

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Hassiba Benbouali - Chlef

Faculté d'Architecture et de Génie civil

Département Hydraulique



THÈSE

Présentée pour l'obtention du diplôme de

DOCTORAT

Filière : Hydraulique

Spécialité : Aménagement hydraulique

Par

Hemza ALLALI

Thème :

Modélisation conceptuelle de la transformation pluie-débit (Cas du bassin versant de Oued Ouahrane - W de Chlef)

Soutenue le 20/07/2023 devant le jury composé de :

EZZIANE Karim	Professeur	UHB Chlef	Président
REMINI Boualem	Professeur	USD Blida 1	Examineur
SAAED Hamoudi Abdelamir	Professeur	UHB Chlef	Examineur
HABIBI Brahim	MCA	UHB Chlef	Examineur
ELMEDDAHI Yamina	MCA	UHB Chlef	Rapportrice

Dédicaces

Je dédie humblement ce travail :

A ma mère

A mon père

A mes frères et sœurs

A tous mes amis et mes connaissances

*A la mémoire de mon professeur Mohamed Remaoune que Dieu
l'accueille dans son vaste paradis*

Allali Hemza

Remerciements

Je commence par louer Dieu, le Très-Haut, de m'avoir accordé la volonté et la patience nécessaires pour mener à bien cet humble travail.

Je voudrais exprimer ma gratitude envers toutes les personnes qui m'ont apporté leur aide et leur soutien pour mener à bien ce travail.

*Mes vifs remerciements vont à ma directrice de thèse **Mm. Yamina ELMEDDAHI**, maitre de conférences à l'Université de Chlef, pour avoir accepté de diriger ce travail. Je suis reconnaissant de sa confiance, de sa disponibilité et de la liberté qu'elle m'a donnée tout au long de ce projet.*

*Je tiens à exprimer ma gratitude envers le professeur **Hacene MAHMOUDI** de l'Université de Chlef, le professeur **Matheus F.A. Goosen** de l'Université Alfaisal d'Arabie saoudite, le professeur **Mohammad EL-NESR** du Centre de recherche sur le désert en Égypte et **Dr. Nadia BADNI** du Centre de recherche scientifique et technique en analyses physico-chimiques (CRAPC) de Tipaza, pour les directives utiles et l'aide précieuse lors de la recherche.*

*Je souhaiterais exprimer toute ma reconnaissance envers Monsieur le Professeur **Karim EZZIANE** de l'Université de Chlef pour l'honneur qu'il me fait en présidant le jury de ma soutenance. Je tiens à lui témoigner ma reconnaissance sincère.*

*Je tiens à exprimer ma sincère gratitude envers les membres du jury : le Professeur **Boualem REMINI** de l'université de Blida, le Professeur **Saad HAMMOUDI** de l'université de Chlef, et **Brahim HABIBI**, Maître de conférences à l'université de Chlef, pour avoir accepté d'évaluer cette thèse. Leurs précieuses contributions sont hautement appréciées.*

*Je tiens également à remercier le Professeur **Ben Said BOULEKBACHE** et le Professeur **Said NOURI**, Doyen de la Faculté de Génie Civil et d'Architecture, pour leur collaboration et les facilités administratives qu'ils ont mises à ma disposition.*

*Je tiens à témoigner de ma reconnaissance envers tous les enseignants qui m'ont accompagné tout au long de mon cursus universitaire, en particulier envers le **Dr. Abderrahmane MESSOUL**, **Mme Fouzia MOKHTARI** et Monsieur **Hamid BENAOUA**, chef de département de l'hydraulique. Leurs enseignements ont été pour moi d'une grande valeur et m'ont permis de progresser dans mes connaissances et compétences. Merci infiniment à eux pour leur dévouement et leur soutien.*

*Je tiens à exprimer ma gratitude particulière envers les personnes suivantes : **Said IMESSAOUDENE** de l'ANRH Blida, l'équipe de l'ONM de Chlef, **Hani BELARBI** et **Tahar HAMDAOUI**. Leur collaboration, leur soutien et leurs précieux conseils ont été d'une aide inestimable pour moi.*

Je souhaite exprimer toute ma gratitude à ma famille et à mes amis pour leur soutien sans faille et leur encouragement tout au long de mon parcours.

ملخص

تعد نماذج مطر- تدفق أدوات مفيدة للإدارة المستدامة للمياه. فهي تساعد في التنبؤ بتدفقات الأنهار وتقييم تأثير الأنشطة البشرية على النظم الإيكولوجية المائية. كما أنها تساعد في التنبؤ بمخاطر الفيضانات وتطوير استراتيجيات التخفيف والوقاية. تعد نماذج مطر- تدفق مفيدة أيضاً في تقييم تأثير تغير المناخ على موارد المياه.

تهدف هذه الدراسة إلى تعميق فهم علاقة مطر- تدفق في حوض وادي وهران، وتطوير نموذج مفاهيمي (*HEC*): *HMS* مركز الهندسة الهيدرولوجية-نظام النمذجة الهيدرولوجية الذي يأخذ بعين الاعتبار العوامل البيئية الرئيسية لتوقع تدفق الفيضانات بناءً على الأمطار.

كان الغرض من نمذجة مطر- تدفق دراسة وتوقع الفيضانات وتأثيرات استخدام الأراضي على الجريان السطحي في حوض واد وهران من عام 1983 إلى عام 2017. أظهرت محاكاة الأحداث المختارة للتحقق من الصحة أن نموذج *HEC* *HMS* يمكن أن يتنبأ بنجاح بالتدفق الأقصى والحجم الإجمالي في حوض واد وهران باستخدام طرق *SCS-CN* كوظيفة إنتاج، و *SCS-UH* و *CLARK-UH* كوظيفة نقل. أظهرت النتائج أن طريقة *CLARK-UH* كانت تعمل بشكل أفضل، حيث كان معامل الارتباط $R = 0.96$ ، ومؤشر *Nash-Sutcliffe (NSE)* 0.87 وجذر متوسط الخطأ التريبيعي $(RMSE)$ 3.50 م³/ثا، مقارنة بـ *SCS-UH*، الطريقة التي كانت لها قيم R تبلغ 0.83 و *NSE* تبلغ 0.75 و *RMSE* تبلغ 3.70 م³/ثا.

باستخدام البيانات من 1987 إلى 2017، تم استخدام نموذج *HEC-HMS* لتقييم تأثير تغير استخدام الأراضي على الجريان السطحي. أظهرت النتائج زيادة في التربة الجرداء ومناطق البناء، وانخفاض في الغابات والمزارع المتعددة الأنواع. أظهرت الحساسية أن رقم المنحنى (*CN*) كان العامل الأكثر أهمية في التأثير على هيدرولوجيا مستجمعات المياه. وجدت الدراسة أن ذروة التدفق زادت بنسبة 68٪ بين عامي 1987 و 2017، من 71.8 م³/ثا إلى 120.7 م³/ثا. بعد التحقق من صحة أحد الأحداث المختارة، استكشفت الدراسة استخدام النموذج للتنبؤ بالتأثيرات المستقبلية لتغير المناخ وتعديل استخدام الأراضي على السلوك الهيدرولوجي للحوض.

نتائج هذه الدراسة تسمح بفهم وتوقع أفضل للسلوك الهيدرولوجي للحوض المائي وبالتالي تسهم في إدارة الموارد المائية بالمنطقة بشكل أكثر فعالية.

الكلمات المفتاحية: نمذجة مطر- تدفق، واد وهران، *HEC-HMS*، *SCS-CN*، *SCS-UH*، *CLARK-UH*، تغيير استخدام الأراضي.

Abstract

Rainfall-runoff models are useful tools for sustainable water management. They allow to forecast river flows and to assess the impact of human activities on aquatic ecosystems. They also help to predict flood risks and to develop mitigation and prevention strategies. Rainfall-runoff models are also useful for assessing the impact of climate change on water resources.

This study aims to deepen the understanding of the rainfall-runoff relationship in the Wadi Ouahrane watershed, and to apply a conceptual model (*HEC-HMS*: Hydrologic Engineering Center - Hydrologic Modeling System) that considers key environmental factors to predict flood flow based on rainfall.

The aim of the rainfall-runoff modelling was to study and predict floods and the impacts of land use on runoff in the Wadi Ouahrane basin from 1983 to 2017. The simulations of the events selected for validation demonstrated that the *HEC-HMS* model can successfully predict the maximum discharge and total volume in the Wadi Ouahrane basin using the *SCS-CN* method as the production function, and *SCS-UH* and *CLARK-UH* as the transfer function. The results showed that the *CLARK-UH* method performed better, with a correlation coefficient (*R*) of 0.96, a Nash-Sutcliffe value (*NSE*) of 0.87 and a root mean square error (*RMSE*) of 3.50 m³/s, compared to the *SCS-UH* method, which had *R* values of 0.83, *NSE* of 0.75 and *RMSE* of 3.70 m³/s.

Using data from 1987 to 2017, the *HEC-HMS* model was used to assess the impact of land use change on runoff. The results showed an increase in bare soil and built-up areas, and a decrease in forests and polycultures. The sensitivity analysis showed that the curve number (*CN*) was the most crucial factor affecting the hydrology of the catchment. The study found that the peak flow increased by 68 % between 1987 and 2017, from 71.8 m³/s to 120.7 m³/s. After validation on one of the selected events, the study explored the use of the model to predict future impacts of climate change and land use change on the hydrological behaviour of the catchment.

The results of this study allow a better understanding and prediction of the hydrological behaviour of the basin and thus contribute to a more efficient management of water resources in the region.

Keywords: Rainfall-Runoff modelling, Wadi Ouahrane, *HEC-HMS*, *SCS-CN*, *SCS-UH*, *CLARK-UH*, Land use change.

Résumé

Les modèles pluie-débit sont des outils utiles pour la gestion durable de l'eau. Ils permettent à prévoir les écoulements des cours d'eau et d'évaluer l'impact des activités humaines sur les écosystèmes aquatiques. Ils contribuent en outre à prévoir les risques d'inondation et d'élaborer des stratégies d'atténuation et de prévention. Les modèles pluie-débit sont également utiles pour évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau.

Cette étude vise à approfondir la compréhension de la relation pluie-débit du bassin versant de l'oued Ouahrane, et à appliquer un modèle conceptuel (*HEC-HMS* : système de modélisation hydrologique du centre d'ingénierie hydrologique) prenant en compte les facteurs environnementaux clés pour prédire le débit des crues en fonction de la pluie.

Le but de la modélisation pluie-débit était d'étudier et de prédire les crues et les impacts de l'occupation des sols sur le ruissellement dans le bassin de l'Oued Ouahrane de 1983 à 2017. Les simulations des événements sélectionnés pour la validation ont démontré que le modèle *HEC-HMS* peut prédire avec succès le débit maximum et le volume total dans le bassin de l'Oued Ouahrane en utilisant les méthodes *SCS-CN* comme fonction de production, et *SCS-UH* et *CLARK-UH* comme fonction de transfert. Les résultats ont montré que la méthode *CLARK-UH* était plus performante, avec un coefficient de corrélation (R) de 0.96, la valeur du Nash-Sutcliffe (NSE) de 0.87 et une erreur quadratique moyenne ($RMSE$) de 3.50 m³/s, par rapport à la méthode *SCS-UH*, dont les valeurs R étaient de 0.83, NSE de 0.75 et $RMSE$ de 3.70 m³/s.

En utilisant des données de 1987 à 2017, le modèle *HEC-HMS* a été employé pour évaluer l'impact du changement d'occupation du sol sur le ruissellement. Les résultats ont montré une augmentation des sols nus et des zones bâties, et une diminution des forêts et des polycultures. La sensibilité a démontré que le numéro de courbe (CN) était le facteur le plus crucial affectant l'hydrologie du bassin versant. L'étude a révélé que le débit de pointe a augmenté de 68 % entre 1987 et 2017, passant de 71.8 m³/s à 120.7 m³/s. Après la validation sur l'un des événements sélectionnés, l'étude a exploré l'utilisation du modèle pour prédire les impacts futurs du changement climatique et de la modification de l'utilisation des sols sur le comportement hydrologique du bassin.

Les résultats de cette étude permettent de mieux comprendre et prédire le comportement hydrologique du bassin et contribuent ainsi à une gestion plus efficace des ressources en eau de la région.

Mots Clés : Modélisation pluie-débit, Oued Ouahrane, *HEC-HMS*, *SCS-CN*, *SCS-UH*, *CLARK-UH*, Changement d'occupation du sol.

Table des matières

<i>Dédicaces</i>	
<i>Remerciements</i>	
<i>ملخص</i>	<i>i</i>
<i>Abstract</i>	<i>ii</i>
<i>Résumé</i>	<i>iii</i>
<i>Table des matières</i>	<i>iv</i>
<i>Liste des abréviations</i>	<i>viii</i>
<i>Liste des figures</i>	<i>ix</i>
<i>Liste des tableaux</i>	<i>xii</i>
<i>Introduction générale</i>	<i>2</i>
CHAPITRE I : Principes fondamentaux de la modélisation pluie-débit	
I.1 Introduction	7
I.2 Le cycle global hydrologique	7
I.3 Principes de la modélisation hydrologique	9
<i>I.3.1 Description d'un modèle</i>	<i>9</i>
<i>I.3.2 Processus de modélisation</i>	<i>9</i>
<i>I.3.3 Objectifs et applications de la modélisation pluie-débit</i>	<i>11</i>
I.4 Classification des modèles pluie-débit	12
<i>I.4.1 Modèles déterministes</i>	<i>14</i>
<i>I.4.2 Modèles stochastiques</i>	<i>15</i>
<i>I.4.3 Modèles basés sur la physique</i>	<i>15</i>
<i>I.4.4 Modèles empiriques</i>	<i>15</i>
<i>I.4.5 Modèles conceptuels</i>	<i>16</i>
<i>I.4.6 Approche spatiale des modèles pluie-débit</i>	<i>17</i>
I.5 Facteurs importants dans le choix d'un modèle hydrologique	20
<i>I.5.1 Objectifs de l'étude</i>	<i>20</i>
<i>I.5.2 Disponibilité de données</i>	<i>20</i>
<i>I.5.3 Complexité du modèle</i>	<i>20</i>
<i>I.5.4 Échelle spatiale et temporelle</i>	<i>20</i>
<i>I.5.5 Besoins de calcul</i>	<i>22</i>
<i>I.5.6 Compétences de modélisation</i>	<i>22</i>
I.6 Comment élaborer un modèle hydrologique efficace ?	22
<i>I.6.1 Collecte de données</i>	<i>22</i>
<i>I.6.2 Prétraitement des données</i>	<i>22</i>
<i>I.6.3 Développement du modèle</i>	<i>22</i>
<i>I.6.4 Calibration du modèle</i>	<i>22</i>
<i>I.6.5 Validation du modèle</i>	<i>22</i>

I.6.6	Utilisation du modèle	23
I.6.7	Interprétation des résultats	23
I.7	Calage et validation des modèles pluie-débit.....	23
I.7.1	Calage d'un modèle.....	23
I.7.2	Validation d'un modèle	24
I.7.3	Gestion des périodes de calage et de validation.....	25
I.8	Difficultés et limitations d'un modèle pluie-débit	26
I.9	Critères d'évaluation de la performance des modèles hydrologiques	26
I.10	Description de quelques modèles pluie-débit	28
I.10.1	Le modèle HEC-HMS (Système de modélisation hydrologique)	28
I.10.2	Le modèle SWAT (outil d'évaluation des sols et de l'eau).....	29
I.10.3	Le modèle semi-distribué (HBV).....	30
I.10.4	Modèle distribué (MIKE SHE).....	31
I.10.5	Modèle à base physique (TOPMODEL).....	32
I.10.6	Modèle conceptuel global (GR4J).....	34
I.10.7	Le modèle IHACRES	35
I.11	Conclusion	36
CHAPITRE II : Caractéristiques géomorphologiques du bassin versant de l'Oued Ouahrane		
II.1	Introduction	38
II.2	Présentation de la zone d'étude.....	38
II.3	Caractéristiques géomorphologiques du bassin d'Oued Ouahrane	39
II.3.1	Analyse morphométrique d'un bassin versant.....	39
II.3.2	Caractéristiques géométriques	39
II.3.3	Caractéristiques de formes.....	40
II.3.4	Paramètre de relief	41
II.3.5	Le réseau hydrographique.....	48
II.4	Lithologie et Géologie du bassin.....	54
II.4.1	Géologie	54
II.4.2	Lithologie.....	56
II.5	Occupation de sol et végétation.....	57
II.6	Caractéristiques climatiques	58
II.6.1	La température.....	58
II.6.2	Indices climatiques.....	59
II.6.3	Évapotranspiration	62
II.6.4	Les vents	63
II.7	Conclusion.....	63
CHAPITRE III : Analyse de la variabilité du régime hydrométéorologique		
III.1	Introduction.....	66
III.2	Homogénéisation des données collectées	66
III.2.1	Collecte des données.....	66
III.2.2	Sélection de stations.....	66

III.2.3 Critique des données.....	68
III.2.4 Test d'homogénéité.....	69
III.2.5 Structure générale des tests de tendance et détection des ruptures	71
III.3 Analyse des précipitations dans le bassin d'Oued Ouahrane	76
III.3.1 Méthode de la moyenne arithmétique	76
III.3.2 Méthode des polygones de Thiessen	76
III.3.3 Méthode des isohyètes.....	77
III.3.4 Répartition des pluies annuelles.....	79
III.3.5 Répartition des pluies mensuelles.....	83
III.3.6 Répartition saisonnière des pluies.....	84
III.3.7 Précipitations journalières.....	85
III.3.8 Ajustement des pluies avec les lois de probabilité	86
III.4 Évolution des températures	89
III.5 L'évapotranspiration	90
III.5.1 Estimation de l'évapotranspiration mensuelle et annuelle réelle	91
III.5.2 Bilan hydrique simplifié selon Thornthwaite	92
III.6 Analyse des écoulements	94
III.6.1 Variation annuelle des débits.....	94
III.6.2 Variation mensuelle des débits.....	98
III.6.3 Variation journalière des débits.....	99
III.7 Relation de la transformation des pluies en écoulement.....	100
III.7.1 Relation pluie-débit à l'échelle annuelle	100
III.7.2 Relation pluie-débit à l'échelle mensuelle	101
III.7.3 Relation pluie-débit à une échelle journalière	103
III.8 Conclusion	106
 CHAPITRE IV : Application du Modèle HEC-HMS pour la Modélisation Pluie-Débit	
IV.1 Introduction.....	109
IV.2 Description du modèle HEC-HMS	109
IV.3 Composants du modèle	110
IV.3.1 Interface de l'utilisateur	111
IV.3.2 Composant du modèle de bassin.....	112
IV.3.3 Composante du modèle météorologique	114
IV.4 Modélisation pluie-débit de l'Oued Ouahrane avec HEC-HMS	115
IV.4.1 Acquisition et analyse des données d'entrées.....	115
IV.4.2 Traitement des bassins et construction des modèles.....	121
IV.4.3 Modèle de perte	123
IV.4.4 Le modèle de transformation.....	125
IV.4.5 Modèle de routage	126
IV.4.6 Calage et validation du modèle HEC-HMS	127
IV.4.7 Évaluation de la performance du modèle.....	128
IV.5 Résultats et discussion de la simulation pluie-débit	129
IV.5.1 Calage et validation du HEC-HMS	131
IV.6 Impact du changement de l'occupation du sol sur le débit	138

IV.7 Évaluation des projections futures sur le bassin de l'Oued Ouahrane	140
<i>IV.7.1 Scénario 1 : modification de l'occupation des sols dans le sens négatif</i>	<i>144</i>
<i>IV.7.2 Scénario 2 : modification de l'occupation des sols dans le sens positif.....</i>	<i>145</i>
IV.8 Conclusion	146
<i>Conclusion générale</i>	<i>149</i>
<i>Références bibliographiques.....</i>	<i>153</i>
<i>Annexe I : Lois d'ajustement des données hydrométéorologiques</i>	<i>165</i>
<i>Annexe II : Paramètres et résultats du modèle HEC-HMS.....</i>	<i>173</i>

Liste des abréviations

ANRH : Agence National des Ressources Hydriques

ONM : Office National de la Météorologie

ORSTOM : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer

HEC-HMS : Centre d'ingénierie hydrologique-Système de modélisation hydrologique (Hydrologic Engineering Center- Hydrologic Modeling System)

GeoHMS : Système de modélisation hydrologique géospatiale (Geospatial Hydrologic Modeling System)

MNT : Modèle Numérique de Terrain

MNGT : Modèle Numérique Global De Terrain

ASTER : Radiomètre Spatial Avancé à Emission et Réflexion Thermique (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer)

NDVI : Indice Végétatif Différentiel Normalisé (Normalized Difference Vegetative Index)

SCS : Service de conservation des sols (Soil Conservation Service)

CN : Numéro de courbe (Curve Number)

SIG : Système d'Information Géographique

SCS-UH : Hydrogramme Unitaire de la Méthode de Transformation *SCS*

CLARK-UH : Hydrogramme Unitaire de la Méthode de Transformation *CLARK*

USACE : Corps des ingénieurs d'armée américaine (United States Army Corps of Engineers)

GR4J : Modèle conceptuel Génie rural à 4 paramètres journalier

GR2M : Modèle conceptuel Génie Rural à 2 paramètres Mensuel

MK : Test de Mann-Kendall

NSE : Critère de Nash Sutcliffe

R : Coefficient de corrélation

RMSE : Erreur moyenne quadratique (Root Mean Square Error)

Liste des figures

CHAPITRE I : Principes fondamentaux de la modélisation pluie-débit

Figure I.1. Le cycle naturel de l'eau (d'après Laborde, 2007)	8
Figure I.2. Schéma descriptif d'un modèle hydrologique (d'après Gaume, 2002).....	9
Figure I.3. Schéma des étapes du processus de modélisation (d'après Beven, 2012).....	10
Figure I.4. Les applications de la modélisation pluie-débit dans la recherche hydrologique	12
Figure I.5. Classification de la structure de base des modèles pluie-débit (Gaume, 2002)	14
Figure I.6. Visualisation de la structure spatiale (global, semi-distribué et distribué) dans les modèles pluie-débit (d'après Koch, 2016)	18
Figure I.7. Processus de calage et de validation (d'après Bastien, 2006)	25
Figure I.8. La structure générale du modèle HEC-HMS (d'après Feldman, 2000).....	28
Figure I.9. Structure de flux du modèle SWAT (d'après Guug et al., 2020)	30
Figure I.10. Structure principale du modèle HBV (d'après Ouachani et al., 2007)	31
Figure I.11. Structure et composantes hydrologiques du modèle MIKE SHE (d'après DHI, 2004)	32
Figure I.12. Organigramme de calcul du TOPMODEL (d'après Hao et al., 2018).....	33
Figure I.13. Schéma de principe du modèle GR4J (Perrin, 2000)	35
Figure I.14. Schéma du modèle IHACRES montrant les deux principaux modules (d'après Masafu et al., 2016).....	36

CHAPITRE II : Caractéristiques géomorphologiques du bassin versant de l'Oued Ouahrane

Figure II.1. Localisation du bassin de l'Oued Ouahrane	38
Figure II.2. Méthodologie pour l'analyse morphométrique des bassins versants	39
Figure II.3. Rectangle équivalent de l'Oued Ouahrane	41
Figure II.4. Modèle numérique de terrain (MNT) d'Oued Ouahrane	42
Figure II.5. Courbe hypsométrique du bassin d'Oued Ouahrane	43
Figure II.6. Carte d'altitude du bassin d'Oued Ouahrane.....	44
Figure II.7. Variation des pentes sur le bassin de l'Oued Ouahrane	45
Figure II.8. Répartition des différentes classes de pente	46
Figure II.9. Réseau hydrographique du bassin de l'Oued Ouahrane	49
Figure II.10. Classification de Strahler des cours d'eau d'Oued Ouahrane	50
Figure II.11. Profil en long du principal cours d'eau d'Oued Ouahrane.....	52
Figure II.12. Carte géologique de l'Oued Ouahrane (d'après Elmeddahi, 2009; Mattaeur, 1958; Perrodon, 1957; Remaoune, 2007)	54
Figure II.13. Nature lithologique du bassin de l'Oued Ouahrane (d'après Remaoune, 2007).....	56
Figure II.14. Carte d'occupation de sol sur le bassin d'Oued Ouahrane (Allali et al., 2022).....	58

Figure II.15. Courbe ombrothermique de "Gausсен et Bagnouls" sur l'Oued Ouahrane 60
Figure II.16. Climagramme d'Emberger de l'Oued Ouahrane (1983-2017)62

CHAPITRE III : Analyse de la variabilité du régime hydrométéorologique

Figure III.1. Position des postes pluviométriques et hydrométriques du bassin de l'Oued Ouahrane67
Figure III.2. Analyse des pluies annuelles en double cumul entre les stations de Benairia et Ouled Farès70
Figure III.3. Analyse des résidus de régression (Bois) des pluies annuelles entre la station de référence d'Ouled Farès et la station de Benairia.....71
Figure III.4. Organisation de tests statistiques.....72
Figure III.5. Polygones de Thiessen sur le bassin de l'Oued Ouahrane.....77
Figure III.6. Carte pluviométrique avec lignes des isohyètes sur l'Oued Ouahrane78
Figure III.7. Répartition des pluies moyennes annuelles dans les deux stations d'Ouled Farès et Benairia (1972-2017).....79
Figure III.8. Évolution des précipitations annuelles totales avec leur moyenne mobile du bassin d'Oued Ouahrane entre (1972-2017).....80
Figure III.9. Test de Mann- Kendall appliqué aux pluies annuelles de l'Oued Ouahrane81
Figure III.10. Test de Pettitt et Buishand appliqué aux pluies annuelles des stations de l'Oued Ouahrane82
Figure III.11. Répartition des pluies moyennes mensuelles interannuelles dans les deux stations d'Ouled Farès et Benairia (1972-2017)83
Figure III.12. Les pluies saisonnières interannuelles dans les deux stations de Benairia et Ouled Farès (1972-2017).....84
Figure III.13. Précipitations maximales journalières entre (1972-2017) aux stations de l'Oued Ouahrane85
Figure III.14. Ajustement des pluies annuelles à une loi de log normale pour la station d'Ouled Farès et la loi normale pour Benairia87
Figure III.15. Ajustement des pluies maximales journalières à une loi de log normale pour les deux stations d'Ouled Farès et Benairia88
Figure III.16. Variation des températures moyennes annuelles minimales, maximales et moyennes à la station ONM Chlef (1983-2017)90
Figure III.17. Bilan hydrique et l'évapotranspiration annuelle de l'Oued Ouahrane94
Figure III.18. Bilan hydrique et l'évapotranspiration annuelle de l'Oued Ouahrane95
Figure III.19. Ajustement des débits maximaux instantanés (Qimax) et journalières (Qjmax) à une loi de Gumbel pour la station hydrométrique d'Ouled Farès97
Figure III.20. Débits moyens et maximaux à la station Larabaâ Ouled Farès98
Figure III.21. Répartition du débit journalier de l'Oued Ouahrane99
Figure III.22. Répartition moyenne annuelle des ruissellements en fonction des précipitations à l'Oued Ouahrane 100
Figure III.23. Corrélation entre les pluies annuelles et les débits moyens annuels 101

Figure III.24. Variation moyenne mensuelle entre les débits et les pluviométries pour la période (1983-2013)	102
Figure III.25. Corrélation moyenne mensuelle des débits en fonction des pluies durant la période (1983-2013)	103
Figure III.26. Hydrogramme de crue de l'Oued Ouahrane en saison humide.....	104
Figure III.27. Hydrogramme de crue de l'Oued Ouahrane en saison sèche.....	104
Figure III.28. Variation maximale journalière entre les débits et les pluviométries pour la période (1983-2013)	105
Figure III.29. Corrélation maximale journalière des débits en fonction des pluies durant la période (1983-2013)	106

CHAPITRE IV : Application du Modèle HEC-HMS pour la Modélisation Pluie-Débit

Figure IV.1. Processus pluie-débit inclus dans la structure du modèle HEC-HMS.....	110
Figure IV.2. Interface d'utilisateur de HEC-HMS	111
Figure IV.3. Carte MNT du bassin de l'Oued Ouahrane.....	116
Figure IV.4. Occupation des sols sur l'Oued Ouahrane en 1987, 2001, 2010 et 2017 ..	117
Figure IV.5. Groupe hydrologique et classification des sols de l'Oued Ouahrane	118
Figure IV.6. Numéro de courbe (CN) de l'oued Ouahrane	120
Figure IV.7. La forme de l'Oued Ouahrane et des sous-bassins en entrée de HEC-HMS	122
Figure IV.8. Représentation schématique de la méthode de modélisation hydrologique utilisant le SIG et HEC-HMS.....	123
Figure IV.9. Écoulement de surface en fonction des précipitations à l'aide de la méthode SCS-CN (D'après Feldman, 2000)	124
Figure IV.10. Élaboration du modèle HEC-HMS	130
Figure IV.11. Hydrogrammes de débit simulés et observés pendant la phase de calage	133
Figure IV.12. Comparaison des débits simulés et observés sur les hydrogrammes unitaires SCS et CLARK pendant la calibration.....	135
Figure IV.13. Comparaison des hydrogrammes SCS et CLARK des événements 2010, 2011 et 2017 pour la phase de validation	136
Figure IV.14. Comparaison de débit simulé et observé sur les hydrogrammes unitaires de SCS et CLARK pendant la validation	137
Figure IV.15. Impact du changement de l'occupation des sols sur le débit de pointe ...	138
Figure IV.16. Variation d'occupation du sol depuis 1987 à 2017	139
Figure IV.17. Occupation des sols actuelle (1987-2017) et projeté (scénario 1 et scénario 2).....	140
Figure IV.18. Débit de pointe pour différentes périodes de retour (1987 et 2017).....	142
Figure IV.19. Volume des crues de l'Oued Ouahrane pour différents scénarios d'occupation des sols.....	143

Liste des tableaux

CHAPITRE I : Principes fondamentaux de la modélisation pluie-débit

Tableau I.1. Comparaison de la structure des modèles pluie-débit (Knights, 2017).....	13
Tableau I.2. Comparaison des structures spatiales dans les modèles pluie-débit (Knights, 2017).....	17
Tableau I.3. Critères, facteurs, rangs et scores pour la sélection du modèle (Thakuri & Wijesekera, 2021).....	21
Tableau I.4. Avantages et Inconvénients de l'optimisation automatique par rapport à la méthode manuelle.....	24
Tableau I.5. Description et valeurs des principaux paramètres du modèle GR4J (Perrin et al., 2003)	34

CHAPITRE II : Caractéristiques géomorphologiques du bassin versant de l'Oued Ouahrane

Tableau II.1. Surfaces partielles par fraction d'altitude de l'Oued Ouahrane	42
Tableau II.2. Les altitudes caractéristiques du bassin de l'Oued Ouahrane	44
Tableau II.3. Classification O.R.S.T.O.M du relief	47
Tableau II.4. Indices des pentes et classes de relief du bassin de l'Oued Ouahrane	48
Tableau II.5. Indices des pentes et classes de relief du bassin de l'Oued Ouahrane	50
Tableau II.6. Caractéristiques du profil en long de l'Oued Ouahrane	52
Tableau II.7. Récapitulatif des caractéristiques hydromorphométriques du bassin de l'Oued Ouahrane	53
Tableau II.8. Répartition lithologique des différentes formations géologiques du bassin d'Oued Ouahrane (Boulaine, 1956)	57
Tableau II.9. Température moyenne interannuelle (°C) du bassin d'Oued Ouahrane entre 1983 et 2017 (ONM)	59
Tableau II.10. Classification de l'indice de "De Martonne" (Gavrilov et al., 2019).....	61
Tableau II.11. Évapotranspiration moyenne interannuelle (mm) du bassin de l'Oued Ouahrane entre 1983 et 2017 (ONM).....	62
Tableau II.12. Vitesse maximale et moyenne des vents (m/s) au niveau de la région d'Ouled Farès entre 1983 et 2017 (ONM).....	63

CHAPITRE III : Analyse de la variabilité du régime hydrométéorologique

Tableau III.1. Coordonnées des postes hydropluviométriques	67
Tableau III.2. Valeurs critiques de 1% et 5% pour (R/\sqrt{n}) du test de Buishand en fonction de n (Buishand, 1984)	74
Tableau III.3. Moyenne arithmétique des stations pluviométriques.....	76
Tableau III.4. Précipitation annuelle et surface d'influence des stations pluviométriques	76
Tableau III.5. Estimation de la pluie moyenne par la méthode des isohyètes	78

Tableau III.6. Paramètres statistiques des séries de pluie annuelle sur l'Oued Ouahrane	80
Tableau III.7. Résultats du test statistique de Mann-Kendall sur les pluies annuelles	81
Tableau III.8. Résultats statistiques des différents tests de détection des ruptures	81
Tableau III.9. Répartition saisonnière des pluies sur le bassin d'Oued Ouahrane	84
Tableau III.10. Paramètres statistiques des séries de pluie maximale journalière du bassin de l'Oued Ouahrane	85
Tableau III.11. Comparaison des lois d'ajustements aux précipitations annuelles	86
Tableau III.12. Précipitations annuelles pour différentes périodes de retour.....	87
Tableau III.13. Comparaison des lois d'ajustements aux pluies maximales journalières	88
Tableau III.14. Précipitations maximales journalières pour différentes périodes de retour	89
Tableau III.15. Résultats du test statistique de Mann-Kendall sur les températures annuelles (minimales, maximales et moyennes) à la station ONM Chlef	89
Tableau III.16. Bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite	93
Tableau III.17. Paramètres statistiques des débits maximaux et moyens du bassin de l'Oued Ouahrane	96
Tableau III.18. Comparaison des lois d'ajustements aux débits maximaux instantanés et journaliers	96
Tableau III.19. Débits maximaux annuels instantanés et journaliers pour différentes périodes de retour	97
Tableau III.20. Variation mensuelle des débits moyens et maximaux d'Oued Ouahrane	98
Tableau III.21. Précipitations et débits moyens mensuels sur l'Oued Ouahrane	102
 CHAPITRE IV : Application du Modèle HEC-HMS pour la Modélisation Pluie-Débit	
Tableau IV.1. Méthodes de calcul des sous-bassins et des tronçons (Fleming & Brauer, 2015)	113
Tableau IV.2. Description des méthodes du modèle météorologique.....	114
Tableau IV.3. Catégories d'occupation des sols du bassin de l'Oued Ouahrane.....	117
Tableau IV.4. Classification hydrologique des groupes de sols (Rao et al., 2011; USDA, 1986)	119
Tableau IV.5. Caractéristiques des sous-bassins de l'Oued Ouahrane pour chaque	121
Tableau IV.6. Méthodes de modélisation HMS pour l'Oued Ouahrane	122
Tableau IV.7. Fonctions d'objectif de minimisation et leur motivation	127
Tableau IV.8. Données de base des sous-bassins	130
Tableau IV.9. Paramètres calibrés pour la fonction de transfert SCS-UH.....	132
Tableau IV.10. Paramètres calibrés pour la fonction de transfert CLARK-UH.....	132
Tableau IV.11. Simulation et performance du modèle pour la période de calage.	134
Tableau IV.12. Résultats de validation du modèle HEC-HMS	136
Tableau IV.13. Catégories d'occupation du sol pour différentes années et scénarios projetés.....	141

Tableau IV.14. Valeurs pluie estimée pour différentes périodes de retour du bassin de l'Oued Ouahrane	142
Tableau IV.15. Volumes et débits de pointe prévus pour les crues de 1987 et 2017	143
Tableau IV.16. Volumes et débits de pointe prévus pour le scénario 1	145
Tableau IV.17. Volumes et débits de pointe prévus pour le scénario 2	145

Introduction générale

Introduction générale

L'eau est une ressource vitale pour toutes les formes de vie et est utilisée dans de nombreux domaines tels que l'agriculture, l'industrie, l'approvisionnement en eau potable, l'assainissement et la production d'énergie (Shiklomanov, 2000). Cependant, comme il s'agit d'une ressource limitée, la gestion durable de l'eau est cruciale pour garantir l'accès à l'eau potable aux générations actuelles et futures.

L'Algérie est confrontée à des défis majeurs en matière de gestion de l'eau en raison de sa dépendance aux eaux souterraines limitées, La croissance démographique , le développement économique rapides et la réduction significative des précipitations due au changement climatique (Elmeddahi, 2016; Meddi & Hubert, 2003). Ces paramètres exercent une forte pression sur les ressources en eau, en particulier dans les régions semi-arides. A cet égard, il est nécessaire de simuler et de quantifier la disponibilité de l'eau en utilisant des modèles hydrologiques avec des données fiables. Cependant, les études hydrologiques détaillées sont difficiles à réaliser en raison de la rareté des données et de la complexité des systèmes hydrologiques. Les techniques de modélisation ont acquis une grande importance car elles peuvent générer la réponse aux précipitations du bassin versant et permettent de visualiser les risques des crues et les mesures de protection à prévoir (Teng et al., 2017).

L'un des défis spécifiques de la gestion de l'eau est d'avoir une connaissance adéquate de la relation pluie -débit dans les systèmes hydrologiques. Ce processus complexe est affecté par de nombreux facteurs, tels que la durée, la quantité et l'intensité des précipitations, l'évapotranspiration, les propriétés du sol, la topographie, l'occupation du sol et les types de couverture du sol, y compris les facteurs climatiques qui contrôlent les caractéristiques de la réponse hydrologique (Rodriguez-Iturbe & Rinaldo, 2001).

Cependant, la complexité du processus de transformation pluie-débit le rend difficile à sa modélisation et sa prévision précise. Malgré le développement d'un large ensemble de techniques de modélisation basées sur la connaissance et les données au cours des dernières décennies, la modélisation du débit des précipitations reste une tâche difficile en termes de prédictions précises.

De nombreux modèles existants sont basés sur des relations empiriques (Beven & Kirkby, 1979) ou se fondent sur une collecte et une analyse approfondies des données, ce qui peut prendre un temps considérable et nécessiter des ressources importantes. En outre, ces modèles ne reflètent pas toujours avec pertinence la variabilité et la complexité du mécanisme de transformation pluie-écoulement dans les différents systèmes hydrologiques (Beven, 2012). Compte tenu de l'importance de la gestion des risques d'inondation pour la gestion des ressources en eau, de nombreux modèles et méthodes ont été développés et présentés pour simuler le débit des cours d'eau et l'hydrogramme du débit. Ces modèles peuvent être classés en trois grandes catégories : les modèles empiriques telles que l'hypothèse de linéarité de la théorie de l'hydrogramme unitaire (Sherman, 1932), les modèles physiques telles que le modèle distribué *MIKE-SHE* (Système Hydrologique Européen), les modèles semi-distribués tels que *SWAT* et *TOPMODEL* (Arnold et al., 1998; Gumindoga et al., 2011; Liu et al., 2018;

Srinivasan et al., 1998) et les modèles conceptuels telles que le *HEC-HMS* (Feldman, 2000) et le *GR* développé par le Cemagref en France (Perrin, 2000).

La compréhension des processus physiques, des constituants hydrologiques et de leurs effets sur la réponse des bassins versants aux précipitations est un défi dans la planification de la gestion des bassins versants (Baydaroglu et al., 2018; Danandeh Mehr & Nourani, 2018; Khatri et al., 2018; Malekian et al., 2019; Laouacheria & Mansouri, 2015; Moumen et al., 2017; Rao et al., 2011). De même, le changement climatique pourrait entraîner une variabilité accrue de l'intensité des précipitations à l'avenir, affectant le débit des cours d'eau et provoquant des inondations plus fréquentes et des pertes substantielles (Krajewski et al., 2021; Bai et al., 2019; Malekian et al., 2019; Elmeddahi et al., 2016; Legesse et al., 2003). Plusieurs études ont conclu que les changements dans les précipitations ont un effet plus important sur l'écoulement des cours d'eau que les modifications de la température et de l'évapotranspiration, bien que ces dernières aient également un effet significatif (Chaemiso et al., 2016; Mao et al., 2016; Middelkoop et al., 2001; Zare & Pakparvar, 2021).

En outre, la croissance de l'urbanisation conduit à un changement de l'occupation du sol et de la couverture végétales, ce qui modifie le processus hydrologique dans les bassins versants. Ces changements entraînent une augmentation de la surface imperméable pour le drainage, ce qui aboutit à une augmentation du ruissellement, rendant ainsi la zone plus sensible aux pics de débit les plus élevés (Garg et al., 2017; Kong et al., 2017; Miller et al., 2014; Shahid et al., 2017).

Des estimations fiables du débit d'un bassin versant sont essentielles pour prendre des décisions fondées sur la gestion de ressources en eau. Cependant, les différents modèles nécessitent plusieurs paramètres d'entrée qui ne sont pas faciles à obtenir (Anh, 2018; France & Rumpe, 2004). Dans ce cas, il est nécessaire de sélectionner un modèle avec une structure simple, données d'entrée minimales, et une prédiction précise (K. Beven, 2012).

La plupart des études qui visent à modéliser la relation pluie-débit des bassins versants en Algérie ont été réalisées en utilisant les modèles conceptuels globaux du génie rural *GR* de Cemagref (Elmeddahi et al., 2014; Kabouya & Michel, 1991). Selon Benkaci & Dechemi (2004), les modèles *GR* donnent des résultats satisfaisants mais ne parviennent pas à reproduire les pics de débit maximum. Par conséquent pour améliorer la modélisation pluie-débit, l'utilisation d'autres modèles est indispensable.

Dans les régions semi-arides comme l'Algérie, plusieurs études antérieures ont indiqué la capacité du modèle *HEC-HMS* dans la simulation des crues. Mokhtari et al (2016) ont appliqué le modèle de simulation hydrologique pluie-débit *HEC-HMS* dans le bassin versant de l'Oued Cheliff-Ghrib. Leur objectif était d'évaluer la faisabilité de l'utilisation de ce modèle dans une région montagneuse caractérisée par une forte hétérogénéité spatio-temporelle. En utilisant le *MNT* (Modèle Numérique de Terrain) comme entrée du bassin et le modèle *HEC-HMS* pour une méthodologie pluie-débit, l'étude menée par Derdour et al (2017) a simulé les débits de pointe pour différentes périodes de retour dans le bassin versant d'Ain Sefra. Suivie d'une autre étude présentée par Derdour & Bouanani (2019), a l'objectif d'analyser le comportement d'inondation de la ville d'Ain Sefra pendant des événements de crue extrêmes,

en construisant le modèle hydrologique (*HEC-HMS*) et hydraulique (*HEC-RAS*). Récemment, [Allali et al \(2022\)](#), ont étudié le bassin de l'Oued Ouahrane en utilisant le modèle *HEC-HMS* pour une simulation pluie-débit. Ils ont comparé les fonctions de transfert *SCS-UH* et *CLARK-UH* et ont constaté que la fonction *CLARK-UH* était la plus adaptée en termes de performance.

Le bassin versant d'Oued Ouahrane est un affluent important du Cheliff, ayant fait l'objet de plusieurs études sur la modélisation hydrologique pluie-débit. Ces études ont utilisé différents modèles, tels que le modèle *GR2M* pour évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau ([Elmeddahi, 2016](#)), le modèle *GR4J* pour estimer les débits de crues dans le cadre de la gestion des risques d'inondation ([Benzineb, 2017](#); [Remaoune, 2007](#); [Zekouda, 2009](#)), ainsi que pour l'analyse du fonctionnement hydrologique du bassin ([Bouthiba, 2012](#)). Bien que les résultats des modèles *GR* aient été satisfaisants et bien accueillis dans la région d'Oued Ouahrane, ils n'ont pas permis d'atteindre le niveau souhaité pour évaluer le débit de pointe des crues. Cela a conduit à la recherche d'un modèle plus précis et efficace.

Dans cette étude, le modèle *HEC-HMS* a été adopté en raison de sa facilité d'application pour la simulation d'événements à court et à long terme ([Halwatura & Najim, 2013](#); [Sok & Oeurng, 2016](#)). De plus il requiert peu de données d'entrée et fournit des résultats fiables ([Ramesh, 2017](#)).

L'objectif principal de cette étude est de fournir une compréhension approfondie de la transformation pluie-débit sur l'Oued Ouahrane pour prédire le débit des crues en fonction de la pluie en tenant compte des facteurs environnementaux clés. Les objectifs spécifiques sont notamment les suivants :

- Etudier les paramètres du modèle *HEC-HMS* ;
- Identifier la capacité de la représentation du processus à simuler différentes réponses faites de l'hydrogramme ;
- Évaluer les différents paramètres de modèle ;
- Estimer le débit des crues de l'Oued Ouahrane ;
- Déterminer l'impact de l'occupation de sol sur les événements hydrologiques.

Pour atteindre cet objectif, ce manuscrit est organisé en quatre chapitres, après une introduction générale.

- Le premier chapitre contient une synthèse bibliographique qui décrit brièvement le cycle de l'eau, définit la modélisation hydrologique et ses principes, présente différentes approches de modélisation et enfin, mentionne quelques modèles reconnus dans le domaine de la modélisation pluie-débit.

- Le deuxième chapitre est consacré à la description détaillée du bassin de l'Oued Ouahrane, en particulier ses caractéristiques morphométriques et son climat, qui sont des éléments clés pour une étude hydrologique. La situation géographique, le réseau hydrographique, la géologie, la lithologie, et l'occupation du sol de la région étudiée ont également été abordés.

- Le troisième chapitre analyse les paramètres hydroclimatologiques et leur rôle dans la formation des crues. Afin d'obtenir des informations historiques sur les inondations les plus importantes dans le bassin de l'Oued Ouahrane, l'étude cherche à établir les relations potentielles entre les précipitations, qui sont un facteur déclencheur des crues, et le ruissellement à différentes échelles temporelles (annuelle, mensuelle et journalière).

- Le dernier chapitre vise à étudier l'impact du changement d'occupation des sols sur les événements des crues à Oued Ouahrane. Les méthodes de transformation de l'hydrogramme unitaire *SCS-UH* et *CLARK-UH* sont utilisés pour simuler le débit, en employant le modèle hydrologique *HEC-HMS*. La calibration, la validation, l'analyse de sensibilité et l'évaluation des performances du modèle sont effectuées à l'aide de critères statistiques. En outre, une prévision de la réponse hydrologique future de ce bassin est faite en prenant en compte le changement climatique et les différents scénarios d'occupation des sols.

Une conclusion générale permet de mettre en évidence les résultats les plus importants obtenus dans le cadre de cette recherche. Des perspectives de recherches complémentaires sont également proposées dans le but d'améliorer la prédiction des débits.

Chapitre I

Principes fondamentaux de la modélisation pluie-débit

CHAPITRE I : Principes fondamentaux de la modélisation pluie-débit

I.1 Introduction

L'hydrologie est une discipline scientifique qui étudie les propriétés, la distribution, le mouvement et l'occurrence de l'eau sur terre et ses interactions avec l'environnement dans le cycle hydrologique. La modélisation pluie-débit est l'un des outils les plus importants en hydrologie pour comprendre et prévoir les écoulements d'eau dans les bassins versants. Elle permet d'estimer les quantités et les débits d'eau de ruissellement à partir des données de précipitations et des caractéristiques du bassin versant (Cirilo et al., 2020; Foda et al., 2017).

Ce chapitre a pour objectif de présenter les principes de base de la modélisation hydrologique et de la modélisation pluie-débit, les différentes catégories de modèles existantes et leurs applications, ainsi que les aspects importants à prendre en compte lors du choix d'un modèle hydrologique. Certains des modèles les plus couramment utilisés, tels que *HEC-HMS*, *SWAT*, *HBV*, *MIKE SHE*, *TOPMODEL*, *GR4J* et *IHACRES* ont été présentés. La compréhension de ces concepts et modèles est essentielle pour la gestion efficace des ressources en eau, la prévention des inondations et la prise de décisions dans le domaine de l'hydrologie.

I.2 Le cycle global hydrologique

Le cycle hydrologique implique la circulation continue de l'eau dans le système Terre-Atmosphère. L'eau s'évapore des océans et de la surface terrestre pour faire partie de l'atmosphère, la vapeur d'eau se condense en nuages qui se déplacent sous l'influence des vents et se transforment en précipitations. Ces précipitations retombent sur la surface de la Terre sous forme de pluie, de neige, de grêle ou de toute autre forme de précipitation. Une partie de cette eau s'infiltré dans le sol pour devenir de l'eau souterraine, tandis que le reste s'écoule à la surface pour former des rivières, des lacs et des réservoirs (*figure I.1*).

Le cycle hydrologique joue un rôle crucial dans la transformation pluie-débit. En effet, la modélisation pluie-débit consiste à simuler la relation entre la pluie qui tombe sur un bassin versant et le débit des rivières qui en résultent. Cette relation est fortement influencée par le cycle hydrologique, car les précipitations sont le principal facteur qui alimente les rivières en eau (Chow et al., 1988).

Les modèles pluie-débit sont donc basés sur la compréhension du cycle hydrologique. Ils utilisent des données sur les précipitations, l'humidité du sol, l'évaporation et la température pour simuler la quantité d'eau qui s'infiltré dans le sol, qui s'évapore ou qui s'écoule à la surface. Ces modèles peuvent être utilisés pour prédire le débit des cours d'eau en fonction des conditions météorologiques et des caractéristiques du bassin versant.

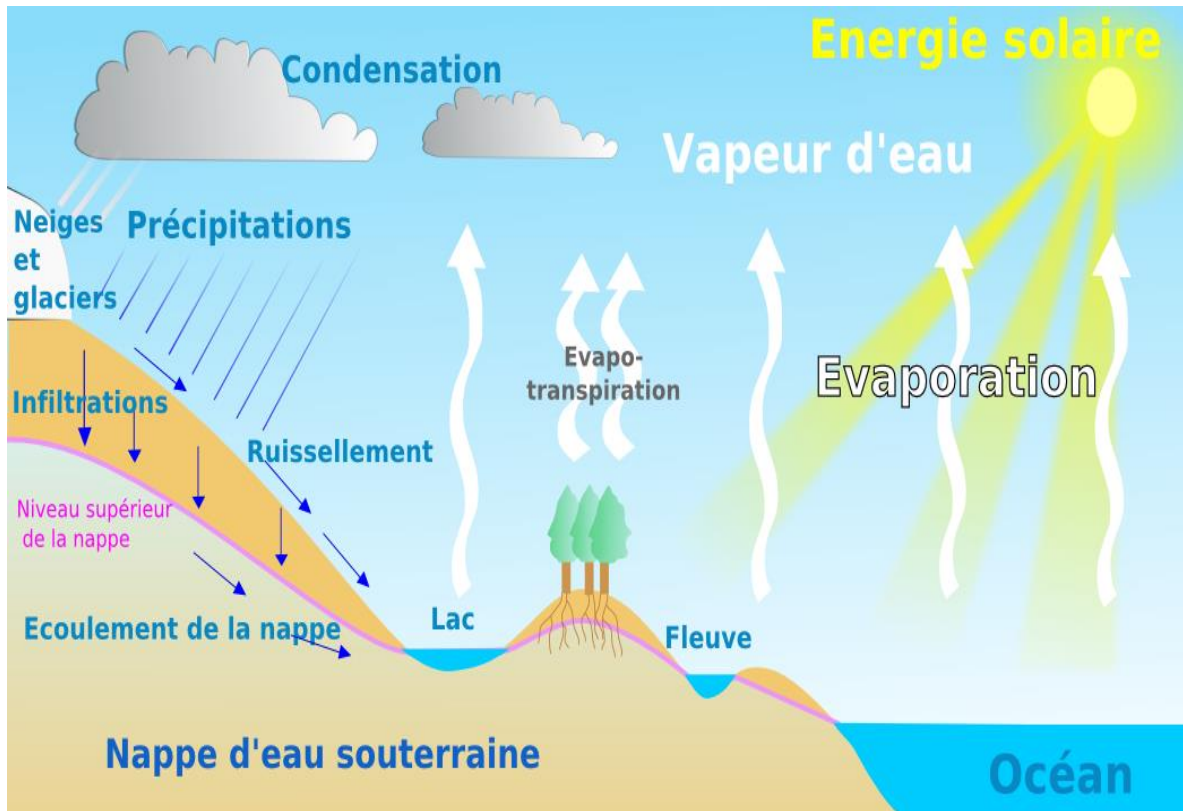


Figure I.1. Le cycle naturel de l'eau (d'après Laborde, 2007)

L'équation du bilan d'eau prend en compte les différentes entrées et sorties d'eau dans un système donné, tel qu'un bassin versant ou une zone urbaine. Elle est généralement représentée sous la forme suivante :

$$P - R - G - E - T = \Delta S \quad (\text{I.1})$$

Avec :

R : Ruissellement de surface (m^3) ou (mm) ;

P : Précipitation (mm) ;

E : Évaporation (mm) ;

G : Écoulement souterrain (mm) ;

T : Transpiration (mm) ;

ΔS : Variation du stockage (mm).

L'équation du bilan d'eau est un outil important pour évaluer les différents flux d'eau dans un système donné et ainsi mieux comprendre le cycle de l'eau dans cet environnement (Levizzani & Cattani, 2019).

I.3 Principes de la modélisation hydrologique

I.3.1 Description d'un modèle

Un modèle peut être défini comme une représentation simplifiée d'un phénomène ou d'un processus. Il est généralement caractérisé par un ensemble de variables et par des équations qui décrivent la relation entre ces variables. Dans le cas de l'hydrologie, un modèle représente la partie du système environnemental terrestre qui contrôle le mouvement et le stockage de l'eau (Solomatine & Wagener, 2011). En termes généraux, un système peut être défini comme un ensemble de composants ou d'éléments qui sont connectés pour faciliter la circulation de l'information, de la matière ou de l'énergie (figure I.2).

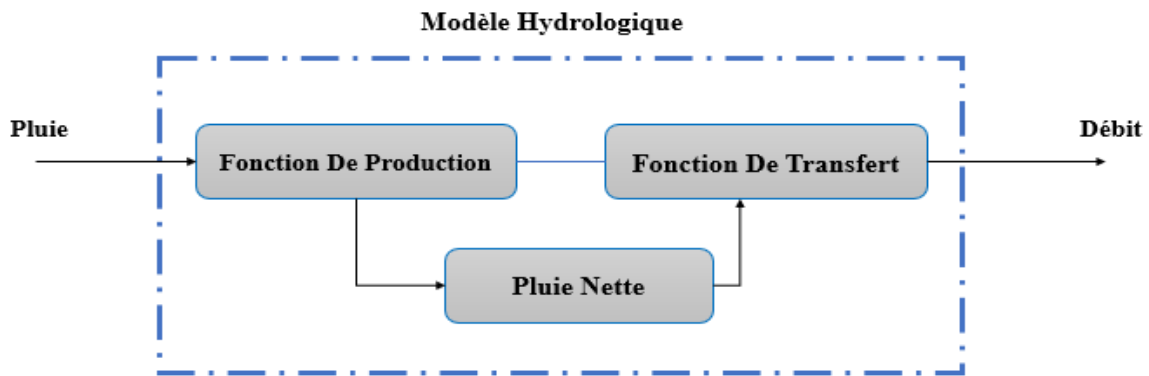


Figure I.2. Schéma descriptif d'un modèle hydrologique (d'après Gaume, 2002)

Un modèle hydrologique est généralement composé de plusieurs sous-modèles qui simulent différents processus hydrologiques tels que l'infiltration, l'écoulement de surface, la recharge des nappes phréatiques, l'évapotranspiration et le ruissellement. Chaque sous-modèle est basé sur des équations physiques et/ou empiriques qui décrivent le comportement du processus spécifique (Wagener & Gupta, 2005).

Les données d'entrée du modèle comprennent des informations sur les précipitations, la température, l'humidité du sol, la topographie et les propriétés du sol. Les résultats de la simulation du modèle hydrologique peuvent être utilisés pour des applications telles que la gestion des ressources en eau, la prévision des crues et la planification des infrastructures hydrauliques.

Le modèle hydrologique est donc un outil essentiel pour appréhender et gérer les ressources en eau d'une région donnée. Il permet de prédire les impacts des changements climatiques et des activités humaines sur les écosystèmes aquatiques, ainsi que de planifier les interventions nécessaires pour protéger les ressources en eau et les populations.

I.3.2 Processus de modélisation

Le processus de modélisation, c'est-à-dire la manière dont nous construisons et utilisons des modèles, est abordé dans cette section. Pour faciliter la discussion, le processus est divisé

en deux volets. La première composante est le processus de construction du modèle (c'est-à-dire comment un modèle est créé), tandis que la seconde composante se concentre sur le protocole de modélisation (c'est-à-dire une procédure pour utiliser le modèle à la fois pour des études opérationnelles et de recherche).

Le processus de modélisation fait référence à la création d'un modèle, qui est une représentation simplifiée et abstraite d'un système ou d'un processus réel (*figure I.3*). Ce processus est utilisé dans de nombreux domaines, notamment en ingénierie, en informatique, en économie, en psychologie, en biologie et dans de nombreux autres domaines (Solomatine & Wagener, 2011).

