*, 2007) :

$$K_{sat} = 20,62 - 0,96 * \ln(C) - 0,66 * \ln(S) - 0,46 * \ln(MO) - 8,43 * SOL_{BD} \quad (IV.2)$$

C : Pourcentage d'argile contenue dans la couche,

S : Pourcentage de limon contenu dans la couche,

MO : Pourcentage de matière organique dans la couche,

$SOL_{BD}$  : Densité apparente humide calculée par l'équation IV.1.

La carte d'occupation du sol (fig.IV.11h) a été réalisée à l'aide du logiciel ENVI 5, à partir de données spatiales issues du capteur Landsat 8 le 14/03/2016 (fig.IV.11g).

# Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

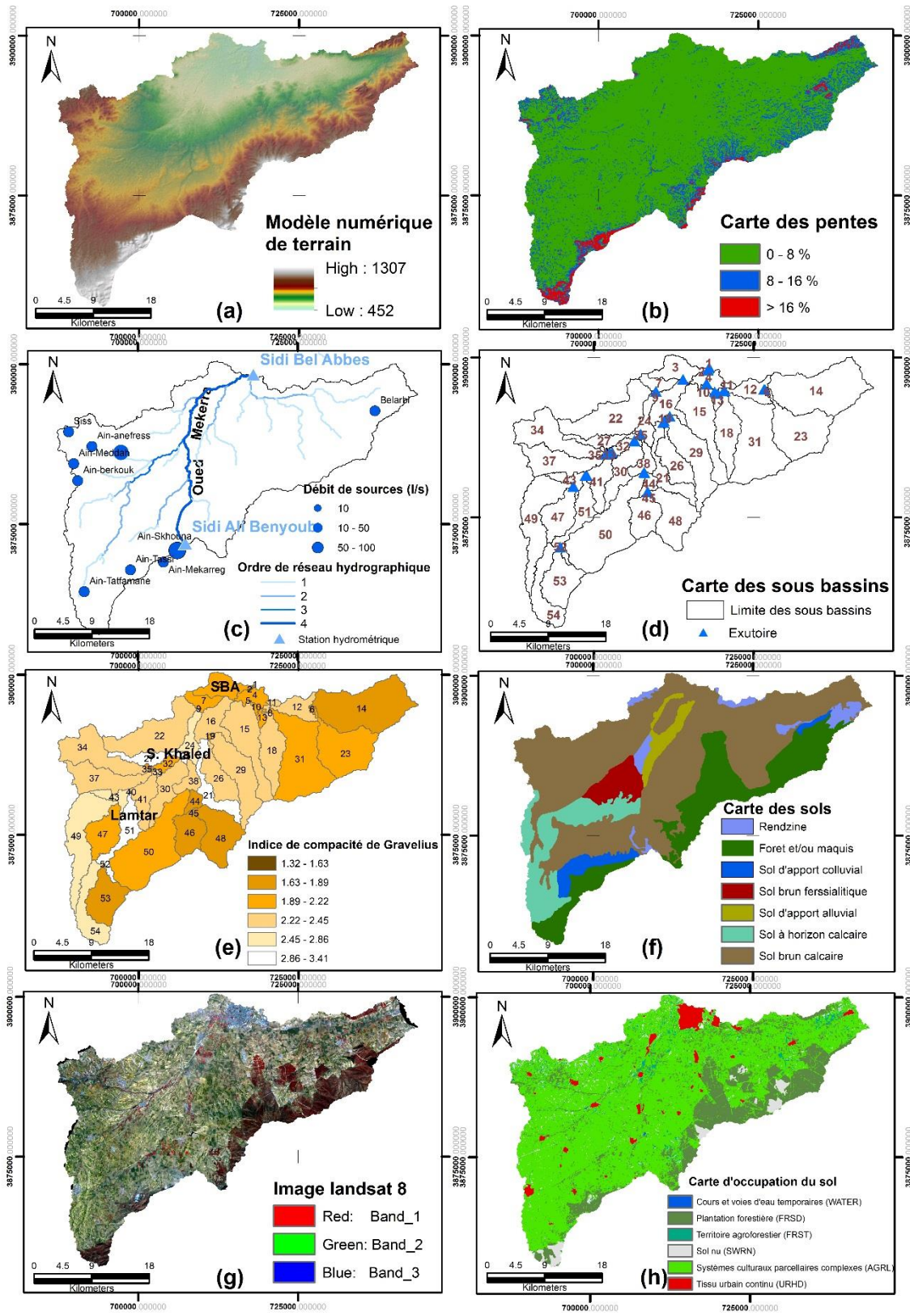


Figure IV. 11. Caractéristiques physiques du bassin de l'aval Mekerra (plaine de Sidi Bel Abbès)

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

### IV.5.1.3. Données climatiques

Les données climatiques utilisées dans cette étude sont observées à la station de Sidi Bel Abbes (fig.IV.11c) par l'Office National de Météorologie (ONM).

En effet, le modèle SWAT nécessite l'utilisation des données de : températures maximale et minimale ( $^{\circ}\text{C}$ ), précipitations ( $\text{mm.j}^{-1}$ ), humidité relative (%), vitesse du vent ( $\text{m.s}^{-1}$ ), et le rayonnement solaire (calculé à partir du Modèle horaire de Bird et Hulstrom (1981) en  $\text{W.m}^{-2}/\text{h}$  et convertie en  $\text{MJ.m}^{-2}/\text{j}$ ) avec un pas de temps journalier. En revanche, le modèle GR4J ne nécessite que la latitude moyenne et la taille du bassin comme paramètres physiographiques, et des séries de pluies ( $\text{mm.j}^{-1}$ ), de température maximale, minimale et moyenne journalière ( $^{\circ}\text{C}$ ) comme variables d'entrée (*GR4J fait appel aux données de température et de la latitude moyenne pour estimer l'évapotranspiration potentielle en moyennant la formule d'Oudin et al., (2005)*

Aussi, pour simuler la lame d'eau écoulée journalière dans la partie aval Mekerra seulement, les débits à Sidi Ali Benyoub (Amont) ont été soustraits aux débits à Sidi-Bel-Abbes qui se trouve à l'exutoire (fig.IV.11c).

### IV.5.1.4. Calage et validation des modèles

Pour le modèle SWAT, une description détaillée du fonctionnement de l'algorithme de calage est donnée dans le chapitre I.

Cependant, pour le modèle GR4J, nous avons procédé au calage automatique pour enlever la part de subjectivité due à l'utilisateur pendant le calage manuel (Madsen, 2000). Pour cela, La fonction automatique DDS (Dynamically Dimensioned Search) élaborée par (Tolson *et al.*, 2009) a été retenue, afin de déterminer les paramètres en essayant une multitude de combinaisons pour trouver les valeurs les plus appropriées, pour que les débits calculés soient les plus proches possibles de la réalité.

Le choix de périodes de calage et de validation a été déterminé en fonction de la disponibilité des données. La série des données disponibles pour notre étude couvre la période du 01/01/1996 jusqu'au 31/12/2005, deux séries respectives de cinq ans (1996 à 2000) et (2001 à 2005), la première a été utilisé pour le calage des modèles avec une période de mise en route pour démarrer les modèles allant du 01/01/1996 au 31/12/1996, tandis que la seconde a été réservée pour la validation des modèles.

## IV.5.2. Résultats et discussion

### IV.5.2.1. Modélisation avec SWAT

Le résultat du calage du modèle SWAT montre que les débits journaliers simulés concordent avec ceux observés à la station de Sidi Bel Abbes avec quelques sous-estimations (fig.IV.12) liées généralement à la variabilité spatiale des précipitations dans le bassin. Les lames d'eau écoulées observées et simulées sont respectivement de 27,5mm et 20,27mm. Par ailleurs, le critère de Nash (70%) et le coefficient de détermination (0,83) indiquent que le calage est bon. Ainsi, les paramètres de modélisation utilisés peuvent être retenus pour expliquer le fonctionnement global de l'hydrosystème du bassin.

Concernant la validation du modèle, les débits journaliers simulés montrent un synchronisme moyen avec la courbe des débits observés par rapport à la période de calage, comme en témoigne le critère de Nash et le coefficient de détermination (Nash=62% et  $R^2=0,61$ ).

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

Cela, peut être expliqué par les événements extrêmes (Crues) qui surviennent durant cette période et notamment ceux du 24/08/2002 (4,21mm/6h), 07/05/2002 (1,92mm/2h) et du 09/06/2003 (1,05mm/h) (fig.IV.12).

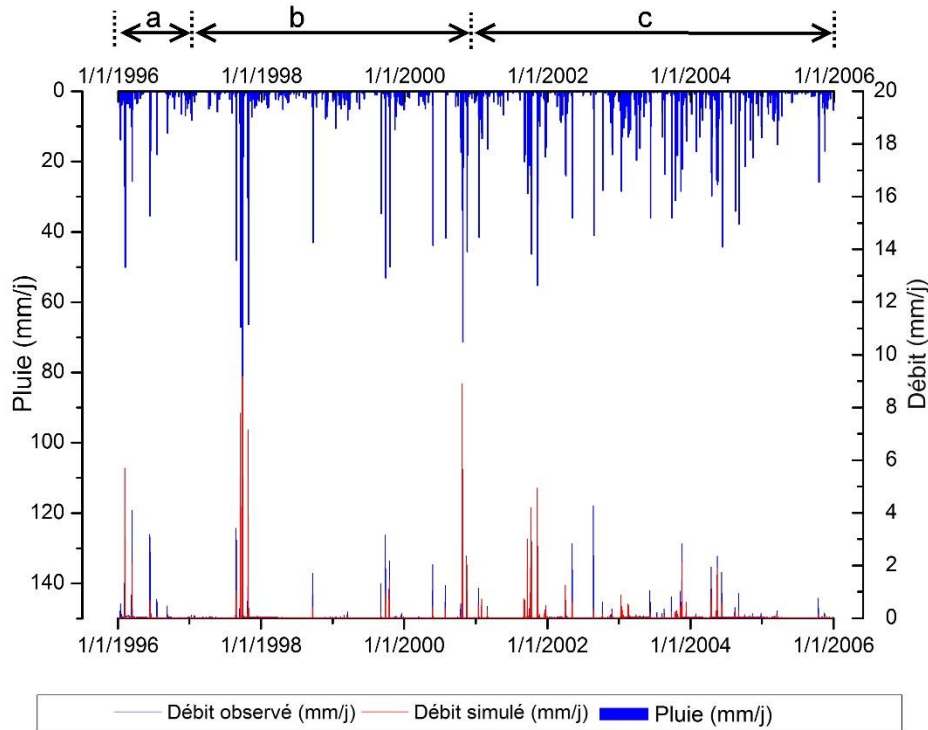


Figure IV. 12. Hydrogramme de comparaison entre le débit simulé et observé à la station de Sidi Bel Abbes avec le modèle SWAT. (a) : Période de mise en route. (b) : Période de calage. (c) : Période de validation.

L'allure de l'hydrogramme (fig.IV.12) est marquée par des pics (crues), suivis d'une vidange rapide des réservoirs. Les tarissements sont rapides et les quantités d'eau reçues par le biais de la percolation sont rapidement déversées dans les cours d'eau (débit hypodermique) ce qui caractérise l'aquifère alluvial de la plaine de Sidi Bel Abbes (Sourisseau, 1972).

### IV.5.2.2. Comparaison avec GR4J

Par comparaison avec SWAT, les résultats du calage (Nash=67,1% et  $R^2=0,68$ ) et de la validation (Nash=57,8% et  $R^2=0,53$ ) du GR4J sont légèrement moins bons. L'allure des courbes n'est pas synchrone en période de validation (fig.IV.13c). Les crues qui sont observées pendant cette période sont largement sous-estimées. Ces écarts semblent être dus à un changement de régime pluviométrique (événements extrêmes). Par ailleurs, la sensibilité du GR4J au manque d'informations spatiales de la pluie influence directement le résultat de la modélisation, ceci est confirmé par plusieurs travaux antérieurs réalisés sur l'effet de la distribution spatiale des précipitations pour les modèles globaux (Arnaud *et al.*, 2002 ; Audrey, 2002 ; Ben Khediri et Drogue, 2016). Tandis que, SWAT peut minimiser le risque de ce manque de données par la compensation (distribution) d'erreur suivant les différents processus hydrologiques.

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

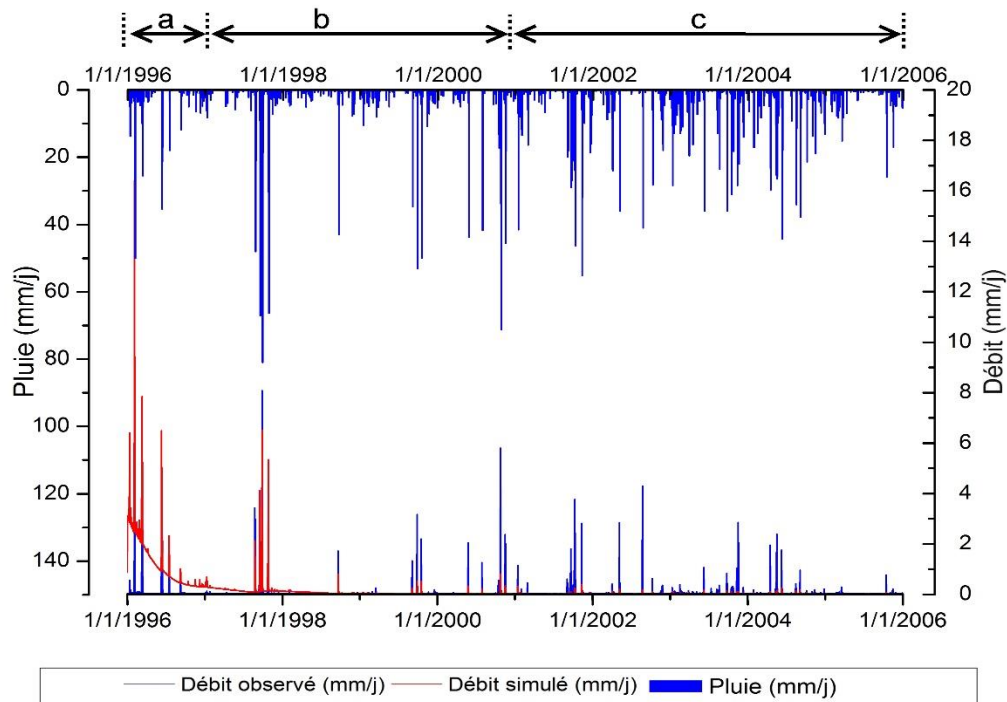


Figure IV. 13. Hydrogramme de comparaison entre le débit simulé et observé à la station de Sidi Bel Abbès avec le modèle GR4J. (a) : Période de mise en route. (b) : Période de calage. (c) : Période de validation.

Ainsi, le modèle SWAT produit des simulations satisfaisantes de débit (fig.IV.14), ce qui explique l'intérêt éventuel de prendre en compte l'hétérogénéité physique des caractéristiques du bassin versant dans la modélisation hydrologique (Kite et Kouwen, 1992 ; Cognard-Plancq *et al.*, 2001; Andreassian, 2002), ainsi que l'avantage du modèle à base physique avec son formalisme à décrire les processus du cycle hydrologique dans les différents compartiments d'un hydrosystème. En plus, la complexité du type de zone sur lequel nous nous concentrons et leur faible instrumentation requièrent l'aspect exhaustif et à base physique propre à SWAT.

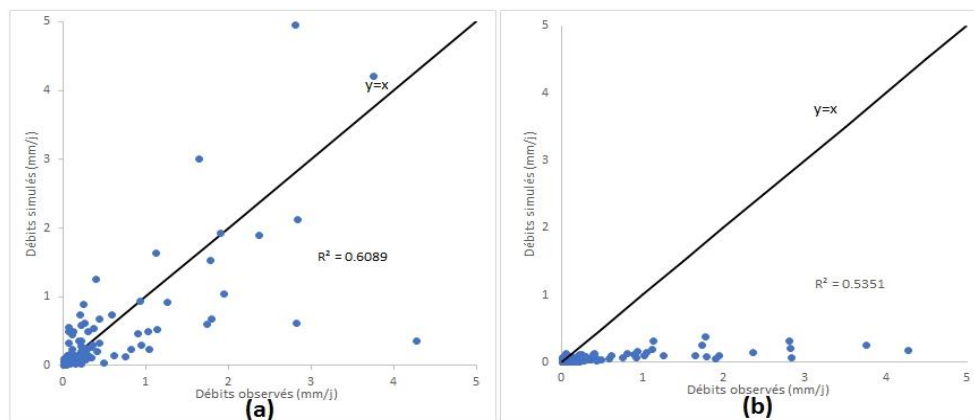


Figure IV. 14. Débits simulés en fonction des débits observés pour la validation pour le modèle SWAT (a) et GR4J (b).

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

### IV.5.2.3. Bilan hydrologique et autres processus simulés avec SWAT

#### IV.5.2.3.1. Bilan hydrologique

Le bilan hydrologique annuel, calculé avec le modèle SWAT de 1996 à 2005 (tableau IV.6) montre des précipitations moyennes annuelles de 391mm (100%), qui se répartissent entre l'évapotranspiration (282.8 mm, 72%), l'écoulement dans les rivières (20,27mm, 6%) et la recharge des réservoirs souterrains (87,9mm, 22%). Ces résultats mettent en exergue l'importance de l'évapotranspiration et celle de la recharge.

Tableau IV. 6. Résultat du bilan hydrologique avec SWAT pour le bassin de l'aval Mekerra (Janvier 1996 au Décembre 2005).

Processus hydrologique			Valeurs
<b>Précipitations</b>			391mm (100%)
<b>Débit de surface</b>	14,71mm (72,57%)	Ecoulement total	20,27mm (06%)
<b>Débit hypodermique</b>	5,28mm (26.05%)		
<b>Débit de base</b>	0,28mm (1.38%)		
<b>Percolation</b>			87,9mm (22%)
<b>Evapotranspiration réelle</b>			282,8mm (72%)
<b>Evapotranspiration potentielle</b>			1682mm

#### IV.5.2.3.2. Evolution temporelle (mensuelle) des différents processus

L'évolution mensuelle de différents processus du cycle hydrologique simulés avec SWAT (fig.IV.15), montre que l'écoulement permanent de l'oued Mekerra est assuré par le débit de base, alors que le ruissellement (Débit de surface) survient selon les événements saisonniers et notamment en automne. La production du transport solide dans le bassin de l'aval Mekerra montre une quantité relativement importante au mois de février ce qui explique l'importance du couvert végétal et des pratiques culturales dans cette période de l'année.

En période humide allant de septembre à février, le niveau piézométrique des nappes augmente parallèlement avec les hauteurs d'eau précipitées (augmentation notable de la recharge). Durant cette période, le sol atteint une certaine humidité favorable à la croissance et développement des plantes, ce qui induit par conséquent une augmentation dans l'évapotranspiration réelle. Tandis que, la pluie abaisse l'évapotranspiration potentielle en diminuant le rayonnement solaire et le déficit d'humidité. L'évapotranspiration réelle diminue également en temps de pluie (Bouchet, 1963).

Par contre, durant la période sèche où les précipitations sont quasiment nulles, l'évapotranspiration réelle reste stable (mars – juin) grâce au couvert végétal. Ce dernier est alimenté par la nappe souterraine à travers la zone racinaire (zone non saturée) par l'effet de capillarité (Berkaloff, 1966; Rijtema *et* Wassink, 1969), justifiant ainsi les valeurs négatives de la recharge. Ainsi, la régression progressive de cette couverture végétale atteint son minimum au

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

mois de juillet, ce qui diminue sensiblement l'évapotranspiration réelle et par conséquent une compensation par la recharge (augmentation).

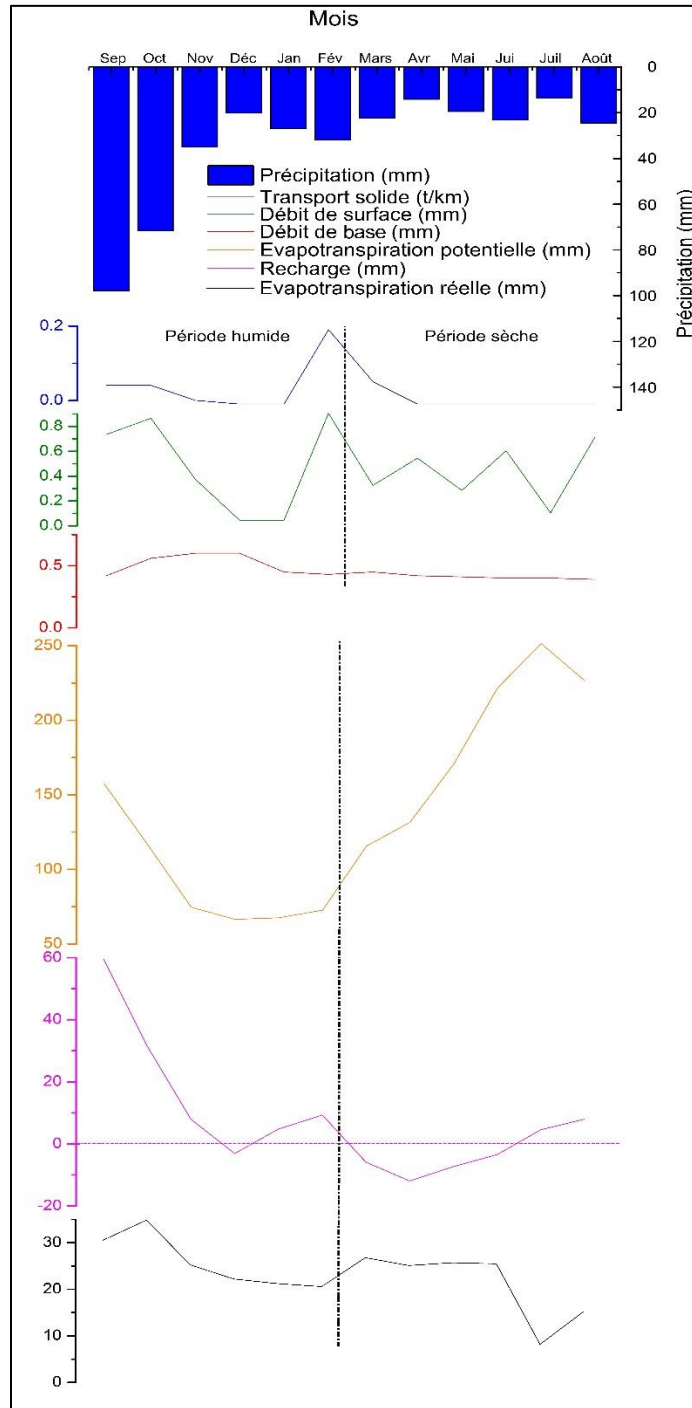


Figure IV. 15. Evolution mensuelle de différents sous-produits du bilan hydrologique avec SWAT (1996–2005) pour l'ensemble du bassin de l'aval Mekerra.

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

### IV.5.2.4. Evolution spatiale de différents processus

La représentation spatiale des phénomènes hydrologiques par URH est très difficile, et dans certains cas impossibles. Pour cela, nous avons adopté l'évolution spatiale en sous bassin, par le calcul de la moyenne de chaque processus simulé pour les URHs contenus dans le même sous bassin. Les données utilisées pour créer la figure IV.16 sont disponibles à l'annexe III-tableau 3.

#### IV.5.2.4.1. Débit de surface

La spatialisation de la lame d'eau ruisselée sur le bassin versant de l'aval Mekerra (fig.IV.16a) montre que la ville de Sidi Bel Abbas appartient aux sous-bassins les plus générateurs de débit de surface (fig.IV.16b), ce qui confirme le résultat de l'indice de compacité (fig.IV.11e), ainsi que l'occurrence des inondations dans la ville de Sidi Bel Abbas (Hallouche, 2007 ; Merabet, 2008 ; Megherfi, 2010).

L'extraction des sous-bassins qui drainent la ville de Sidi Bel Abbas montre une lame d'eau ruisselée de 106,23mm au niveau du sous bassin n°2 (fig.IV 16b). Ceci, est largement supérieur à la lame d'eau ruisselée sur tout le bassin (14,7mm), soit plus de 27% de la lame d'eau précipitée. Avec l'extraction et la superposition de celui-ci sur une image satellitaire à haute résolution, nous remarquons que le sous-bassin indiqué couvre une zone industrielle située à l'ouest de la ville dans un point de confluence de deux oueds, là où l'imperméabilisation de la surface urbaine accentue la production de débit de surface.

#### IV.5.2.4.2. Recharge

Pour valider l'évolution spatiale de la recharge, nous avons étudié l'évolution temporelle de la profondeur du niveau statique de quatre points d'eau répartis dans le bassin, dont les caractéristiques sont représentées dans le tableau IV.7.

Tableau IV. 7. Variations du niveau statique dans les différentes régions du bassin de l'aval Mekerra (ANRH d'Oran, 2010).

N° du Point d'eau	Régions de la plaine	Profondeur du niveau statique (m)		
		Déc 1971	Déc 2007	Déc 2009
<b>Pluie (mm/an)</b>		503,8	256,47	445,7
<b>W241-0002 P3</b>	Sidi Khaled (centre)	18,54	23,46	18,62
<b>W242-0010 P10</b>	Région Sud-Est	5,11	11,5	10,43
<b>W241-0068 P1</b>	Région centrale	20,02	22,07	21,62
<b>W272-0039 P15</b>	Région Sud-ouest	18,12	18,97	19,47

Le suivi sur les quatre piézomètres, montre un abaissement important du niveau piézométrique durant la période 1971-2007 surtout pour les points P3 et P10 (tab.IV.7). Par contre, en ce qui concerne l'année 2009, on enregistre une augmentation du niveau pour les piézomètres précités (P3 et P10). Ces fluctuations des niveaux piézométriques, s'expliquent par la dépendance de la variabilité spatio-temporelle de la pluie (Otmame *et al.*, 2018), ainsi que leurs

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

caractéristiques : période où a lieu la pluie, durée intensité de la pluie, nombres de jours sans pluie auparavant (formation de croûte sur le sol par assèchement). Cela, explique le taux de recharge élevé des sous bassins (fig.IV.16c).

Malgré le cumul pluviométrique important de l'année 2009 et le caractère rechargeable du sous bassin d'appartenance, le point P15 présente un rabattement significatif par rapport à l'année 2007, la principale cause serait la multiplication de points d'eau dans cette région, notamment pour l'irrigation des terres, et donc de l'augmentation du débit d'exhaure (Débit épuisé).

### IV.5.2.4.3. Evapotranspiration

La distribution spatiale de l'évapotranspiration réelle (fig.IV.16e) présente des valeurs relativement élevées tout le long de l'oued Mekerra (73 à 80%), tandis que la moyenne de l'évapotranspiration sur tout le bassin est de 72% de la lame d'eau précipitée (tableau IV.6). Ceci peut être justifié par l'écoulement permanent de l'oued principal (hydrogramme de la figure IV 12).

Cependant, les sous-bassins de la ville de Sidi Bel Abbes montrent des valeurs faibles de l'évapotranspiration réelle à cause de la densité du tissu urbain et l'absence du couvert végétal ainsi que les plans d'eau.

### IV.5.2.4.4. Transport solide

Le bassin de l'aval Mekerra produit une quantité spécifique de matière en suspension de 37,7 t.km<sup>2</sup>/an, correspondant à un apport total de 41206 t/an. Cet apport spécifique coïncide largement avec les différents travaux qui ont été effectués précédemment dans cette région (Terfous *et al.*, 2001 et Mokadmi, 2012).

Partiellement, la figure IV.16f, fait apparaître que les sous-bassins 23, 48 et 53 produisent respectivement 223,4 t.km<sup>2</sup>/an (13281 t/an), 261 t.km<sup>2</sup>/an (11296 t/an) et 318 t.km<sup>2</sup>/an (11293 t/an) de sédiments en suspension. Cet apport constitue 87% (35850 t/an) du transport total en matière en suspension du bassin. D'une façon générale, la forme en éventail des sous-bassins (indice de compacité faible, annexe IV, tab.1 et fig.IV.11e) favorise les écoulements torrentiels (débit de surface élevé), ce qui déclenche le pouvoir érosif notamment dans les sols « forêt et/ou maquis » prédominants (facteur d'érodabilité élevé) (fig.IV.11f), justifiant ainsi les faibles valeurs de : l'évapotranspiration, la recharge et le débit de base.

# Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

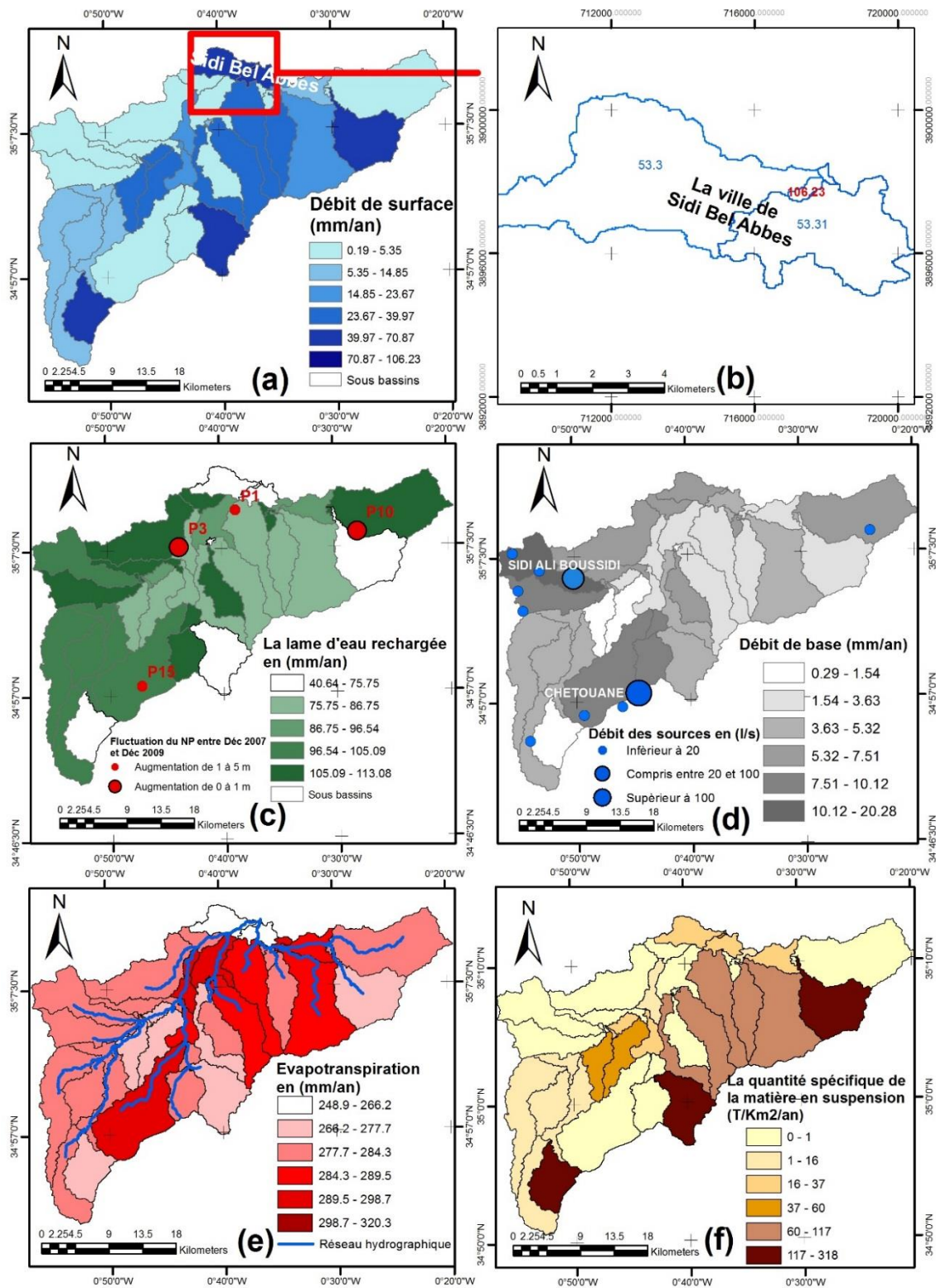


Figure IV. 16. Evolution spatiale des différents sous-produits du bilan hydrologique modélisés avec SWAT (1996-2005).

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

### IV.5.2.4.5. Débit de base

Pour confirmer le résultat de l'apport des eaux souterraines dans l'hydrologie de l'oued Mekerra, il est nécessaire de considérer le débit hypodermique comme débit de base (Débit retardé).

L'évolution spatiale de l'apport des nappes au bassin de l'aval Mekerra (fig.IV.16d) montre que plus de 38% ( $2,3 \text{ Mm}^3.\text{an}^{-1}$ ) de la réponse totale du débit de base ( $5,56\text{mm}/\text{an} \ll 6,07 \text{ Mm}^3.\text{an}^{-1} \gg$ ) provient de la région de Chetouane et de Sidi-Ali-Boussidi.

Sur la base de la localisation des sources les plus importantes (considérées comme des affleurements des nappes et de contacts anormaux dans la série géologique) inventoriées dans le bassin, il est possible de justifier la spatialisation du débit de base contrôlée par le modèle SWAT. En effet, la figure IV.16d, montre que la plupart des sources sont concentrées dans les sous bassins les plus producteurs de débits de base (Sidi-Ali-Boussidi, Chetouane).

En plus, la superposition de la carte de débit de base et de la carte hydrogéologique de la plaine de Sidi-Bel-Abbès (fig.IV.17), montre que les sous-bassins indiqués ci-dessus renferment les nappes les plus importantes de la région (la nappe de calcaire éocène de Sidi-Ali-Boussidi et la nappe de calcaire et dolomie jurassico-crétacé de Sidi-Ali-Ben-Youb dans la région de Chetouane).

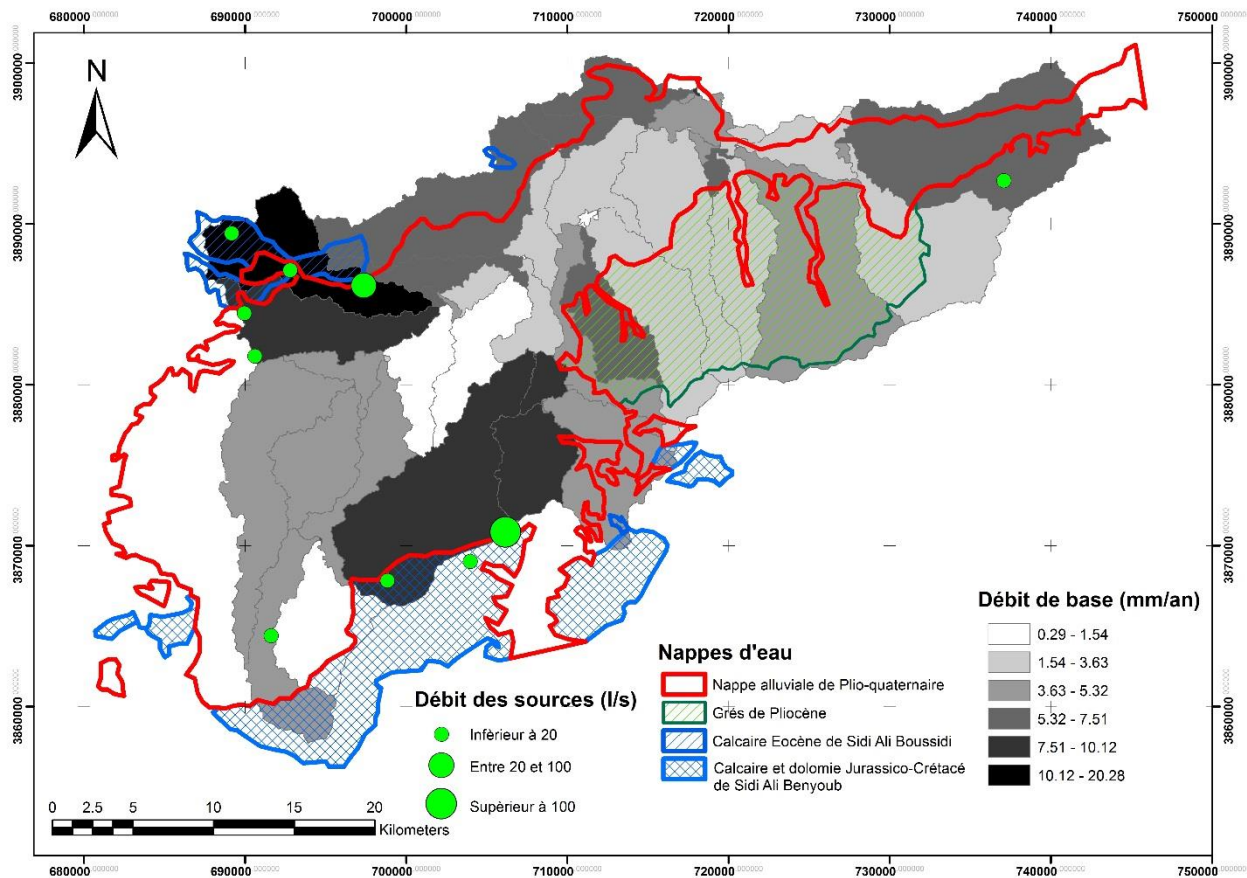


Figure IV. 17. Superposition de la carte de débit de base sur la carte hydrogéologique de la plaine de Sidi-Bel-Abbès élaborée par Sourisseau, 1972.