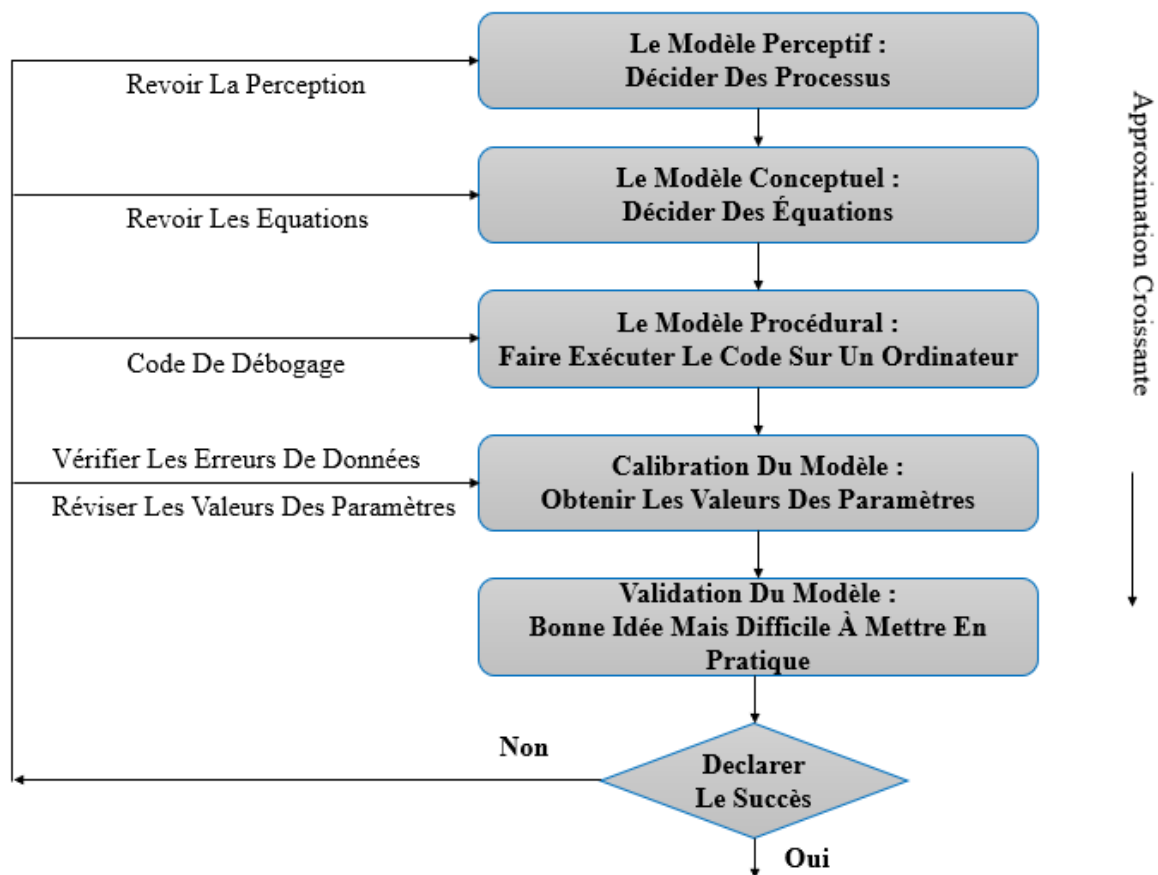


Figure I.3. Schéma des étapes du processus de modélisation (d'après Beven, 2012)

Le processus de modélisation peut varier selon les domaines et les applications, mais il existe des étapes de base qui sont communes à la plupart des processus de modélisation (K. J. Beven, 2000).

- **Définir le système à modéliser :** La première étape consiste à définir le système ou le processus à modéliser, c'est-à-dire à déterminer ce qui doit être représenté dans le modèle. Cette étape implique souvent la collecte de données sur le système, telles que des mesures, des observations ou des expériences.

- **Choisir le type de modèle :** La deuxième étape consiste à choisir le type de modèle qui convient le mieux au système ou au processus à modéliser. Les types de modèles courants

comprennent les modèles mathématiques, les modèles statistiques, les modèles de simulation, les modèles graphiques et les modèles de système.

• **Développer le modèle** : La troisième étape consiste à développer le modèle en utilisant les données collectées et les outils de modélisation appropriés. Cette étape peut impliquer la formulation d'équations mathématiques, la création de graphiques et de diagrammes ou la création de modèles de simulation.

• **Vérifier le modèle** : La quatrième étape consiste à vérifier le modèle pour s'assurer qu'il est valide et fiable. Cela peut être fait en comparant les résultats du modèle avec les données réelles ou en utilisant des techniques statistiques et graphiques pour évaluer la précision du modèle.

• **Utiliser le modèle** : La dernière étape consiste à utiliser le modèle pour répondre à des questions spécifiques ou pour résoudre des problèmes dans le système réel. Les modèles peuvent être utilisés pour prédire le comportement futur du système, pour tester des hypothèses ou pour optimiser des processus.

Il est important de noter que le processus de modélisation est un processus itératif, ce qui signifie que les modèles peuvent être affinés et ajustés à mesure que de nouvelles données sont collectées ou que des hypothèses sont testées. Les modèles peuvent également être validés ou invalidés en fonction des résultats obtenus.

I.3.3 Objectifs et applications de la modélisation pluie-débit

La modélisation pluie-débit est une technique qui consiste à créer un modèle mathématique qui relie les précipitations et les débits d'un bassin versant. Les objectifs de la modélisation pluie-débit sont nombreux et peuvent varier en fonction des besoins spécifiques d'une étude ou d'un projet (Pechlivanidis et al., 2011). Cependant, les objectifs courants comprennent :

• **Comprendre le comportement hydrologique d'un bassin versant** : L'objectif principal de la modélisation pluie-débit est de comprendre comment l'eau circule dans un bassin versant et comment les précipitations affectent le débit des cours d'eau. Cette compréhension est essentielle pour la gestion de l'eau et la prévention des inondations.

• **Prédire les débits futurs** : Un autre objectif important de la modélisation pluie-débit est de prédire les débits futurs en fonction des prévisions de précipitations. Cette information est utile pour la planification des activités économiques, la gestion des ressources en eau et la prévention des inondations.

• **Évaluer les impacts des changements climatiques** : La modélisation pluie-débit peut aider à évaluer les impacts potentiels des changements climatiques sur les débits des cours d'eau. Cela peut aider à planifier des stratégies d'adaptation pour faire face aux conséquences potentielles du changement climatique sur les ressources en eau.

• **Concevoir des ouvrages de gestion de l'eau** : La modélisation pluie-débit est souvent utilisée pour concevoir des ouvrages de gestion de l'eau, tels que des barrages, des canaux d'irrigation et des stations de pompage. Cette technique peut aider à déterminer la taille optimale des ouvrages et leur emplacement pour maximiser leur efficacité.

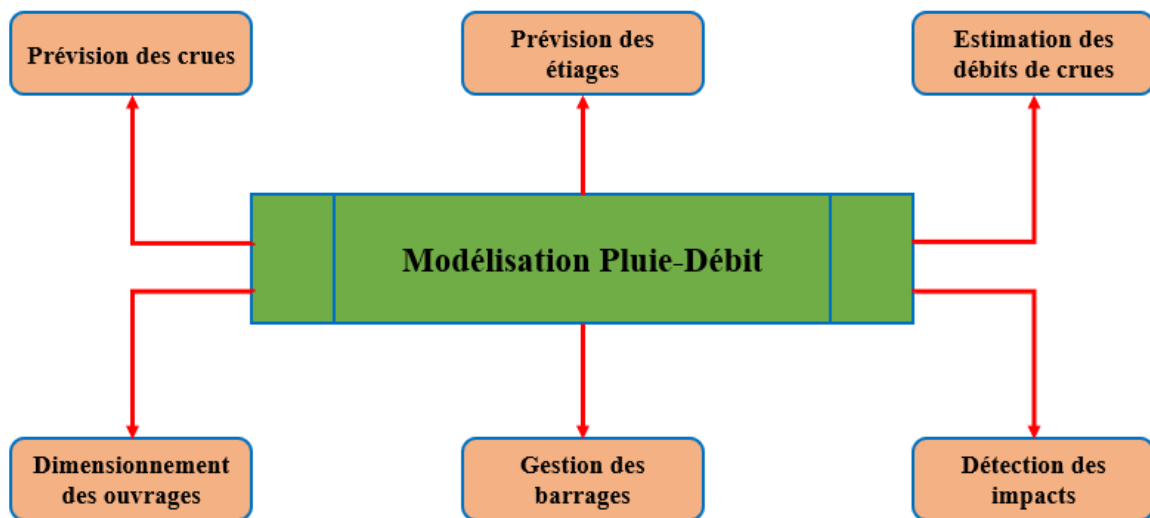


Figure I.4. Les applications de la modélisation pluie-débit dans la recherche hydrologique

En termes d'applications, la modélisation pluie-débit est utilisée dans de nombreux domaines, notamment la gestion de l'eau, la prévision des inondations, la conception d'ouvrages hydrauliques, la planification des ressources en eau, la gestion des bassins versants, la recherche hydrologique et la modélisation du changement climatique (*figure I.4*) (Singh & Woolhiser, 2002).

I.4 Classification des modèles pluie-débit

Selon Clarke (1973), Abbott & Refsgaard (1996) et Ambroise (1999), un modèle hydrologique est une représentation simplifiée du système naturel. D'un point de vue informatique, un modèle est une représentation symbolique du système naturel ou de certaines de ses caractéristiques. Ainsi, un modèle hydrologique est constitué de différentes variables et équations qui représentent les interactions entre les différents éléments du système, tels que la pluie, l'évapotranspiration, l'infiltration, les flux d'eau de surface et souterrains, etc. En d'autres termes, un modèle hydrologique est une abstraction mathématique de la réalité, qui permet de simuler et de comprendre le comportement de l'eau dans un bassin versant.

La classification des modèles pluie-débit est une étape importante pour comprendre les différentes structures et philosophies sous-jacentes à ces modèles. Il n'existe pas de méthode générale de classification des modèles hydrologiques, ils ont été classés de plusieurs manières en fonction des critères d'intérêt (S. K. Gupta et al., 2015).

Les critères utilisés pour la classification incluent l'approche conceptuelle, le degré de complexité et le domaine d'application. L'approche conceptuelle est souvent utilisée pour classer les modèles pluie-débit en fonction de leur structure et de leur philosophie sous-jacente. Les approches les plus courantes sont l'approche empirique, l'approche conceptuelle et l'approche physique. Les modèles empiriques sont basés sur des relations statistiques entre

les précipitations et les débits d'eau, tandis que les modèles conceptuels sont basés sur une compréhension de la manière dont l'eau s'écoule dans un bassin versant. Les modèles physiques sont basés sur les lois de la physique et simulent la dynamique de l'eau à l'échelle du bassin versant (*tableau I.1*).

Le degré de complexité est un autre critère couramment utilisé pour classer les modèles pluie-débit. Les modèles simples sont souvent utilisés pour des applications rapides et pour des bassins versants de petite taille, tandis que les modèles plus complexes sont utilisés pour des bassins versants plus grands ou pour des applications plus détaillées. Les modèles les plus complexes incluent souvent des paramètres tels que la topographie, les sols, la végétation et les réseaux de drainage.

Le domaine d'application est également un critère important pour classer les modèles pluie-débit. Certains modèles sont conçus pour des bassins versants spécifiques ou pour des conditions environnementales spécifiques, tandis que d'autres modèles sont plus généraux et peuvent être utilisés dans une variété de contextes ([Todini, 1988](#)).

Tableau I.1. Comparaison de la structure des modèles pluie-débit ([Knights, 2017](#))

	Empirique	Conceptuel	Physique
Méthode	<ul style="list-style-type: none"> • Relation non linéaire entre les entrées et les sorties. • Concept de boîte noire. 	<ul style="list-style-type: none"> • Équations simplifiées qui représentent le stockage de l'eau dans le bassin versant. 	<ul style="list-style-type: none"> • Lois physiques et équations basées sur des réponses hydrologiques réelles.
Avantages	<ul style="list-style-type: none"> • Petit nombre de paramètres nécessaires. • Peuvent être plus précis. • Temps d'exécution rapide. 	<ul style="list-style-type: none"> • Facile à calibrer. • Structure de modèle simple. 	<ul style="list-style-type: none"> • Intègre la variabilité spatiale et temporelle. • Échelle très fine.
Inconvénients	<ul style="list-style-type: none"> • Aucun lien entre bassin versant physique. • Distorsion des données d'entrée. 	<ul style="list-style-type: none"> • Ne tiens pas compte de la variabilité spatiale au sein du bassin versant. 	<ul style="list-style-type: none"> • Grand nombre de paramètres et d'étalonnage nécessaires. • Spécifiques au site.
Meilleure utilisation	<ul style="list-style-type: none"> • Dans les bassins versants non jaugés. • Le ruissellement est le seul résultat nécessaire. 	<ul style="list-style-type: none"> • Lorsque le temps de calcul ou les données sont limités. 	<ul style="list-style-type: none"> • Avoir une grande disponibilité des données à petite échelle.
Exemples	Curve Number ; Réseaux de neurones artificiels.	<i>HSPF ; HBV ; TOPMODEL ; Stanford.</i>	<i>MIKE-SHE ; VIC ; KINEROS ; PRMS.</i>

Les modèles hydrologiques se répartissent globalement en fonction de trois caractéristiques principales : la nature de la variable, le traitement de l'espace, et le fondement théorique et l'approche de développement ([Oudin, 2004](#); [Perrin, 2000](#)). Selon la nature de la variable, les modèles peuvent être déterministes (avec des variables non aléatoires) ou

stochastiques (avec des variables aléatoires). En ce qui concerne le traitement de l'espace, les modèles peuvent être globaux, semi-distribués (ou semi-globaux) ou spatialisés, avec une considération différente de l'homogénéité du bassin. Le fondement théorique et l'approche de développement des modèles peuvent être empiriques, conceptuels ou à base physique (figure I.5).

La classification des modèles en fonction de leurs caractéristiques permet de mieux comprendre les différents types de modèles et leurs utilisations potentielles. Elle peut aider les chercheurs à choisir le modèle le plus adapté pour répondre à leurs questions de recherche et à obtenir des résultats plus précis et fiables (Aoulmi, 2022).

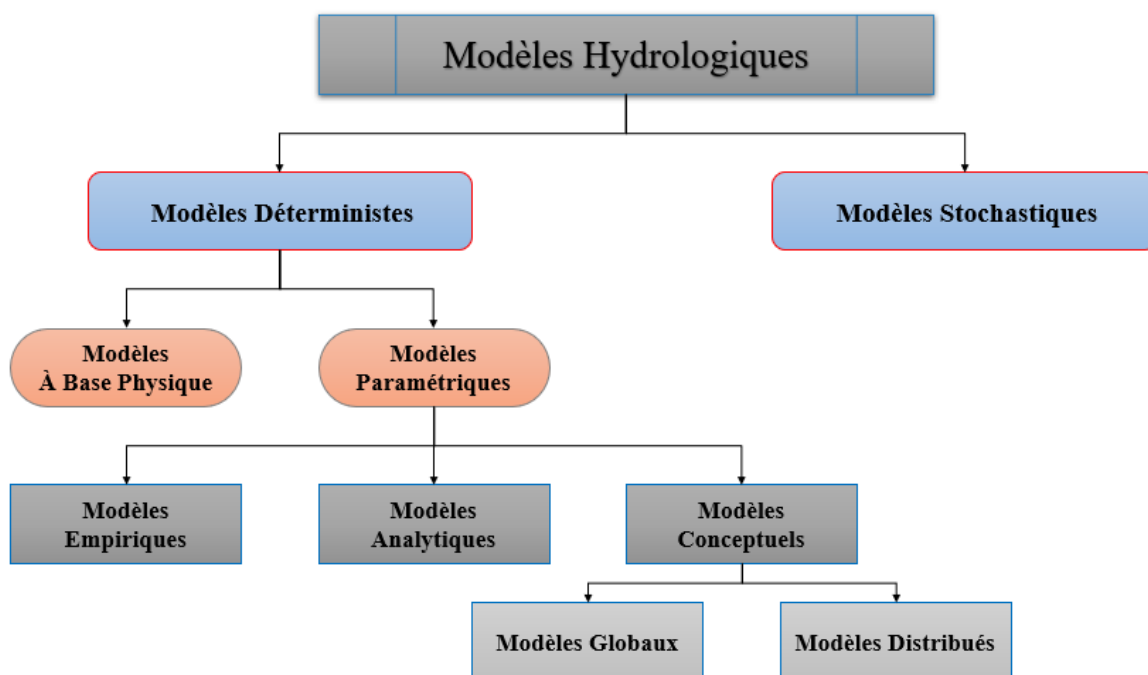


Figure I.5. Classification de la structure de base des modèles pluie-débit (Gaume, 2002)

I.4.1 Modèles déterministes

Les modèles déterministes sont des modèles qui ne prennent pas en compte le hasard dans le processus qu'ils décrivent (Henine, 2005). Ces modèles sont basés sur des lois de certitude plutôt que sur des lois de probabilité (Maftei, 2002). Par exemple, la théorie hydrographique unitaire est un modèle déterministe utilisé pour étudier l'écoulement de l'eau dans un réservoir. Les modèles déterministes sont complexes et nécessitent beaucoup de données et de temps de calcul. Ils utilisent des équations aux dérivées partielles non linéaires pour décrire les processus hydrologiques, et il est souvent impossible de résoudre ces équations de manière analytique. Cependant, l'un des avantages des modèles déterministes est qu'ils permettent une meilleure compréhension du système hydrologique en fournissant une vue détaillée du processus (Jajarmizadeh et al., 2012).

I.4.2 Modèles stochastiques

Un modèle stochastique a au moins une composante de caractère aléatoire qui n'est pas explicite dans l'entrée du modèle, mais seulement implicite ou "cachée" (Le Clerc, 2004). Par conséquent, des entrées identiques se traduiront généralement par des sorties différentes si elles sont exécutées dans le modèle dans des conditions identiques. Cette notion peut être étendue aux modèles dans lesquels l'entrée a un caractère stochastique direct.

Les modèles stochastiques utilisent des variables aléatoires pour représenter l'incertitude du processus et génèrent des résultats différents à partir d'un ensemble de données d'entrée et de valeurs de paramètres lorsqu'ils s'exécutent dans des conditions identiques (Pechlivanidis et al., 2011). Un ensemble particulier d'entrées produira une sortie selon une distribution statistique. Cela permet un certain caractère aléatoire ou une incertitude dans le résultat possible en raison de l'incertitude des variables d'entrée, des conditions aux limites ou des paramètres du modèle.

I.4.3 Modèles basés sur la physique

Les modèles physiques, également appelés modèles basés sur les processus ou modèles mécanistes, sont basés sur la compréhension de la physique liée aux processus hydrologiques. Des équations basées sur la physique régissent le modèle pour représenter plusieurs parties des réponses hydrologiques réelles dans le bassin versant (Knights, 2017; Vaze et al., 2012).

Ces modèles prennent en compte plusieurs processus, tels que l'infiltration, l'évaporation, la transpiration des plantes, l'écoulement de surface et l'écoulement souterrain. Les équations utilisées dans ces modèles sont basées sur les lois de conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement, ainsi que sur les lois de la thermodynamique (Maftei, 2002).

Les modèles pluie-débit à base physique nécessitent des données précises et complètes sur les caractéristiques du bassin versant, telles que la topographie, le type de sol, la végétation et les conditions météorologiques. Les données de pluie doivent également être précises et spatialement distribuées. Ces modèles ont une grande précision dans la prédiction des débits, mais ils sont également plus complexes et plus coûteux que les modèles empiriques. Ils sont souvent utilisés pour la planification de l'utilisation de l'eau, la gestion des ressources en eau et la prévention des crues.

I.4.4 Modèles empiriques

Un modèle de boîte noire ou empirique est un modèle développé sans aucune considération des processus physiques impliqués dans le bassin versant. Le modèle est simplement basé sur des analyses de séries chronologiques simultanées d'entrées et de sorties. Les modèles de boîte noire qui ne prennent pas explicitement en compte les lois gouvernantes, mais uniquement la relation de cause à effet des entrées aux sorties du système, de manière très générale et purement empirique (Becker & Serban, 1990).

Les modèles empiriques peuvent produire des simulations précises dans de nombreuses situations, y compris des longs pas de temps et la recreation des valeurs de ruissellement

passées. Très peu de paramètres sont nécessaires, ce qui rend les modèles basés sur les données faciles à utiliser. Les paramètres des modèles empiriques manquent de signification physique parce qu'il n'y a pas de composantes réalistes du bassin versant dans le modèle. La simplicité de mise en œuvre, les temps de calcul plus rapides et la rentabilité sont des raisons pour lesquelles les modèles empiriques doivent être choisis pour la modélisation (Dawson & Wilby, 2001). Le *SCS-Curve Number*, utilisé dans le modèle *SWAT* (USDA, 1986), les réseaux de neurones artificiels (Hsu et al., 1995) et les modèles *GR* (Loumagne, 1988) sont quelques exemples de modèles empiriques couramment utilisés en hydrologie pour prédire les débits à partir des précipitations.

I.4.5 Modèles conceptuels

Selon Jajarmizadeh et al. (2012), les modèles conceptuels sont une alternative aux modèles déterministes et empiriques. Un modèle conceptuel est construit en se basant sur les processus physiques observés dans le bassin versant, contrairement aux modèles de boîte noire qui sont développés sans considération de ces processus. Dans un modèle conceptuel, des structures et des équations qui sont physiquement cohérentes sont combinées avec des structures semi-empiriques. Cependant, la signification physique de certains paramètres peut ne pas être claire, ce qui rend difficile leur évaluation à partir de mesures directes (Perrin, 2000; Roche et al., 2012). Par conséquent, il est souvent nécessaire d'estimer ces paramètres par calibration, en utilisant des séries chronologiques d'entrée et de sortie simultanées. Les modèles conceptuels, qui sont souvent des modèles globaux, sont parfois appelés "boîtes grises" (Abbott & Refsgaard, 1996).

La structure des modèles conceptuels est souvent basée sur l'utilisation de stockages schématiques, qui sont combinés pour représenter une vue conceptuelle des caractéristiques hydrologiques importantes. Ces modèles peuvent varier considérablement en complexité, allant de deux ou trois stockages simples à une représentation très complexe. Les paramètres de ces modèles peuvent être difficiles à évaluer à partir de mesures directes, car la signification physique de certains paramètres peut ne pas être claire. Par conséquent, il est souvent nécessaire d'estimer ces paramètres par calibration en utilisant des séries chronologiques d'entrée et de sortie simultanées (Pechlivanidis et al., 2011).

La plupart des applications des modèles conceptuels pluie-débit traitent le modèle de manière spatialement regroupée, en supposant que la série chronologique des conditions climatiques (notamment les précipitations et l'évapotranspiration potentielle) et les valeurs des paramètres du modèle sont cohérentes dans tout le bassin versant (Vaze et al., 2012).

Les modèles conceptuels pluie-débit sont souvent utilisés pour simuler le comportement hydrologique des bassins versants à l'échelle régionale, car ils sont capables de reproduire les processus physiques dans différentes conditions climatiques et géographiques. Cependant, ils peuvent être limités par le manque de données et de connaissances sur les processus hydrologiques, en particulier dans les régions peu étudiées. Dans l'ensemble, les modèles conceptuels pluie-débit sont un outil précieux pour la modélisation hydrologique, car ils permettent une meilleure compréhension des processus physiques et une meilleure prédiction des débits dans les bassins versants (Solomatine & Wagener, 2011). Les modèles les plus

utilisés sont *AWBM*, *IHACRES*, *Sacramento*, *SIMHYD*, *SMARG*, *HBV*, *TOPMODEL*, *CEQUEAU* et ainsi que le groupe de *GR* (*GR1A*, *GR2M*, *GR3J*, *GR4J*).

I.4.6 Approche spatiale des modèles pluie-débit

Les processus spatiaux dans les modèles pluie-débit fournissent un moyen de représenter le bassin versant pour la modélisation. Ils sont basés sur les données d'entrée et sur la manière dont le ruissellement est généré et acheminé sur le bassin versant. La variabilité de la géologie, des sols, de la végétation et de la topographie affecte la relation entre les précipitations et le ruissellement dans un bassin versant et doit être prise en compte dans la modélisation (K. Beven, 2012). La structure spatiale des processus hydrologiques dans les modèles pluie-débit peut être classée en trois catégories : globale, semi-distribuée et entièrement distribuée (figure I.6).

Tableau I.2. Comparaison des structures spatiales dans les modèles pluie-débit (Knights, 2017)

	Globale	Semi-distribué	Distribué
Méthode	<ul style="list-style-type: none"> • La variabilité spatiale est ignorée • L'ensemble du bassin versant est modélisé comme une seule unité. 	<ul style="list-style-type: none"> • Série de paramètres globaux et distribués. 	<ul style="list-style-type: none"> • La variabilité spatiale est prise en compte.
Contributions	<ul style="list-style-type: none"> • Toutes les données moyennes par bassin versant. 	<ul style="list-style-type: none"> • Données moyennes et données spécifiques par sous-bassin versant. 	<ul style="list-style-type: none"> • Toutes les données spécifiques par cellule
Avantages	<ul style="list-style-type: none"> • Calcul rapide. • Bien adapté à la simulation de conditions moyennes 	<ul style="list-style-type: none"> • Représente les importantes caractéristiques du bassin versant. 	<ul style="list-style-type: none"> • Physiquement lié aux processus hydrologiques.
Inconvénients	<ul style="list-style-type: none"> • Beaucoup d'hypothèses. • Perte de résolution spatiale. • Inadapté pour les grandes surfaces. 	<ul style="list-style-type: none"> • Calcule la moyenne des données dans les zones de sous-bassin versant. • Perte de résolution spatiale. 	<ul style="list-style-type: none"> • Données intenses. • Long temps de calcul.
Exemples	Modèles empiriques et conceptuels ; apprentissage automatique.	Modèles conceptuels et certains modèles physiques ; <i>TOPMODEL</i> ; <i>SWAT</i> ; <i>HEC-HMS</i> .	Modèles physiquement distribués ; <i>MIKESHE</i> ; <i>VELMA</i> .

Les modèles globaux ne tiennent pas compte de la variabilité spatiale au sein du bassin versant, les modèles semi-distribués reflètent une certaine variabilité spatiale et des modèles entièrement distribués traitent la variabilité spatiale par mailles (Knights, 2017).

La façon dont la variabilité spatiale est prise en compte dans les modèles hydrologiques affecte leur précision et leur capacité à simuler les écoulements dans des zones à forte hétérogénéité spatiale. Les modèles globaux ont tendance à surestimer ou sous-estimer les

écoulements dans des zones à forte hétérogénéité spatiale, tandis que les modèles semi-distribués et entièrement distribués permettent de mieux représenter la variabilité spatiale. Les modèles entièrement distribués sont généralement les plus précis, mais leur utilisation peut être limitée par les exigences en données et en ressources informatiques (Koch, 2016).

Le *tableau (I.2)* montre comment l'interprétation spatiale diffère entre un modèle global, un modèle semi-distribué et un modèle distribué. Le tableau illustre les différentes façons dont ces modèles prennent en compte la variabilité spatiale dans la simulation des écoulements dans un bassin versant.

I.4.6.1 Modèles globaux

En hydrologie, un modèle global ou homogène est souvent utilisé pour simuler les processus hydrologiques à un seul point ou dans une région. Les paramètres du modèle sont calculés comme des moyennes spatiales dans le bassin versant et ne peuvent pas toujours être comparés directement aux mesures effectuées sur le terrain (Yu, 2015). Les modèles globaux sont conçus pour simuler le ruissellement total et le débit au point de sortie d'un bassin versant, plutôt que des débits spécifiques à des endroits précis. En conséquence, ils sont adaptés pour fournir une estimation rapide des conditions de ruissellement moyennes, qui sont souvent utilisées pour des analyses réglementaires à long terme. Les modèles globaux permettent de simuler de manière adéquate les débits moyennes et annuelles avec des temps de calcul relativement courts.

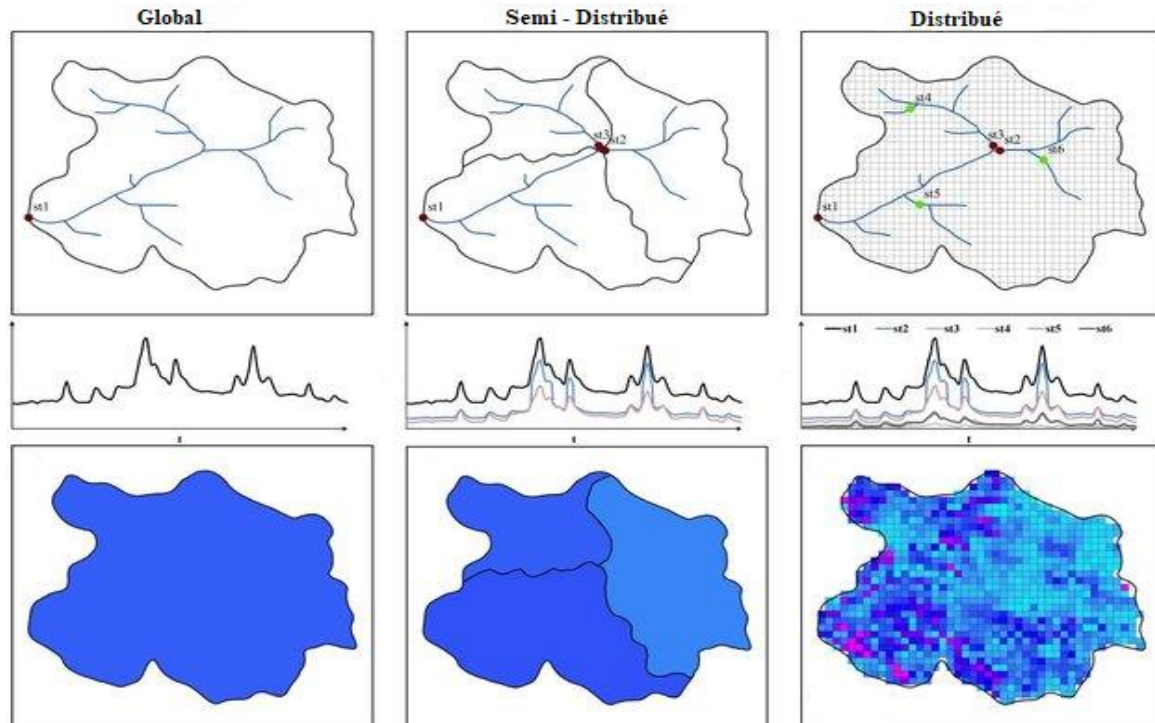


Figure I.6. Visualisation de la structure spatiale (global, semi-distribué et distribué) dans les modèles pluie-débit (d'après Koch, 2016)

I.4.6.2 Modèles semi-distribués

Les modèles semi-distribués sont des variantes de modèles globaux, avec des caractéristiques de modèles distribués. Ils peuvent consister en une série de paramètres localisés appliqués de manière quasi spatialement distribuée. Le processus du modèle divise le bassin versant en zones plus petites, avec de différents paramètres pour chacune (Rinsema, 2014).

Dans de tels modèles, la perte d'infiltration et l'excès de précipitations sont calculés pour chaque sous-bassin indépendamment des autres sous-bassins. L'excès de précipitations est converti en débit sortant du sous-bassin en utilisant les mêmes méthodes que celles utilisées dans les modèles globaux. Toutes ces sous-réponses sont acheminées par le canal jusqu'à l'exutoire du bassin versant, produisant ainsi une réponse globale du bassin versant (USACE, 2018). Il est important de noter que la subdivision du bassin versant en sous-bassins doit être effectuée avec soin pour assurer la représentativité des caractéristiques de chaque sous-bassin. De plus, les modèles semi-distribués peuvent nécessiter des données d'entrée précises pour chaque sous-bassin, ce qui peut être difficile à obtenir dans certaines régions ou pour certains types de caractéristiques (Fathy et al., 2015).

I.4.6.3 Modèles distribués

Les Modèles pluie-débit distribués sont plus complexes que les modèles pluie-débit classiques, car ils prennent en compte l'hétérogénéité spatiale des entrées et des paramètres. Les modèles pluie-débit distribués peuvent être entièrement distribués, c'est-à-dire qu'ils découpent le bassin versant en petits éléments ou cellules de grille, ce qui les rend plus proches de la réalité physique des processus hydrologiques. Ces modèles ont influencé les pratiques de gestion en fournissant des données détaillées pour les petits éléments, ce qui permet une meilleure prise en compte des variations spatiales du ruissellement dans la gestion des ressources en eau (Knights, 2017).

Les modèles distribués acheminent le débit calculé de chaque cellule à la cellule ou au flux le plus proche, sur la base d'équations physiques utilisées pour déterminer le chemin d'écoulement et les décalages temporels naturels. Ceci permet de simuler l'hétérogénéité du bassin versant à chacune des mailles de la grille. La résolution de la grille doit être choisie de manière à atteindre un équilibre entre la précision des résultats et la faisabilité des calculs, ce qui nécessite une certaine réflexion et expertise de la part du modélisateur. Ainsi, la résolution de la grille est une considération importante dans la modélisation hydrologique distribuée et doit être soigneusement prise en compte pour garantir des résultats précis et applicables (Vázquez et al., 2002).

Grâce aux progrès de la technologie, la modélisation hydrologique distribuée est devenue une méthode de plus en plus viable et précise pour simuler le comportement hydrologique des bassins versants à l'échelle fine. Les ordinateurs modernes et les SIG ont permis aux modélisateurs de relever le défi de traiter et de stocker efficacement des quantités massives de données, ce qui a ouvert la voie à l'utilisation de modèles hydrologiques distribués pour

répondre à des questions complexes en matière de gestion de l'eau, de prévention des inondations et de planification des ressources en eau.

I.5 Facteurs importants dans le choix d'un modèle hydrologique

L'efficacité des résultats obtenus par un modèle hydrologique dépend de nombreux facteurs tels que la méthode de distribution et de résolution des données d'entrée, la méthode d'étalonnage du modèle, le type de modèle, la taille et la topographie de la zone d'étude, etc. Ainsi, avant de choisir un modèle pour la simulation d'écoulement, il faut savoir judicieusement quels logiciel ou modèle donneraient de meilleurs résultats pour l'application particulière. Le *tableau (I.3)* donne quelques lignes directrices de base facilitant la sélection d'un modèle approprié.

Avant de choisir un modèle hydrologique pour étudier un bassin versant, il est important de considérer plusieurs aspects, tels que :

I.5.1 Objectifs de l'étude

Les objectifs de l'étude doivent être clairement définis avant de choisir un modèle hydrologique. Par exemple, si l'objectif est d'estimer les débits de crue, un modèle pluie-débit simple peut être suffisant. En revanche, si l'objectif est de simuler la réponse hydrologique à des changements de climat ou de gestion des ressources en eau, un modèle plus complexe peut être nécessaire.

I.5.2 Disponibilité de données

Les données disponibles pour calibrer et valider le modèle hydrologique sont un facteur clé pour choisir le type de modèle. Les modèles hydrologiques peuvent nécessiter différentes données, telles que les précipitations, l'évapotranspiration, la topographie, la géologie et l'utilisation des terres.

I.5.3 Complexité du modèle

La complexité du modèle doit être adaptée aux objectifs de l'étude et aux données disponibles. Un modèle trop simple peut ne pas être en mesure de reproduire les processus hydrologiques clés, tandis qu'un modèle trop complexe peut nécessiter des données et des compétences de modélisation avancées.

I.5.4 Échelle spatiale et temporelle

Le choix du modèle doit être adapté à l'échelle spatiale et temporelle de l'étude. Par exemple, un modèle à base physique peut être plus approprié pour une petite zone géographique avec des données de haute résolution, tandis qu'un modèle statistique peut être plus approprié pour une grande zone géographique avec des données de faible résolution.

Tableau I.3. Critères, facteurs, rangs et scores pour la sélection du modèle (Thakuri & Wijsekera, 2021)

Critères	Facteurs	Haute préférence	Moyenne préférence	Basse préférence
Échelle temporelle	Événement/Continu	Tous les deux	Continu	Événement unique
	Pas de temps	Minutes / Heures / Jours	Heures / Jours	Jours
Échelle spatiale	Représentation spatiale	Semi-distribué	Distribué	Global
	Nature du bassin versant	Souple	Rural	Urbain
Processus de modélisation	Théorie	Conceptuel	À base physique	Empirique
	Routage de flux	Dynamique	Cinématique	Muskingum
	Intégration de processus (hydraulique / hydrologique)	Intégré	Semi-intégré	Non-intégré
Documentation	Disponibilité du manuel de référence	Manuel d'utilisation et manuel technique	Manuel d'utilisation ou technique	Pauvre
Besoin en ressources	Données hydrométéorologiques Exigence	Données par station	Données agrégées	Grillé
	Données physiques Exigence	Demande de données raisonnable	Demande de données modérée	Demande intensive de données
Interface utilisateur	Interface graphique	Interface graphique avancée	Modérer	Pas d'interface graphique
	Optimisation	Optimisation automatique	Un tiers	Manuel
Coût d'acquisition	Disponibilité	Domaine public	Exclusif	Commercial

I.5.5 Besoins de calcul

Les modèles hydrologiques peuvent être très exigeants en termes de temps de calcul et de ressources informatiques. Il est important de choisir un modèle qui peut être exécuté efficacement sur les ordinateurs disponibles.

I.5.6 Compétences de modélisation

Les compétences en modélisation hydrologique sont un facteur clé pour choisir un modèle. Il est important de choisir un modèle qui est bien compris et maîtrisé par l'utilisateur, ou qui peut être utilisé avec un soutien technique adéquat.

I.6 Comment élaborer un modèle hydrologique efficace ?

L'élaboration d'un modèle mathématique implique une série d'étapes à suivre dans un ordre chronologique spécifique (Llamas, 1993). Les étapes pour élaborer un modèle hydrologique sont les suivantes :

I.6.1 Collecte de données

Collecter des données pertinentes pour le bassin versant telles que les données météorologiques (précipitation, température, humidité, vent, etc.), les données topographiques (altitude, pente, courbes de niveau, etc.), les données géologiques et hydrogéologiques, les données d'utilisation des sols, etc.

I.6.2 Prétraitement des données

Traitement et préparation des données en vue de leur utilisation dans le modèle, ce qui peut inclure comblement des lacunes, la correction des erreurs et des anomalies, la conversion des données en unités appropriées et la réduction de la résolution spatiale et temporelle si nécessaire.

I.6.3 Développement du modèle

Choisissez le type de modèle hydrologique approprié et développez-le en utilisant les données collectées et prétraitées. Le modèle peut être basé sur des principes physiques, des approches empiriques ou une combinaison des deux.

I.6.4 Calibration du modèle

Ajuster les paramètres du modèle pour qu'il reproduise le mieux possible les observations de terrain ou les données historiques. La calibration peut être réalisée à l'aide de diverses techniques telles que la méthode des moindres carrés ou l'analyse de sensibilité.

I.6.5 Validation du modèle

Vérifier la validité du modèle en utilisant des données indépendantes qui n'ont pas été utilisées pour la calibration. La validation peut aider à évaluer la capacité du modèle à

généraliser les résultats pour des conditions différentes de celles utilisées lors de la calibration.

I.6.6 Utilisation du modèle

Utiliser le modèle pour simuler différents scénarios d'utilisation des ressources en eau ou de changements climatiques pour évaluer les impacts potentiels sur les ressources en eau.

I.6.7 Interprétation des résultats

Interpréter les résultats du modèle pour évaluer les impacts potentiels sur les ressources en eau et élaborer des stratégies pour gérer ces impacts.

I.7 Calage et validation des modèles pluie-débit

Les modèles hydrologiques sont des modèles mathématiques qui comportent certains coefficients inconnus appelés paramètres. La calibration du modèle consiste à estimer ces paramètres à partir des données d'entrée-sortie historiques. La validation du modèle consiste à évaluer les performances du modèle calibré sur une partie des données historiques qui n'ont pas été utilisées pour la phase de calage.

I.7.1 Calage d'un modèle

Le calage d'un modèle hydrologique implique de le modifier pour reproduire la réponse du bassin versant étudié avec une certaine précision. Cela implique de déterminer les valeurs des paramètres qui ne peuvent pas être directement évalués à partir des données de terrain (Perrin, 2000). Les modèles empiriques (boîte noire) et les modèles conceptuels agrégés ont tous des paramètres qui doivent être estimés par calage. Les modèles physiquement distribués basés sur des données de terrain contiennent uniquement des paramètres qui peuvent être évalués à partir de ces données. En théorie, un calage ne devrait donc pas être nécessaire si suffisamment de données sont disponibles. Cependant, dans la pratique, même les modèles distribués à base physique ont besoin d'une certaine forme de calage, bien que les variations permises des paramètres soient limitées à des intervalles relativement étroits par rapport à celles des paramètres empiriques dans les modèles empiriques ou conceptuels agrégés (V. K. Gupta & Sorooshian, 1985).

I.7.1.1 Méthodes de calage

En principe, il existe trois méthodes différentes pour calibrer un modèle :

- **La méthode d'essai et d'erreur (méthode manuelle) :** La méthode d'essai et d'erreur consiste à ajuster manuellement les paramètres du modèle en effectuant plusieurs simulations. Cette méthode est largement utilisée et est particulièrement recommandée pour les modèles complexes. Pour utiliser cette méthode, il est nécessaire d'avoir une bonne représentation graphique des résultats de simulation. Un hydrologue expérimenté peut généralement obtenir une calibration réussie en examinant visuellement les graphiques de débits simulés pendant 5 à 15 simulations.

• **L'optimisation numérique automatique des paramètres (méthode automatique) :**

L'optimisation automatique des paramètres utilise un algorithme numérique qui optimise ou minimise un critère numérique donné. L'objectif de l'optimisation automatique des paramètres est de rechercher parmi les nombreuses combinaisons et permutations de niveaux de paramètres, ceux qui sont optimaux ou "meilleurs" en termes de satisfaction du critère d'exactitude. Plusieurs techniques d'optimisation ont été utilisées pour la calibration des modèles hydrologiques (Madsen, 2000; Vrugt et al., 2003).

Tableau I.4. Avantages et Inconvénients de l'optimisation automatique par rapport à la méthode manuelle

Avantages	Inconvénients
<ul style="list-style-type: none"> • L'optimisation automatique est rapide, car presque tout le travail est effectué par l'ordinateur. • L'optimisation automatique est moins subjective que la méthode manuelle, qui dépend dans une large mesure de l'inspection visuelle de l'hydrogramme et du jugement personnel de l'hydrologue. 	<ul style="list-style-type: none"> • Le critère à optimiser doit être un critère numérique unique basé sur une seule variable. • Lorsque le modèle comporte plusieurs paramètres, il est probable que l'optimisation conduise à un optimum local plutôt qu'à l'optimum global. • Les théories derrière les algorithmes de recherche supposent que les paramètres du modèle sont mutuellement indépendants. Cette hypothèse n'est généralement pas vérifiée en pratique.

• **La combinaison des méthodes manuelle et automatique :** Une approche combinant la méthode manuelle avec l'optimisation automatique des paramètres pourrait consister à ajuster initialement les valeurs des paramètres par essai et erreur afin de déterminer des ordres de grandeur approximatifs, puis à peaufiner cet ajustement en utilisant l'optimisation automatique dans une plage de valeurs physiquement réalistes prédéfinie. Il est également possible d'effectuer des tests de sensibilité par optimisation automatique pour identifier les paramètres importants, puis de les étalonner par essai et erreur. Bien que cette approche combinée soit très utile, elle semble ne pas avoir été largement utilisée en pratique.

I.7.2 Validation d'un modèle

La validation d'un modèle pluie-débit est une étape cruciale dans le processus de modélisation hydrologique. Elle consiste à évaluer les performances du modèle en comparant ses sorties avec des données de terrain indépendantes et non utilisées lors de la calibration. Cette évaluation est essentielle pour déterminer la fiabilité du modèle et sa capacité à représenter correctement les processus hydrologiques du bassin étudié (A. T. Benkaci, 2006).

Il existe plusieurs méthodes pour valider un modèle pluie-débit, telles que la division du jeu de données en deux parties (une pour la calibration et l'autre pour la validation), la validation croisée, la comparaison des statistiques de performance (tels que le coefficient de corrélation, l'erreur quadratique moyenne, etc.) ou encore la visualisation graphique des sorties du modèle en regard des données de terrain.

I.7.3 Gestion des périodes de calage et de validation

Pour créer un modèle hydrologique efficace, plusieurs auteurs ont cherché à savoir comment valider leurs modèles. La méthode de Klemes (1986) est une stratégie courante pour la validation des modèles hydrologiques. Cette méthode implique un schéma hiérarchique qui permet de tester la capacité du modèle à prédire les effets des changements d'occupation du sol, des changements climatiques ou d'autres conditions non stationnaires. Ce schéma est utilisé lorsque la seule variable de validation disponible est le débit à l'exutoire du bassin versant (figure I.7).

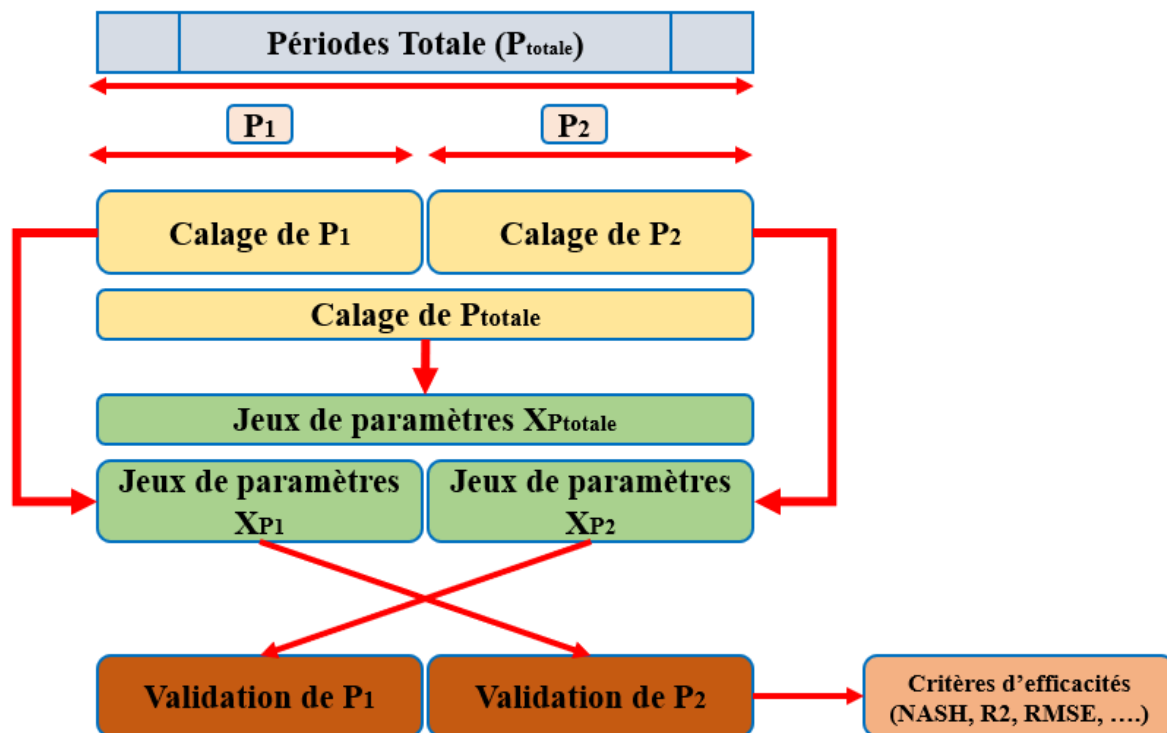


Figure I.7. Processus de calage et de validation (d'après Bastien, 2006)

- **Test de division d'échantillon (Split-sample test)** : C'est la méthode la plus courante pour tester un modèle hydrologique. Cette méthode consiste à diviser les données en deux parties distinctes : la première partie est utilisée pour ajuster le modèle (calage), tandis que la deuxième partie est utilisée pour valider le modèle.

- **Test de substitution de bassin (Proxy basin test)** : Le test vise à évaluer la capacité d'un modèle à être appliqué à un autre bassin ayant des caractéristiques similaires sans qu'une calibration directe ne soit possible. Cette méthode permet de déterminer si les résultats obtenus dans un bassin sont transposables à un autre bassin ayant des caractéristiques similaires.

- **Test différentiel de division d'échantillon (Differential split sample test)** : Le test de répartition différentielle d'échantillons est une méthode qui permet d'évaluer l'adaptabilité d'un modèle aux changements des conditions climatiques. Le modèle est ajusté pour une période humide, puis évalué pour une période sèche, ou inversement.

- **Test différentiel de substitution de bassin (Proxy bassin Differential split sample test)** : Ce test est considéré comme étant le plus sensible. Il permet de valider le modèle lorsque les propriétés hydrologiques et climatiques du bassin peuvent être transposées de manière significative par le modèle.

- **Test de réalisation cachée (Blind test)** : contrairement aux tests précédents, est effectué lorsque les données observées ne sont pas disponibles. Il s'agit généralement d'une simulation effectuée sur des bassins non mesurés, c'est-à-dire des bassins pour lesquels on ne dispose pas de données hydrologiques observées.

I.8 Difficultés et limitations d'un modèle pluie-débit

Le modèle pluie-débit est un outil important pour la prévision des crues et la gestion de l'eau. Cependant, il peut rencontrer certaines difficultés et limitations, notamment :

- **Incertitude des données d'entrée** : le modèle pluie-débit nécessite des données précises sur les précipitations et les caractéristiques du bassin versant pour produire des résultats fiables. Les données d'entrée peuvent être affectées par des erreurs de mesure ou être incomplètes, ce qui peut compromettre la précision des résultats.

- **Variabilité spatio-temporelle des précipitations** : les précipitations peuvent varier considérablement dans le temps et l'espace, ce qui peut rendre difficile l'estimation précise des apports en eau dans le bassin versant.

- **Hétérogénéité du bassin versant** : les caractéristiques du bassin versant, telles que la topographie, le sol et la végétation, peuvent varier considérablement à travers le bassin, ce qui peut influencer la réponse hydrologique aux précipitations.

- **Complexité du modèle** : le modèle pluie-débit est généralement basé sur des équations mathématiques complexes, qui peuvent être difficiles à calibrer et à valider. Les modèles plus simples peuvent être plus faciles à utiliser mais peuvent sacrifier la précision des résultats.

- **Incertitude de la modélisation** : le modèle pluie-débit est une simplification de la réalité complexe, et les résultats peuvent être influencés par des facteurs qui ne sont pas pris en compte dans le modèle. Par conséquent, il est important de prendre en compte les limites du modèle et de considérer l'incertitude dans les prévisions et les décisions de gestion de l'eau.

I.9 Critères d'évaluation de la performance des modèles hydrologiques

L'évaluation de la performance des modèles pluie-débit est un élément crucial pour garantir la fiabilité des résultats produits par ces modèles. Il existe plusieurs critères d'évaluation de la performance, chacun avec ses avantages et inconvénients.

- **Coefficient de corrélation (R)** : C'est un critère couramment utilisé pour évaluer la performance des modèles pluie-débit. Le coefficient de corrélation évalue le degré de la relation linéaire entre les variables observés et simulés.

- **Erreur moyenne absolue (MAE)** : C'est une mesure de l'écart moyen entre les valeurs prédites et observées de variable. L'erreur moyenne absolue est facile à interpréter et peut aider à identifier les modèles dont les prévisions sont systématiquement supérieures ou inférieures aux observations.

• **L'erreur quadratique moyenne (EQM)** : il mesure la moyenne des erreurs entre les prévisions du modèle et les données observées. Plus, l'*EQM* est faible, plus le modèle est précis.

• **L'erreur relative moyenne (ERM)** : elle mesure l'erreur moyenne en pourcentage entre les prévisions du modèle et les données observées. Plus, l'*ERM* est faible, plus le modèle est précis.

• **Racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMSE)** : La racine carrée de l'erreur quadratique moyenne est une mesure de la moyenne de l'écart au carré entre les valeurs de débit observées et simulées. Cette mesure est plus sensible aux grandes erreurs que l'erreur moyenne absolue, car les erreurs sont pondérées par leur carré.

• **Critère RSR (RMSE- standard déviation ratio)** : Est calculé en divisant la *RMSE* (Root Mean Square Error) par l'écart type des valeurs observées. Le *RSR* est donc une mesure de la précision relative du modèle dans la prédiction des résultats par rapport à la variabilité des données observées. Il s'agit d'une mesure sans dimension et varie de 0 à l'infini, une valeur plus faible indiquant un modèle plus précis.

• **Critère d'efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE)** : Compare l'erreur quadratique moyenne des prévisions du modèle à l'erreur quadratique moyenne des observations de variable, en normalisant le résultat par la variance des observations de variable.

• **Le pourcentage de biais (PBIAS)** : Le *PBIAS* exprime la différence moyenne entre les valeurs simulées et observées en pourcentage de la moyenne des valeurs observées. Il est calculé en soustrayant la somme des valeurs prédites de la somme des valeurs observées, puis en divisant le résultat par la somme des valeurs observées, le tout multiplié par 100. Cette valeur peut être positive ou négative et indique la direction et l'ampleur du biais dans les prévisions. Un *PBIAS* nul indique une absence de biais.

Tableau I.5. Qualité des modèles selon les valeurs de différents critères (Ghezali, 2019)

Critères	Echelle temporelle	Très bon	Bon	Suffisant	Insuffisant
<i>NSE</i>		$NSE > 0.8$	$0.7 < NSE \leq 0.8$	$0.5 < NSE \leq 0.7$	$NSE \leq 0.5$
<i>R</i>	Jour	$R^2 > 0.85$	$0.75 < R^2 \leq 0.85$	$0.6 < R^2 \leq 0.75$	$R^2 \leq 0.6$
<i>RSR</i>	Mois	$0 < RSR \leq 0.5$	$0.5 < RSR \leq 0.6$	$0.6 < RSR \leq 0.7$	$RSR > 0.7$
<i>PBIAS</i> (%)	Année	$PBIAS < \pm 5$	$\pm 5 \leq PBIAS < \pm 10$	$\pm 10 \leq PBIAS < \pm 15$	$PBIAS \geq \pm 15$

La performance d'un modèle peut en effet être évaluée graphiquement, ce qui peut apporter des informations complémentaires et permettre une compréhension plus intuitive de la qualité du modèle. Les graphiques permettent de visualiser les écarts entre les valeurs prédites et observées, et de détecter les tendances ou les comportements anormaux des données. Les graphiques peuvent être un outil utile pour évaluer la performance d'un modèle, mais ils doivent être utilisés en conjonction avec des mesures statistiques telles que la *RMSE*, le *RSR*, le *PBIAS* ou le coefficient de corrélation (R^2) pour fournir une évaluation complète et objective de la qualité du modèle.

I.10 Description de quelques modèles pluie-débit

Les modèles présentés dans ce chapitre sont des modèles couramment utilisés et populaires qui ont donné des résultats satisfaisants dans des études de recherche antérieures. Plusieurs recherches ont été faites sur ces modèles soit individuellement soit en comparaison avec les autres modèles.

I.10.1 Le modèle HEC-HMS (Système de modélisation hydrologique)

HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center-Hydrologic Modelling System) est un modèle hydrologique 'open source', conceptuel semi-distribué développé par le Corps des ingénieurs de l'armée américaine en 1998, qui a été largement utilisée pour simuler le comportement hydrologique d'un bassin versant suite à des événements pluvieux prédéterminés. Il s'agit principalement d'un modèle global et basé sur les événements, et la plupart des processus sont empiriques (Azmat et al., 2016; Feldman, 2000).

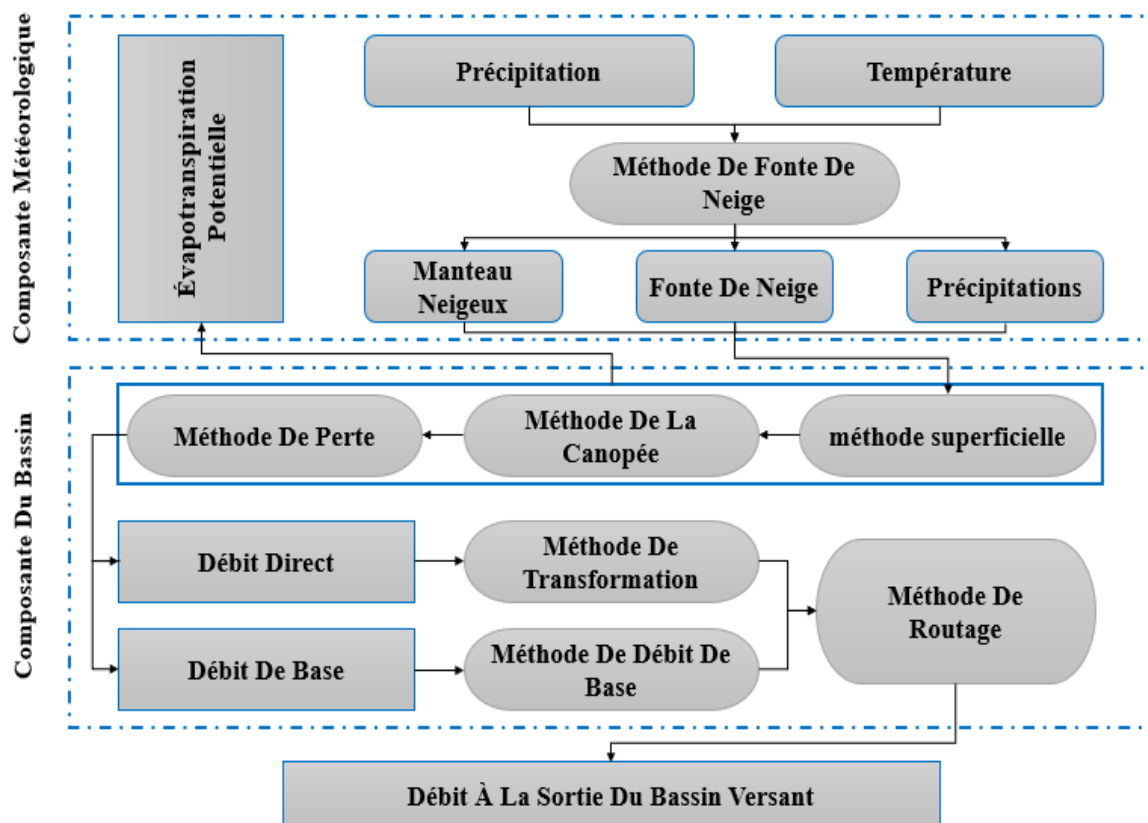


Figure I.8. La structure générale du modèle HEC-HMS (d'après Feldman, 2000)

Le modèle *HEC-HMS* peut être appliqué pour analyser les inondations urbaines, la fréquence des inondations, le système d'alerte aux inondations, planification, capacité du déversoir du réservoir, restauration des cours d'eau, etc. (USACE, 2018).

Le modèle utilise principalement la méthode des ondes cinématiques et la méthode des ondes de Muskingum pour le routage des débits, et collecte des informations à partir de

sources différentes, telles que des mesures de pluie et de débit dans des points spécifiques ainsi que des données plus générales réparties sur une zone étendue.

Pour exécuter *HEC-HMS*, des données physiques telles que le modèle numérique de terrain (*MNT*) ou les contours pour la pente, la hauteur maximale et la largeur du bassin, ainsi que des cartes du sol pour les paramètres d'infiltration et d'occupation du sol sont nécessaires (Baumbach et al., 2015). Le modèle utilise différents sous-modèles pour représenter les différentes composantes du scénario pluie-débit, telles que la composante météorologique, la composante de perte de précipitations, la composante de débit direct, la composante de routage fluvial et la composante de réservoir (figure I.8). Cependant, la précision des résultats du modèle dépend de la qualité et de l'exactitude des données utilisées pour le paramétrage et la simulation.

I.10.2 Le modèle SWAT (outil d'évaluation des sols et de l'eau)

SWAT (Soil and Water Analysis Tool) est un modèle semi-distribué basé sur la physique, développé par le Département de l'Agriculture des États-Unis (*USDA*), pour l'analyse des bassins fluviaux. Ce modèle est utilisé à l'échelle du bassin versant pour tester et prédire la circulation de l'eau et des sédiments, ainsi que la production agricole associée à l'utilisation de produits chimiques, même dans des bassins versants non jaugés. Il est particulièrement efficace pour effectuer des simulations à long terme.

Le modèle divise le bassin versant en sous-bassins, qui sont ensuite subdivisés en unités de réponse hydrologique (*HRU*), en fonction des caractéristiques du sol, de la végétation et de l'occupation des sols. Cette approche permet de tenir compte de la variabilité spatiale des caractéristiques du bassin versant et de leur impact sur les flux d'eau et de sédiments (Devi et al., 2015).

SWAT est un modèle de simulation qui utilise des données de précipitation et de débit collectées en différents endroits pour modéliser la circulation de l'eau et des sédiments, la croissance de la végétation et la gestion agricole. Ce modèle modélise généralement les données au pas de temps journalier en utilisant des données ponctuelles par station. Cependant, il ne permet pas à l'utilisateur d'ajouter des fonctionnalités de modélisation hydraulique supplémentaires. La figure (I.9) montre les données physiques requises pour les modèles *SWAT*, notamment le modèle numérique de terrain (*MNT*), la carte d'occupation des sols, la carte des sols et la carte des pentes (Tuo et al., 2016). Les applications de *SWAT* sont larges et couvrent différents domaines tels que la météorologie, l'hydrologie, la circulation des nutriments et des pesticides, le transfert de l'eau, le routage des canaux et des réservoirs, la gestion agricole, la température du sol, et la circulation de l'eau et des sédiments.

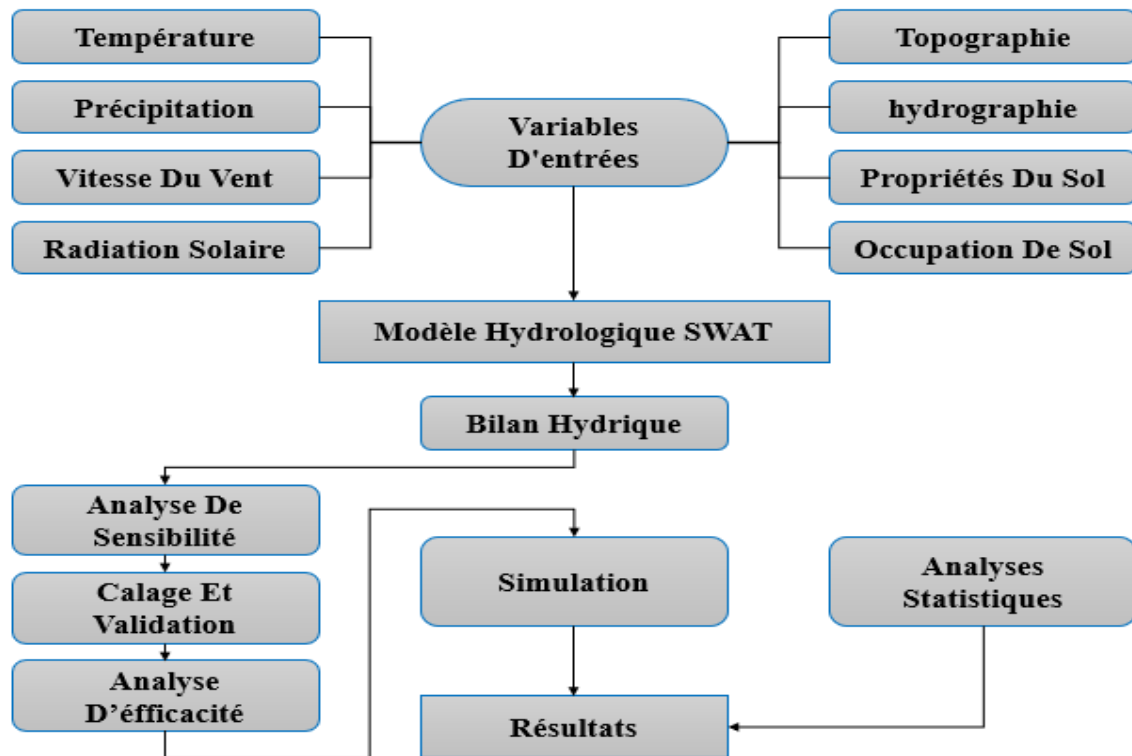


Figure I.9. Structure de flux du modèle SWAT (d'après Guug et al., 2020)

I.10.3 Le modèle semi-distribué (HBV)

HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) a été développé par le SMHI (Institut météorologique et hydrologique suédois). Il s'agit d'un modèle conceptuel semi-distribué qui permet de diviser un bassin versant en sous-bassins, ces sous-bassins sont ensuite divisés en zones en fonction de la végétation, de la superficie du lac et de l'altitude. Il existe de nombreuses versions différentes telles que Norvégienne, Suédoise, Finlandaise, Suisse, etc., mais aujourd'hui, nous pouvons trouver de nombreuses autres versions du modèle HBV pour différentes régions et différentes conditions climatiques dans le monde (Godara & Bruland, 2019).

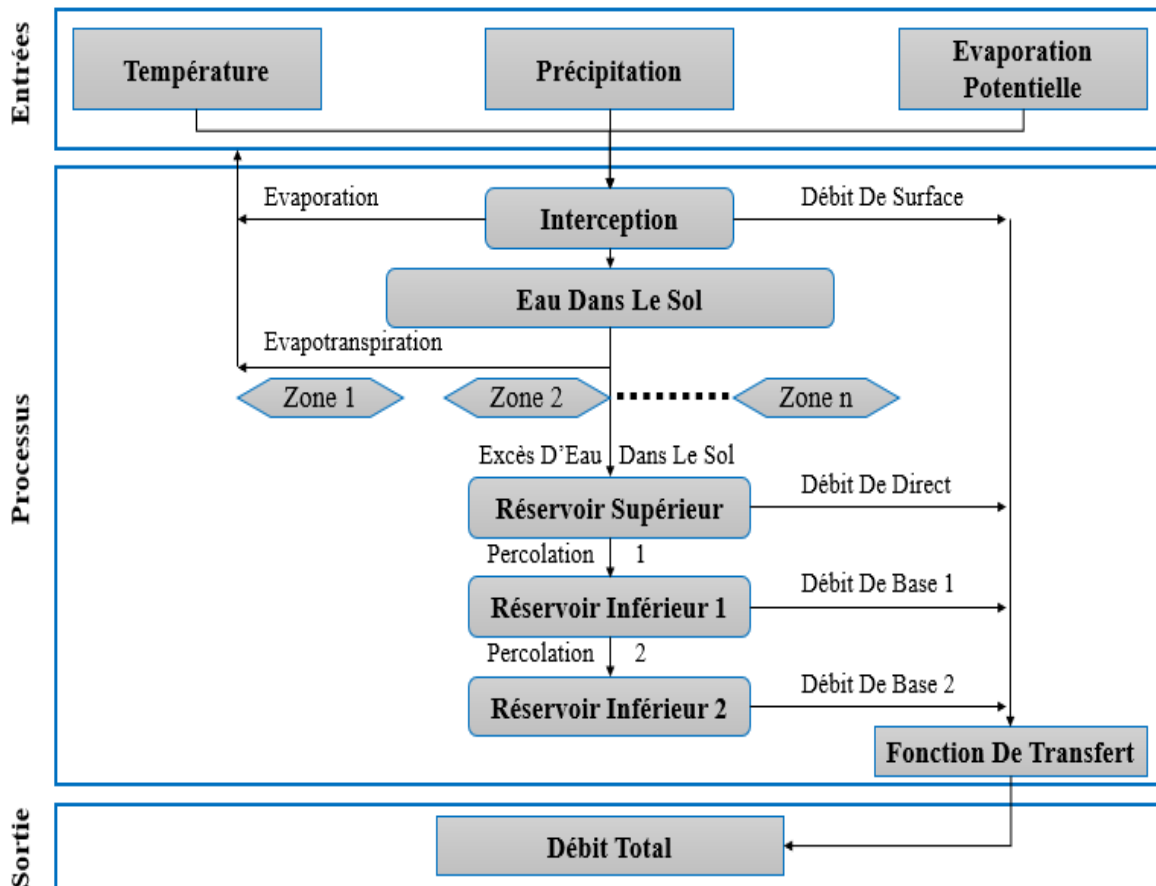


Figure I.10. Structure principale du modèle HBV (d'après Ouachani et al., 2007)

Le modèle *HBV* est composé de plusieurs modules qui permettent de calculer différents aspects de l'hydrologie. Par exemple, la fonte des neiges est estimée en utilisant une méthode basée sur le nombre de jours et les degrés de température. La recharge des eaux souterraines et l'évaporation réelle dépendent quant à elles du stockage réel de l'eau dans le sol. Pour simuler la formation des débits, le modèle utilise trois équations linéaires de réservoir, tandis que l'approche Muskingum simplifiée est utilisée pour représenter les processus de routage dans les sous-bassins (figure I.10).

I.10.4 Modèle distribué (MIKE SHE)

MIKE SHE est un modèle commercial et non disponible dans le domaine public, développé par l'Institut Hydraulique Danois (*DHI*). Il s'agit d'un modèle hydrologique distribué à base physique et il donne des résultats quantitatifs pour le cycle hydrologique de l'eau s'il est calibré avec succès. Ce modèle peut simuler divers processus du cycle hydrologique tels que les précipitations, l'infiltration, l'évaporation, l'évapotranspiration, l'interception, l'écoulement souterrain dans les eaux souterraines saturées et non saturées, l'écoulement de surface, etc. Il peut également simuler le transport des pesticides, des nutriments et des sédiments dans une zone, le mouvement et l'interaction des eaux de surface et souterraines et divers problèmes de qualité de l'eau, etc. (Sahoo et al., 2006).

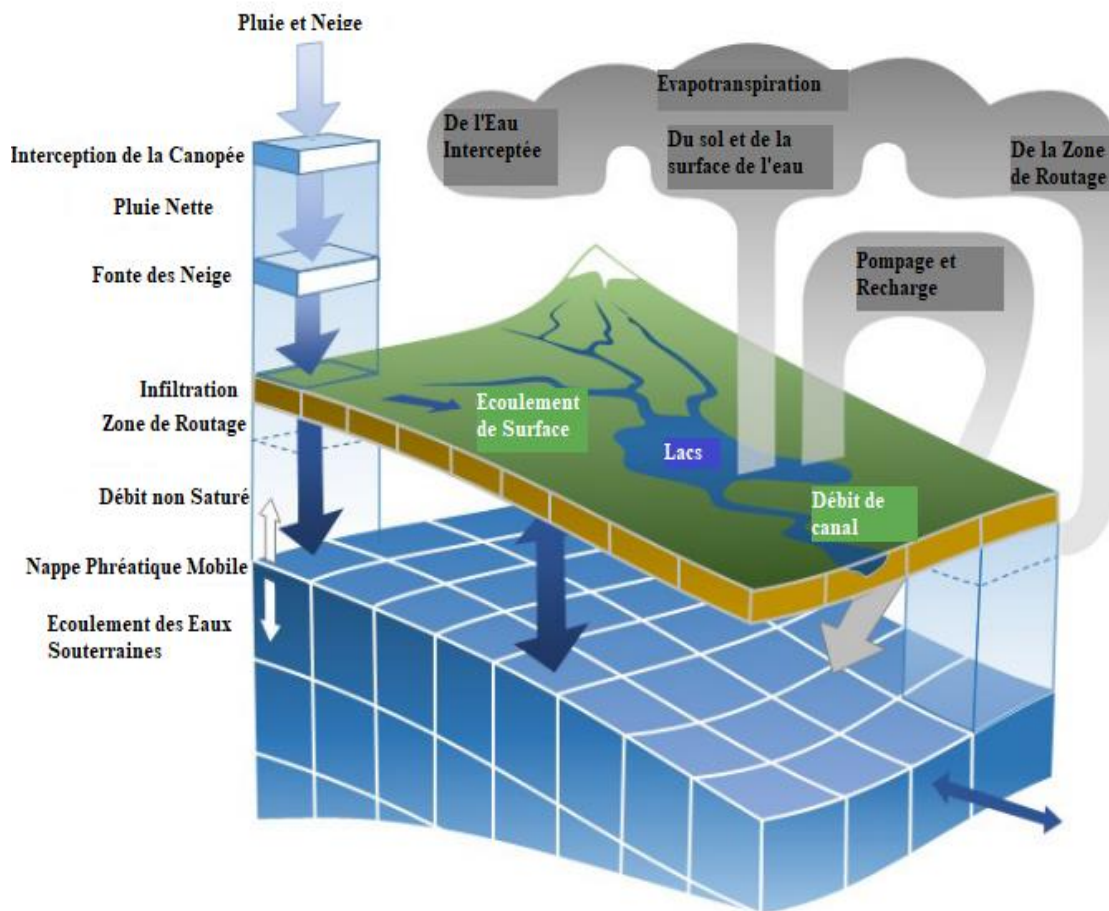


Figure I.11. Structure et composantes hydrologiques du modèle MIKE SHE (d'après DHI, 2004)

Le modèle *MIKE SHE* est un modèle complexe qui nécessite des données hydrométéorologiques et physiques précises, qui doivent être présentées sous forme de grille. Le processus de calage du modèle est très détaillé et nécessite l'utilisation de plusieurs dizaines de paramètres d'entrée, ce qui en fait un modèle qui nécessite une grande quantité de données pour fonctionner correctement (Jaber & Shukla, 2012).

Ce dernier couple les écoulements de la zone non saturée avec les processus d'écoulement de surface par des simulations explicites et générées des séries temporelles à haute résolution incluant la teneur en eau du sol (figure I.11). *MIKE SHE* appliqué à l'échelle d'un bassin implique l'hypothèse que les équations à plus petite échelle sont également valables à plus grande échelle. Ainsi, l'étude de la sensibilité à l'échelle est nécessaire, car le code intégral qui a été sélectionné implique une mise à l'échelle à l'aide de paramètres effectifs.

I.10.5 Modèle à base physique (TOPMODEL)

TOPMODEL est un modèle semi-distribué à base physique de génération de ruissellement qui utilise des informations topographiques sous la forme d'un indice qui décrit

la tendance de l'eau à s'accumuler et à être déplacée vers le bas par la force gravitationnelle (K. J. Beven & Kirkby, 1979). Le modèle *TOPMODEL* a deux composants : le composant de stockage, qui est représenté par trois réservoirs et le composant de routage, qui est dérivé de la fonction de zone de distance et de deux paramètres de vitesse. Son paramètre principal est l'indice topographique dérivé d'un modèle numérique de terrain (*MNT*). Cet indice représente la propension d'une cellule ou d'une région à se saturer.

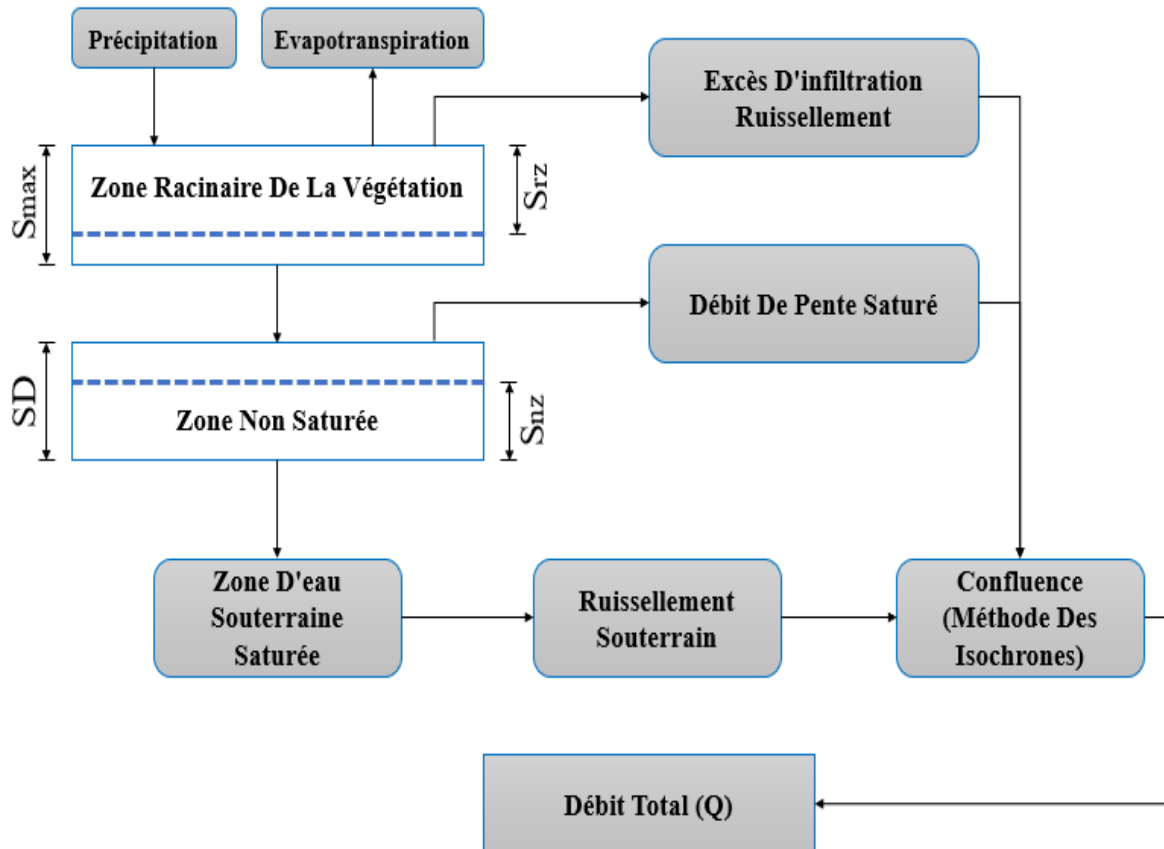


Figure I.12. Organigramme de calcul du TOPMODEL (d'après Hao et al., 2018)

Le modèle *TOPMODEL* divise le bassin versant en plusieurs zones topographiques, en considérant que chaque zone possède une profondeur effective du sol qui détermine la quantité d'eau que le sol peut stocker et la quantité d'eau qui ruisselle à la surface. Les zones les plus basses du bassin versant sont supposées avoir une profondeur de sol plus grande et donc stocker plus d'eau, tandis que les zones plus élevées ont une profondeur de sol plus faible et donc ruissellent plus rapidement.

Le *TOPMODEL* utilise également une approche basée sur la pente pour déterminer la quantité d'eau qui peut être stockée dans le sol en fonction de la pente de chaque zone. Les zones plus raides sont supposées avoir une capacité de stockage d'eau plus faible que les zones plus plates, car l'eau ruisselle plus rapidement sur les pentes plus élevées (figure I.12).

I.10.6 Modèle conceptuel global (GR4J)

GR4J (modèle de Génie rural à 4 paramètres journalier). Il s'agit d'un modèle global conceptuel pluie-débit appliquée avec seulement quatre paramètres, au pas de temps journalier et utilisant peu de variables (Perrin et al., 2003). Le modèle *GR4J* est la dernière version modifiée du modèle *GR3J* initialement proposé par Edijatno & Michel (1989) puis successivement amélioré par Nascimento (1995) et Edijatno et al. (1999).

Tableau I.6. Description et valeurs des principaux paramètres du modèle GR4J (Perrin et al., 2003)

Paramètre	Unités	Médiane	Intervalle de confiance à 80 %
X_1	mm	350	100 à 1200
X_2	mm	0	-5 à 3
X_3	mm	90	20 à 300
X_4	jour	1.7	1.1 à 2.9

Avec :

X_1 : capacité du réservoir de production

X_2 : coefficient d'échanges souterrains

X_3 : capacité à un jour du réservoir de routage

X_4 : temps de base de l'hydrogramme unitaire *HU1*

Le modèle *GR4J* a été conçu pour être simple à utiliser, avec seulement quatre paramètres qui peuvent être ajustés en fonction des caractéristiques du bassin versant étudié. Ces paramètres sont déterminés à partir des données d'observation du débit de la rivière. Le modèle est également capable de simuler les événements de crue à court terme, ainsi que les variations saisonnières de débit à long terme (tableau I.5).

Le modèle *GR4J* est un modèle à quatre paramètres qui est capable de simuler le débit de la rivière en utilisant des données météorologiques telles que la pluie, la température et l'évapotranspiration. Le modèle utilise une approche de bilan d'eau pour simuler l'écoulement de la rivière en combinant la pluie, l'évapotranspiration et l'eau stockée dans le sol et dans les réservoirs (figure I.13).

Le modèle *GR4J* est utilisé pour une variété d'applications hydrologiques, notamment la modélisation des ressources en eau, la prévision des crues, la gestion des barrages et l'analyse des impacts du changement climatique. Il est considéré comme un modèle efficace pour la modélisation hydrologique à grande échelle, en particulier pour les bassins versants de petite à moyenne taille. Cependant, comme tout modèle, il est important de prendre en compte ses limites et ses hypothèses simplificatrices lors de son utilisation pour la prise de décision en matière de gestion des ressources en eau.

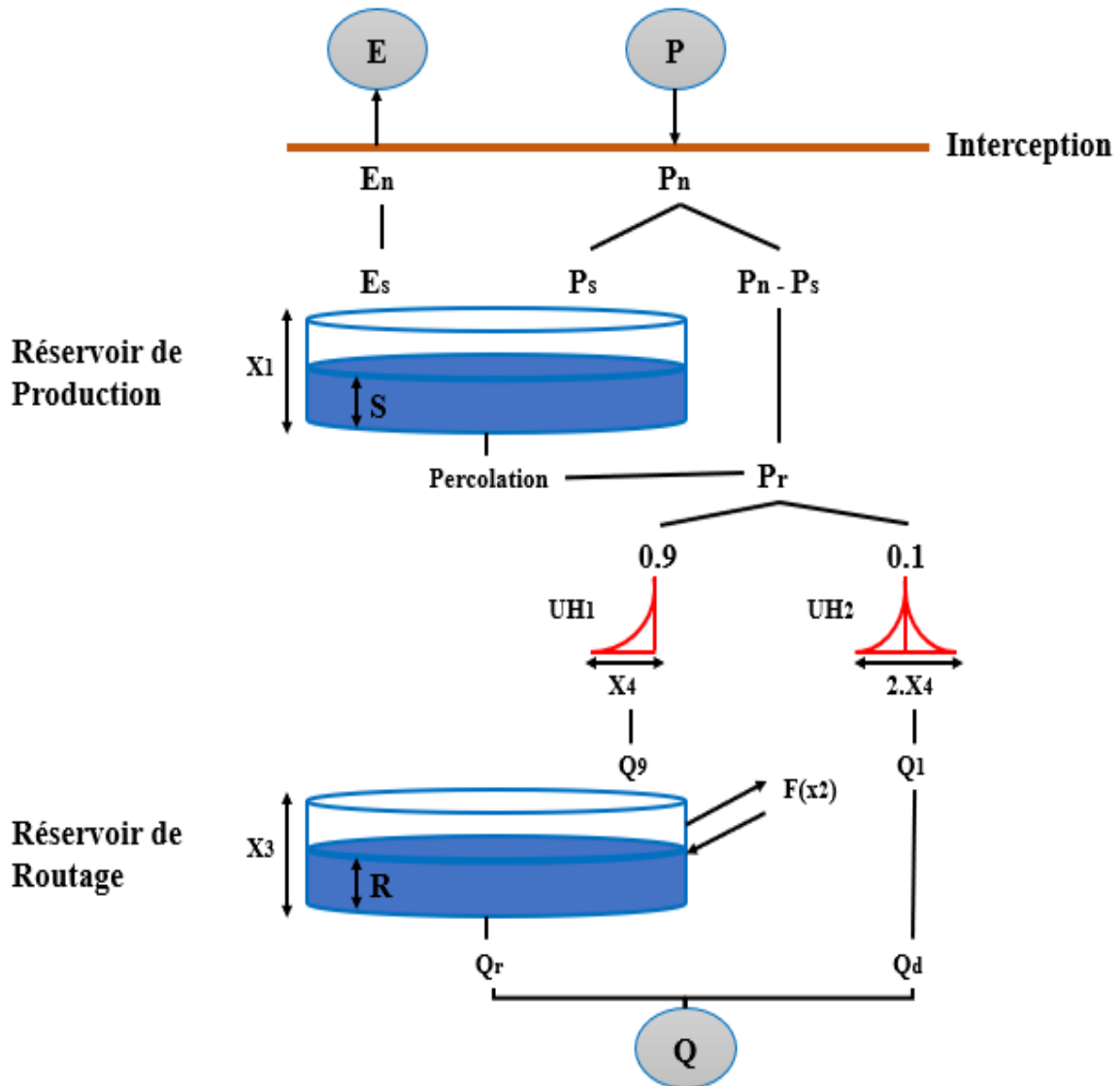


Figure I.13. Schéma de principe du modèle GR4J (Perrin, 2000)

I.10.7 Le modèle IHACRES

IHACRES (Identification of Hydrological And Catchment Response System) est un modèle conceptuel intégré pour simuler le processus pluie-débit à l'échelle du bassin (Croke et al., 2006). Ce modèle fait partie des modèles couramment utilisés, car il nécessite une petite quantité de données d'entrée et est facile à utiliser. De plus, il existe des relations appropriées entre ses paramètres et les caractéristiques physiques du bassin (Fattahi et al., 2022).

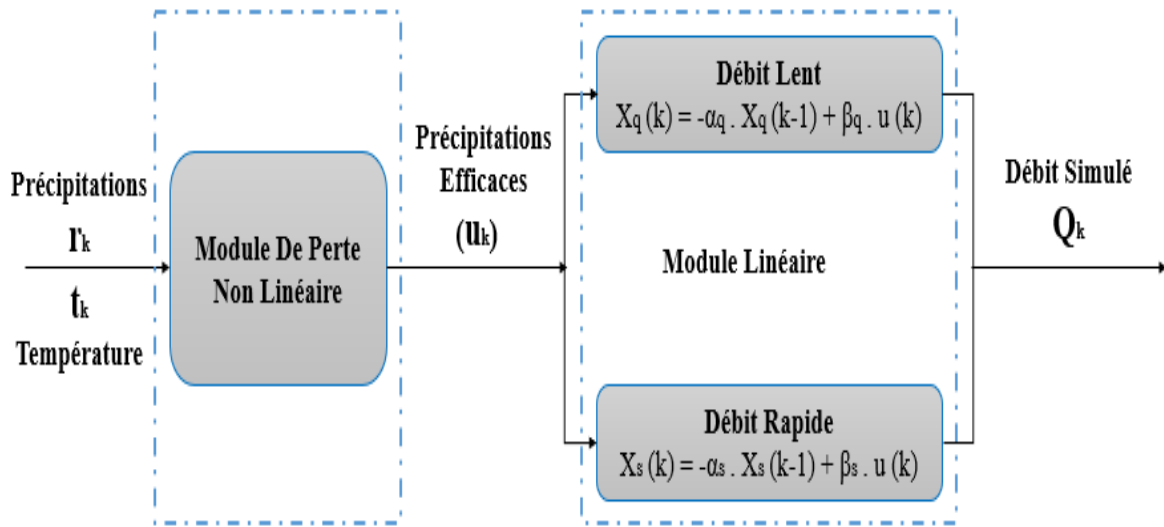


Figure I.14. Schéma du modèle IHACRES montrant les deux principaux modules (d'après Masafu et al., 2016)

Le modèle *IHACRES* comprend deux modules différents : l'un est non linéaire et l'autre est linéaire. Pour utiliser ce modèle, il est nécessaire de fournir des données sur les précipitations et la température pour les intervalles de temps qui nous intéressent. Le module non linéaire convertit ces données en précipitations efficaces. Ensuite, le module linéaire prend ces précipitations efficaces et les transforme en un hydrogramme de débit *figure (I.14)*.

I.11 Conclusion

La modélisation pluie-débit est un mécanisme complexe et important pour comprendre les processus hydrologiques qui se produisent dans notre environnement. Les modèles pluie-débit sont utilisés pour prédire les débits d'eau dans les bassins versants, ce qui est essentiel pour la gestion de l'eau et la prévention des inondations.

Les modèles hydrologiques sont classés en trois catégories en fonction de leur structure : les modèles empiriques, les modèles conceptuels et les modèles physiques. La classification des modèles selon leurs structures, et leurs caractéristiques permet de mieux comprendre les différentes catégories de modèles et leurs utilisations potentielles, ainsi que le choix du modèle le plus approprié pour répondre aux objectifs de modélisation afin d'obtenir des résultats plus précis et fiables.

Chapitre II

Caractéristiques géomorphologiques du bassin versant de l'Oued Ouahrane

CHAPITRE II : Caractéristiques géomorphologiques du bassin versant de l'Oued Ouahrane

II.1 Introduction

Le présent chapitre a pour but de fournir une description détaillée du bassin versant de l'Oued Ouahrane, ainsi que de ses caractéristiques morphométriques et de son contexte climatique. Ces éléments sont essentiels pour une étude hydrologique complète de la région.

Nous aborderons également dans ce chapitre la situation géographique et administrative de la zone d'étude, ainsi que des informations sur son réseau hydrographique, sa géologie, sa lithologie et son occupation du sol. Ces données sont cruciales pour une compréhension globale du bassin versant de l'Oued Ouahrane.

II.2 Présentation de la zone d'étude

Le bassin de l'Oued Ouahrane se situe au nord-ouest de l'Algérie, entre la région nord de la wilaya de Chlef et le sud de la ville de Ténès. Ce dernier a une forme allongée et une orientation nord-nord-ouest. L'Oued Ouahrane est un affluent du cours d'eau principal du Cheliff sur une longueur de 35.2 km et son exutoire se trouve à la ville d'Ouled Farès, à environ 15 km au nord-ouest de Chlef.

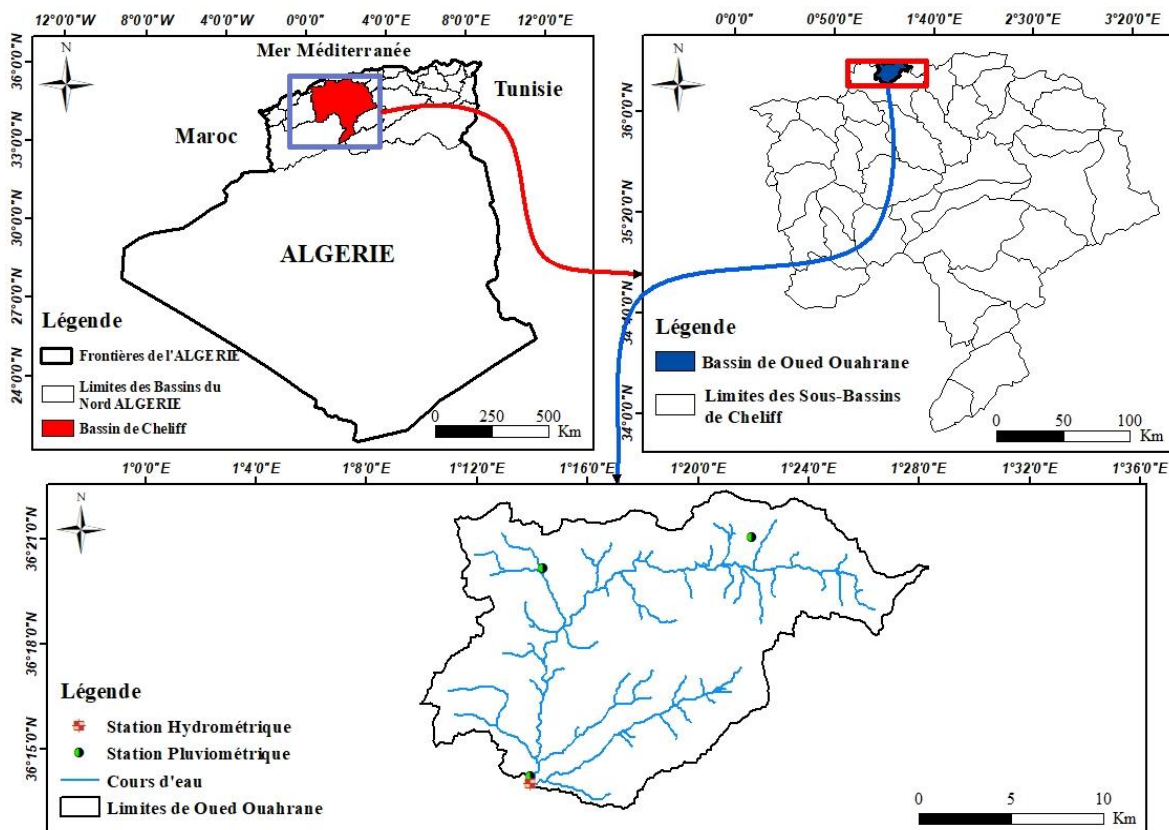


Figure II.1. Localisation du bassin de l'Oued Ouahrane

Le bassin versant occupe une superficie de 270.15 km², et s'étend entre les longitudes 1° 9' 30" et 1° 29' 0" Est, ainsi qu'entre les latitudes 36° 13' 30" et 36° 23' 0" Nord (figure II.1). Ce bassin est limité par le bassin de l'Oued Ras à l'ouest, le bassin de l'Oued Fodda à l'est, le bassin de l'Oued Allala au nord et le bassin de l'Oued Sly au sud.

II.3 Caractéristiques géomorphologiques du bassin d'Oued Ouahrane

Les propriétés physiques du bassin versant ont une incidence sur les caractéristiques du ruissellement et sont d'un grand intérêt pour l'analyse hydrologique. Les caractéristiques morphologiques, telles que l'ordre des réseaux d'écoulement, la densité de drainage, la longueur et la pente du cours d'eau, la longueur et la largeur du bassin versant, la topographie, la géologie, le climat, la végétation et l'occupation du sol, sont toutes importantes pour la compréhension des processus physiques du bassin versant (Sukristiyanti et al., 2018).

II.3.1 Analyse morphométrique d'un bassin versant

L'analyse morphométrique des bassins versants implique la quantification du réseau hydrographique et des paramètres associés tels que la zone de drainage, la pente et le relief. La figure (II.2) représente les différentes caractéristiques morphométriques d'un bassin versant.

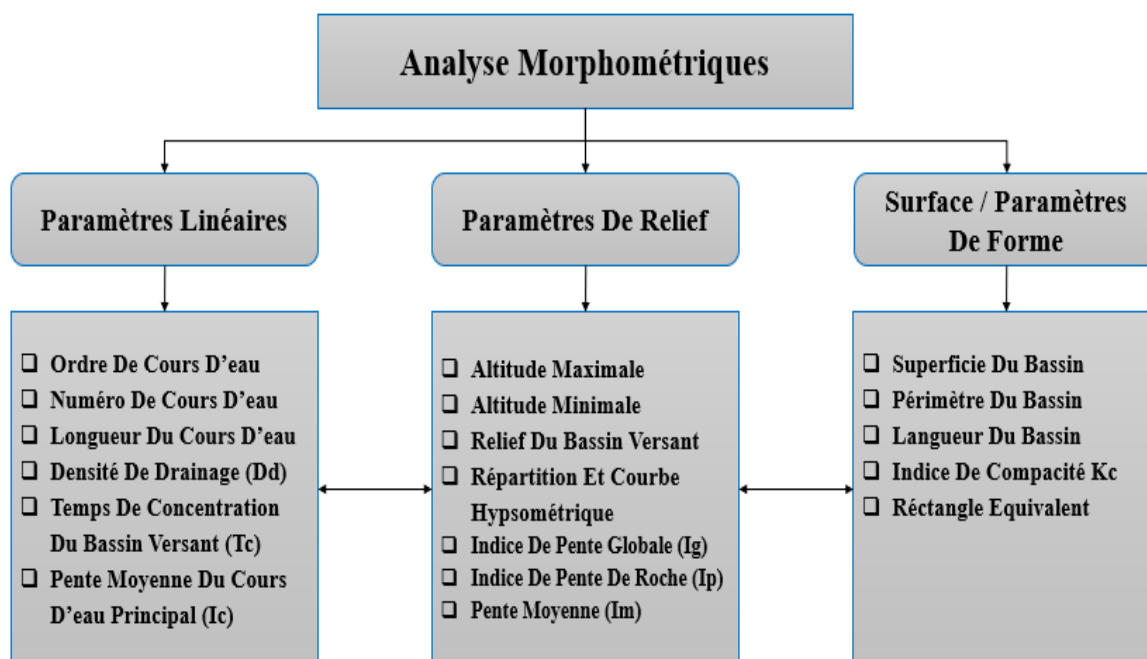


Figure II.2. Méthodologie pour l'analyse morphométrique des bassins versants

II.3.2 Caractéristiques géométriques

La superficie (A) du bassin versant est également connue sous le nom de surface de drainage et c'est la caractéristique la plus importante pour l'analyse hydrologique d'un bassin versant. Elle reflète le volume d'eau qui peut être généré par une pluie.

Le périmètre du bassin (P) est la longueur de la limite définie du bassin. Il représente également la taille du bassin.

Dans la présente étude, le bassin de l'Oued Ouahrane couvre une superficie d'environ 270.15 km² et a un périmètre estimé à 88 km (*tableau II.7*).

II.3.3 Caractéristiques de formes

La forme d'un bassin versant influence la forme de son hydrogramme caractéristique. Par exemple, un bassin versant de forme allongée génère, pour une même pluie, un débit d'exutoire plus faible, car le temps de concentration est plus élevé. En revanche, un bassin versant de forme ramassée présente un temps de concentration plus court, ce qui se traduit par un débit plus important.

II.3.3.1 Indice de Gravelius (K_G)

Différents indices géomorphologiques peuvent être utilisés pour l'analyse d'un bassin versant en fonction de sa forme. L'indice le plus couramment utilisé est l'indice de Gravelius (K_G), qui est défini comme le rapport entre le périmètre du bassin versant et celui d'un cercle ayant une surface égale à celle du bassin versant. Il est donné par l'équation (II.1).

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} \approx 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad \text{II.1}$$

Avec :

K_G : Indice de forme de Gravelius ;

A : superficie du bassin versant (km²) ;

P : périmètre du bassin versant (km)

La valeur de l'indice de Gravelius K_G pour le bassin de l'Oued Ouahrane est d'environ 1.5, ce qui indique un bassin allongé (*tableau II.7*).

II.3.3.2 Rectangle équivalent

Les rectangles équivalents permettent de comparer les comportements hydrologiques des bassins versants en les réduisant à des formes géométriques similaires, c'est-à-dire des rectangles ayant le même périmètre et la même superficie (Remaoune, 2007). Soient L (la longueur) et l (la largeur) d'un rectangle, avec une superficie A , un périmètre P et un indice de forme K_G , respectivement.

$$L, l = K_G \frac{\sqrt{A}}{1.128} \left(1 \pm \sqrt{1 - \left(\frac{1.128}{K_G} \right)^2} \right) \quad \text{II.2}$$

Avec :

L, l : longueur et largeur de rectangle équivalent en (km) ;

K_G : indice de Gravelius.

La comparaison de la longueur et de la largeur du rectangle équivalent ($L > 5 l$) confirme l'allongement de notre bassin étudié (figure II.3). La largeur (l) et la longueur (L) du rectangle équivalent sont respectivement de 6.38 km et 37.3 km.

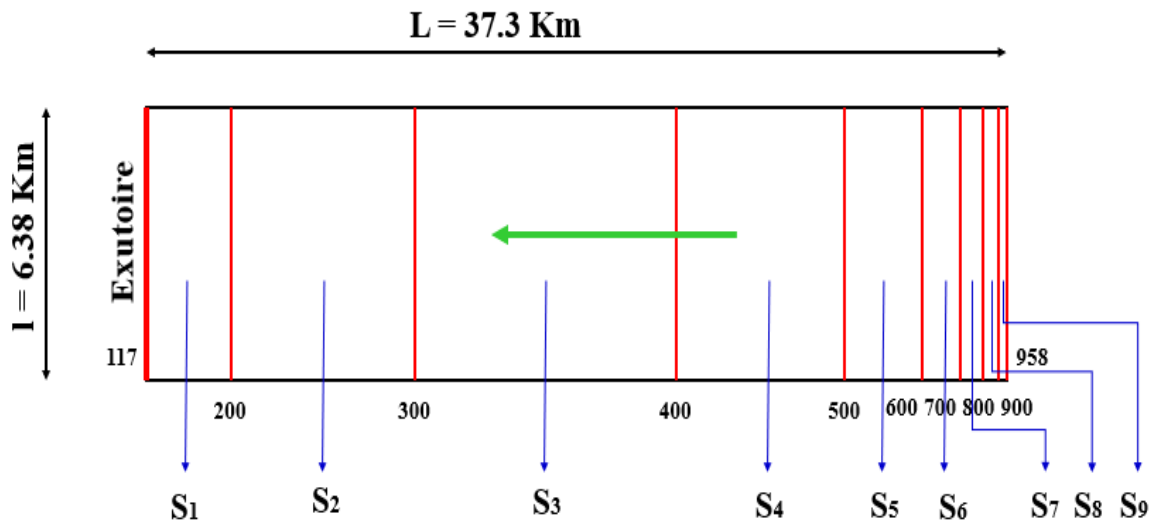


Figure II.3. Rectangle équivalent de l'Oued Ouahrane

II.3.4 Paramètre de relief

Le relief est un élément fondamental dans l'évaluation de l'aptitude d'un terrain aux processus hydrologiques tels que le ruissellement, l'infiltration et l'évaporation.

II.3.4.1 Altitude et répartition hypsométrique

À l'aide d'un modèle numérique de terrain (MNT) avec une résolution de $30 \text{ m} \times 30 \text{ m}$, illustré dans la figure (II.4), l'altitude minimale et maximale a été estimée à 117 m et 958 m respectivement. La répartition des élévations et des surfaces partielles a été présentée dans le tableau (II.1).

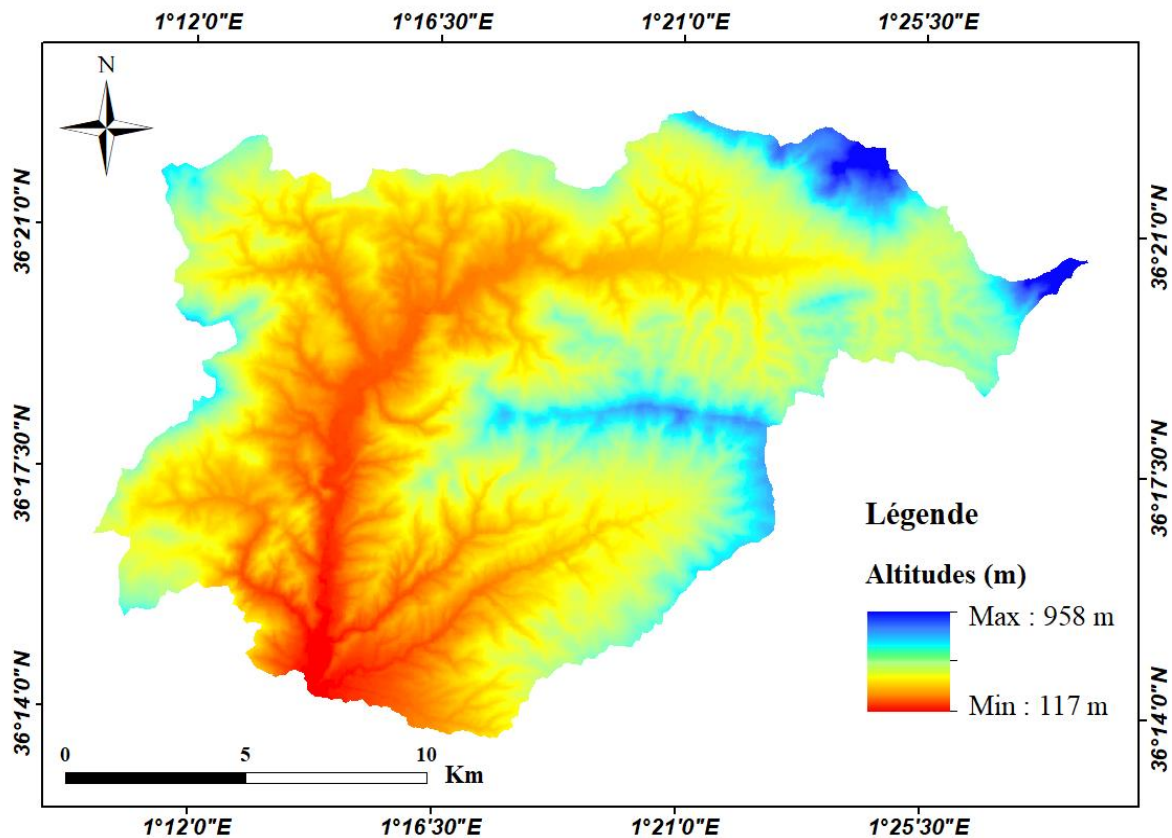


Figure II.4. Modèle numérique de terrain (MNT) d'Oued Ouahrane

La courbe hypsométrique d'un bassin versant donne une vue synthétique générale du relief du bassin. Cette courbe représente la répartition du bassin en tenant compte de son altitude (*figure II.5*). La courbe hypsométrique est utile dans la comparaison de bassins versants ou de différentes sections d'un bassin. Elle permet également d'établir la quantité moyenne de précipitations sur le bassin versant, et peut fournir des informations sur le comportement hydrologique du bassin ainsi que sur son réseau hydrographique (Sharma et al., 2013).

Tableau II.1. Surfaces partielles par fraction d'altitude de l'Oued Ouahrane

Altitudes (m)	Surfaces partielles (km ²)	Surfaces partielles (%)	Surfaces cumulées (%)
900-958	0.10	0.04	0.04
800-900	0.64	0.24	0.28
700-800	1.70	0.63	0.91
600-700	5.56	2.06	2.97
500-600	20.82	7.71	10.68
400-500	63.53	23.52	34.2
300-400	92.52	34.24	68.44
200-300	68.13	25.22	93.66
117-200	17.10	6.33	100
	$\Sigma = 270.15$	$\Sigma = 100$	

La courbe est tracée en utilisant l'élévation (m) comme ordonnée et la surface (km²) à l'intérieur du bassin comme abscisse. La courbe hypsométrique est présentée dans la *figure (II.5)*.

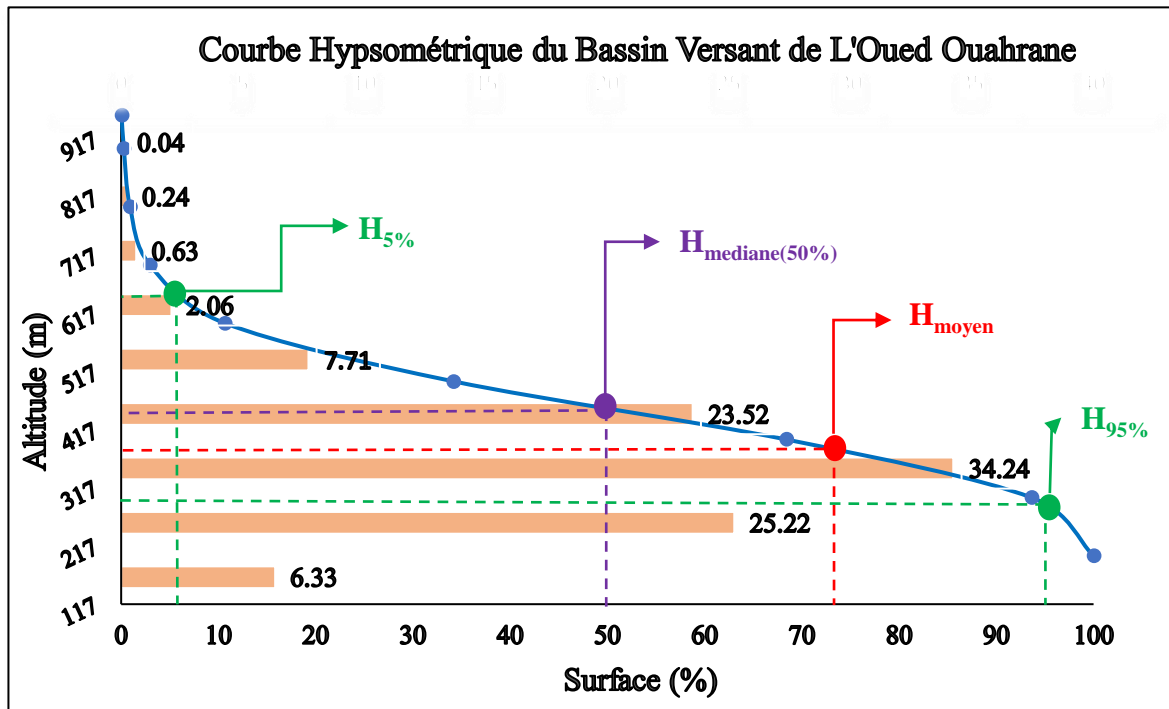


Figure II.5. Courbe hypsométrique du bassin d'Oued Ouahrane

Les principales caractéristiques altimétriques déduites à partir de la *figure (II.5)*, correspondent à :

- L'altitude moyenne (H_{moy}) : c'est le rapport entre la somme des surfaces élémentaires multipliées par l'altitude moyenne correspondante et la surface totale du bassin versant (A).

$$H_{moy} = \frac{\sum A_i H_i}{A} \quad (II.3)$$

Avec :

A_i : surface partielle entre deux fractions d'altitude (km²) ;

H_i : élévation moyenne entre deux sections d'altitude (km) ;

A : superficie totale du bassin (km²).

- L'altitude maximale (H_{max}), qui correspond au point le plus haut du bassin.
- L'altitude médiane ($H_{méd}$) correspondant à 50 % de la superficie cumulée.
- L'altitude minimale (H_{min}), qui caractérise le point le plus bas du bassin.

Les résultats obtenus pour le bassin de l'oued Ouahrane sont mentionnés dans le *tableau (II.2)*.

Tableau II.2. Les altitudes caractéristiques du bassin de l'Oued Ouahrane

Paramètres	Altitude maximal (m)	Altitude moyenne (m)	Altitude minimale (m)	Altitude médiane (m)
Symbole	H_{max}	H_{moy}	H_{min}	$H_{méd}$
Oued Ouahrane	958	361.62	117	437

La carte des altitudes illustrée dans la *figure (II.6)* montre l'une des principales caractéristiques du bassin, ce qui nous permet d'obtenir la distribution des classes d'altitude suivante :

- Les fractions d'altitudes dépassant 700 m montrent un faible pourcentage de 0.91 % de la superficie totale du bassin d'Oued Ouahrane, soit une superficie d'environ 2.44 km².
- Les sections d'altitudes enregistrées entre 700 et 400 m couvrent une surface d'environ 89.91 km², soit 33.29 % de la superficie totale.
- Les tranches d'altitudes entre 400 et 117 m ont occupé la plus grande partie de la surface du bassin, qui est estimée à 177.75 km², soit 65.79 % de la surface du sous-bassin d'Oued Ouahrane.

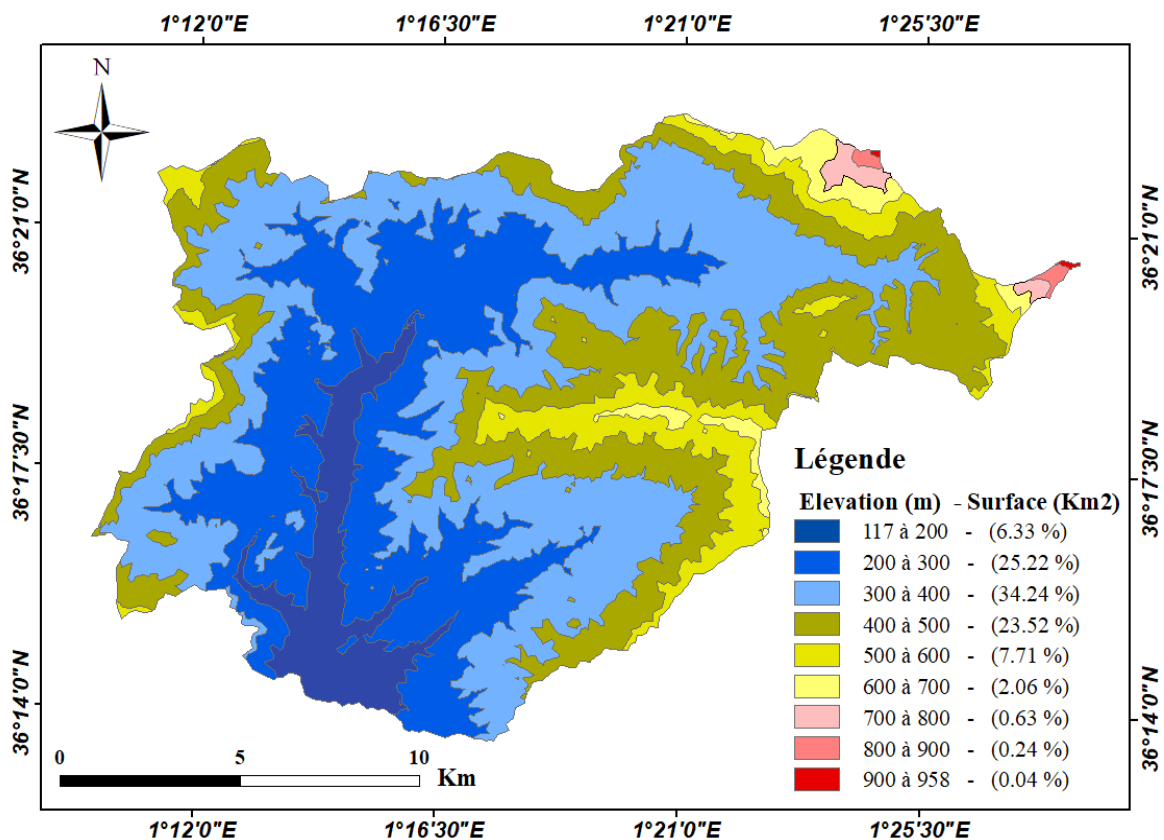


Figure II.6. Carte d'altitude du bassin d'Oued Ouahrane

D'une manière générale, la classe d'altitude dominante reflète l'importance du caractère plaine qui correspond à la vallée qui jouxte l'oued Cheliff et ses affluents.

II.3.4.2 Classes et indices des pentes

La pente d'un bassin versant affecte la dynamique du ruissellement, car elle reflète le taux de changement d'élévation par rapport à la distance le long du trajet d'écoulement principal. La différence d'élévation n'est pas nécessairement la différence d'élévation maximale dans le bassin versant, car le point d'élévation le plus élevé peut se trouver le long d'une limite latérale du bassin plutôt qu'à l'extrémité du trajet d'écoulement principal (Romshoo et al., 2012). S'il y a une variation importante de la pente le long du trajet d'écoulement principal, il peut être préférable de considérer plusieurs sous-bassins-versants et d'estimer la pente de chacun.

La pente est l'une des caractéristiques physiques les plus importantes d'un bassin versant. La carte des pentes a été créée sur la base d'un modèle numérique de terrain (MNT), dans lequel la variation des différentes pentes du bassin de l'Oued Ouahrane a été représentée dans la figure (II.7). Les pentes varient entre 0 et 45 %, la majorité de ces pentes étant comprise entre 5 et 44.61 % (moyennes et fortes pentes), occupent ainsi une superficie de 226.26 km², soit environ 84 % de la superficie totale du bassin. En revanche, les pentes faibles couvrent une superficie estimée à 43.89 km², comme le montrent les figures (II.7) et (II.8).