**IV.5.3. Apport des caractéristiques physiques du bassin et impact des évènements extrêmes dans la gestion des ressources en eau**

Les analyses effectuées dans cette étude font l'objet d'une comparaison des performances entre deux modèles hydrologique différents (GR4J et SWAT) pour faire apparaître l'apport des caractéristiques physiques du bassin dans la modélisation hydrologique. En effet, pour GR4J, les caractéristiques physiques (pente, occupation du sol, pédologie...) sont considérées comme homogènes sur la totalité du bassin et sont représentées de façon globale et indirecte par le jeu de paramètres définis par calage ( $X_1$ ,  $X_2$ ,  $X_3$  et  $X_4$ ). Cela, facilite aux utilisateurs de simuler directement et seulement la réponse globale du bassin, sans tenir compte de sa variabilité spatiale, ce qui justifie sa simplicité (une seule sortie et 4 paramètres). Par contre, dans le modèle SWAT, les caractéristiques physiques du bassin sont considérées comme données d'entrée provenant des images satellitaires et SIG intégrés dans le modèle et constituent sa base de données géospatiales permettant de représenter les caractéristiques physiographiques réelles du bassin afin d'obtenir un meilleur découpage spatial (URH) de l'hydrosystème et par la suite une bonne reproduction et redistribution de la lame d'eau à travers les différents processus du cycle hydrologique pour chaque URH au moyen d'équations mathématiques complexes.

Dans cette perspective, l'application du modèle SWAT sur notre site d'étude a permis de modéliser le fonctionnement hydrologique du bassin versant sur 111 unités de réponse hydrologique dans 54 sous bassins versants (annexe III). L'évolution temporelle des débits simulés avec SWAT montre un synchronisme avec la courbe des débits observés en période de calage (Nash = 70%), cette concordance perd légèrement sa performance en période de validation (Nash = 62%) à cause des évènements extrêmes qui surviennent pendant cette période. Tandis que, le modèle GR4J paraît incapable de reproduire fidèlement les débits en période de validation (Nash = 57,8%) malgré sa bonne calibration (Nash = 67,1%). Cela, montre que GR4J transmettra beaucoup plus rapidement les erreurs des données de précipitations, alors que SWAT minimise l'erreur par sa distribution suivant les différents processus hydrologiques simulés.

Par ailleurs, les processus du bilan hydrologique modélisés par SWAT (recharge, débit de surface, débit de base, évapotranspiration et transport solide) donnent des résultats qui semblent concluants.

A l'issue de ce résultat, nous remarquons clairement la robustesse de l'approche semi-distribuée à décrire le comportement hydrologique et par conséquent, l'avantage de prendre en compte les caractéristiques physiques du bassin de l'aval Mekerra. Ainsi, la subdivision du bassin touche beaucoup plus l'évapotranspiration. Ceci augmente l'exactitude et donne une meilleure description physique du bilan hydrique, ce qui justifie de privilégier un modèle semi-distribué à un modèle global.

Cette étude a permis donc de présenter, l'avantage et la performance de la modélisation hydrologique semi-distribuée à base physique dans les grands bassins versants qui présentent un manque de données pluviométriques à l'échelle spatiale.

## Chapitre IV Impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau

---

### Conclusion

L'application du modèle GR1A sur les différentes sous-périodes, en utilisant l'ETP de Turc et Thornthwaite, donne des résultats satisfaisants seulement pour la période 1978/1979-2008/2009. Cela traduit clairement l'impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie de l'oued Mekerra. Par ailleurs, en comparant les sous-bassins de l'oued Mekerra entre eux, en termes de variation de critère de Nash à travers les différentes sous-périodes, nous remarquons que les critères de Nash de l'amont et aval Mekerra sont largement sous-estimés, ce qui justifie les incertitudes liées à l'interaction entre la nappe alluviale et l'Oued (aval Mekerra) d'une part, et d'autre part, le phénomène des pertes karstiques caractérisant la partie amont du bassin.

Ainsi, la modélisation par GR2M, confirme l'impact de l'humidité exceptionnelle de 2007-2008 et 2008-2009 sur le régime hydrologique de l'Oued Makarra notamment pour la partie aval du bassin.

Pour le pas de temps journalier, les débits simulés avec SWAT et GR4J montrent un synchronisme avec la courbe des débits observés en phase de calage, cette concordance perd de sa qualité en phase de validation pour les deux modèles à cause des événements extrêmes qui surviennent pendant cette période (ce qui nous a conduit à analyser le comportement hydrologique face aux débits des crues extrêmes dans le chapitre qui suit). Toutefois, une supériorité a été remarquée pour SWAT, résidant dans sa capacité à minimiser l'erreur de donnée d'entrée par sa distribution suivant les différents processus hydrologiques simulés.

Par ailleurs, les processus du bilan hydrologique modélisés par SWAT (recharge, débit de surface, débit de base, évapotranspiration et transport solide) donnant des résultats qui semblent probants, constituent ainsi un outil très important pour la gestion des ressources en eau.

# Chapitre V

Impact des crues extrêmes sur l'hydrologie

## V.1. Introduction

Plusieurs scientifiques affirment que la variabilité climatique pourrait mettre en péril la vie de dizaines de millions de personnes d'ici 25 ans, à cause principalement des inondations qui peuvent se propager partout dans le monde (relate la revue Science Advances),

Dans ce sens, le Nord-ouest algérien est particulièrement notre zone d'étude n'a pas échappé à ce genre d'évènement. Cela, à cause des risques de crues-éclairées en Automne (Estupina Borrell, 2004; Gaume, 2003). Ces crues résultent à la fois des pluies intenses qui s'abattent sur ces régions, de la topographie accidentée des bassins versants concernés, et des infrastructures inconvenables en matière d'assainissement et de protection contre ce risque (Hallouche, 2007; Megherfi, 2010; Merabet, 2008; Oufella et Touaibia, 2005; Bouasria, 2010). Pour tenter de faire face au risque d'inondation, les décideurs ont besoin d'outils leur permettant de mieux gérer ces situations de crise. Certes, « on n'empêchera pas la pluie de tomber », cependant les efforts pour réduire les risques peuvent porter dans deux directions complémentaires (Lang et Lavabre, 2007; Javelle *et al.*, 2002) :

- La prévision des événements exceptionnels qui consistent à anticiper ces événements en temps réel (Tangara, 2005).
- La prédétermination de ces mêmes événements, où il s'agit de déterminer quels événements sont susceptibles d'intervenir « un jour ou un autre » (Garçon, 1999).

L'approche la plus appropriée est la prédétermination des crues, elle fournit un outil remarquable d'aide à la décision, en donnant une information en terme probabiliste qui demeure un outil bien adapté en ingénierie (Duband *et al.*, 1988; Duband, Parsy, *et al.*, 1988).

Nous nous intéressons dans ce chapitre aux méthodes d'estimation des crues (méthodes statistiques) permettant la prédétermination des valeurs de crues extrêmes (Bois, 1999 ; Garçon, 1999) d'une part, et à la mise en évidence de la contribution de la nappe alluviale de la plaine de Sidi Bel Abbes dans le cycle hydrologique du bassin versant d'autre part.

## V.2. Méthodologie adoptée

Nous essayerons de donner quelques éléments de réponse par l'étude de l'évènement exceptionnel (crues). Nous étudierons le bassin versant de l'oued Mekerra en tant que système représentatif du phénomène des crues extrêmes pour évaluer le potentiel hydrique du bassin.

Les données ont été traitées à l'aide du logiciel HYFRAN « Hydrology Frequency Analysis » conçu spécialement pour le traitement des données hydrologiques extrêmes (Elíasson, 1997).

L'objectif de ce travail est basé sur le traitement statistique des données hydro-pluviométriques qui mettra en lumière les aspects extrêmes de l'écoulement moyennant la méthode du Gradex et la loi d'ajustement de Gumbel afin de déterminer :

- Le débit de pointe probable de la crue pour différentes périodes de retour,
- La rétention moyenne limitée dans les trois sous-bassins considérés,
- Le phénomène des pertes à travers le bassin.

Enfin, nous avons comparé les résultats obtenus avec ceux de la modélisation hydrologique (chapitre IV) pour confirmer :

- Le phénomène des pertes déterminées précédemment

- La relation entre la nappe alluviale de la plaine de Sidi-Bel-Abbes et l'Oued Mekerra (Sourisseau, 1972).
- et par conséquent la performance et la robustesse des approches adoptées,

### V.3. Généralité sur la prédétermination des crues

Les crues sont des phénomènes naturels dépendant de nombreux paramètres géophysiques et climatiques. Pour cette raison, leurs caractéristiques essentielles comme le débit de pointe, la période de retour, le volume écoulé et la durée ne peuvent être prévus avec certitude. De nombreux auteurs affirment donc que les crues ne peuvent être modélisées que par les méthodes statistiques (Fouchier, 2010).

Par ailleurs, le choix de l'approche probabiliste amène implicitement à parler de **prédétermination** des crues. Par le terme prédétermination, nous entendons l'annonce d'un événement futur, avec spécification de son intensité et de la probabilité d'occurrence, sans en définir précisément une date. Cette approche diffère de la notion de prévision par le simple fait que cette dernière s'attache à dater l'annonce d'un événement physique spécifié. Par conséquent la prédétermination est inséparable de la notion de probabilité d'occurrence d'un événement donné ou, de façon équivalente, de sa période de retour.

### V.4. Méthodes probabilistes de prédétermination des débits de crues

Nous sommes tous conscients que l'hydrologie n'est pas une science exacte. Pour cette raison, un catalogue très vaste de méthodes probabilistes existe pour calculer les débits associés à une période de retour donnée. En s'appuyant surtout sur les revues réalisées par Lang et Lavabre (2007) et par Hingray *et al.*, (2009), nous pouvons lister les méthodes suivantes :

#### V.4.1. Analyse fréquentielle des débits de crue.

Il s'agit simplement d'ajuster une loi de distribution statistique théorique (généralement issue de la théorie des valeurs extrêmes) à la loi de distribution empirique déduite directement des observations de débits au point de l'étude considérée. Cette analyse fréquentielle peut s'effectuer sur les débits de pointe de crue ou sur les débits moyens maximaux correspondant à différentes durées (approche débit-durée-fréquence, QdF). À ce propos on peut citer, par exemple, les travaux menés par Javelle (2001) sur la définition d'un modèle QdF convergent.

##### V.4.1.1. Courbes Intensité - Durée - fréquence (IDF)

Le modèle pluviométrique, courbes intensité - durée - fréquence (IDF), demeure l'approche statistique la plus courante, particulièrement en hydrologie urbaine, pour établir la relation pluie - débit (Benabdesselam et al., 2009).

En effet, les IDF sont amplement utilisées dans les études des averses orageuses courtes pour l'estimation de la réponse hydrologique d'un bassin versant. Ces courbes sont obtenues en deux étapes.

##### a. Un dépouillement d'une série d'averses

Pour chaque averse enregistrée, les intensités moyennes maximales sont déterminées pour différents intervalles de référence  $\Delta t$  (5 min, 15 min, 1 h, ...). Pour chaque intervalle  $\Delta t$ , une distribution de probabilité lui sera ajusté qui va permettre de déterminer par la suite les quantiles correspondant à plusieurs périodes de retour (10 ans, 50 ans, 100 ans, ...).

### **b. Un ajustement mathématique aux quantiles estimés**

Plusieurs modèles empiriques ont été proposés, Remenieras, (1972) donne différents types de formules telles que la formule de Talbot (1904), la formule de Besson (1931), la formule de Grisollet établie pour la région parisienne, des formules proposées par des hydrologues américains de type puissance, ainsi que d'autres.

Une fois l'ajustement mathématique fait, les courbes intensités - Durée - Fréquence peuvent être tracées.

#### **V.4.2. Méthodes régionales.**

Ces méthodes s'appuient sur l'information provenant de plusieurs postes afin de consolider l'analyse fréquentielle des débits de crue d'un site. Elles sont utilisées dans les cas où les observations sur le site d'étude sont insuffisantes ou absentes. Parmi ces approches, nous citons : la méthode de l'indice de crue (Dalrymple, 1960) et l'application d'un modèle bayésien de combinaison d'informations locale et régionale (Ribat et *et al.*, 2007).

#### **V.4.3. Approche historique.**

Il s'agit de s'appuyer sur des crues historiques pour compléter les chroniques de débits disponibles. Une analyse fréquentielle sur l'ensemble de l'échantillon (crues observées et crues historiques) est toujours réalisée, mais faisant en sorte d'adapter la technique d'ajustement afin de prendre en compte l'information manquante sur la période considérée. Des exemples de cette approche sont illustrés par les travaux de Ouarda *et al.*, (1998), Naulet *et al.*, (2005), Payrastre, (2005).

#### **V.4.4. Approche naturaliste.**

Parmi ces approches nous distinguons, par exemple :

- L'approche hydro-géomorphologique. Cette méthode géographique appliquée étudie le fonctionnement naturel des cours d'eau en analysant la structure des vallées sur la base des observations et de l'interprétation du terrain naturel (Garry *et al.*, 2002).
- L'approche paléo-hydrologique. Cette méthode se fonde sur l'analyse des dépôts laissés par les crues (e.g. dans les champs d'inondation, dans les grottes), sur la stratigraphie et sur la datation des dépôts, pour la reconstitution des débits de crue à utiliser dans une approche statistique (Sheffer *et al.*, 2008; Benito & Thorndycraft, 2006).

#### **V.4.5. Approche basée sur la pluie**

Les méthodes statistiques de la prédétermination des crues extrêmes nécessitent d'extrapoler la distribution des débits au-delà du domaine des observations. Il est donc essentiel d'exploiter des informations complémentaires, comme par exemple celles issues du réseau pluviométrique (Lang et Lavabre, 2007). Par conséquent, l'estimation correcte des quantiles des précipitations extrêmes est un passage crucial dans la prédétermination des crues extrêmes

L'intérêt de l'étude des pluies extrêmes ne s'arrête pas à la détermination des zones à risques, il sera très utile d'utiliser l'information pluviométrique dans la modélisation des débits, en général, c'est la transformation des pluies en débits qui pose le plus de difficultés. Les raisons d'utiliser l'information pluviométrique sont nombreuses et diverses :

- Dans la majorité des cas, les pluies fortes sont génératrices des crues fortes (il faut noter que les crues nivales, autre aspect des crues ne concernent pas notre travail),

- Les stations pluviométriques sont plus nombreuses et plus anciennes que les stations hydrométriques,
- L'ajustement des lois de probabilité sur les pluies est plus facile à faire que sur les débits. En effet, on constate que les débits présentent une cassure dans leurs distributions, à cause de la relation non linéaire entre les pluies et les débits.
- Pour ces raisons, il existe plusieurs méthodes fondées sur la connaissance des pluies, parmi celles-ci, nous citerons :

#### V.4.5.1. Méthodes probabilistes simplifiées

Basées sur des hypothèses hydrologiques. Par exemple on peut mentionner la méthode du GRADEX (Guillot et Duband, 1967) et ses développements, parmi lesquels on trouve le modèle Agrégée (Margoum, 1992; Margoum *et al.*, 1994; Lang, 1995).

**La méthode du GRADEX** est la plus connue en France. Elle a été développée par EDF. Elle permet de déterminer un débit de pointe de période de retour donnée sous les 3 hypothèses suivantes :

- Les cumuls de pluie sur une durée T suivent une loi de Gumbel,
- Au-delà d'un certain niveau de cumul de pluie, tout accroissement du cumul de pluie se traduit par un accroissement équivalent du volume de crue,
- Le rapport entre le volume V de crue sur une durée T et le débit de pointe est indépendant de V.

Gaume (2003) voit 2 perspectives pour l'amélioration des méthodes statistiques appliquées à l'hydrologie :

- Diminution de l'intervalle de confiance sur la distribution des débits par l'augmentation de la taille de l'échantillon (utilisation de l'information historique et des archives) ou par regroupement d'informations (à l'échelle régionale par exemple),
- Amélioration de la connaissance théorique sur les distributions statistiques des débits de pointe afin de contraindre la loi d'extrapolation utilisée.

L'utilisation pratique de cette méthode présente des difficultés qui limitent son domaine d'application, Michel, (1983) a souligné que l'une de ces difficultés est son seuil d'application en fréquence (ou en débit). Dans de nombreux cas, il paraît difficile de résoudre ce problème sans introduire un modèle complémentaire.

Par conséquent, un autre modèle est venu pour élargir le domaine d'application du Gradex, c'est le modèle AGREGEE (Margoum, 1992; Lang *et al.*, 1998).

Le modèle probabiliste AGREGEE, qui reprend les hypothèses de base de la méthode du GRADEX, tout en essayant d'inclure d'autres aspects (prise en compte de l'information des crues historiques, fonction de transformation pluie-débit, analyse régionale des pluies ...), a fait l'objet de plusieurs études de comparaison avec des méthodes pratiquées en Espagne (méthode rationnelle), en Italie (approche hiérarchique régionale) et en Suisse (analyse des crues historiques) (Lang, 1995).

#### V.4.5.2. Méthodes fondées sur un simulateur d'averses couplé à un modèle pluie-débit

Parmi lesquelles nous citerons le modèle SHYPRE (Cernesson, 1993; Arnaud et Lavabre, 2000) et le modèle SHYREG (Lavabre *et al.*, 2003). Ce dernier est basé sur la régionalisation des paramètres du simulateur de pluies, SHYPRE et sur un modèle pluie-débit simplifié.

Globalement, on peut constater une grande diversité des méthodes d'estimation et surtout l'absence d'un consensus à l'échelle internationale. Nous soulignons aussi la difficulté réelle de la validation par rapport aux crues extrêmes, qui par définition ne sont presque jamais observées. De plus, comme il est montré par Lang et Lavabre (2007), une simple extrapolation des débits dans la gamme de fréquence des observations (i.e. temps de retour inférieur 10 ans) conduirait à une sous-estimation nette des débits de périodes de retour élevées. Par conséquent, il est fondamental d'utiliser une information hydrologique la plus complète possible en s'appuyant, par exemple, sur une analyse régionale, sur l'information historique, pluviométrique, et/ou naturaliste, afin de guider l'extrapolation des débits pour des temps de retour élevés (i.e. supérieurs à 100 ans).

#### V.5. Etude des débits des crues extrêmes

L'étude des crues permet de mettre en évidence la réaction du bassin versant pendant un pas de temps réduit à une averse ou séquence pluvieuse donnée. Cette réaction ou réponse du bassin, fonction des caractères propres des précipitations (hauteur, intensité et durée) est déterminée par la combinaison complexe des divers éléments caractérisant l'organisation fluviale : état de saturation des sols, importance des pentes, taux de la couverture végétale etc....

On se limitera dans l'étude des crues, à leurs caractères généraux tels que leur genèse, leur puissance, leur fréquence en précisant par ailleurs, le potentiel hydrologique énorme qu'elles représentent.

Nous nous contentons donc d'exploiter les données disponibles à savoir (tab. 1, annexe IV) :

- Débits instantanés de crues à Sidi Bel Abbes (1942/1943 – 2001/2002),
- Débits instantanés de crues à Sidi Ali Ben Youb (1950/1951 – 2005/2006),
- Débits instantanés de crues à Haçaiba (1962/1963 – 2005/2006).

##### V.5.1. Genèse des crues

La crue dépend essentiellement de l'abondance et de l'intensité de la pluie, son évolution obéit principalement à la puissance et l'intensité de l'averse. Sa vitesse est largement influencée par le couvert végétal, la lithologie, par des paramètres morphométriques du bassin (indice de compacité, densité de drainage etc....), par la pente des thalwegs et la forme du lit (Cosandey et Robinson, 2012).

L'étude fréquentielle des crues enregistrées est donnée dans le tableau V.1 :

Tableau V. 1. Répartition en (%) du nombre des crues

Classes de débits (m <sup>3</sup> /s)	Amont Mekerra (%)	Moyenne Mekerra (%)	Aval Mekerra (%)
20-50	62,65	47,76	19,67
50-100	26,51	27,36	52,46
100-200	7,23	17,41	24,89
200-500	3,61	5,97	3,28
> 500	-	1,43	-

La classe prépondérante pour la haute Mekerra est celle comprise entre 20-50 m<sup>3</sup>/s avec 62.65% des cas. La station de l'aval Mekerra avec une période plus étendue inscrit 52.46% des cas dans la classe des débits 50-100 m<sup>3</sup>/s.

Pour une période de 55 ans la moyenne Mekerra est connue par de nombreuses crues importantes. Plus de 24% des crues ont un débit supérieur à 100 m<sup>3</sup>/s dont 1.43% dépasse 500 m<sup>3</sup>/s.

A partir du tableau 01, Annexe IV, nous pourrions constater qu'au niveau des stations de Sidi Bel Abbas et Sidi Ali Ben Youb, 1990/1991 et 1997/1998 sont les années où les crues sont abondantes, par ailleurs pour la station d'El Haçaiba les crues sont plus fréquentes pendant les années 1971/1972 et 1997/1998.

L'analyse des crues pour les trois stations pendant un demi-siècle fait ressortir que l'année de plus longue période de crue est 1997/1998 avec plus de 5 jours (Fig.V.1).

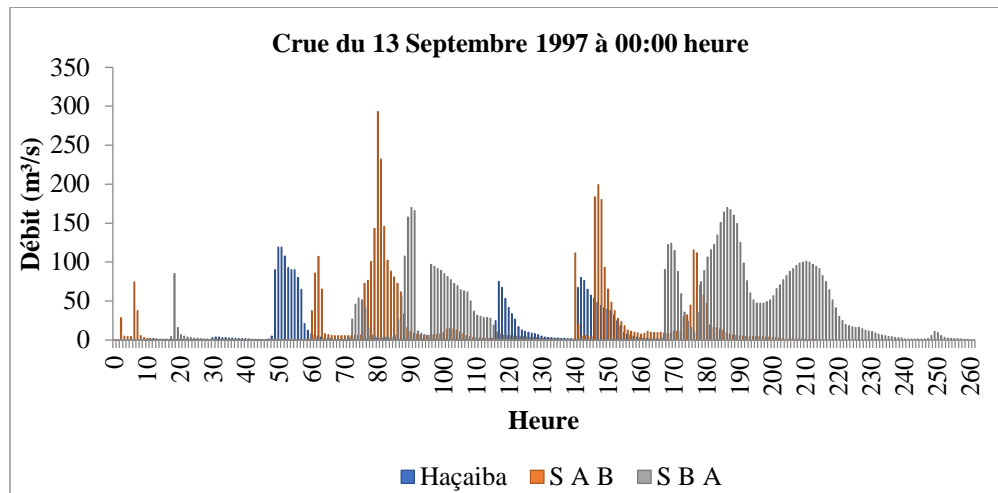


Figure V. 1. Crue du 13 au 16 Septembre 1997 enregistrée au niveau des trois stations

Tableau V. 2. Les plus importantes crues pour les trois sous bassins de l'Oued Mekerra

Haçaiba				Sidi-Ali-Ben-Youb			
Date	Débit de crue (m <sup>3</sup> /s)	Hauteur (cm)	L'heure	Date	Débit de crue (m <sup>3</sup> /s)	Hauteur (cm)	Heure
25/07/64	52	220	6 :00	18/09/50	293.2	400	22 :00
09/10/66	88	296	2 :00	01/07/51	130.3	300	01 :00
15/10/67	36.8	182	22 :30	26/09/53	85.17	216	03 :00
05/07/68	44	200	22 :00	14/04/54	66.9	192	18 :00
05/10/69	42.4	196	02 :00	18/06/55	59.9	186	08 :00
08/08/70	24.14	148	16 :00	08/04/56	62.2	188	02 :00
15/09/71	86	292	19 :00	20/10/57	97.63	239	12 :00
19/10/72	52	220	11 :00	14/11/58	47.9	174	11 :00
08/08/73	23.48	146	19 :00	01/12/59	91.13	227	23 :00
01/05/75	20.18	136	22 :00	03/08/60	47.05	173	09 :00
24/09/80	113.2	340	16 :45	26/09/61	105.75	254	23 :00
02/06/82	48	210	08 :00	13/02/62	85.17	216	00 :00
23/06/83	72	264	17 :30	10/10/66	324.18	415	06 :00
25/07/85	42.4	196	21 :30	16/10/67	44	164	07 :00
03/10/86	229.46	503	18 :30	11/05/68	47.6	168	11 :00
18/05/88	80	280	20 :00	05/10/69	130.3	300	03 :00
30/04/90	44	200	19 :00	30/09/70	103	240	02 :00
14/03/91	28	160	15 :00	24/09/71	130.3	300	17 :00
21/09/92	43.2	198	21 :30	19/10/72	49.6	195	16 :00
12/11/93	21	140	08 :50	18/06/73	21.5	164	10 :00
28/09/94	107.4	330	16 :10	24/04/75	46.44	192	01 :00
30/09/94	114.36	342	23 :30	21/10/77	105	240	08 :00

<b>04/09/95</b>	65	250	20 :00	14/09/79	43.2	176	10 :00
<b>12/06/96</b>	90	300	23	05/03/80	128.91	298	20 :15
<b>26/08/97</b>	87	294	05 :00	02/06/82	93	230	12 :16
<b>16/09/97</b>	119	350	02 :00	23/06/83	100.8	236	02 :00
<b>20/09/98</b>	28	160	20 :30	29/09/84	42.4	175	11 :00
<b>04/09/99</b>	44	200	00 :30	26/07/85	66.36	206	02 :30
<b>23/10/00</b>	<b>230.28</b>	<b>504</b>	<b>13 :30</b>	04/10/86	586	530	00 :45
<b>20/09/01</b>	139.4	380	03 :00	03/10/87	97.13	252	18 :25
<b>09/10/01</b>	125.8	360	23 :30	19/05/88	145.9	310	00 :30
<b>23/08/02</b>	227	500	21 :30	01/10/89	145.9	310	21 :00
<b>08/06/03</b>	68.5	250	18 :50	30/04/90	200.5	345	21 :05
<b>14/08/04</b>	36	180	22 :00	15/03/91	142.78	308	00 :00
<b>17/03/05</b>	44	200	22 :00	22/09/92	67.12	210	03 :30
				12/11/93	34.4	170	15 :26
				28/09/94	161.5	320	00 :00
				29/09/94	128.81	298	22 :00
				01/10/94	130.3	300	07 :20
				11/10/95	110.24	273	18 :10
				10/06/96	129.4	299	02 :55
				24/08/97	367.58	436	20 :35
				21/09/98	74.2	250	02 :30
				27/09/99	174	330	08 :30
				29/07/00	130.3	300	02 :30
				<b>23/10/00</b>	<b>662</b>	<b>560</b>	<b>13 :40</b>
				10/10/01	259.2	380	02 :30

	24/08/02	636.83	550	02 :00
	15/10/03	60.9	227	01 :30
	16/04/04	25.39	167	04 :00
<b>Sidi-Bel-Abbes</b>				
<b>Date</b>	<b>Débit de crue (m<sup>3</sup>/s)</b>	<b>Hauteur (cm)</b>	<b>Heure</b>	
<b>10/10/1943</b>	80	180	20 :00	
<b>02/10/1948</b>	70	170	16 :00	
<b>29/12/1950</b>	110	210	07 :00	
<b>14/04/1954</b>	100	200	16 :00	
<b>13/02/1962</b>	50	150	08 :00	
<b>05/10/1986</b>	57.1	288	03 :00	
<b>19/10/1989</b>	64.6	292	21 :00	
<b>16/10/1990</b>	76.1	300	16 :00	
<b>15/03/1991</b>	135	330	14 :00	
<b>22/09/1992</b>	70.34	296	17 :00	
<b>13/11/1993</b>	70.34	296	06 :00	
<b>27/09/1994</b>	215	380	13 :00 à 15 :00	
<b>30/09/1994</b>	<b>215</b>	<b>380</b>	<b>13 :00</b>	
<b>17/10/1994</b>	130.3	351	08 :30	
<b>17/10/1994</b>	59	296	23 :30	
<b>02/11/1994</b>	142	360	14 :00	
<b>13/11/1994</b>	104.3	331	20 :00	
<b>11/10/1995</b>	116	340	23 :00	
<b>22/10/1995</b>	154.5	370	00 :00	
<b>05/02/1996</b>	151.04	368	02 :00	

<b>25/08/1997</b>	99.6	330	05 :30
<b>26/08/1997</b>	113.8	340	23 :30
<b>16/09/1997</b>	170	385	18 :30
<b>27/09/1997</b>	123.85	351	00 :30
<b>27/09/1997</b>	170	385	18 :00
<b>28/09/1997</b>	101.05	334	18 :00
<b>27/10/1997</b>	122.6	347	12 :00 à 14 :00
<b>21/09/1998</b>	64.2	312	14 :00
<b>04/09/1999</b>	84.8	323	16 :00
<b>24/10/2000</b>	<b>150.8</b>	<b>421</b>	<b>03 :00</b>
<b>14/01/2001</b>	38.07	283	12 :00

L'enregistrement du 23/10/2000 (fig.V.2 et tab.V.2) représente la crue maximale signalée à la station d'El Haçaiba ( $230.28\text{m}^3/\text{s}$  à 13 :30), cette dernière arrive après 10 minutes à la station de Sidi Ali Ben Youb pour constituer encore un maximum historique de  $662\text{m}^3/\text{s}$ . La rapidité et la violence de cette crue s'explique par la forte intensité de l'évènement pluvieux ainsi que par l'état physique de cette partie du bassin (lithologie, pente et le couvert végétal...).

Par contre à la station de Sidi Bel Abbes cette crue arrive après plus de 13 heures avec un débit relativement faible ( $150.8\text{m}^3/\text{s}$ ), ce qui confirme une perte de volume causée par le débordement de l'Oued juste après la station de Sidi Ali Ben Youb. Ce débordement au niveau de la plaine de Sidi Bel Abbes est la cause de toutes les inondations de la ville. L'Oued Mekerra à Sidi Bel Abbes ayant été aménagé au niveau de son passage dans la ville.

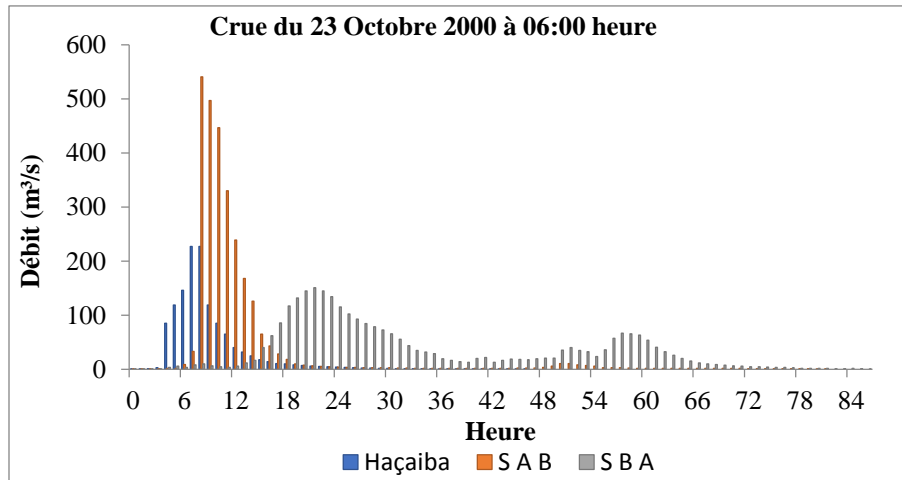


Figure V. 2. Crue du 23/10/2000 enregistrée au niveau des trois stations

Les valeurs extrêmes des débits instantanés maxima ont une distribution annuelle variable. En effet, la figure 01 annexe IV, montre que durant la même période, la réponse aux crues est différente d'un bassin à l'autre. L'évolution des crues est en fonction de la répartition des précipitations et de la densité du réseau hydrographique. La vitesse de propagation des maximas, elle même fonction de plusieurs facteurs (pente, étendue du lit et hiérarchisation du chevelu hydrographique) constitue un élément fondamental dans l'évolution spatiale des crues.

Les hydrogrammes relatifs aux crues sont intéressants dans la mesure où certains laissent apparaître deux montées ou plus des niveaux d'eau, dues à des averses successives. Ces aspects mettent en évidence le caractère relativement durable des précipitations. Contrairement à la montée, la décrue s'est généralement faite de façon beaucoup plus lente, cette phase s'étend sur plusieurs jours avant le rétablissement du débit de base. Nous remarquons que les courbes de décrue aux diverses stations ont des allures semblables.

### V.5.2. Puissance des crues

Plusieurs critères peuvent caractériser la puissance d'une crue : sa cote maximale, son débit journalier maximal, son volume et son coefficient « e » de Meyer- Coutagne – Pardé, qui constitue un bon élément d'approche dans le cadre d'une analyse comparative de crues entre des bassins de tailles différentes.

$$e = \frac{Q}{\sqrt{S}} \quad (\text{V. 1})$$

Avec :

Q : Débit maximal instantané ( $\text{m}^3/\text{s}$ ),

S : Surface réceptrice du bassin ( $\text{km}^2$ ).

Pour le sous bassin d'El Haçaiba, les valeurs correspondantes calculées pour les crues maximales relatives à la période 1962/1963-2005/2006 (tab.V.3) permettent de constater de fortes variations de la puissance des crues, le coefficient « e » oscille entre 0.66 et 7.57.

Tableau V. 3. Quelques Crues importantes d'El Haçaiba. (1964/2005)

<b>A</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b>d</b>	<b>e</b>
<b>25/07/1964</b>	52	6.84	7,60	1,71
<b>09/10/1966</b>	88	22.7	3,88	2,89
<b>15/10/1967</b>	36.8	1.87	19,68	1,21
<b>05/07/1968</b>	44	3.95	11,14	1,45
<b>05/10/1969</b>	42.4	11	3,85	1,39
<b>08/08/1970</b>	24.14	5.17	4,67	0,79
<b>15/09/1971</b>	86	9.95	8,64	2,83
<b>19/10/1972</b>	52	7.81	6,66	1,71
<b>08/08/1973</b>	23.48	2.71	8,66	0,77
<b>01/05/1975</b>	20.18	1.81	11,15	0,66
<b>24/09/1980</b>	113.2	26.5	4,27	3,72
<b>02/06/1982</b>	48	18	2,67	1,58
<b>23/06/1983</b>	72	16	4,50	2,37
<b>25/07/1985</b>	42.4	4.91	8,64	1,39
<b>03/10/1986</b>	<b>229.46</b>	<b>39.7</b>	<b>5,78</b>	<b>7,54</b>
<b>18/05/1988</b>	80	11.1	7,21	2,63
<b>30/04/1990</b>	44	8.59	5,12	1,45
<b>14/03/1991</b>	28	19	1,47	0,92
<b>21/09/1992</b>	43.2	2	21,60	1,42
<b>12/11/1993</b>	21	5.09	4,13	0,69
<b>28/09/1994</b>	107.4	27	3,98	3,53
<b>30/09/1994</b>	114.36	7.81	14,64	3,76
<b>04/09/1995</b>	65	9.51	6,83	2,14
<b>12/06/1996</b>	90	8.79	10,24	2,96
<b>26/08/1997</b>	87	16.8	5,18	2,86

<b>16/09/1997</b>	119	37.8	3,15	3,91
<b>20/09/1998</b>	28	5.32	5,26	0,92
<b>04/09/1999</b>	44	8.56	5,14	1,45
<b>23/10/2000</b>	230.28	50.93	4,52	7,57
<b>20/09/2001</b>	139.4	44.05	3,16	4,58
<b>09/10/2001</b>	125.8	24.46	5,14	4,14
<b>23/08/2002</b>	227	21.93	10,35	7,46
<b>08/06/2003</b>	68.5	4.28	16,00	2,25
<b>14/08/2004</b>	36	5.6	6,43	1,18
<b>17/03/2005</b>	44	5.99	7,35	1,45

Il varie pour Sidi Ali Ben Youb entre 0.7 et 21.59 durant la période (1950/2005) (tab.V.4).

*Tableau V. 4. Crues importantes de Sidi Ali Ben Youb (1950/2005).*

<b>a</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b>d</b>	<b>e</b>
<b>18/09/1950</b>	293.2	62.16	4,72	9,56
<b>01/07/1951</b>	130.3	29.74	4,38	4,25
<b>26/09/1953</b>	85.17	26.69	3,19	2,78
<b>14/04/1954</b>	64.5	35.20	1,83	2,10
<b>18/06/1955</b>	59.9	14.58	4,11	1,95
<b>08/04/1956</b>	62.2	14.51	4,29	2,03
<b>20/10/1957</b>	97.63	59.07	1,65	3,18
<b>14/11/1958</b>	47.9	15.27	3,14	1,56
<b>01/12/1959</b>	91.13	21.37	4,26	2,97
<b>03/08/1960</b>	47.05	12.44	3,78	1,53
<b>26/09/1961</b>	105.75	10.55	10,02	3,45
<b>13/02/1962</b>	85.17	24.68	3,45	2,78
<b>10/10/1966</b>	324.18	26.42	12,27	10,57
<b>16/10/1967</b>	44	10.93	4,03	1,44

11/05/1968	47.6	12.59	3,78	1,55
05/10/1969	130.3	83.13	1,57	4,25
30/09/1970	103	13.86	7,43	3,36
24/09/1971	130.3	40.62	3,21	4,25
19/10/1972	49.6	10.04	4,94	1,62
18/06/1973	21.5	5.89	3,65	0,70
24/04/1975	46.44	16.13	2,88	1,51
21/10/1977	105	46.77	2,25	3,42
14/09/1979	43.2	13.95	3,10	1,41
05/03/1980	128.91	30	-	4,20
02/06/1982	93	26.64	3,49	3,03
24/06/1983	100.8	29.97	3,36	3,29
29/09/1984	42.4	7.15	5,93	1,38
26/07/1985	66.36	8.88	7,47	2,16
04/10/1986	<b>586</b>	<b>89.4</b>	<b>6,55</b>	<b>19,11</b>
03/10/1987	97.13	25.58	3,80	3,17
19/05/1988	145.9	29	-	4,76
01/10/1989	145.9	25.6	-	4,76
30/04/1990	200.5	34.74	-	6,54
15/03/1991	142.78	23.8	-	4,66
22/09/1992	67.12	15.6	-	2,19
12/11/1993	34.4	7.24	4,75	1,12
28/09/1994	161.5	45.8	3,53	5,27
29/09/1994	128.81	23.8	5,41	4,20
01/10/1994	130.3	34.3	3,80	4,25
11/10/1995	110.24	35.5	3,11	3,60
10/06/1996	129.4	18.1	7,15	4,22

<b>24/08/1997</b>	367.58	16.8	21,88	11,99
<b>21/09/1998</b>	74.2	12.9	5,75	2,42
<b>27/09/1999</b>	174	20.7	8,41	5,67
<b>29/07/2000</b>	130.3	10.3	12,65	4,25
<b>23/10/2000</b>	<b>662</b>	<b>111.97</b>	<b>5,91</b>	<b>21,59</b>
<b>10/10/2001</b>	259.2	55.9	4,64	8,45
<b>24/08/2002</b>	636.83	177.57	3,59	20,77
<b>15/10/2003</b>	60.9	5.36	11,36	1,99
<b>16/04/2004</b>	25.39	11.92	2,13	0,83

Pour Sidi Bel Abbas (tab.V.5) les valeurs de ce coefficient varient entre 1.10 et 6.22.

*Tableau V. 5. Crues importantes de Sidi Bel Abbas (1943/2001).*

<b>a</b>	<b>b</b>	<b>c</b>	<b>d</b>	<b>e</b>
<b>10/10/1943</b>	80	23.67	3,38	2,31
<b>2/10/1948</b>	70	-	-	2,02
<b>29/12/1950</b>	110	-	-	3,18
<b>14/4/1954</b>	100	-	-	2,89
<b>13/02/1962</b>	50	-	-	1,45
<b>05/10/1986</b>	<b>57.1</b>	<b>25.6</b>	<b>2,23</b>	<b>1,65</b>
<b>19/10/1989</b>	64.6	6.42	10,06	1,87
<b>16/10/1990</b>	76.1	21.8	3,49	2,20
<b>15/03/1991</b>	135	81.9	1,65	3,91
<b>22/09/1992</b>	70.34	7.61	9,24	2,03
<b>13/11/1993</b>	70.34	9.71	7,24	2,03
<b>27/09/1994</b>	<b>215</b>	<b>54.5</b>	<b>3,94</b>	<b>6,22</b>
<b>30/09/1994</b>	215	64.8	3,32	6,22
<b>17/10/1994</b>	125.1	49.7	2,52	3,62
<b>17/10/1994</b>	59	49.7	1,19	1,71

<b>02/11/1994</b>	142	37.6	3,78	4,11
<b>13/11/1994</b>	104.3	15.5	6,73	3,02
<b>11/10/1995</b>	116	7.8	14,87	3,36
<b>22/10/1995</b>	154.5	80	1,93	4,47
<b>05/02/1996</b>	151.04	66.8	2,26	4,37
<b>25/08/1997</b>	99.6	43.2	2,42	2,88
<b>26/08/1997</b>	113.8	22	5,17	3,29
<b>17/09/1997</b>	170	50.3	3,38	4,92
<b>27/09/1997</b>	123.85	102	1,21	3,58
<b>27/09/1997</b>	170	102	1,67	4,92
<b>28/09/1997</b>	101.05	75.8	1,33	2,92
<b>27/10/1997</b>	122.6	50.5	2,43	3,55
<b>21/09/1998</b>	64.2	21.6	2,97	1,86
<b>04/09/1999</b>	131.2	16.7	7,86	3,80
<b>24/10/2000</b>	150.8	73.17	2,06	4,36
<b>14/01/2001</b>	38.07	14.41	2,64	1,10

a : La date de crue, b : débit instantané (m<sup>3</sup>/s), c : débit moyen journalier (m<sup>3</sup>/s), d : moyenne b/c,  
e : coefficient de crue  $e = \frac{b}{\sqrt{S}}$ , S : aire réceptrice de bassin (km<sup>2</sup>)

Pour la même crue survenue le même jour (05 Octobre 1986) le coefficient (e) est faible pour Sidi Bel Abbas 1.65. Il atteint 7.54 pour El Haçaiba. Par contre, il est plus important pour Sidi Ali Ben Youb (19.11). Ceci est lié à la taille plus réduite du bassin. Ces résultats confirment ceux déjà trouvés au chapitre III quant au coefficient de torrencialité à Sidi Ali Ben Youb (6.24) qui est relativement élevé et au temps de concentration faible (11.49h) (Cf. chapitre II) à comparer avec ceux des deux autres sous bassins.

Ces fortes variations sont liées aux conditions d'alimentation et de ruissellement très différentes d'un secteur hydrologique à l'autre et d'une saison à l'autre.

### V.5.3. Rapport débit de pointe / débit moyen journalier

Un second facteur doit être pris en considération dans l'étude de la variabilité des crues c'est le coefficient « d » (tab.V.3, 4 et 5) qui exprime le rapport du débit instantané maximal au débit moyen journalier maximal. Ce rapport peut atteindre des proportions remarquables :

- 1.47 et 21.6 à El Haçaiba,
- 1.57 et 21.88 à Sidi Ali Ben Youb,
- 1.19 et 14.87 à Sidi Bel Abbas.

Ces données mettent en évidence la forte irrégularité de l'écoulement au cours d'une journée de crue et confirment ainsi, le caractère très aléatoire du régime méditerranéen du bassin de la Mekerra (Macta).

### V.5.4. Apports des crues

Parmi les quelques crues généralisées au niveau du bassin d'oued Mekerra (tableau 02, annexe IV), nous pouvons signaler celle du 27 Septembre 1994 qui a généré un volume  $18.47 \text{ Mm}^3$  à Sidi Bel Abbas,  $6.91 \text{ Mm}^3$  au niveau Sidi Ali Ben Youb et  $0.93 \text{ Mm}^3$  à Haçaiba pour des débits de pointes respectivement de  $215 \text{ m}^3/\text{s}$ ,  $161.5 \text{ m}^3/\text{s}$  et  $107.4 \text{ m}^3/\text{s}$ .

Parmi les crues les plus dévastatrices, signalons celle du 27 Septembre 1997 (tableau 02, annexe IV) qui a enregistré à Sidi Bel Abbas un volume de  $19.71 \text{ Mm}^3$  en 24 heures seulement (64.51% de Volume total écoulé en année moyenne). Alors qu'à Sidi Ali Ben Youb, la crue enregistrée n'a donné que  $8.9 \text{ Mm}^3$  (39.64%).

L'apport d'une seule crue constitue jusqu'à plus de 80% de l'apport annuel, il varie considérablement d'une crue à une autre et d'un bassin à l'autre.

Nous pouvons déduire que les crues n'affectent pas le bassin de la Mekerra avec la même puissance ni la même durée.

## V.6. Prédétermination des débits de crue extrême

### V.6.1. Estimation des débits de pointe par la méthode d'analyse fréquentielle.

Le régime des cours d'eau sud méditerranéens est très irrégulier à écoulement généralement torrentiel (Bouanani, 2004). Afin de faire ressortir cette irrégularité temporelle, nous avons étudié la distribution statistique des débits maximums annuels observés au niveau des stations Haçaiba, Sidi Ali Ben Youb et Sidi Bel Abbas.

Les séries étudiées représentent des débits instantanés maximums annuels mesurés au niveau des différents cours d'eau. Elles ne sont pas forcément de même étendue et par conséquent, ne se rapportent pas toujours aux mêmes périodes. Nous avons soumis ces données à une analyse fréquentielle moyennant le logiciel HYFRAN.

**V.6.1.1. Choix de la loi d'ajustement**

Les échantillons sont soumis à un ajustement selon un ensemble de lois statistiques et à partir d'une analyse comparative des résultats (fig.V.3), nous choisirons la meilleure adéquation.

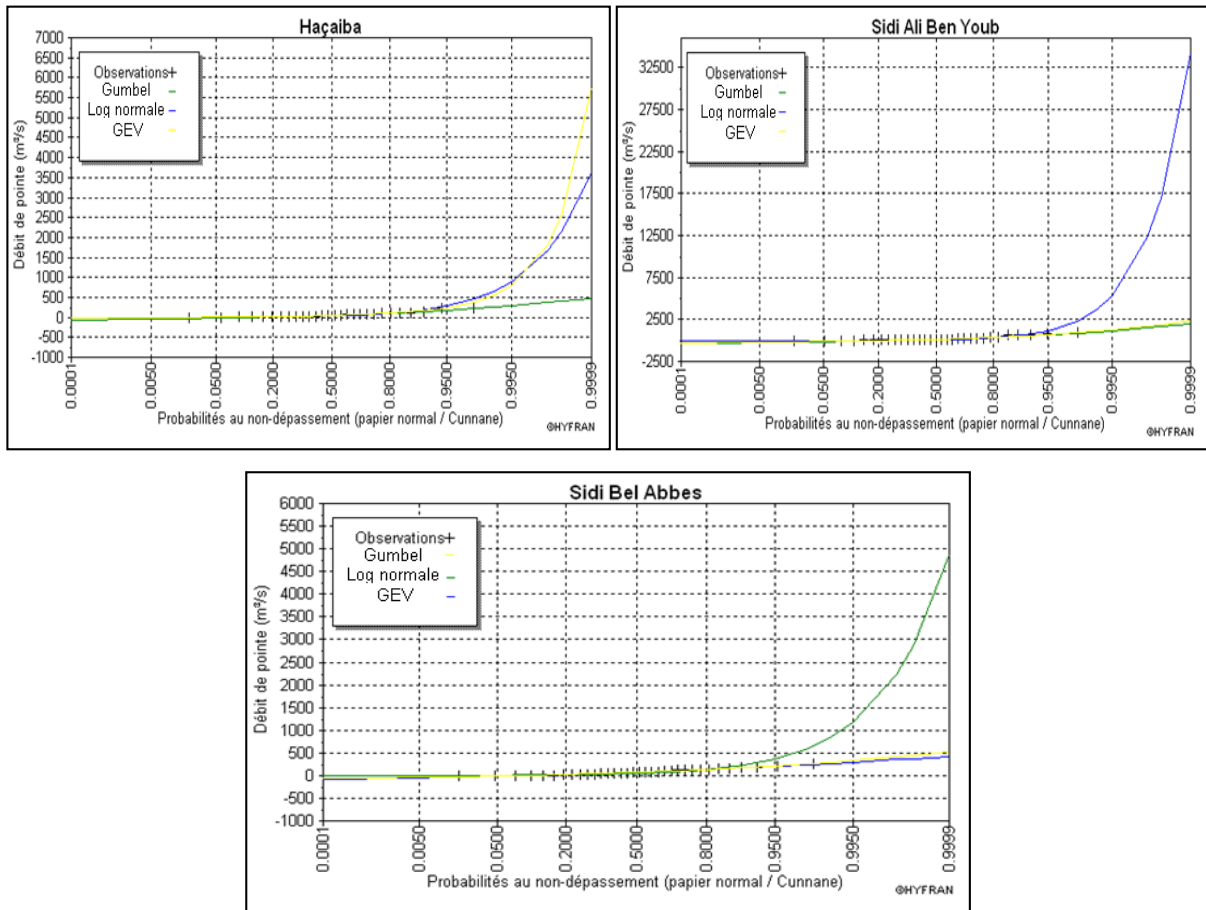


Figure V. 3. Ajustement comparatif des trois lois pour les stations de Haçaiba, Sidi Ali Ben Youb et Sidi Bel Abbes

D'après l'ajustement comparatif des lois (Gumbel, Galton et GEV « **G**eneralized **E**xtrême **V**alue ») pour les trois stations de la Mekerra (fig.V.3), nous remarquons que le modèle fréquentiel de Gumbel est le plus ajusté. Ce dernier est très souvent utilisé pour décrire le comportement statistique des valeurs extrêmes.

**V.6.1.2. Loi de Gumbel :**

C'est une loi à décroissance exponentielle, elle s'ajuste sur les maxima mensuels, maxima saisonniers ou des maxima annuels, pour des durées de 1 heure à quelques jours. Son avantage est d'étirer l'échelle de distribution au-delà de la probabilité 0.99. C'est une fonction double exponentielle (Gumbel, 1958) :

$$F(x) = \exp\left(-\exp\left(-\frac{x-b}{a}\right)\right) \tag{V. 2}$$

a : Gradex, qui signifie le gradient de l'exponentiel (paramètre d'échelle),

b : Paramètre de position (le mode) a et b ont la même dimension que la variable,

$u = -\ln(-\ln(F(x))) = (x-b)/a$  est appelée variable réduite de Gumbel

La distribution des maxima sur un papier Gumbélien (u en abscisse et x en ordonnées) est une droite de pente a (gradex) et d'ordonnée à l'origine (le mode).

L'avantage d'utiliser la variable réduite est que l'expression d'un quantile est alors linéaire

$$(x_q = a * \mu_q + b) \tag{V.3}$$

En conséquence, dès lors que les points de la série à ajuster peuvent être reportés dans un système d'axes x -μ , il est possible d'ajuster une droite qui passe le mieux par ces points et d'en déduire les deux paramètres a et b de la loi. L'estimation des paramètres a et b de l'ajustement peut se faire graphiquement (ajustement à l'œil ou à l'aide d'une régression statistique), ou selon une méthode mathématique comme celle des moments (Hosking *et al.*, 1985).

$$a = (\sqrt{6} / \pi)\sigma \tag{V.4}$$

$$b = \mu - 0.57721 * a \tag{V.5}$$

0.57721 : Constante d'Euler, la moyenne de la variable réduite de Gumbel lui est égale,

$\pi/\sqrt{6}$  : Ecart-type de la variable réduite de Gumbel,

$\mu$  et  $\sigma$  : sont respectivement la moyenne et l'écart-type théorique de la population.

L'ajustement linéaire de type  $(x_q = a * \mu_q + b)$  aux couples  $(\mu_i, x_i)$  pour les sous bassins de Sidi Bel Abbes, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba nous a permis de tracer la figure V.4.

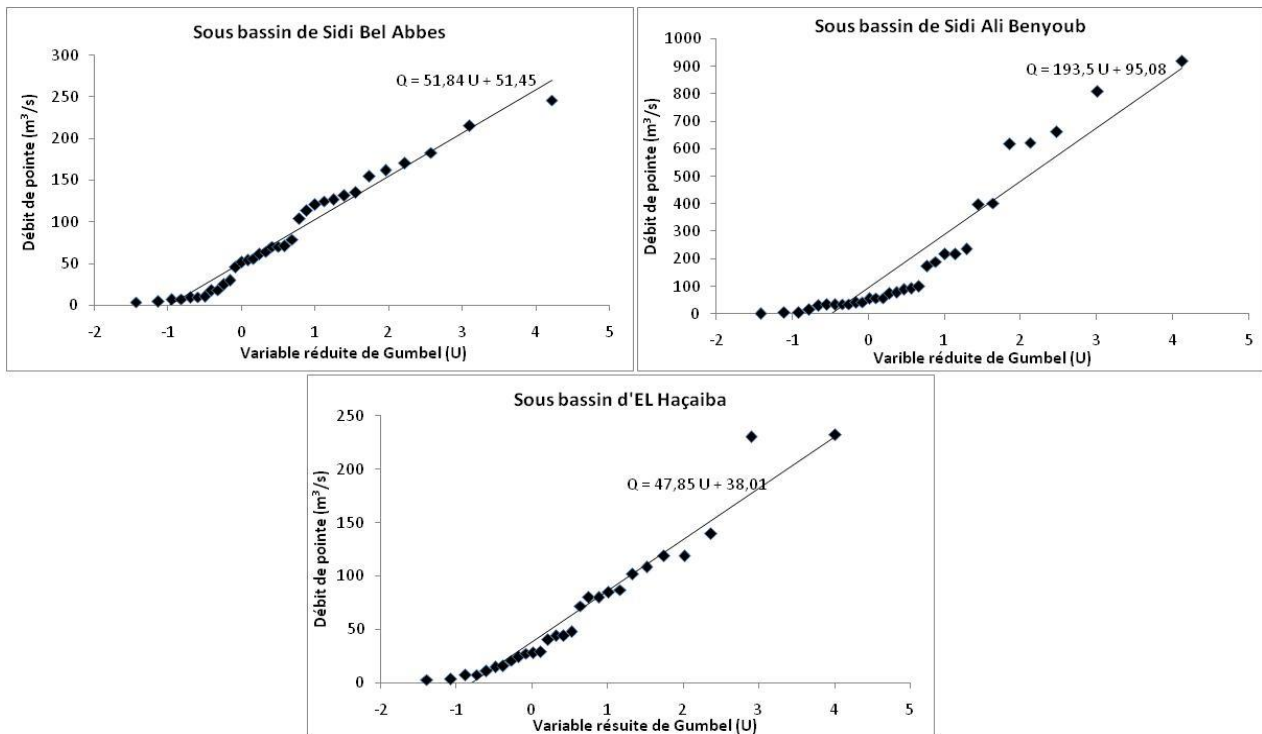


Figure V. 4. Ajustement graphique de débits de pointe (calcul des paramètres a et b de la droite d'ajustement de Gumbel par la méthode des moments).

Les débits maxima instantanés pour chaque période de retour sont représentés dans le tableau V.6.

Tableau V. 6. Estimation des Quantiles des débits maxima instantanés des différents oueds par la loi de Gumbel (débit de pointe en  $m^3/s$ )

Période de retour	20 ans	50 ans	100 ans	200 ans	1000 ans
Haçaiba	180.1	224.7	258.1	291.4	368.5
S. A. Ben. Y	669.8	849.9	985.2	1119.7	1431.6
S. B. Abbes	205.4	253.7	289.9	325.9	409.5

### V.6.2. Estimation des débits de pointe par la méthode du gradex

L'ajustement des débits de crues observés ne permet guère d'extrapoler qu'à des périodes de retour de l'ordre de deux à trois fois la durée d'observation. Les méthodes empiriques telles que les courbes-enveloppes restent peu précises pour les fréquences rares et comme la recherche historique, elles ne restent utilisables que dans de rares conditions. Il existait donc un quasi-*vide* pour l'estimation objective des crues de fréquence très rare jusqu'à l'apparition, en 1966, de la méthode dite du "gradex" et due à Guillot et Duband, (1967) de la Division Technique Générale de l'E.D.F.

#### V.6.2.1. Méthode du GRADEX

Est une approche hydro-pluviométrique probabiliste du calcul des débits de crues extrêmes (Guillot et Duband, 1967). La méthode se base sur l'information apportée par la loi de probabilité de la pluie spatiale pour les valeurs fortes (distribution à décroissance exponentielle). En effet, on suppose que la loi de distribution de la rétention du bassin ne change pas pour les pluies intenses, d'où on déduit le comportement asymptotique des volumes des crues extrêmes à partir de la distribution de la pluie moyenne maximale annuelle pour un pas de temps adéquat, correspondant à environ le temps pour faire passer la majeure partie du volume d'une crue forte mais simple (Djrboua, 2001; Duband, Michel, *et al.*, 1988; Garçon, 1993; Paquet & Laval, 2006).

#### V.6.2.2. Analyse des pluies

Pour l'application de la méthode de Gradex sur les sous bassins de la Mekerra, nous avons besoin d'estimer le Gradex des pluies max. annuelles. Or, les échantillons disponibles pour ce genre d'étude sont de courte durée (30 à 50 ans d'observations). Donc, pour diminuer l'effet d'échantillonnage, nous appliquons un découpage saisonnier, et nous supposons que le Gradex de la distribution des max. annuels est le même que celui pour la saison à plus fort risque (Elíasson, 1997; Kieffer Weisse, 1998; Djrboua, 2001; Estorge *et al.*, 1980).

Nous utilisons des données journalières dans les différents types d'estimation, ce qui est assez robuste et réconfortant. Pour fixer la saison à plus fort risque, on calcule le Gradex moyen mois par mois sur chaque sous bassin et on prend les mois les plus forts et homogènes (Djrboua, 2001).

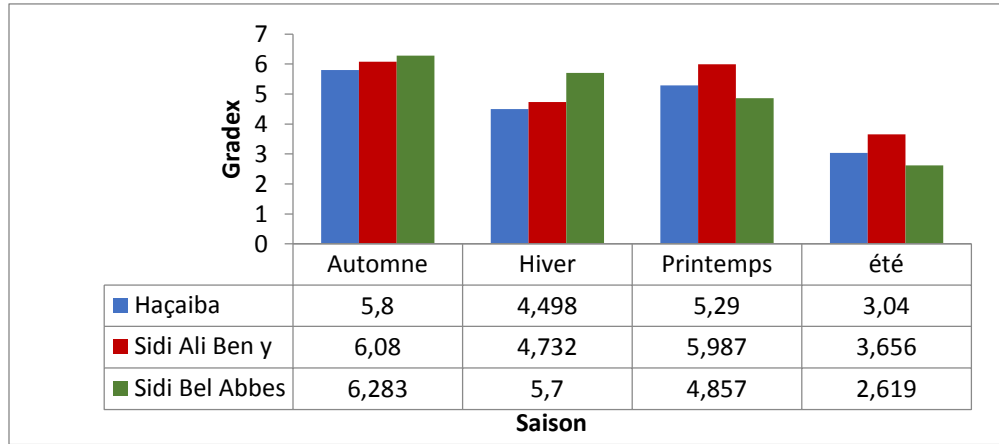


Figure V. 5. Découpage saisonnier des pluies maximales journalières

Après une analyse fine des calculs de Gradex pluviométriques mois par mois, nous constatons que la saison à plus fort risque est représentée par l'Automne pour les trois sous bassins de la Mekerra (fig.V.5), c'est le Gradex le plus fort. Nous pouvons définir le printemps comme une saison à risque secondaire.

Nous considérons donc, que la distribution des max. de la saison à plus fort risque est la loi des max. annuels pour les valeurs fortes (fig.V.6).

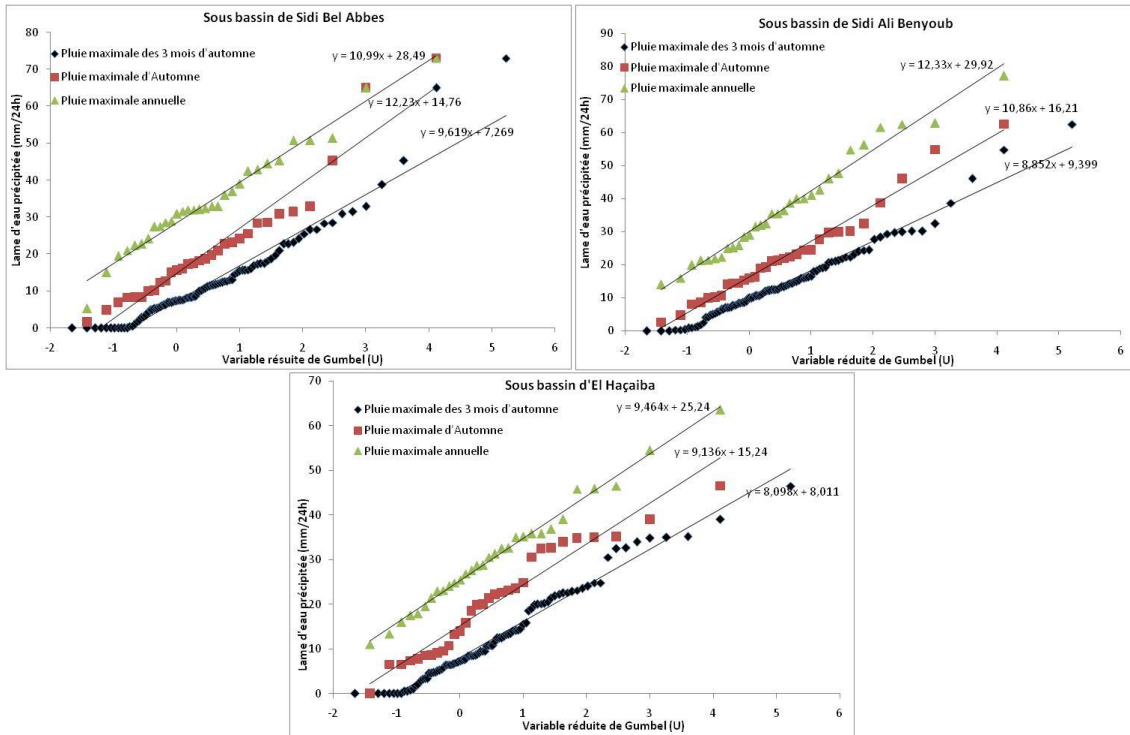


Figure V. 6. Ajustement graphique des pluies maximales annuelles pour les trois sous bassins de la Mekerra (calcul des paramètres (a) et (b) de la droite d'ajustement)

V.6.2.3. Analyse des débits moyens journaliers extrêmes

Une fois la loi de distribution des pluies max. annuelles déterminée, l'estimation des débits de crues moyens journaliers se fait en deux étapes :

- Ajuster une loi de Gumbel sur les débits moyens journaliers maxima annuels
- A partir d'une certaine période de retour, on extrapole la distribution des volumes journaliers de crues parallèlement à la distribution des pluies moyennes spatiales journalières de la saison à haut risque (dans le même système d'unités et pour la même durée caractéristique. On admet pour cette période de retour que la limite de la rétention moyenne ou déficit est atteint à partir d'une crue décennale (Duband, *et al.*, 1988) (Fig.V.7).

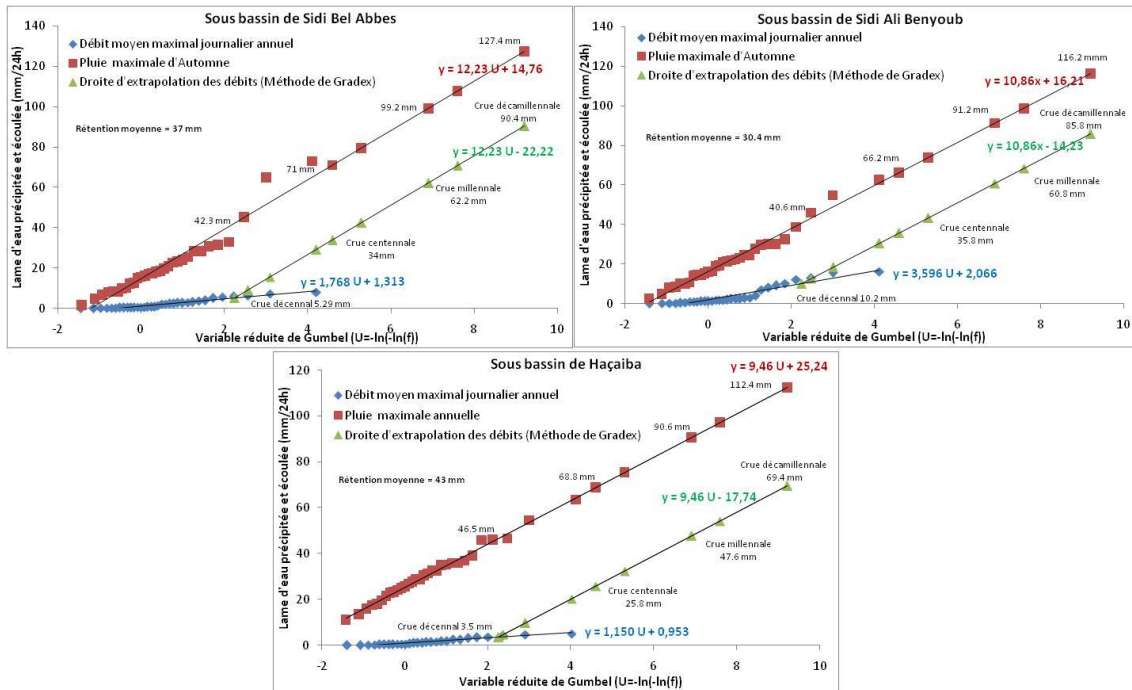


Figure V. 7. Extrapolation de la distribution des débits au-delà de la crue décennale pour les trois sous bassins de la Mekerra.

L'estimation des débits moyens journaliers maxima annuels pour chaque période de retour par la méthode de Gradex est donnée dans le tableau V.7.

Tableau V. 7. Résultat de l'extrapolation des débits par la méthode de Gradex

Sous bassin	Période de retour									
	F(x) = 0.95		F(x) = 0.98		F(x) = 0.99		F(x) = 0.995		F(x) = 0.999	
	U = 2.97		U = 3.901		U = 4.6		U = 5.295		U = 6.907	
	T = 20 ans		T = 50 ans		T = 100 ans		T = 200 ans		T = 1000 ans	
	Débit (mm/24h)	Débit (m³/s)	Débit (mm/24h)	Débit (m³/s)	Débit (mm/24h)	Débit (m³/s)	Débit (mm/24h)	Débit (m³/s)	Débit (mm/24h)	Débit (m³/s)
S. B. A	14.1	195	25.5	352.7	34	470.2	42.5	587.8	62.3	861.6
S. A. B.	18	195.8	28.1	305.7	35.7	388.4	43.3	471.1	60.8	661.5
Haçaiba	10.4	111.4	19.2	205.6	25.8	276.3	32.4	347	47.6	509.75

#### V.6.2.4. Coefficient de forme

La distribution des débits instantanés maxima est déduite des volumes, par un coefficient de forme moyenne des hydrogrammes de ruissellement direct, Ce rapport n'étant pas constant, on cherche la corrélation logarithmique entre débit de pointe et débit moyen, il est ainsi défini par la différence de la moyenne des logarithmes des débits instantanés et la moyenne des logarithmes des débits moyens, d'où on obtient le logarithme de ce rapport (Fig.V.8 et Tab.V.8a).

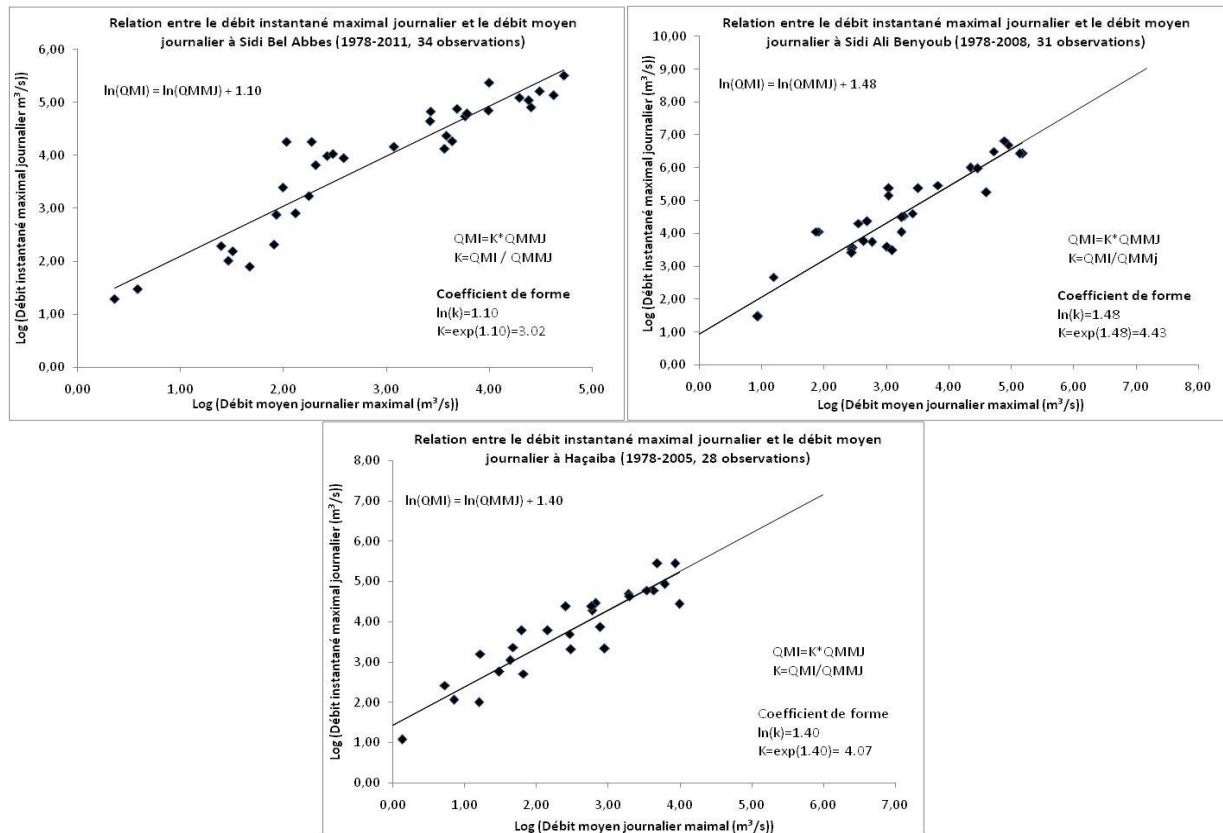


Figure V. 8. Calcul du coefficient de forme pour les trois sous bassins de la Mekerra

Les débits maxima instantanés (débits de pointe) pour chaque période de retour sont déterminés en multipliant les débits moyens par le coefficient de forme. On donne les débits instantanés pour les trois bassins dans le tableau V.8a.