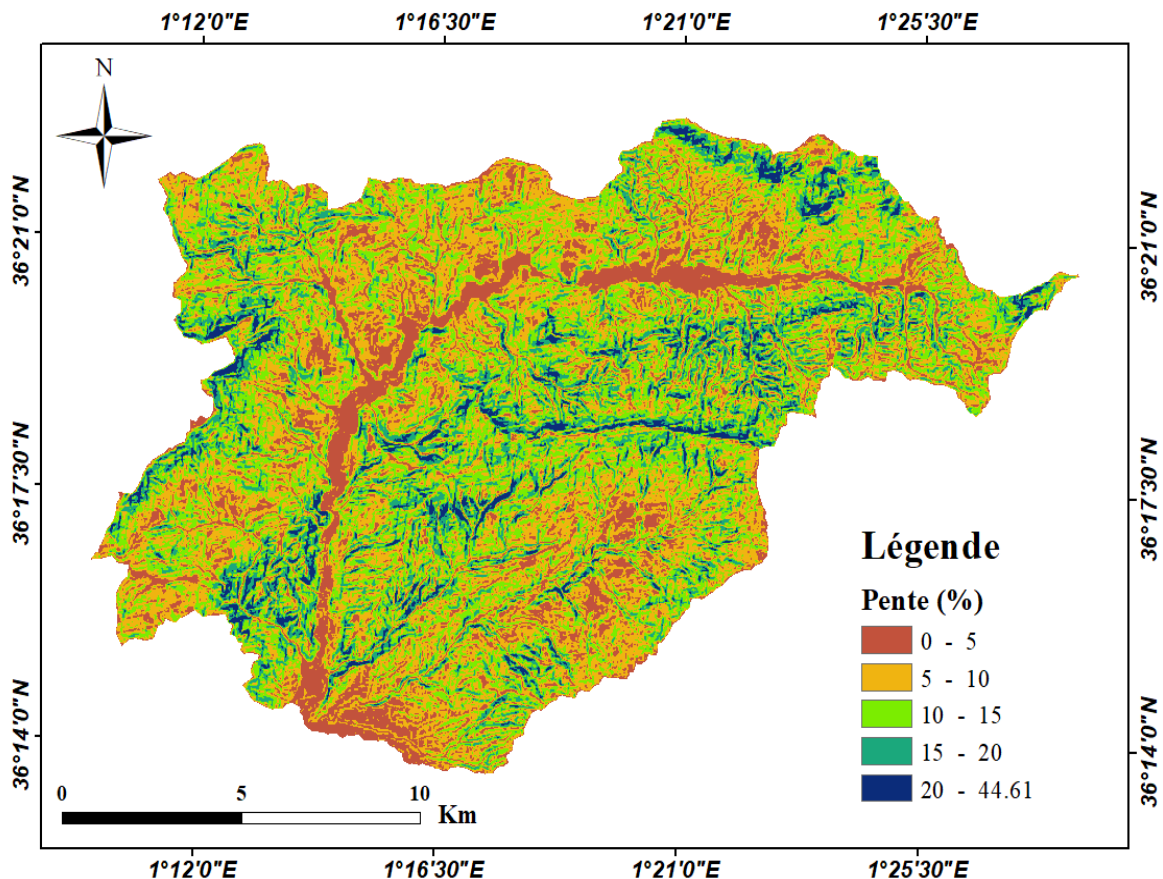


Figure II.7. Variation des pentes sur le bassin de l'Oued Ouahrane

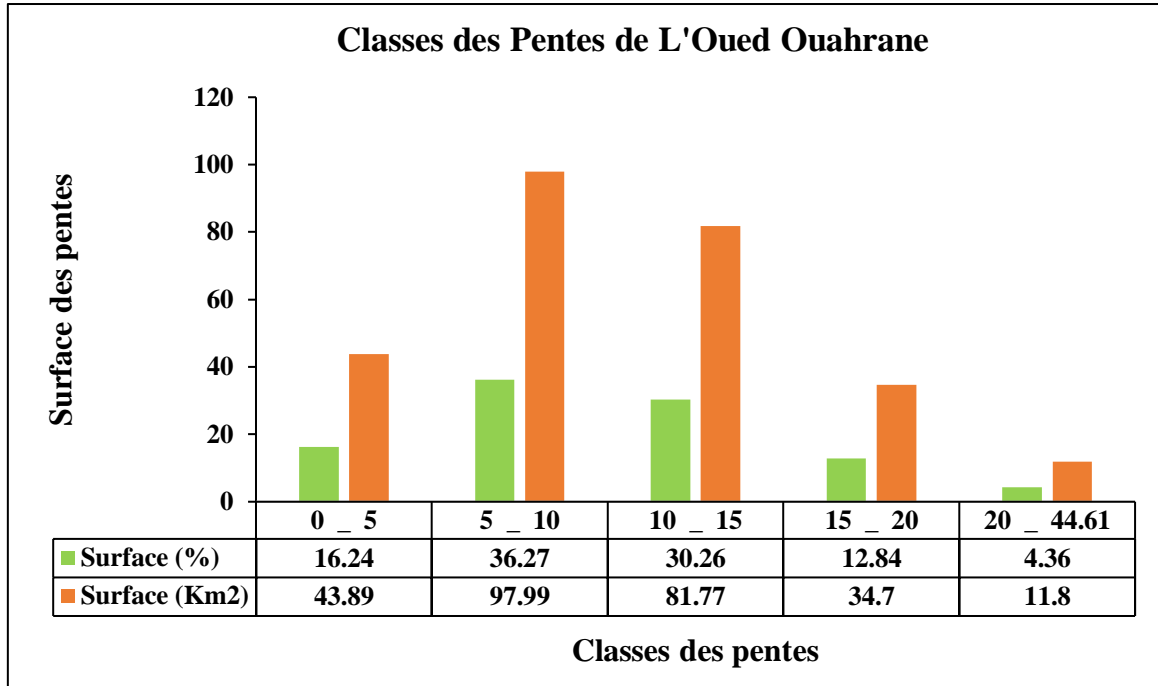


Figure II.8. Répartition des différentes classes de pente

La répartition des différentes classes de pente illustrée dans la *figure (II.8)* permet d'obtenir la distribution des classes des pentes suivantes :

- Les pentes entre 0 et 5 % représentent 16.24 % de la superficie totale du bassin d'Oued Ouahrane, soit une superficie d'environ 43.89 km².
- Les sections des pentes enregistrées entre 5 et 10 % ont occupé la plus grande partie de la surface du bassin, d'environ 97.99 km², soit 36.27 % de la superficie totale.
- Les fractions de pentes de 10 à 15 % représentent 30.26 % de la superficie totale du bassin d'Oued Ouahrane, soit une superficie d'environ 81.77 km².
- Les pentes entre 15 et 20 % montrent un pourcentage de 12.84 % de la superficie totale du bassin d'Oued Ouahrane, soit une superficie d'environ 34.7 km².

En revanche, les fortes pentes entre 20 et 45 % occupent la plus faible partie de la surface du bassin, estimé à 11.8 km², soit 4.36 % de la surface du sous bassin d'Oued Ouahrane.

- **Indice de pente globale I_g**

C'est le rapport entre la dénivelée ($H_{5\%} - H_{95\%}$) du bassin et la longueur du rectangle équivalent. Il est obtenu à l'aide de la courbe hypsométrique, et il est donné par la *formule (II.4)*.

$$I_g = \frac{D}{L} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L} \quad (\text{II.4})$$

Avec :

D : dénivelée (m) ;

L : Longueur du rectangle équivalent (km) ;

$H_{5\%}$ et $H_{95\%}$: Altitudes correspondantes à $A_{5\%}$ et $A_{95\%}$, respectivement en (m).

Cet indice est largement utilisé et sert à la classification d'*O.R.S.T.O.M* pour les bassins hydrographiques d'une superficie d'environ 25 km² (*tableau II.3*).

- **La dénivelée spécifique (D_s)**

C'est le produit de l'indice global de pente (I_g) et de la racine carrée de la superficie totale du bassin. Elle est donnée par l'équation (*II.5*).

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

Avec :

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

A : Superficie (km²) ;

D : dénivelée (m) ;

L : Longueur du rectangle équivalent (km) ;

La dénivelée spécifique (D_s) permet de comparer des bassins de tailles différentes et sert de base à la classification proposée par l'*O.R.S.T.O.M*. (*tableau II.3*).

Tableau II.3. Classification O.R.S.T.O.M du relief

Rang	Intervalle de D_s	Intervalle de I_g	Classes du Relief
R1	$D_s < 10$	$I_g < 0.002$	Relief très faible
R2	$10 < D_s < 25$	$0.002 < I_g < 0.005$	Relief faible
R3	$25 < D_s < 50$	$0.005 < I_g < 0.01$	Relief assez faible
R4	$50 < D_s < 100$	$0.01 < I_g < 0.02$	Relief modéré
R5	$100 < D_s < 250$	$0.02 < I_g < 0.05$	Relief assez fort
R6	$250 < D_s < 500$	$0.05 < I_g < 0.1$	Relief fort
R7	$D_s > 500$	$I_g > 0.1$	Relief très fort

- **Indice de pente de roche (I_p)**

L'indice de pente peut être calculé à partir de la répartition hypsométrique (pourcentage de la surface entre les courbes de niveau), il est donné par l'équation (*II.6*).

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

Avec :

L : Longueur de rectangle équivalent (km) ;

A_i : surface partielle entre deux fractions d'altitudes consécutives (%).

- **Pente moyenne (I_m)**

La pente moyenne (I_m) fournit des informations sur la topographie du bassin versant. La pente moyenne d'un bassin influence radicalement la valeur du temps de concentration et, directement, le ruissellement généré par une pluie. Elle est calculée par l'équation (II.7).

$$I_m = \frac{\Delta H(0.5l_1 + l_2 + l_3 + \dots + 0.5l_n)}{A} \quad (II.7)$$

Avec :

ΔH : dénivelée (m) ;

l_i : Longueur de la courbe de niveau d'ordre $i, 2 \dots n$ (m) ;

A : surface du bassin (km²).

Les résultats des calculs des indices de pente et des classes de relief du bassin d'Oued Ouahrane sont portés au *tableau (II.4)*.

Tableau II.4. Indices des pentes et classes de relief du bassin de l'Oued Ouahrane

Paramètres	Pente globale (m/Km)	Dénivelée spécifique (m)	Pente de Roche (m/Km)	Classe de relief
Symbole	I_g	D_s	I_p	R
Oued Ouahrane	10.05	165.24	16.3	Assez Fort

Selon la classification de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer (*O.R.S.T.O.M.*), l'indice de pente global (I_g) du bassin d'Oued Ouahrane est de 10.05 m/km, ce qui indique que le relief de cette région est modéré ($10 < I_g < 20$).

Selon la même classification de l'*O.R.S.T.O.M.*, la valeur de dénivelée spécifique (D_s) estimée à 165.24 m pour le bassin d'Oued Ouahrane révèle un relief assez fort, car elle se situe entre 100 m et 250 m (*tableau II.3*). Ceci reflète l'importance du volume montagneux et des importantes dénivelées dans cette région.

II.3.5 Le réseau hydrographique

Globalement, la configuration du réseau hydrographique est largement liée à l'évolution des accidents structuraux qui ont affecté la région au cours des ères géologiques.

Le réseau d'écoulement de la zone d'étude est principalement constitué de cours d'eau à chevelure dense, représenté par des cours d'eau transitoires. Le drainage du bassin est assuré

par l'Oued Ouahrane, qui est l'un des principaux affluents de la rive droite du cours d'eau principal de l'Oued Cheliff (Elmeddahi, 2016). Il est issu des monts de Dahra et présente des débits nuls à l'étiage. La rive gauche de l'Oued Ouahrane reçoit un petit affluent relativement important, comme le montre la *figure (II.9)*.

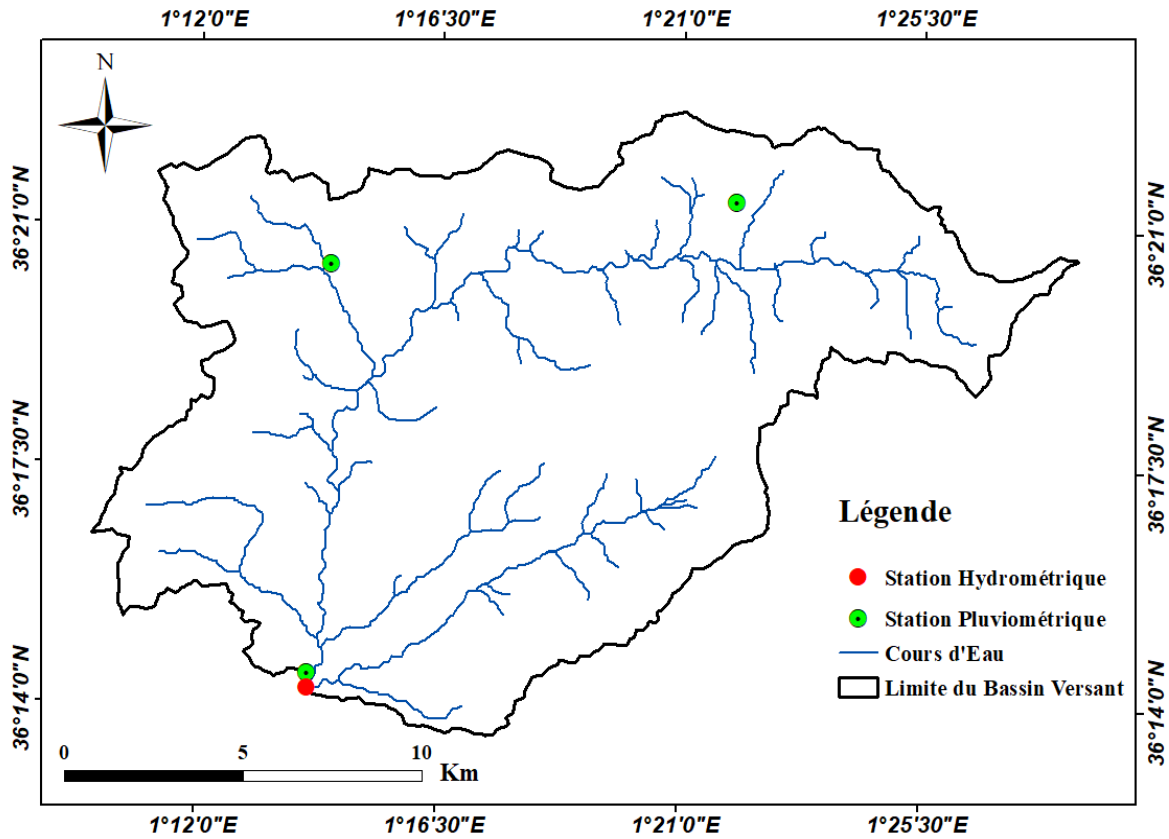


Figure II.9. Réseau hydrographique du bassin de l'Oued Ouahrane

II.3.5.1 Paramètres du réseau d'écoulement

- **Densité de drainage (D_d)**

Elle est définie comme le rapport de la longueur totale des cours d'eau à la surface du bassin, présentée par l'équation (II.8).

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A} \quad (II.8)$$

Avec :

$\sum L_i$: la somme des longueurs des ruisseaux d'eau d'ordre i en (km) ;

A : surface du bassin en (km^2).

La densité de drainage pérenne ou permanente (D_{dp}) n'est liée qu'aux cours d'eau permanents. Elle est calculée par la *formule (II.9)*.

$$D_{dp} = \frac{\sum L_{ip}}{A} \tag{II.9}$$

La densité de drainage temporaire (D_{dt}) se réfère à la longueur des petits oueds remplissant des fonctions de ruissellement uniquement pendant les précipitations et la fonte des neiges. Elle est estimée avec l'équation (II.10).

$$D_{dt} = \frac{\sum L_{it}}{A} \tag{II.10}$$

Tableau II.5. Indices des pentes et classes de relief du bassin de l'Oued Ouahrane

Paramètres	L_p	L_t	L_{pt}	D_{dp}	D_{dt}	D_d	D_{dp}/D_d	D_{dt}/D_d
Unité	(km)	(km)	(Km)	(Km/Km ²)	(Km/Km ²)	(Km/Km ²)	(%)	(%)
Oued Ouahrane	44.6	1378	1422.6	0.16	5.10	5.26	3.04	96.95

La valeur de la densité de drainage temporaire (5.1 Km/Km²) est nettement différente de celles de la densité de drainage permanente (D_{dp}) et confirme l'influence des précipitations et des caractéristiques lithologiques propres au bassin considéré. En général, la densité de drainage temporaire (D_{dt}) est nettement élevée dans le bassin de l'Oued Ouahrane, où une grande partie des cours sont à sec la plupart du temps *tableau (II.5)*.

- **Classification des talwegs**

La classification des cours d'eau introduite par [Strahler \(1957\)](#) est basée sur un système de numérotation des ramifications du réseau. Chaque cours d'eau reçoit un numéro en fonction de son importance. Tout cours d'eau dépourvu de tributaires est d'ordre un.

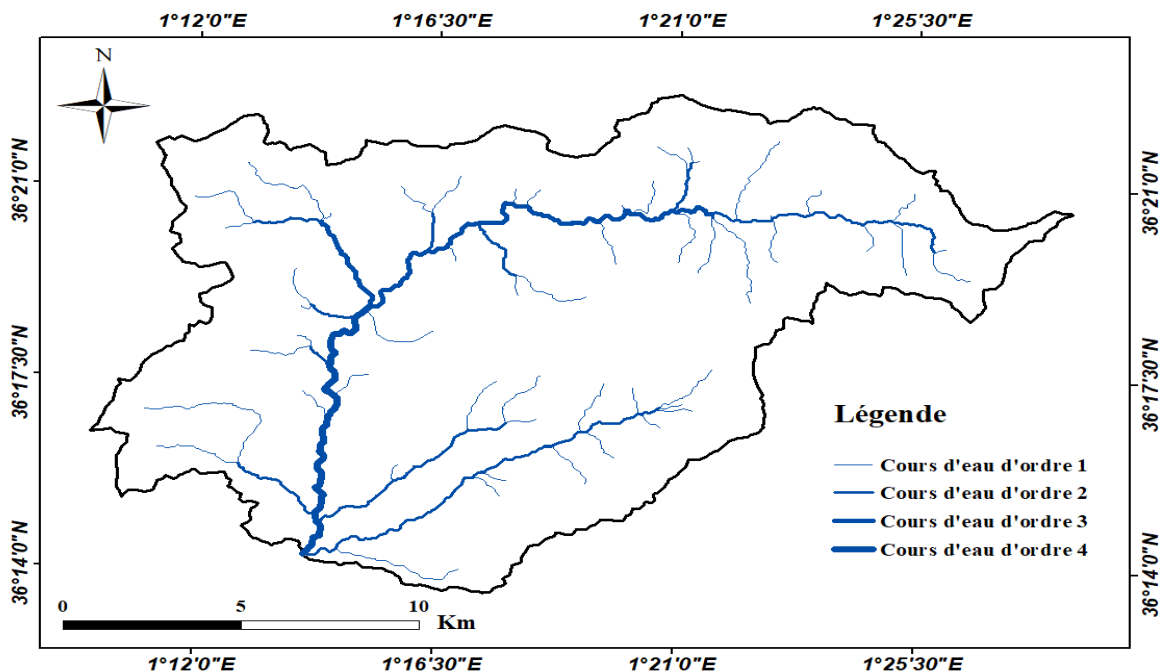


Figure II.10. Classification de Strahler des cours d'eau d'Oued Ouahrane

Le cours d'eau résultant de la confluence de deux cours d'eau d'ordre différent prend l'ordre du plus élevé des deux. Le cours d'eau formé par la confluence de deux cours d'eau du même ordre est augmenté d'un (+1).

Les rangs des affluents de l'Oued Ouahrane varient entre l'ordre 1 et l'ordre 4. Les affluents secondaires sont représentés sur les rangs de 1 à 3, tandis que le cours d'eau principal est en rang 4 avec une longueur de 35.2 km², comme cela est montré dans la *figure (II.10)*.

- **Temps de concentration (T_c)**

C'est le temps nécessaire au ruissellement pour se déplacer depuis le point le plus éloigné du bassin versant jusqu'à l'exutoire. Le temps de concentration varie en fonction de la pente et du caractère de la surface drainante (USDA-NRCS, 2008).

Il existe de nombreuses formules permettant de déterminer le temps de concentration. Pour le cas du bassin de l'Oued Ouahrane, le temps de concentration est estimé de 10.55 heures (*tableau II.7*), à la base de l'équation (II.11) de Giandotti.

$$T_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L_{cp}}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \quad (II.11)$$

Avec :

T_c : temps de concentration (h) ;

A : superficie du bassin (km²) ;

L_{cp} : longueur du principal cours d'eau (km) ;

H_{moy} : altitude moyenne (m) ;

H_{min} : altitude minimale (m).

- **Profil en long du principal cours d'eau**

Le profil en long d'un cours d'eau est une représentation graphique de l'altitude ou de la pente d'un cours d'eau en relation avec la distance depuis l'embouchure ou la source jusqu'au point d'écoulement en amont. Il montre les variations de la topographie du cours d'eau, en permettant de visualiser les différentes caractéristiques géomorphologiques telles que les reliefs, les pentes, les cours d'eau et les lacs (*figure II.11*).

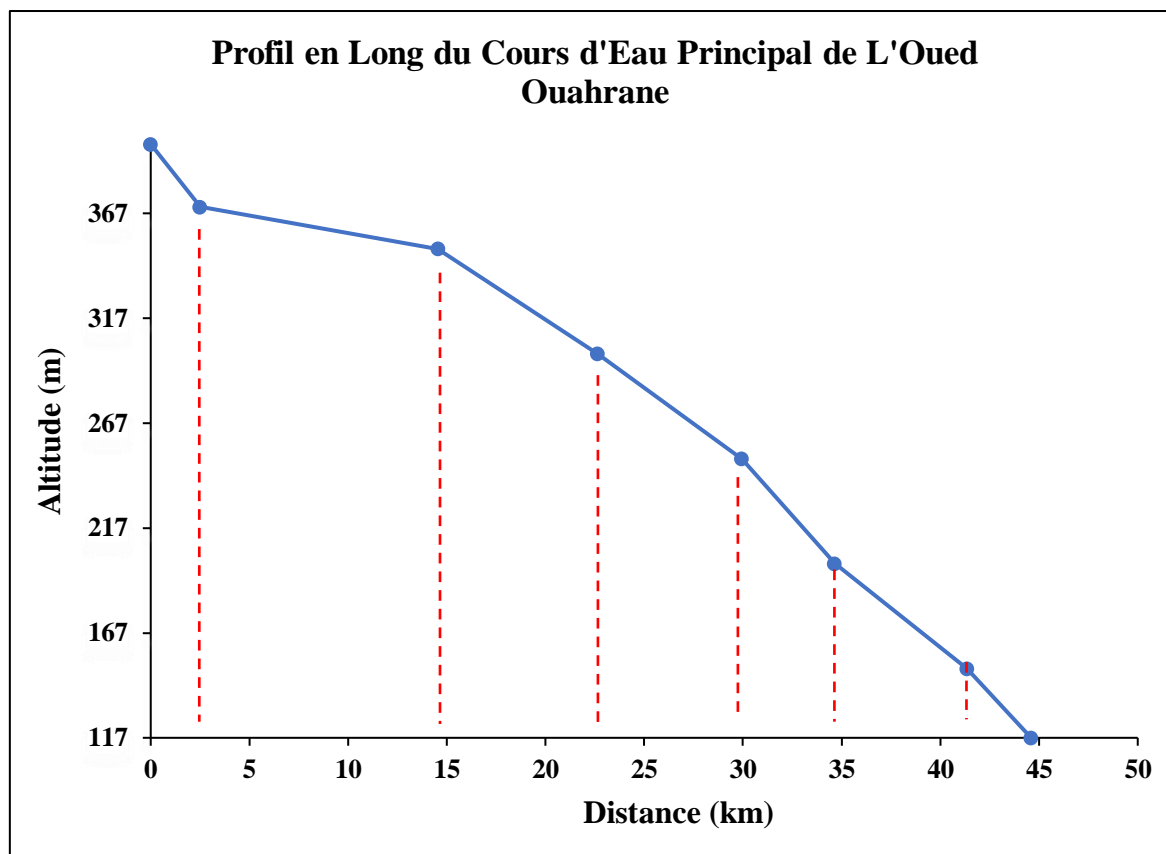


Figure II.11. Profil en long du principal cours d'eau d'Oued Ouahrane

Le bassin de l'Oued Ouahrane présente des pentes significatives, telles que 13.64 ‰ entre 370 et 400 m d'altitude, 12.8 ‰ entre 117 et 150 m d'altitude et 11.36 ‰ entre 300 et 350 m, comme indiqués dans le *tableau (II.6)*.

Tableau II.6. Caractéristiques du profil en long de l'Oued Ouahrane

Altitudes (m)	Longueurs cumulées (km)	Pentes (‰)
117-150	2.5	12.8
150-200	14.55	4.15
200-250	22.65	6.17
250-300	29.95	6.85
300-350	34.65	11.36
350-370	41.35	1.43
370-400	44.6	13.64

- **Pente moyenne du principal cours d'eau (Ic)**

C'est la pente mesurée par le rapport de la chute d'élévation du cours d'eau principal par unité de distance horizontale, généralement exprimée en mètres par kilomètre. Elle est donnée par la *relation (II.12)*.

$$I_c = \frac{\Delta H}{\Delta L} \quad \text{II.12)}$$

Avec :

ΔH : dénivelée entre deux points suffisamment distants (m) ;

ΔL : distance entre ces deux points (km).

La synthèse des caractéristiques morphologiques du bassin de l'Oued Ouahrane est regroupée dans le *tableau (II.7)*.

Tableau II.7. Récapitulatif des caractéristiques hydromorphométriques du bassin de l'Oued Ouahrane

Caractéristique	Unité	Valeur
Superficie (A)	(Km ²)	270.15
Périmètre (P)	(Km)	88
Indice De Gravelius (K_G)	/	1.5
Longueur De Rectangle Equivalent (L)	(Km)	37.3
Largeur De Rectangle Equivalent (l)	(Km)	6.38
Indice De Pente Globale (I_g)	(m/Km)	10.05
Indice de Pente de Roche (I_p)	(m/Km)	16.3
Dénivelée Spécifique (D_s)	(m)	165.24
Type de Relief	/	Assez Fort
Altitude Maximale (H_{max})	(m)	958
Altitude Moyenne (H_{moy})	(m)	361.62
Altitude Médiane (H_{med})	(m)	437
Altitude Minimale (H_{min})	(m)	117
Altitude A 5% ($H_{5\%}$)	(m)	667
Altitude A 95% ($H_{95\%}$)	(m)	292
Longueur des Talwegs Temporaires (L_t)	(Km)	1378
Longueur des Talwegs Permanents (L_p)	(Km)	44.6
Longueur des Talwegs Totales (L_{pt})	(Km)	1422.6
Densité de Drainage Permanente (D_{dp})	(Km/Km ²)	0.16
Densité De Drainage Temporaire (D_{dt})	(Km/Km ²)	5.10
Densité de Drainage Totale (D_d)	(Km/Km ²)	5.26
Classification De Strahler	Ordre	4
Pente Moyenne du Principal Cours d'Eau (I_c)	(m/Km)	6.34
Temps de Concentration par La Formule de Giandotti (T_c)	Heures	10.55

II.4 Lithologie et Géologie du bassin

II.4.1 Géologie

Dans cette partie, la synthèse des travaux de plusieurs auteurs a été utilisé pour étudier la géologie du bassin d'Oued Ouahrane (Elmeddahi, 2009, 2016; Mattaeur, 1958; Perrodon, 1957; Remaoune, 2007). Ainsi que les différentes cartes géologiques disponibles : la carte géologique réalisée par Anderson (1938) à l'échelle 1/200.000^{ème}, et la cartes au 1/50.000^{ème} a été levées par Boulaïne (1956) pour les bassins de Ras et Ouahrane.

Après les grands mouvements tectoniques qui ont suivi le dépôt du Miocène inférieur. Le bassin du Cheliff est un bassin néogène post-nappe, qui s'est mis en place après les grands mouvements tectoniques qui ont suivi le dépôt du Miocène inférieur et qui est la dernière phase importante de la tectonique tangentielle. Il est responsable de la stratification et du développement des structures de la nappe.

Depuis le Miocène moyen et la tectonique qui a suivi, la région a connu une série de phases tectoniques avec la transgression des mers du Miocène supérieur et du Pliocène. Le remplissage post-nappe comprend un Miocène, un Pliocène et un Quaternaire (*figure II.12*).

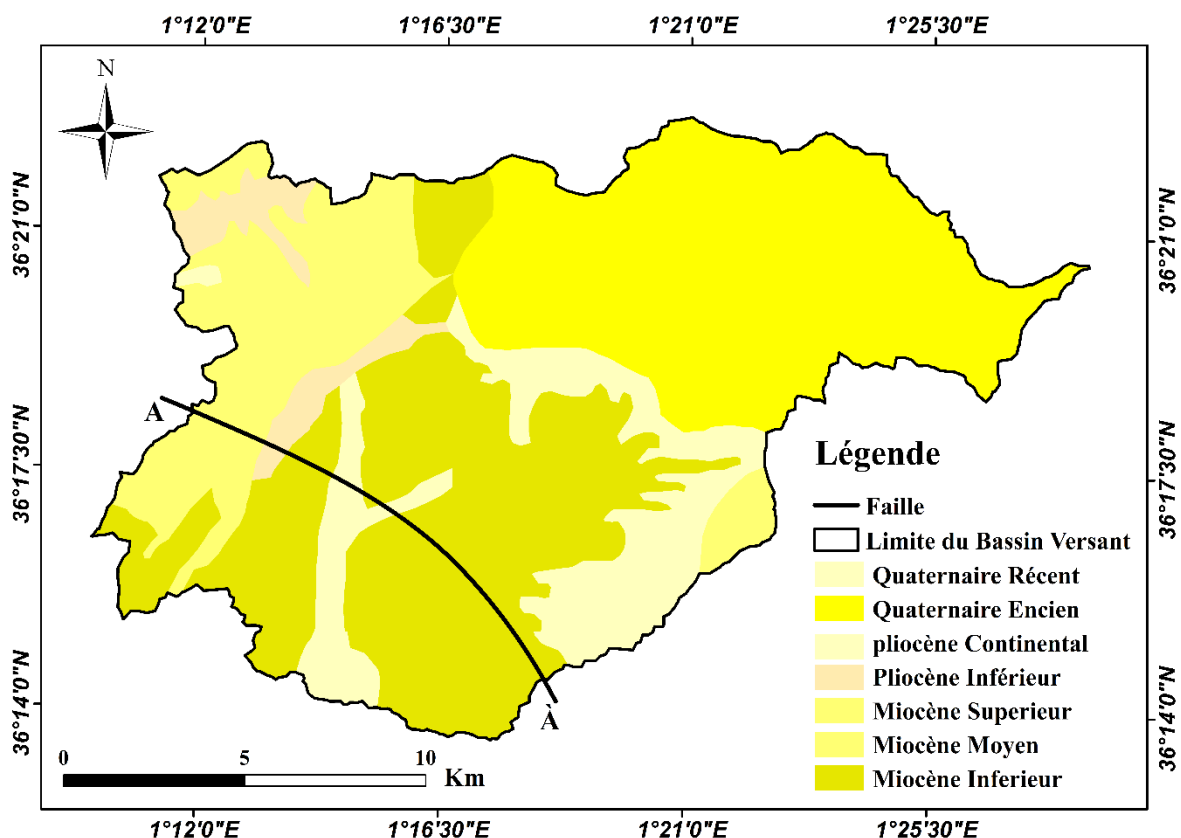


Figure II.12. Carte géologique de l'Oued Ouahrane (d'après Elmeddahi, 2009; Mattaeur, 1958; Perrodon, 1957; Remaoune, 2007)

II.4.1.1 Le Miocène

Est subdivisé en trois grands ensembles :

- **Le Miocène inférieur (Burdigalien) :** plusieurs cycles marins transgressifs ont été enregistrés au cours desquels une série de marnes bleues passe latéralement et verticalement à des grès marneux marins ou à des conglomérats marins ou continentaux.

- **Le Miocène Moyen (Serravallien) :** Est généralement argileux, il constitue les collines dénudées de la région. Il a une épaisseur qui dépasse 200 mètres.

- **Le Miocène supérieur (Tortonno-messinien) :** Est caractérisé par une transgression générale conduisant à un épisode lagunaire. Il est caractérisé par :

- Les marnes bleues présentant un contenu globalement détritique.
- Les calcaires à lithothamnium.
- Les tripolis et marnes à tripolis.
- Les gypses et les marnes gypseuses.

II.4.1.2 Le Pliocène

Se divise en un Pliocène marin (Plaisancien-astien) et un Pliocène continental.

- **Le Pliocène inférieur (Zancléen) :** renferme des marnes bleues difficiles à différencier des marnes bleues du Miocène. Cette formation est affleurante à l'ouest de l'Oued Ouahrane dans la partie nord de la plaine du Moyen Cheliff.

- **Le Pliocène supérieur (Piacenzien) :** est constitué de conglomérats avec des éléments de grès à grès calcaire et de sable non compact.

En bordure de l'Ouarsenis, le Pliocène a complètement disparu. A ce stade, le Quaternaire revêt totalement les calcaires gréseux du Miocène supérieur.

II.4.1.3 Le Quaternaire

Les dépôts quaternaires ont une structure continentale, ils affleurent dans la partie occidentale du bassin de l'Oued Ouahrane. Il comporte un quaternaire ancien et un quaternaire récent.

- **Quaternaire ancien (Pléistocène) :** Le Quaternaire ancien est formé d'alluvions grossières, principalement de type conglomératiques, entrecoupées de certaines lentilles argileuses, composées de galets, de graviers et de sables. Il affleure sur les montagnes rouges et les Medjadjas. L'épaisseur de ces dépôts peut excéder 200 m au niveau du synclinal d'Ouled Farés (Elmeddahi, 2009).

- **Quaternaire récent (Holocène) :** le Quaternaire récent est constitué d'alluvions dont le comportement essentiel est la dominance de composants fins (limons) issus particulièrement des marnes miocènes, ces limons représentant d'anciennes boues séchées. Les alluvions actuelles remplissent le fond des oueds et les surfaces de confluence des cours d'eau.

II.4.2 Lithologie

Les affleurements naturels et les forages montrent une variation spatio-temporelle de faciès et de l'épaisseur. L'extrémité orientale de ce bassin montre une séquence de limon plutôt clastique, de couleur rose-gris à pourpre, et selon Brive (1912), le Miocène inférieur est représenté principalement par des poudingues et des grès (figure II.13). Ces dépôts montrent vers la partie sommitale des intercalations des marnes gréseuses, qui évoluent verticalement à des marnes bleuâtres indurées révélant une intrusion saumâtre à cet endroit au Miocène inférieur (Remaoune, 2007).

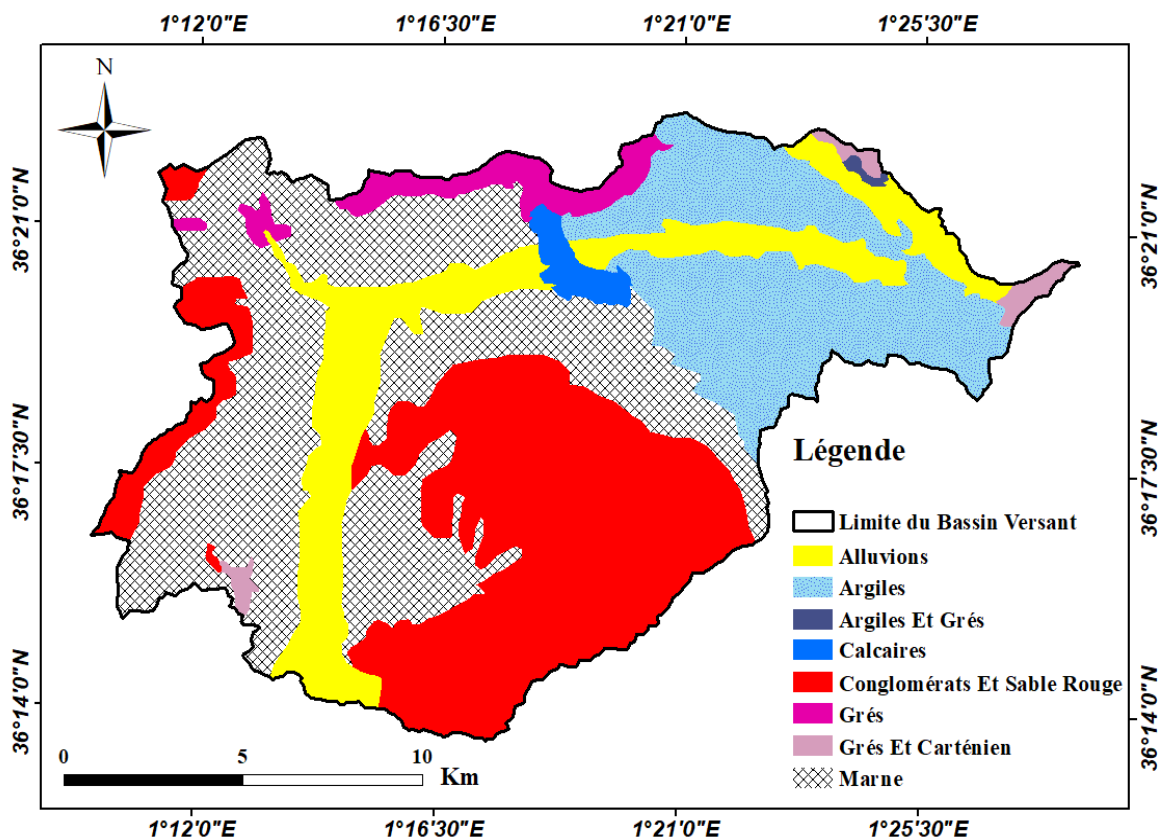


Figure II.13. Nature lithologique du bassin de l'Oued Ouahrane (d'après Remaoune, 2007)

La série de base correspond à un dépôt détritique continental, qui couvre respectivement une centaine de mètres à Oued Ouahrane, bien qu'elle débute par un calcaire conglomératique de caractère marin. La gamme marneuse suit la même évolution à 600 m dans la vallée de l'Oued Ouahrane où elle est localement recouverte de teintes brunes et violacées et enrichie d'une couche de gypse et à 1000 m au sud de la ville de Chlef, où des marnes sableuses variées intercalées de sables et de graviers (Benkhaled, 2006; Zekouda, 2009).

Par ailleurs, la base de ce massif admet une alternance de deux niveaux ou bancs cinéritiques renfermant du feldspath trempé représentant un environnement sédimentaire lagunaire. Au sud – Est du bassin, la série présente des conglomérats de couleur rouge, intercalés par des niveaux gréseux et de marnes bigarrées.

En somme, Les dépôts Mio-Plio-Quaternaires sont majoritairement marneux et argileux et correspondent à des formations imperméables. Ces sols représentent une superficie d'environ 206 km², soit près de 76 % du bassin versant est imperméable (*tableau II.8*).

Tableau II.8. Répartition lithologique des différentes formations géologiques du bassin d'Oued Ouahrane ([Boulaine, 1956](#))

Couches	Superficie (km ²)	Superficie (%)	Perméabilité des formations
Gypse	0.58	0.31	Très perméable
Calcaires	4.65	1.73	Très perméable
Alluvions	39.75	14.76	Perméable
Conglomérats et sables rouges	49.87	18.53	Perméabilité moyenne
Grès	10.73	3.98	Perméabilité moyenne
Grès et carténnien	6.97	2.59	Perméabilité moyenne
Marnes	110.1	40.90	Imperméable
Argiles et grès	2.32	0.86	Perméabilité faible
Argiles	44	16.34	Imperméable
Marnes à bancs de calcaires	/	/	Imperméable

II.5 Occupation de sol et végétation

La quantité et le type de végétation dans un bassin versant influencent le taux de ruissellement, le taux d'évaporation et l'érosion dans ce bassin. Les plantes réduisent l'impact des gouttes de pluie sur le sol et ralentissent la vitesse d'écoulement de l'eau à la surface de la terre, ce qui permet à une plus grande quantité d'eau de s'infiltrer dans le sous-sol. La présence de la végétation agit comme un "régulateur" dans les régions d'écoulement ([Elmeddahi, 2009](#)).

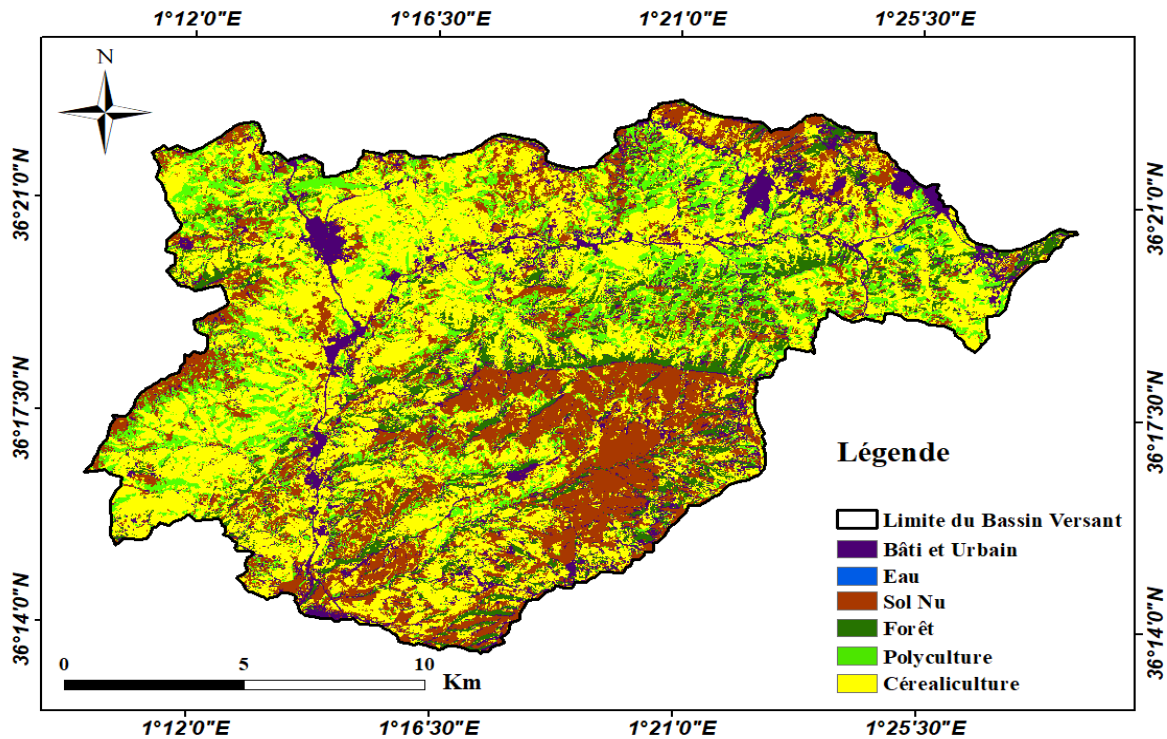


Figure II.14. Carte d'occupation de sol sur le bassin d'Oued Ouahrane (Allali et al., 2022)

La région d'étude est généralement à vocation agricole. La prédominance de cultures céréalières couvre environ 36.4 % de la superficie totale cultivée sur les terrains à faible pente. Les zones dénudées sont localisées essentiellement au Sud-Est de la zone d'étude et occupent une seconde position en importance avec 27.38 % de la superficie. Tandis que 15.6 % et 11.2 % de la superficie sont respectivement consacrés à la polyculture et aux forêts. Les zones bâties et urbaines occupent 9.11 % de la surface totale (figure II.14).

II.6 Caractéristiques climatiques

La région étudiée possède un climat particulier, de type continental semi-aride, réputé pour sa rigueur (Scet-Argi, 1985), caractérisé par une longue période estivale sèche et chaude, ainsi qu'une saison hivernale pluvieuse et froide.

II.6.1 La température

Malgré la proximité de la mer, le sous-bassin de l'Oued Ouahrane est caractérisé par une température moyenne mensuelle qui varie régulièrement entre les deux pôles chaud et froid. Elle oscille entre 11.2 et 18.1 °C durant la période froide qui s'étend d'octobre à avril, avec un minimum mensuel de 11.2 °C enregistré en janvier. Pour la période sèche, les températures mensuelles varient entre 22.2 et 30.2 °C, avec un maximum mensuel d'environ 30.2 °C enregistré en juillet (tableau II.9).

Tableau II.9. Température moyenne interannuelle (°C) du bassin d'Oued Ouahrane entre 1983 et 2017 (ONM)

Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc	Moyenne annuelle (°C)
11.2	12.9	14.9	18.1	22.2	27.1	30.2	29.1	25.1	20.2	14.9	11.9	19.77

II.6.2 Indices climatiques

Décrire le climat d'une zone à l'aide d'indicateurs ou de graphiques permet de comparer celui-ci avec d'autres zones. Ces indicateurs prennent généralement en compte l'apport de précipitations, la demande d'évapotranspiration et la température (Bouthiba, 2012).

II.6.2.1 Indice xérothermique de "Gausсен et Bagnouls"

Il existe un grand macrobioclimat méditerranéen, latitudinalement extratropical, ombriquement antithétique aux macrobioclimats tropicaux, tempérés et boréaux, qui se caractérise par une aridité estivale (ou sécheresse estivale) d'au moins deux mois consécutifs. Cela signifie que la somme des précipitations des deux mois les plus secs consécutifs du trimestre d'été est inférieure ou égale à deux fois la somme des températures mensuelles moyennes de ces mêmes mois : $(P_{si} + P_{sii}) \leq 2 (T_{si} + T_{sii})$, étant si et sii les deux mois consécutifs les plus secs de l'été (Lopez & Maria, 2018). Un tel manque de pluie pendant l'été, qui peut durer jusqu'à douze mois de l'année, est un frein à la vie, même pendant les mois thermiquement plus favorables à la croissance.

L'indice de "Gausсен et Bagnouls" est encore aujourd'hui l'un des plus utilisés pour décrire le climat. Cet indice prend en compte les précipitations mensuelles moyennes (mm) et la température (°C) et donne une expression relative de la sécheresse estivale en termes de durée et d'intensité. Un mois donné est considéré comme sec lorsque $P < 2T$, c'est-à-dire lorsque l'évapotranspiration (ETP) est supérieure aux précipitations. En revanche, lorsque $P > 2T$, le mois est considéré comme humide.

Le diagramme ombrothermique de l'Oued Ouahrane (figure III.15) montre que la saison sèche s'étend sur plusieurs mois consécutifs (de mai à octobre), et se caractérise par des températures élevées correspondant à une forte évapotranspiration, ainsi qu'un manque de précipitations. Après la période sèche vient la saison humide, qui occupe les autres mois de l'année (de novembre à avril).

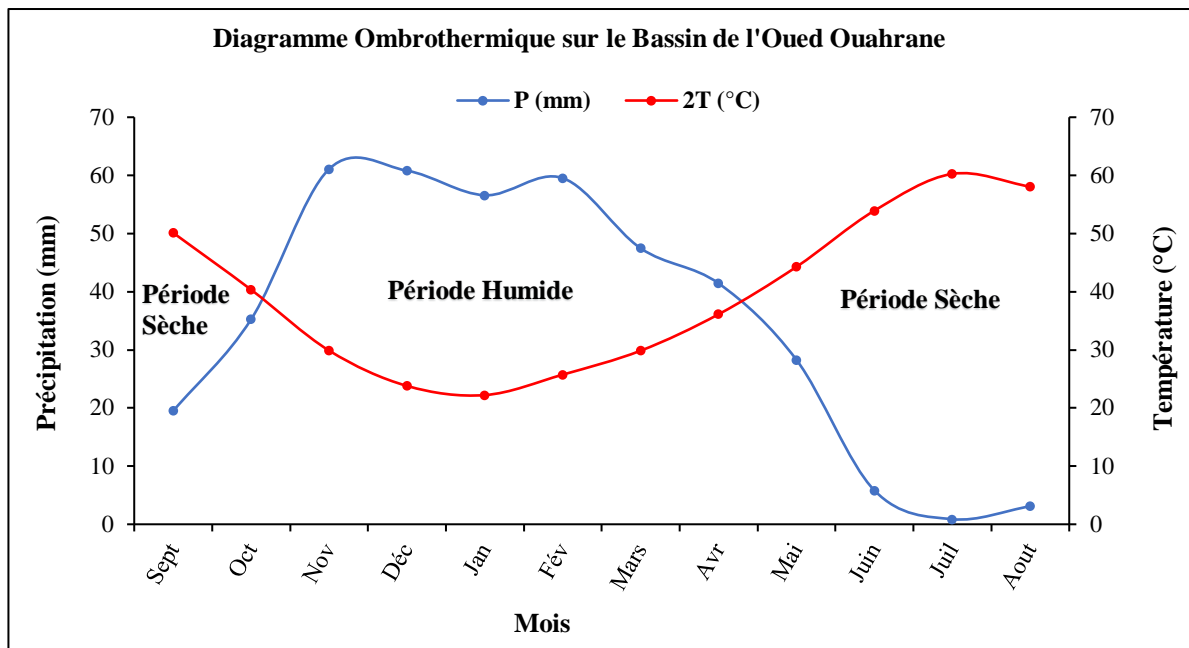


Figure II.15. Courbe ombrothermique de "Gausson et Bagnouls" sur l'Oued Ouahrane

II.6.2.2 L'indice d'aridité de "De Martonne"

L'indice d'aridité est défini comme un indicateur numérique du degré de sécheresse climatique dans une zone donnée, et il permet de classer le type de climat en fonction de la disponibilité de l'eau. Plus les indices d'aridité d'une région sont élevés, plus la variabilité des ressources en eau est grande (Pellicone et al., 2019).

Bien que l'indice d'aridité de "De Martonne" soit l'un des plus anciens indices pour mesurer l'aridité et l'humidité, il est encore utilisé dans le monde entier en raison de son efficacité et de sa pertinence par rapport à la classification climatique aride et humide. Les valeurs annuelles et mensuelles de l'indice d'aridité de "De Martonne" (I_{aDM} et I_{mDM}) peuvent être représentées respectivement par les équations suivantes :

$$I_{aDM} = \frac{P_a}{T_a + \tilde{C}} \quad \text{et} \quad I_{mDM} = \frac{P_m}{T_m + \tilde{C}} \quad (\text{II.13})$$

Avec :

P_a, P_m : les quantités annuelles et mensuelles de précipitations ;

T_a, T_m : sont les températures annuelles et mensuelles moyennes ;

$\tilde{C} = 10 \text{ °C}$: constante de "De Martonne"

La classification du climat d'aridité de "De Martonne" est présentée dans le tableau (II.10), avec un total de six types de classes d'aridité. Comme on peut le constater, l'humidité augmente avec l'augmentation des valeurs de I_{aDM} et I_{mDM} , et vice versa. Selon la classification climatique adoptée par "De Martonne", la valeur de l'indice d'aridité (I_{aDM}) est

estimée à environ 14.10. Par conséquent, le bassin de l'Oued Ouahrane est classé comme ayant un climat semi-aride.

Tableau II.10. Classification de l'indice de "De Martonne" (Gavrilov et al., 2019)

Type de climat	I_{aDM} valeurs
Aride	$I_{aDM} < 10$
Semi-aride	$10 \leq I_{aDM} < 20$
Semi-humide	$20 \leq I_{aDM} < 28$
Humide	$28 \leq I_{aDM} < 35$
Très humide	$35 \leq I_{aDM} < 55$
Extrêmement humide	$I_{aDM} > 55$

II.6.2.3 Le quotient pluviométrique d'Emberger (Q_2)

Cet indice (Q_2) correspond à une expression synthétique du climat méditerranéen prenant en compte la pluviométrie et la température moyennes annuelles. Ces dernières prennent en considération d'une part, la moyenne des minimales du mois le plus froid m et d'autre part, la moyenne des maximales du mois le plus chaud M . Ces deux valeurs thermiques extrêmes permettent d'évaluer la température moyenne $(M + m) / 2$ et l'amplitude thermique annuelle moyenne $(M - m)$.

$$Q_2 = \frac{P}{\frac{M + m}{2}(M - m)} * 1000 \quad (\text{II.14})$$

Avec :

Q_2 : Le quotient pluviométrique d'EMBERGER ;

P : Précipitations annuelles moyennes (419.74 mm)

M : Moyenne des maximums du mois le plus chaud (308.15 °Kelvin) ;

m : Moyenne des minima du mois le plus froid (280.15 °Kelvin). Nous rapportons le Q_2 comme le minimum moyen du plus froid mois (°C).

Le climat d'Emberger est subdivisé en zones correspondant à différents étages bioclimatiques méditerranéens. Le résultat de ce climagramme ($Q_2 = 50.96$ et $m = 7.5$ °C) montre que le bassin de l'Oued Ouahrane est en phase climatique semi-aride (figure III.16).

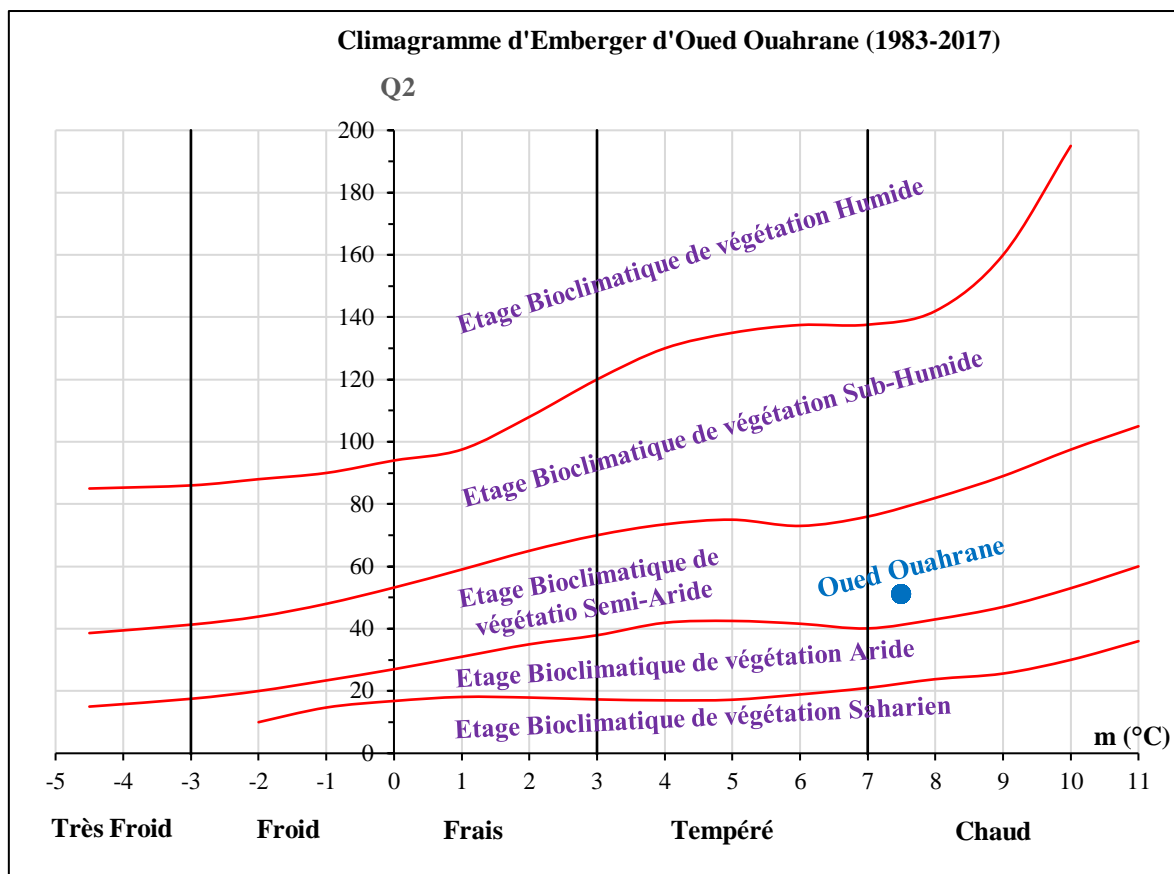


Figure II.16. Climagramme d'Emberger de l'Oued Ouahrane (1983-2017)

II.6.3 Évapotranspiration

L'évapotranspiration correspond à la perte d'eau du sol résultant de l'évaporation de la surface du sol et de la transpiration des feuilles des plantes qui y poussent. Les facteurs qui influencent le taux d'évapotranspiration incluent la quantité de rayonnement solaire, la pression de vapeur atmosphérique, la température, le vent et l'humidité du sol. L'évapotranspiration représente la plus grande partie de l'eau perdue du sol pendant la croissance d'une culture (Sun et al., 2008).

En raison du climat sec et des irrégularités spatiales et temporelles des précipitations dans le bassin de l'Oued Ouahrane, l'évapotranspiration varie considérablement tout au long de l'année. Elle atteint une valeur minimale d'environ 17 mm en décembre. Au cours de la saison chaude, l'ETP mensuelle augmente progressivement jusqu'à atteindre des valeurs maximales, atteignant 202 mm en juillet (tableau II.11).

Tableau II.11. Évapotranspiration moyenne interannuelle (mm) du bassin de l'Oued Ouahrane entre 1983 et 2017 (ONM)

Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc	Annuelle (mm)
18	24	39	62	104	158	202	175	114	69	33	20	1019

II.6.4 Les vents

Les vents de direction nord-ouest dominant dans cette zone. Ces vents apportent des pluies relativement abondantes. En été, le vent du sud devient très sec (sirocco). La fréquence du nombre de siroccos est estimée à environ 17 jours par an, les vents du sud se manifestent fréquemment de juin à septembre, avec un maximum en août.

Tableau II.12. Vitesse maximale et moyenne des vents (m/s) au niveau de la région d'Ouled Farès entre 1983 et 2017 (ONM)

Vent (m/s)	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc
V_{moy}	3.91	4.00	3.97	4.09	3.80	3.69	3.55	3.47	3.45	3.48	3.90	3.98
V_{max}	11.62	12.12	11.64	11.65	10.85	9.79	9.07	8.98	9.92	10.77	11.35	11.92

La vitesse moyenne du vent varie entre 3.45 et 4.09 m/s avec un maximum enregistré en avril, alors que la vitesse moyenne maximale oscille entre 8.98 et 12.12 m/s avec une valeur maximale enregistrée en février (*tableau II.12*).

II.7 Conclusion

L'analyse des différents paramètres physiques et géomorphologiques d'un bassin versant permet de mieux comprendre les facteurs influençant le processus hydrologique et donc leur contribution dans le processus de formation des crues.

L'étude géomorphologique révèle une forme allongée du bassin de l'Oued Ouahrane, exprimée par un indice de compacité ($K_G = 1.5$) assez élevé. Le caractère altitudinal principal du bassin de l'Oued Ouahrane se traduit par une répartition fréquentielle dominante des classes d'altitude inférieures à 400 m, qui occupent 65.79 % de la surface totale de la région. D'autre part, l'altitude maximale est de plus de 950 m et l'altitude minimale est inférieure à 120 m.

La densité de drainage permanente est de l'ordre de 0.16 km/km², ces résultats étant liés à des pentes modérées, à la faible abondance des précipitations et à la nature moyennement perméable des formations géologiques affleurantes. En général, le bassin versant de l'Oued Ouahrane est faiblement drainé. La densité de drainage temporaire est nettement plus élevée, de 5.10 km/km², avec une bonne partie des drains à sec la plupart du temps.

Le bassin de l'Oued Ouahrane est donc un vaste bassin étendu formé d'un réseau hydrographique bien développé, mais représenté en majorité par des cours d'eau temporaires qui se déversent dans le cours d'eau principal.

Le bassin de l'Oued Ouahrane montre une géologie très diversifiée, caractérisée par la dominance des formations du Miocène et du Pliocène. Le remplissage quaternaire est assuré par des épandages alluviaux caillouteux, grossiers essentiellement conglomératiques, limoneux ou sableux.

L'étude du relief de l'Oued Ouahrane a montré que notre bassin peut être classé en tant que bassin d'altitude assez fort. En effet, les formations lithologiques à faible perméabilité,

associées à une faible couverture végétale, dominant le bassin, ce qui entraîne une augmentation du ruissellement de surface.