### V.6.3. Comparaison des méthodes d'estimation des débits de pointe

En comparant les résultats obtenus par la méthode de Gradex et celle de Gumbel (tab.V.8 et fig.V.9), nous remarquons que la valeur du débit de pointe pour un temps de retour supérieur à 50 ans déterminée par la méthode statistique (ajustement de Gumbel) est sous-estimée surtout pour Sidi Bel Abbes et Haçaiba à cause de la nature géologique karstifiée en amont du bassin d'une part et par le débordement de l'Oued juste après la station de Sidi Ali Ben Youb, ainsi que l'existence de retenues collinaires (Lamtar, Tabia et Boukhanèfis) en aval d'autre part. En effet l'estimation de processus par un ajustement statistique devrait se limiter à des temps de retour relativement proches du nombre d'années « une trentaine d'années dans le cas présent » (Elíasson, 1997).

D'une manière générale la méthode du Gradex au cours du temps est devenue l'une des méthodes de référence, mais elle a ses limites (vérification des hypothèses et influence de la taille des bassins). Par ailleurs La méthode du Gradex a été appliquée à des cas semblables à celui que nous présentons, et a donné de bons résultats.

Tableau V. 8. Calcul des débits maxima instantanés par la méthode de Gradex (a) et celle de Gumbel (b)

<b>(a) : Estimation des débits maxima instantanés par la méthode de Gradex (débit de pointe en m<sup>3</sup>/s)</b>						
<b>Période de retour</b>	Haçaiba (925 km <sup>2</sup> ) (Coeff. de forme =4.07)		S. A. Ben. Y (940 km <sup>2</sup> ) (Coeff. de forme=4.43)		S. B. Abbes (1195km <sup>2</sup> ) (Coeff. de forme=3.02)	
	<b>QMMJ</b>	<b>QMI</b>	<b>QMMJ</b>	<b>QMI</b>	<b>QMMJ</b>	<b>QMI</b>
<b>20 ans</b>	111.4	453.4	195.8	867.4	195	588.9
<b>50 ans</b>	205.6	836.8	305.7	1354.3	352.7	1065.2
<b>100 ans</b>	276.3	1124.5	388.4	1720.6	470.2	1420
<b>200 ans</b>	347	1412.3	471.1	2087	587.8	1775.2
<b>1000 ans</b>	509.75	2074.7	661.5	2930.4	861.6	2602
<b>(b) : Estimation des débits maxima instantanés par la loi de Gumbel (débit de pointe en m<sup>3</sup>/s)</b>						
<b>20 ans</b>	180.1		669.8		205.4	
<b>50 ans</b>	224.7		849.9		253.7	
<b>100 ans</b>	258.1		985.2		289.9	
<b>200 ans</b>	291.4		1119.7		325.9	
<b>1000 ans</b>	368.5		1431.6		409.5	

QMMJ : Débit moyen journalier maximal annuel, QMI : Débit maximal instantané

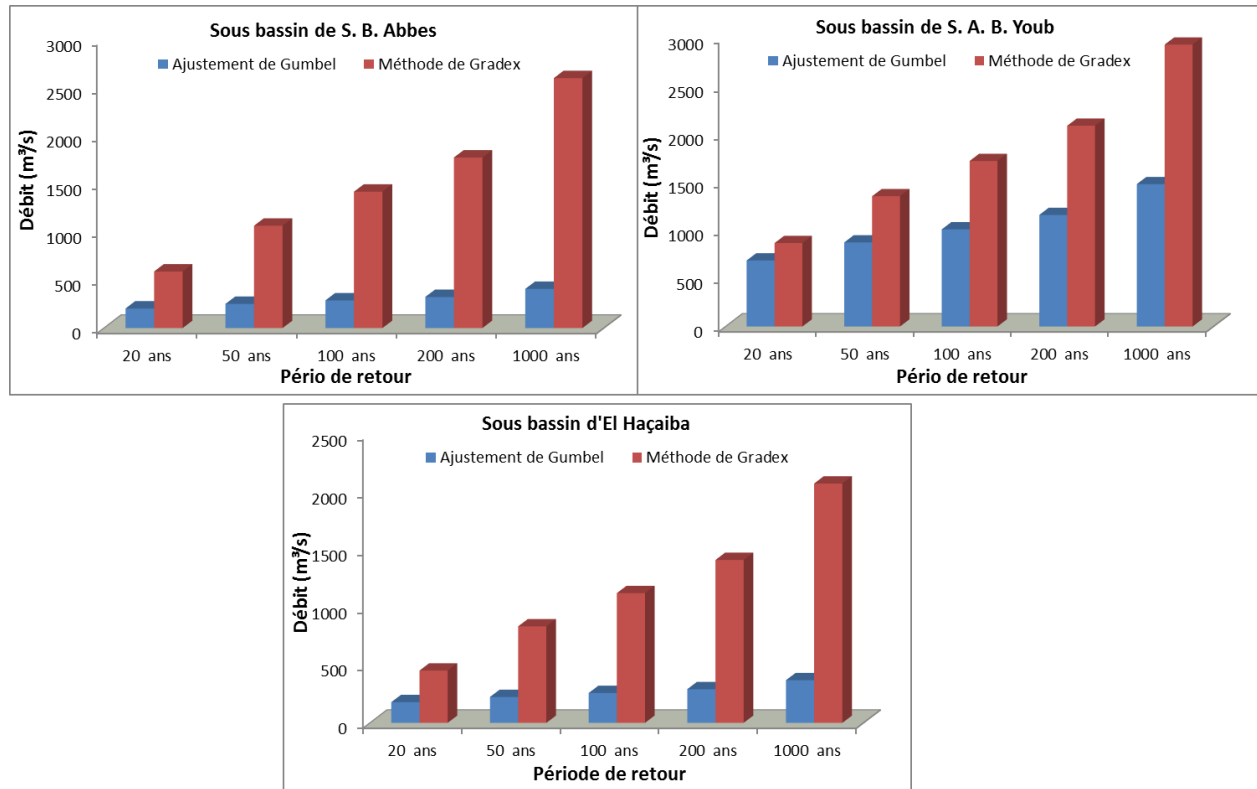


Figure V. 9. Histogrammes comparatifs entre la méthode d'ajustement de Gumbel et la méthode du Gradex pour différentes périodes de retour

#### V.6.4. Rétention moyenne limitée à travers les trois sous-bassins lors des crues extrêmes

Le rapport des Gradex des distributions des débits moyens journaliers extrêmes à travers les trois sous bassins retenus par l'étude (fig.V.7 et tab.V.9) montre des variations significatives. En effet les Gradex à Sidi-Bel-Abbes (6.9 fois plus élevé) et Haçaiba (8.2) sont plus importants que ceux de Sidi-Ali-Benyoub (3) à cause de la nature géologique karstifiée en amont du bassin d'une part et le débordement de l'oued juste après la station de Sidi-Ali-Benyoub en aval (la plaine de Sidi-Bel-Abbes) d'autre part. Ceci est confirmé par les rétentions moyennes limitées des sous-bassins avec 43 mm à Haçaiba, 37 mm à Sidi-Bel-Abbes et enfin 30.4mm à Sidi-Ali-Benyoub (fig.V.7 et tab.V.9).

Tableau V. 9. Rapport des Gradex des distributions des débits moyens journaliers extrêmes et les rétentions moyennes limitées à travers les trois sous bassins de la Mekerra.

Sous bassins	Rapport des Gradex			Rétention moyenne limitée								
	Gradex de l'extrapolation de QMJMA	Gradex QMJMA	Rapport	Période de retour								P-Q (mm)
				10		100		1000		10000		
				P(mm)	Q(mm)	P(mm)	Q(mm)	P(mm)	Q(mm)	P(mm)	Q(mm)	
Sidi-Bel-Abbes	12.23	1.768	6.9	42.3	5.29	71	34	99.2	62.2	127.4	90.4	37
Sidi-Ali-Benyoub	10.86	3.596	3	40.6	10.2	66.2	35.8	91.2	60.8	116.2	85.8	30.4
Haçaiba	9.46	1.15	8.2	46.5	3.5	68.8	25.8	90.6	47.6	112.4	69.4	43

QMJMA : Débit moyen journalier maximal annuel

Ainsi, ce phénomène des pertes au niveau de l'aval et amont Mekerra a été déterminé par la comparaison des débits de pointe issus de la méthode du Gradex et celle de Gumbel (fig.V.9), où les débits maxima instantanés (la méthode du Gradex) pour chaque période de retour sont déterminés en multipliant les débits moyens journaliers extrêmes par le coefficient de forme (Fig.V.8 et tab.V.8a). Cependant l'ajustement linéaire de Gumbel ( $x_q = a * \mu_q + b$ ) a donné directement les récurrences des débits de pointe (Fig.V.4 et tab. V.8b).

### V.7. Caractérisation hydrologique des sous-bassins de l'Oued Mekerra

La modélisation hydrologique avec GR1A, montre que l'oued perd de l'eau en amont et moyenne Mekerra (voir chapitre IV). Sachant que l'ETP utilisée dans la modélisation pour les 3 sous bassins est celle de Sidi Bel Abbes (aval Mekerra), cette rétention hydrique peut être expliquée par l'écart de l'ETP entre l'aval et moyenne Mekerra (ce qui nous a conduit à analyser la carte d'occupation du sol) d'une part, et l'existence du phénomène karstique en amont Mekerra (coefficient de correction de l'ETP « X » élevé) d'autre part.

La répartition spatiale du SPI sur le bassin de la Mekerra durant la période 1978/79-2008/09 met en évidence une certaine humidité au niveau de la moyenne Mekerra par rapport à l'aval et amont Mekerra (voir chapitre III, fig. III 15a) ce qui explique l'importance de la surface occupée par le maquis et forêt (592.4km<sup>2</sup> presque 63.5%) (fig.III 15b). Par contre, pour l'aval et amont Mekerra les surfaces occupées par le maquis/forêt sont respectivement de 220.3km<sup>2</sup> (12.7%) et 201.5km<sup>2</sup> (21.5%) (chapitre II, Tab. II 21).

Il est à préciser, que le calcul de l'évapotranspiration potentielle dans GR1A pour les trois sous bassins ne prend en considération que la variabilité temporelle du rayonnement solaire (Un seul point situé à l'aval Mekerra et généralisé sur tout le bassin) (nous n'avons pas pris en compte la variabilité spatiale de l'ETP à travers les sous-bassins).

Nous constatons donc, que l'importance de la surface occupée par le maquis et foret dans la moyenne Mekerra provoque une certaine diminution dans le rayonnement solaire par rapport à l'aval Mekerra, cela implique une diminution dans la quantité d'eau susceptible d'être évaporée

(ETP) (Eq. V 1), et par conséquent une augmentation de la quantité d'eau réellement utile par la faveur du maquis et forêt (ETR) (Otmane *et al.*, 2018b).

$$E_k = (I_g + 50) D \frac{t}{t+15} \quad (\text{V } 6)$$

Avec :

t : Température moyenne mensuelle de l'air (°C),

I<sub>g</sub>: Rayonnement solaire moyen mensuel (calorie/cm<sup>2</sup>/jour),

D: Coefficient égal à 0.37 pour Février et 0.40 pour les autres mois.

Le résultat obtenu montre clairement l'importance de la quantité d'eau retenue par le Maquis et forêt en moyenne Mekerra.

En comparant les résultats obtenus par les méthodes d'estimation des crues extrêmes avec celle de GR1A, de point de vue de rétention moyenne (taux des pertes) pour les trois sous bassin de la Mekerra, nous remarquons une variation notable, même significative pour l'aval Mekerra, due généralement par la différence des pas de temps entre les deux approches utilisées, ainsi que les paramètres pris en compte par GR1A (la dépendance chronologique des débits successifs avec les pluies de la période k et k-1). Dans cette perspective, nous pouvons conclure que le sous-bassin concerné perd de l'eau avec un pas de temps fin lors des crues extrêmes (Gradex) à cause de débordement de l'Oued dans la plaine de Sidi-Bel-Abbes, ce qui explique le phénomène des inondations. Par contre, le système gagne de l'eau pour le modèle (GR1A) en raison de l'apport de la nappe alluviale de la plaine de Sidi-Bel-Abbes, ce qui confirme la relation permanente entre la nappe et l'oued (Sourisseau, 1972; Otmane *et al.*, 2017) (chapitre II).

Nous pouvons dire que la plaine alluviale de Sidi Bel Abbes constitue un potentiel hydrique important dans le Nord-Ouest algérien dont la relation avec l'oued Mekerra est permanente pendant toute l'année ce qui contribue à équilibrer le régime hydrologique et écologique de l'oued.

## Conclusion

L'étude des formes extrêmes de l'écoulement axée tout d'abord sur les crues, a mis successivement en évidence : le caractère torrentiel des crues principalement lié à la forte intensité des précipitations, leur mécanisme de propagation et enfin leur répartition fréquentielle démontrée par la loi de Gumbel et la méthode du Gradex. En plus l'analyse de crues extrêmes par la méthode de Gradex donne des résultats satisfaisants et met en relief le phénomène des pertes d'eau au niveau de l'aval Mekerra (le phénomène des inondations). Aussi, la simulation de la transformation de la pluie en débit avec GR1A, montre que le système gagne de l'eau en aval de la Mekerra. Cela est justifié par l'apport de la nappe alluviale de la plaine de Sidi-Bel-Abbes. Ainsi, le sous bassin de l'aval Mekerra constitue un système à potentialité hydrique importante où la relation avec l'oued Mekerra est continue permettant un certain équilibre du régime hydrologique.

La répartition spatiale de la sécheresse sur le bassin de la Mekerra durant la période 1978/1979-2008/2009, laisse apparaître une certaine humidité au niveau de la moyenne Mekerra par rapport à l'aval et amont du bassin due principalement à l'importance de la surface occupée par le maquis et forêt. Parallèlement, la modélisation hydrologique avec GR1A, montre que l'oued perd de l'eau dans cette partie du bassin ce qui traduit l'importance de la quantité d'eau réellement utile à la faveur du Maquis et forêt.

# Conclusion générale

## Conclusion générale

---

Cette thèse fait l'objet de l'étude de la variabilité climatique ainsi que leur impact sur l'hydrologie et la gestion des ressources en eau. La sécheresse étant l'une des conséquences directes des changements climatiques, est considérée comme une réalité évidente dans les régions méditerranéennes et particulièrement le Nord-ouest algérien. Le présent travail ayant pour objectif de mettre en évidence l'existence de ce phénomène à l'échelle spatio-temporelle, et à évaluer son impact sur les écoulements, ainsi que la caractérisation hydrologique des sous bassins d'Oued Mekerra.

Dans cette perspective, l'étude des effets de la variabilité climatique sur les ressources en eau exige la mise en place d'outils qui soient capable de présenter convenablement les écoulements. La modélisation pluie-débit est capable de répondre aux questions que pose la dynamique des eaux, indispensable pour de nombreuses applications d'ingénierie et de gestion de la ressource en eau.

Cette étude peut être schématisée de la manière suivante :

## Conclusion générale

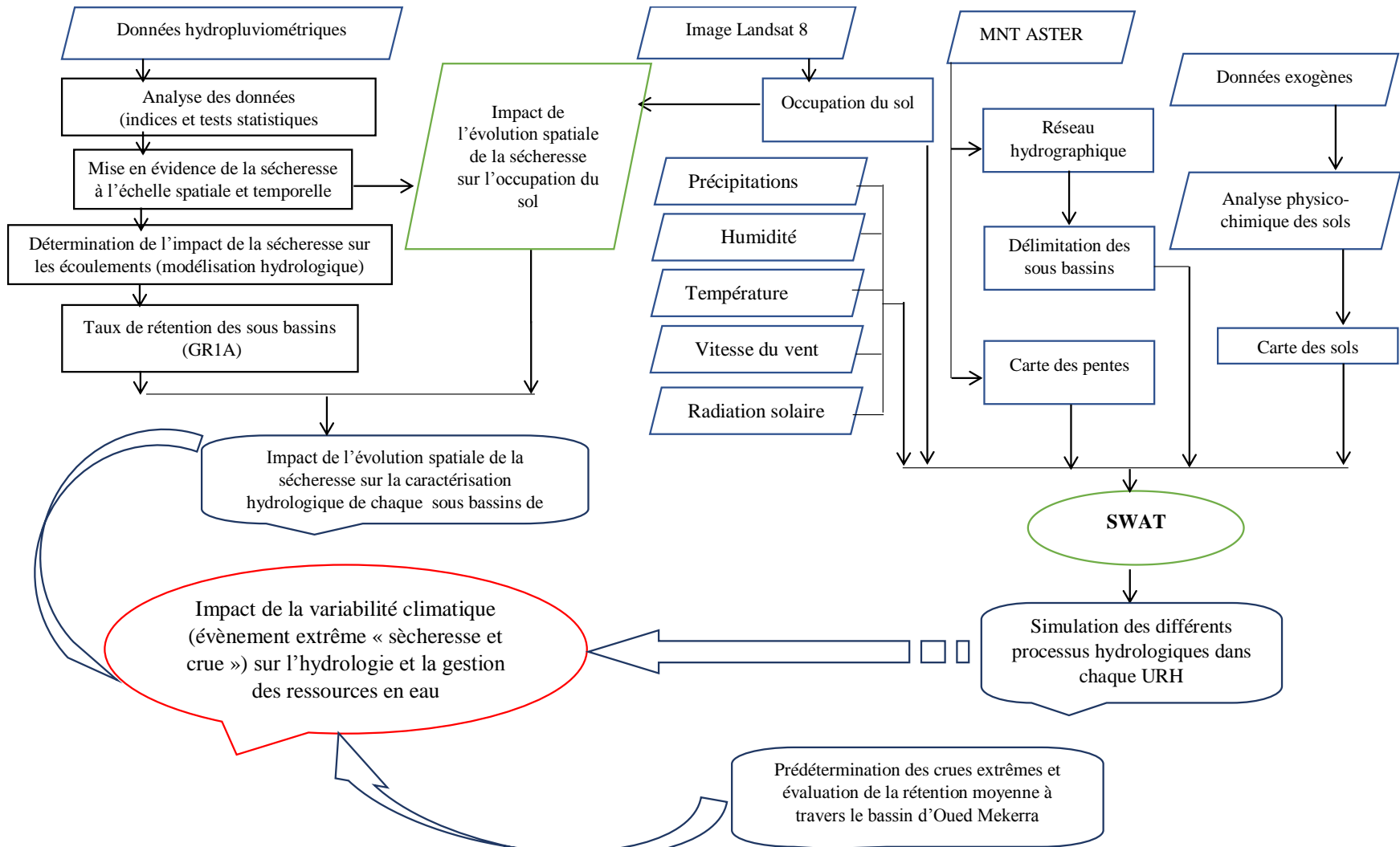


Figure. Schéma synthétique de la méthodologie adoptée

## Conclusion générale

---

Les résultats obtenus peuvent être synthétisés comme suit :

L'étude des paramètres morphométriques du bassin, ainsi que leur comparaison met en évidence le caractère torrentiel du sous bassin de la moyenne Mekerra, la forme allongée du bassin versant de l'Oued Mekerra, la faiblesse de la pente et la fragilité du sol liées à l'irrégularité du couvert végétal.

La présentation des caractéristiques lithologiques du bassin de l'oued Mekerra fait ressortir trois domaines géologiques distincts :

- Domaine des nappes de charriage oligo – miocène au Nord,
- Domaine des formations plio-quadernaires constituant la plaine alluviale de Sidi Bel Abbès,
- Domaine karstique du Jurassico–Crétacé fortement accidenté au Sud de la plaine alluviale.

Le bassin de l'Oued Mekerra est caractérisé par les formations aquifères :

- Le remplissage du Plio - quadernaire de la plaine de Sidi Bel-Abbes.
- Les grès pliocènes de la forêt de Tenira.
- Les formations calcaires et dolomitiques jurassico-crétacés des monts de Sidi Ali Ben Youb,
- Les calcaires éocènes de Sidi Ali Boussidi,

Les fluctuations temporelles du niveau piézométrique de la nappe du Plio-Quadernaire dépendent de la pluviométrie, ce qui explique l'effet du pompage et par conséquent la sévérité de la sécheresse.

Les résultats obtenus par l'étude de la mise en évidence de la sécheresse, mettent en évidence une diminution des pluies et des débits sur les trois dernières décennies de la série d'observation par rapport aux années antérieures (1968/1969-1978/1979). D'après les indices de pluie standardisés, la région d'étude s'est jusqu'à présent manifestée par une augmentation de la sécheresse modérée (de 41 à 50 % des cas). Par ailleurs les indices climatiques d'humidité montrent une évolution remarquable vers le climat aride dès la fin des années soixante-dix. Ainsi, le résultat obtenu par les trois tests de détection des ruptures pour toutes les stations retenues par cette étude, montre que la rupture s'est produite durant la période 1974-1981 et c'est donc là, que la baisse du module pluviométrique et hydrométrique annuel est devenue une réalité. En plus, cette rupture marque l'évolution vers la sécheresse avec un déficit allant de - 61.5% en amont à -26.8% vers l'aval du bassin.

La répartition spatiale des valeurs du CMI sur la période 1978/1979-2008/2009, montre que le phénomène d'aridité est d'autant plus poussé que l'on se dirige du Nord Ouest vers le Sud Est du bassin. Ceci, est confirmé par la cartographie du déficit moyen relatif aux deux périodes considérées (1978/1979-1998/1999 et 1998/1999-2008/2009). Tandis que la distribution spatiale des valeurs du SPI, permet d'envisager la sévérité de la sécheresse lorsqu'on va vers l'Ouest du bassin. Cette spatialisation des phénomènes climatiques révèle donc une large concordance avec les travaux menés sur le climat de l'Algérie par Seltzer (1946).

Les données hydrologiques du bassin étudié ont mis en évidence une diminution relative des écoulements de 35.9 % sur la période 1978/1979-2008/2009, parallèlement, les précipitations ont chuté en moyenne de 34 %. Ainsi, l'occupation du sol a évolué avec la répartition spatiale de

## Conclusion générale

---

la sécheresse à travers le bassin, caractérisant ainsi la spécificité climatique de chaque sous bassin.

L'interprétation statistique et graphique des données hydrométriques nous a permis de saisir les variations spatiales de l'écoulement superficiel en liaison avec les données climatiques et physiographiques des sous bassins de même sa forte variabilité temporelle, annuelle et surtout saisonnière et journalière. Le calcul du bilan interannuel (1978/1979-2008/2009) a fait ressortir la faiblesse du coefficient d'écoulement au niveau de la station de Haçaiba (2.39%) dû principalement à l'importance des pertes dans les terrains karstiques du Jurassique et du Crétacé.

Les résultats du bilan hydrologique (1978/1979-2008/2009), nous donnent une idée sur l'importance des quantités reprises par l'évaporation, elle est de 300 mm, soit 97.2%, environ 1.3% de celles-ci ruissèlent avec 4 mm, et 1.5 % correspondent à la lame d'eau infiltrée, soit 4.5mm.

La modélisation hydrologique montre la validité du modèle GR1A pour l'ensemble des sous-bassins (avec ETP de Turc et Thornthwaite) seulement pour la sous-période 1978/1979-2008/2009. Cela, explique clairement l'impact de la variabilité climatique sur l'hydrologie de l'oued Mekerra. En plus, la diminution progressive du coefficient de correction de l'évapotranspiration en allant de l'amont vers l'aval de l'Oued Mekerra, explique la perte d'eau en profondeur, particulièrement dans la partie amont karstique du bassin.

La modélisation pluie-débit par l'utilisation du modèle GR2M, offre des résultats satisfaisants pour l'ensemble du bassin de la Mekerra. Toutefois, l'humidité exceptionnelle de 2007-2008 et 2008-2009 influence la qualité de la validation du modèle.

A l'échelle du temps journalier, la comparaison des performances entre GR4J et SWAT faire apparaître la robustesse de l'approche semi-distribuée à décrire le comportement hydrologique et par conséquent l'avantage de prendre en compte les caractéristiques physiques du bassin. Ainsi, Cette étude a permis de présenter, l'impact des crues extrêmes sur la qualité prédictive des modèles (global et semi distribué) et par conséquent l'hydrologie et la gestion des ressources en eau dans la zone d'étude. Par ailleurs, les processus du bilan hydrologique modélisés par SWAT (recharge, débit de surface, débit de base, évapotranspiration et transport solide) donnent des résultats probants.

L'étude des crues extrêmes fait apparaître l'importance de la rétention hydrique dans les sous bassins de la haute et basse Mekerra, à cause de la nature géologique karstifiée en amont du bassin d'une part, et le débordement de l'oued juste après la station de Sidi-Ali-Benyoub en aval (la plaine de Sidi-Bel-Abbes), d'autre part.

La perte d'eau au niveau du sous bassin de la moyenne Mekerra déterminée par GR1A est expliquée par l'écart de l'ETP entre la basse et moyenne Mekerra (ETP utilisée dans la modélisation pour les 3 sous bassins est celle de Sidi Bel Abbes) justifiant ainsi, l'importance de la quantité d'eau réellement utile par la faveur du maquis et forêt en moyenne Mekerra.

En comparant les résultats obtenus par les méthodes d'estimation des crues extrêmes avec celle de GR1A, du point de vue de rétention moyenne pour les trois sous bassins de la Mekerra, nous pouvons conclure que la plaine alluviale de Sidi Bel Abbes constitue un potentiel hydrique important dans le Nord ouest algérien, dont la relation avec l'oued Mekerra est permanente pendant toute l'année, ce qui contribue à équilibrer le régime hydrologique et écologique de l'oued.

## Conclusion générale

---

### Perspectives

A partir des résultats obtenus suite à cette étude et pour une meilleure gestion de la ressource en eau il serait nécessaire de réfléchir dans le futur à :

- Application des autres modules du modèle SWAT pour mieux représenter le cycle hydrologique et mettre au point le risque de la variabilité climatique (cycle de nutriment, transport solide, gestion des cultures...),
- L'approche satellitaire pour détecter et suivre la sécheresse à l'échelle régionale,
- Elargir la base de données couvrant plus la partie Ouest du pays pour une meilleure analyse et gestion des extrêmes hydrologiques,
- Régionalisation des résultats trouvés,
- Le suivi continu de l'évolution de la sécheresse par application de nouveaux indices qui permettent de la mettre en évidence,
- Application d'autres modèles pluie-débit distribués (HydroTel, Hec-Hms..) qui seront sans doute plus performants afin qu'ils puissent mieux simuler les écoulements au niveau du bassin versant.

# Références bibliographiques

### Références

- Abbott, M., Bathurst, J., Cunge, J., O'connell, P. & Rasmussen, J. (1986) An introduction to the European Hydrological System—Systeme Hydrologique Europeen, 'SHE', 2: Structure of a physically-based, distributed modelling system. *J. Hydrol.* **87**(1–2), 61–77.
- Achi, K., Salem, A., Caguel, F. & Zwahlen, F. (1974) Carte hydrogéologique de la plaine de Sidi Bel Abbes. Direction des Etudes de Milieu et de la Recherche Hydraulique.
- Ambroise, B. (1998) Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 1-processus et facteurs. *Rev. Sci. EauJournal Water Sci.* **11**(4), 471–496.
- Amidou, D., Bamory, K., Adama, M., Albert, G. B. T., Luc, S., Bokar, M. H. & Issiaka, S. (2010) variabilité climatique et réponse hydrologique du bassin versant transfrontalier de Kolondiéba au sud du Mali. *Eur. J. Sci. Res. ISSN* **43**, 435–444.
- Anctil, F., Michel, C., Perrin, C. & Andréassian, V. (2004) A soil moisture index as an auxiliary ANN input for stream flow forecasting. *J. Hydrol.* **286**(1), 155–167.
- Anderson, M. P. & Woessner, W. W. (1992) The role of the postaudit in model validation. *Adv. Water Resour.* **15**(3), 167–173.
- Anderton, S., Latron, J. & Gallart, F. (2002) Sensitivity analysis and multi-response, multi-criteria evaluation of a physically based distributed model. *Hydrol. Process.* **16**(2), 333–353.
- Andréassian, V. (2002) *Impact de l'évolution du couvert forestier sur le comportement hydrologique des bassins versants*. Université Pierre et Marie Curie Paris VI, Cemagref.
- Andréassian, V., Lerat, J., Loumagne, C., Mathevet, T., Michel, C., Oudin, L. & Perrin, C. (2007) What is really undermining hydrologic science today? *Hydrol. Process.* **21**(20), 2819–2822.
- Ansoumana, B. (2014) Caractérisation de la variabilité temporelle récente des précipitations annuelles au Sénégal (Afrique de l'Ouest). *Physio-Géo* **8**, 297–312.
- Ardoin, S., Niel, H., Servat, E., Dezetter, A., Boyer, J.-F., Mahe, G. & Paturel, J.-E. (2003) Analyse de la persistance de la sécheresse en Afrique de l'ouest: caractérisation de la situation de la décennie 1990. *IAHS Publ.* **278**, 223–228.
- Arnaud, P. & Lavabre, J. (2000) La modélisation stochastique des pluies horaires et leur transformation en débits pour la prédétermination des crues. *Rev. Sci. EauJournal Water Sci.* **13**(4), 441–462.
- Arnaud, Patrick, Bouvier, C., Cisneros, L. & Dominguez, R. (2002) Influence of rainfall spatial variability on flood prediction. *J. Hydrol.* **260**(1), 216–230.
- Arnold, J., Allen, P., Muttiah, R. & Bernhardt, G. (1995) Automated base flow separation and recession analysis techniques. *Groundwater* **33**(6), 1010–1018.
- 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., Allen, P. M. & Bernhardt, G. (1993) A comprehensive surface-groundwater flow model. *J. Hydrol.* **142**(1–4), 47–69.

## Références bibliographiques

---

- Arnold, J. G. & Fohrer, N. (2005) SWAT2000: current capabilities and research opportunities in applied watershed modelling. *Hydrol. Process.* **19**(3), 563–572.
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S. & Williams, J. R. (1998) Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* **34**(1), 73–89.
- Auclair, D. & Biehler, J. (1967) Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saida. *Publ Serv Carte Géol Algér.* 3–45.
- Audrey, O. (2002) Intérêt d'une approche semi-distribuée par rapport une approche globale en modélisation pluie-débit. *DEA ULP Strasbg. Rapp. Cemagref* 73.
- Bahmed, D. & Oudin, L. (2017) Explication du comportement hydrologique du bassin de la Macta par la résolution du paramètre d'un modèle hydrologique basé sur l'expression de schreiber. *LAhryss J.* **14**(4), 127–137.
- Bailly-Comte, V., Martin, J. B. & Sreaton, E. (2011) Time variant cross correlation to assess residence time of water and implication for hydraulics of a sink-rise karst system. *Water Resour. Res.* **47**(5).
- Bannari, A., Teillet, P. & Landry, R. (2004) Comparaison des réflectances de surfaces naturelles dans les bandes spectrales homologues des capteurs TM de Landsat-5 ET ETM+ de Landsat-7. *Téledétection* **4**(3), 263–275.
- Basso, E. & others. (1973) Methodology for assessing hydrological characteristics in data scarce areas; general report. In: *AISH Publication*, Vol. 108, 1–20. Unesco.
- Bastet, G., Bruand, A., Quéting, P. & Cousin, I. (1998) Estimation des propriétés de rétention en eau des sols à l'aide de fonctions de pédotransfert (FPT): une analyse bibliographique. *Etude Gest. Sols* **5**, 1–24.
- Baudez, J., Loumagne, C., Michel, C., Palagos, B., Gomendy, V. & Bartoli, F. (1999) Modélisation hydrologique et hétérogénéité spatiale des bassins. *Vers Une Comp. Approche Glob. Approche Distrib. Etude Gest. Sols* **6**(4), 165–184.
- Beaudin, I. (2006) Revue de littérature La mobilité du phosphore Version finale. *Pour Com. Ad Hoc Groupe Mobilité Phosphore Cent. Réf. En Agric. Agroaliment. Qué. CRAAQ.*
- Belarbi, H., Touaibia, B., Boumechra, N., Amiar, S. & Baghli, N. (2017) Sécheresse et modification de la relation pluie-débit: cas du bassin versant de l'Oued Sebdo (Algérie Occidentale). *Hydrol. Sci. J.* **62**(1), 124–136.
- Ben Khediri, W. & Drogue, G. (2016) Quel est l'impact de l'échantillonnage spatial des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle sur le pouvoir prédictif d'un modèle hydrologique empirique? *Climatologie* (Volume 12), 1–24.
- Benabdesselam, T. & Hammar, Y. (2009) Estimation de la réponse hydrologique d'un bassin versant urbanisé. *Eur. J. Sci. Res.* **29**(3), 334–348.
- Benito, G. & Thorndycraft, V. R. (2006) Palaeoflood hydrology: insight into rare events and extreme flood discharges. *Houille Blanche* (5), 91–96.
- Benyahia, M., Benabdeli, K. & Moueddene, K. (2001) Géologie, pédologie et systèmes de production dans les monts de Tessala (Sidi Bel Abbés). *Ecosystemes* **1**, 70–75.

## Références bibliographiques

---

- Berkaloff, E. (1966) *Effet de capillarité sur l'écoulement d'eau dans les nappes libres recelées par des roches à interstices fin*. Wageningen.
- Bernon, J. (2005) *Application et critique du modèle SWAT sur le bassin versant de la Vène (Hérault)*. DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental, Université Montpellier II.
- Berthier, D., Morley, C. & Maurice-Demourieux, M. (2005) Enrichissement de la modélisation des processus métiers par le paradigme des systèmes multi agents. *Systèmes Inf. Manag.* **10**(3), 25.
- Bétier, M. . (1951) carte géologique de l'Algérie. Alger: Gouvernement générale de l'Algérie, Direction du commerce, de l'énergie et de l'industire, Service de la carte géologique.
- Beven, K. (2001) How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* **5**(1), 1–12.
- Bian, L., Sun, H., Blodgett, C. F., Egbert, S. L., Li, W., Ran, L. & Koussis, A. D. (1996) An integrated interface system to couple the SWAT model and ARC/INFO. Presented at the Proceedings the Third International Conference on Integrating GIS and Environmental Modeling, Santa Fe New Mexico.
- Bird, R. E. & Hulstrom, R. L. (1981) Simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces. Solar Energy Research Inst., Golden, CO (USA).
- Bois, P. (1971) Une méthode de contrôle de séries chronologiques utilisées en climatologie et en hydrologie. *Publ. Lab. Mécanique Fluides Sect. Hydrol. Univ Grenoble*.
- Bois, P. (1999) Approches probabilistes de la prédétermination des crues de la normale à l'extrême. *Houille Blanche* (7–8), 96–99.
- Borga, M. (2002) Accuracy of radar rainfall estimates for streamflow simulation. *J. Hydrol.* **267**(1), 26–39.
- Bouanani, A. (2004) *Hydrologie, transport solide et modelisation etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW–Algerie)*. Université de Tlemcen, p214.
- Bouanani, A., Baba-Hamed, K. & Bouanani, R. (2010) Utilisation d'un modèle global pour la modélisation pluie-débit, cas du bassin de l'Oued Sikkak (Tafna – NW algérien), 83–87. 1er Congrès sur la géologie du Maghreb (GéoMag).
- Bouchet, R. J. (1963) Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. *IAHS Publ* **62**, 134–142.
- Boudhraâ, H. (2007) *Modélisation pluie-débit a base géomorphologique en milieu semi-aride rural Tunisien: Association d'approches directe et inverse*. Thèse de doctorat en sciences agronomiques. Institut National Agronomique de Tunisie: p193, Tunisie:
- Boughton, W. (1989) A review of the USDA SCS curve number method. *Soil Res.* **27**(3), 511–523.
- Bourek, R. (2010) *Modélisation pluie-débit : Application au bassin versant de la Macta (NW Algérien)*. Université de Tlemcen.

## Références bibliographiques

---

- Bouzidi, M. A., Faraoun, F., Meliani, H., Boubekeur, I., Kralifa, M. & Zattal, Z. (2012) Caractérisation des sols occupés par les espèces du genre *Ruta* dans le DjbelTessala (Nord-Ouest Algérien). *Technol. Lab.* **7**(28), 79–84.
- Bovolo, C., Blenkinsop, S., Majone, B., Zambrano-Bigiarini, M., Fowler, H., Bellin, A., Burton, A., et al. (2010) Climate change, water resources and pollution in the Ebro Basin: Towards an integrated approach. In: *The Ebro River Basin*, 295–329. Springer.
- Box, G. E. & Jenkins, G. M. (1976) Time series analysis, control, and forecasting. *San Franc. CA Holden Day* **3226**(3228), 10.
- Boyer, J. (2002) Logiciel Khronostat d'analyse statistique de séries chronologique, IRD UR2, Programme 21 FRIEND AOC, Equipe Hydrologie UMRGBE. *Univ. Montp. II Ecole Mines Paris*.
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., Sorooshian, S., Koren, V., Zhang, Z. & Smith, M. (2001) Toward improved streamflow forecasts: Value of semidistributed modeling. *Water Resour. Res.* **37**(11), 2749–2759.
- Brulebois, E., Ubertosi, M., Castel, T., Richard, Y., Sauvage, S., Sanchez Perez, J.-M., Le Moine, N., et al. (2018) Robustness and performance of semi-distributed (SWAT) and global (GR4J) hydrological models throughout an observed climatic shift over contrasted French watersheds. *Open Water J.* **5**(1), 4.
- Brunet-Morel, Y. (1977) Test d'homogénéité. *Cah. ORSTOM Sér. Hydrol.* **14**(2), 119–129.
- Buishand, T. A. (1982) Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *J. Hydrol.* **58**(1–2), 11–27.
- Cernesson, F. (1993) *Modèle simple de prédétermination des crues de fréquences courante à rare sur de petits bassins versants méditerranéens* (PhD Thesis). Montpellier 2.
- Chahinian, N. (2004) *Paramétrisation multi-critère et multi-échelle d'un modèle hydrologique spatialisé de crue en milieu agricole*. Thèse de doctorat, Université de Montpellier II.
- Chaponniere, A. (2005, Mai) *Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant montagneux semi-aride Cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas marocain)*. Institut National Agronomique Paris-Grignon. Centre d'études spatiales de la biosphere, Paris-France.
- Cheikh, F., Amadou, S. & Jean, N. (2015) Étude des sècheresses pluviométriques et hydrologiques en Afrique tropicale : caractérisation et cartographie de la sècheresse par indices dans le haut bassin du fleuve Sénégal. *Revue Physio-Géo* **9**, 17–35.
- Cherif, E. A., Errih, M. & Cherif, H. M. (2009) Modélisation statistique du transport solide du bassin versant de l'Oued Mekerra (Algérie) en zone semi-aride méditerranéenne. *Hydrol. Sci. J.* **54**(2), 338–348.
- Clarke, R. (1973) A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *J. Hydrol.* **19**(1), 1–20.
- Claudie, B. (2009) *Homogénéisation des séries de précipitations : identification des techniques les plus prometteuses et nouveaux développements* (Thèse de Philosophie Doctor (Ph. D) en sciences de l'eau). université Québec. INRS-ETE, Canada.

## Références bibliographiques

---

- Claudie, B., Seidou, O., Ouarda, T., Zhang, X., Boulet, G. & Yagouti, A. (2008a) Inter comparison of homogenization techniques for precipitation data. *Water Resources Research* **44**(W02425).
- Cognard-Plancq, A.-L., Marc, V., Didon-Lescot, J.-F. & Normand, M. (2001) The role of forest cover on streamflow down sub-Mediterranean mountain watersheds: a modelling approach. *J. Hydrol.* **254**(1), 229–243.
- Conan, C., Bouraoui, F., Turpin, N., Marsily, G. de & Bidoglio, G. (2003) Modeling flow and nitrate fate at catchment scale in Brittany (France). *J. Environ. Qual.* **32**(6), 2026–2032.
- Cosandey, C. & Robinson, M. (2012) *Hydrologie continentale*. Armand Colin.
- Coustau, M. (2011) Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez: modélisation de la relation pluie-débit en zone karstique et impact de l'assimilation de débits. *Univ. Montp. II*.
- Cudennec, C. (2000) *Description mathématique de l'organisation du réseau hydrographique et modélisation hydrologique* (PhD Thesis).
- Cudennec, C., Leduc, C. & Koutsoyiannis, D. (2007) Dryland hydrology in Mediterranean regions—a review. *Journal Sci. Hydrol.* **52**(6), 1077–1087.
- Dagnelie, P. (1970) *Théorie et méthodes statistiques: Applications agronomiques. 2. Les méthodes de l'inférence statistique*. J. Duculot.
- Dalrymple, T. (1960) Flood-frequency analyses, manual of hydrology: Part 3. USGPO,.
- De Marsily, G. (1994) Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie.[Tribune libre]. *Rev. Sci. Eau/Journal Water Sci.* **7**(3), 219–234.
- De Martonne, E. (1926) L'indice d'aridité. *Bull. Assoc. Géographes Fr.* **3**(9), 3–5.
- Diermanse, F. (1999) Representation of natural heterogeneity in rainfall-runoff models. *Phys. Chem. Earth Part B Hydrol. Oceans Atmosphere* **24**(7), 787–792.
- Djellouli, F. (2017) *Persistance de la variabilité climatique et occurrence de la sécheresse: La modélisation « Pluie-Débit » outil d'identification. Application à un bassin versant d'oued El Hammam (Nord-ouest algérien)*. Thèse de Doctorat Es Sciences, Université de Tlemcen. 208p.
- Djellouli, F, Bouanani, A. & Baba Hamed, K. (2016) Climate Change: Assessment and monitoring of meteorological and hydrological drought of wadi El Hammam basin (NW-ALGERIA). *J. Fundam. Appl. Sci.* **8**(3), 1037–1053.
- Djellouli, F, Bouanani, A. & Baba-Hamed, K. (2016) Efficiency of some meteorological drought indices in different time scales, case study: wadi Louza basin (NW-Algeria). *J. Water Land Dev.* **31**(1), 33–41.
- Djrboua, A. (2001) *Prédétermination des pluies et crues extrêmes* (PhD Thesis). Université de Nice.
- Downing, R. A. & Williams, B. P. J. (1969) *Groundwater hydrology of the Lincolnshire limestone: with special reference to the ground-water resources*. Water Resources Board.

## Références bibliographiques

---

- Duband, D., Michel, C., Garros, H. & Astier, J. (1988) Évaluation des crues extrêmes et de la crue de projet par la méthode du Gradex. *16e Congrès CIGB Com. Int. Gd. Barrages San Franc.* 1009–1047.
- Duband, D., Parsy, C., Lefèvre, C., Cappelaere, B., Léousoff, J., Vidal, J., Demmerle, D., et al. (1988) Mise en œuvre opérationnelle d'une prévision des crues. *Houille Blanche* (5–6), 365–374.
- Dumas, A. (2006) Méthode de maximisation: estimation des crues maximales probables (CMP). *Houille Blanche* (5), 74–79.
- Duros, E., Dabbous, W., Izumiyama, H., Fujii, N. & Zhang, Y. (2001) A link-layer tunneling mechanism for unidirectional links.
- Eckhardt, K. & Arnold, J. (2001) Automatic calibration of a distributed catchment model. *J. Hydrol.* **251**(1–2), 103–109.
- Edijatno, De Oliveira, N., Yang, X., Makhlof, Z. & Michel, C. (1999) GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrol. Sci. J.* **44**(2), 263–277.
- El Mahi, A. (2002) Déficit pluviométrique des dernières décennies en Algérie du Nord et son impact sur les ressources en eau. *Mém. Magister Cent. Univ. Mascara.*
- El Mahi, A., Meddi, M., Matari, A. & Ketrouci, K. (2014) État de la pluviométrie en période de sécheresse en Algérie du nord et sa relation avec le phénomène ENSO. *Prod. Sci.-Commun.* **1**.
- Elflasson, J. (1997) A statistical model for extreme precipitation. *Water Resour. Res.* **33**(3), 449–455.
- Engeland, K., Xu, C.-Y. & Gottschalk, L. (2005) Assessing uncertainties in a conceptual water balance model using Bayesian methodology/Estimation bayésienne des incertitudes au sein d'une modélisation conceptuelle de bilan hydrologique. *Hydrol. Sci. J.* **50**(1).
- Eriksen, S. H. & Kelly, P. M. (2007) Developing credible vulnerability indicators for climate adaptation policy assessment. *Mitig. Adapt. Strateg. Glob. Change* **12**(4), 495–524.
- Estorge, J., Laborde, J. & Zumstein, J. (1980) Mise en évidence des relations entre le gradex des pluies journalières et les gradex des pluies de durées inférieures à 24h en Lorraine. *Météorologie Sér. VI 20–21* 139–149.
- Estupina Borrell, V. (2004) *Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair. Application à de petits bassins versants du sud de la France* (PhD Thesis).
- Estupina-Borrell, V., Dartus, D. & Ababou, R. (2006) Flash flood modeling with the MARINE hydrological distributed model. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* **3**(6), 3397–3438.
- Faraoun, F. & Benabdeli, K. (2010) Cartographie et caractérisation physico-chimique des sols de la plaine de Sidi Bel Abbés (Algérie occidentale). *Afr. Sci.* **6**(3), 18–26.
- Fenet, B. & Magne, J. (1973) Aperçu sur le bassin miocène synchro-nappes et les conditions de mise en place des unités allochtones dans les Monts du Tessala (Dep. d'Oran, Algérie). *Bull. Société Géologique Fr.* **7**(3–4), 345–351.

## Références bibliographiques

---

- Fleury, P., Ladouche, B., Conroux, Y., Jourde, H. & Dörfliger, N. (2009) Modelling the hydrologic functions of a karst aquifer under active water management—the Lez spring. *J. Hydrol.* **365**(3), 235–243.
- Fontaine, T., Cruickshank, T., Arnold, J. & Hotchkiss, R. (2002) Development of a snowfall–snowmelt routine for mountainous terrain for the soil water assessment tool (SWAT). *J. Hydrol.* **262**(1–4), 209–223.
- Fortin, J., Moussa, R., Bocquillon, C. & Villeneuve, J. (1995) Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d’information géographique. *Rev. Sci. EauJournal Water Sci.* **8**(1), 97–124.
- Fouchier, C. (2010) *Développement d’une méthodologie pour la connaissance régionale des crues* (PhD Thesis). Montpellier 2.
- Fourmigué, P. & Lavabre, J. (2005) Préviation de crues avec le modèle conceptuel pluie-débit GR3H. Adaptabilité aux incertitudes sur la pluie. *Rev. Sci. EauJournal Water Sci.* **18**(1), 87–102.
- Gaborit, E., Pelletier, G., Vanrolleghem, P. & Anctil, F. (2010) Simulation du débit de la rivière Saint-Charles, première source d’eau potable de la ville de Québec. *Can. J. Civ. Eng.* **37**(2), 311–321.
- Garçon, R. (1993) The gradex method: for a statistically robust evaluation of extreme values floods based on local characteristics. *Stoch. Stat. Methods Hydrol. Environ. Eng. Waterloo Can.*
- Garçon, R. (1999) Modèle global pluie-débit pour la prévision et la prédétermination des crues. *Houille Blanche* (7–8), 88–95.
- Garry, G., Ballais, J.-L. & Masson, M. (2002) La place de l’hydrogéomorphologie dans les études d’inondation en France méditerranéenne. *Géomorphologie Relief Process. Environ.* **8**(1), 5–16.
- Gaume, E. (2002) *Éléments d’analyse sur les crues éclair*. ENGREF (AgroParisTech).
- Gaume, E. (2003) *Éléments d’analyse sur les crues éclair*. (PhD Thesis). Université du Québec, Institut national de la recherche scientifique.
- Gausson, H. & Bagnouls, F. (1952) L’indice xérothermique. *Bull. Assoc. Géographes Fr.* **29**(222), 10–16.
- Gerard, L. & Berthet, L. (2010) *Sensibilité des performances d’un modèle de prévision des crues au critère de calage*. Mémoire Master, Eau Environnement, INP, Toulouse.
- Ghenim, A. N. & Megnounif, A. (2013) Ampleur de la sécheresse dans le bassin d’alimentation du barrage Meffrouche (Nord-Ouest de l’Algérie). *Physio-Géo Géographie Phys. Environ.* (Volume 7), 35–49.
- Gherissi, R., Baba-Hamed, K. & Bouanani, A. (2017) Validation des modèles hydrologiques GR2M et GR4J sur le bassin versant de l’oued Lakhdar (Tafna, Nord-Ouest algérien). *Tech. Sci. Méthodes* (5), 87–103.

## Références bibliographiques

---

- Gherissi, R. (2018) *Modélisation hydrologique d'un bassin versant en climat méditerranéen par l'approche conceptuelle globale. Cas de l'Oued Lakhdar (ex : Chouly) (Tafna Nord ouest algérien). Thèse de Doctorat Es Sciences, Université de Tlemcen. 196p.*
- Giandotti, M. (1937) *Idrologia della bonificia integrale*. In: *Idrologia della bonificia integrale*. SAG.
- Giddings, L., SOTO, M., Rutherford, B. & Maarouf, A. (2005) Standardized precipitation index zones for Mexico. *Atmósfera* **18**(1), 33–56.
- GIEC, E. (2007) Bilan 2007 des changements climatiques. Contrib. Groupes Trav. II.
- Gnouma, R. (2006) Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques: application au bassin versant de l'Yzeron. *LGCIE INSA Lyon Lyon 448p.*
- Goula, A. M. & Adamopoulos, K. G. (2005) Spray drying of tomato pulp in dehumidified air: II. The effect on powder properties. *J. Food Eng.* **66**(1), 35–42.
- Gravelius, H. (1914) *Flusskunde*, Vol. 1. GJ göschen.
- Green, W. H. & Ampt, G. (1911) Studies on Soil Physics. *J. Agric. Sci.* **4**(1), 1–24.
- Griensven, A. van & Meixner, T. (2003) *LH-OAT Sensitivity Analysis Tool*. Tucson, Ariz.: University of Arizona, Department of Hydrology and Water Resources.
- Guillot, P. & Duband, D. (1967) La méthode du GRADEX pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. *Colloq. Int. Sur Crues Leur Éval. Leningr.*, 15–22.
- Gumbel, E. (1958) Statistics of extremes. 1958. *Columbia Univ Press N. Y.* **247**.
- Gupta, H.-V., Clark, M.-P., Vrugt, J.-A., Abramowitz, G. & Ye, M. (2012) Towards a comprehensive assessment of model structural adequacy. *Water Resources Research* **48**(8). doi:10.1029/2011WR011044
- Gupta, H.-V., Wagener, T. & Liu, Y. (2008) Reconciling theory with observations: elements of a diagnostic approach to model evaluation. *Hydrological Processes* **22**(18). doi:10.1002/hyp.6989
- Haida, S., Fora, A. A., Probst, J.-L. & Snoussi, M. (1999) Hydrologie et fluctuations hydroclimatiques dans le bassin versant du Sebou entre 1940 et 1994. *Sci. Chang. PlanétairesSécheresse* **10**(3), 221–226.
- Hallouche, B. (2007) *Cartographie des zones inondables de la plaine de Sidi Bel Abbes par l'approche hydrogéomorphologique*. Mémoire de Magister université de Sidi Bel Abbes Djilali Liabes.
- Hargreaves, G. H. (1975) Moisture availability and crop production. *Trans. ASAE* **18**(5), 980–984.
- Hingray, B., Picouet, C. & Musy, A. (2009) *Hydrologie: Une science pour l'ingénieur*, Vol. 21. PPUR presses polytechniques.
- Horton, R. E. (1945) Erosional development of streams and their drainage basins; hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geol. Soc. Am. Bull.* **56**(3), 275–370.

## Références bibliographiques

---

- Hosking, J. R., Wallis, J. R. & Wood, E. F. (1985) Estimation of the generalized extreme-value distribution by the method of probability-weighted moments. *Technometrics* **27**(3), 251–261.
- Hubert, P. (2000) The segmentation procedure as a tool for discrete modeling of hydrometeorological regimes. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* **14**(4), 297–304.
- Hubert, Pierre, Carbonnel, J. P. & Chaouche, A. (1989) Segmentation des séries hydrométéorologiques—application à des séries de précipitations et de débits de l’Afrique de l’ouest. *J. Hydrol.* **110**(3–4), 349–367.
- Jansson, P., Hock, R. & Schneider, T. (2003) The concept of glacier storage: a review. *J. Hydrol.* **282**(1–4), 116–129.
- Javelle, P. (2001) *Caractérisation du régime des crues: le modèle débit-durée-fréquence convergent; approche locale et régionale* (PhD Thesis). Grenoble INPG.
- Javelle, P., Ouarda, T. B., Lang, M., Bobée, B., Galéa, G. & Grésillon, J.-M. (2002) Development of regional flood-duration–frequency curves based on the index-flood method. *J. Hydrol.* **258**(1–4), 249–259.
- Jean-Jose, F (1991) *Mise au point d’un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier*. Strasbourg 1.
- Jordan-Meille, L., Dorioz, J.-M. & Wang, D. (1998) Analysis of the export of diffuse phosphorus from a small rural watershed. *Agronomie* **18**(1), 5–26.
- Kabouya, M. (1990) Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. *Univ. Paris-Sud Paris Fr.*
- Kabouya, M. & Michel, C. (1991) Monthly water resources assessment, application to a semi-arid country. *Rev. Sci. Eaujournal Water Sci.* **4**(4), 569–587.
- Ketrouci, K., Meddi, M., Matari, A. & El Mahi, A. (2004) La sécheresse dans le Nord Ouest algérien sur les deux dernières décennies. *Actes Colloq. Terre Eau*, 440–443.
- Khaldi, A. (2005) *Impacts de la sécheresse sur le régime des écoulements souterrains dans les massifs calcaires de l’Ouest Algérien’ Monts de Tlemcen-Saida*. Université de Tlemcen.
- Kieffer Weisse, A. (1998) *Étude des précipitations exceptionnelles de pas de temps court en relief accidenté (Alpes françaises): méthode de cartographie des précipitations extrêmes: relations avec le contexte topographique: utilisation de l’information au pas de temps de la journée* (PhD Thesis). Grenoble INPG.
- Kingumbi, A., Bergaoui, Z., Bourges, J., Hubert, P. & Kallel, R. (2001) Étude de l’évolution des séries pluviométriques en Tunisie centrale. Séminaire International sur l’hydrologie des régions méditerranéennes (Montpellier). PHI–V/DTH, 51. Paris.
- Kirpich, Z. (1940) Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civ. Eng.* **10**(6), 362.
- Kite, G. & Kouwen, N. (1992) Watershed modeling using land classifications. *Water Resour. Res.* **28**(12), 3193–3200.
- Knisel, W. G. (1980) CREAMS: a field scale model for Chemicals, Runoff, and Erosion from Agricultural Management Systems [USA]. *U. S. Dept Agric. Conserv. Res. Rep. USA*.

## Références bibliographiques

---

- Koffi, Y. B. (2007) *Etude du calage, de la validation et des performances des réseaux de neurones formels à partir des données hydro-climatiques du bassin versant du Bandama blanc en Côte d'Ivoire* (178). These Doc University de Cocody Abidjan.
- Kokkonen, T. S. & Jakeman, A. J. (2001) A comparison of metric and conceptual approaches in rainfall-runoff modeling and its implications. *Water Resour. Res.* **37**(9), 2345–2352.
- Krysanova, V, Bronstert, A. & Müller-Wohlfeil, D.-I. (1999) Modelling river discharge for large drainage basins: from lumped to distributed approach. *Hydrol. Sci. J.* **44**(2), 313–331.
- Krysanova, Valentina, Müller-Wohlfeil, D.-I. & Becker, A. (1998) Development and test of a spatially distributed hydrological/water quality model for mesoscale watersheds. *Ecol. Model.* **106**(2–3), 261–289.
- Laborde, J. (1993) *Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500000*. Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, projet PNUD/ALG/88/021, une carte avec notice explicative.
- Laborde, J. (2007) *Éléments d'hydrologie de surface*. Polytech'Nice-Sofia Antipolis. Ecole d'ingénieurs.
- Lamb, P. (1982) J. 1982. 'Persistence of sub-Saharan drought'. *Nature* **299**(5878), 46–8.
- Lang, M. (1995) *Les chroniques en hydrologie. Modélisation comparée par un système de gestion de bases de données relationnel et orienté-objet. Traitements de base et intervalles de confiance des quantiles de crues. Techniques d'échantillonnage par la méthode du renouvellement* (PhD Thesis). Grenoble 1.
- Lang, M., Cœur, D., Lallement, C. & Naulet, R. (1998) Valorisation de l'information historique pour la prédétermination du risque d'inondation: application au bassin du Guiers. *Ingénieries-EAT* (16), p-3.
- Lang, M. & Lavabre, J. (2007) *Estimation de la crue centennale pour les plans de prévention des risques d'inondations*. Editions Quae.
- Laurent, F & Rossignol, J. (2004) Sensibilité d'un modèle agro-hydrologique à la cartographie des sols: test d'une méthode basée sur l'indice topographique et la lithologie. *Étude Gest. Sols* **11**(3), 199–217.
- Laurent, François & Ruelland, D. (2010) Modélisation à base physique de la variabilité hydroclimatique à l'échelle d'un grand bassin versant tropical. *Glob. Change Facing Risks Threats Water Resour.*, 474–484.
- Laurent, François, Ruelland, D. & Chapdelaine, M. (2007) Simulation de l'effet de changements de pratiques agricoles sur la qualité des eaux avec le modèle SWAT. *Rev. Sci. EauJournal Water Sci.* **20**(4), 395–408.
- Lavabre, J., Fouchier, C., Folton, N. & Gregoris, Y. (2003) SHYREG: une méthode pour l'estimation régionale des débits de crue. Application aux régions méditerranéennes françaises. *Ingénieries* 97–111.
- Le Bouar, Y., Loiseau, A., Finel, A. & Ducastelle, F. (2000) Wetting behavior in the Co-Pt system. *Phys. Rev. B* **61**(5), 3317.

## Références bibliographiques

---

- Lecarpentier, C. (1975) L'évapotranspiration potentielle et ses implications géographiques (suite). *Ann. Géographie*, 385–414. JSTOR.
- Lee, A. F. & Heghinian, S. M. (1977) A Shift Of The Mean Level In A Sequence Of Independent Normal Random Variables—A Bayesian Approach—. *Technometrics* **19**(4), 503–506.
- Leonard, R., Knisel, W. & Still, D. (1987) GLEAMS: Groundwater loading effects of agricultural management systems. *Trans. ASAE* **30**(5), 1403–1418.
- Lespinas, F. (2008) Impacts du changement climatique sur l'hydrologie des fleuves côtiers en région Languedoc-Roussillon (PhD Thesis). Perpignan.
- Liu, Z., Martina, M. L. & Todini, E. (2005) Flood forecasting using a fully distributed model: application of the TOPKAPI model to the Upper Xixian Catchment. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* **9**(4), 347–364.
- Loehle, C. (2014) A minimal model for estimating climate sensitivity. *Ecol. Model.* **276**, 80–84.
- Loehle, C. & Scafetta, N. (2012) Climate change attribution using empirical decomposition of climatic data. ArXiv Prepr. ArXiv12065845.
- Loumagne, C. (1988) *Prise en compte d'un indice de l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit*. Paris 11.
- Lubès, H., Masson, J., Servat, E., Paturel, J., Kouame, B. & Boyer, J. (1994) Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par applications de tests statistiques. *Etude Bibliogr. Programme ICCARE Rapp.* **3**.
- Lubes-Niel, H., Masson, J., Paturel, J.-E. & Servat, E. (1998) Variabilité climatique et statistiques. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. *Rev. Sci. EauJournal Water Sci.* **11**(3), 383–408.
- Madsen, H. (2000) Automatic calibration of a conceptual rainfall–runoff model using multiple objectives. *J. Hydrol.* **235**(3–4), 276–288.
- Mahé, G. & Olivry, J.-C. (1995) Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l'Ouest et centrale de 1951 à 1989. *Sci. Chang. PlanétairesSécheresse* **6**(1), 109–117.
- Maidment, D. (1992) Grid-based Computation of Runoff: A Preliminary Assessment, Hydrologic Engineering Center. *US Army Corps Eng. Davis CA Contract DACW05-92-P-1983*.
- Makhlouf, Z. (1994) *Compléments sur le modèle pluie-débit GR 4 J et essai d'estimation de ses paramètres*.
- Maljean-Dubois, S. & Wemaëre, M. (2010) La diplomatie climatique. Les enjeux d'un régime international du climat. Pedone.
- Manguerra, H. & Engel, B. (1998) Hydrologic parameterization of watersheds for runoff prediction using SWAT. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* **34**(5), 1149–1162.
- Marchandise, A. (2007) Modélisation hydrologique distribuée sur le Gardon d'Anduze; étude comparative de différents modèles pluie-débit, extrapolation de la normale à l'extrême et tests d'hypothèses sur les processus hydrologiques. *Univ. Montp. II Montp.*

## Références bibliographiques

---

- Margoum, M. (1992) *Estimation des crues rares et extrêmes: le modèle AGREGEE. Conception et premières validations* (PhD Thesis). Paris, ENMP.
- Margoum, M., Oberlin, G., Lang, M. & Weingartner, R. (1994) Estimation des crues rares et extrêmes: principes du modèle AGREGEE. *Hydrol. Cont.* **9**(1), 85–100.
- Mathevet, T. (2005) *Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants* (PhD Thesis). Thèse de Doctorat, à l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts.
- Mathevet, T. (2005) Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants.
- McCarthy, F. D. (1938) *Comparison of the Prehistory of Australia, with that of Indochina, the Malay Peninsula, and the Netherlands East Indies.*
- McDonald, M. G. & Harbaugh, A. W. (1988) *A modular three-dimensional finite-difference ground-water flow model*, Vol. 6. US Geological Survey Reston, VA.
- Mchirgui, R. (2000) Incertitudes des modèles pluie-débit. *Diplôme Etudes Approfondies Mém. DEA ENIT Tunis.*
- McKee, T. B., Doesken, N. J., Kleist, J. & others. (1993) The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Proc. 8th Conf. Appl. Climatol.*, Vol. 17, 179–183. American Meteorological Society Boston, MA.
- Medane, K. (2012) *Hydrologie et modélisation Pluie-Débit: Cas du bassin versant de l'Oued Boumessaoud (TAFNA NW-ALGERIEN)*. Tlemcen.
- Meddi, M. & Hubert, P. (2003) Impact de la modification du régime pluviométrique sur les ressources en eau du Nord-Ouest de l'Algérie. *IAHS Publ.* 229–235.
- Meddi, M., Talia, A. & Martin, C. (2009) Évolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (Nord-Ouest de l'Algérie). *Physio-Géo Géographie Phys. Environ.* (Volume 3), 61–84.
- Megherfi, K. (2010) *Contribution a la protection des villes contre les inondations cas de la ville de Sidi Bel Abbès*. Mémoire de Magister, Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene Alger.
- Merabet, A. (2008) *Etude de la protection de la ville de Sidi-Bel-Abbes contre les inondations*. Mémoire de Magister, Université Djillali Liabes Sidi-Bel-Abbes.
- Meunier, M. (1991) *Éléments d'hydraulique torrentielle*. Antony; Dicova, CEMAGREF.
- Michaud, J. & Sorooshian, S. (1994) Comparison of simple versus complex distributed runoff models on a midsized semiarid watershed. *Water Resour. Res.* **30**(3), 593–605.
- Michel, C. (1983) Que peut-on faire en hydrologie avec modèle conceptuel à un seul paramètre? *Houille Blanche* (1), 39–44.
- Mokadmi, S. (2012) *Etude hydrologique et modélisation du transport solide en suspension dans le sous bassin versant de l'oued Mekerra*. USTO.

## Références bibliographiques

---

- Mokssit, A. & El Khatri, S. (1996) La sécheresse dans le climat marocain. *Atelier Sur Prév. Gest. Situat. Sécher. Dans Pays Maghreb» Casablanca Maroc* 24–28.
- Moore, R. (2007) The PDM rainfall-runoff model. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* **11**(1), 483–499.
- Morin, G. (1991) Le modèle hydrologique CEQUEAU: exemples d'application. *Util. Ration. L'eau Petits Bassins Versants En Zone Aride John Libbey Eurotext AUPELF-UREE Eds* 23–39.
- Morin, G. (1998) *extrait du livre : ' Hydrologie générale ' 2°*, José Llamas.
- Mouelhi, S. (2003) *Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier*. Paris, ENGREF.
- Mouelhi, S., Michel, C., Perrin, C. & Andréassian, V. (2006) Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *J. Hydrol.* **318**(1–4), 200–214.
- Nalbantis, I. (1995) Use of multiple-time-step information in rainfall-runoff modelling. *J. Hydrol.* **165**(1–4), 135–159.
- Nash, J. E. & Sutcliffe, J. V. (1970) River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *J. Hydrol.* **10**(3), 282–290.
- Nassopoulos, H. (2012) Les impacts du changement climatique sur les ressources en eaux en Méditerranée (PhD Thesis). Université Paris-Est.
- Naulet, R., Lang, M., Ouarda, T. B., Coeur, D., Bobée, B., Recking, A. & Moussay, D. (2005) Flood frequency analysis on the Ardèche river using French documentary sources from the last two centuries. *J. Hydrol.* **313**(1–2), 58–78.
- Neitsch, S., Arnold, J., Kiniry, J. & Williams, J. (2001) Soil Water Assesment Tool—User Manual—Version 2000. Agriculture Research Service, Grassland. *Soil Water Res. Laboratory Temple TX*.
- Neitsch, S., Arnold, J., Kiniry, J., Williams, J. & King, K. (2002) Soil and Water Assessment Tool: Technical Documentation, Version 2000. Grassland. *Soil Water Res. Lab. Agric. Res. Serv.* **808**.
- Niang, A., Ozer, A. & Ozer, P. (2008) Fifty years of landscape evolution in Southwestern Mauritania by means of aerial photos. *J. Arid Environ.* **72**(2), 97–107.
- Nouaceur, Z., Laignel, B. & Turki, I. (2013) Changements climatiques au Maghreb: vers des conditions plus humides et plus chaudes sur le littoral algérien? *Physio-Géo Géographie Phys. Environ.* (Volume 7), 307–323.
- Oreskes, N., Shrader-Frechette, K. & Belitz, K. (1994) Verification, validation, and confirmation of numerical models in the earth sciences. *Science* **263**(5147), 641–646.
- Otmane, A. (2015) *Prédétermination des valeurs de pluies et crues extrêmes dans le bassin versant de l'Oued Mekerra*. Université d'Oran 2, Algérie, Oran.
- Otmane, A., Baba-Hamed, K., Bouanani, A. & Kebir, L. (2018a) Mise en évidence de la sécheresse par l'étude de la variabilité climatique dans le bassin versant de l'oued Mekerra (Nord-Ouest algérien). *Tech. Sci. Méthodes* (9), 23–37.

## Références bibliographiques

---

- Otmane, A., Baba-Hamed, K., Bouanani, A. & Safa, A. (2017) Prédétermination des valeurs de crues extrêmes et contribution de la plaine de Sidi Bel-Abbès dans le bilan hydrologique du bassin versant de l'oued Mekerra. *Tech. Sci. Méthodes* (7–8), 27–48.
- Otmane, A, Baba-Hammed, K. & Safa, A. (2016) Modélisation Pluie-Débit à l'aide d'un modèle conceptuel global: Application au bassin d'Oued Mekerra (NW Algérien), 16–20. Presented at the 3ième Journées sur la Géologie algérienne, Oran.
- Otmane, A, Baba-Hamed, K., Bouanani, A., Kebir, L. W. & Ghabi, M. (2018b) Impact de la sécheresse sur la rétention hydrique à travers les sous bassins de l'oued Mekerra (Macta, NW-Algérie). 3 conférence internationale 'Recherches et actions au service des fleuves et grandes rivières'. Retrieved from <http://www.graie.org/ISRivers/docs/papers/2018/2P204-049OTM.pdf>
- Ouarda, T., Rasmussen, P., Bobée, B. & Bernier, J. (1998) Utilisation de l'information historique en analyse hydrologique fréquentielle. *Rev. Sci. EauJournal Water Sci.* **11**, 41–49.
- Oudin, L. (2004) *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global* (PhD Thesis). ENGREF (AgroParisTech).
- Oudin, L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F. & Loumagne, C. (2005) Which potential evapotranspiration input for a lumped rainfall-runoff model?: Part 2—Towards a simple and efficient potential evapotranspiration model for rainfall-runoff modelling. *J. Hydrol.* **303**(1–4), 290–306.
- Oufella, O. & Touaibia, B. (2005) Contribution à la cartographie des zones vulnirables aux inondations: Application de la méthode «INONDABILITE» Cas de la ville de Sidi-Bel-Abbes. *J. Eau Environ.* **4**(6), 56–63.
- Paquet, E. & Laval, M.-T. (2006) Retour d'expérience et perspectives d'exploitation des Nivomètres à Rayonnement Cosmique d'EDF. *Houille Blanche* (2), 113–119.
- Pardé, M. (1957) Un grand traité nouveau d'hydrologie et d'hydrométrie: *Ann. Géographie*, Vol. 66, 436–442. JSTOR.
- Paturel, J., Servat, E., Delattre, M. & Lubès-Niel, H. (1998) Analyse de séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne dans un contexte de variabilité climatique. *Hydrol. Sci. J.* **43**(6), 937–946.
- Payrastre, O. R. (2005) *Faisabilité et utilité du recueil de données historiques pour l'étude des crues extrêmes de petits cours d'eau: étude du cas de quatre bassins versants affluents de l'Aude* (PhD Thesis). École nationale des ponts et chaussées (France).
- Payraudeau, S. (2002) *Modélisation distribuée des flux d'azote sur des petits bassins versants méditerranéens*. ENGREF (AgroParisTech).
- Perrin, C. (2000) *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit* (PhD Thesis). Institut National Polytechnique de Grenoble-INPG.
- Perrin, C. (2002) Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative **6/7**, 84–91.
- Perrin, C., Michel, C. & Andréassian, V. (2003) Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *J. Hydrol.* **279**(1–4), 275–289.