Chapitre III

Analyse de la variabilité du régime hydrométéorologique

CHAPITRE III : Analyse de la variabilité du régime hydrométéorologique

III.1 Introduction

Ce chapitre vise à analyser les paramètres hydroclimatologiques et leur relation avec les processus de formation des crues dans le bassin de l'Oued Ouahrane. Pour obtenir des informations historiques sur les inondations les plus pertinentes, des approches statistiques ont été utilisées pour analyser la variabilité climatique, telles que le test Mann-Kendall (*MK*), la pente linéaire de Sen, le test de Pettitt, le test de Buishand, la méthode bayésienne de Lee et Heghinian, ainsi que la segmentation d'Hubert.

Ces méthodes nous permettent de détecter les ruptures, les tendances et les changements significatifs dans les données hydroclimatologiques, ainsi que de mieux comprendre la relation entre les paramètres climatiques et les crues dans la région étudiée.

III.2 Homogénéisation des données collectées

Les données hydroclimatiques sont des enregistrements des conditions hydrométriques et météorologiques observées à des moments et en des endroits spécifiques, à l'aide d'instruments particuliers et selon des procédures standard. Un jeu de données climatiques contient donc des informations sur les conditions climatiques des sites d'observation, ainsi que d'autres facteurs non liés au climat tels que l'environnement de la station d'observation et des informations sur les instruments et les procédures d'observation ([González-Rouco et al., 2001](#)). Ces facteurs peuvent être associés à des changements qui peuvent affecter le site, les instruments ou les méthodes et procédures d'observation et de traitement des données.

III.2.1 Collecte des données

Les données relatives aux précipitations et aux débits sont fournies par l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (*ANRH*) d'Alger et de Blida, ainsi que par l'Office National de la Météo (*ONM*). Ces données incluent les totaux annuels et mensuels des précipitations et des débits, ainsi que la moyenne journalière et le débit journalier maximum.

III.2.2 Sélection de stations

Le réseau de stations d'observation doit être correctement conçu pour couvrir toutes les parties représentatives de la zone du bassin, en portant une attention particulière à la topographie et à l'orographie, afin d'obtenir une couverture équitable des variations spatiales dans le bassin.

Les stations de mesure hydropluviométriques ont été sélectionnées en fonction de la disponibilité de longues séries d'enregistrements (taille de l'échantillon), car plus les données sont longues, plus les résultats de la modélisation hydrologique sont précis. Dans cette étude, les stations présentant le moins de lacunes ont été sélectionnées pour garantir la qualité des données.

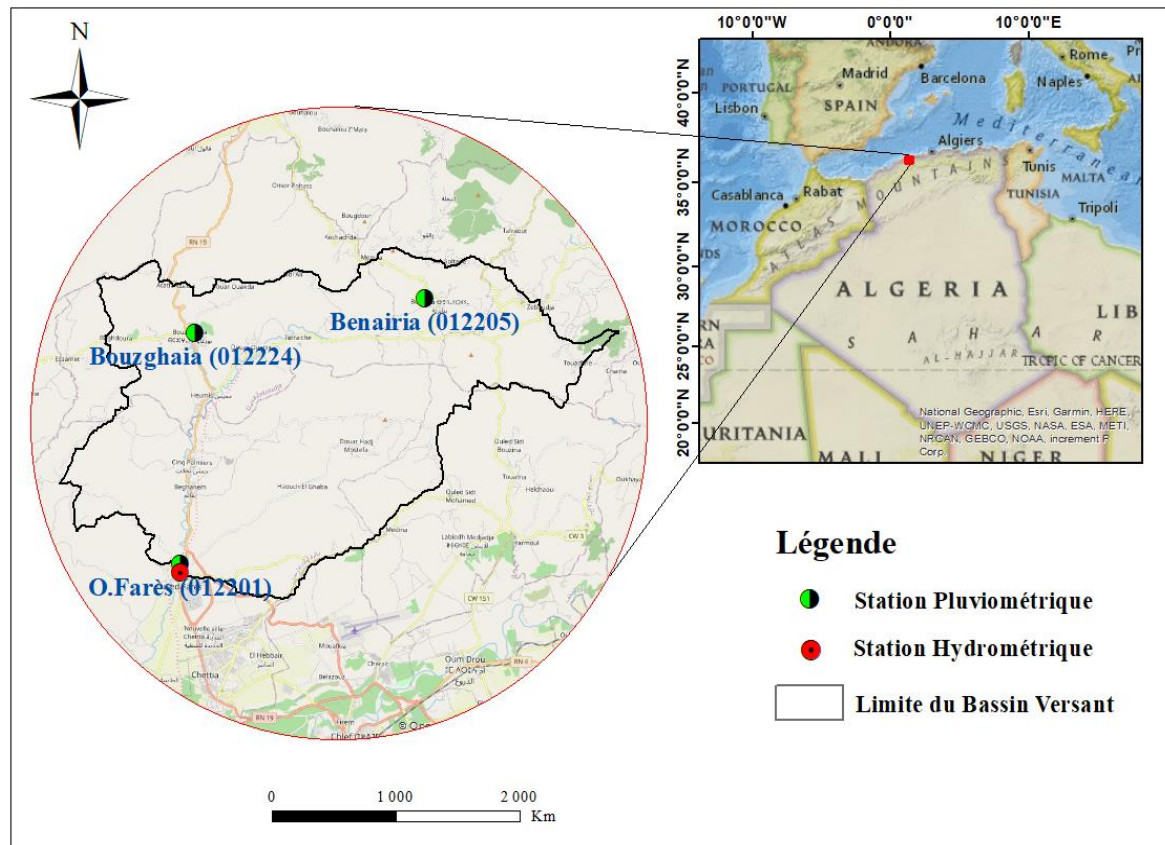


Figure III.1. Position des postes pluviométriques et hydrométriques du bassin de l’Oued Ouahrane

Le bassin de l’Oued Ouahrane est surveillé par trois stations pluviométriques et une station hydrométrique (*figure III.1*). Les caractéristiques de ces stations sont présentées dans le *tableau III.1*). Dans notre étude, nous avons choisi d’utiliser les données de deux stations pluviométriques : Ouled Farès et Benairia, et avons exclu la station de Bouzghaia en raison d’un manque de données.

Tableau III.1. Coordonnées des postes hydropluviométriques

Stations	Code	Coordonnées (Lambert 1960)			Période d’observation
		X (m)	Y (m)	Z (m)	
Larabaâ Ouled Farès (pluviométrique)	012201	368.10	326.65	116	1972 - 2017
Benairia (Pluviométrique)	012205	378.15	338.40	320	1972 - 2017
Bouzghaia (Pluviométrique)	012224	369.20	338.85	217	/
Larabaâ Ouled Farès (Hydrométrique)	012201	368.10	326.65	116	1983 - 2013

III.2.3 Critique des données

Les données collectées peuvent comporter des erreurs, ce qui peut remettre en question leur qualité. Afin de combler les lacunes dans les séries de précipitations et d'homogénéiser les données autant que possible, il a été nécessaire de procéder à une correction, ce qui permet par la suite de détecter d'éventuelles anomalies.

III.2.3.1 Méthode de la moyenne arithmétique simple

La méthode la plus simple couramment utilisée pour combler les données manquantes consiste à calculer la moyenne arithmétique des données des stations les plus proches, comme indiqué dans l'équation (III.1).

$$P_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} P_i \quad (\text{III.1})$$

Avec :

P_x : Estimation de l'enregistrement manquant des précipitations à une station x ;

P_i : sont les mesures pour ($i=n$) correspondantes disponibles aux n stations proches ;

n : le nombre de stations les plus proches.

Cette méthode est recommandée si les précipitations ont des tendances et des totaux annuels similaires pour chacune des n stations voisines (Chow et al., 1988).

III.2.3.2 Méthode du rapport normal

La méthode du rapport normal est employée lorsque la différence entre les précipitations annuelles normales d'une station de référence et celles de la station d'interpolation dépasse 10% (Singh, 1994). Cette méthode consiste à pondérer les quantités de précipitations des stations de référence en fonction de leur rapport de précipitations annuelles normales, selon une relation de la forme :

$$P_x = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} \frac{N_{(x)}}{N_{(i)}} P_i \quad (\text{III.2})$$

Avec :

P_x : la précipitation manquante à la station d'interpolation x ;

P_i : précipitations à la station de référence ;

$N_{(x)}$: les précipitations moyennes annuelles à la station x ;

$N_{(i)}$: représentent les précipitations annuelles normales dans les n stations à proximité ;

n : le nombre de stations les plus proches.

III.2.3.3 Méthode de pondération par la distance inverse (IDW)

La méthode *IDW* (Inverse Distance Weighted) est une procédure d'interpolation qui calcule la valeur d'un point en fonction de la moyenne des valeurs des points de son voisinage, pondérée par l'inverse de la distance au point concerné, selon l'équation (III.3).

$$P_x = \frac{1}{\sum_{i=1}^{i=n} \frac{1}{d^2}} \sum_{i=1}^{i=n} \left(\frac{1}{d^2} P_i \right) \quad (\text{III.3})$$

Avec :

P_x : la précipitation manquante à la station d'interpolation x ;

P_i : précipitations à la station de référence ;

d : distance entre les stations pluviométriques en (m).

III.2.4 Test d'homogénéité

Il existe différentes méthodes pour tester l'inhomogénéité d'une série chronologique. Dans notre étude, nous nous sommes basés sur les méthodes les plus simples et les plus utilisées, telles que la méthode des doubles cumuls et la méthode du cumul des résidus.

III.2.4.1 Méthode des doubles cumuls

Les changements d'emplacement ou d'exposition d'un pluviomètre peuvent avoir un effet considérable sur les précipitations mesurées, ce qui entraîne des données incohérentes. La cohérence d'un enregistrement de précipitations est testée par la méthode des doubles cumuls. Cette méthode compare les valeurs cumulées annuelles, saisonnières, mensuelles ou journalières de la station X avec celles d'une station de référence (une ou plusieurs stations qui disposent de mesures fiables).

$$X(t) = \sum_{i=0}^t x(t) \quad \text{Et} \quad Y(t) = \sum_{i=0}^t y(t) \quad (\text{III.4})$$

La méthode en question est bien expliquée dans la littérature. Dans le cas du bassin de l'Oued Ouahrane, la station de Larabaâ Ouled Farès a été choisie comme station de référence pour une série de 45 ans (1972 - 2017), en raison de la continuité, de la fiabilité et de la durée relative des données. Les fluctuations des précipitations de la station de Benairia sont comparées à celles de Larabaâ Ouled Farès, où la *figure (III.2)* montre une bonne corrélation avec un coefficient de 0.99, ce qui confirme l'homogénéité de la station de Benairia pendant les années observées par la station de Larabaâ Ouled Farès.

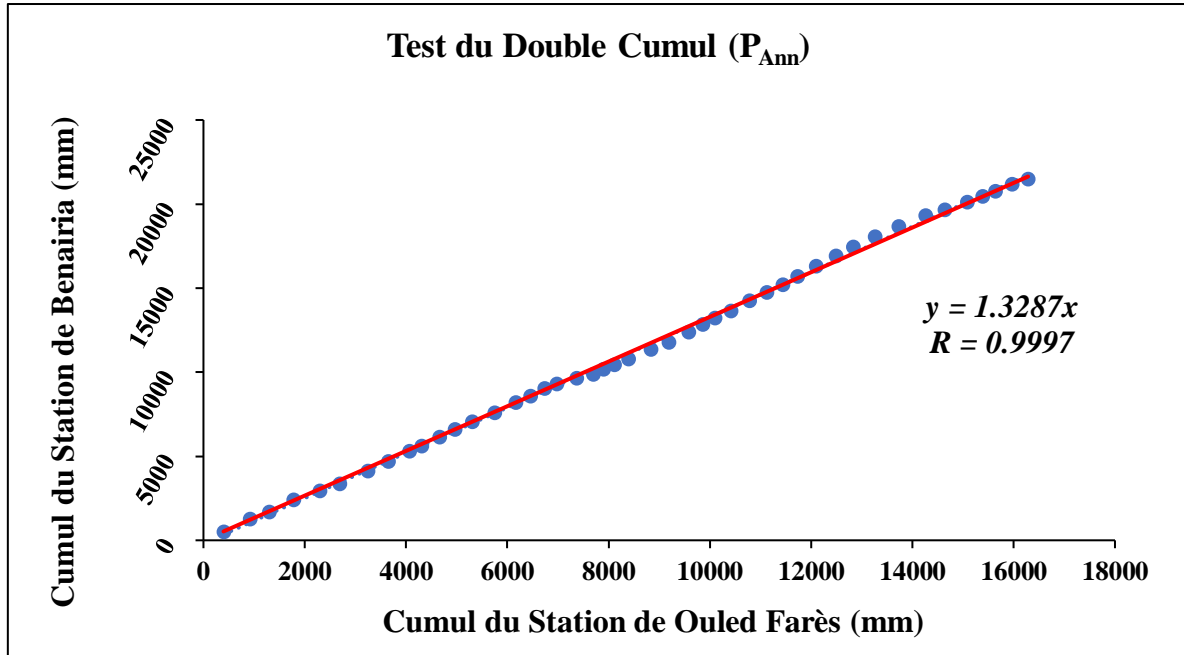


Figure III.2. Analyse des pluies annuelles en double cumul entre les stations de Benairia et Ouled Farès

III.2.4.2 Méthode du cumul des résidus

La méthode d'accumulation des résidus des variables de séries chronologiques corrélées permet de réfuter ou de confirmer l'homogénéité de la série afin de détecter d'éventuelles erreurs (BOIS, 1971). Cette méthode présente deux avantages :

- L'aspect graphique permet à l'utilisateur d'interpréter visuellement.
- Les seuils de probabilité renseignent sur les hypothèses stationnaires et non-stationnaires.

BOIS (1971) a montré que la courbe de contrôle est une ellipse d'équation :

$$Y_i = \pm t_{\frac{\alpha}{2}} S_y \sqrt{1 - r^2} \sqrt{\frac{i(n-i)}{(n-1)}} \quad (\text{III.5})$$

Où : $S_y \sqrt{1 - r^2} \sqrt{\frac{i(n-i)}{(n-1)}}$ est la variance des résidus déterminée par l'équation :

$$\delta_i = y_i - \bar{y} - r \frac{S_y}{S_x} (x_i - \bar{x}) \quad (\text{III.6})$$

Avec :

δ_i : la différence entre la valeur observée et celle donnée par la régression linéaire ;

$t_{\frac{\alpha}{2}}$: variable de student ;

S_x : écart type de x ;

\bar{x} : moyenne de x ;

S_y : écart type de y ;

\bar{y} : moyenne de y .

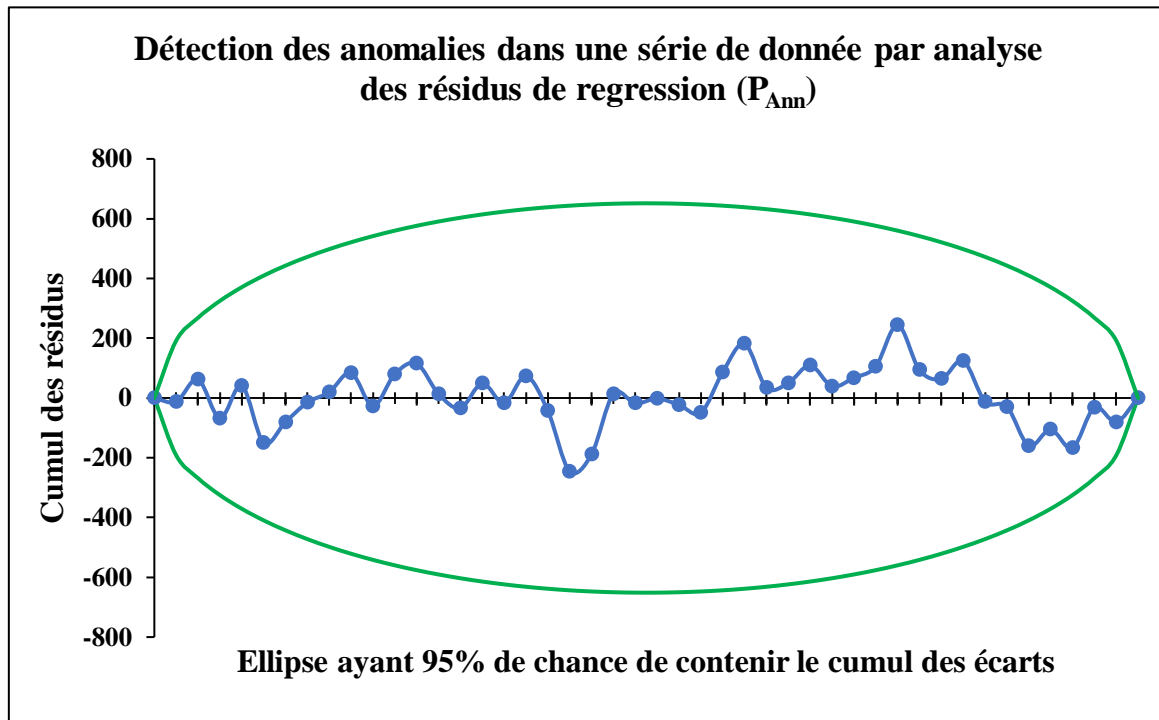


Figure III.3. Analyse des résidus de régression (Bois) des pluies annuelles entre la station de référence d'Ouled Farès et la station de Benairia

Pour notre cas, l'application de la méthode des résidus est illustrée sur la *figure (III.3)* entre la station de référence (Larabaâ Ouled Farès) et la station de Benairia. On constate qu'il n'y a pas de valeur aberrante au seuil standard de 95 %. La courbe est limitée par l'ellipse, ce qui nous permet de conclure que les séries Larabaâ Ouled Farès et Benairia sont homogènes. Les erreurs ponctuelles ont été corrigées lorsque les résidus de régression cumulés se situent en dehors des intervalles de confiance. Sinon, ils étaient considérés comme fiables.

III.2.5 Structure générale des tests de tendance et détection des ruptures

L'analyse des tendances peut être effectuée pour servir de support à des investigations futures sur les causes possibles des changements ou pour mettre à jour les statistiques utilisées dans les conceptions techniques (par exemple, pour le contrôle des inondations ou l'approvisionnement en eau).

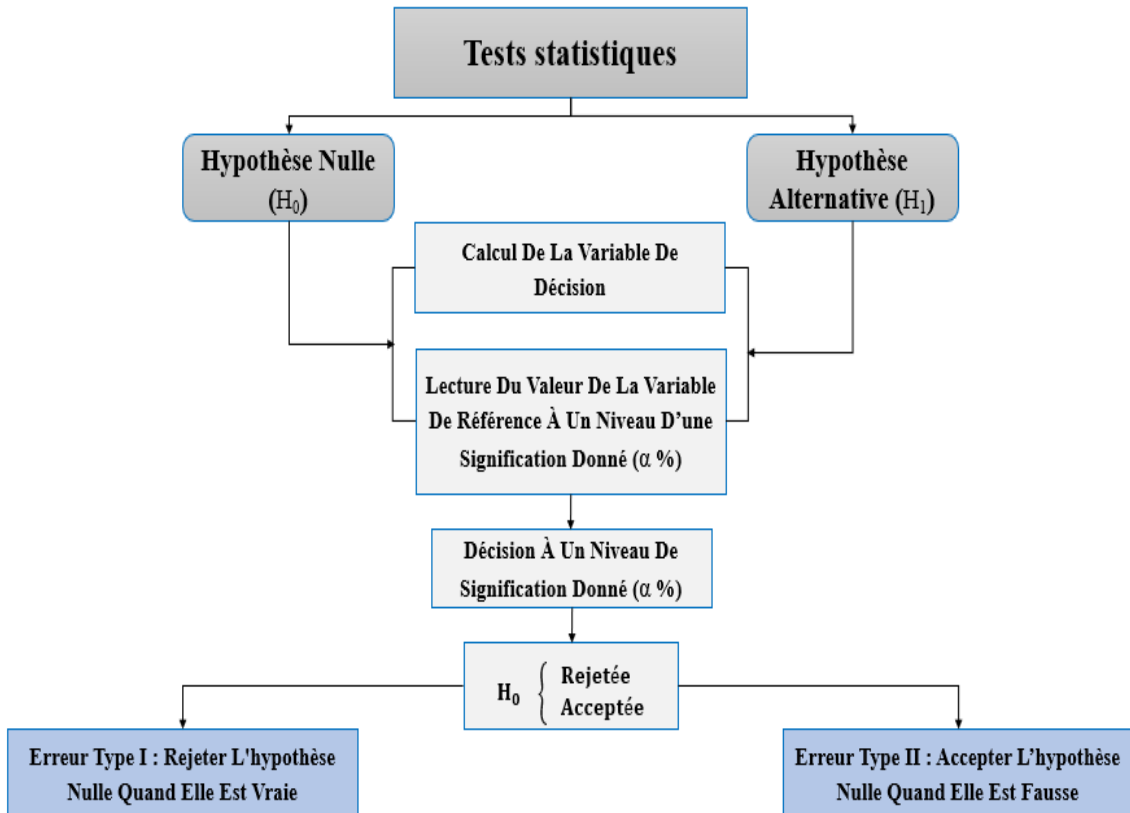


Figure III.4. Organisation de tests statistiques

Il existe plusieurs tests statistiques pour étudier les tendances et la détection des ruptures dans une série temporelle. Dans cette partie, nous avons choisi les tests les plus simples et les plus robustes : le test de tendance de Mann-Kendall (Mann (1945) et Kendall (1975)), le test statistique de Pettitt (1979), le test de Buishand (1984, 1982), le test de Lee et Heghinian de nature bayésienne (1977) ainsi que le test de Hubert pour la segmentation (1989).

III.2.5.1 Test de Mann-Kendall

Le test de Mann-Kendall est utilisé pour déterminer s'il existe une tendance monotone croissante ou décroissante dans une série chronologique. Il n'est pas nécessaire que les données suivent une distribution normale ou linéaire, mais il est important qu'il n'y ait pas d'autocorrélation.

L'hypothèse nulle pour ce test est qu'il n'y a pas de tendance dans les données, tandis que l'hypothèse alternative est qu'il existe une tendance soit bilatérale (c'est-à-dire que les données présentent une tendance globale, qu'elle soit croissante ou décroissante), soit unilatérale (c'est-à-dire que les données présentent une tendance soit uniquement à la hausse, soit uniquement à la baisse).

Pour une série chronologique x_1, \dots, x_n , le test de Mann-Kendall utilise la statistique suivante :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{sgn}(x_j - x_i) \quad (\text{III.7})$$

Notez que si $S > 0$, les observations ultérieures dans la série chronologique ont tendance à être plus importantes que celles qui apparaissent plus tôt dans la série chronologique, tandis que l'inverse est vrai si $S < 0$. La variance de S est donnée par :

$$\text{var} = \frac{1}{18} \left[n(n-1)(2n+5) - \sum_t f_t(f_t-1)(2f_t+5) \right] \quad (\text{III.8})$$

Avec :

t : varie sur l'ensemble des rangs liés ;

f_t : est le nombre de fois (c'est-à-dire la fréquence) que le rang t apparaît.

Le test Mann-Kendall utilise la statistique de test suivante :

$$z = \begin{cases} \frac{(S+1)}{S_e}, & S > 0 \\ 0, & S = 0 \\ \frac{(S-1)}{S_e}, & S < 0 \end{cases} \quad (\text{III.9})$$

Avec :

S_e : la racine carrée de var. S'il n'y a pas de tendance monotone (l'hypothèse nulle), alors pour les séries temporelles avec plus de 10 éléments, $z \sim N(0, 1)$, c'est-à-dire que z a une distribution normale standard.

III.2.5.2 Test statistique de Pettitt

La méthode de Pettitt (1979) est un test non paramétrique basé sur le rang pour détecter les changements brusques dans une série chronologique. Elle est dérivée de la statistique de Mann-Whitney, qui permet de tester si deux échantillons (avant et après le point de changement) proviennent de la même distribution, en choisissant le point de changement qui maximise la statistique (Pettitt, 1979).

Le test de Pettitt est basé sur la fonction de signe, $\text{sgn}(y) = 1$ si $y > 0$, 0 si $y = 0$, -1 si $y < 0$, où le signe de la différence de chaque paire de valeurs de la séquence est donné par :

$$D_{ji} = \text{sgn}(X_i - X_j) \quad (\text{III.10})$$

Ensuite, des parties de cette matrice sont additionnées et définissent la quantité :

$$S = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^T D_{ij} \quad (\text{III.11})$$

Pettitt a démontré que si K est la valeur maximale de la statistique calculée sur la série étudiée sous l'hypothèse nulle, le point de rupture de la série est situé à K_T , à condition que la statistique soit significative. La probabilité que K_T soit significatif peut être approchée pour une valeur de p inférieure ou égale à 0.05 avec la formule suivante :

$$\text{prob}(K_T > K) \approx 2 \exp\left(\frac{-6K_T^2}{T^3 + T^2}\right) \quad (\text{III.12})$$

III.2.5.3 Test statistique du Buishand

Il s'agit d'un test paramétrique qui suppose que la série est identiquement distribuée de manière normale. Ce test est plus sensible aux ruptures se produisant au milieu d'une série temporelle (Wijngaard et al., 2003), et utilise les sommes partielles ajustées, qui sont définies comme suit :

$$\begin{cases} S_0^* = 0 \\ S_k^* = \sum_{i=1}^k (Y_i - \bar{Y}), \quad k = 1, \dots, n \end{cases} \quad (\text{III.13})$$

Lorsqu'une série est homogène, les valeurs de S_K^* fluctuent autour de zéro car aucun écart systématique des valeurs de Y_i par rapport à leur moyenne ne se produit. Si une rupture est présente en année K , alors S_K^* atteint un maximum (décalage négatif) ou un minimum (décalage positif) autour de l'année $k = K$. Le rapport $(\frac{S_k^*}{s} / \sqrt{n})$ est représenté dans les graphiques qui présentent les résultats de ce test. La signification du décalage peut être testée avec la « plage ajustée remise à l'échelle ». R représente la différence entre le minimum et le maximum des valeurs de S_K^* mises à l'échelle par l'écart type d'échantillon :

$$R = \frac{(\max S_k^* - \min S_k^*)}{s}, \quad \text{avec } (0 \leq k \leq n) \quad (\text{III.14})$$

Avec :

s : écart type pour l'échantillon. Les valeurs critiques pour $\frac{R}{\sqrt{n}}$ se trouve dans l'étude de Buishand (1984), et illustrée sur le *tableau (III.2)*.

Tableau III.2. Valeurs critiques de 1% et 5% pour (R/\sqrt{n}) du test de Buishand en fonction de n (Buishand, 1984)

n	20	30	40	50	70	100
1 %	1.60	1.70	1.74	1.78	1.81	1.86
5 %	1.43	1.50	1.53	1.55	1.59	1.62

III.2.5.4 Test de Lee et Heghinian

Le test de Lee et Heghinian est une méthode bayésienne appliquée en supposant que la série étudiée suit une distribution normale. Ce test est basé sur la variation de la moyenne d'un modèle de série chronologique (Traore et al., 2017), attribuée par l'équation suivante :

$$x_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & \text{avec } i = 1, 2, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & \text{avec } i = \tau + 1, \dots, N \end{cases} \quad (\text{III.15})$$

Où :

ε_i : sont autonome, normalement distribué, avec moyenne nulle et variance σ^2 .

τ et σ : chacun représente l'emplacement temporel de la rupture et la mesure dans laquelle la moyenne peut évoluer.

La méthode bayésienne permet de déterminer l'état de la distribution de la probabilité postérieure des paramètres δ et u en prenant en compte leurs distributions antérieures, avec l'hypothèse d'une distribution uniforme du temps de rupture. Bien que la distribution ne soit pas modale, la rupture est estimée par la modalité avec une plus grande précision en raison de la faible dispersion de la distribution.

III.2.5.5 Test d'Hubert

C'est une méthode de segmentation vise à détecter plusieurs ruptures sur les séries chronologiques en divisant la série temporelle en segments avec ($m > 1$), de manière à ce que les moyennes estimées des sous-séries adjacentes soient significativement différentes. Pour réduire cette segmentation, les moyennes pour deux segments adjacents doivent être tellement différentes qu'elles passent le test de Scheffe (Hubert et al., 1989). La procédure indique quand changer, et donne une segmentation avec un ordre m de la série temporelle. Le rang i_k ($k = 1 \dots m$) est le rang de la première série à l'extrémité du segment k^{ieme} (avec $i_0 = 0$). Les éléments suivants sont définis par l'équation :

$$\bar{X}_k = \frac{\sum_{i_{k-1}+1}^{i_k} X_i}{n_k} \quad (\text{III.16})$$

D_m : écart quadratique parmi la segmentation et la série donnée par l'équation :

$$D_m = \sum_{k=1}^m \sum_{i_{k-1}+1}^{i_k} (X_i - \bar{X}_k) \quad (\text{III.17})$$

Pour un certain ordre de segmentation, la procédure détermine l'optimum de segmentation de la série de manière à minimiser Dm (l'écart). Cette dernière peut être interprétée comme étant stationnaire, mais si la méthode ne conduit pas à des segments admissibles de l'ordre de deux ou plus, l'hypothèse nulle montrant la non-stationnarité de la série examinée est acceptée.

III.3 Analyse des précipitations dans le bassin d'Oued Ouahrane

La détermination de la pluviométrie moyenne représentative de l'ensemble d'un bassin versant est établie selon différentes méthodes. Les plus couramment utilisées sont la moyenne arithmétique, la méthode de Thiessen et les isohyètes.

III.3.1 Méthode de la moyenne arithmétique

C'est la plus simple méthode pour estimer les précipitations moyennes sur une zone à partir de stations individuelles (*tableau III.3*). Elle est donnée par la formule :

$$P_{moy} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{i=n} P_i \quad (\text{III.18})$$

Tableau III.3. Moyenne arithmétique des stations pluviométriques

Stations	Pluie annuelle (mm)	Moyenne arithmétique
Larabaâ Ouled Farès	361.86	418.35
Benairia	477.62	
Bouzghaia	415.56	

III.3.2 Méthode des polygones de Thiessen

C'est la méthode la plus utilisée pour estimer la hauteur d'eau moyenne précipitée dans un bassin versant. Elle pondère les données des stations en fonction de la distance qui les sépare. Il s'agit d'une méthode arithmétique dans laquelle chaque station pluviale est affectée d'un poids proportionnel à une zone d'influence estimée (*figure III.5*). La superficie de chaque polygone A_i permet de calculer le poids associé à chaque mesure :

$$P_{moy} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^{i=n} A_i P_i \quad (\text{III.19})$$

Avec :

A_i : Surface de polygone (influence du pluviomètre i) ;

P_i : précipitation au post (i) ;

A : surface totale du bassin.

Tableau III.4. Précipitation annuelle et surface d'influence des stations pluviométriques

Stations	Pluie annuelle (mm)	Surface de polygone de Thiessen (km ²)	Pluie moyenne (Pmoy) en (mm)
Larabaâ Ouled Farès	361.86	81.56	423.53
Benairia	477.62	105.23	
Bouzghaia	415.56	83.03	

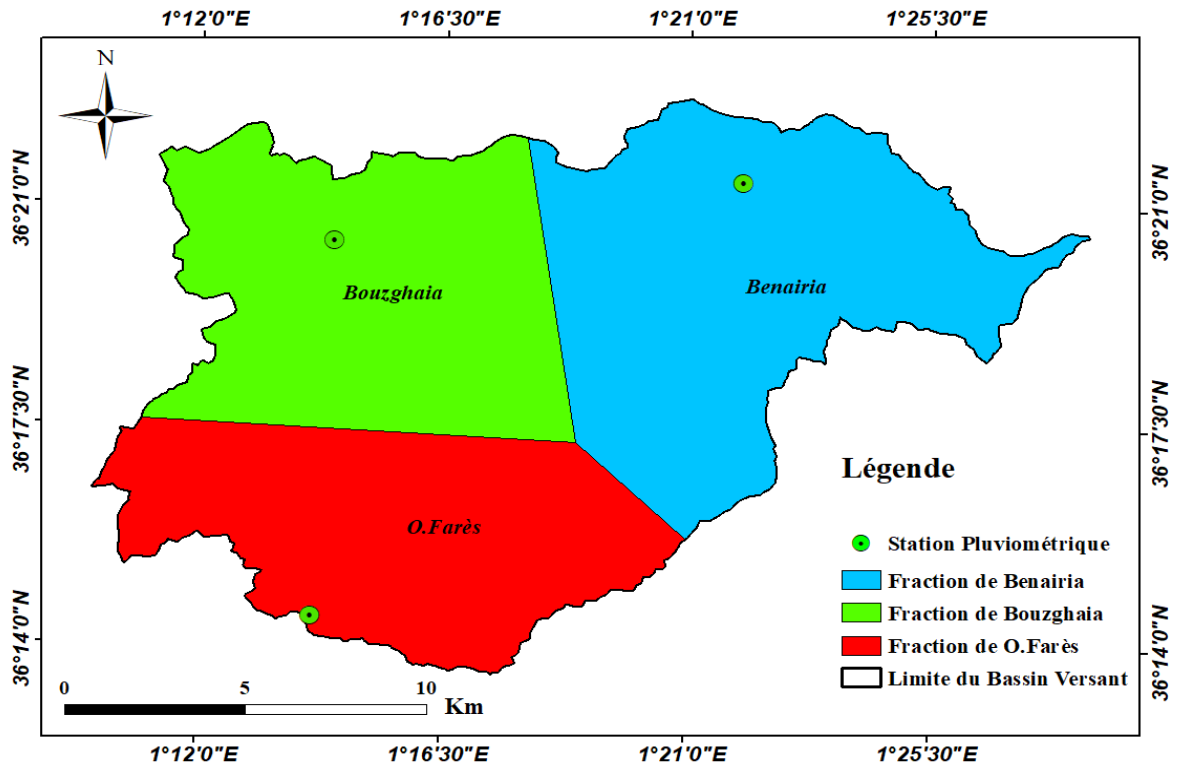


Figure III.5. Polygones de Thiessen sur le bassin de l’Oued Ouahrane

Selon la méthode des polygones de Thiessen, la fraction de Benairia occupe la majeure partie de la surface du bassin, soit environ 105 km², avec un taux annuel estimé à plus de 470 mm. Benairia a dépassé les autres fractions (Bouzghaia et Ouled Farès), en raison de plusieurs facteurs, dont le plus important est la topographie de la région. À l’aval du bassin, la zone d’Ouled Farès reçoit des précipitations moins importantes, d’environ 360 mm par an (*tableau III.4*).

III.3.3 Méthode des isohyètes

Une isohyète est une ligne reliant des points où les précipitations sont de même ampleur sur une période donnée. Elle représente donc de manière approximative la distribution spatiale de la pluie (*figure III.6*).

$$P_{moy} = \frac{1}{A} \sum_{i=1}^{i=n} A_i \bar{P}_i \tag{III.20}$$

Avec :

\bar{P}_i : Pluie moyenne pour la surface i ($\bar{P}_i = \frac{P_i + P_{i+1}}{2}$) ;

A_i : surface entre deux isohyètes consécutives P_i et P_{i+1} .

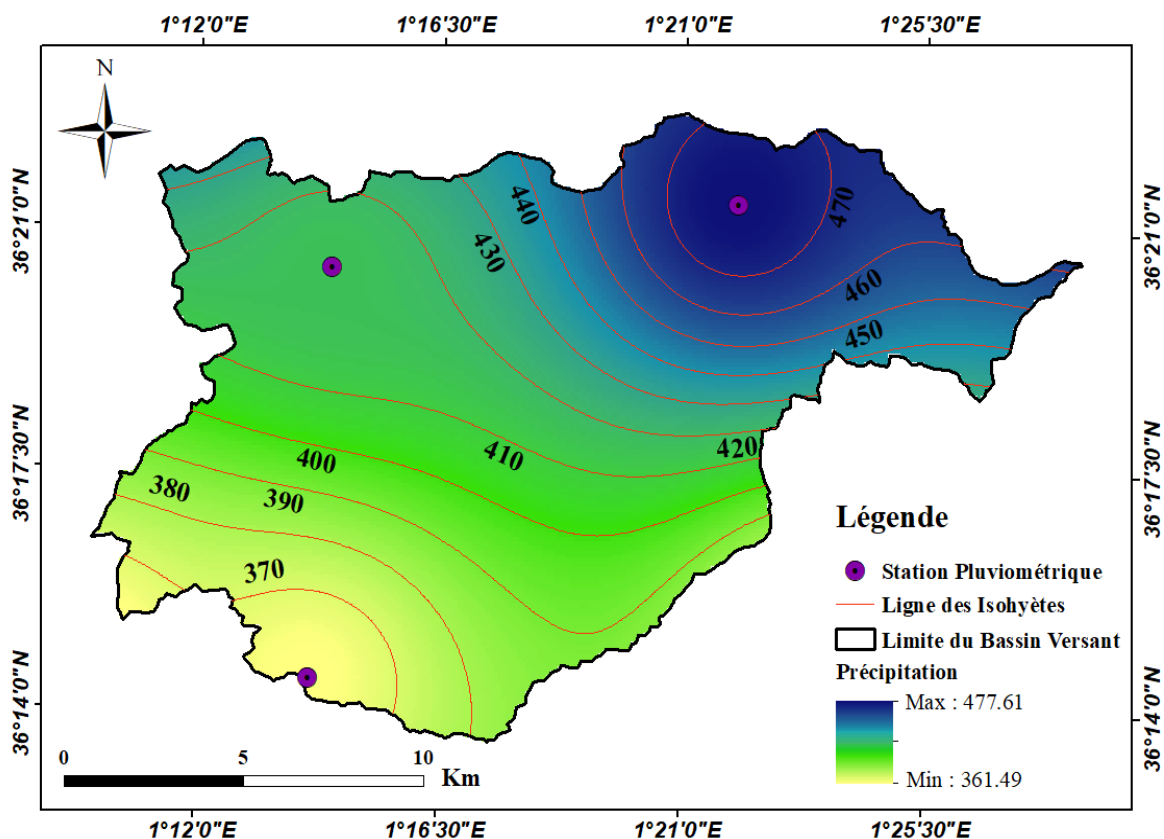


Figure III.6. Carte pluviométrique avec lignes des isohyètes sur l’Oued Ouahrane

Les résultats sont présentés dans le *tableau (III.5)*

Tableau III.5. Estimation de la pluie moyenne par la méthode des isohyètes

Tranches de pluie	Moyenne des tranches (P_i)	Surface partielle (km ²)	Précipitation moyenne (P_{moy}) en (mm)
360 – 370	365	14.39	411.46
370 – 380	375	24.05	
380 – 390	385	27.41	
390 – 400	395	34.37	
400 – 410	405	30.14	
410 – 420	415	63.06	
420 – 430	425	21.62	
430 – 440	435	11.52	
440 – 450	445	9.48	
450 – 460	455	8.32	
460 – 470	465	10.28	
470 - 480	475	15.44	

III.3.4 Répartition des pluies annuelles

Les précipitations annuelles ont considérablement varié au cours des périodes de surveillance, comme la montre la *figure (III.7)*. La variation de la pluviométrie moyenne annuelle montre l'alternance d'années humides et d'années sèches.

L'analyse des données pluviométriques annuelles de l'Oued Ouahrane entre 1972 et 2017 a montré une baisse considérable des précipitations, notamment en 1981-1982, 1989-1990, 1992-1993, 1993-1994, 1999-2000 et 2014-2015. Les précipitations les plus faibles ont été enregistrées en 1992-1993, avec une valeur d'environ 207.5 mm à la station d'Ouled Farès et 304.7 mm à Benairia, ce qui représente une année extrêmement sèche

De même, certaines années ont enregistré des précipitations importantes, par exemple en 1976-1977, 1978-1979, 1986-1987, 2010-2011 et 2012-2013, où la valeur la plus élevée de l'ordre de 775.2 mm a été enregistrée en 1978-1979 à la station Benairia et 554.1 mm à la station Ouled Farès (année extrêmement humide).

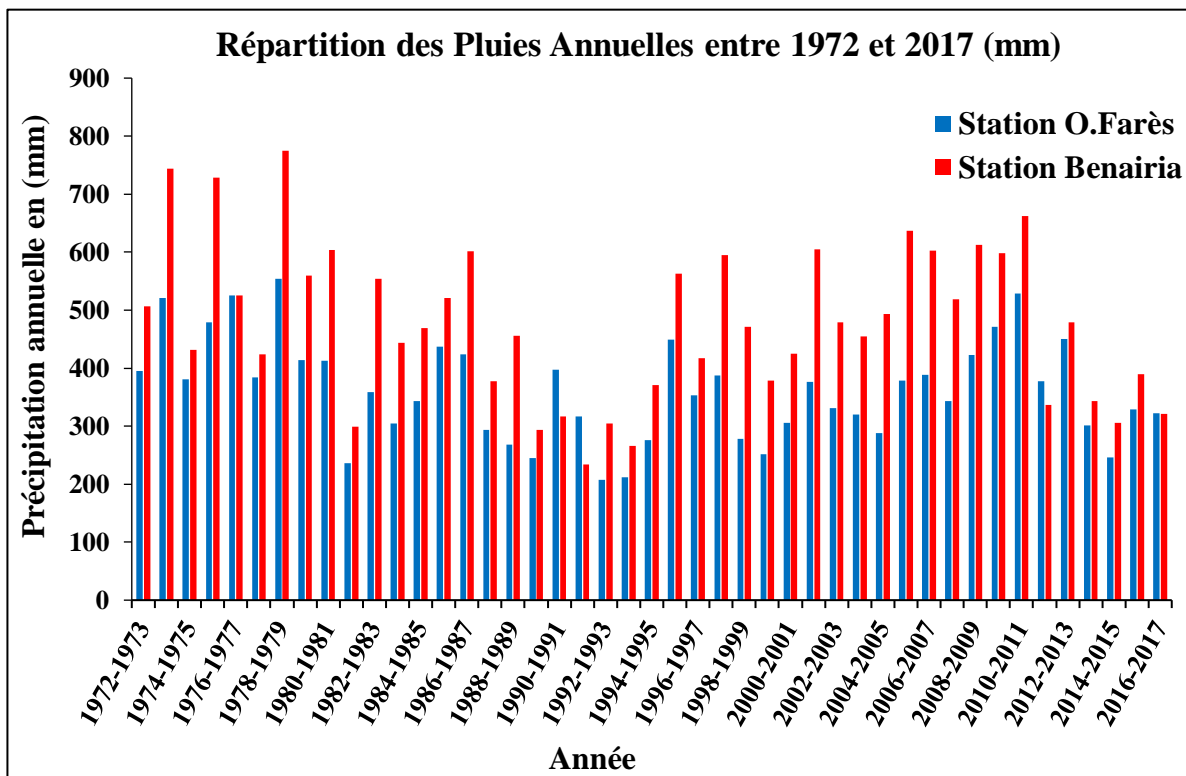


Figure III.7. Répartition des pluies moyennes annuelles dans les deux stations d'Ouled Farès et Benairia (1972-2017)

L'analyse des paramètres statistiques des deux distributions présentées dans le *tableau (III.6)* montre que l'écart type (σ) et le coefficient de variation (C_v) des séries de précipitations sont faibles. Le coefficient de variation annuelle est de 24 % pour la station d'Ouled Farès et de 28 % pour la station de Benairia.

Tableau III.6. Paramètres statistiques des séries de pluie annuelle sur l'Oued Ouahrane

Paramètres statistiques	Station d'Ouled Farès	Station de Benairia
Nombre de valeur (n)	45	45
Minimum (Min)	207.50	234.40
Maximum (Max)	554.10	775.20
Moyenne (Moy)	361.87	477.62
Écart-type (σ)	87.221	133.89
Coefficient de variation (C_v) (%)	24	28

L'étude des précipitations annuelles dans le bassin d'Oued Ouahrane, au niveau des deux stations pluviométriques, a montré une variabilité spatiale des moyennes de précipitations. La station de Benairia reçoit plus de pluie que Larabaâ Ouled Farès, comme le montre la *figure* (III.8).

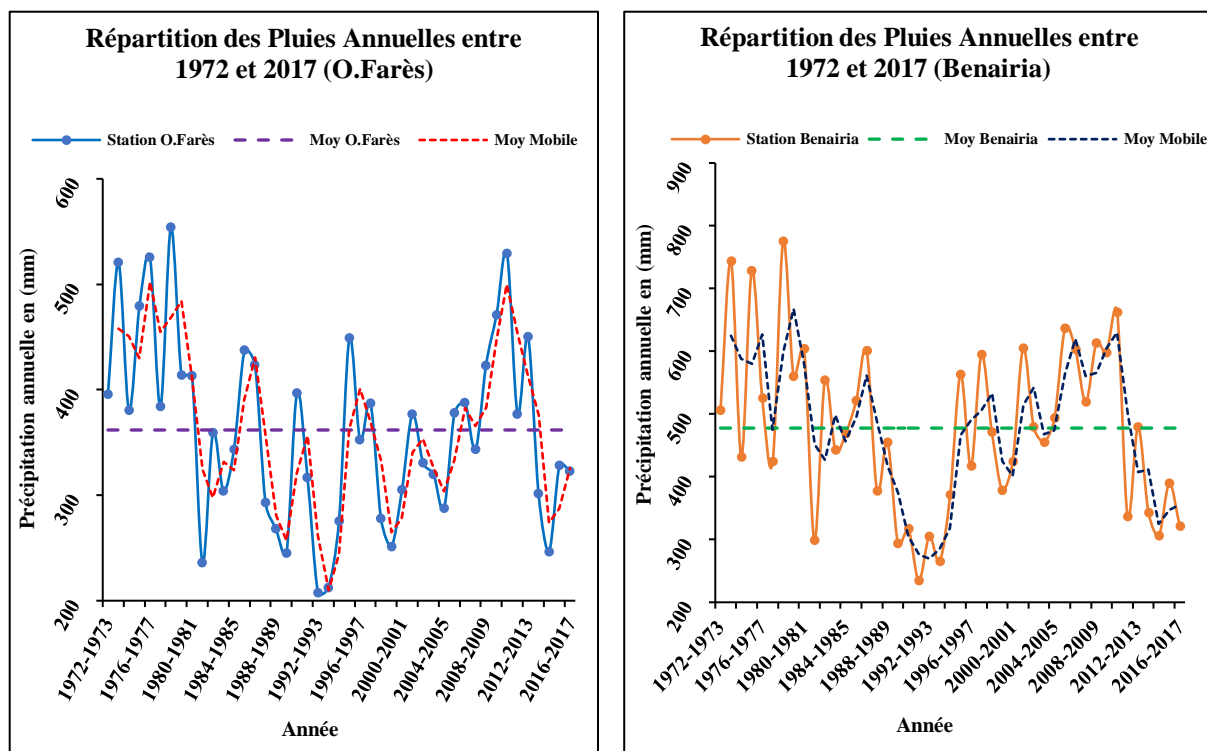


Figure III.8. Évolution des précipitations annuelles totales avec leur moyenne mobile du bassin d'Oued Ouahrane entre (1972-2017)

III.3.4.1 Tendence des pluviométries en échelle annuelle

L'objectif du test est de vérifier la tendance de la série des précipitations annuelles en utilisant le test non paramétrique de Mann-Kendall. Les résultats montrent qu'il n'y a pas de tendance significative dans la série des précipitations annuelles pour l'ensemble du bassin versant.

La valeur de P (P -Value) est de 0.22 à la station d'Ouled Farès et de 0.39 à la station de Benairia, ce qui est supérieur au seuil de risque ($\alpha = 5\%$). Cela permet de conclure que les deux échantillons ne présentent pas de tendance (tableau III.7).

Tableau III.7. Résultats du test statistique de Mann-Kendall sur les pluies annuelles

Stations	P -Valeur	Z -Valeur	Pente de Sen (mm/an)
Ouled Farès	0.22	-1.22	-1.48
Benairia	0.39	-0.85	-1.91

La diminution de la pente des précipitations annuelles est de -1.48 mm/an à la station d'Ouled Farès et de -1.91 mm/an à la station de Benairia (figure III.9). Cela reflète une baisse significative des taux de précipitations annuelles durant la période d'étude.

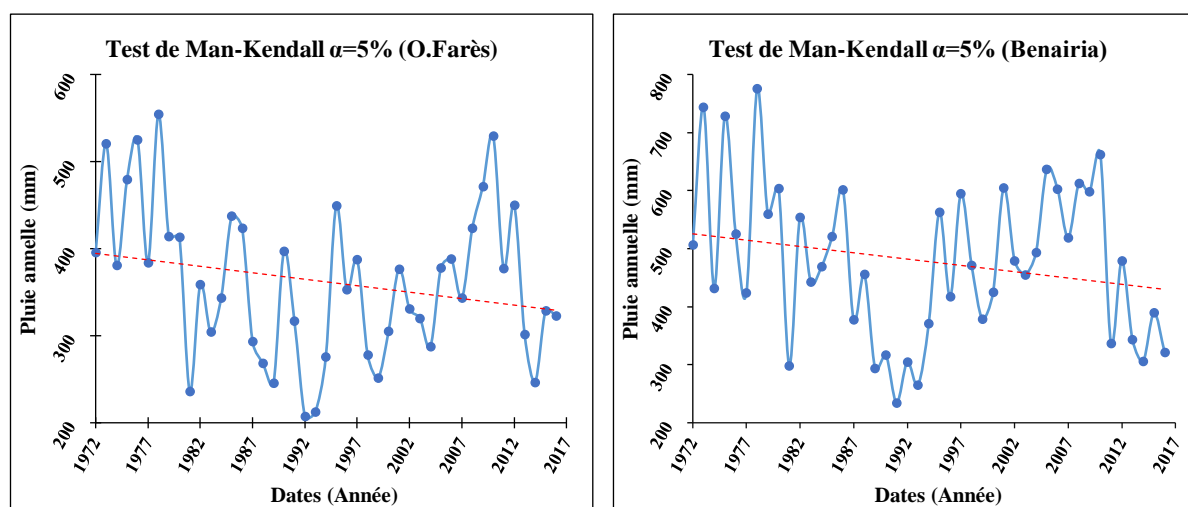


Figure III.9. Test de Mann- Kendall appliqué aux pluies annuelles de l'Oued Ouahrane

III.3.4.2 Détection des ruptures des pluies annuelles

Les quatre tests différents présentés ci-dessus ont été appliqués aux données de deux stations. Les résultats obtenus sont présentés sur la figure (III. 10) et dans le tableau (III. 8).

Tableau III.8. Résultats statistiques des différents tests de détection des ruptures

Stations	Ouled Farès				Benairia			
Période d'étude	1972 - 2017				1972 - 2017			
Pettitt	Rupture en 1980				Pas de Rupture			
Buishand	Rupture à seuil (95% et 90%)				Rupture à seuil (90%)			
Hubert	Début	Fin	Moyenne	Écart type	Début	Fin	Moyenne	Écart type
	1972	1980	451.81	68.09	1972	1980	588.77	133.22
	1981	2000	417.60	111.87	2001	2010	566.37	72.72
	1981	2016	339.38	76.83	2011	2016	362.51	63.69
Lee & Heghinian	Densité de probabilité (0.35) d'une rupture en 1980				Densité de probabilité (0.19) d'une rupture en 1980			

Les résultats du test de Pettitt montrent qu'une rupture a été détectée en 1980 dans la série chronologique de la station d'Ouled Farès, alors qu'aucune rupture n'a été enregistrée dans la séquence de Benairia.

En ce qui concerne la procédure de fractionnement d'Hubert, elle montre une rupture en 1980 à la station d'Ouled Farès, suivie d'une baisse significative de la moyenne annuelle des précipitations, avec une différence de plus de 100 mm avant et après la rupture. Par ailleurs, plusieurs ruptures ont été remarquées à la station de Benairia, les plus importantes étant en 1980 et 2010, où l'écart pluviométrique moyen annuel était de 171.17 mm et 203.86 mm avant et après la rupture.

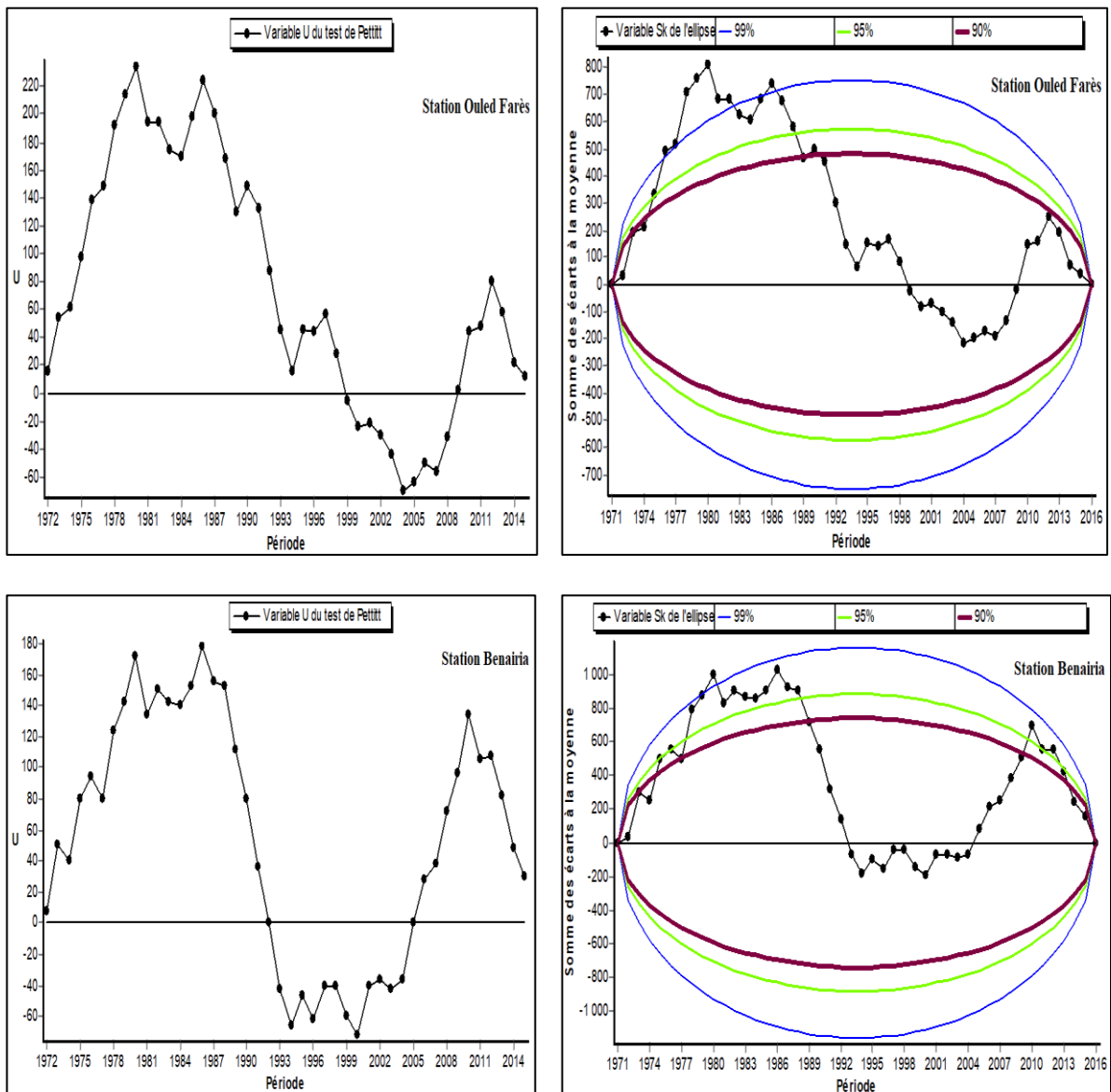


Figure III.10. Test de Pettitt et Buishand appliqué aux pluies annuelles des stations de l'Oued Ouahrane

Le test de Lee & Heghinian indique l'existence de densités de probabilité pour les deux stations, ce qui conduit à la présence de la discontinuité montrée en 1980. Alors que l'ellipse de Buishand pour les deux séries temporelles (*figure III.10*) a montré les mêmes résultats que les tests précédents, où la présence de la rupture a été confirmée au seuil de confiance de 90 % pour les deux stations.

III.3.5 Répartition des pluies mensuelles

Les précipitations mensuelles moyennes reflètent bien les variations saisonnières et leur répartition à l'échelle annuelle. Les deux stations considérées (Larabaâ Ouled Farès et Benairia) mettent en évidence deux périodes bien différenciées, l'une sèche et l'autre humide.

Dans la *figure (III.11)*, on peut voir que la saison sèche s'étale de juin à septembre avec une pluviométrie mensuelle moyenne inférieure à 18 mm, tandis que la période humide, d'environ 50 mm, s'étend aux autres mois de l'année. La station de Benairia, qui est relativement la plus arrosée en hiver, connaît un important déficit pluviométrique en été. Ceci reflète le climat méditerranéen (pluvieux et froid en hiver, sec et chaud en été).

D'après la *figure (III.11)*, on remarque que les mois les plus pluvieux pour les deux stations sont novembre et décembre, qui représentent le tiers des précipitations annuelles. En revanche, les mois les plus secs sont juillet et août, ils sont largement déficitaires.

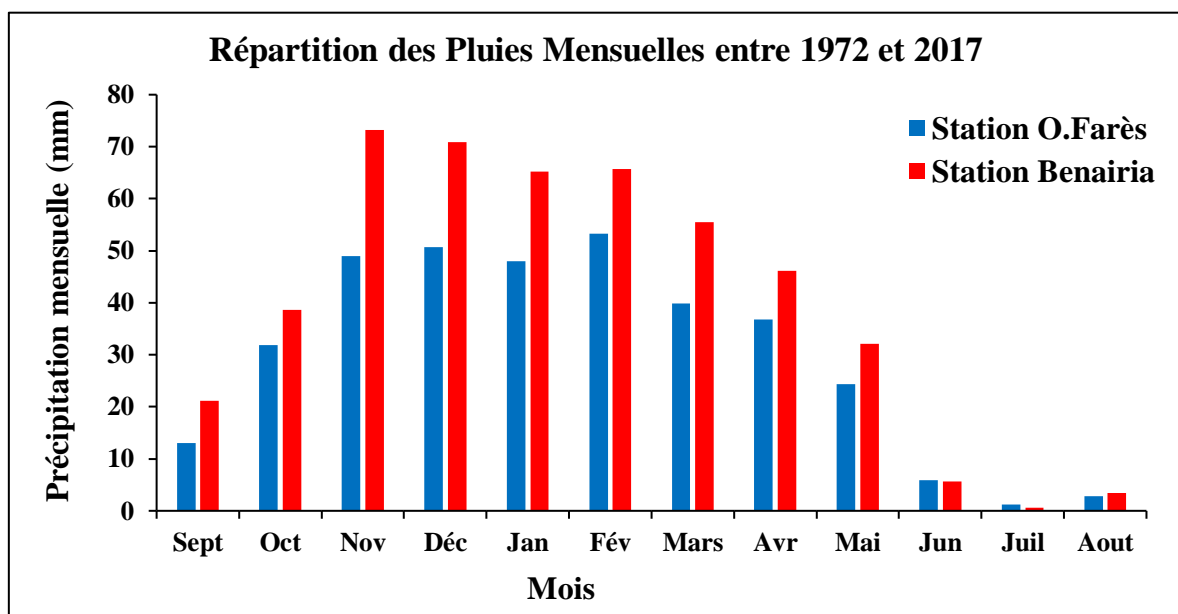


Figure III.11. Répartition des pluies moyennes mensuelles interannuelles dans les deux stations d'Ouled Farès et Benairia (1972-2017)

L'analyse des données pluviométriques mensuelles du bassin de l'Oued Ouahrane montre que les précipitations maximales ont été observées en novembre avec 73.18 mm à la station de Benairia et en décembre avec 50.74 mm à la station d'Ouled Farès. Par contre, les valeurs minimales ont été enregistrées dans les deux stations en juillet avec 1.21 mm et 0.55 mm à Ouled Farès et Benairia, respectivement.

III.3.6 Répartition saisonnière des pluies

La meilleure méthode pour étudier les fluctuations des précipitations saisonnières est la méthode des relations entre la moyenne mensuelle (P_{men}) et annuelle (P_{an}). Cette méthode permet une meilleure estimation du régime et de la succession des saisons des précipitations (tableau III.9).

Tableau III.9. Répartition saisonnière des pluies sur le bassin d'Oued Ouahrane

Stations		Automne			Hiver		Printemps			Été			
		Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aot
O. Farès	P_{men} (mm)	12.9	31.8	48.98	50.74	47.99	53.32	39.89	36.78	24.4	5.94	1.21	2.80
	P_{men}/P_{an} (%)	3.63	8.93	13.72	14.21	13.44	14.93	11.17	10.30	6.83	1.66	0.345	0.78
Benairia	P_{men} (mm)	21.1	38.6	73.18	70.88	65.17	65.74	55.46	46.08	32.1 5	5.69	0.55	3.41
	P_{men}/P_{an} (%)	4.41	8.07	15.3	14.82	13.63	13.75	11.6	9.64	6.72	1.19	0.11	0.71

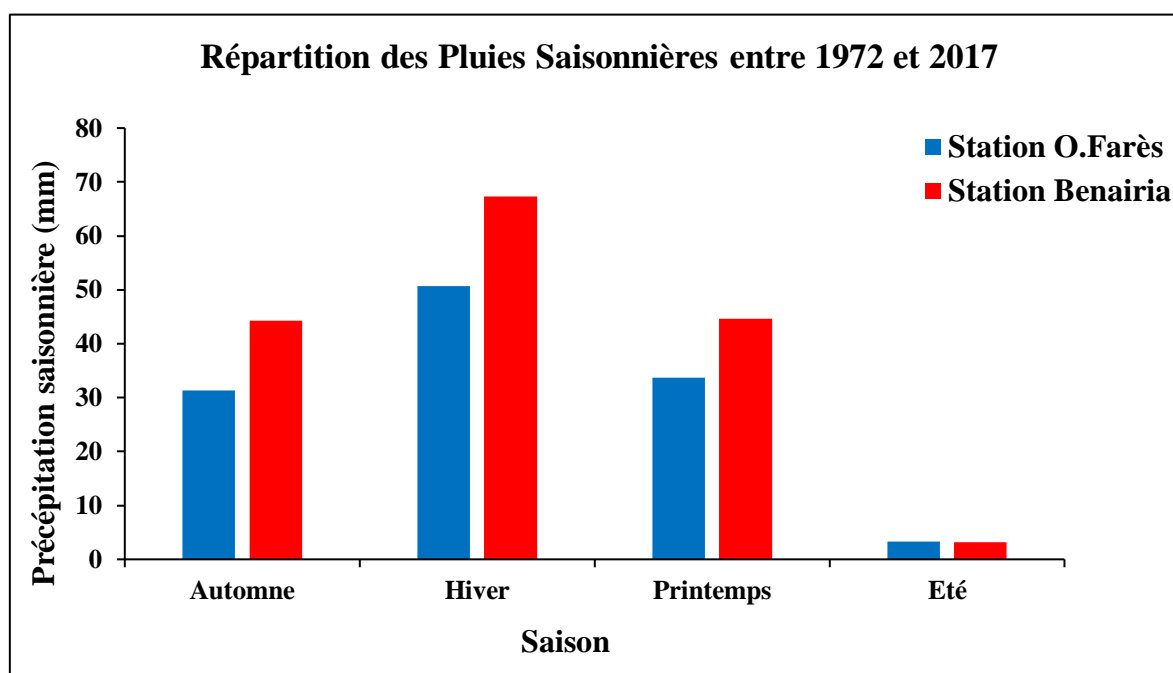


Figure III.12. Les pluies saisonnières interannuelles dans les deux stations de Benairia et Ouled Farès (1972-2017)

À travers la figure (III.12), ainsi que les données illustrées dans le tableau (III.9), on constate au niveau des deux stations (Ouled Farès et Benairia) que la saison hivernale contribue le plus au total des précipitations avec 42.6 % et 42.2 % respectivement, suivie de la saison printanière avec 28.3 % et 27.9 %, puis de la saison automnale avec 26.3 % et 27.8 %. On note également l'apparition d'une véritable saison sèche en été.

III.3.7 Précipitations journalières

L'étude des précipitations journalières est nécessaire pour mettre en évidence les anomalies de précipitation. La protection des ouvrages, des populations et de leurs biens contre les dommages causés par les crues dues à des averses nécessite d'accorder une attention particulière aux événements de précipitations journalières extrêmes chaque année et de quantifier leurs caractéristiques pour différentes périodes de retour.

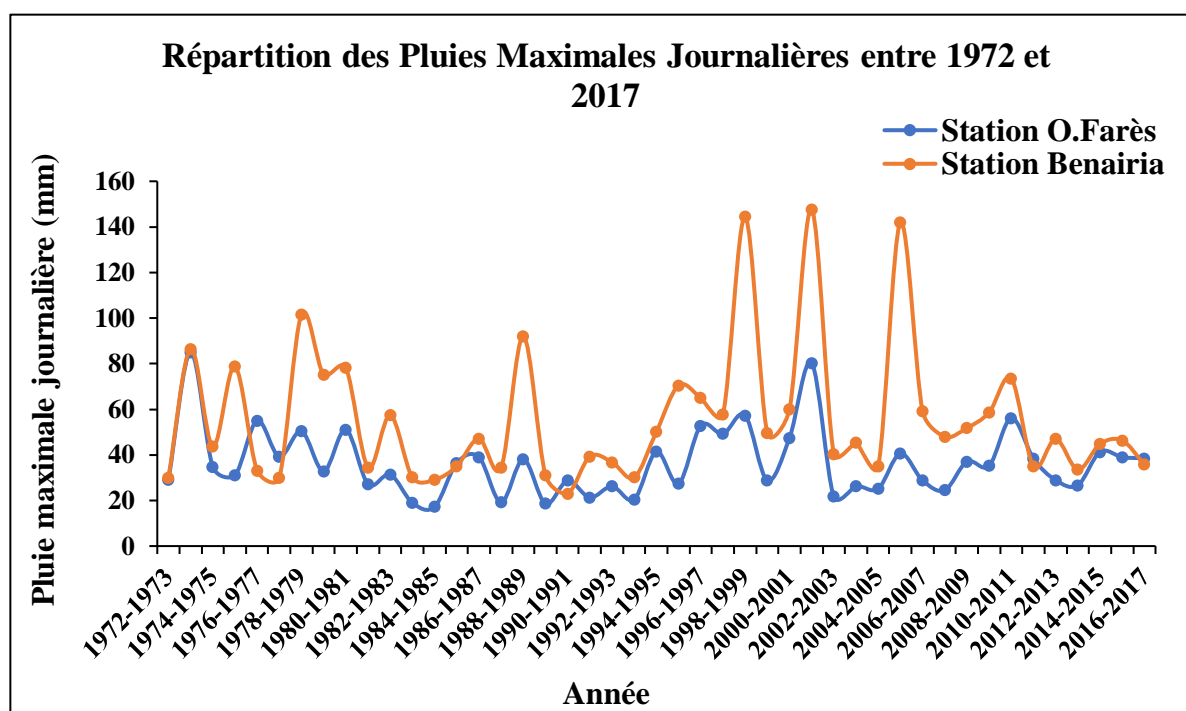


Figure III.13. Précipitations maximales journalières entre (1972-2017) aux stations de l'Oued Ouahrane

Les estimations des précipitations quotidiennes maximales pour différentes périodes de retour sont approximées à l'aide de formules empiriques, de la méthode du Gradex ou de modèles pluie-débit. La *figure (III.13)* donne les pluies maximales journalières pour deux séries de 45 ans enregistrées dans les stations représentatives.

Tableau III.10. Paramètres statistiques des séries de pluie maximale journalière du bassin de l'Oued Ouahrane

Paramètres statistiques	Station d'Ouled Farès	Station de Benairia
Nombre de valeur (n)	45	45
Minimum (Min)	17.20	23.00
Maximum (Max)	85.00	147.70
Moyenne (Moy)	36.53	55.95
Écart-type (σ)	14.77	30.32
Coefficient de variation (C_v) (%)	40	54

L'analyse des paramètres statistiques des deux distributions présentées dans le *tableau (III.10)* montre que l'écart type (σ) et le coefficient de variation (C_v) des précipitations maximales journalières sont faibles, avec un coefficient de variation de 40 % et 54 % pour les stations d'Ouled Farès et Benairia, respectivement.

III.3.8 Ajustement des pluies avec les lois de probabilité

L'objectif de cette section est de déterminer les quantiles des précipitations afin de simuler les débits. La méthode employée consiste à ajuster les pluies d'Ouled Farès et de Benairia aux lois de probabilité statistique.

III.3.8.1 Ajustement des précipitations annuelles

Afin de mieux comprendre le mécanisme de distribution des précipitations et de faire des prévisions (en calculant les différentes périodes de retour), une étude statistique est indispensable pour déterminer les lois de distribution à appliquer. Ainsi, le traitement statistique des séries d'observations porte sur les précipitations annuelles par ajustement graphique selon les lois *normales* (de *Gauss*), la loi *logarithmique normale*, la loi de *Gumbel* et la loi de *Pearson III*.

Le choix de la loi est basé sur deux critères : le *BIC* (Bayesian Information Criterion) et l'*AIC* (Akaike Information Criterion). La loi la mieux adaptée est celle ayant les valeurs les plus basses pour ces deux critères.

Tableau III.11. Comparaison des lois d'ajustements aux précipitations annuelles

Lois d'ajustement	Station O. Farès		Station Benairia	
	<i>BIC</i>	<i>AIC</i>	<i>BIC</i>	<i>AIC</i>
<i>Log normal</i>	535.654	532.040	575.153	571.540
<i>Normale (Gauss)</i>	536.478	532.865	575.052	571.438
<i>Gumbel</i>	538.426	534.813	577.845	574.231
<i>Pearson III</i>	539.302	533.882	578.287	572.867

En comparant les critères *BIC* et *AIC* pour les quatre lois, il apparaît que la loi logarithmique normale est la mieux ajustée pour la station d'Ouled Farès, tandis que la loi *normale* (de *Gauss*) est la mieux ajustée pour la station de Benairia. La *figure (III.14)* et le *tableau (III.12)* associé montrent la courbe ajustée pour chaque loi ainsi que la hauteur estimée des précipitations annuelles pour différentes périodes de retour.

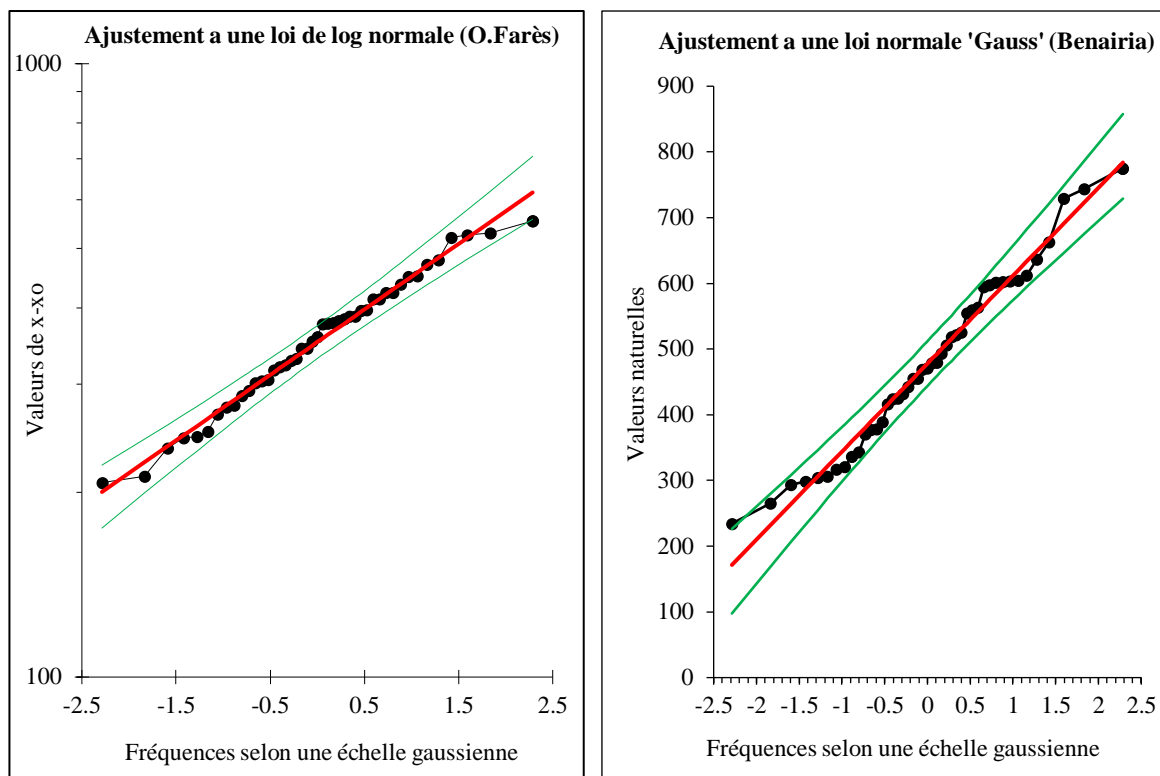


Figure III.14. Ajustement des pluies annuelles à une loi de log normale pour la station d’Ouled Farès et la loi normale pour Benairia

Tableau III.12. Précipitations annuelles pour différentes périodes de retour

Station O. Farès			Station Benairia		
<i>Loi Log normale</i>			<i>Loi normale</i>		
Période de retour (an)	Valeur de pluie estimée (mm)	Intervalle de confiance	Période de retour (an)	Valeur de pluie estimée (mm)	Intervalle de confiance
2	351.52	326.27 - 376.78	2	477.62	438.49 - 516.75
5	432.31	396.07 - 468.57	5	590.29	544.62 - 635.95
10	481.74	434.79 - 528.69	10	649.24	596.16 - 702.31
20	526.77	468.33 - 585.21	20	697.90	637.49 - 758.32
50	582.49	508.12 - 656.87	50	752.66	683.13 - 822.20
100	622.87	535.99 - 709.75	100	789.16	713.20 - 865.12
200	662.26	562.53 - 762.01	200	822.56	740.54 - 904.58
1000	751.53	620.55 - 882.52	1000	891.42	796.51 - 986.34

III.3.8.2 Ajustement des précipitations journalières

Les pluies extrêmes sont des événements de précipitations intenses qui se produisent sur une courte période de temps et qui sont moins fréquents à la fois dans le temps et dans l'espace.

L'application des lois de *Pearson III*, *Gumbel*, loi *normale* et loi *log normale* donne les valeurs maximales de précipitations pour les différentes fréquences indiquées dans les figures et tableaux ci-dessous.

Sur la base des résultats des critères *BIC* et *AIC* mentionnés dans le *tableau (III.13)*, l'ajustement des précipitations maximales journalières par les quatre lois (*Gumbel*, *Pearson III*, loi *normale* et loi *log normale*) montre que la loi la plus appropriée pour les deux stations (Ouled Farès et Benairia) est la loi *log normale*.

Tableau III.13. Comparaison des lois d'ajustements aux pluies maximales journalières

Lois d'ajustement	Station O. Farès		Station Benairia	
	<i>BIC</i>	<i>AIC</i>	<i>BIC</i>	<i>AIC</i>
<i>Log normal</i>	363.092	359.478	415.619	412.006
<i>Gumbel</i>	364.285	360.671	423.450	419.837
<i>Pearson III</i>	364.603	359.183	415.798	410.378
<i>Normale (Gauss)</i>	376.654	373.041	441.385	437.772

La loi d'ajustement adoptée pour les précipitations maximales journalières dans le bassin d'Oued Ouahrane est la loi *log-normale*. Les résultats sont présentés dans la *figure (III.15)* ainsi que le *tableau* associé (*III.14*), qui indique les estimations de la hauteur maximale des précipitations quotidiennes pour différentes périodes de retour.

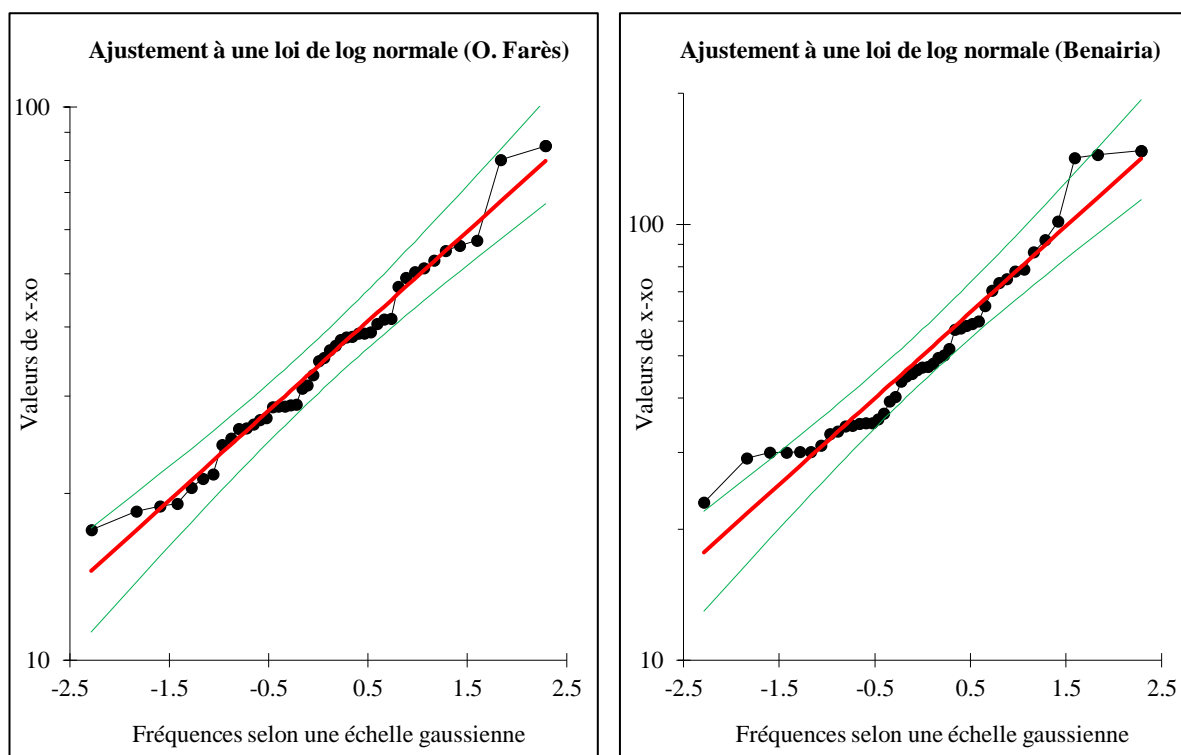


Figure III.15. Ajustement des pluies maximales journalières à une loi de log normale pour les deux stations d'Ouled Farès et Benairia

Tableau III.14. Précipitations maximales journalières pour différentes périodes de retour

Station O. Farès			Station Benairia		
Loi Log normale			Loi Log normale		
Période de retour (an)	Valeur de pluie estimée (mm)	Intervalle de confiance	Période de retour (an)	Valeur de pluie estimée (mm)	Intervalle de confiance
2	34.048	30.335 - 37.761	2	50.040	43.384 - 56.695
5	46.607	40.675 - 52.538	5	73.388	61.997 - 84.779
10	54.928	46.803 - 63.052	10	89.669	73.492 - 105.85
20	62.906	52.315 - 73.497	20	105.80	84.073 - 127.53
50	73.277	59.078 - 87.475	50	127.44	97.323 - 157.56
100	81.122	63.950 - 98.294	100	144.28	107.03 - 181.53
200	89.035	68.685 - 109.39	200	161.62	116.56 - 206.68
1000	107.87	79.338 - 136.40	1000	204.24	138.35 - 270.13

III.4 Évolution des températures

L'évolution de la température en Algérie se caractérise par une augmentation de la température à travers le pays pendant l'hiver et l'automne, ainsi qu'une augmentation marquée de la température minimale et maximale dans toutes les stations du nord de l'Algérie depuis les années 1970, tendance qui se poursuit jusqu'à aujourd'hui. Au cours des 20 dernières années, la température maximale a augmenté plus que la température minimale, avec un écart d'environ 2°C (Ketrouci, 2014).

Tableau III.15. Résultats du test statistique de Mann-Kendall sur les températures annuelles (minimales, maximales et moyennes) à la station ONM Chlef

Stations ONM Chlef	P-Valeur	Z-Valeur	Pente de Sen (mm/an)
Température <i>Min</i>	$9.3 \cdot 10^{-8}$	5.34	0.065
Température <i>Max</i>	0.008	2.64	0.036
Température <i>Moy</i>	0.0001	3.85	0.049

Pour la station ONM Chlef, les valeurs de P (P -Valeur) pour les températures minimales, maximales et moyennes sont respectivement de $9.3 \cdot 10^{-8}$, 0.008 et 0.001. Comme elles sont inférieures au seuil de risque ($\alpha = 5\%$), l'hypothèse nulle (H_0) est rejetée et l'hypothèse alternative (H_1) est acceptée et les trois variables des températures ont une tendance à la hausse (tableau III.15). La pente des températures annuelles (min, max et moy) est de 0.065°C/an, 0.036°C/an et 0.049°C/an (figure III.16), reflétant une hausse significative des températures annuelles pendant la période d'étude (1983-2017).

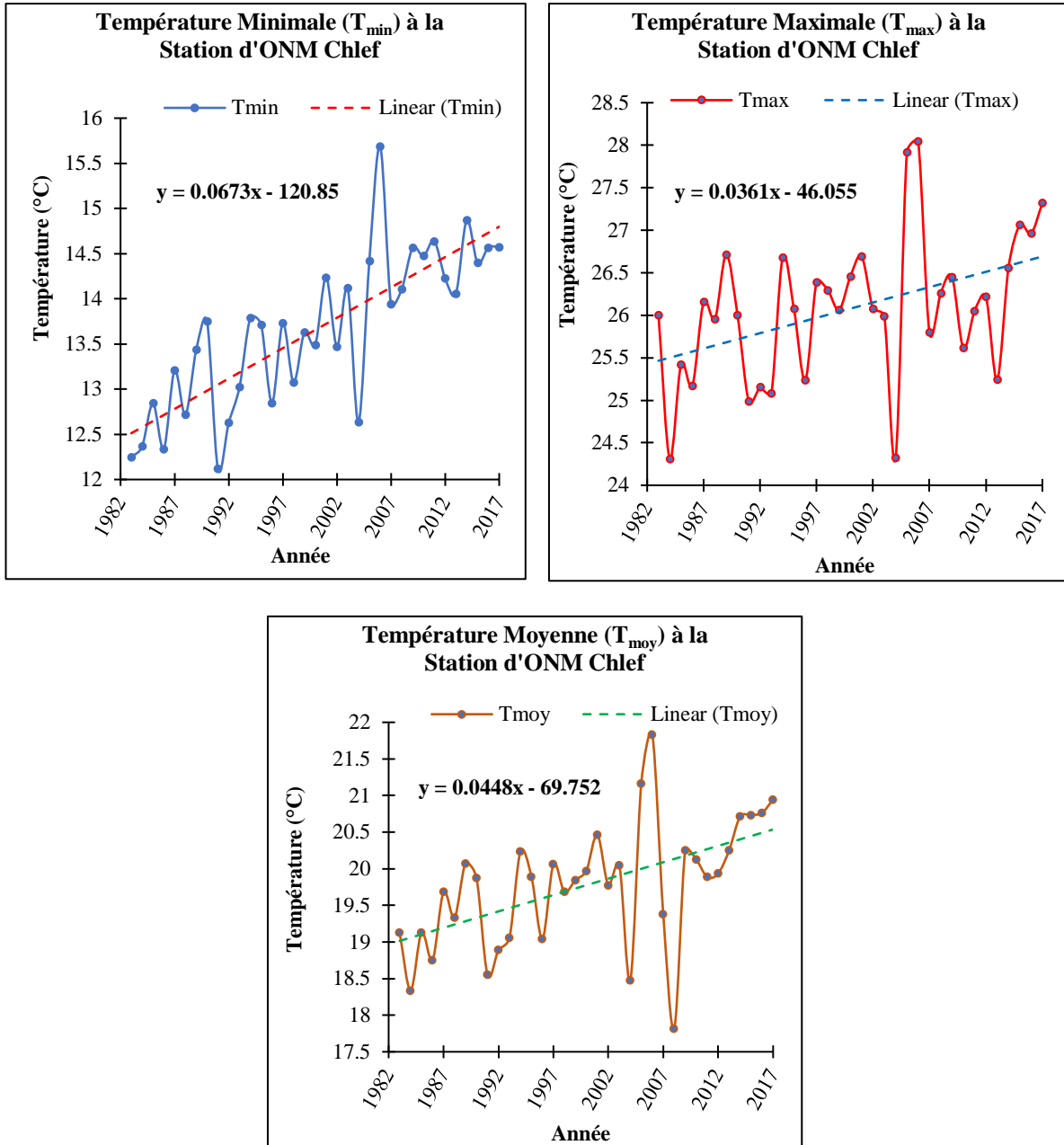


Figure III.16. Variation des températures moyennes annuelles minimales, maximales et moyennes à la station ONM Chlef (1983-2017)

III.5 L'évapotranspiration

Plusieurs méthodes ont été développées pour calculer l'évapotranspiration. Certaines de ces méthodes sont basées sur des corrélations expérimentales avec les températures mensuelles de l'air. L'équation de Thornthwaite est une méthode développée par [Thornthwaite \(1948\)](#) qui repose sur une approche empirique pour estimer l'évapotranspiration potentielle. Cette méthode était initialement destinée à être calculée sur une base mensuelle, mais des estimations quotidiennes sont également possibles.

L'évapotranspiration potentielle selon la formulation de **Thornthwaite (1948)** ETP_{thorn} (mm) est calculée comme suit :

$$ETP = 16 \left(\frac{L}{12} \right) \left(\frac{N}{30} \right) \left(\frac{10T_d}{I} \right)^a \quad (III.21)$$

Avec :

ETP : évapotranspiration potentielle estimée (mm/mois) ;

T_d : température journalière moyenne (°C) ;

N : le nombre de jours du mois calculé ;

L : la durée moyenne du jour (heures) du mois en cours de calcul.

$$a = (6.75 * 10^{-7})I^3 - (7.71 * 10^{-5})I^2 + (1.792 * 10^{-2})I + 0.49239 \quad (III.22)$$

I est donné par l'équation :

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left(\frac{T_{mi}}{5} \right)^{1.514} \quad (III.23)$$

Avec :

T_{mi} : température moyenne mensuelle (°C)

III.5.1 Estimation de l'évapotranspiration mensuelle et annuelle réelle

Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle mensuelle ($ETPC$) et des pluies mensuelles (P) permettent le calcul de l'évapotranspiration mensuelle réelle ($ETPR$) de la façon suivante :

- $P > ETPC$ donc $ETPR = ETPC$

La quantité d'eau correspondant à $(P - ETPC)$ augmente l'humidité du sol jusqu'à ce qu'il soit saturé, cela l'excédent est disponible pour s'écouler et s'infiltrer.

- $ETPC = P$ donc $ETPR = ETPC$

La quantité d'eau dans le sol reste la même par rapport au mois précédent.

- $P < ETPC$ donc $ETPR = ETPC$ si $P + RFU > ETPC$;

$$ETPR = P + RFU \text{ si } P + RFU < ETPC$$

Lorsque la quantité d'eau dans le sol est épuisée et $ETPC > ETPR$, leurs différences donnent le déficit d'alimentation.

III.5.2 Bilan hydrique simplifié selon Thornthwaite

Thornthwaite fait intervenir dans son bilan deux paramètres essentiels, la température et la précipitation. Des rapports mensuels sont générés sur une échelle basée sur les précipitations mensuelles, ETP et RFU .

$ETP < P$, alors :

- $ETP = ETR$
- $RFU_{max} > RFU_{initiale}$, $P - ETP - (RFU_{max} - RFU) = EXC$
- $RFU_{max} = RFU_{initiale}$, $P - ETP = EXC$

La qualité d'eau qui reste ($P - ETR$) va alimenter la RFU jusqu'à son maximum, si elle dépasse cette valeur il y aura un excès, qui sera affecté à l'écoulement.

$ETP > P$, alors :

On évapore la pluie et on prélève dans le RFU (jusqu'à ce qu'il soit vidé) l'eau nécessaire pour satisfaire l' ETR soit :

- $ETR = \min(RFU, ETP - P) + P$
- $RFU + P - ETP$ (ou $RFU = 0$)
- La quantité ($Da = ETP - ETR$), si $RFU = 0$ (avec Da : déficit agricole)

Si la RFU est nulle, un déficit agricole va se produire. Ce dernier représente le besoin des cultures à l'irrigation. Pour notre région on utilise la méthode de HALLAIRE (1967) pour calculer la réserve utile (RFU).

$$RFU = \left[\frac{(c - f)}{100} \right] H \cdot d' + 30mm \quad (III.24)$$

Avec :

C : Capacité au champ ;

F : Capacité au point de flétrissement ;

H : profondeur au sol (suivant la lithologie de chaque bassin versant) ;

d' : densité apparente à défaut de mesure, on peut prendre $d' = 1$;

$30mm$: enracinement capillaire.

L'expérience montre que l'on peut prendre les valeurs suivantes pour $(c - f)$: 5 % pour un sol sableux, 10 à 15 % pour des sols limoneux et 20% pour les sols argilo-limoneux.

L'observation du graphique (figure III.17) et le tableau (III.16) du bilan hydrique nous indique que l' ETP est important du mois de mai à septembre, avec des valeurs atteignant 202 mm en juillet. À partir de novembre, on assiste à une reprise des réserves avec une

augmentation des *RFU*, atteignant un maximum entre décembre et mars. En dehors de cette période, on observe une baisse des *RFU*, traduisant un épuisement des réserves.

La série temporelle de l'évapotranspiration annuelle indique une augmentation, comme le montre la *figure (III.17)*, avec une pente d'environ 2.36 mm par an. La moyenne annuelle de l'évapotranspiration potentielle est de 1019 mm, ce qui démontre que la région est soumise à un climat semi-aride. Les pertes d'eau dues à l'évaporation représentent plus de 50 % durant les quatre mois les plus secs de l'année (de mai à août).

Tableau III.16. Bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite

Mois	<i>K</i>	<i>T</i> (°C)	<i>P</i> (mm)	<i>ETP</i> (mm)	<i>RFU</i> (mm)	<i>ETR</i> (mm)	<i>Da</i> (mm)	<i>ECT</i> (mm)
Sept	1.03	25.06	19.49	114.70	0.00	19.50	95.21	0.00
Oct	0.97	20.17	35.246	68.86	0.00	35.25	33.62	0.00
Nov	0.86	14.94	61.08	32.78	28.31	32.78	0.00	0.00
Déc	0.84	11.90	60.81	19.98	55.00	19.98	0.00	14.15
Jan	0.87	11.11	56.58	17.96	55.00	17.96	0.00	38.62
Fév	0.85	12.87	59.53	23.80	55.00	23.80	0.00	35.73
Mars	1.03	14.93	47.46	39.24	55.00	39.24	0.00	8.22
Avril	1.10	18.06	41.43	62.14	34.30	62.14	0.00	0.00
Mai	1.21	22.14	28.27	104.24	0.00	62.58	41.67	0.00
Juin	1.22	26.97	5.82	158.14	0.00	5.82	152.32	0.00
Juil	1.24	30.13	0.88	202.24	0.00	0.88	201.35	0.00
Aout	1.16	29.03	3.10	175.19	0.00	3.11	172.09	0.00
Annuel		19.78	419.74	1019.27		323.02	696.25	96.73
<i>RFU_{max}</i>					55.00			
<i>RFU₀</i>					0.00			
Surface					270.15			
<i>I</i>					98.25			
<i>a</i>					2.07			
<i>App</i> (Mm ³)					26.13			
<i>Da</i> (Mm ³)					188.09			

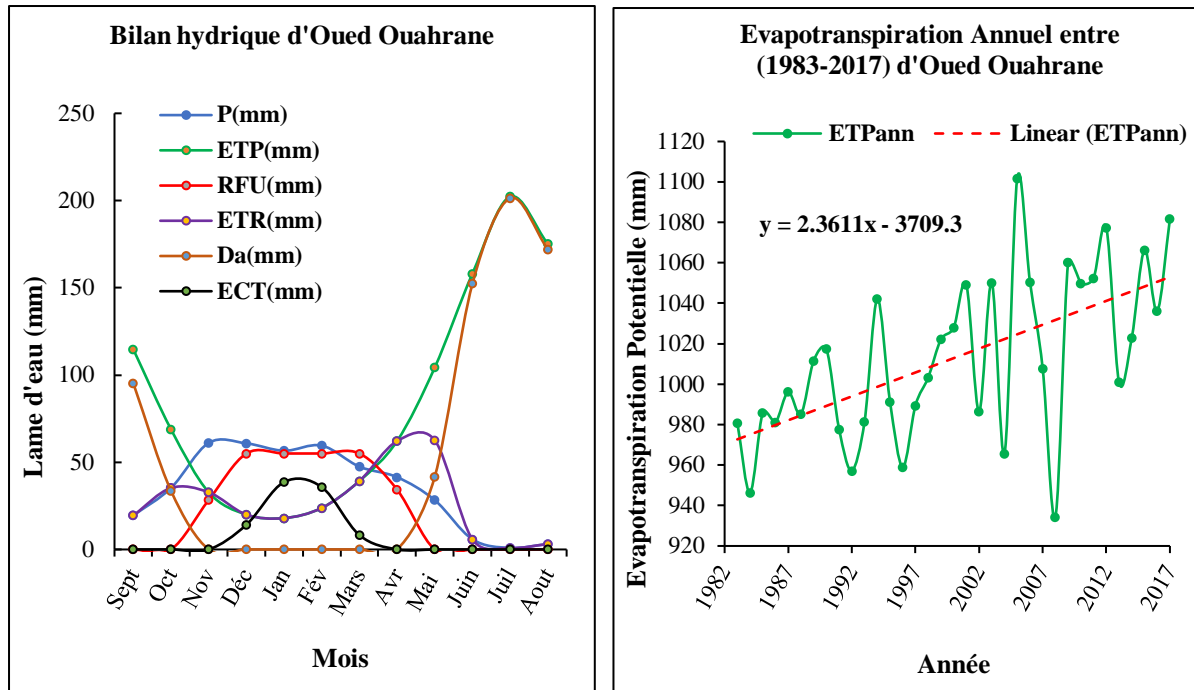


Figure III.17. Bilan hydrique et l'évapotranspiration annuelle de l'Oued Ouahrane

III.6 Analyse des écoulements

Les réseaux hydrométriques jouent un rôle essentiel dans la fourniture d'informations pour la prise de décision dans la gestion des ressources en eau.

Dans cette partie de l'étude, à partir des données de la station hydrométrique de Larabaâ Ouled Farès, nous effectuons une analyse à différents pas de temps (annuels, mensuels et journaliers) afin de représenter clairement l'amplitude des phénomènes de crue sur le bassin de l'Oued Ouahrane. Nous nous appuyons sur l'analyse des événements pluvieux comme facteur explicatif du débit.

III.6.1 Variation annuelle des débits

La figure (III.18) représente les variations des débits annuels : moyens, maximaux instantané et maximaux journalier de la station hydrométrique d'Ouled Farès.

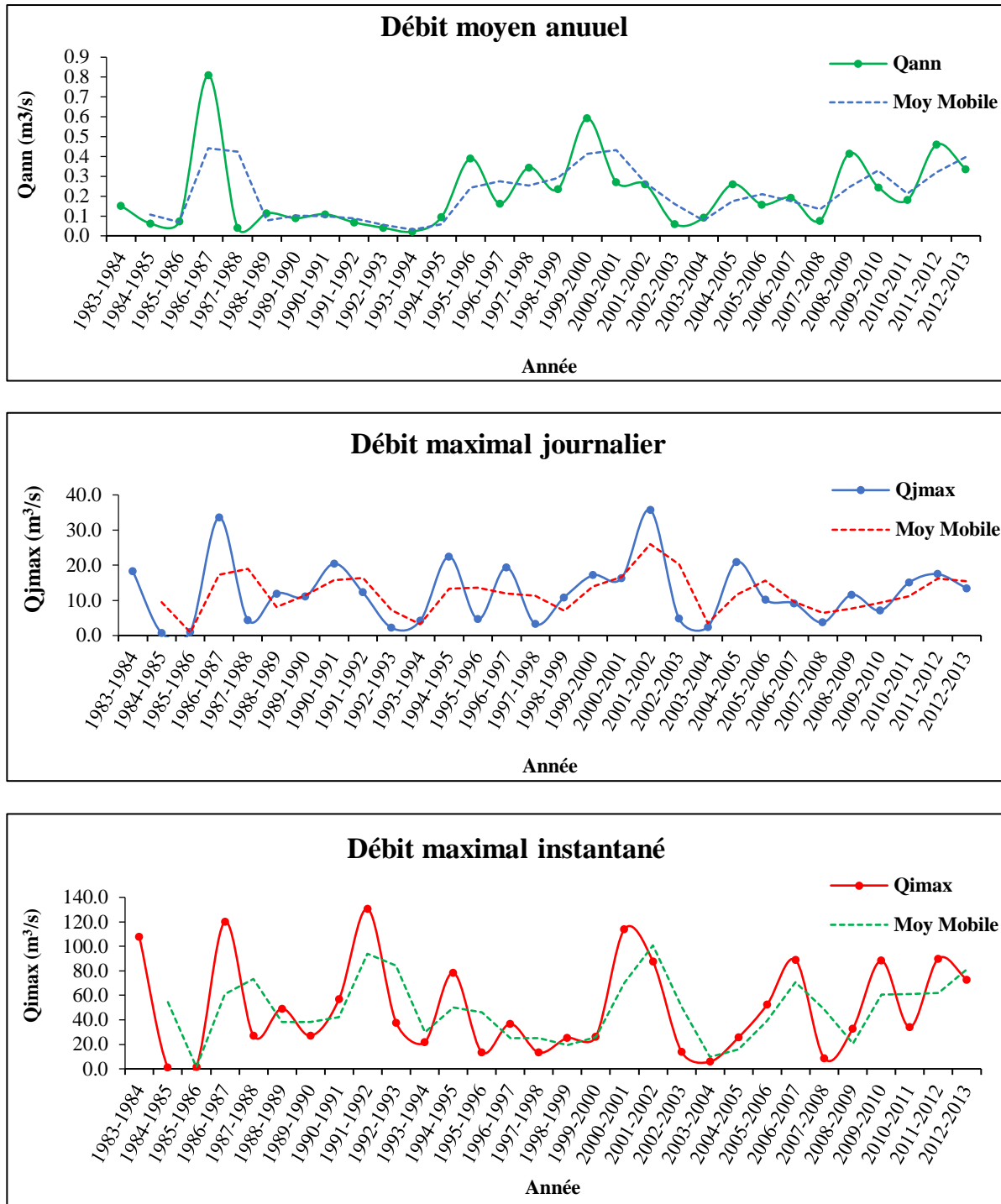


Figure III.18. Répartition des débits interannuelle à la station de Larabaâ Ouled Farès

Le tableau (III.17) montre que le débit annuel moyen est de l'ordre de 0.21 m³/s pour une superficie drainée de 270.15 km². Le coefficient de variation de l'Oued Ouahrane est élevé, atteignant 82 %. Cette valeur met en évidence une irrégularité de l'écoulement et une dispersion autour de la moyenne des débits moyens annuels.

Tableau III.17. Paramètres statistiques des débits maximaux et moyens du bassin de l'Oued Ouahrane

Paramètres statistique	Débit maximal instantané (Q_{imax})	Débit maximal journalier (Q_{jmax})	Débit moyen annuel (Q_{ann})
Nombre de valeur (n)	30	30	30
Minimum (Min)	1.01	0.66	0.02
Maximum (Max)	130.60	35.72	0.81
Moyenne (Moy)	49.3	11.78	0.21
Écart-type (σ)	38.8	8.65	0.18
Coefficient de variation (C_v) (%)	78	73	82

Parmi les crues enregistrées dans le bassin de l'Oued Ouahrane pendant la période d'étude, on peut citer la crue du 5 février 1987, avec des débits maximaux instantanés et journaliers atteignant respectivement 120 et 33.6 m³/s, ainsi que la crue du 7 mai 1992, atteignant des débits de 130.6 et 12.26 m³/s, ce qui représente la valeur la plus élevée enregistrée pendant la période d'étude. Il convient de noter que des crues instantanées intenses sont effectivement observées pendant les mois de la saison sèche. Cela implique que les sols des bassins semi-arides sont facilement saturés par les eaux de ruissellement formées dès les premières pluies. De plus, la lithologie du bassin est caractérisée par un sol imperméable, principalement composé d'argiles et de marnes.

III.6.1.1 Ajustement des débits maximaux

Le test d'ajustement de débits maximaux instantanés et journaliers mesurés à l'exutoire du bassin donne les résultats présentés dans le *tableau (III.18)*.

La loi qui présente le plus faible *BIC* et *AIC* est considérée comme la plus appropriée pour l'ajustement des données. En comparant les critères *BIC* et *AIC* des lois de Gumbel, *Log normal*, *Pearson III* et *Normale*, selon le *tableau (III.18)*, la loi de *Gumbel* a montré les valeurs les plus basses de *BIC* (305.74) et *AIC* (302.93) pour le débit maximal instantané, et de 213.65 et 210.85 pour le débit maximal journalier. Par conséquent, nous avons conclu que la loi de *Gumbel* s'ajuste le mieux aux données de débit de la station d'Ouled Farès (*figure III.19*).

Tableau III.18. Comparaison des lois d'ajustements aux débits maximaux instantanés et journaliers

Lois d'ajustement	Débit maximal instantané (Q_{imax})		Débit maximal journalier (Q_{jmax})	
	<i>BIC</i>	<i>AIC</i>	<i>BIC</i>	<i>AIC</i>
<i>Gumbel</i>	305.742	302.939	213.652	210.850
<i>Log normal</i>	308.751	305.949	215.382	212.579
<i>Pearson III</i>	310.386	306.182	215.849	211.645
<i>Normale (Gauss)</i>	310.480	307.678	220.412	217.610

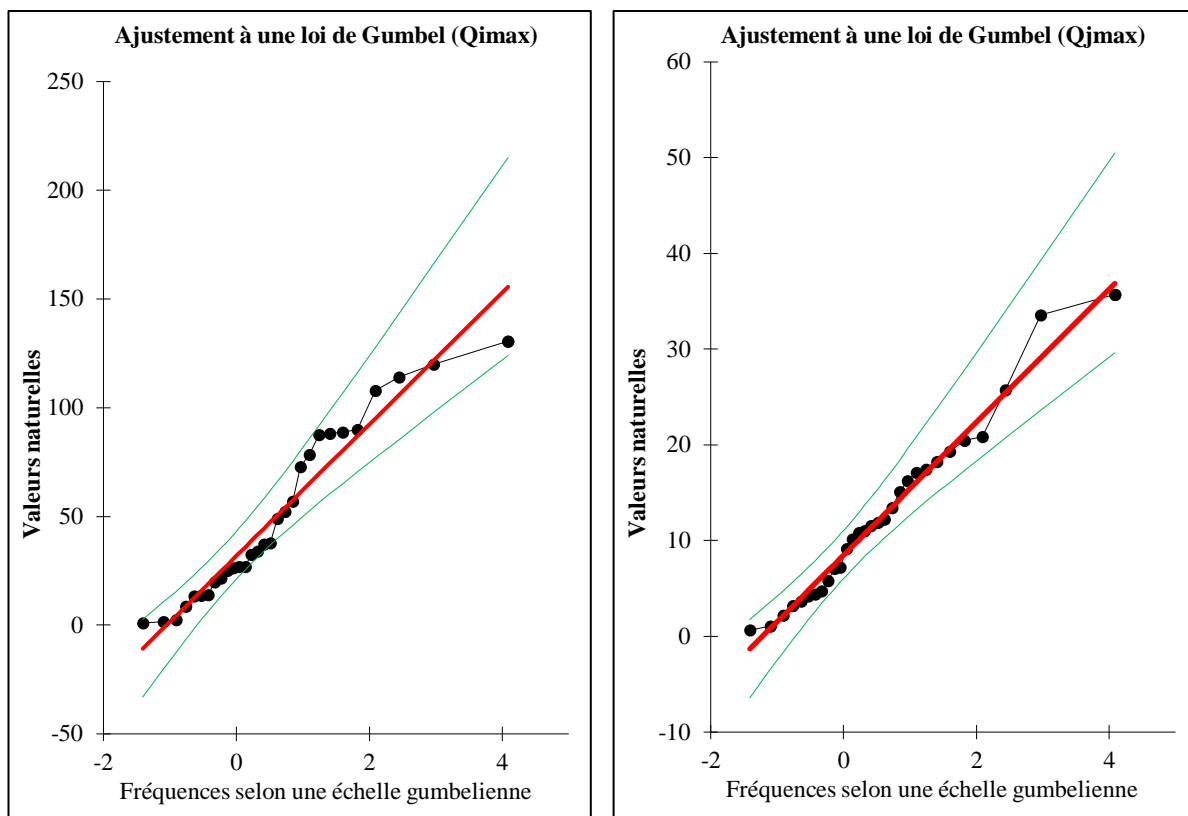


Figure III.19. Ajustement des débits maximaux instantanés (Q_{imax}) et journalières (Q_{jmax}) à une loi de Gumbel pour la station hydrométrique d’Ouled Farès

Le *tableau (III.19)* montre les valeurs estimées des débits maximaux journaliers et instantanés pour différentes périodes de retour, selon la loi la plus appropriée (*Gumbel*).

Tableau III.19. Débits maximaux annuels instantanés et journaliers pour différentes périodes de retour

Débit maximal instantané (Q_{imax})			Débit maximal journalier (Q_{jmax})		
Loi de Gumbel			Loi de Gumbel		
Période de retour (an)	Valeur de Q_{imax} estimée (m^3/s)	Intervalle de confiance	Période de retour (an)	Valeur de Q_{jmax} estimée (m^3/s)	Intervalle de confiance
2	42.969	30.217 - 55.722	2	11.028	8.1032 - 13.954
5	77.275	55.798 - 98.751	5	18.898	13.971 - 23.824
10	99.988	70.980 - 128.99	10	24.107	17.454 - 30.761
20	121.77	85.131 - 158.42	20	29.105	20.700 - 37.510
50	149.98	103.17 - 196.78	50	35.574	24.839 - 46.309
100	171.11	116.59 - 225.63	100	40.421	27.915 - 52.927
200	192.16	129.90 - 254.43	200	45.251	30.969 - 59.533
1000	240.94	160.61 - 321.26	1000	56.439	38.014 - 74.863

III.6.2 Variation mensuelle des débits

Une analyse mensuelle est indispensable pour une meilleure compréhension de la modélisation de débit à l'échelle annuelle. Ces informations illustrent les mois qui contiennent des débits élevés, des débits faibles ou des débits moyens.

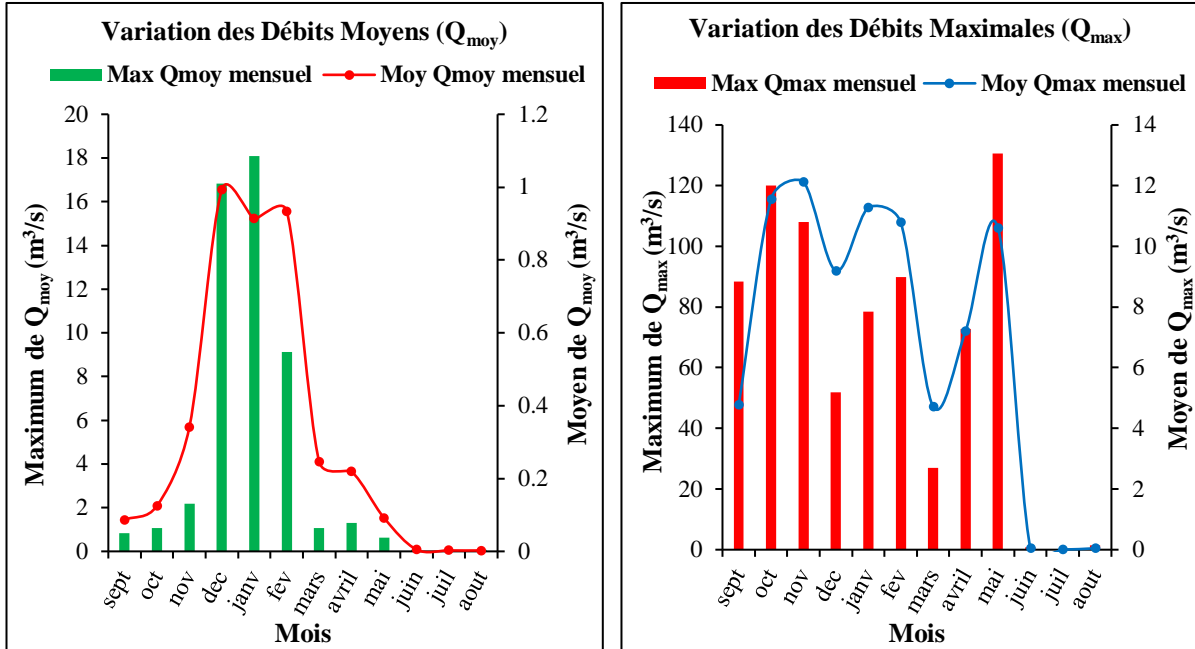


Figure III.20. Débits moyens et maximaux à la station Larabaâ Ouled Farès

L'analyse mensuelle des débits moyens permet de mettre en évidence les régimes des cours d'eau et leur variation interannuelle ou inter-saisonnière. La figure (III.20) montre une nette irrégularité saisonnière dans le débit moyen mensuel à la station de Larabaâ Ouled Farès. Les mois entre mai et octobre sont caractérisés par des débits faibles, tandis que les mois de novembre à avril connaissent des débits élevés, représentant environ 87 % des écoulements annuels.

Tableau III.20. Variation mensuelle des débits moyens et maximaux d'Oued Ouahrane

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
Moy <i>Q_{moy}</i>	0.08	0.12	0.34	0.99	0.91	0.93	0.24	0.21	0.09	0.004	0.002	0.002
Max <i>Q_{moy}</i>	0.8	1.07	2.19	16.83	18.1	9.13	1.05	1.31	0.64	0.08	0.02	0.05
Moy <i>Q_{max}</i>	4.7	11.5	12.1	9.19	11.27	10.78	4.71	7.20	10.60	0.04	0.004	0.04
Max <i>Q_{max}</i>	88.2	120	108	51.8	78.5	89.9	27	72.82	130.6	0.867	0.04	1.34

La légère augmentation des débits en novembre est attribuable aux pluies d'automne typiques de la région. Les mois d'été sont généralement marqués par un faible débit et l'étiage se produit en juillet et août dans l'Oued Ouahrane. La figure (III.20) montre que les débits

sont les plus élevés pendant la période hivernale, en particulier en janvier, qui enregistre la moyenne mensuelle la plus élevée sur la période de 1983 à 2013, représentant 35 % de la moyenne annuelle.

Le *tableau (III.20)* confirme les observations précédentes, montrant que la période humide de novembre à avril est caractérisée par un écoulement moyen plus élevé que les autres mois. Le mois de décembre présente la moyenne mensuelle la plus élevée sur la période avec un pic de $0.99 \text{ m}^3/\text{s}$, et le mois de janvier affiche un maximum inter-mensuel de $18.1 \text{ m}^3/\text{s}$. En ce qui concerne les débits mensuels maximums, les écoulements de pointe se concentrent dans deux mois : le mois de mai en premier lieu avec un pic de $130.6 \text{ m}^3/\text{s}$ et un maximum interannuel enregistré en octobre 1992 avec une valeur moyenne de $10.6 \text{ m}^3/\text{s}$, suivi du mois d'octobre avec un débit de $120 \text{ m}^3/\text{s}$ et son maximum était en 1987 avec une valeur moyenne de $11.5 \text{ m}^3/\text{s}$.

III.6.3 Variation journalière des débits

Une analyse du régime de cours d'eau à l'échelle journalière est très importante pour une étude prévisionnelle. La *figure (III.21)* montre une comparaison entre les débits journaliers pour une année hydrologique sèche (1993-1994) et une année humide (1986-1987).

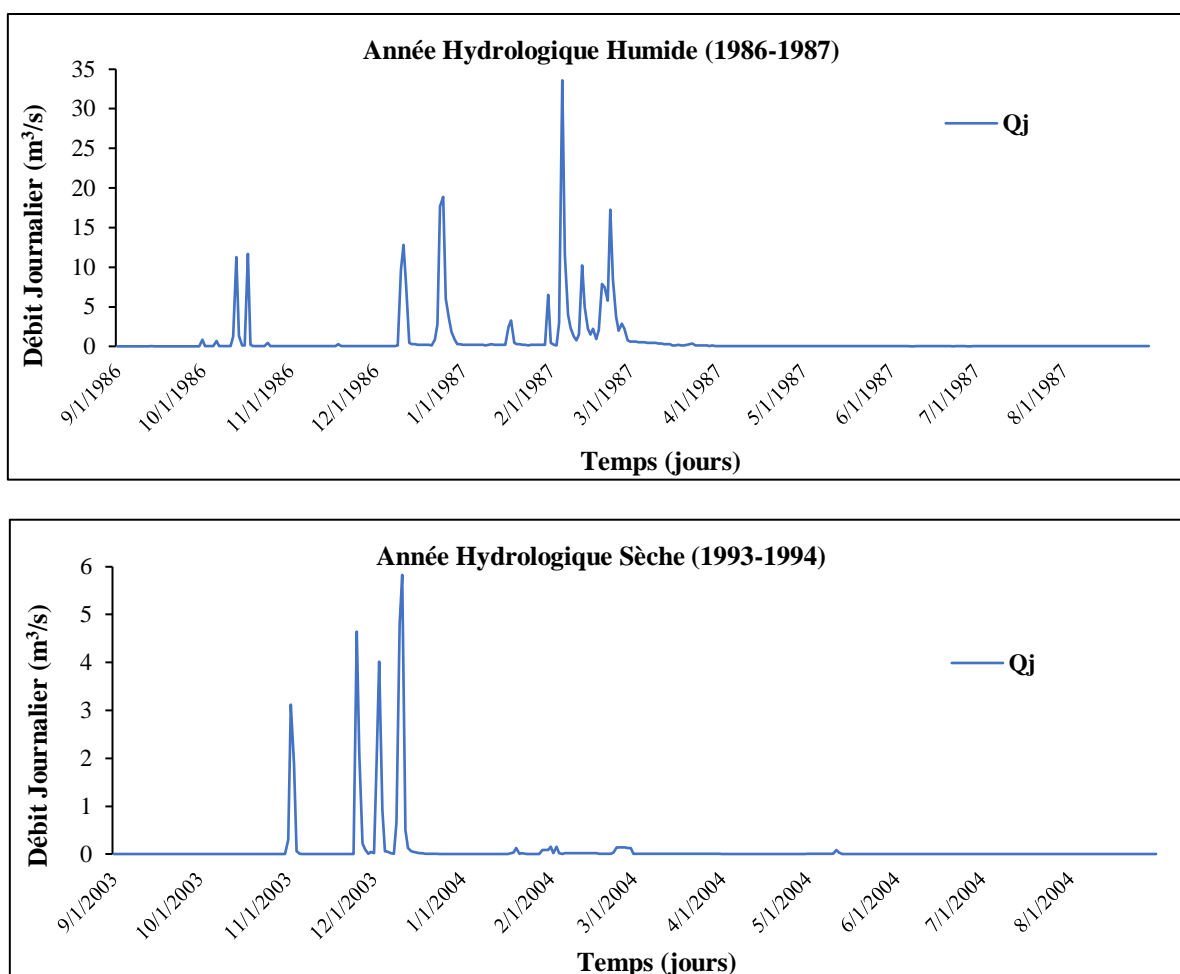


Figure III.21. Répartition du débit journalier de l'Oued Ouahrane

L'année 1986-1987 a été considérée comme une année humide, enregistrant des débits journaliers importants du début du mois de février jusqu'au mois d'avril, où il a atteint un maximum de 33.6 m³/s en février. En revanche, les autres mois jusqu'à la fin de la saison d'automne ont connu de faibles niveaux de débit. D'autre part, l'année hydrologique 2003-2004 est considérée comme la plus sèche de la série chronologique allant de 1983 à 2013. La valeur maximale du débit est estimée à 5.83 m³/s en décembre, tandis que les valeurs de débit sont proches de zéro la plupart des jours de l'année.