## Références bibliographiques

---

- Pettitt, A. (1979) A non-parametric approach to the change-point problem. *Appl. Stat.* 126–135.
- PNUE, PAM, CAR/ASP (2010). Impact des changements climatiques sur la biodiversité marine et côtière en mer méditerranée. Etat actuel des connaissances, 27. Tunis.
- Priestley, C. & Taylor, R. (1972) On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Mon. Weather Rev.* **100**(2), 81–92.
- Qin, D., Chen, Z., Averyt, K., Miller, H., Solomon, S., Manning, M., Marquis, M., et al. (2007) IPCC, 2007: Summary for Policymakers.
- Refsgaard, J. C. (1997) Parameterisation, calibration and validation of distributed hydrological models. *J. Hydrol.* **198**(1–4), 69–97.
- Refsgaard, J. C. & Knudsen, J. (1996) Operational validation and intercomparison of different types of hydrological models. *Water Resour. Res.* **32**(7), 2189–2202.
- Refsgaard, J. C., Storm, B. & Refsgaard, A. (1995) Recent developments of the Systeme Hydrologique Europeen (SHE) towards the MIKE SHE. *IAHS Publ.-Ser. Proc. Rep.-Intern Assoc Hydrol. Sci.* **231**, 427.
- Remenieras, G. (1972) L'Hydrologie de l'Ingénieur: Eyrolles. *Paris 413 Pp.*
- Renaud, J. & Poulenard, J. (2004) Mise en place du modèle agri-environnemental SWAT sur le bassin versant du Mercube (Haute-Savoie): Vers une modélisation des transferts de phosphore. *Rapp. Master SIG Univ. Jean Monnet St.-Etienne 75p.*
- Ribatet, M., Sauquet, E., Grésillon, J.-M. & Ouarda, T. B. (2007) A regional Bayesian POT model for flood frequency analysis. *Stoch. Environ. Res. Risk Assess.* **21**(4), 327–339.
- Rijtema, P. & Wassink, H. (1969) *L'eau Dans la Zone Non Saturée*, Vol. 2. IASH/AIHS.
- Roche, M. (1964) Point de vue sur le problème de l'abattement des pluies. *Int. Assoc. Sci. Hydrol.* **5**, 266.
- Ruelland, D., Laurent, F. & Trebouet, A. (2004) Spatialisation des successions culturales à partir d'image HRV de SPOT pour une intégration dans un modèle agro-hydrologique. *Téledétection* **4**(3), 231–250.
- Saleh, A., Arnold, J., Gassman, P. W. al, Hauck, L., Rosenthal, W., Williams, J. & McFarland, A. (2000) Application of SWAT for the upper North Bosque River watershed. *Trans. ASAE* **43**(5), 1077–1087.
- Scafetta, N. (2012) Testing an astronomically based decadal-scale empirical harmonic climate model versus the IPCC (2007) general circulation climate models. *J. Atmospheric Sol.-Terr. Phys.* **80**, 124–137.
- Scholten, J., Fietzke, J., Vogler, S., Loeff, M. R. van der, Mangini, A., Koeve, W., Waniek, J., et al. (2001) Trapping efficiencies of sediment traps from the deep Eastern North Atlantic:: The 230Th calibration. *Deep Sea Res. Part II Top. Stud. Oceanogr.* **48**(10), 2383–2408.
- Seltzer, P. (1946) Le climat de l'Algérie, travaux de l'Institut de météorologie et de physique du globe de l'Algérie. *Alger Algeria.*

## Références bibliographiques

---

- Servat, E., Paturel, J., Lubes-Niel, H., Kouamé, B., Masson, J., Travaglio, M. & Marieu, B. (1999) De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne. *Rev. Sci. Eau/Journal Water Sci.* **12**(2), 363–387.
- Sheffer, N. A., Rico, M., Enzel, Y., Benito, G. & Grodek, T. (2008) The palaeoflood record of the Gardon river, France: a comparison with the extreme 2002 flood event. *Geomorphology* **98**(1–2), 71–83.
- Simonneaux, V., Hanich, L., Boulet, G. & Thomas, S. (2008) Modelling runoff in the Rheraya Catchment (High Atlas, Morocco) using the simple daily model GR4J. Trends over the last decades. *13th IWRA World Water Congr. Montp. Fr.*
- Singh, V. P. & Woolhiser, D. A. (2002) Mathematical modeling of watershed hydrology. *J. Hydrol. Eng.* **7**(4), 270–292.
- Sircoulon, J. (1976) Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale: comparaison avec les sécheresses '1913' et '1940'. *Cah. ORSTOM Sér. Hydrol.* **13**(2), 75–174.
- Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Averyt, K. & Marquis, M. (2007) Climate change 2007-the physical science basis: Working group I contribution to the fourth assessment report of the IPCC, Vol. 4. Cambridge university press.
- Sonmez, S., Kirilmaz, L., Yucesoy, M., Yücel, B. & Yilmaz, B. (2005) The effect of bee propolis on oral pathogens and human gingival fibroblasts. *J. Ethnopharmacol.* **102**(3), 371–376.
- Sophocleous, M. & Perkins, S. P. (2000) Methodology and application of combined watershed and ground-water models in Kansas. *J. Hydrol.* **236**(3), 185–201.
- Sorooshian, S., Duan, Q. & Gupta, V. K. (1993) Calibration of rainfall-runoff models: Application of global optimization to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model. *Water Resour. Res.* **29**(4), 1185–1194.
- Sourisseau, B. (1972) Etude hydrogéologique de la nappe de Sidi-Bel-Abbes, 95. Rapport de la direction des études de milieu et de la recherche hydraulique d'Alger.
- Sourisseau, B. (1973) Etude géologique du bassin versant de la plaine de Sidi Bel Abbes. DEMRH.
- Srinivasan, R., Ramanarayanan, T. S., Arnold, J. G. & Bednarz, S. T. (1998) Large area hydrologic modeling and assessment part II: model application. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* **34**(1), 91–101.
- Strahler, A. N. (1952) Dynamic basis of geomorphology. *Geol. Soc. Am. Bull.* **63**(9), 923–938.
- Talia, A. (2003) Evolution des régimes pluviométrique et hydrologique du Nord de l'Algérie. *Mém. Magister–Centre Univ. Mascara.*
- Talia, A. & Meddi, M. (2004) La pluvio-variabilité dans le Nord de l'Algérie. *Actes Colloq. Terre Eau*, 477–480.
- Tangara, M. (2005) *Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global* (PhD Thesis).

## Références bibliographiques

---

- Tegegne, G., Park, D. K. & Kim, Y.-O. (2017) Comparison of hydrological models for the assessment of water resources in a data-scarce region, the Upper Blue Nile River Basin. *J. Hydrol. Reg. Stud.* **14**, 49–66.
- Terfous, A., Megnounif, A. & Bouanani, A. (2001) Etude du transport solide en suspension dans l'Oued Mouilah (Nord Ouest Algérien). *Rev. Sci. Eau/Journal Water Sci.* **14**(2), 173–185.
- Thornthwaite, C. W., Mather, J. R. & others. (1957) Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance.
- Tixeront, J. (1969) Le bilan hydrologique de la Mer Noire et de la mer Méditerranée. *Int. Assoc. Sci. Hydrol. Bull.* **14**(4), 61–69.
- Todini, E. (1988) Rainfall-runoff modeling—Past, present and future. *J. Hydrol.* **100**(1–3), 341–352.
- Tolson, B. A., Asadzadeh, M., Maier, H. R. & Zecchin, A. (2009) Hybrid discrete dynamically dimensioned search (HD-DDS) algorithm for water distribution system design optimization. *Water Resour. Res.* **45**(12).
- Tolson, B. A. & Shoemaker, C. A. (2004) Watershed modeling of the Cannonsville Basin using SWAT2000: Model. Cornell Library Technical Reports and Papers.
- Tripathi, M., Panda, R. & Raghuwanshi, N. (2003) Identification and prioritisation of critical sub-watersheds for soil conservation management using the SWAT model. *Biosyst. Eng.* **85**(3), 365–379.
- Trudel, M., Doucet-Généreux, P.-L. & Leconte, R. (2017) Assessing River Low-Flow Uncertainties Related to Hydrological Model Calibration and Structure under Climate Change Conditions. *Climate* **5**(1), 19.
- Turc, L. (1954) The water balance of soils. Relation between precipitation, evaporation and flow. *Ann. Agron.*, Vol. 5, 491–569.
- Turc, L. (1955) Le bilan de l'eau des sols. *Relat. Entre Precip. L'évaporation L'écoulement*.
- Turc, L. (1961) Estimation of irrigation water requirements, potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date. *Ann Agron* **12**(1), 13–49.
- Vaché, K. B., Eilers, J. M. & Santelmann, M. V. (2002) Water quality modeling of alternative agricultural scenarios in the US Corn Belt. *JAWRA J. Am. Water Resour. Assoc.* **38**(3), 773–787.
- Vandenbergh, V., Griensven, A. van & Bauwens, W. (2002) Detection of the most optimal measuring points for water quality variables: Application to the river water quality model of the river Dender in ESWAT. *Water Sci. Technol.* **46**(3), 1–7.
- Velázquez, J. A., Troin, M. & Caya, D. (2015) Hydrological modeling of the Tropaon River in the context of climate change. *Tecnol. Cienc. Agua* **6**(5).
- Vörösmarty, C. J., Douglas, E. M., Green, P. A. & Revenga, C. (2005) Geospatial indicators of emerging water stress: an application to Africa. *AMBIO J. Hum. Environ.* **34**(3), 230–236.
- Wendling, J. (1992) *Modélisation pluie-débit: comparaison d'approches conceptuelles/physico-déterministes, globales/semi-distribuées; essai de prise en compte de la variabilité spatiale des pluies (application au bassin versant du Réal Collobrier)* (PhD Thesis).

## Références bibliographiques

---

- Williams, J. & Berndt, H. (1977) Sediment yield prediction based on watershed hydrology. *Trans. ASAE* **20**(6), 1100–1104.
- Williams, J. R. (1990) The erosion-productivity impact calculator (EPIC) model: a case history. *Phil Trans R Soc Lond B* **329**(1255), 421–428.
- Williams, J. R., Nicks, A. & Arnold, J. G. (1985) Simulator for water resources in rural basins. *J. Hydraul. Eng.* **111**(6), 970–986.
- Willmott, C. J. & Feddema, J. J. (1992) A more rational climatic moisture index. *Prof. Geogr.* **44**(1), 84–88.
- Winchell, M., Srinivasan, R., Di Luzio, M. & Arnold, J. (2007) ArcSWAT interface for SWAT 2005. *User's Guide Blackland Res. Cent. Tex. Agric. Exp. Stn. Temple.*
- Wischmeier, W. H., Smith, D. D. & others. (1978) Predicting rainfall erosion losses—a guide to conservation planning. *Predict. Rainfall Eros. Losses—Guide Conserv. Plan.*
- Wu, H., Hayes, M. J., Weiss, A. & Hu, Q. (2001) An evaluation of the Standardized Precipitation Index, the China-Z Index and the statistical Z-Score. *Int. J. Climatol.* **21**(6), 745–758.
- Xoplaki, E., González-Rouco, J., Luterbacher, J. u & Wanner, H. (2004) Wet season Mediterranean precipitation variability: influence of large-scale dynamics and trends. *Clim. Dyn.* **23**(1), 63–78.
- Zheng, C. & Wang, P. P. (1999) MT3DMS: a modular three-dimensional multispecies transport model for simulation of advection, dispersion, and chemical reactions of contaminants in groundwater systems; documentation and user's guide. Alabama Univ University.

# Annexes

## Annexe I.

Tableau 1. Répartition altimétrique du bassin versant de la Mekerra

Altitudes (m)	Superficies partielles		Superficies cumulées	
	(Km <sup>2</sup> )	(%)	(Km <sup>2</sup> )	(%)
<b>Mekerra amont</b>				
<b>1400-1500</b>	0.25	0.03	0.25	0.03
<b>1300-1400</b>	29.69	3.16	29.94	3.19
<b>1200-1300</b>	205.23	21.87	235.17	25.06
<b>1100-1200</b>	563.40	60.05	798.57	85.11
<b>1000-1100</b>	121.65	12.97	920.22	98.08
<b>&lt;1000</b>	18.06	1.92	938.40	100.00
<b>Moyenne Mekerra</b>				
<b>1600-1700</b>	0.45	0.05	0.45	0.05
<b>1500-1600</b>	2.22	0.24	2.67	0.29
<b>1400-1500</b>	9.71	1.04	12.38	1.33
<b>1300-1400</b>	28.35	3.04	40.73	4.37
<b>1200-1300</b>	93.56	10.03	134.29	14.39
<b>1100-1200</b>	184.89	19.82	319.18	34.21
<b>1000-1100</b>	189.28	20.29	508.46	54.50
<b>900-1000</b>	187.15	20.06	695.61	74.56
<b>800-900</b>	159.03	17.05	854.64	91.60
<b>700-800</b>	63.93	6.85	918.57	98.45
<b>&lt;700</b>	14.43	1.55	933.45	100.00
<b>Mekerra aval</b>				
<b>1100-1200</b>	2.77	0.16	2.77	0.16
<b>1000-1100</b>	7.27	0.42	10.04	0.58
<b>900-1000</b>	15.99	0.92	26.03	1.49
<b>800-900</b>	40.14	2.30	66.17	3.79
<b>700-800</b>	170.54	9.78	236.71	13.57
<b>600-700</b>	490.92	28.15	727.63	41.73
<b>500-600</b>	610.87	35.03	1338.5	76.76
<b>400-500</b>	372.23	21.35	1710.73	98.10
<b>317-400</b>	33.05	1.90	1744.81	100.00
<b>Mekerra</b>				
<b>1600-1700</b>	0.43	0.01	0.43	0.01
<b>1500-1600</b>	2.14	0.06	2.57	0.07
<b>1400-1500</b>	10.46	0.29	13.03	0.36
<b>1300-1400</b>	58.20	1.61	71.23	1.97
<b>1200-1300</b>	292.95	8.10	364.18	10.07
<b>1100-1200</b>	759.94	21.02	1124.12	31.09
<b>1000-1100</b>	315.45	8.72	1439.57	39.81
<b>900-1000</b>	219.51	6.07	1659.08	45.88
<b>800-900</b>	202.63	5.60	1861.71	51.49
<b>700-800</b>	233.24	6.45	2094.95	57.94
<b>600-700</b>	499.10	13.80	2594.05	71.74
<b>500-600</b>	622.77	17.22	3216.82	88.97
<b>400-500</b>	365.82	10.12	3582.64	99.08
<b>317-400</b>	33.10	0.92	3616.66	100.00

Tableau 2. Caractéristiques pédologiques du sol Rendzines AR/AC

Paramètres	Signification	Valeur	Remarque (sources)
SNAM	Nom de type de sol	<b>Rendzines AR/AC</b>	
NLAYERS	Nombre de couche dans le sol	1	Faraoun et Benabdeli (2010)
HYDGRP	Groupe hydrologique	C	<a href="http://resources.arcgis.com/fr/communities/soils/02ms0000008000000.htm">http://resources.arcgis.com/fr/communities/soils/02ms0000008000000.htm</a>
SOL_ZMX (mm)	Profondeur racinaire max du sol	75	Faraoun et Benabdeli (2010)
ANION_EXCL (%)	La porosité pour laquelle les anions sont exclus,	0,65	Faraoun et Benabdeli (2010) « Présente un bon drainage »
SOL_CRK	Volume des craquelures max du sol en fonction du volume total de sol	0,1	
TEXTURE	La texture	STV-FSL-FSL-FSL (Limono-sableuse)	Faraoun et Benabdeli (2010) Database SWAT
SOL_Z <sub>1</sub> (mm)	Profondeur de la couche	350	Faraoun et Benabdeli (2010)
SOL_BD <sub>1</sub> (g/cm <sup>3</sup> )	Densité apparente humide	1,87	Equation (IV.1)
SOL_AWC <sub>1</sub>	Disponibilité en eau de la couche,	0,2 (0,05-0,22)	Bouzidi et al., (2012)
SOL_CBN <sub>1</sub> (%)	Teneur en carbone organique	6 (2-8)	Faraoun et Benabdeli (2010) Bouzidi et al., (2012)
SOL_K <sub>1</sub> (mm/h)	Conductivité hydraulique à a saturation,	2,26	Equation (IV.2)
CLAY <sub>1</sub> (%)	Quantité d'argile contenu dans la couche	5	Diagramme USDA
SILT <sub>1</sub> (%)	Quantité limon contenu dans la couche	40	Diagramme USDA
SAND <sub>1</sub> (%)	Quantité de sable contenu dans la couche	55	Diagramme USDA
ROCK <sub>1</sub> (%)	Quantité de fragment rocheux contenu dans la couche	1,18	Diagramme USDA
SOL_ALB <sub>1</sub> (0-1)	Albédo du sol humide	0,17 (0,15-0,25)	<a href="http://fr.230ikipedia.org/wiki/albedo">http://fr.230ikipedia.org/wiki/albedo</a>
USLE_K <sub>1</sub>	Facteur d'érodibilité du sol	0,23 (0,22-0,25)	<a href="http://onlinecalc.sdsu.edu/onlineuslefactor.html">http://onlinecalc.sdsu.edu/onlineuslefactor.html</a>
SOL_EC <sub>1</sub> (ds/m)	Conductivité électrique du sol	0,32 (Inferieur à 0,6dS/m entre 0,09 et 1,16)	Faraoun et Benabdeli (2010) Bouzidi et al., (2012)

Tableau 3. Caractéristiques pédologiques du sol Brun calcaire et Foret/Maquis

SNAM	Sol Brun calcaire	Sol foret/ Maquis	Sources
NLAYERS	2	1	Faraoun et Benabdeli (2010)
HYDGRP	A Mémoire des ing Feraoun 2013	D	<a href="http://resources.arcgis.com/fr/communities/soils/02ms0000008000000.htm">http://resources.arcgis.com/fr/communities/soils/02ms0000008000000.htm</a>
SOL_ZMX (mm)	250	500	
ANION_EXCL (%)	0,71	0,69	
SOL_CRK	0,13	0,17	
TEXTURE	FSL-GRV-SL-GRV-S (Sandy-loam)	STV-L-CN-L-U (loam)	Database SWAT
SOL_Z <sub>1</sub> (mm)	300-200	550	
SOL_BD <sub>1</sub> (g/cm <sup>3</sup> )	1,87-1,83	1,84	Equation (IV.1)
SOL_AWC <sub>1</sub>	0,21 (0,05-0,22) – 0,09	0,11 (0,05-0,22)	
SOL_CBN <sub>1</sub> (%)	2,04 (2-8)-0,82	6,2 (2-8)	
SOL_K <sub>1</sub> (mm/h)	2,26-2,24	2,16	Equation (IV.2)
CLAY <sub>1</sub> (%)	11,04-23,68	20	
SILT <sub>1</sub> (%)	28,53-32,93	31	
SAND <sub>1</sub> (%)	60,42-43,39	49	
ROCK <sub>1</sub> (%)	8,27-3,14	9,21	
SOL_ALB <sub>1</sub> (0-1)	0,14 (0,05-0,15) - 0,08 sol sombre	0,09 (0,05-0,15)	<a href="http://fr.231wikipedia.org/wiki/albido">http://fr.231wikipedia.org/wiki/albido</a>
USLE_K <sub>1</sub>	0,28 (0,22-0,25) - 0,22	0,4 (0,39-0,41)	<a href="http://onlinecalc.sdsu.edu/onlineuslefactor.html">http://onlinecalc.sdsu.edu/onlineuslefactor.html</a>
SOL_EC <sub>1</sub> (ds/m)	0,41 (Inferieur à 0,6dS/m entre 0,09 et 1,16)-0,48	0,41 (Inferieur à 0,6dS/m entre 0,09 et 1,16)	Faraoun et Benabdeli (2010) Bouzidi et al., (2012)



Tableau 5. Caractéristiques pédologiques du sol Alluvial et Colluvial

SNAM	Sol Alluvial	Sol Colluvial	Sources
NLAYERS	3	1	Faraoun et Benabdeli (2010)
HYDGRP	A	A	<a href="http://resources.arcgis.com/fr/communities/soils/02ms00000008000000.htm">http://resources.arcgis.com/fr/communities/soils/02ms00000008000000.htm</a>
SOL_ZMX (mm)	412	412	
ANION_EXCL (%)	0,72	0,79	Faraoun et Benabdeli (2010)
SOL_CRK	0,21	0,28	
TEXTURE	VFSL-VFSL-VFSL (sandy-loam)	LS-LS-S (Loamy-sand)	Faraoun et Benabdeli (2010) Database SWAT
SOL_Z <sub>1</sub> (mm)	208-548-244	550	
SOL_BD <sub>1</sub> (g/cm <sup>3</sup> )	1,87-1,86-1,8	1,89	Equation (IV.1)
SOL_AWC <sub>1</sub>	0,21-0,19 - 0,2 (0,05-0,22)	0,21 (0,05-0,22)	Bouzidi et al., (2012)
SOL_CBN <sub>1</sub> (%)	3,5-4,8-4,3 (2-8)	7 (2-8)	Faraoun et Benabdeli (2010)
SOL_K <sub>1</sub> (mm/h)	2,238-2,19-2,26	2,29	Equation (IV.2)
CLAY <sub>1</sub> (%)	9,82-17,87-24,87	10	Diagramme USDA
SILT <sub>1</sub> (%)	31,56-23,56-12,67	7	Diagramme USDA
SAND <sub>1</sub> (%)	58,62-58,57-55,79	83	Diagramme USDA
ROCK <sub>1</sub> (%)	37,47-28,5-31,6	42	
SOL_ALB <sub>1</sub> (0-1)	0,18- 0,16-0,15 (0,15-0,25)	0,16 (0,15-0,25)	<a href="http://fr.233ikipedia.org/wiki/albido">http://fr.233ikipedia.org/wiki/albido</a>
USLE_K <sub>1</sub>	0,28-0,25-0,23	0,08 (0,08-0,10)	<a href="http://onlinecalc.sdsu.edu/onlineuslekfactor.html">http://onlinecalc.sdsu.edu/onlineuslekfactor.html</a>
SOL_EC <sub>1</sub> (ds/m)	0,12-0,19-0,26 (Inferieur à 0,6dS/m entre 0,09 et 1,16)	0,09 (Inferieur à 0,6dS/m entre 0,09 et 1,16)	Article FERAOUN Arti Bozidi Mohamed Ali

Tableau 6. Caractéristiques des points d'eau du réseau de Surveillance de la plaine de Sidi Bel Abbès

	N° d'ouvrage	X	Y	Z	TYPE	PROF, (m)
1	W240-0050	179.300	205.600	584.6	PUTTS	27
2	W241-0002	187.800	209.150	497.3	PIEZO	40
3	W241-0010	187.300	206.100	523.66	PIEZO	30
4	W241-0045	205.500	212.350	492.02	PIEZO	30
5	W241-0179	195.600	219.100	471.56	PUITS	32
6	W241-0068	195.600	213.650	458.11	PIEZO	50
7	W241-0199	184.800	205.400	531.55	PUITS	11
8	W242-005b	213.500	213.650	499.87	PIEZO	30
9	W242-0010	211.750	210.000	538.5	PUITS	20
10	W242-0023	222.700	214.300	613.12	PIEZO	52
11	W271-027B	175.080	199.400	593.9	PIEZO	40
12	W271-043b	171.200	194.000	658.41	PIEZO	53
13	W271-050A	164.400	192.850	632.41	PUITS	15
14	W272-0034	181.800	195.150	621.95	PIEZO	35
15	W272-039B	181.850	190.850	671.10	PUTTS	24
16	W272-0049	191.800	198.050	590.53	PIEZO	50
17	W272-0074	188.750	187.780	707.23	PUITS	14

ANRH d'Alger

Tableau 7. Niveaux statiques enregistrés pour chaque mois à travers la plaine de Sidi Bel Abbès (2010 – 2011)

N° d'ouvrage	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Aout
<b>Pluie (mm)</b>	17.4	75.1	31.2	14.5	67.8	19.5	17	64.3	51	11.9	1.5	3.9
<b>W240-0050</b>	14.96	14.85	14.37	14.28	14.20	-	-	-	-	-	-	-
<b>W241-0002</b>	18.73	18.67	18.70	18.62	18.54	18.49	18.52	18.69	18.42	18.46	18.54	18.52
<b>W241-0045</b>	9.90	9.80	10.07	9.93	9.80	9.96	10.49	9.80	10.03	10.12	10.39	10.53
<b>W-241-0179</b>	<b>21.40</b>	<b>21.60</b>	<b>21.31</b>	<b>21.19</b>	<b>21.07</b>	<b>18.10</b>	<b>21.08</b>	<b>21.23</b>	<b>20.70</b>	<b>20.83</b>	<b>23.81</b>	<b>24.02</b>
<b>W241-0068</b>	18.39	18.31	18.03	17.94	17.84	18.01	18.14	18.09	17.89	17.90	18.04	18.02
<b>W242-005b</b>	<b>34.26</b>	<b>34.20</b>	<b>29.57</b>	<b>27.98</b>	<b>27.94</b>	<b>28.12</b>	<b>34.39</b>	<b>28.35</b>	<b>28.17</b>	<b>28.58</b>	<b>28.91</b>	<b>29.78</b>
<b>W242-0010</b>	10.53	10.58	10.49	10.42	10.36	-	10.48	10.52	10.40	10.46	10.50	10.57
<b>W242-0021</b>	14.10	14.31	14.14	14.10	14.06	14.28	14.17	14.13	14.01	13.99	14.11	14.25
<b>W271-027B</b>	<b>10.92</b>	<b>10.65</b>	<b>10.66</b>	<b>10.82</b>	<b>10.99</b>	<b>11.01</b>	<b>11.30</b>	<b>11.62</b>	<b>11.63</b>	<b>12.25</b>	<b>13.25</b>	<b>14.22</b>
<b>W271-043b</b>	18.45	18.31	18.81	18.63	18.46	18.43	18.64	18.44	18.15	18.42	18.54	18.56
<b>W271-050A</b>	4.07	4.83	4.11	4.49	4.87	4.92	2.75	2.77	4.12	4.66	4.37	3.97
<b>W272-0034</b>	<b>6.84</b>	<b>7.18</b>	<b>6.94</b>	<b>7.04</b>	<b>7.14</b>	<b>7.34</b>	<b>7.61</b>	<b>7.84</b>	<b>7.81</b>	<b>7.87</b>	<b>8.01</b>	<b>8.25</b>
<b>W272-039B</b>	19.21	19.08	19.33	19.25	19.18	19.13	19.74	19.72	18.93	18.71	20.03	20.08
<b>W272-0049</b>	19.45	19.97	19.47	19.42	19.38	19.61	19.57	19.55	19.32	19.32	19.35	19.40

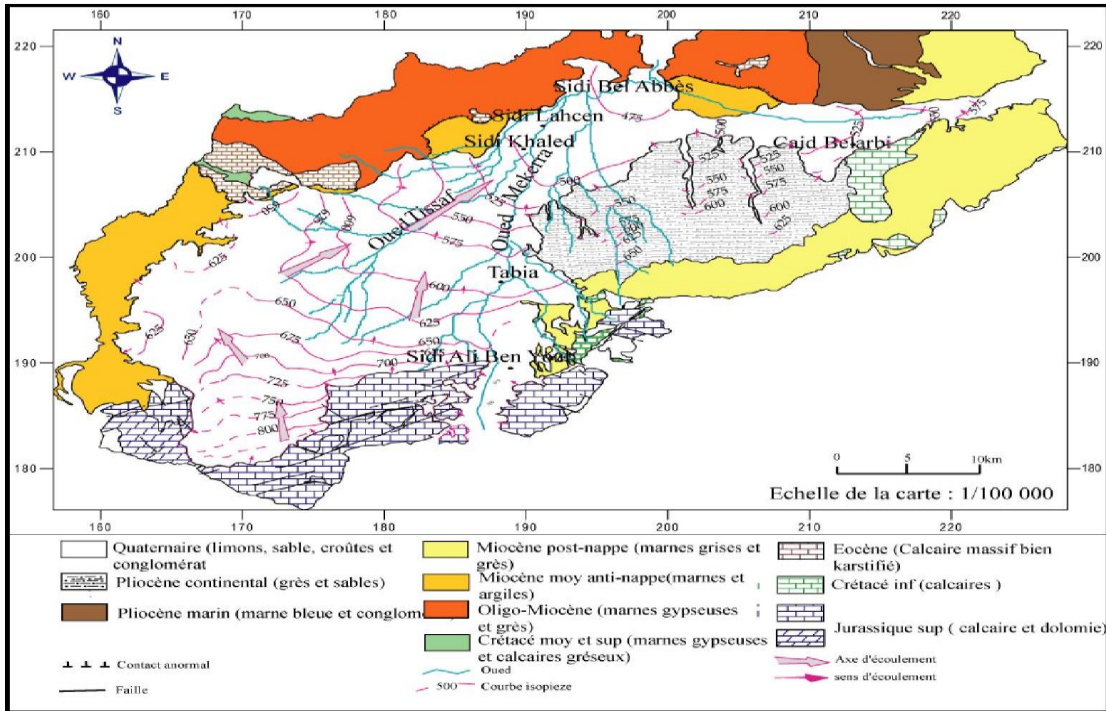


Fig. 01. -Carte piézométriques de nappe alluviale de Sidi bel Abbès (Janvier, 1971). (Carte hydrogéologique de la plaine de Sidi Bel Abbès, d'après les travaux de Sourisseau 1971)

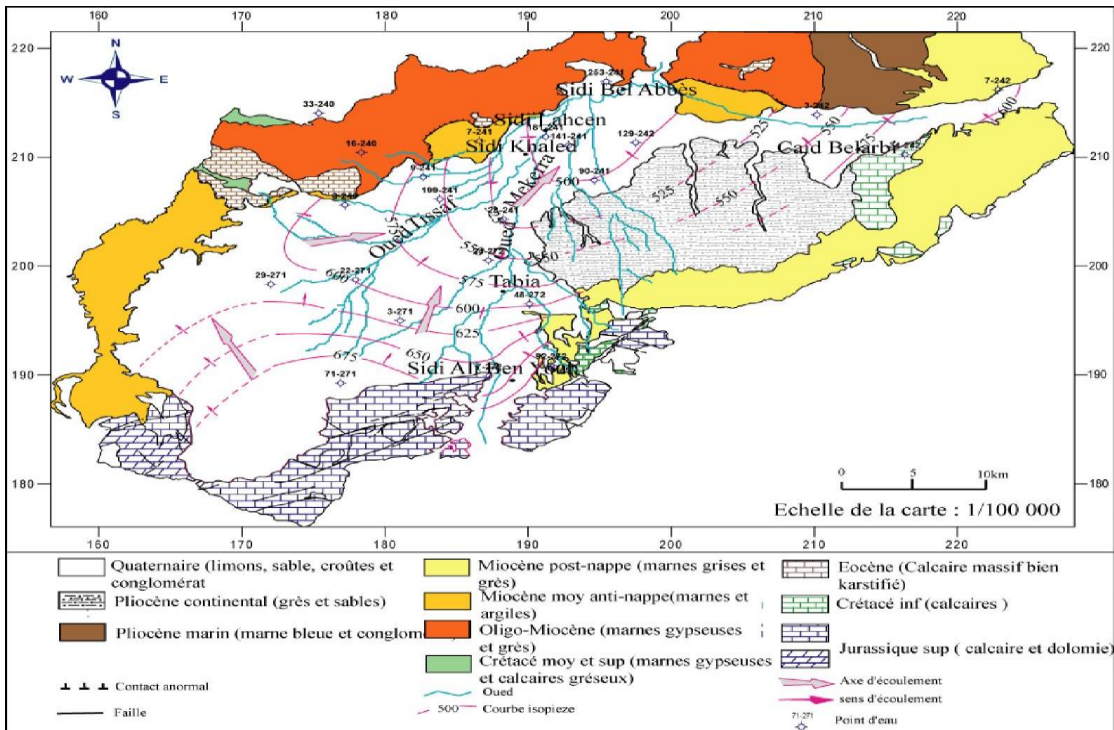


Fig. 02 : Carte piézométrique de nappe alluviale de Sidi bel Abbès (Août 1983, ANRH)

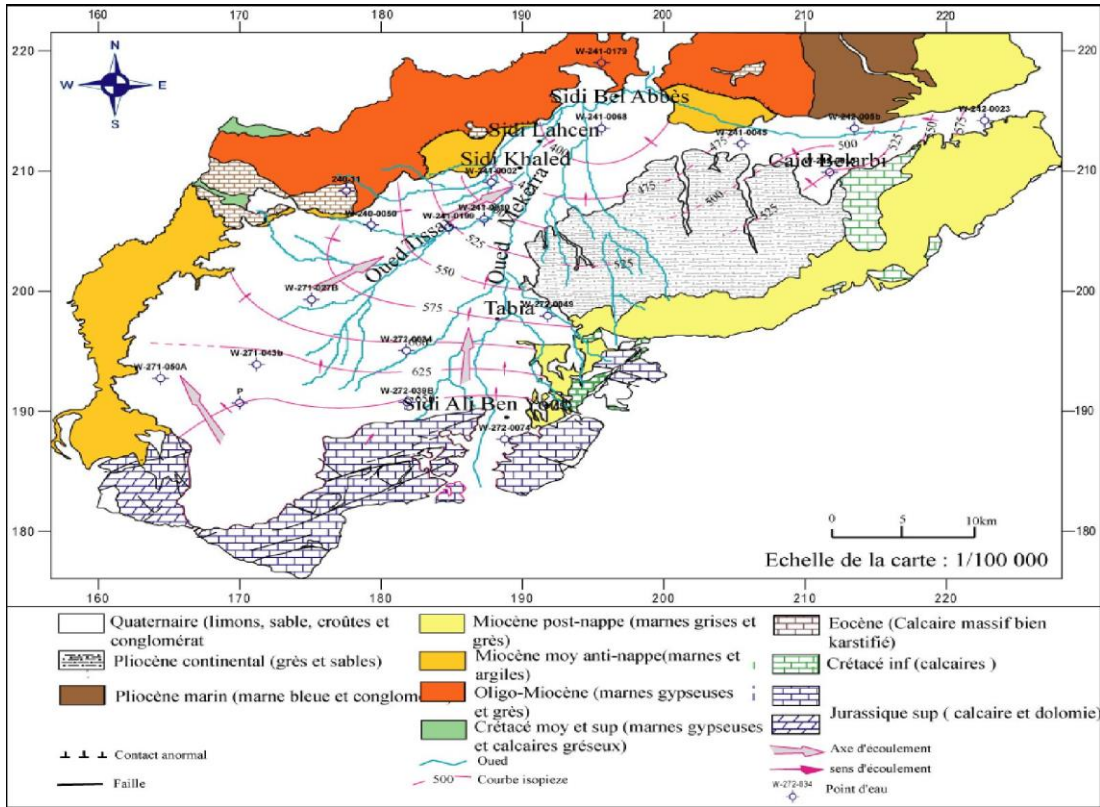


Fig. 03 : Carte piézométrique de nappe alluviale de Sidi bel Abbès (Septembre 1996 ANRH)