III.7 Relation de la transformation des pluies en écoulement

La relation entre les précipitations d'une période et le ruissellement qui en découle est complexe et est influencée par de nombreux facteurs liés au bassin versant et au climat. De plus, le manque de données rend nécessaire l'utilisation de corrélations pour estimer précisément le ruissellement.

III.7.1 Relation pluie-débit à l'échelle annuelle

La figure (III.22) montre l'évolution temporelle du débit moyen annuel en fonction des précipitations annuelles (stations d'Ouled Farès et Benairia) observées dans le bassin de l'Oued Ouahrane, qui est contrôlé par la station hydrométrique de Larabaâ Ouled Farès, avec une superficie d'environ 270.15 km².

En général, le ruissellement dépend de la quantité de pluie, avec des années plus pluvieuses générant des écoulements plus importants. Les calculs du coefficient de ruissellement sont présentés dans le tableau (V.4) de l'Annexe (I).

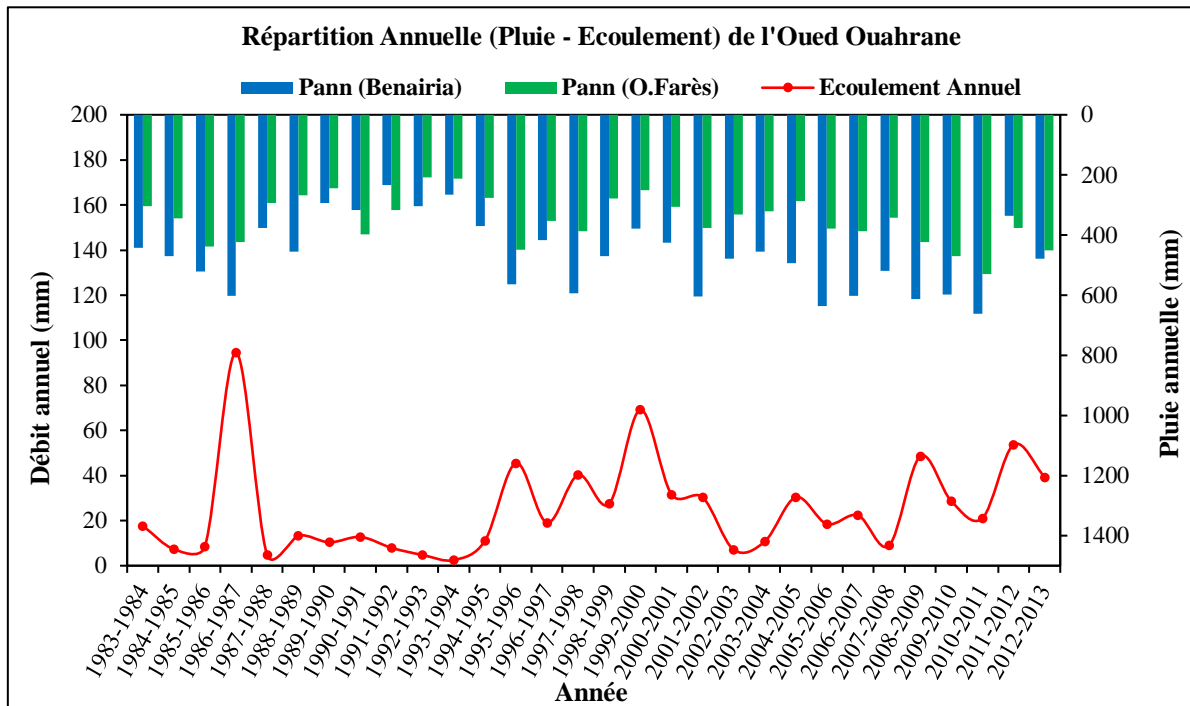


Figure III.22. Répartition moyenne annuelle des ruissellements en fonction des précipitations à l'Oued Ouahrane

La pluviométrie annuelle pour l'année hydrologique 1986-1987 était de 423.5 mm à la station d'Ouled Farès et de 601.2 mm à la station de Benairia. La lame d'eau écoulee pendant cette période était de 94.51 mm. Les coefficients de débit pour les deux stations étaient de 22.32 % et 15.72 % respectivement. Cependant, il est important de noter que la quantité de précipitations ne détermine pas nécessairement la lame d'eau écoulee. Il est possible d'avoir des années à faible pluviométrie avec des débits plus élevés.

En 1999-2000, bien que les quantités de pluie annuelles à Ouled Farès et à Benairia étaient faibles (251.5 mm et 378.8 mm respectivement), elles ont entraîné un ruissellement élevé de 69.18 mm. Cependant, durant l'année hydrologique 2007-2008, qui était plus humide avec des quantités de pluie de 343.3 mm et 519 mm à Ouled Farès et Benairia respectivement, les débits étaient faibles, avec des quantités de 9 mm et des coefficients de débit faibles de 2.62 % et 1.73 %.

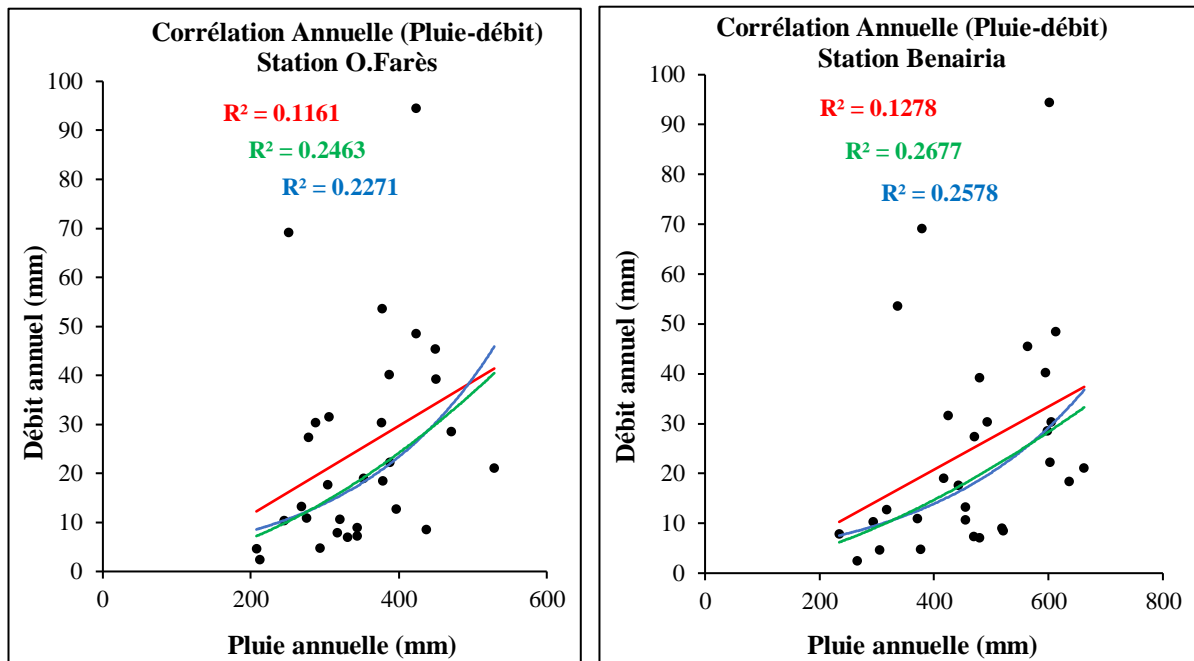


Figure III.23. Corrélation entre les pluies annuelles et les débits moyens annuels

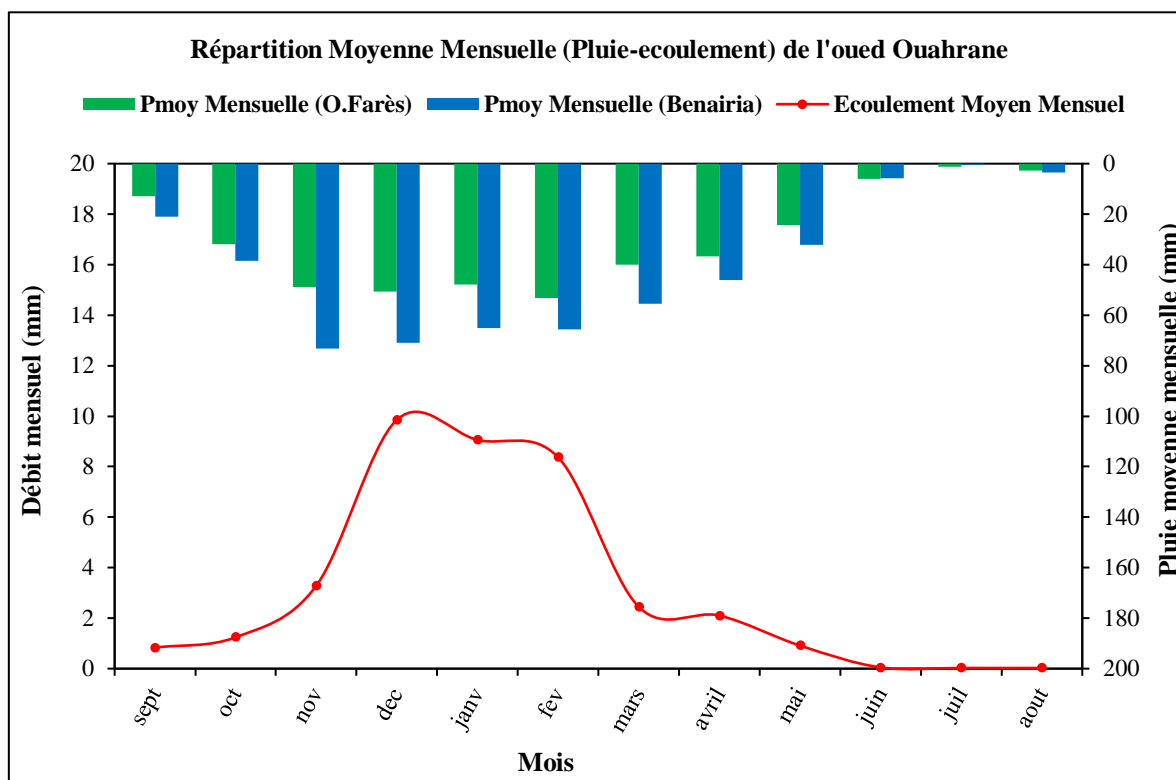
Pour établir la relation entre les précipitations annuelles et les débits moyens annuels de l'Oued Ouahrane, la *figure (III.23)* indique une corrélation linéaire moins prononcée, avec des coefficients de corrélation R relativement faibles, estimés à 0.11 à la station d'Ouled Farès et 0.12 à la station de Benairia. Ces coefficients représentent la régression du débit en fonction des précipitations annuelles à notre bassin.

III.7.2 Relation pluie-débit à l'échelle mensuelle

Les pluies moyennes mensuelles pour les stations d'Ouled Farès et Benairia, ainsi que les débits moyens mensuels sont représentés sur le *tableau (III.21)* et la *figure (III.24)* pendant la période d'étude (1983-2013).

Tableau III.21. Précipitations et débits moyens mensuels sur l'Oued Ouahrane

	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mrs	Avr	Mai	Jun	Juil	Aout
P_{moy} (O. Farès)	12.98	31.88	48.99	50.74	48.00	53.32	39.90	36.79	24.39	5.95	1.22	2.80
P_{moy} (Benairia)	21.09	38.62	73.18	70.88	65.17	65.75	55.47	46.09	32.16	5.70	0.55	3.41
P_{moy}	17.03	35.25	61.08	60.81	56.58	59.53	47.68	41.44	28.27	5.82	0.88	3.10
EC_{moy}	0.83	1.24	3.28	9.86	9.06	8.37	2.44	2.10	0.91	0.05	0.03	0.02

**Figure III.24.** Variation moyenne mensuelle entre les débits et les pluviométries pour la période (1983-2013)

Le régime des précipitations aux stations d'Ouled Farès et Benairia (1983-2013) est caractérisé par un maximum de ruissellement moyen en décembre (9.86 mm), suivi des mois de janvier et février (9.06 et 8.37 mm), respectivement. La valeur moyenne maximale des précipitations (station d'Ouled Farès) est observée en février (53.32 mm), suivi de décembre et novembre. Les valeurs de précipitations mensuelles moyennes les plus élevées (station de Benairia) ont été observées en novembre (73.18 mm), suivies respectivement de décembre et février (tableau III.21).

Cela signifie que, malgré une quantité de précipitations plus élevée en janvier (56.58 mm) par rapport à novembre (61.08 mm), le taux d'écoulement moyen en janvier (9.06 mm) était inférieur à celui enregistré en novembre (3.28 mm). Les écoulements moyens présentent donc un décalage par rapport aux précipitations.

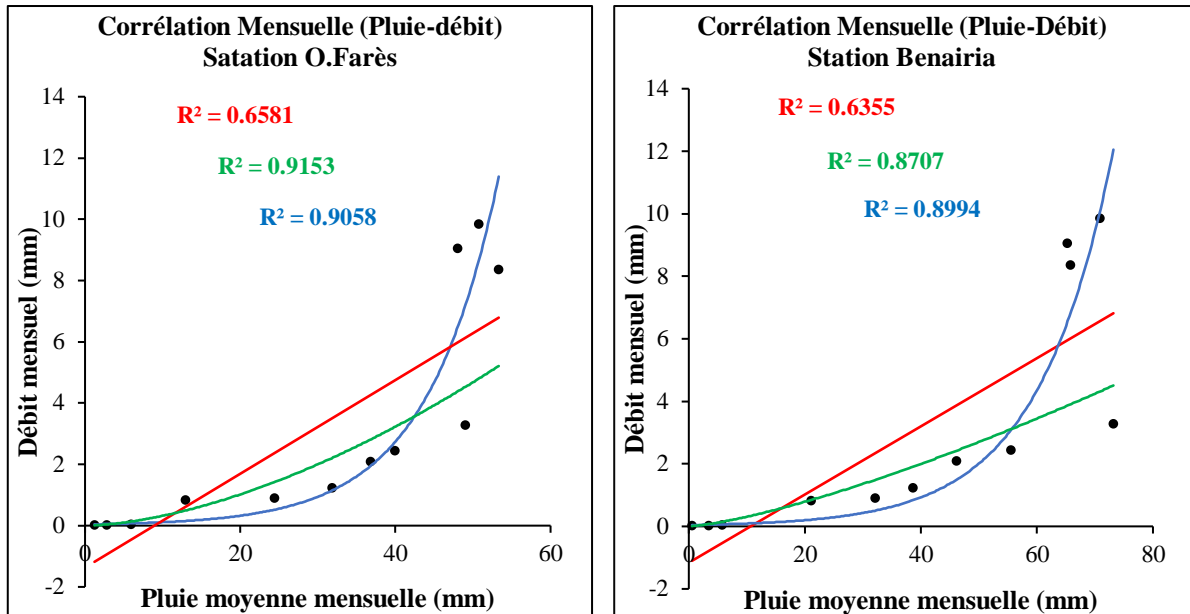


Figure III.25. Corrélation moyenne mensuelle des débits en fonction des pluies durant la période (1983-2013)

Les différents types de corrélation entre les valeurs moyennes mensuelles du ruissellement et des précipitations pour les deux stations de notre bassin donnent des valeurs de R variant entre 0.58 et 0.67 (pour Benairia) et 0.65 et 0.81 (pour Ouled Farès), comme la montre la *figure (III.25)*. La meilleure valeur enregistrée est celle d'une fonction exponentielle de 0.81 à la station Ouled Farès et d'une fonction puissance de 0.67 à la station Benairia.

La variation du débit moyen mensuel peut refléter le régime d'écoulement. Toutefois, pour comprendre les inondations, il est important d'examiner les précipitations maximales journalières et les maxima de ruissellement journalier.

III.7.3 Relation pluie-débit à une échelle journalière

L'analyse pluie-débit à l'échelle journalière permet de mettre en évidence certaines caractéristiques des crues, de suggérer des schémas d'inondation pour le bassin versant et de voir quelles variables influencent le débit de pointe. Elle permet également de comprendre les différences entre les crues du bassin de l'Oued Ouahrane.

Durant la période allant de 1983 à 2013, le bassin de l'Oued Ouahrane a été caractérisé par des crues de grande ampleur, telles que la crue du 5 février 1987 provoquée par une série de pluies intenses, avec un débit journalier maximal de $33.6 \text{ m}^3/\text{s}$, et la crue du 11 novembre 2001 avec un débit d'environ $35.72 \text{ m}^3/\text{s}$ (*figure III.26*). Ce type de crue est généralement observé durant la saison humide.

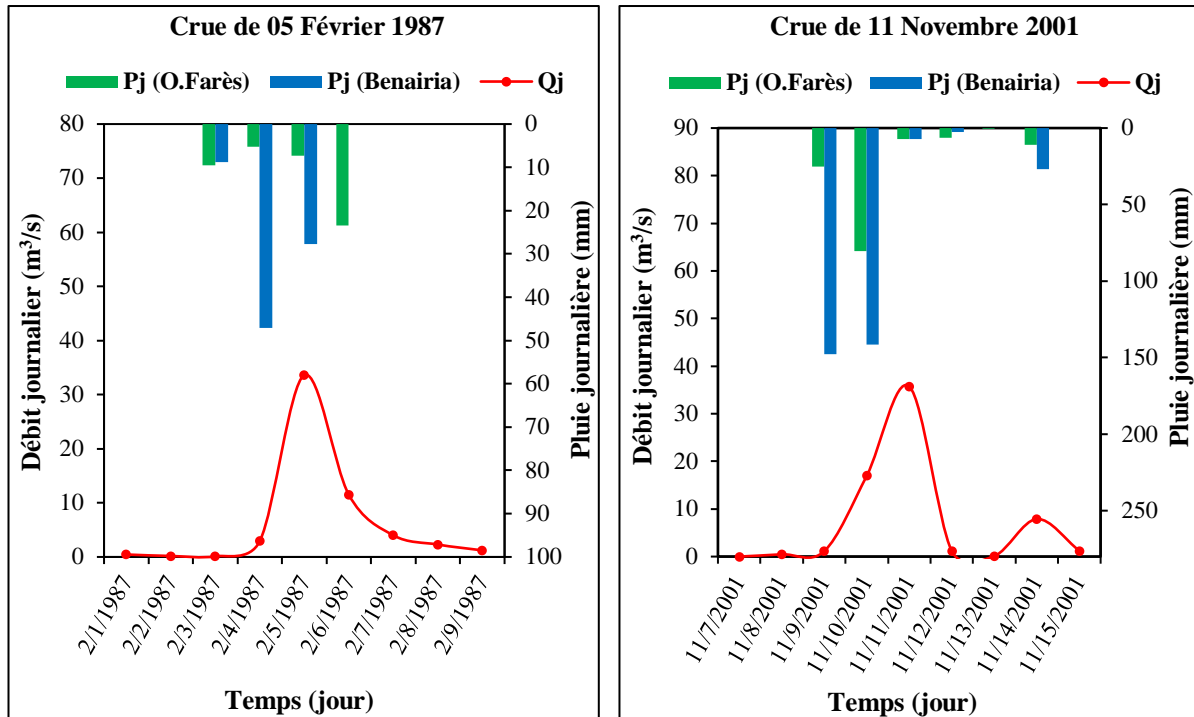


Figure III.26. Hydrogramme de crue de l'Oued Ouahrane en saison humide

Les pluies abondantes et isolées sont particulièrement remarquables pendant la saison sèche, comme les crues du 7 mai 1992 et du 24 octobre 2000 avec des débits journaliers maximums de 12.26 et 16.28 m³/s, respectivement (figure III.27).

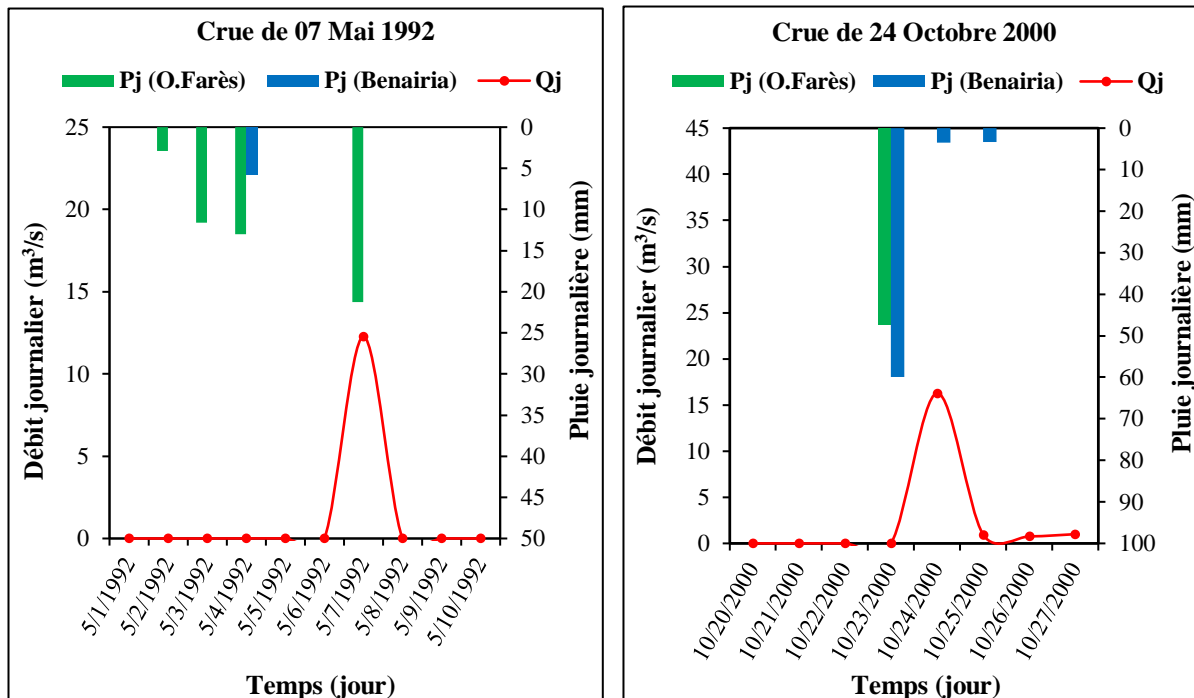


Figure III.27. Hydrogramme de crue de l'Oued Ouahrane en saison sèche

Afin de mieux comprendre le mécanisme conduisant à la création des crues, on a essayé de retirer la relation entre le débit journalier maximal et les précipitations journalières maximales. D'après le *tableau (V.5)* de l'Annex (I) et la *figure (III.28)*, on constate que la variation du débit maximal journalier dépend de facteurs autres que la pluie maximale journalière.

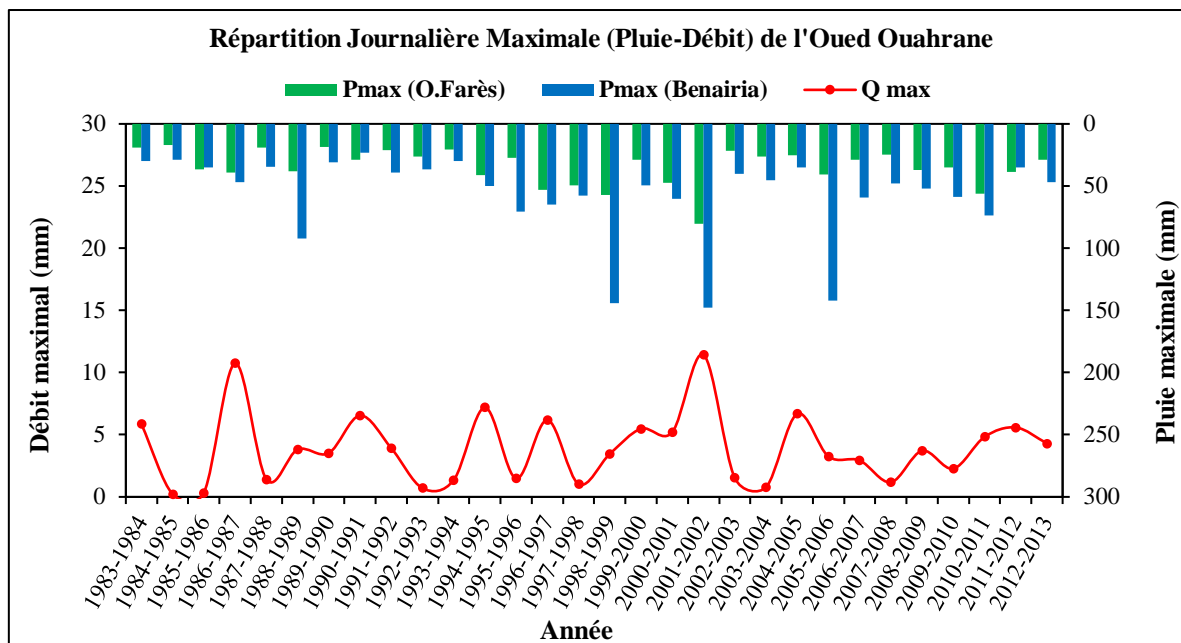
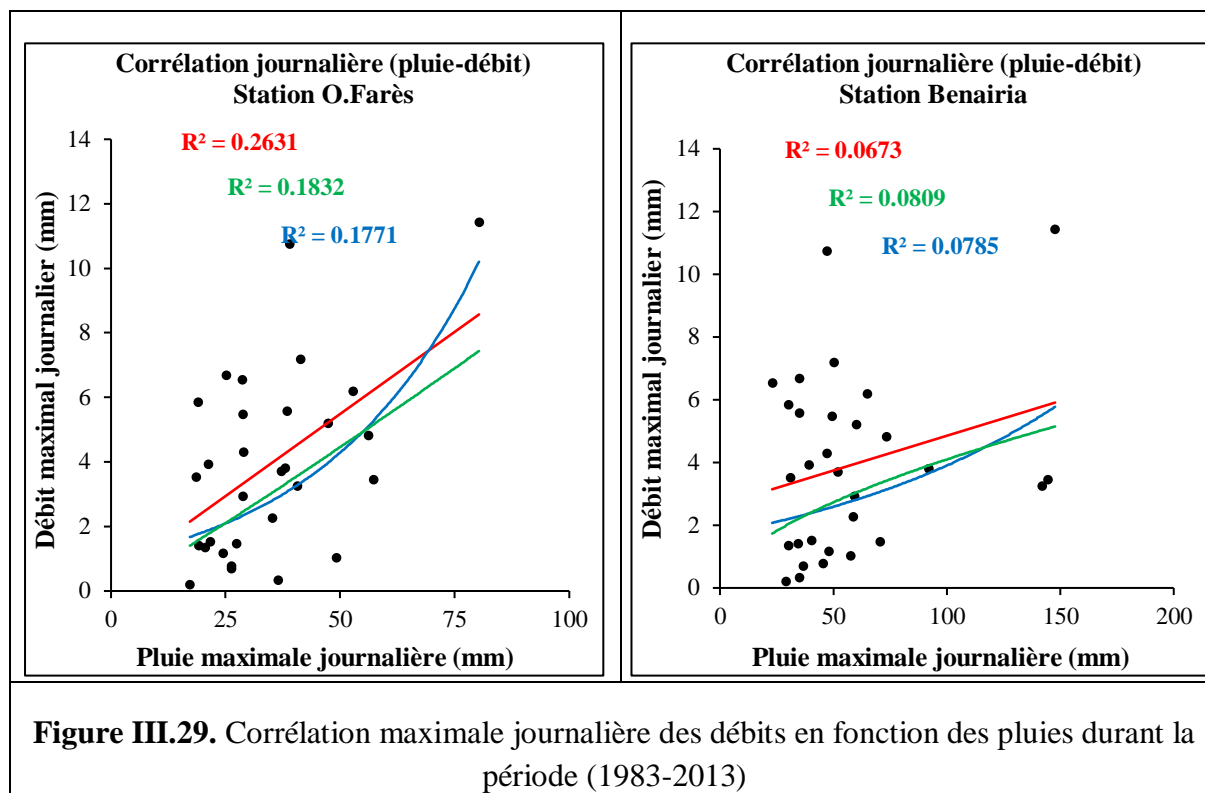


Figure III.28. Variation maximale journalière entre les débits et les pluviométries pour la période (1983-2013)

Dans la plupart des cas, surtout en période sèche, on constate qu'une pluie légère peut générer un ruissellement important, comme ce fut le cas lors de la crue du 7 mai 1992. L'averse a été de 39.3 mm et 21.3 mm respectivement pour les stations de Benairia et d'Ouled Farès, provoquant un débit de 3.92 mm, tandis que les précipitations journalières maximales en période humide (crue du 10 janvier 2003) ont été respectivement de 21.7 mm et 40.3 mm pour les deux stations, correspondant à un faible débit de 1.53 mm.

La crue du 11 novembre 2001 a enregistré des précipitations journalières maximales de 147.7 mm à la station de Benairia et de 80.3 mm à la station d'Ouled Farès, ce qui pourrait coïncider avec un débit de pointe d'environ 11.43 mm.



Le coefficient de détermination (R) représente la corrélation entre le débit maximal journalier et les précipitations journalières maximales pour le bassin de l'Oued Ouahrane (figure III.29). Selon la loi de régression linéaire, ce coefficient passe de 0.06 à 0.26, tandis que pour la loi exponentielle, le coefficient de détermination passe de 0.07 à 0.29.

III.8 Conclusion

L'objectif principal de ce chapitre est consacré à l'étude des caractéristiques climatiques, tendances des précipitations, l'analyse fréquentielle du régime hydropluviométrique et de gérer les écoulements dans le bassin de l'Oued Ouahrane.

Les résultats montrent que durant les périodes analysées, les précipitations diminuent dans toute la zone d'étude. Les statistiques du test de Mann-Kendall montrent que les valeurs de P (P -Value) sont de 0.22 à la station d'Ouled Farès et de 0.39 à la station de Benairia, ce qui est supérieur au seuil de risque ($\alpha = 5\%$), c'est-à-dire qu'il n'y a pas de tendance significative dans la variation des précipitations annuelles sur l'ensemble de notre bassin versant. La diminution des précipitations annuelles est traduite par une pente de -1.48 mm/an à la station d'Ouled Farès et de -1.91 mm/an à la station de Benairia. Ceci reflète la baisse des taux de précipitations annuelles au cours des dernières années.

En effet, l'évolution temporelle des températures minimales, maximales et moyennes, montre une nette tendance à la hausse de 1983 à 2017. Globalement, une tendance à l'augmentation de la température annuelle a été observée, avec des gradients variant de 0.03 °C par an à 0.06 °C par an à la station *ONM* Chlef.

L'analyse statistique des séries temporelles par des lois d'ajustement : *Log Normal*, *Gumbel*, *Pearson III* et loi normale de 'Gauss') et selon les critères *BIC* et *AIC* conduisent à des résultats divergents. Les critères *BIC* et *AIC* favorisent Log normal pour la majorité toutes les séries de précipitations, tandis que la loi de Gumbel est plus adaptée aux séries des écoulements.

L'analyse de la relation pluie-débit dans le bassin de l'Oued Ouahrane a révélé que le pas annuel n'est pas suffisant pour expliquer le débit. Le coefficient de corrélation R , exprimant la régression entre les précipitations annuelles et le débit annuel, ne dépasse pas la valeur 0.12 dans le meilleur des cas.

Le coefficient de corrélation R le plus élevé enregistré pour la relation entre la pluie mensuelle et l'écoulement mensuel a été obtenu par une fonction exponentielle de 0.81 à la station Ouled Farès et par une fonction de puissance de 0.67 à la station Benairia. Cela suggère que l'écoulement est influencé par la saturation des sols en conséquence de la pluie des mois précédents et d'autres facteurs d'influence.

Les débits de pointe ne sont pas directement causés par les pluies journalières maximales. Le coefficient de corrélation R entre le débit maximal journalier et les précipitations journalières maximales, selon la régression linéaire, varie de 0.06 à 0.26 et selon la régression exponentielle, de 0.07 à 0.29 pour le bassin de l'Oued Ouahrane.

Chapitre IV

Application du Modèle HEC-HMS pour la Modélisation Pluie-Débit

CHAPITRE IV : Application du Modèle HEC-HMS pour la Modélisation Pluie-Débit

IV.1 Introduction

La modélisation hydrologique est un outil précieux pour comprendre les processus hydrologiques et leurs interactions avec l'environnement. Elle permet de simuler les écoulements d'eau à différentes échelles spatiales et temporelles, de la prévision des crues à la gestion de la demande en eau. Les modèles hydrologiques sont utiles pour évaluer l'impact de divers facteurs sur les ressources en eau, tels que le changement climatique, l'urbanisation et l'utilisation des terres. Grâce à ces modèles, il est possible de planifier et de gérer efficacement les ressources en eau afin d'assurer une utilisation durable de cette ressource essentielle.

Le modèle *HEC-HMS* prend en compte les conditions environnementales et peut être adapté aux caractéristiques de chaque bassin versant, y compris ceux situés dans des régions semi-arides telles que le nord-ouest de l'Algérie en Afrique. Cependant, pour prédire le ruissellement dans ces zones, il est important de comprendre les facteurs qui influencent le comportement hydrologique des bassins versants. Ainsi, il est nécessaire d'évaluer l'impact de l'occupation des sols sur la modélisation pluie-débit dans cette région.

L'objectif de ce chapitre est de déterminer l'impact du changement d'occupation des sols sur les événements de crues en utilisant les méthodes de transformation des hydrogrammes unitaires des Services de Conservation des Sols (*SCS-UH*) et de Clark (*CLARK-UH*) pour simuler le débit de l'Oued Ouahrane à l'aide du modèle hydrologique *HEC-HMS*. Le calibrage et la validation du modèle, ainsi que l'analyse de sensibilité du programme *HEC-HMS* et les performances du modèle ont été évalués à l'aide de mesures statistiques.

Par ailleurs, nous cherchons à prédire la réponse hydrologique future de ce bassin dans le contexte du changement climatique et d'autres scénarios de changements d'occupation des sols, tels que le développement urbain, la reforestation et la déforestation excessive, qui peuvent avoir un impact sur le régime hydrologique de l'Oued Ouahrane.

IV.2 Description du modèle HEC-HMS

Le modèle déterministe et conceptuel *HEC-HMS* (Hydrologic Engineering Center-Hydrologic Modelling System) a été développé par le Corps des Ingénieurs de l'Armée Américaine (US Army Corps of Engineers) et peut être utilisé pour de nombreuses simulations hydrologiques (Feldman, 2000).

Le modèle *HEC-HMS* permet d'analyser les crues, la fréquence des crues, la planification du système d'alerte aux inondations, la capacité du déversoir, la restauration des réseaux d'eau, etc. Les modules développés dans le cadre de *HEC-HMS* sont constitués de quatre composants principaux : les modèles d'estimation des précipitations, d'écoulement direct, du volume de ruissellement et de l'écoulement des eaux souterraines.

IV.3 Composants du modèle

Les composantes du modèle sont utilisées pour simuler la réponse hydrologique dans un bassin versant. Les principales composantes du modèle sont les modèles de bassin, les modèles météorologiques et les spécifications de contrôle. Il existe également des composants de données d'entrée. Une simulation calcule la réponse pluie-débit dans le modèle de bassin à partir des données du modèle météorologique. Les spécifications de contrôle définissent la période et le pas de temps de l'exécution de la simulation. Les composantes des données d'entrée, telles que les données de séries temporelles, les données appariées et les données maillées, sont souvent requises comme paramètres ou conditions aux limites dans les modèles de bassin et les modèles météorologiques (figure IV.1).

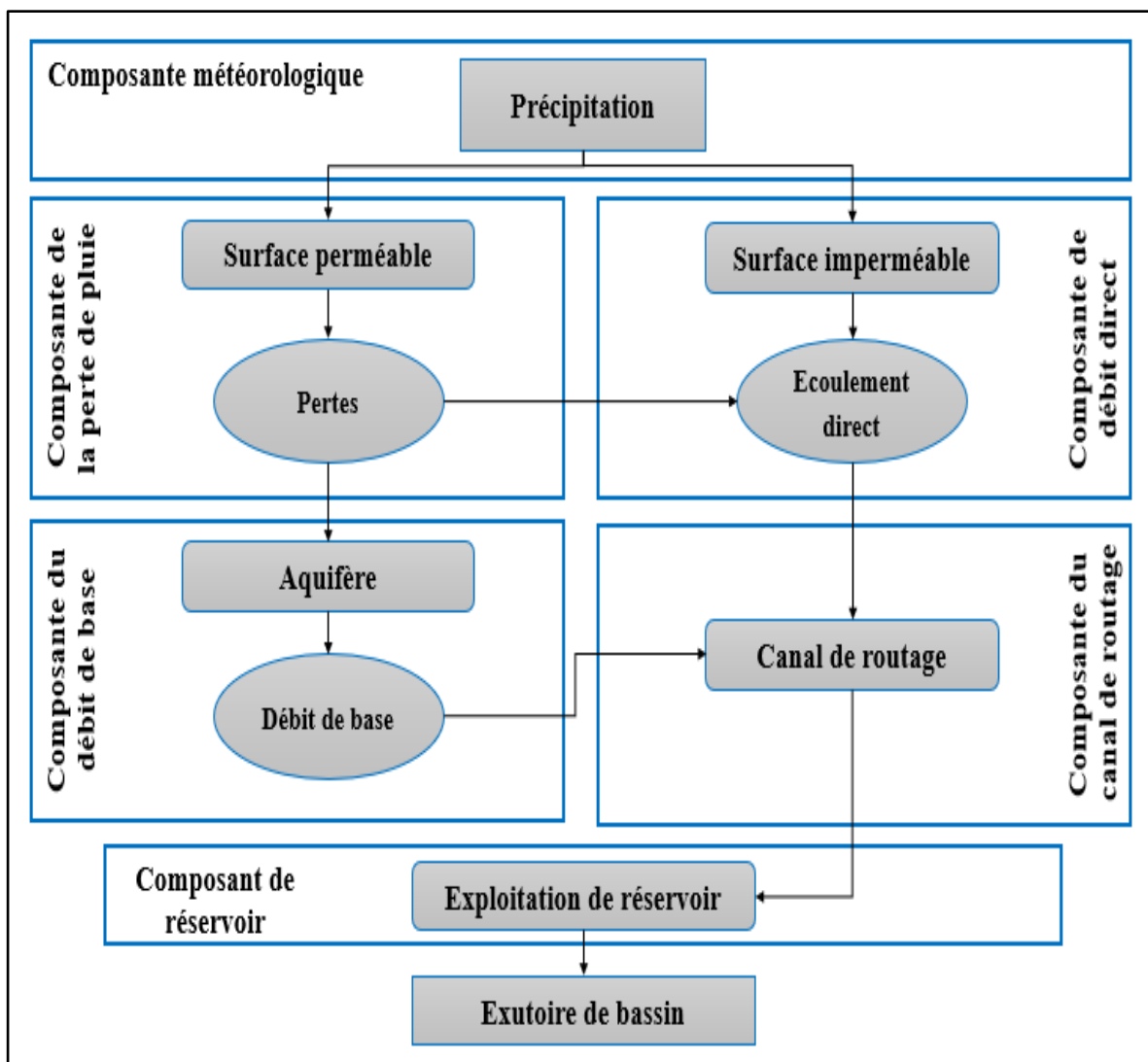


Figure IV.1. Processus pluie-débit inclus dans la structure du modèle HEC-HMS

IV.3.1 Interface de l'utilisateur

L'interface d'utilisateur se compose d'une barre de menu, d'une barre d'outils et de quatre volets principaux (*Figure IV.2*).

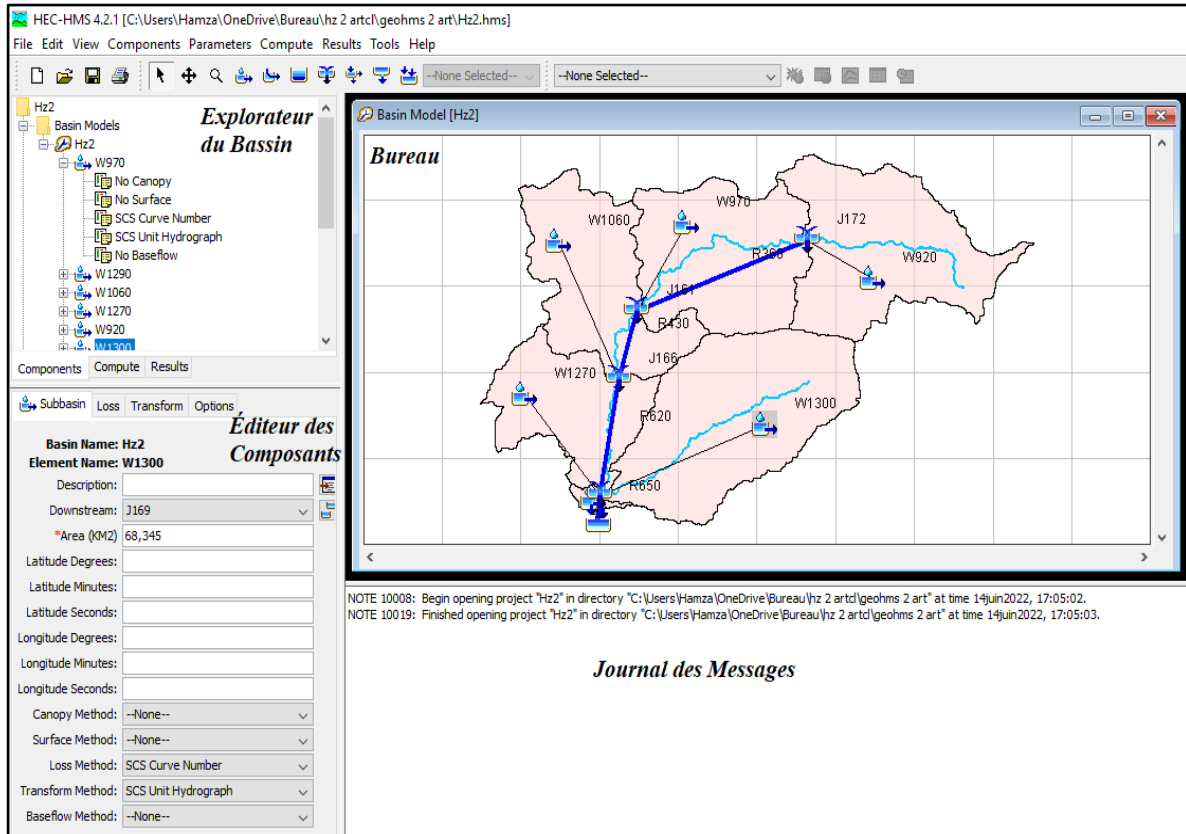


Figure IV.2. Interface d'utilisateur de HEC-HMS

L'Explorateur de Bassin a été développé pour offrir un accès rapide à toutes les composantes d'un projet *HEC-HMS*. Il est divisé en trois parties : Composants, Calculs et Résultats.

Lorsqu'un composant ou sous-composant de l'Explorateur de Bassin est actif, un éditeur de composants spécifique s'ouvre.

Le bureau contient une variété de fenêtres, y compris des tableaux récapitulatifs, des tableaux de séries chronologiques, des graphiques, des éditeurs globaux et la carte du modèle de bassin.

Les notes, les avertissements et les erreurs sont affichés dans le journal des messages. Ces messages sont utiles pour déterminer pourquoi une simulation a échoué ou pourquoi une action demandée, comme l'ouverture d'un projet, n'a pas été effectuée.

IV.3.2 Composant du modèle de bassin

Le modèle de bassin représente le bassin versant physique. L'utilisateur développe ce modèle en ajoutant et en connectant des éléments hydrologiques. Ces éléments hydrologiques utilisent des modèles mathématiques pour décrire les processus physiques dans le bassin versant (Fleming & Brauer, 2015).

Les éléments hydrologiques comprennent :

- **Subbassin** : l'élément sous-bassin est utilisé pour représenter le bassin versant physique. Compte tenu des précipitations, le débit sortant de l'élément sous-bassin est calculé en soustrayant les pertes de précipitations, en transformant les précipitations excédentaires en débit à l'exutoire du sous-bassin, et en ajoutant le débit de base.

- **Reach** : cet élément est utilisé pour transporter le débit d'un cours d'eau vers l'aval dans le modèle de bassin. Le débit entrant dans l'élément "reach" peut provenir d'un ou plusieurs éléments hydrologiques en amont. Le débit sortant de la portée est calculé en tenant compte de la translation et de l'atténuation de l'hydrogramme d'entrée et de l'atténuation de l'hydrogramme du débit entrant.

- **Junction** : l'élément de jonction est utilisé pour combiner les flux d'éléments hydrologiques situés en amont de l'élément de jonction. Le débit entrant dans l'élément de jonction peut provenir d'un ou de plusieurs éléments en amont. Le débit sortant est simplement calculé en additionnant tous les débits entrants et en supposant qu'il n'y a pas de stockage à la jonction.

- **Source** : l'élément source est utilisé pour introduire le flux dans le modèle de bassin. L'élément source n'a aucun débit entrant. Le débit sortant de l'élément source est défini par l'utilisateur.

- **Sink** : l'élément puits est utilisé pour représenter l'exutoire du bassin versant physique. Le débit entrant dans le puits peut provenir d'un ou de plusieurs éléments hydrologiques en amont. Il n'y a pas de débit sortant de l'élément puits.

- **Reservoir** : l'élément réservoir est utilisé pour modéliser la rétention et l'atténuation d'un hydrogramme causé par un réservoir ou un bassin de rétention. Le débit entrant dans l'élément réservoir peut provenir d'un ou de plusieurs éléments hydrologiques en amont. Le débit sortant de l'élément réservoir peut être calculé de trois façons. L'utilisateur peut entrer dans un débit de stockage, l'élévation-réservoir-débit ou l'élévation-surface-débit ou l'utilisateur peut saisir une relation élévation-stockage ou élévation-surface et définir une ou plusieurs structures de sortie, où l'utilisateur peut spécifier une série temporelle de l'écoulement.

- **Diversión** : l'élément de dérivation est utilisé pour modéliser le débit du ruisseau d'eau qui quitte le canal principal. Le débit entrant dans l'élément de dérivation peut provenir d'un ou de plusieurs éléments hydrologiques en amont. Le débit sortant de l'élément de dérivation est constitué du débit dérivé et du débit non dérivé. Le débit dérivé est calculé à partir des données fournies par l'utilisateur. Les débits détournés et non détournés peuvent être connectés à des éléments hydrologiques en aval de l'élément de dérivation.

Dans le cas de l'élément sous-bassin, de nombreux modèles mathématiques sont disponibles pour déterminer les pertes de précipitations, transformer l'excès de précipitations

en débit à l'exutoire du sous-bassin, et ajouter le débit de base. Les différents modèles mathématiques seront désignés sous le nom de méthode. Le *tableau (IV.1)* énumère les méthodes disponibles pour les éléments de sous-bassin et de tronçon de rivière.

Tableau IV.1. Méthodes de calcul des sous-bassins et des tronçons (Fleming & Brauer, 2015)

Élément hydrologique	Type de calcul	Méthode	
Sous-bassin (Subbasin)	Canopée (Canopy)	<ul style="list-style-type: none"> • Canopée dynamique (Dynamic Canopy) • Canopée simple (Simple Canopy) • Canopée simple grillée (Gridded Simple Canopy) 	
	Surface	<ul style="list-style-type: none"> • Simple Surface (Surface simple) • Surface simple grillée (Gridded Simple Surface) 	
	Volume de ruissellement (Runoff volume)		<ul style="list-style-type: none"> • Déficit et taux constant (Deficit and constant rate) • Exponentiel (Exponential) • Green and Ampt • Déficit et taux constant grillé (Gridded DC) • Gridded <i>SCS-CN</i> • Gridded Green and Ampt • Gridded <i>SMA</i>
			<ul style="list-style-type: none"> • Initial and constant rate • <i>SCS</i> curve number (<i>CN</i>) • Smith Parlange • Soil moisture accounting (<i>SMA</i>)
			<ul style="list-style-type: none"> • Hydrogramme unitaire de Clark (<i>Clark's UH</i>) • Onde cinématique (Kinematic wave) • ModClark • Hydrogramme unitaire de <i>SCS</i> (<i>SCS-UH</i>) • Hydrogramme unitaire de Snyder (<i>Snyder's UH</i>) • User-specified S-graph • User-specified UH
	Débit direct (Direct runoff)		
Débit de base (Baseflow)		<ul style="list-style-type: none"> • Récession limitée (Bounded recession) • Mensuel constant (Constant monthly) • Réservoir linéaire (Linear reservoir) • Nonlinear Boussinesq • Recession 	
Atteindre (Reach)	Routage (Routing)	<ul style="list-style-type: none"> • Onde cinématique (Kinematic wave) • Lag • Pulsations modifiées (Modified Puls) • Muskingum • Muskingum-Cung • Straddle Stagger 	
	Perte/Gain (Loss/Gain)	<ul style="list-style-type: none"> • Constant • Percolation 	

IV.3.3 Composante du modèle météorologique

Le modèle météorologique calcule les précipitations nécessaires pour un élément de sous-bassin. Ce modèle peut utiliser des précipitations ponctuelles ou maillées, et est capable de modéliser les précipitations gelées et liquides, ainsi que l'évapotranspiration.

Le modèle météorologique comprend plusieurs méthodes de fonte de neige et d'évapotranspiration. La méthode de fonte de neige et de site comprend un algorithme d'indice de température et une approche de bilan énergétique pour calculer l'accumulation et la fonte du manteau neigeux. Les méthodes d'évapotranspiration comprennent la moyenne mensuelle, Priestly Taylor, Penman Monteith, ainsi que des méthodes de séries chronologiques spécifiées par l'utilisateur.

Tableau IV.2. Description des méthodes du modèle météorologique

Méthodes de précipitation	Description
Averse fréquentielle (Frequency Storm)	Cette méthode est utilisée pour développer un événement de précipitation où les précipitations pour diverses durées de l'averse ont une probabilité de dépassement constante.
Poids de jauge (Gage Weights)	Cette méthode applique des poids spécifiés par l'utilisateur à des mesures de précipitation définies.
Précipitations maillées (Gridded Precipitation)	Cette méthode permet l'utilisation de produits de précipitation grillés, tels que <i>RADAR</i> .
Inverse Distance	Cette méthode calcule les précipitations moyennes du sous-bassin en appliquant une pondération de la distance inverse au carré aux des jauges de précipitations définies par l'utilisateur.
SCS Storm	Cette méthode applique une distribution temporelle SCS spécifiée par l'utilisateur à une profondeur totale d'averse de 24 heures.
Histogramme spécifié (Specified Hyetograph)	Cette méthode applique un histogramme défini par l'utilisateur à un élément de sous-bassin spécifié.
Projet standard d'averse (Standard Project Storm)	Cette méthode applique une distribution temporelle à un indice de profondeur de précipitation.
<i>HMR 52</i>	Cette méthode est utilisée pour développer une averse <i>PMP</i> selon le <i>HMR 52</i> de la <i>NOAA</i> .

Une méthode d'évapotranspiration n'est nécessaire que pour simuler la réponse hydrologique continue ou à long terme d'un bassin versant. Des méthodes de rayonnement à ondes courtes et à ondes longues sont également incluses dans le modèle météorologique pour développer des données d'entrée pour les modèles de fonte des neiges et d'évapotranspiration. Une brève description des méthodes disponibles pour calculer les précipitations moyennes du bassin, où les précipitations de la cellule de grille sont incluses, est présentée dans le *tableau (IV.2)*.

Les spécifications de contrôle définissent la durée d'un cycle de simulation. Les informations contenues dans les spécifications de contrôle comprennent une date et une heure de début, une date et une heure de fin, ainsi qu'un pas de temps de calcul.

Les données chronologiques, appariées et maillées sont souvent requises comme paramètres ou conditions limites dans les modèles de bassin et les modèles météorologiques. Les données d'entrée peuvent être saisies manuellement ou référencées à un enregistrement existant.

IV.4 Modélisation pluie-débit de l'Oued Ouahrane avec HEC-HMS

IV.4.1 Acquisition et analyse des données d'entrées

Une bonne compréhension des conditions topographiques, hydrologiques et climatiques de la zone d'étude est très importante pour analyser et reproduire la situation hydrologique et hydraulique réelle. De plus, la qualité des données utilisées pour la modélisation affecte directement les résultats. Par conséquent, les données collectées doivent être triées et traitées avant leur utilisation.

Les données requises pour la modélisation hydrologique dans le *HEC-HMS* comprennent :

- Un modèle numérique de terrain (*MNT*) ;
- L'occupation et la classification des sols ;
- Des données climatiques (précipitations, température, évapotranspiration, humidité, ensoleillement) ;
- Des données sur les débits.

IV.4.1.1 Modèle numérique de terrain (MNT)

Les données spatiales du bassin ont été téléchargées sur <https://earthexplorer.usgs.gov/>. Sous la forme d'un modèle numérique global de terrain (*MNGT*) de type *ASTER* (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) avec une résolution de 30 m, comme illustré sur la *figure (IV.3)*. Le *MNGT* a été utilisé pour déterminer les caractéristiques physiques du bassin de l'Oued Ouahrane.

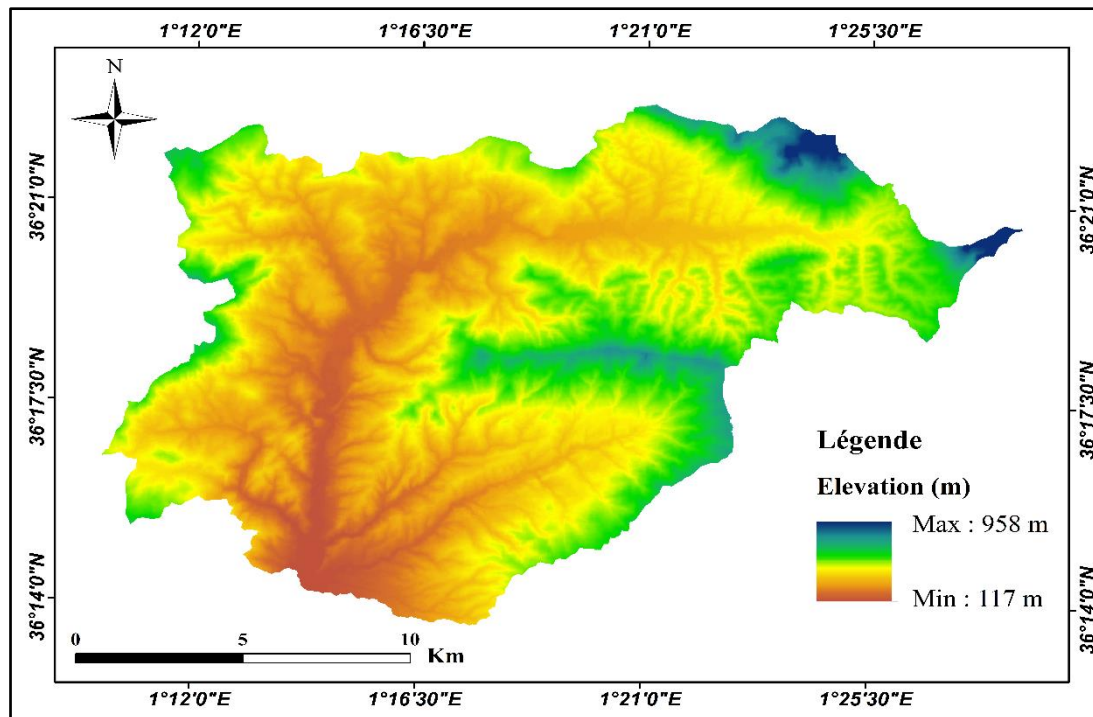


Figure IV.3. Carte MNT du bassin de l'Oued Ouahrane

IV.4.1.2 Occupation et classification des sols

- Occupation des sols

Les images *LANDSAT-8* ont également été utilisées pour créer des cartes d'occupation des sols du bassin de l'Oued Ouahrane en 1987, 2001, 2010 et 2017. Les techniques *NDVI* (Normalized Difference Vegetation Index) ont été utilisées pour classer les zones, en utilisant les mêmes anciennes techniques de classification. La région étudiée est principalement affectée par un climat semi-aride, qui définit la couverture végétale. La *figure (IV.4)* montre les zones urbaines, les plans d'eau, les cultures, la polyculture et les zones de sol nu.