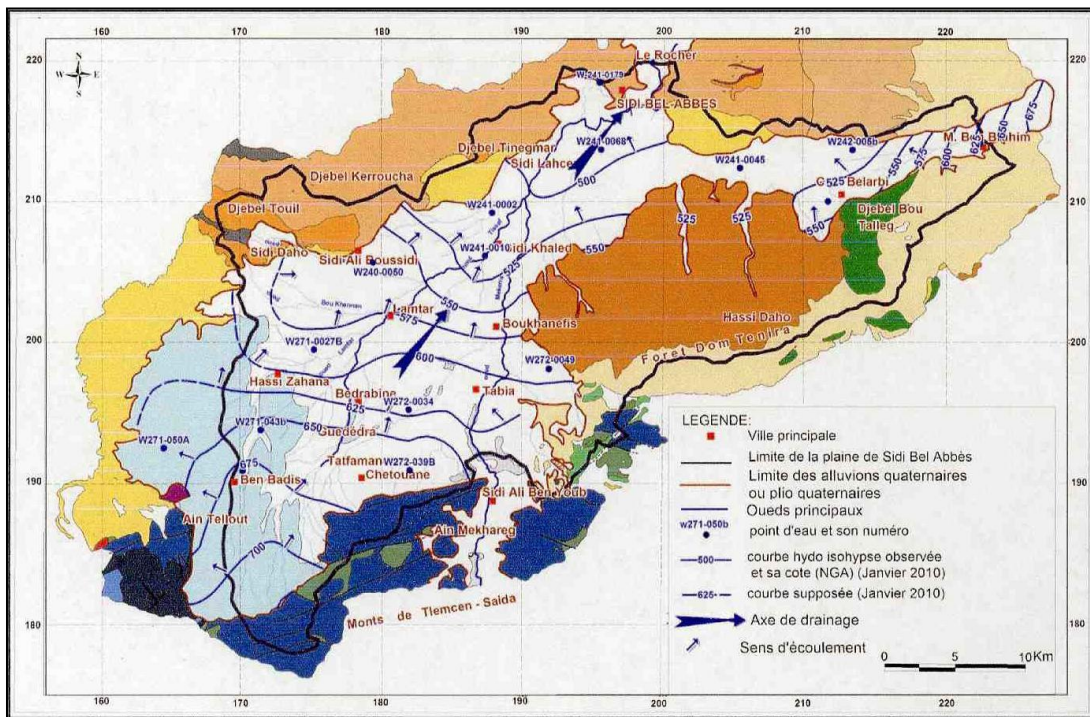


Fig.04. Carte piézométrique de la nappe alluviale de la plaine de Sidi Bel Abbès (Janvier 2010, ANRH)

**Annexe II.** Tableau 1. Résultats d'homogénéisation des données pluviométriques

	Ras El Ma	Haçaiba	Lamtar	Telagh	Chetouane	Chabrie	Taouzizine	Sidi Bel Abbès	Sidi Ali Ben Youb	Ain Trid	Merbeuh
<b>Années</b>	<b>110102</b>	<b>110203</b>	<b>110310</b>	<b>110502</b>	<b>110334</b>	<b>110507</b>	<b>110701</b>	<b>110305</b>	<b>110201</b>	<b>110314</b>	<b>160602</b>
<b>1968/69</b>	254.4	328.3	450.6	329.6	408.5	522.94	309.9	355.17	454.7	423.17	412.58
<b>1969/70</b>	386.81	414.8	504.3	422.5	457.4	679.67	291.1	429.8	429.8	524.22	454.39
<b>1970/71</b>	219.1	288	347.33	300.8	427.7	493.71	346.6	422.6	422.6	404.32	405.7
<b>1971/72</b>	581.9	482.6	538.7	439.7	488.7	613.69	408	532.3	532.3	563.15	470.49
<b>1972/73</b>	493.1	432	440.5	403.6	399.3	530	397.3	443.9	398.9	517.59	508
<b>1973/74</b>	486.6	403.4	469.5	263.1	425.7	500	357.7	462.5	389.1	537.39	585.6
<b>1974/75</b>	174.6	458.7	441.9	406	400.6	570	553.8	406.95	406.95	460.2	553.8
<b>1975/76</b>	273.24	398.9	335.78	357.6	407.8	250	476.4	326.87	333.93	472.5	605.2
<b>1976/77</b>	428.1	377.1	379.5	607.1	343.8	429.74	414	432.91	432.91	484.07	464.6
<b>1977/78</b>	230.85	262.5	317.9	282.6	287.8	281.1	273.7	280.68	280.68	354.4	461.8
<b>1978/79</b>	116.5	298.9	342.6	235.6	334.7	316.0	315.9	299.9	308.9	370.0	328.60
<b>1979/80</b>	174.5	279.6	396.6	320.4	428.6	350.6	336.2	420.2	343.9	602.8	313.40
<b>1980/81</b>	165.1	288.1	392.8	203.2	345.8	347.1	405.9	315.9	431.5	535.7	337.80
<b>1981/82</b>	140.1	205.0	226.8	170.9	246.4	223.6	322.5	211.4	277.5	229.7	313.90
<b>1982/83</b>	160.9	256.2	280.2	173.0	239.2	230.4	300.1	283.2	252.0	354.2	384.06
<b>1983/84</b>	126.9	176.8	264.0	83.7	258.1	132.1	110.6	226.8	208.9	374.8	308.20
<b>1984/85</b>	154.0	244.5	419.4	242.8	342.7	329.8	251.8	412.1	349.2	476.3	312.20
<b>1985/86</b>	151.7	193.7	317.9	177.2	340.5	328.6	252.7	344.5	385.9	510.7	440.10

## Annexes

<b>1986/87</b>	167.6	389.4	338.4	220.1	397.4	308.6	154.3	301.9	357.7	371.9	491.60
<b>1987/88</b>	134.1	110.8	170.3	164.3	238.1	205.5	121.8	219.8	236.8	374.7	252.60
<b>1988/89</b>	212.3	216.8	229.1	164.2	270.9	257.7	220.7	225.8	280.2	299.86	269.90
<b>1989/90</b>	156.4	254.4	213.2	291.5	307.5	258.0	307.1	275.4	384.5	326.8	341.40
<b>1990/91</b>	190.1	443.6	354.5	321.0	466.7	392.6	534.8	364.9	472.0	520.7	569.10
<b>1991/92</b>	240.1	355.4	298.7	200.4	352.1	312.0	458.3	229.1	381.9	302.8	362.86
<b>1992/93</b>	130.4	222.1	221.9	139.4	293.8	204.9	259.3	210.9	272.3	259.5	257.10
<b>1993/94</b>	210.6	263.0	275.4	152.9	280.6	209.9	230.3	230.9	292.9	297.5	334.40
<b>1994/95</b>	194.3	306.0	167.6	238.3	351.5	323.7	300.5	250.7	352.9	291.2	375.67
<b>1995/96</b>	365.2	468.4	446.4	453.2	471.2	357.5	336.4	443.7	444.0	496.4	442.87
<b>1996/97</b>	173.5	164.6	146.1	162.4	219.9	160.3	141.0	175.8	200.9	127.5	334.50
<b>1997/98</b>	236.2	290.4	277.7	179.9	284.0	265.1	205.9	451.6	371.0	331.6	264.60
<b>1998/99</b>	165.8	212.5	210.9	172.2	257.2	235.5	145.5	346.0	229.5	275.5	301.90
<b>1999/00</b>	140.6	170.0	121.2	85.7	240.9	182.7	148.8	234.4	242.4	281.9	364.94
<b>2000/01</b>	183.4	246.1	350.1	241.7	382.4	400.0	150.0	329.9	403.1	334.2	498.90
<b>2001/02</b>	270.6	260.9	324.9	245.8	340.4	219.6	232.3	348.4	357.0	418.81	352.40
<b>2002/03</b>	271.1	326.2	361.2	277.3	346.9	288.8	295.7	354.7	316.2	421.18	457
<b>2003/04</b>	274.4	410.1	281.3	302.8	390.4	313.1	400.8	285.0	366.3	384.81	429.6
<b>2004/05</b>	120.1	165.1	275.1	144.2	201.8	167.9	167.7	271.9	156.2	379.9	394.68
<b>2005/06</b>	216.0	340.0	339.0	250.6	333.2	275.7	315.7	340.3	284.7	408.39	406.47
<b>2006/07</b>	185.7	293.3	287.9	286.5	271.2	311.1	365.0	310.4	380.9	299.1	304.3

## Annexes

---

<b>2007/08</b>	284.3	352.0	255.0	257.0	298.3	484.1	312.6	256.5	660.2	351.1	362.8
<b>2008/09</b>	302.5	530.8	557.4	361.8	519.3	476.4	518.8	591.0	611.3	496.6	495.6
<b>Moy</b>	<b>232.8</b>	<b>306.9</b>	<b>326.1</b>	<b>261.8</b>	<b>343.9</b>	<b>335.1</b>	<b>303.6</b>	<b>333.1</b>	<b>358.4</b>	<b>433.8</b>	<b>465.3</b>
<b>Ecart</b>	<b>109.5</b>	<b>100.7</b>	<b>104.3</b>	<b>108.6</b>	<b>80.3</b>	<b>131.5</b>	<b>114.5</b>	<b>95.1</b>	<b>103.7</b>	<b>82.4</b>	<b>82.6</b>

## Annexes

Tableau 2. Débits moyens annuels, débits spécifiques, coefficient de d'hydraulicité, lame d'eau écoulée et coefficient de variation pour les stations de S. B. Abbes, S. A. Ben Youb et Haçaiba (1968/2008)

Années	S. B. Abbes					S. A. Ben Youb					Haçaiba				
	Q (m <sup>3</sup> /s)	q (l/s/km <sup>2</sup> )	Le	C <sub>v</sub>	C <sub>h</sub>	Q (m <sup>3</sup> /s)	q (l/s/km <sup>2</sup> )	Le	C <sub>v</sub>	C <sub>h</sub>	Q (m <sup>3</sup> /s)	q (l/s/km <sup>2</sup> )	Le	C <sub>v</sub>	C <sub>h</sub>
1968/1969	0.7	0.40	12.65		0.86	0.54	0.58	18.24		0.94	0.104	0.11	3.50		0.70
1969/1970	0.93	0.53	16.81		1.15	0.72	0.77	24.33		1.25	0.101	0.11	3.39		0.68
1970/1971	0.86	0.49	15.54		1.06	0.51	0.55	17.23		0.89	0.105	0.11	3.53		0.70
1971/1972	1	0.57	18.07		1.23	1.1	1.18	37.16		1.91	0.118	0.13	3.97		0.79
1972/1973	1.1	0.63	19.88		1.36	0.8	0.86	27.03		1.39	0.119	0.13	4.00		0.80
1973/1974	1.13	0.65	20.42		1.40	0.89	0.95	30.07		1.55	0.114	0.12	3.83		0.76
1974/1975	0.86	0.49	15.54		1.06	0.82	0.88	27.70		1.43	0.114	0.12	3.83		0.76
1975/1976	0.84	0.48	15.18		1.04	0.68	0.73	22.97		1.18	0.114	0.12	3.83		0.76
1976/1977	0.63	0.36	11.38		0.78	0.68	0.73	22.97		1.18	0.114	0.12	3.83		0.76
1977/1978	0.7	0.40	12.65		0.86	0.69	0.74	23.31		1.20	0.114	0.12	3.83		0.76
1978/1979	0.60	0.34	10.84		0.74	0.35	0.37	11.83		0.61	0.03	0.03	0.87		0.17
1979/1980	0.67	0.39	12.18		0.83	0.82	0.88	27.70		1.43	0.06	0.07	2.08		0.42
1980/1981	0.69	0.40	12.54		0.86	0.49	0.52	16.56		0.85	0.11	0.11	3.53		0.70
1981/1982	0.72	0.41	12.92		0.88	0.61	0.65	20.61		1.06	0.17	0.18	5.65		1.13
1982/1983	0.64	0.37	11.62		0.79	0.62	0.66	20.95		1.08	0.16	0.17	5.51		1.10
1983/1984	0.60	0.34	10.84		0.74	0.22	0.24	7.43		0.38	0.08	0.09	2.69		0.54
1984/1985	0.72	0.41	12.99		0.89	0.34	0.36	11.49		0.59	0.11	0.12	3.73		0.74
1985/1986	0.74	0.42	13.30		0.91	0.49	0.52	16.56		0.85	0.08	0.09	2.69		0.54
1986/1987	0.84	0.48	15.25		1.04	0.61	0.65	20.61		1.06	0.27	0.29	9.14		1.82
1987/1988	0.60	0.34	10.84		0.74	0.62	0.66	20.81		1.07	0.06	0.07	2.08		0.42
1988/1989	0.65	0.37	11.66		0.80	0.22	0.24	7.43		0.38	0.04	0.01	0.22		0.04
1989/1990	1.18	0.68	21.32		1.46	0.34	0.37	11.54		0.59	0.12	0.12	3.93		0.78
1990/1991	1.05	0.60	18.97		1.30	0.29	0.31	9.66		0.50	0.27	0.28	8.94		1.78
1991/1992	0.57	0.33	10.30		0.70	0.99	1.06	33.45		1.72	0.05	0.05	1.51		0.30
1992/1993	0.49	0.28	8.85		0.61	0.33	0.35	11.02		0.57	0.04	0.04	1.28		0.25
1993/1994	0.38	0.22	6.87		0.47	0.33	0.35	11.05		0.57	0.02	0.03	0.81		0.16
1994/1995	1.39	0.79	25.05		1.71	0.59	0.63	19.84		1.02	0.32	0.34	10.85		2.16

## Annexes

<b>1995/1996</b>	1.73	0.99	31.26		2.14	1.09	1.17	37.00		1.91	0.52	0.55	17.44		3.48
<b>1996/1997</b>	0.65	0.37	11.75		0.80	0.34	0.36	11.45		0.59	0.11	0.12	3.73		0.74
<b>1997/1998</b>	1.32	0.76	23.85		1.63	0.77	0.83	26.09		1.34	0.41	0.43	13.68		2.73
<b>1998/1999</b>	0.27	0.15	4.88		0.33	0.13	0.14	4.39		0.23	0.03	0.03	1.08		0.21
<b>1999/2000</b>	0.62	0.36	11.20		0.77	0.27	0.29	9.05		0.47	0.15	0.16	5.04		1.00
<b>2000/2001</b>	0.79	0.45	14.28		0.98	0.55	0.59	18.58		0.96	0.18	0.19	6.05		1.21
<b>2001/2002</b>	1.19	0.68	21.50		1.47	1.16	1.24	39.19		2.02	0.47	0.50	15.79		3.15
<b>2002/2003</b>	0.52	0.30	9.40		0.64	0.17	0.18	5.74		0.30	0.21	0.22	7.06		1.41
<b>2003/2004</b>	0.85	0.49	15.36		1.05	0.46	0.49	15.54		0.80	0.17	0.18	5.71		1.14
<b>2004/2005</b>	0.32	0.18	5.78		0.40	0.12	0.13	4.05		0.21	0.01	0.04	1.34		0.27
<b>2005/2006</b>	0.55	0.32	9.94		0.68	0.30	0.32	10.14		0.52	0.22	0.23	7.39		1.47
<b>2006/2007</b>	0.68	0.39	12.29		0.84	0.83	0.89	28.04		1.44	0.18	0.19	6.12		1.22
<b>2007/2008</b>	0.57	0.33	10.30		0.70	0.34	0.36	11.49		0.59	0.12	0.12	3.93		0.78
<b>2008/2009</b>	1.87	1.07	33.79		2.31	1.35	1.45	45.61		2.35	0.25	0.27	8.40		1.67
<b>Moyenne</b>	<b>0.81</b>	<b>0.46</b>	<b>14.64</b>		<b>1</b>	<b>0.57</b>	<b>0.61</b>	<b>19.41</b>		<b>1</b>	<b>0.15</b>	<b>0.16</b>	<b>5.02</b>		<b>1</b>
<b>Ecart type</b>	<b>0.25</b>	<b>0.19</b>	<b>6.13</b>			<b>0.24</b>	<b>0.32</b>	<b>10.14</b>			<b>0.12</b>	<b>0.12</b>	<b>3.88</b>		
<b>C<sub>v</sub></b>	<b>0.31</b>	<b>0.42</b>	<b>0.42</b>			<b>0.41</b>	<b>0.52</b>	<b>0.52</b>			<b>0.77</b>	<b>0.77</b>	<b>0.77</b>		

Q : Débit, q : Débit spécifique, C<sub>h</sub>: Coefficient d'hydraulicité, L<sub>e</sub>: lame d'eau écoulée

Tableau 3. Coefficient d'écoulement en pourcentage

Années	S. B. Abbes	S. A. Ben Youb	Haçaiba
1978/1979	5,28	14,75	0,30
1979/1980	4,21	8,00	0,76
1980/1981	5,76	3,81	1,24
1981/1982	8,99	7,37	2,79
1982/1983	5,96	8,25	2,18
1983/1984	6,98	3,53	1,54
1984/1985	4,61	3,27	1,55
1985/1986	5,67	4,26	1,41
1986/1987	7,34	5,72	2,38
1987/1988	7,20	8,78	1,91
1988/1989	7,60	2,63	0,10
1989/1990	11,31	2,97	1,57
1990/1991	7,59	2,06	2,04
1991/1992	6,57	8,70	0,43
1992/1993	6,13	4,07	0,58
1993/1994	4,34	3,78	0,31
1994/1995	14,63	5,61	3,60
1995/1996	10,29	8,24	3,78
1996/1997	9,76	5,68	2,30
1997/1998	7,71	6,96	4,78
1998/1999	2,06	1,90	0,51
1999/2000	6,98	3,74	3,01
2000/2001	6,32	4,58	2,49
2001/2002	9,01	10,90	6,14
2002/2003	3,87	1,80	2,19
2003/2004	7,87	4,21	1,41
2004/2005	3,11	2,58	0,83
2005/2006	4,27	3,54	2,21
2006/2007	5,78	7,31	2,12
2007/2008	5,87	1,73	1,13
2008/2009	8,35	7,41	1,61

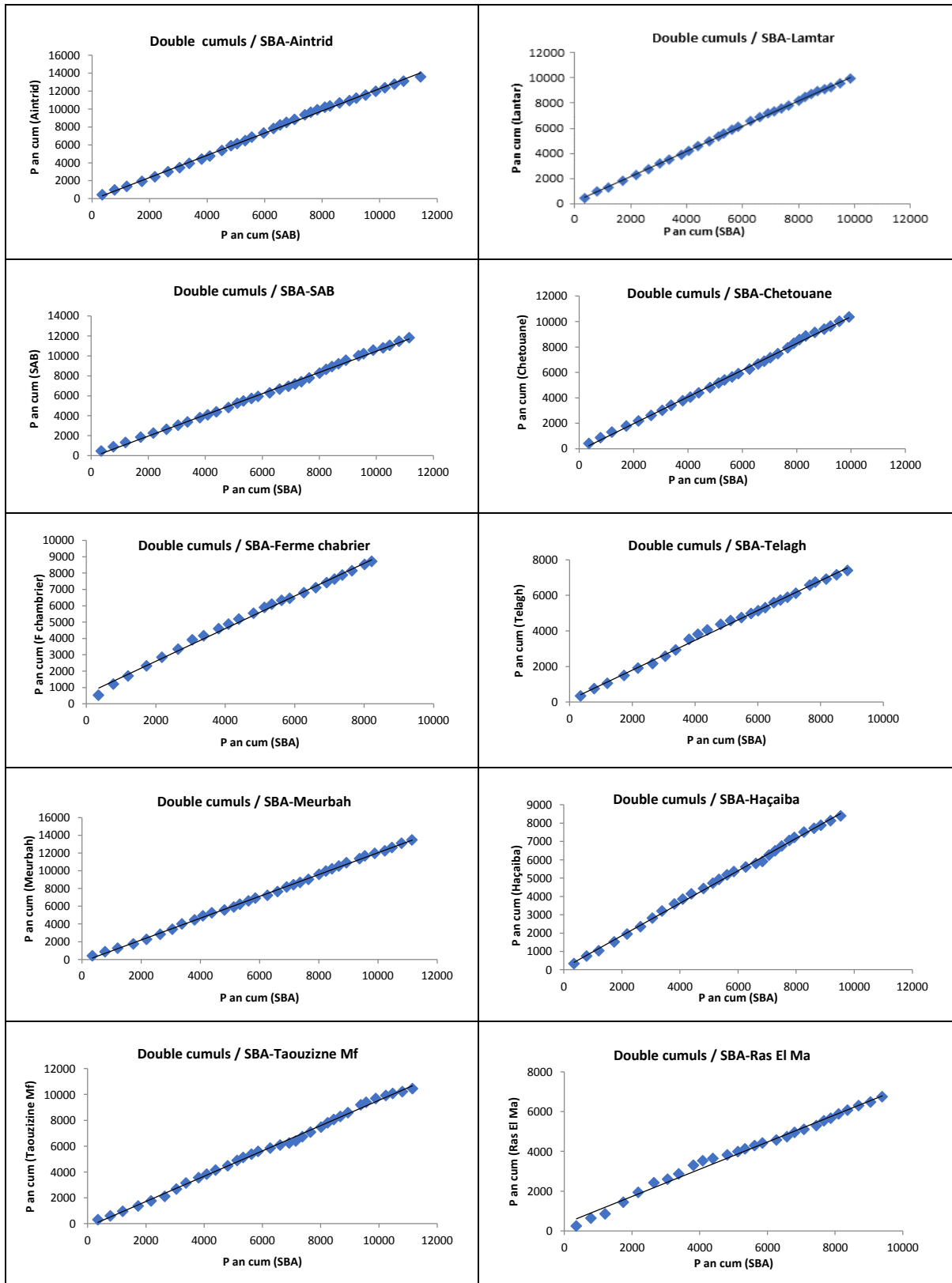
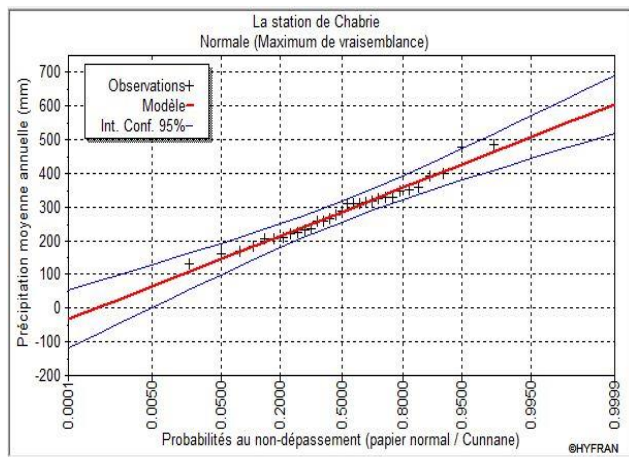
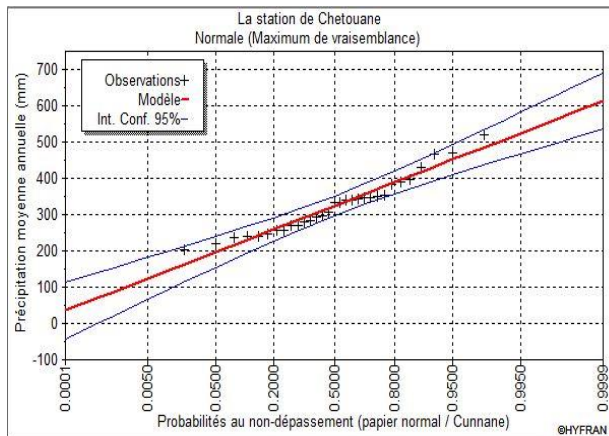
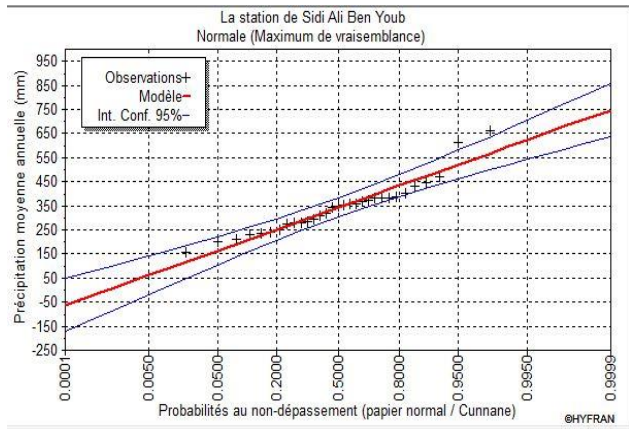
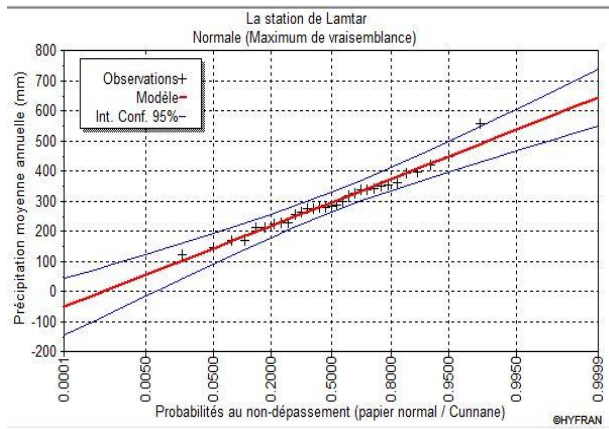
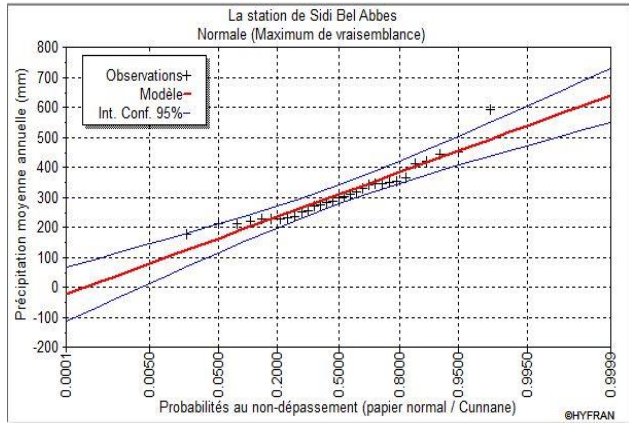
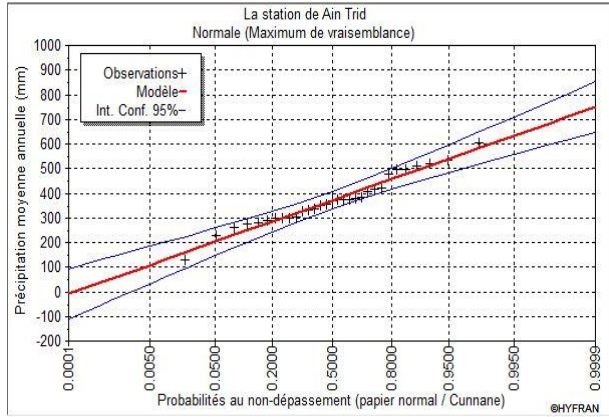


Figure 01. Courbes des doubles cumuls pour les différentes stations de la région d'étude (Les stations sont classées du nord vers le sud en allant de haut en bas)



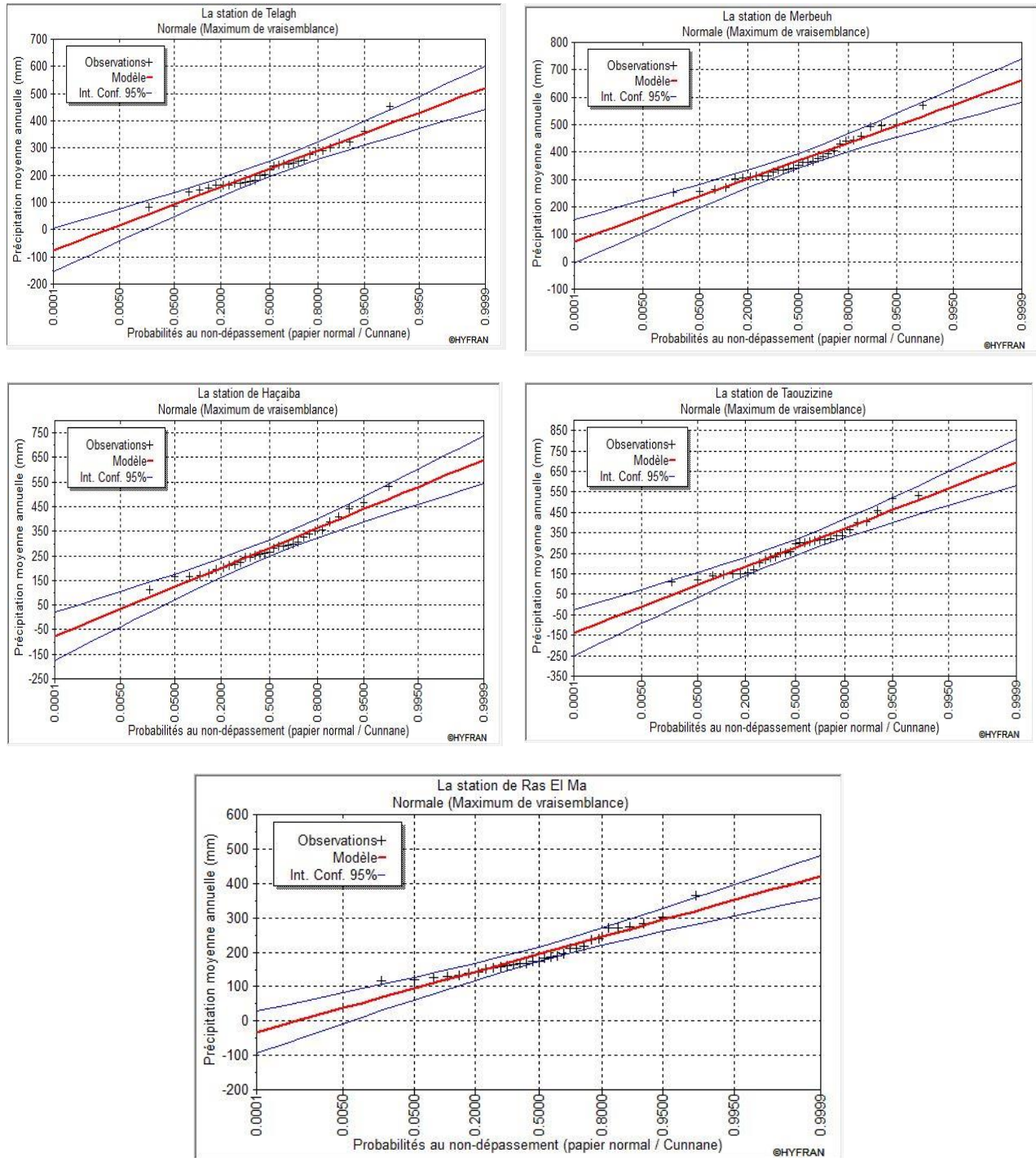


Figure 02. Ajustement des précipitations annuelles à la loi normale (Les stations sont classées du Nord vers le Sud en allant de haut vers le bas)

## Annexe III.

Tableau 1. Discretisation spatiale du bassin de l'aval Mekerra

Nom	Sous bassin	Surface (km <sup>2</sup> )	Surface (%)	Kc	N°URH	Occupation/Sol/Pente	Surface (%)
Sidi Bel Abbas	1	0.0524	0.01	1.78	1	AGRL/BRUNCALCA/0-8	70.37
					2	URHD/BRUNCALCA/8-16	9.63
					3	URHD/BRUNCALCA/0-8	20.74
Sidi Bel Abbas	2	0.1346	0.03	1.63	4	URHD/BRUNCALCA/0-8	99.99
Sidi Bel Abbas	3	8.2244	1.86	2.12	5	AGRL/BRUNCALCA/0-8	62.96
					6	URHD/BRUNCALCA/0-8	36.21
Sidi Bel Abbas	4	4.1868	0.95	2.2	7	AGRL/BRUNCALCA/0-8	37.27
					8	URHD/BRUNCALCA/0-8	63.01
Sidi Bel Abbas	5	0.0197	0	1.68	9	AGRL/BRUNCALCA/0-8	32.02
					10	URHD/BRUNCALCA/0-8	24.9
					11	SWRN/BRUNCALCA/0-8	28.46
	6	0.3005	0.07	1.76	12	AGRL/BRUNCALCA/0-8	100.74
	7	4.0919	0.92	2.15	13	AGRL/BRUNCALCA/0-8	99.91
	8	0.0113	0	2.11	14	FRSD/BRUNCALCA/0-8	53.34
15					AGRL/BRUNCALCA/0-8	47.41	
	9	0.0043	0	2.09	16	AGRL/BRUNCALCA/0-8	100.74
	10	1.4499	0.13	2.22	17	AGRL/BRUNCALCA/0-8	96.33
	11	2.6522	0.24	2.35	18	FRSD/BRUNCALCA/0-8	16.46
19					FRSD/RENDZINE/0-8	22.43	
20					AGRL/BRUNCALCA/0-8	21.62	
21					AGRL/RENDZINE/0-8	39.91	
	12	16.559	1.51	2.28	22	FRSD/BRUNCALCA/0-8	28.97
23					AGRL/BRUNCALCA/0-8	55.12	
24					AGRL/RENDZINE/0-8	16.32	
	13	3.3215	0.3	2.2	25	AGRL/BRUNCALCA/0-8	100.74
	14	90.2842	8.26	1.86	26	AGRL/BRUNCALCA/0-8	100.4
	15	50.004	4.57	2.39	27	FRSD/MAQUIS/0-8	27.73
28					FRSD/MAQUIS/8-16	11.61	
29					AGRL/BRUNCALCA/0-8	60.82	
	16	23.0701	2.11	2.41	30	AGRL/ALLUVIAL/0-8	34.87
31					AGRL/BRUNCALCA/0-8	65.77	
	17	0.1048	0.01	2.23	32	AGRL/ALLUVIAL/0-8	100.74
	18	33.1073	3.03	2.24	33	FRSD/BRUNCALCA/0-8	12.72
34					FRSD/MAQUIS/8-16	8.95	
35					FRSD/MAQUIS/0-8	23.82	
36					AGRL/BRUNCALCA/0-8	32.5	
37					AGRL/MAQUIS/0-8	22.72	
	19	0.628	0.06	2.14	38	AGRL/ALLUVIAL/0-8	100.74
	20	0.0875	0.01	2.05	39	FRSD/ALLUVIAL/0-8	46.05
40					AGRL/ALLUVIAL/0-8	54.69	
	21	23.2483	2.13	3.41	41	AGRL/BRUNCALCA/0-8	73.21
42					AGRL/MAQUIS/0-8	27.49	
	22	61.6247	5.64	2.28	43	AGRL/BRUNCALCA/0-8	99.86
	23	59.0732	5.4	2.02	44	FRSD/MAQUIS/8-16	23.98
45					FRSD/MAQUIS/0-8	42.09	
46					AGRL/BRUNCALCA/0-8	14.05	
47					AGRL/MAQUIS/0-8	15.76	
48					AGRL/MAQUIS/8-16	4.64	

## Annexes

	24	13.6641	1.25	2.59	49	AGRL/ALLUVIAL/0-8	20.23
					50	AGRL/BRUNCALCA/0-8	58.94
					51	AGRL/RENDZINE/0-8	21.42
	25	0.0511	0	2.26	52	FRST/RENDZINE/0-8	63.81
					53	AGRL/RENDZINE/0-8	36.94
	26	26.3272	2.41	2.34	54	AGRL/BRUNCALCA/0-8	100.72
	27	14.9993	1.37	3.32	55	AGRL/BRUNCALCA/0-8	100.74
Sidi Khaled	28	0.0297	0	1.61	56	AGRL/RENDZINE/0-8	100.74
	29	47.8517	4.38	2.27	57	FRSD/MAQUIS/0-8	20.97
					58	FRSD/MAQUIS/8-16	11.66
					59	AGRL/BRUNCALCA/0-8	68.02
	30	25.6406	2.35	2.43	60	AGRL/BRUNFERSSIA/0-8	68.45
					61	AGRL/HORIZCALCA/0-8	32.12
	31	82.9685	7.59	2.04	62	FRSD/BRUNCALCA/0-8	21.17
					63	FRSD/MAQUIS/8-16	7.59
					64	FRSD/MAQUIS/0-8	13.07
					65	AGRL/BRUNCALCA/0-8	58.36
	32	5.888	0.54	2.2	66	AGRL/BRUNCALCA/0-8	35.57
					67	AGRL/BRUNFERSSIA/0-8	65.18
	33	0.7452	0.07	2.51	68	AGRL/BRUNCALCA/0-8	20.41
					69	AGRL/BRUNFERSSIA/0-8	80.33
	34	6.7576	4.32	2.36	70	AGRL/BRUNCALCA/0-8	73.67
					71	AGRL/BRUNCALCA/8-16	25.18
	35	0.5784	0.05	1.88	72	AGRL/BRUNCALCA/0-8	100.74
	36	0.3961	0.04	1.81	73	AGRL/BRUNCALCA/0-8	100.74
	37	37.8846	3.47	2.45	74	AGRL/BRUNCALCA/0-8	98.19
	38	4.8811	1.1	2.37	75	AGRL/ALLUVIAL/0-8	30.83
					76	AGRL/BRUNCALCA/0-8	32.3
					77	AGRL/BRUNFERSSIA/0-8	37.36
	39	0.056	0.01	1.83	78	FRSD/BRUNCALCA/0-8	23.55
					79	AGRL/BRUNCALCA/0-8	75.71
Lamtar	40	0.1105	0.01	1.32	80	AGRL/BRUNCALCA/0-8	51.26
					81	AGRL/BRUNFERSSIA/0-8	49.49
	41	20.6612	1.89	2.29	82	AGRL/BRUNFERSSIA/0-8	67.28
					83	AGRL/HORIZCALCA/0-8	33.42
	42	0.0156	0	1.47	84	AGRL/HORIZCALCA/8-16	27.98
					85	AGRL/HORIZCALCA/0-8	72.76
	43	13.1777	0.87	2.71	86	AGRL/BRUNCALCA/0-8	78.78
					87	AGRL/HORIZCALCA/0-8	21.96
	44	6.2626	0.57	1.83	88	AGRL/BRUNCALCA/0-8	100.74
	45	0.1081	0.01	2.63	89	WATR/BRUNCALCA/0-8	32.56
					90	AGRL/BRUNCALCA/0-8	68.18
	46	26.3091	2.41	1.75	91	AGRL/BRUNCALCA/0-8	100.67
	47	29.393	2.69	2.04	92	AGRL/BRUNCALCA/0-8	47.49
					93	AGRL/HORIZCALCA/0-8	53.2
	48	43.2823		1.89	94	FRSD/MAQUIS/16-9999	7.78
					95	FRSD/MAQUIS/8-16	14.97
					96	FRSD/MAQUIS/0-8	13.69
					97	AGRL/BRUNCALCA/0-8	39.81
					98	AGRL/MAQUIS/0-8	16.13
			3.96		99	AGRL/MAQUIS/8-16	7.68
	49	57.1165	5.22	2.86	100	AGRL/BRUNCALCA/0-8	37.71
					101	AGRL/HORIZCALCA/0-8	58.34
	50	86.1646	7.88	2.14	102	AGRL/BRUNCALCA/0-8	64.73

## Annexes

					103	AGRL/COLLUVIAL/0-8	35.99
	51	24.7799	2.27	3.28	104	AGRL/BRUNCALCA/0-8	62.24
					105	AGRL/HORIZCALCA/0-8	38.51
	52	0.0338	0	1.7	106	AGRL/BRUNCALCA/0-8	100.74
	53	35.2479	3.22	1.86	107	AGRL/HORIZCALCA/0-8	66.22
					108	AGRL/MAQUIS/0-8	21.99
					109	AGRL/MAQUIS/8-16	12.49
	54	30.6052	2.8	2.69	110	AGRL/BRUNCALCA/0-8	27.81
					111	AGRL/HORIZCALCA/0-8	70.67

Tableau 2. Signification des codes utilisés dans le tableau 1.

Occupation du sol		Type du sol		Classe de pente
Code	Signification	Code	Signification	
URHD	Tissu urbain continu	HORIZCALCA	Horizon calcaire	0 – 8 %
FRSD	Plantation forestière	BRUNCALCA	Brun calcaire	8 – 16 %
FRST	Territoire agroforestier	MAQUIS	Maquis	> 16 %
SWRN	Sols nus	BRUNFERSSIA	Brun ferssialitique	
AGRL	Systèmes culturaux parcellaires complexes	COLLUVIAL	Colluvial	
WATR	Cours et voies d'eau temporaires	RENDZINE	Rendzine	
		ALLUVIAL	Alluvial	

## Annexes

Tableau 3. Représentation spatiale des phénomènes hydrologiques par unité de réponse hydrologique

Annexe (b)										
Sous bassin	N°URH	Débit de surface (mm)	Moyen	Débit de base (mm)	Moyen	Evapotranspiration réelle (mm)	Moyen	Recharge (mm)	Matière en suspension (t/h)	Moyen
1	1	0.37	70.87	6.72	10.1233	282.93	257.4833	61.4434	0	0.8333
	2	105.99		19.88		240.38			1.98	
	3	106.25		3.77		249.14			0.52	
2	4	106.23	106.23	4.11	4.11	248.94	248.94	40.64	0.59	0.59
3	5	0.37	53.295	7.11	5.725	282.8	265.8	75.1	0	0.37
	6	106.22		4.34		248.8			0.74	
4	7	0.37	53.305	5.52	4.7	283.27	266.17	75.745	0	0.325
	8	106.24		3.88		249.07			0.65	
5	9	0	35.583	5.12	3.083	285.01	273.1233	88.1307	0	0.1333
	10	0.38		2.55		284.08			0	
	11	106.37		1.58		250.28			0.4	
6	12	0.37	0.37	5.32	5.32	283.31	283.31	110.92	0	0
7	13	0.37	0.37	6.72	6.72	282.92	282.92	109.91	0	0
8	14	0	0.19	0.67	1.54	302.09	293.105	105.085	0	0
	15	0.38		2.41		284.12			0	
9	16	0.37	0.37	6.72	6.72	282.92	282.92	109.91	0	0
10	17	0.37	0.37	5.12	5.12	283.39	283.39	111.04	0	0
11	18	0	15.8975	4.75	2.7625	300.72	290.765	90.495	0	0.155
	19	19.04		0.44		298.77			0.08	
	20	0.37		5.52		283.26			0	
	21	44.18		0.34		280.31			0.54	
12	22	0	14.85	4.94	3.5366	300.65	288.083	93.4504	0	0.22
	23	0.37		5.32		283.31			0	
	24	44.18		0.35		280.29			0.66	
13	25	0.37	0.37	6.12	6.12	283.09	283.09	110.34	0	0
14	26	0.37	0.37	6.91	6.91	282.83	282.83	109.81	0	0
15	27	46.37	30.98	0.4	2.63	287.23	285.7033	80.6067	0.89	1.1733
	28	46.2		1.17		286.87			2.63	
	29	0.37		6.32		283.01			0	
16	30	10.33	5.35	0.86	2.79	314.03	298.765	93.015	0.01	0.005
	31	0.37		4.72		283.5			0	
17	32	10.32	10.32	1.11	1.11	313.93	313.93	74.56	0.01	0.01
18	33	0	33.404	7.99	3.462	299.61	284.316	78.738	0	1.018
	34	46.21		1.15		286.87			2.38	
	35	46.37		0.4		287.22			0.86	
	36	0.37		7.51		282.65			0	

## Annexes

	37	74.07		0.26		265.23			1.85	
19	38	10.32	10.32	1.03	1.03	313.96	313.96	74.61	0.01	0.01
20	39	0.31	5.32	0.91	0.955	326.71	320.345	73.3	0	0.005
	40	10.33		1		313.98			0.01	
21	41	0.37	37.22	7.51	3.885	282.66	273.945	84.87	0	0.955
	42	74.07		0.26		265.23			1.91	
22	43	0.37	0.37	7.11	7.11	282.77	282.77	109.67	0	0
23	44	46.22	48.19	1.15	2.176	286.86	277.318	72.236	2.68	2.234
	45	46.34		0.64		287.1			0.89	
	46	0.37		7.9		282.51			0	
	47	74.07		0.28		265.2			2.14	
	48	73.95		0.91		264.92			5.46	
24	49	10.33	18.3	0.96	2.39	313.99	292.4833	86.7467	0.01	0.1333
	50	0.37		5.92		283.14			0	
	51	44.2		0.29		280.32			0.39	
25	52	13.15	28.665	0.88	0.61	298.72	289.515	81.13	0.08	0.215
	53	44.18		0.34		280.31			0.35	
26	54	0.37	0.37	6.91	6.91	282.83	282.83	109.81	0	0
27	55	0.37	0.37	6.12	6.12	283.06	283.06	110.37	0	0
28	56	44.2	44.2	0.29	0.29	280.33	280.33	75.1	0.24	0.24
29	57	46.34	30.9733	0.63	2.6366	287.12	285.68	80.6301	0.88	1.15
	58	46.21		1.16		286.87			2.57	
	59	0.37		6.12		283.05			0	
30	60	60.32	39.96	0.36	0.555	267.97	275.41	83.995	0.96	0.6
	61	19.6		0.75		282.85			0.24	
31	62	0	23.2275	8.73	4.6525	299.35	288.9475	83.0925	0	0.8525
	63	46.21		1.15		286.87			2.53	
	64	46.33		0.64		287.11			0.88	
	65	0.37		8.09		282.46			0	
32	66	0.37	30.345	6.91	3.625	282.86	275.425	90.525	0	0.29
	67	60.32		0.34		267.99			0.58	
33	68	0.37	30.345	8.29	4.31	282.43	275.21	90.055	0	0.26
	69	60.32		0.33		267.99			0.52	
34	70	0.37	0.365	8.87	20.275	282.18	278.905	100.375	0	0.005
	71	0.36		31.68		275.63			0.01	
35	72	0.37	0.37	6.91	6.91	282.84	282.84	109.8	0	0
36	73	0.37	0.37	7.51	7.51	282.67	282.67	109.37	0	0
37	74	0.37	0.37	7.9	7.9	282.5	282.5	109.15	0	0
38	75	10.32	23.6666	1.11	2.8666	313.92	288.2266	85.1602	0.01	0.26
	76	0.37		7.11		282.79			0	
	77	60.31		0.38		267.97			0.77	

## Annexes

39	78	0	0.185	8.54	8.8	299.43	290.8	100.135	0	0
	79	0.37		9.06		282.17			0	
40	80	0.37	30.345	5.92	3.15	283.12	275.54	90.885	0	0.28
	81	60.32		0.38		267.96			0.56	
41	82	60.33	39.97	0.34	0.54	267.97	275.405	84.005	0.69	0.45
	83	19.61		0.74		282.84			0.21	
42	84	19.18	19.375	2.02	1.43	282.36	282.58	96.535	0.32	0.235
	85	19.57		0.84		282.8			0.15	
43	86	0.37	9.985	7.51	4.15	282.64	282.725	103.06	0	0.115
	87	19.6		0.79		282.81			0.23	
44	88	0.37	0.37	8.29	8.29	282.41	282.41	108.85	0	0
45	89	0	0.185	0	4.435	1563.72	282.22	113.08	0	0
	90	0.37		8.87		282.22			0	
46	91	0.37	0.37	8.09	8.09	282.45	282.45	109.01	0	0
47	92	0.37	9.99	7.51	4.13	282.64	282.735	103.065	0	0.125
	93	19.61		0.75		282.83			0.25	
48	94	42.49	47.2466	18.91	5.0233	279.94	277.7116	69.9385	3.18	2.6066
	95	46.22		1.24		286.8			2.99	
	96	46.35		0.65		287.08			0.92	
	97	0.37		8.09		282.41			0	
	98	74.09		0.29		265.17			2.35	
	99	73.96		0.96		264.87			6.2	
49	100	0.37	9.985	8.09	4.445	282.44	282.615	102.875	0	0.125
	101	19.6		0.8		282.79			0.25	
50	102	0.37	0.295	7.11	9.11	282.76	293.095	97.42	0	0
	103	0.22		11.11		303.43			0	
51	104	0.37	10	7.11	3.905	282.76	282.8	103.215	0	0.08
	105	19.63		0.7		282.84			0.16	
52	106	0.37	0.37	9.26	9.26	282.07	282.07	108.22	0	0
53	107	19.62	55.89	0.8	0.6966	282.75	270.9166	72.4168	0.32	3.1833
	108	74.09		0.29		265.16			2.41	
	109	73.96		1		264.84			6.82	
54	110	0.37	10	7.71	4.27	282.46	282.565	103.085	0	0.155
	111	19.63		0.83		282.67			0.31	

## Annexe IV.

Tableau 1. Différentes crues ayant un débit supérieur à 20 m<sup>3</sup>/s enregistrées pendant le dernier demi siècle pour Sidi Bel Abbès, Sidi Ali Ben Youb et Haçaiba

Sidi Ali Ben Youb (10/01/1950 à 22/07/2005)							
Date	Crue	Date	Crue	Date	Crue	Date	Crue
07/05/1950	161.5	08/08/1970	28.15	26/07/1985	66.36	11/10/1995	110.24
12/08/1950	108.65	02/09/1970	32.64	15/08/1985	28.24	21/10/1995	56
11/09/1950	108.65	30/09/1970	103	07/06/1986	77.16	04/02/1996	56
18/09/1950	293.2	29/04/1971	59.9	23/07/1986	497.26	12/03/1996	125.79
17/10/1950	104.32	15/05/1971	49.4	17/08/1986	22.1	10/06/1996	129.4
30/06/1951	61.5	29/07/1971	30.9	17/09/1986	22.1	10/06/1996	29
01/07/1951	130.3	16/07/1971	30.92	04/10/1986	586	12/06/1996	34
13/09/1951	97.83	19/09/1971	30.92	14/10/1986	35.28	15/07/1996	67.09
23/09/1951	95.66	24/09/1971	57.74	17/10/1986	313.86	08/09/1996	85.15
24/09/1951	108.65	24/09/1971	130.3	30/09/1987	30.52	23/08/1997	145.9
04/10/1951	26.5	30/10/1971	54.6	03/10/1987	97.13	24/08/1997	367.58
15/10/1951	33.8	09/11/1971	70.28	16/05/1988	51.72	26/08/1997	65.2
26/09/1953	85.17	08/05/1972	25.7	19/05/1988	145.9	13/09/1997	107.98
14/04/1954	46.2	23/09/1972	38.48	15/09/1988	46.54	15/09/1997	107.05
14/04/1954	64.5	19/10/1972	49.6	12/11/1988	110.95	16/09/1997	293.2
18/06/1955	59.9	20/10/1972	25	19/03/1989	28.24	26/09/1997	111.7
09/09/1955	38.8	18/06/1973	21.5	20/03/1989	45.8	27/09/1997	232.07
08/04/1956	62.2	21/04/1975	30.92	20/06/1989	45.8	28/09/1997	152.14
18/04/1957	62.2	24/04/1975	46.44	12/07/1989	95.75	23/10/1997	268.13
29/04/1957	35	24/09/1975	27.44	01/09/1989	26.6	27/10/1997	202.87
27/05/1957	28.98	29/05/1977	42.4	18/09/1989	63.96	21/09/1998	74.2
18/08/1957	32.72	03/06/1977	21.5	01/10/1989	145.9	15/03/1999	33
18/09/1957	59.9	21/10/1977	105	19/10/1989	34.4	04/09/1999	46.18
19/09/1957	78.67	06/09/1979	40.4	03/01/1990	23.16	27/09/1999	174
19/10/1957	84.09	08/09/1979	41.8	30/04/1990	200.5	17/10/1999	44.8
20/10/1957	97.63	14/09/1979	43.2	01/05/1990	155.26	25/05/2000	96.64
24/11/1957	55.3	25/10/1979	33	03/05/1990	68.52	29/07/2000	130.3
04/08/1958	20.42	05/03/1980	128.91	05/05/1990	79.76	14/10/2000	24.6
14/11/1958	47.9	06/09/1980	25	07/05/1990	42	23/10/2000	662
23/07/1959	85.71	09/09/1980	43.2	11/05/1990	60.1	15/11/2000	55.1
21/09/1959	49.6	24/09/1980	57.8	21/08/1990	65.72	03/09/2001	74.2
30/09/1959	22.7	16/04/1982	23.5	21/08/1990	40.48	07/09/2001	33
01/12/1959	38.8	18/04/1982	35.4	03/09/1990	139.66	20/09/2001	192.7
01/12/1959	91.13	26/05/1982	26	12/09/1990	50.6	30/09/2001	22.5
03/08/1960	47.05	29/05/1982	34.8	17/09/1990	65.72	07/10/2001	85.42
01/09/1961	59.9	02/06/1982	93	01/10/1990	95.2	10/10/2001	259.2
11/09/1961	81.92	05/06/1982	47.4	16/10/1990	113.45	10/11/2001	34.5
26/09/1961	105.75	10/06/1982	22	15/03/1991	142.78	07/05/2002	38.15
16/10/1961	31.96	12/06/1982	28.2	04/06/1991	50.6	24/08/2002	636.83
12/02/1962	84.63	01/10/1982	25.5	10/04/1992	22.58	08/10/2002	22.14
13/02/1962	85.17	19/10/1982	53	09/05/1992	38.2	09/06/2003	30.5
09/10/1966	123.93	02/11/1982	57	19/07/1992	22	19/08/2003	23.54
10/10/1966	324.18	16/11/1982	46	22/09/1992	67.12	25/09/2003	31.5
16/10/1967	44	23/06/1983	100.8	12/11/1993	34.4	15/10/2003	60.9
11/05/1968	47.6	29/09/1984	42.4	28/09/1994	161.5	16/10/2003	37.6

## Annexes

<b>06/07/1968</b>	22.2	<b>10.11/1984</b>	34.66	<b>29/09/1994</b>	128.81	<b>11/11/2003</b>	22.8
<b>06/09/1968</b>	23.9	<b>12/11/1984</b>	35.28	<b>01/10/1994</b>	130.3	<b>18/11/2003</b>	36.5
<b>25/07/1969</b>	51.5	<b>17/07/1985</b>	30.52	<b>05/09/1995</b>	50.5	<b>16/04/2004</b>	25.39
<b>02/10/1969</b>	36.52	<b>18/07/1985</b>	25.1	<b>05/10/1995</b>	22.96	<b>16/05/2004</b>	23.54
<b>05/10/1969</b>	130.3	<b>19/07/1985</b>	37.76	<b>10/10/1995</b>	34	<b>17/05/2004</b>	24.28

Sidi Bel Abbas (16/09/1942 à 31/01/2001)				Haçaiba (12/02/1962 à 22/05/2005)			
Date	Crue	Date	Crue	Date	Crue	Date	Crue
10/10/1943	80	<b>17/10/1994</b>	59	<b>09/04/1964</b>	20.51	<b>14/03/1991</b>	28
02/10/1948	70	<b>02/11/1994</b>	142	<b>11/07/1964</b>	26.55	<b>21/09/1992</b>	43.2
29/12/1950	110	<b>13/11/1994</b>	104.3	<b>25/07/1964</b>	52	<b>12/11/1993</b>	21
14/04/1954	100	<b>23/12/1994</b>	50.25	<b>24/05/1966</b>	24.14	<b>26/09/1994</b>	82.5
12/02/1962	40.5	<b>11/10/1995</b>	116	<b>27/05/1966</b>	27.6	<b>28/09/1994</b>	107.4
13/02/1962	50	<b>22/10/1995</b>	154.5	<b>08/10/1966</b>	75	<b>30/09/1994</b>	114.36
05/10/1986	57.1	<b>13/01/1996</b>	82.2	<b>09/10/1966</b>	88	<b>12/06/1995</b>	22.4
18/10/1986	55.65	<b>05/02/1996</b>	151.04	<b>10/10/1966</b>	30.15	<b>12/06/1995</b>	23.1
20/06/1989	24.8	<b>12/03/1996</b>	40.34	<b>15/10/1967</b>	36.8	<b>04/09/1995</b>	65
13/07/1989	45.36	<b>10/06/1996</b>	40.34	<b>05/07/1968</b>	44	<b>09/10/1995</b>	43.2
18/09/1989	64.6	<b>25/08/1997</b>	99.6	<b>05/09/1968</b>	21.5	<b>04/02/1996</b>	42
02/10/1989	64.6	<b>26/08/1997</b>	113.8	<b>05/10/1969</b>	42.4	<b>12/03/1996</b>	85
19/10/1989	64.6	<b>16/09/1997</b>	53.9	<b>08/08/1970</b>	24.14	<b>12/06/1996</b>	90
04/10/1990	34.8	<b>19/09/1997</b>	170	<b>28/04/1971</b>	56.5	<b>15/07/1996</b>	32
01/05/1990	61.7	<b>17/09/1997</b>	97.075	<b>14/05/1971</b>	44	<b>08/09/1996</b>	36
04/05/1990	61.7	<b>27/09/1997</b>	123.85	<b>20/07/1971</b>	56.5	<b>26/08/1997</b>	87
07/05/1990	61.7	<b>27/09/1997</b>	170	<b>29/07/1971</b>	20.18	<b>16/09/1997</b>	119
12/05/1990	61.7	<b>28/09/1997</b>	101.05	<b>15/09/1971</b>	86	<b>26/09/1997</b>	75
22/08/1990	61.7	<b>24/10/1997</b>	41.7	<b>16/09/1971</b>	30.52	<b>27/09/1997</b>	80
04/09/1990	61.7	<b>27/10/1997</b>	122.6	<b>23/09/1971</b>	36	<b>23/10/1997</b>	70
12/09/1990	61.7	<b>21/09/1998</b>	64.2	<b>24/09/1971</b>	26.2	<b>26/10/1997</b>	80
18/09/1990	57.59	<b>04/09/1999</b>	84.8	<b>30/10/1971</b>	28.3	<b>20/09/1998</b>	28
02/10/1990	61.7	<b>04/09/1999</b>	131.2	<b>09/11/1971</b>	55.6	<b>04/09/1999</b>	44
16/10/1990	76.1	<b>17/10/1999</b>	68.63	<b>22/09/1972</b>	30.15	<b>27/09/1999</b>	21
15/03/1991	135	<b>25/05/2000</b>	79.35	<b>19/10/1972</b>	52	<b>24/05/2000</b>	80
10/04/1992	39.5	<b>29/07/2000</b>	66.27	<b>08/08/1973</b>	23.48	<b>28/07/2000</b>	92.9
09/05/1992	29.7	<b>15/10/2000</b>	25.3	<b>01/05/1975</b>	20.18	<b>23/10/2000</b>	<b>230.28</b>
22/09/1992	70.34	<b>24/10/2000</b>	150.8	<b>06/03/1980</b>	28	<b>03/09/2001</b>	24.5
13/11/1993	70.34	<b>25/10/2000</b>	66.86	<b>14/09/1980</b>	113.2	<b>20/09/2001</b>	139.4
<b>27/09/1994</b>	<b>215</b>	<b>15/11/2000</b>	53.2	<b>17/04/1982</b>	24.5	<b>30/09/2001</b>	24.5
<b>30/09/1994</b>	<b>215</b>	<b>16/11/2000</b>	25.05	<b>29/05/1982</b>	28	<b>06/10/2001</b>	36.2
17/10/1994	125.1	<b>14/01/2001</b>	38.07	<b>02/06/1982</b>	48	<b>09/10/2001</b>	125.8
10/03/1996	42.8			<b>21/09/1982</b>	20.1	<b>07/05/2002</b>	36.2
				<b>19/10/1982</b>	32	<b>23/08/2002</b>	227
				<b>23/06/1983</b>	72	<b>08/06/2003</b>	68.5
				<b>25/07/1985</b>	42.4	<b>18/11/2003</b>	40.1
				<b>03/10/1986</b>	229.46	<b>15/05/2004</b>	24.5
				<b>13/10/1986</b>	21	<b>16/05/2004</b>	24.5

## Annexes

	<b>17/10/1986</b>	40	<b>08/06/2004</b>	28.2
	<b>18/05/1988</b>	80	<b>14/08/2004</b>	36
	<b>30/04/1990</b>	44	<b>17/03/2005</b>	44
	<b>17/09/1990</b>	28		

Tableau 2. Volumes totaux écoulés à Haçaiba, Sidi Ali Ben Youb et Sidi Bel Abbes

<b>Haçaiba</b>					
Date de la crue	Débit maximal instantané		Volume total écoulé pendant la crue(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	Volume total écoulé en année moyenne(10 <sup>6</sup> m <sup>3</sup> )	% du volume de la crue par rapport au volume moyen annuel
	Brut (m <sup>3</sup> /s)	Spécifique (l/s/km <sup>2</sup> )			
25/07/1964	52	56,20	0.595	-	-
09/10/1966	88	95,11	3.106	3.53	88
15/10/1967	36.8	39,77	0.566	3.59	16
05/07/1968	44	47,55	0.703	3.59	20
05/10/1969	42.4	45,82	0.914	3.18	29
08/08/1970	24.14	26,09	0.514	3.18	16
15/09/1971	86	92,95	2.59	3.72	70
19/10/1972	52	56,20	1.24	3.75	33
08/08/1973	23.48	25,38	0.053	3.75	01
01/05/1975	20.18	21,81	0.23	3.59	06
24/09/1980	113.2	122,34	3.04	3.28	<b>93</b>
02/06/1982	48	51,88	1.58	3.40	46
23/06/1983	72	77,82	0.88	4.22	21
25/07/1985	42.4	45,82	0.21	3.34	06
03/10/1986	229.46	247,99	<b>4.99</b>	11.35	44
18/05/1988	80	86,46	0.66	3.47	19
30/04/1990	44	47,55	0.69	3.94	18
14/03/1991	28	30,26	1.55	3.53	44
21/09/1992	43.2	46,69	0.32	3.37	09
12/11/1993	21	22,70	0.51	3.28	16
27/09/1994	107.4	116,07	0.93	3.53	26
30/09/1994	114.36	123,60	1.049	3.53	30
04/09/1995	65	70,25	0.59	3.94	15
12/06/1996	90	97,27	1.8	3.94	46
26/08/1997	87	94,03	0.43	3.91	11
16/09/1997	119	128,61	0.305	4.19	07
20/09/1998	28	30,26	1.5	4.09	37
04/09/1999	44	47,55	0.81	4.13	20
23/10/2000	230.28	248,88	4.41	<b>16.55</b>	27
20/09/2001	139.4	150,66	4.59	14.82	31
09/10/2001	125.8	135,96	3.28	14.82	22
23/08/2002	227	245,33	3.29	14.82	22
08/06/2003	68.5	74,03	0.75	6.62	11
14/08/2004	36	38,91	0.68	5.36	13
17/03/2005	44	47,55	0.76	1.26	60
<b>Sidi Ali Ben Youb</b>					
18/09/1950	293.2	311,88	4.23	<b>41.62</b>	10.16
01/07/1951	130.3	138,60	1.71	41.62	4.10
26/09/1953	85.17	90,60	2.41	36.9	6.53
14/04/1954	64.5	68,61	4.85	36.9	13.14
18/06/1955	59.9	63,72	1.17	27.12	4.31
08/04/1956	62.2	66,16	1.28	20.50	6.24

## Annexes

20/10/1957	97.63	103,85	7.63	30.90	24.69
14/11/1958	47.9	50,95	1.77	20.81	8.5
01/12/1959	91.13	96,94	3.73	26.17	14.25
03/08/1960	47.05	50,05	1.14	26.17	4.35
26/09/1961	105.75	112,49	2.46	-	-
13/02/1962	85.17	90,60	7.41	-	-
10/10/1966	324.18	344,84	13.67	33.43	40.89
16/10/1967	44	46,80	0.95	19.87	4.78
11/05/1968	47.6	50,63	1.56	19.87	7.85
05/10/1969	130.3	138,60	4.67	22.7	20.57
30/09/1970	103	109,56	0.97	16.08	6.03
24/09/1971	130.3	138,60	4.87	34.69	14.03
19/10/1972	49.6	52,76	1.28	25.22	5.07
18/06/1973	21.5	22,87	0.51	25.22	2.02
24/04/1975	46.44	49,40	2.68	-	-
21/10/1977	105	111,69	5.41	-	-
14/09/1979	43.2	45,95	1.22	7.88	15.48
05/03/1980	128.91	137,12	4.51	7.88	57.23
02/06/1982	93	98,93	2.67	19.24	13.87
24/06/1983	100.8	107,22	2.86	-	-
29/09/1984	42.4	45,10	0.62	10.72	5.78
26/07/1985	66.36	70,59	0.71	10.72	6.62
04/10/1986	586	623,34	10.78	19.24	56.03
03/10/1987	97.13	103,32	1.25	19.42	6.43
19/05/1988	145.9	155,20	1.98	19.42	10.19
01/10/1989	145.9	155,20	1.08	10.77	10.02
30/04/1990	200.5	213,28	5.17	10.77	48
22/09/1992	67.12	71,40	0.64	10.29	6.22
12/11/1993	34.4	36,59	0.85	10.32	8.23
27/09/1994	161.5	171,79	6.91	22.45	30.77
01/10/1994	130.3	138,60	2.96	22.45	13.18
11/10/1995	110.24	117,26	05	22.76	21.97
10/06/1996	129.4	137,64	3.38	22.76	14.85
24/08/1997	367.58	391,00	3.65	22.45	16.26
27/09/1997	232.07	246.85	8.9	22.45	39.64
21/09/1998	74.2	78,93	1.03	22.10	4.66
27/09/1999	174	185,09	1.74	21.79	7.98
29/07/2000	130.3	138,60	0.87	21.79	3.99
23/10/2000	662	704,18	14.03	17.34	<b>80.91</b>
10/10/2001	259.2	275,72	5.16	36.58	14.10
24/08/2002	636.83	677,41	<b>19.75</b>	36.58	53.99
15/10/2003	60.9	64,78	0.83	14.51	5.72
16/04/2004	25.39	27,01	1.09	14.51	7.51
<b>Sidi Bel Abbas</b>					
10/10/1943	80	66,95	3.087	<b>42.07</b>	7.34
02/10/1948	70	58,58	1.96	35	5.6
29/12/1950	110	92,05	-	-	-
14/4/1954	100	83,68	-	-	-
13/02/1962	50	41,84	-	-	-
05/10/1986	57.1	47,78	4.76	31.09	15.31
19/10/1989	64.6	54,06	0.83	30.65	2.71
16/10/1990	76.1	63,68	2.084	30.71	6.7
15/03/1991	135	112,97	9.97	30.71	32.4
22/09/1992	70.34	58,86	0.78	30	2.6
13/11/1993	70.34	58,86	0.91	29.64	3.1
27/09/1994	215	179,92	18.47	29.95	61.67
02/11/1994	142	118,83	3.36	29.95	11.22
13/11/1994	104.3	87,28	2.14	29.95	7.14

11/10/1995	116	97,07	4.14	30.53	13.5
22/10/1995	154.5	129,29	8.2	30.53	26.85
05/02/1996	151.04	126,39	9.45	30.53	30.95
25/08/1997	99.6	83,35	3.80	30.27	12.55
26/08/1997	113.8	95,23	4.91	30.27	16.22
17/09/1997	170	142,26	8.056	30.55	26.37
27/09/1997	123.85	103,64	19.71	30.55	64.51
21/09/1998	64.2	53,72	2.22	30.08	7.38
04/09/1999	131.2	109,79	1.85	29.86	6.19
24/10/2000	150.8	126,19	10.96	39.86	27.49
14/01/2001	38.07	31,86	1.20	39.86	3.01

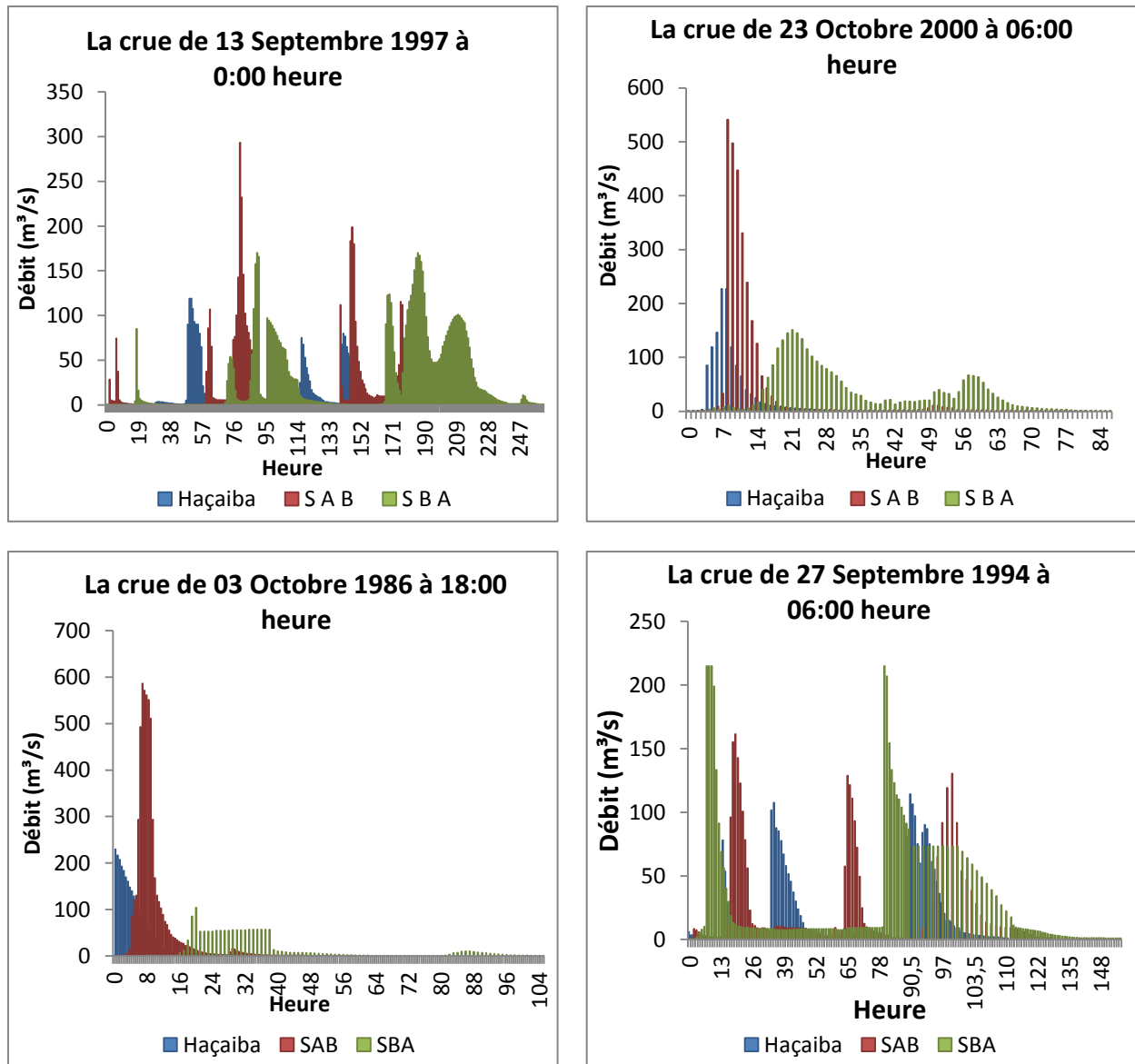


Figure 1. Quelques crues importantes observées dans le bassin de la Mekerra