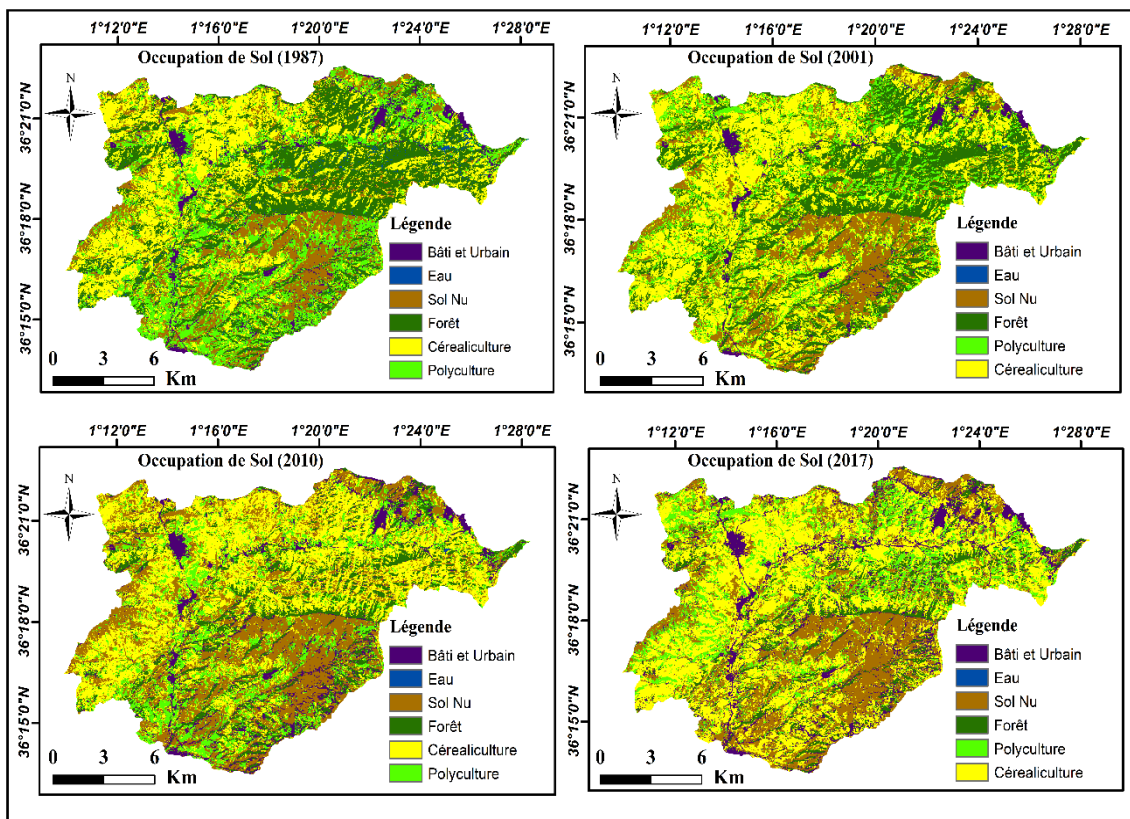


Figure IV.4. Occupation des sols sur l'Oued Ouahrane en 1987, 2001, 2010 et 2017

La quantification des cartes reclassées à l'aide d'*ArcGIS* a montré que la surface maximale du bassin était couverte par des terres agricoles, notamment de la céréaliculture et de la polyculture. Ces terres représentaient 50.45 % en 1987, 51.86 % en 2001, 51.89 % en 2010 et 54.12 % en 2017 du total du bassin. La couverture terrestre prédominante suivante était constituée de zones de sol nu, qui couvraient respectivement 17.81 % en 1987, 24.38 % en 2001, 27.38 % en 2010 et 25.61 % en 2017, comme le montre le *tableau (IV.3)*. Cela démontre une augmentation de la superficie développée, incluant le bâti et les zones urbaines. D'après la *figure (IV.4)*, il est évident que les zones suburbaines du bassin de l'Oued Ouahrane ont augmenté autour des villes de Benairia, Bouzghaia et Ouled Farès.

Tableau IV.3. Catégories d'occupation des sols du bassin de l'Oued Ouahrane

Classe	1987		2001		2010		2017	
	Superficie (Km ²)	(%) de la superficie totale	Superficie (Km ²)	(%) de la superficie totale	Superficie (Km ²)	(%) de la superficie totale	Superficie (Km ²)	(%) de la superficie totale
Bâti et urbain	12.42	4.59	19.76	7.31	24.62	9.11	25.87	9.58
Eau	1.23	0.45	1.13	0.42	0.87	0.32	0.84	0.31
Sol nu	48.13	17.81	65.86	24.38	73.97	27.38	69.19	25.61
Forêt	72.04	26.66	43.27	16.02	30.23	11.19	28.03	10.37
Céréaliculture	83.28	30.83	90.18	33.38	98.3	36.39	105.92	39.21
Polyculture	53.02	19.62	49.92	18.48	42.13	15.59	40.27	14.91

L'évolution de l'occupation du sol dans le bassin de l'Oued Ouahrane est résumée dans le *tableau (IV.3)*. La population a augmenté dans les principales zones suburbaines, ce qui peut être un facteur clé de l'augmentation de la surface développée, passant de 4.59 % en 1987 à 9.58 % en 2017 dans le bassin étudié. On observe également une diminution de l'utilisation des terres forestières, qui est passée de 26.66 % en 1987 à 10.37 % en 2017. Il y a également des changements dans l'occupation des terres occupées par des sols nus, passant de 17.81 % en 1987 à 25.61 % en 2017. On peut donc dire que la diminution de la couverture forestière et l'augmentation des sols nus jouent un rôle majeur dans le changement des débits de pointe.

- **Classification du sol à l'Oued Ouahrane**

Les principaux types de sols dans ce bassin sont des combinaisons de sols imperméables, principalement composées de marne (~41%), d'argile (~16%), d'alluvions (~15%), et d'autres composants (~28%). La carte de classification des sols du bassin de l'Oued Ouahrane est présentée dans la *figure (IV.5)*. Les sols sont souvent divisés en quatre classes : A, B, C, et D, en fonction de leur taux d'infiltration. Les valeurs de classification et les définitions sont présentées dans le *tableau (IV.4)*.

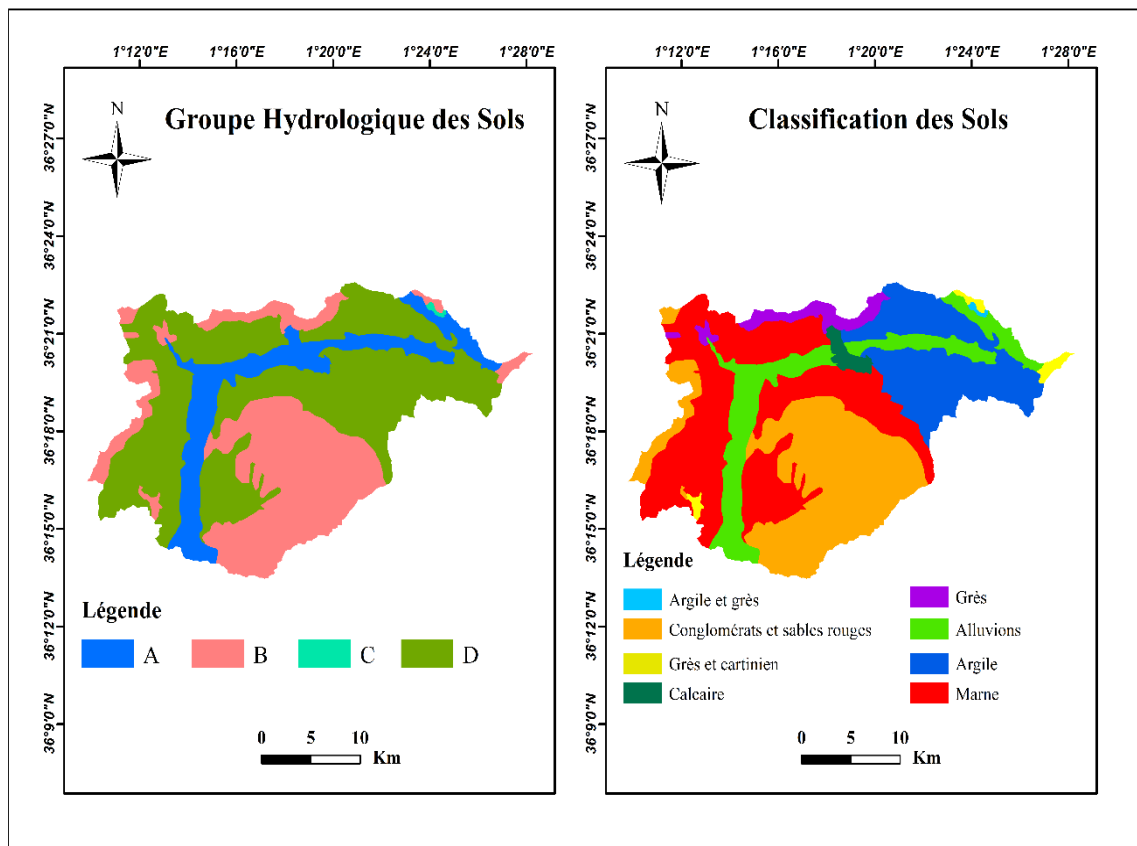


Figure IV.5. Groupe hydrologique et classification des sols de l'Oued Ouahrane

Tableau IV.4. Classification hydrologique des groupes de sols (Rao et al., 2011; USDA, 1986)

Groupe Hydrologique des Sols (HSG)	Texture du sol	Taux d'infiltration (mm.h ⁻¹)
A	Sol profond et bien drainé (Sable, sable loameux ou loam sableux)	> 25
B	Modérément profond et bien drainé (Limon ou loam limoneux)	12.5 à 25
C	Sol modérément fin à fin (Loam sablo-argileux)	2.5 à 12.5
D	Sols majoritairement argileux (Loam argileux, loam argileux limoneux, argile sableuse, argile limoneuse ou argile)	< 2.5

- **Curve number (CN)**

Le *CN* est une variable empirique utilisée en hydrologie pour prédire le ruissellement direct dû à un excès de pluie. Elle a été dérivée à partir d'une étude empirique du ruissellement des petits bassins et des sites de collines suivis par le Département de l'Agriculture des États-Unis (USDA, 1986). Les valeurs de *CN* varient entre 100 (pour une surface d'eau) et 30 pour les sols très perméables à haute perméabilité. Le *CN* est défini pour un type de sol hydrologique à l'aide des tables *NRCS TR-55* (tableau VI.1 de l'Annexe II), dans lesquelles nous combinons la nature de l'occupation des sols, le traitement et les conditions hydrologiques avec le type de sol pour trouver la valeur de *CN*.

Le bassin comprend de nombreux types de terres et d'occupation des sols, le composite de *CN* est calculé comme suit :

$$CN_{composite} = \frac{\sum A_i CN_i}{\sum A_i} \quad (IV.1)$$

Avec :

CN_{composite} : composite de *CN* utilisé pour l'ensemble du bassin selon la fonction de production ;

CN_i : le *CN* pour la subdivision *i* ;

A_i : la zone de drainage du lotissement *i*.

À partir des cartes d'occupation des sols dérivées pour chaque image satellite et des couches de groupes de sols hydrologiques, nous avons extrait les cartes de numéros de courbe (*CN*) à l'aide du logiciel *ArcGIS*, comme présenté dans la figure (IV.5). Le numéro de courbe est le paramètre le plus critique, et la grille de *CN* a été créée à partir des cartes d'occupation

et de classification des sols. Les étapes de création d'une grille de *CN* sont mentionnées ci-dessous :

- Les polygones ont été générés à partir des cartes de classification et d'occupation des sols.
- Pour extraire des polygones à partir d'un mélange unique de toutes les cartes, choisissez une liste ou une méthode vectorielle (Union) dans *ArcGIS*.
- Dans *ArcGIS*, une procédure d'interrogation attribue des valeurs *CN* à chaque polygone approximativement équivalent.
- La carte matricielle *CN* générée et l'estimation de la valeur *CN* moyenne pour chaque sous bassin comme indiqué dans la *figure (IV.6)*.

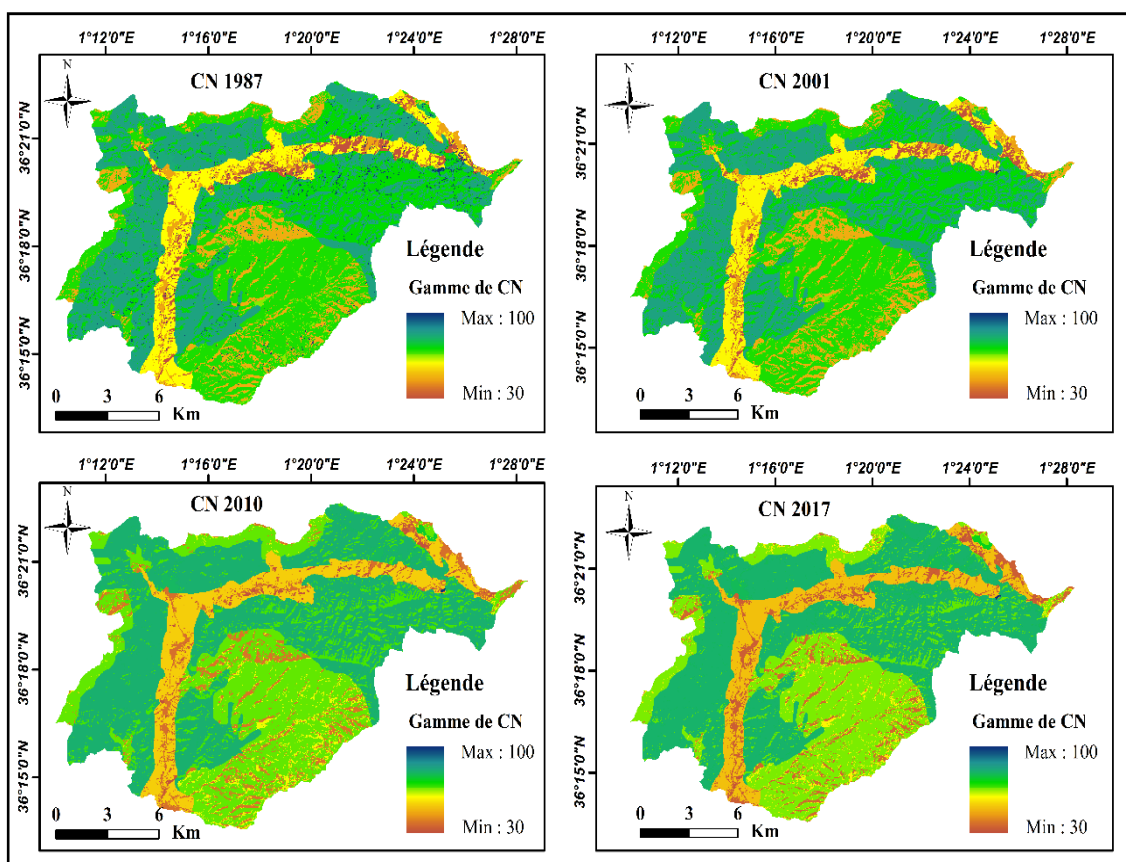


Figure IV.6. Numéro de courbe (CN) de l'oued Ouahrane

IV.4.1.3 Données de précipitations et de débits

Les données des précipitations journalières observées dans la zone d'étude ont été obtenues auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques (*ANRH*). Le bassin versant de l'Oued Ouahrane est équipé de trois postes de mesure de la pluie et d'une station unique de mesure du débit. Les données de débit horaire ont été utilisées pour calibrer et valider le modèle hydrologique *HEC-HMS*. L'étude a été menée pour sept événements, dont quatre ont été utilisés pour la phase de calage (23 novembre 1983, 05 février 1987, 24 octobre 2000 et 11

novembre 2001) et trois pour la validation (11 février 2010, 1er février 2011 et 22 janvier 2017). Un résumé des caractéristiques des données utilisées dans cette étude est présenté en *annexe (II)*.

IV.4.2 Traitement des bassins et construction des modèles

La carte du modèle numérique de terrain (*MNT*) avec une résolution de (30 m × 30 m) a été insérée dans le logiciel *ArcGIS*. Le concept de terrain a été développé avec les outils d'*ArcHydro*, et le modèle de bassin a été construit avec l'extension *HEC-GeoHMS*.

IV.4.2.1 Application de HEC-GeoHMS

Le système de modélisation hydrologique géospatiale du Centre d'ingénierie hydrologique (*HEC-GeoHMS*) a été utilisé avant d'utiliser le modèle *HEC-HMS* pour calculer les paramètres initiaux nécessaires au calage et à la validation du modèle *HEC-HMS*. Le *HEC-GeoHMS* est l'extension *SIG* couplée au programme *SIG ArcView* d'ESRI. Elle a été utilisée comme boîte à outils géospatiale par les hydrologues pour calculer les caractéristiques du bassin versant et créer les fichiers d'entrée nécessaires à l'exécution du modèle *HEC-HMS* (USACE, 2009).

Le traitement du terrain est la première condition préalable pour la construction d'un modèle de bassin selon cette méthode. Cette phase a impliqué le reconditionnement du *MNT*, le calcul spatial de la direction et de l'accumulation du flux, et la délimitation du bassin versant de la grille. En plus d'établir les caractéristiques du bassin et les paramètres de processus, le bassin est divisé en six sous-bassins (*figure IV.7*). Les éléments des sous-bassins, tels que la pente, la longueur et le plus long chemin d'écoulement des cours d'eau, sont des données essentielles pour l'exécution du modèle et pour assurer l'exactitude des données recueillies (*tableau IV.5*). Les erreurs possibles du modèle ont ensuite été évaluées, corrigées si nécessaire, et importées dans le programme *HEC-HMS*.

Tableau IV.5. Caractéristiques des sous-bassins de l'Oued Ouahrane pour chaque

Sous-bassin ID	Surface (km ²)	Pente (%)	Longueur du cours d'eau (km)
W920	59.35	17.59	10.59
W970	53.34	19.33	12.53
W1060	47.53	27.18	4.39
W1270	37.83	31.81	6.35
W1290	3.72	44.28	1.33
W1300	68.34	33.71	13.60

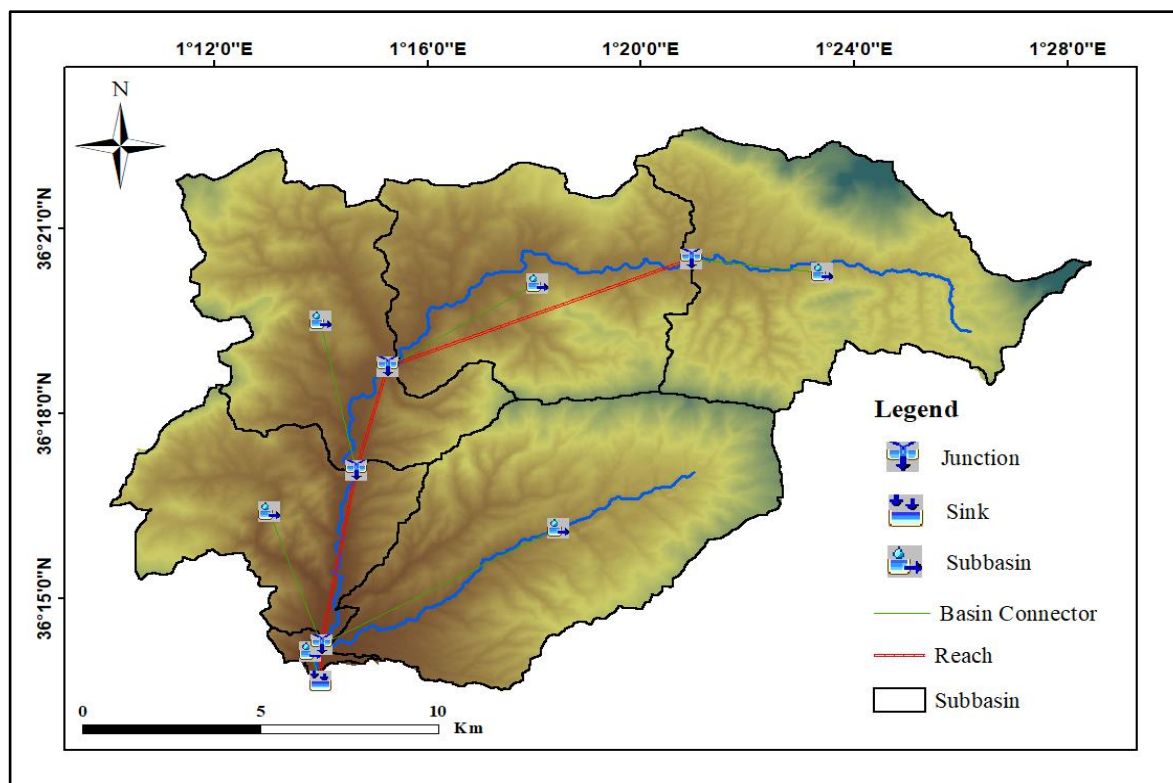


Figure IV.7. La forme de l'Oued Ouahrane et des sous-bassins en entrée de HEC-HMS

IV.4.2.2 Organisation des méthodes de modélisation hydrologique

Pour estimer la quantité de débit direct produite à partir d'une précipitation donnée dans un bassin, différents modèles hydrologiques sont disponibles (*tableau IV.6*). Ces modèles vont de la complexité à la simplicité, avec des structures et des données d'entrée différentes. Le modèle de bassin, les spécifications de contrôle, le modèle météorologique et les détails d'entrée des données de séries chronologiques ont été pris en compte.

Tableau IV.6. Méthodes de modélisation HMS pour l'Oued Ouahrane

Nr	Processus HMS	Méthode appliquée
1	Fonction de production (perte)	Numéro de courbe de Service de Conservation du Sol (<i>SCS-CN</i>)
2	Fonction de transformation	<ul style="list-style-type: none"> • Hydrogramme unitaire <i>SCS</i> • Hydrogramme unitaire <i>CLARK</i>
3	Méthode de routage	Muskingum

Le modèle de bassin présenté dans la *figure (IV.7)* décrit les composantes hydrologiques du bassin versant. Il est constitué de six sous-bassins, de quatre tronçons et d'un exutoire. Pour l'étude pluie-débit du bassin de l'Oued Ouahrane, la méthode de perte du Service de Conservation des Sols - Numéro de Courbe (*SCS-CN*), le modèle de transformation des hydrogrammes unitaires *SCS* et *CLARK*, ainsi que la méthode de Muskingum pour le canal de routage ont été utilisés. L'organigramme de l'estimation du débit par la méthode *SCS-CN* et son implémentation dans un *SIG* sont présentés dans la *figure (IV.8)*.

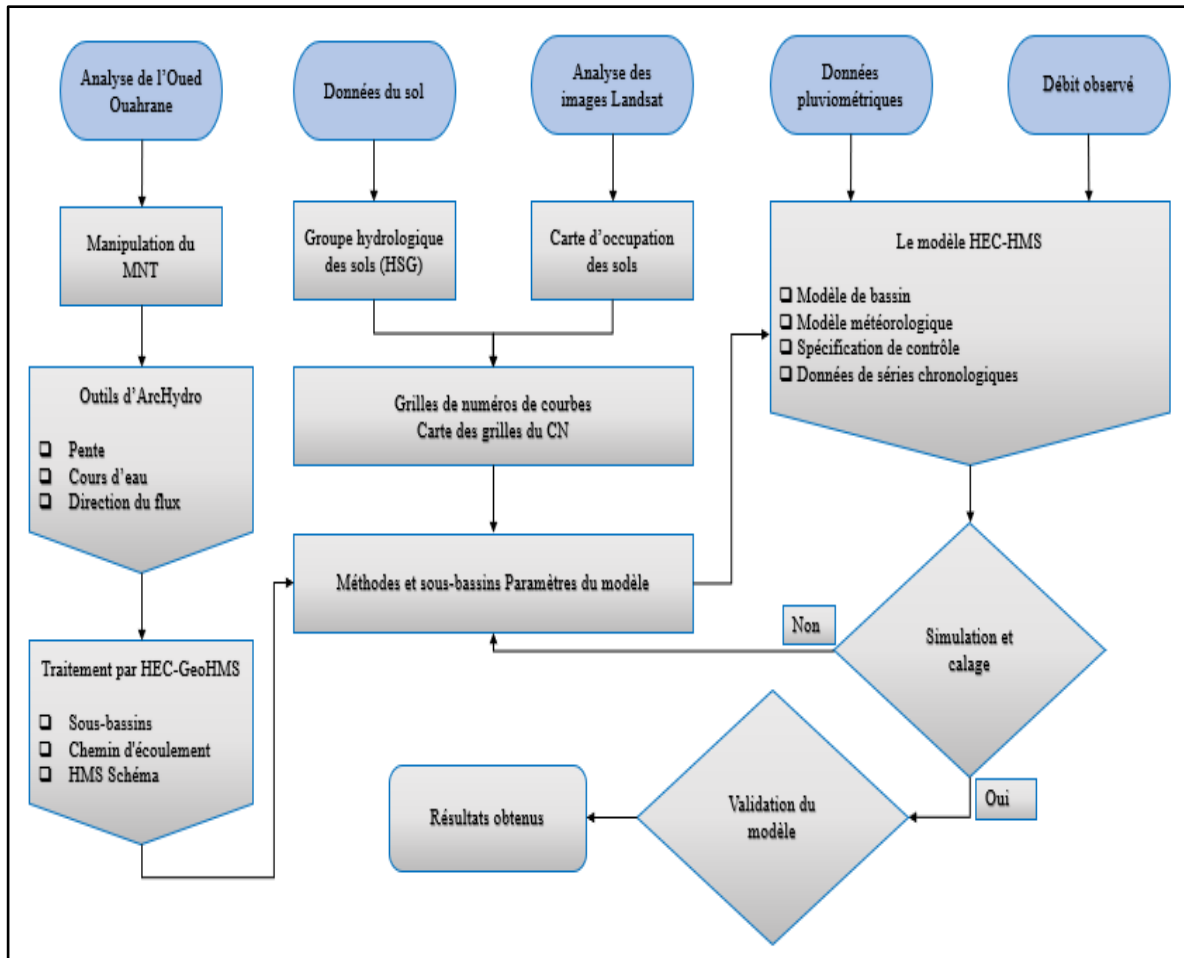


Figure IV.8. Représentation schématique de la méthode de modélisation hydrologique utilisant le SIG et HEC-HMS

IV.4.3 Modèle de perte

Les modèles de perte dans *HEC-HMS* permettent généralement d'estimer le volume de ruissellement en calculant le volume d'eau intercepté, infiltré, stocké, évaporé ou transpiré, et en le soustrayant des précipitations. Dans cette étude, la méthode de perte du Service de Conservation des Sols - Numéro de Courbe (*SCS-CN*) a été choisie pour estimer l'écoulement direct à partir d'une pluie spécifique ou de conception (Allali et al., 2022).

La méthode *SCS-CN* présente plusieurs avantages par rapport aux autres méthodes : elle est simple et conceptuelle pour l'estimation de la quantité de débit direct d'un événement pluvial orageux, et elle est bien étayée par des données empiriques. Elle ne repose que sur le numéro de courbe (*CN*), qui dépend du type de sol et de l'occupation des sols, qui sont les principales caractéristiques des bassins produisant du ruissellement. Cependant, plusieurs problèmes sont associés à la méthode *SCS-CN*. Par exemple, elle ne prend pas en compte l'intensité et la variation temporelle des précipitations, ni la pente moyenne du sol (Tassew et al., 2019).

Malgré les problèmes mentionnés ci-dessus, la méthode de perte *SCS-CN* (figure IV.9) a été choisie pour l'analyse *HEC-HMS* dans cette étude pour les raisons suivantes :

- Elle est couramment utilisée dans différents environnements et fournit de meilleurs résultats que les autres méthodes.
- Son calcul est facilité par le fait que seules quelques variables doivent être estimées à partir des cartes du groupe hydrologique des sols, d'occupation des sols et des pentes.
- Malgré sa simplicité, elle donne des résultats aussi bons que ceux des modèles complexes (Sardoii et al., 2012).

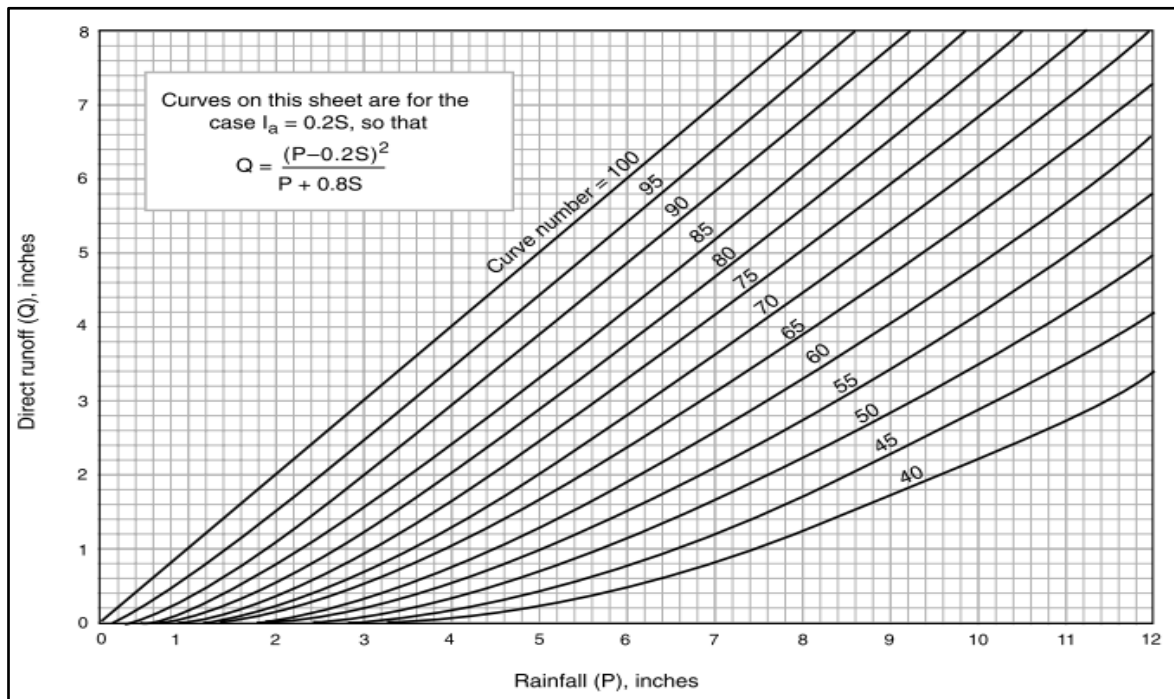


Figure IV.9. Écoulement de surface en fonction des précipitations à l'aide de la méthode SCS-CN (D'après Feldman, 2000)

Le modèle *SCS-CN* suppose que l'excès de pluie accumulée dépend des précipitations cumulées, du type de sol, de l'occupation du sol et des conditions d'humidité précédentes, comme l'indique la relation ci-dessous (Feldman, 2000).

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (\text{IV.2})$$

Avec :

P_e : l'excès de précipitation accumulé au temps t (mm) ;

P : la hauteur de précipitation accumulée au temps t (mm) ;

I_a : l'abstraction initiale (mm) qui peut être fixée à $0.2S$;

S : la rétention maximale potentielle et est une fonction du numéro de courbe (CN) est donnée par l'équation (IV.3).

$$S = \frac{25400 - 254 CN}{CN} \quad (IV.3)$$

IV.4.4 Le modèle de transformation

Les modèles de prédiction de transformation dans *HEC-HMS* simulent le processus de débit direct généré par l'excès de précipitations sur le bassin, et transforment l'excès de précipitations en écoulement ponctuel. Dans cette étude, les modèles *SCS-UH* (hydrogramme unitaire de *SCS*) et *CLARK-UH* (hydrogramme unitaire de *CLARK*) ont été choisis pour transformer l'excès de précipitations en débit.

IV.4.4.1 Hydrogramme unitaire de SCS

Le modèle *SCS-UH* est un modèle paramétrique basé sur l'hydrogramme unitaire (*UH*) moyen dérivé des données de pluie et de débit. Le temps de retard (T_{lag}) est la seule entrée requise pour cette méthode. Il correspond au temps écoulé entre le centre de masse de l'excès de pluie et le pic de l'hydrogramme. Il est calculé pour chaque bassin versant en fonction du temps de concentration (T_c) selon la formule suivante :

$$T_{lag} = 0.6T_c \quad (IV.4)$$

Le temps de concentration (T_c) peut être estimé en fonction des caractéristiques du bassin, en particulier la topographie et la longueur du cours d'eau principal. En conséquence, on peut exprimer le temps de retard (temps de réponse) à l'aide de la formule suivante :

$$T_{lag} = \frac{L^{0.8}(S + 1)^{0.7}}{1900\sqrt{Y}} \quad (IV.5)$$

Avec :

L : la longueur du canal principal (km) ;

Y : la pente du bassin (%) ;

S : la rétention maximale possible (mm).

IV.4.4.2 Hydrogramme unitaire de CLARK

Le *CLARK-UH* est une méthode d'hydrogramme unitaire synthétique. Elle nécessite les valeurs de deux paramètres : T_c (temps de concentration) et S_t (coefficient de stockage). Ils sont représentés par les équations (IV.6) et (IV.7) et sont les premières étapes du modèle.

$$\frac{d_s}{d_t} = I_t - O_t \quad (IV.6)$$

Avec :

ds/dt : représente le taux de déplacement de l'eau en stockage au fil du temps ;

I_t : représente le débit moyen entrant (m^3/s) ;

O_t : représente le stockage sortant (m^3/s).

$$S_t = R_{coef} \times T_C \quad (IV.7)$$

Avec :

R_{coef} : le coefficient de CLARK (1.632).

IV.4.5 Modèle de routage

En hydrologie, le routage est une méthode utilisée pour prédire les variations de la forme de l'hydrogramme lorsque l'eau se déplace le long du canal d'une rivière. Le système HEC-HMS met en œuvre diverses approches de routage du canal basées sur les données existantes. La méthode de routage du canal *Muskingum* a été choisie pour cette étude. La méthode de *Muskingum* est principalement basée sur une approche de conservation de masse pour un tronçon du cours d'eau (Razmkhah, 2016).

Ce modèle est une technique basée sur la physique, idéale dans des circonstances où les enregistrements en aval ne sont pas toujours disponibles pour la phase de calibration. La méthode *Muskingum* utilise le schéma d'interprétation des différences finies pour la formule de continuité afin d'estimer le stockage qui est le nombre de prismes (Feldman, 2000). L'équation (IV.8) est utilisée pour calculer la différence de stockage dans le temps.

$$\frac{ds}{dt} = I - O \quad (IV.8)$$

Avec :

ds : est la variation du stockage (m^3) ;

O : signifie le débit sortant (m^3/s) ;

I : représente le débit entrant (m^3/s). On suppose que le stockage est égal au débit :

$$S = KO + KX(I - O) \quad (IV.9)$$

Les équations (IV.9) et (IV.10) reflètent le volume d'un prisme et d'un coin, respectivement.

K : est égal au temps de transit des eaux de crue dans le canal ;

X : sera un facteur de calcul concerné par la forme du cours d'eau ($0 < X < 0.5$).

$$B = KX(I - O) \quad (IV.10)$$

IV.4.6 Calage et validation du modèle HEC-HMS

IV.4.6.1 Procédure de calage

Le calage d'un modèle consiste en un processus systématique d'ajustement des valeurs de ses paramètres jusqu'à ce que ses résultats correspondent de manière acceptable aux données observées. Cette correspondance est mesurée quantitativement par la fonction objective. Dans les modèles pluie-débit, la fonction objective mesure le degré de variation entre les hydrogrammes calculés et observés. Le processus de calibration permet de trouver les valeurs optimales des paramètres qui minimisent la fonction objective (García et al., 2008).

Tableau IV.7. Fonctions d'objectif de minimisation et leur motivation

Fonction objective	Motivation
Autocorrélation du premier retard (First Lag Autocorrelation)	Minimiser le biais systématique dans les résidus
Maximum des résidus absolus (Maximum of Absolute Residuals)	Minimiser la plus grande distance simple entre les données observées et simulées
Maximum des résidus au carré (Maximum of Squared Residuals)	Minimiser la plus grande distance simple entre les données observées et simulées
Moyenne des résidus absolus (Mean of Absolute Residuals)	Minimiser la distance moyenne entre les valeurs observées et simulées
Moyenne des résidus au carré (Mean of Squared Residuals)	Minimiser la distance moyenne entre les valeurs observées et simulées, avec un poids plus important pour les erreurs plus grandes
<i>RMSE</i> pondéré par les pics (Peak-Weighted <i>RMSE</i>)	Minimiser la distance moyenne entre les valeurs observées et simulées, avec un poids plus important pour les flux supérieurs à la moyenne
Pourcentage d'erreur dans le volume de débit (Percent Error in Discharge Volume)	Minimiser la différence entre le volume observé et le volume simulé
Pourcentage d'erreur dans le débit de pointe (Percent Error in Peak Discharge)	Minimiser la différence entre la valeur du débit de pointe observé et simulé
Erreur quadratique moyenne (Root Mean Square Error)	Minimiser la distance moyenne entre les valeurs observées et simulées, avec un poids plus important pour les erreurs plus grandes ; un choix classique
Somme des résidus absolus (Sum of Absolute Residuals)	Minimiser la distance moyenne entre les valeurs observées et simulées
Somme des carrés des résidus (Sum of Squared Residuals)	Minimiser la distance moyenne entre les valeurs observées et simulées, avec un poids plus important pour les erreurs plus grandes
<i>RMSE</i> pondéré par le temps (Time-Weighted <i>RMSE</i>)	Minimiser la distance moyenne entre les valeurs observées et simulées, avec un poids plus important pour les flux proches de la fin de la fenêtre temporelle
Variance des résidus absolus (Variance of Absolute Residuals)	Minimiser la variation des valeurs résiduelles
Variance des résidus au carré (Variance of Squared Residuals)	Minimiser la variation des valeurs résiduelles, en donnant plus de poids aux valeurs résiduelles les plus importantes

Le calage permet d'estimer certains paramètres du modèle qui ne peuvent être déterminés par observation ou mesure directe, ou qui n'ont pas de signification physique claire. Le calage peut être manuel ou automatisé (optimisation). La calibration manuelle se base sur la connaissance de l'utilisateur des propriétés physiques du bassin et sur son expertise en modélisation hydrologique. Dans la calibration automatisée, les paramètres du modèle sont ajustés de manière itérative jusqu'à ce que la valeur de la fonction objective sélectionnée soit minimisée. La dernière version du modèle *HEC-HMS* comprend un gestionnaire d'optimisation qui permet la calibration automatisée du modèle (*tableau IV.7*). Il existe de nombreuses fonctions objectives disponibles dans le gestionnaire d'optimisation ([USACE, 2018](#)).

Deux méthodes de recherche sont disponibles dans le modèle *HEC-HMS* pour minimiser les fonctions objectives définies ci-dessus :

- La méthode du gradient univarié (*GU*) évalue et ajuste un paramètre à la fois, tout en maintenant les autres paramètres constants.
- La méthode Nelder et Mead (*NM*) utilise un Simplex descendant pour évaluer tous les paramètres simultanément et déterminer le paramètre à ajuster.

IV.4.6.2 Procédure de validation

La validation du modèle est un processus qui consiste à tester la capacité du modèle à simuler des données observées autres que celles utilisées pour la calibration, avec une précision acceptable. Au cours de ce processus, les paramètres sont maintenus constantes. La mesure quantitative de la correspondance est à nouveau le degré de variation entre les hydrogrammes calculés et observés. Dans la procédure de validation adoptée dans notre projet, la plupart des paramètres du modèle d'événement ont été maintenus constants, à l'exception des paramètres décrivant les conditions initiales du bassin.

IV.4.7 Évaluation de la performance du modèle

Les performances du modèle ont été évaluées à l'aide de trois critères : le coefficient de détermination (*R*), l'erreur quadratique moyenne (*RMSE*) et l'efficacité de Nash-Sutcliffe (*NSE*). Ces critères sont utilisés pour évaluer la précision d'un modèle de bassin.

L'efficacité de Nash-Sutcliffe (*NSE*) est une statistique normalisée qui mesure l'ampleur relative de la variance résiduelle par rapport à la variance des données mesurées ([Nash & Sutcliffe, 1970](#)). Le paramètre d'efficacité de Nash-Sutcliffe (*NSE*) est utilisé pour évaluer l'adéquation du modèle de débit simulé aux données de débit observées, comme défini par l'équation (IV.11), avec une plage de valeurs allant de $-\infty$ à 1. Une valeur de 1 pour le *NSE* implique une correspondance parfaite entre les données simulées et observées. Les valeurs allant de 0 à 1 sont généralement considérées comme acceptables. Les résultats sont considérés satisfaisants si la valeur de *NSE* se situe entre 0.5 et 0.65, bons entre 0.65 et 0.75 et très bons pour des valeurs supérieures à 0.75 ([Moriassi et al., 2007](#); [Nash & Sutcliffe, 1970](#)).

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{i\text{ obs}} - Q_{i\text{ sim}})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{i\text{ obs}} - \bar{Q}_{\text{obs}})^2} \right] \quad (\text{IV.11})$$

Où :

$Q_{i\text{ sim}}$: le débit simulé à $t = I$ (m³/s) ;

$Q_{i\text{ obs}}$: le débit observé à $t = I$ (m³/s) ;

\bar{Q}_{sim} : désigne le débit moyen simulé (m³/s) ;

\bar{Q}_{obs} : le débit moyen observé (m³/s).

Le coefficient de corrélation R est utilisé pour mesurer la linéarité de la corrélation entre les valeurs observées et simulées (équation IV.12). Il varie de 0 à 1, et des valeurs de 0.5 et plus sont généralement considérées comme raisonnables.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{i\text{ obs}} - \bar{Q}_{\text{obs}}) \times (Q_{i\text{ sim}} - \bar{Q}_{\text{sim}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{i\text{ obs}} - \bar{Q}_{\text{obs}})^2} \times \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{i\text{ sim}} - \bar{Q}_{\text{sim}})^2}} \quad (\text{IV.12})$$

L'erreur quadratique moyenne ($RMSE$) est l'écart type des résidus (erreurs de prédiction). Les résidus mesurent l'écart entre les données observées et les prévisions du modèle. Le $RMSE$ permet de mesurer la dispersion de ces résidus, c'est-à-dire à quel point les données sont concentrées autour de la ligne de régression. Il est couramment utilisé en climatologie, en prévision et en analyse de régression pour vérifier les résultats expérimentaux. Voici l'équation pour le calcul du $RMSE$:

$$RMSE = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{i\text{ obs}} - Q_{i\text{ sim}})^2}{N} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (\text{IV.13})$$

Avec :

$Q_{i\text{ sim}}$: le débit simulé à $t = I$ (m³/s) ;

$Q_{i\text{ obs}}$: le débit observé à $t = I$ (m³/s) ;

N : représente le nombre d'enregistrements de données.

IV.5 Résultats et discussion de la simulation pluie-débit

Avant de commencer la phase de calage, nous avons préparé tous les fichiers de simulation de sept événements présélectionnés, en utilisant la fonction de production ($SCS-CN$) et deux formes de fonctions de transfert ($SCS-UH$ et $CLARK-UH$) pour analyser la sensibilité des événements successifs (figure IV.10).

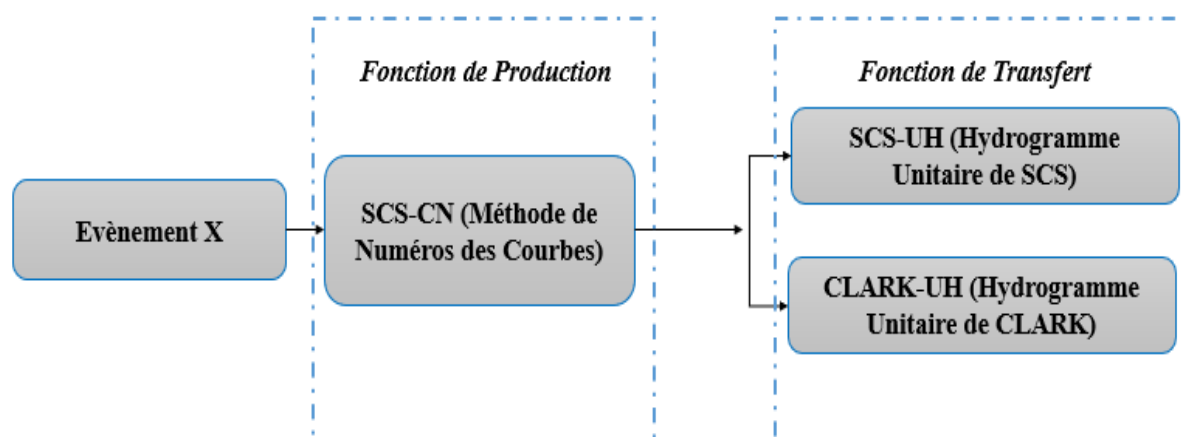


Figure IV.10. Élaboration du modèle HEC-HMS

Les données requises pour modéliser les sous-bassins de l'Oued Ouahrane dépendent des méthodes utilisées pour l'infiltration, le ruissellement et l'écoulement des eaux souterraines. Les données d'entrée du bassin utilisées sont présentées dans le *tableau (IV.8)*.

Les paramètres propres à chaque sous-bassin et à chaque segment de ruisseau sont combinés en cliquant sur l'icône correspondant à l'élément sélectionné dans l'explorateur, puis en spécifiant les paramètres des onglets "**Subbassin**", "**Loss**", "**Transform**" et "**Routing**" de l'Éditeur.

Tableau IV.8. Données de base des sous-bassins

Sous Bassin ID	Le bassin Surface (km ²)	Module météorologique Pluie (mm)	Fonction de production			Fonction de transfert		
			Méthode SCS			SCS-UH	CLARK-UH	
			Abstraction initiale (I_a) (mm)	Curve Number (CN)	Pourcentage d'imperméabilité (%)	(T_{lag}) Temps de retard (min)	(T_c) Temps de concentration (hr)	(S_t) Coefficient de stockage (hr)
W1060	47.53	Fonction de l'évènement	13.77	78.68	12	86.38	2.39	3.91
W1270	37.83		12.31	80.5	7	51.12	1.42	2.31
W1290	3.72		28.24	64.27	5	21.66	0.60	0.98
W1300	68.34		16.25	75.77	12	73.63	2.04	3.33
W920	59.35		12.85	79.81	8	105.8	2.94	4.79
W970	53.34		13.93	78.48	10	104.3	2.89	4.73
Canal ID			Modèle de routage					
			K (hr)	X				
	R360		2.89	0.26				
	R430		2.39	0.26				
	R620		1.42	0.26				
	R650		0.60	0.26				

Tous les processus d'infiltration sont représentés à l'aide d'une méthode d'estimation des pertes. La pluie qui ne s'infiltre pas est automatiquement convertie en ruissellement. Dans les modèles de transformation, tous les processus hydrologiques et hydrauliques qui représentent la genèse du ruissellement concentré dans les cours d'eau sont pris en compte. Dans notre cas, supposons qu'il n'y a pas de flux de base.

Les valeurs initiales du CN vont de 64.27 à 80.5 pour chaque sous-bassin. La même valeur de CN a été utilisée pour la méthode de transformation ($CLARK-UH$ et $SCS-UH$). Les valeurs de T_{lag} obtenues par le $SCS-UH$ varient de 21.66 à 105.8 minutes pour les différents sous-bassins. Les paramètres de $CLARK-UH$ (T_c et S_t) vont de 0.6 à 2.94 heures, et de 0.98 à 4.79 heures, respectivement. Tandis que le paramètre K de *Muskingum* était variable de 0.6 à 2.89 heures, selon la longueur du canal de routage (*tableau IV.8*).

IV.5.1 Calage et validation du HEC-HMS

Dans la présente étude, les données de pluie et de débit obtenues à la sortie du bassin versant ont été simulées à l'aide de la calibration et de la validation du modèle *HEC-HMS*. La calibration du modèle a été effectuée en tenant compte des caractéristiques spatiales et hydrologiques des canaux fluviaux et des bassins versants. Il est évident que pour les simulations de pluie et de ruissellement, les données de débit observées sont nécessaires pour vérifier la qualité de la simulation. Des procédures de calibration manuelles et automatiques ont été mises en œuvre pour estimer les valeurs des paramètres. Dans le cas de *HEC-HMS*, la calibration automatisée "**trial optimization**" a été utilisée pour obtenir les valeurs optimales des paramètres et obtenir la meilleure correspondance entre les valeurs de débit simulées et observées.

Sept événements pluvieux ont été utilisés pour les années 1983, 1987, 2000, 2001, 2010, 2011 et 2017, respectivement. Les crues du 23 novembre 1983, du 5 février 1987, du 24 octobre 2000 et du 11 novembre 2001 ont été utilisées pour la calibration. Les événements des 11 février 2010, 1er février 2011 et du 22 janvier 2017 ont été utilisés pour la validation.

IV.5.1.1 Résultats de la phase de calage

Dans la phase de calibration, les paramètres du modèle sont le CN , le temps de retard (T_{lag}), le temps de concentration (T_c), le coefficient de stockage (S_t) et les paramètres de *Muskingum*. L'objectif de la calibration du modèle de bassin (*HEC-HMS*) était d'ajuster les volumes de ruissellement et les débits de pointe observés et simulés.

Les paramètres du modèle mentionnés ci-dessus (CN , T_{lag} , T_c , S_t et le paramètre K de *Muskingum*) ont été ajustés par le processus d'optimisation. Les résultats de calage de différents paramètres pour les deux fonctions de transfert ($SCS-UH$ et $CLARK-UH$) sont présentés dans les *tableaux (IV.9) et (IV.10)*. Les valeurs des paramètres dans la phase de calibration varient d'un événement à l'autre pour les deux fonctions de transfert et sont moins variables au sein du même événement. Ces ensembles de paramètres peuvent être utilisés pour valider le modèle, car ils sont proches entre les événements.

Tableau IV.9. Paramètres calibrés pour la fonction de transfert SCS-UH

S- basin ID	Fonction de production (SCS-CN)				Fonction de transfert (SCS-UH)				Canal ID	Méthode de routage (Muskingum)			
	CN				T_{lag} (min)					K (hr)			
	1983	1987	2000	2001	1983	1987	2000	2001		1983	1987	2000	2001
W1060	74.32	78.68	74.05	69.7	87.58	86.71	87.78	87.65	R360	0.84	4.34	2.95	2.95
W1270	60.67	80.50	75.77	72.77	51.88	50.17	46.92	174.27	R430	2.25	3.59	2.43	2.43
W1290	60.49	62.99	60.49	60.49	22	21.66	21.66	22	R620	1.43	2.13	1.44	1.44
W1300	69.85	75.77	70.22	64.46	111.54	72.16	82.71	166.49	R650	0.61	0.9	1.35	0.61
W920	76.87	79.81	75.12	75.44	67.79	106.4	107.39	107.43					
W970	78.67	78.48	73.86	72.38	98.20	104.34	105.85	105.87					

Tableau IV.10. Paramètres calibrés pour la fonction de transfert CLARK-UH

S- basin ID	Fonction de production (SCS-CN)				Fonction de transfert (CLARK-UH)							
	CN				T_c (hr)				S_t (hr)			
	1983	1987	2000	2001	1983	1987	2000	2001	1983	1987	2000	2001
W1060	74.05	77.63	72.59	77.10	2.37	2.31	2.25	2.41	1.7	3.68	0.75	3.93
W1270	65.77	81.56	72.77	78.89	1.44	1.33	1.37	0.94	2.34	2.18	2.18	3.4
W1290	60.49	42.85	60.49	62.99	0.6	0.6	0.6	0.6	0.99	1.47	0.99	0.43
W1300	72.32	73.93	64.57	74.25	3.09	4.62	2.01	1.36	3.14	3.14	2.13	5.01
W920	76.65	75.12	56.61	78.22	0.88	1.94	2.97	2.94	1.4	8.31	7.27	4.82
W970	77.38	77.29	53.46	77.68	1.29	1.9	2.94	2.91	1.37	2.01	4.8	4.76

Méthode de routage (Muskingum)				
Canal ID	K (hr)			
	1983	1987	2000	2001
R360	0.84	2.67	2.95	2.85
R430	1.04	2.25	2.43	3.54
R620	1.33	1.33	2.15	2.13
R650	0.59	0.56	0.57	0.88

Après la calibration, il a été observé que le modèle *HEC-HMS* a donné des résultats satisfaisants pour les deux méthodes (hydrogrammes unitaires *SCS* et *CLARK*) et pour les événements (1983, 1987, 2000 et 2001). La *figure (IV.11)* montre que les hydrogrammes de débit observés et simulés pendant la phase de calibration pour chaque événement (1983, 1987, 2000 et 2001) ont des formes similaires pour les méthodes *SCS-UH* et *CLARK-UH*, mais cette forme est différente de l'hydrogramme estimé.

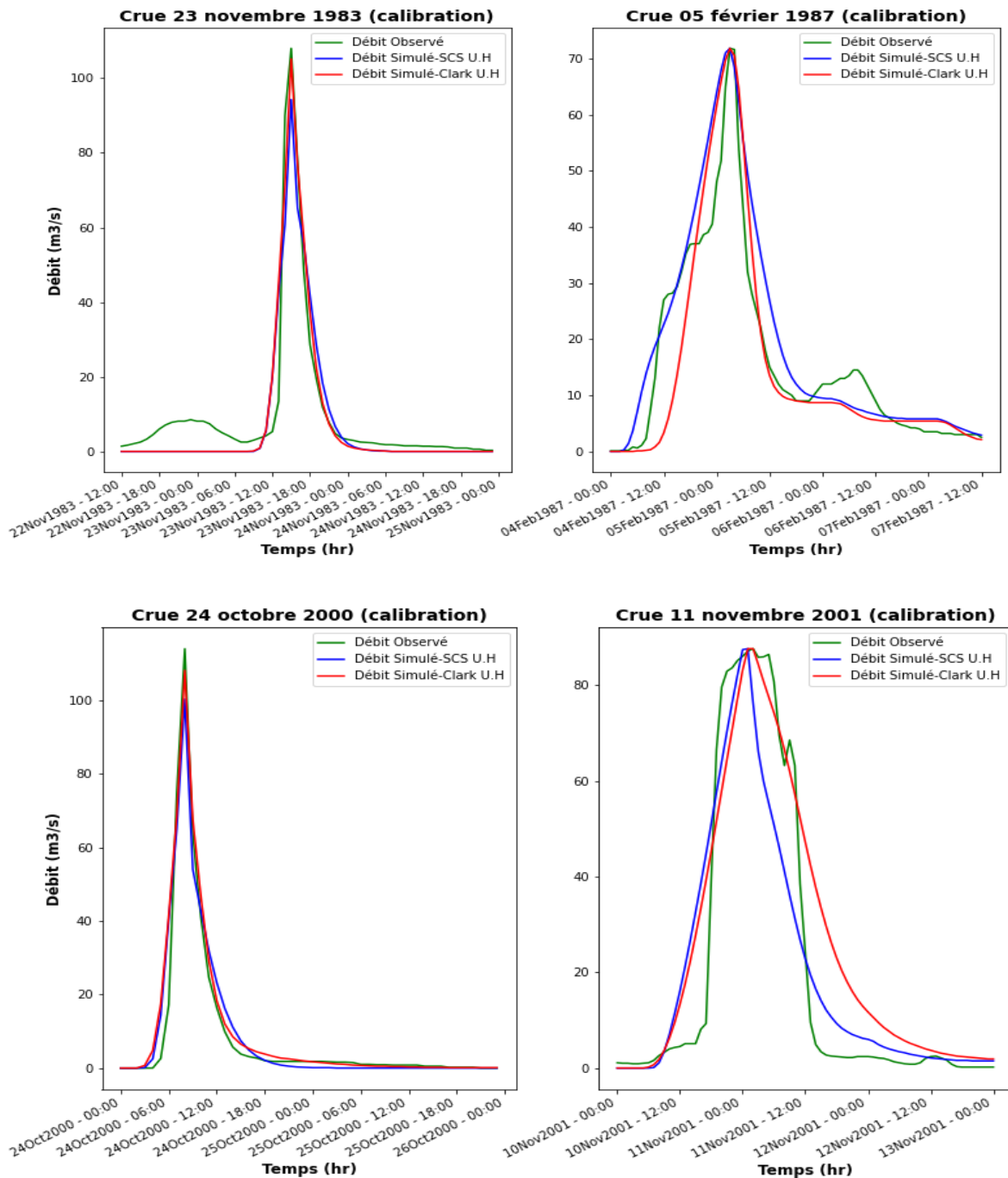


Figure IV.11. Hydrogrammes de débit simulés et observés pendant la phase de calage

On a constaté que les résultats des différentes méthodes étaient assez proches les uns des autres. Les résultats de l'évaluation statistique des phases calibrées ainsi que ceux de la modélisation pour le débit de pointe et le volume total sont présentés dans le *tableau (IV.11)*. La comparaison de l'hydrogramme unitaire simulé par les deux méthodes montre que le volume simulé obtenu par la méthode *SCS-CN* est de 9.34 mm, 22.47 mm, 5.37 mm et 20.38 mm respectivement, pour les événements de 1983, 1987, 2000 et 2001. Tandis que le volume simulé obtenu par la méthode *CLARK UH* est de 6.24 mm, 17.53 mm, 6.08 mm et 25.74 mm respectivement, pour les mêmes événements.

Tableau IV.11. Simulation et performance du modèle pour la période de calage.

	23/11/1983		05/02/1987		24/10/2000		11/11/2001	
	<i>SCS</i>	<i>Clark</i>	<i>SCS</i>	<i>CLARK</i>	<i>SCS</i>	<i>CLARK</i>	<i>SCS</i>	<i>CLARK</i>
	<i>UH</i>	<i>UH</i>	<i>UH</i>	<i>UH</i>	<i>UH</i>	<i>UH</i>	<i>UH</i>	<i>UH</i>
Débit observé (m³/s)	108		71.80		114		87.60	
Débit simulé (m³/s)	94.3	105.2	71.80	71.74	100.3	108.1	87.52	87.71
Volume observé (mm)	7.92		18.95		5.66		18.98	
Volume simulé (mm)	9.34	6.24	22.47	17.53	5.37	6.08	20.38	25.74
<i>NSE</i>	0.8	0.87	0.83	0.80	0.84	0.90	0.76	0.78
<i>RMSE (m³/s)</i>	9.0	7.10	6.80	7.30	8.50	6.80	14.40	13.90
<i>R</i>	0.87	0.91	0.91	0.86	0.94	0.95	0.86	0.88

Pour l'événement de 1983, on observe une différence de 12.68 % et 2.59 % pour le débit observé et optimisé respectivement, entre les méthodes *SCS-UH* et *CLARK-UH*, les valeurs de débit de pointe étant respectivement de 93.4 et 105.2 m³/s. Une différence similaire a été trouvée pour l'événement de 2000, qui a été estimée à 12.01 % pour la méthode *SCS-UH* et 5.17 % pour la méthode *CLARK-UH*, avec des valeurs de débit de pointe respectives de 100.2 et 108.1 m³/s.

Aucune différence n'a été constatée dans les débits de pointe pendant l'événement de 1987 pour la méthode *SCS-UH*, dont la valeur est d'environ 71.80 m³/s. Un faible changement de 0.08 % a été détecté dans l'hydrogramme *CLARK-UH*, avec une valeur estimée d'environ 71.74 m³/s. Ce phénomène s'est également produit lors de l'événement de 2001, où des différences de 0.09 % et 0.11 % ont été calculées pour les méthodes *SCS-UH* et *CLARK-UH*, respectivement.

En termes d'efficacité du modèle, le *NSE* (Nash-Sutcliffe) varie entre 0.76 et 0.83 pour les quatre événements étudiés et les deux méthodes, la valeur la plus élevée de *NSE* (0.84 et 0.90) ayant été obtenue pour la méthode *SCS-CN* pour l'événement du 24 octobre 2000 et pour la méthode *CLARK UH* pour le même événement. De même, le critère *RMSE* varie entre 6.80 et 14.40 m³/s, la valeur la plus élevée et la plus faible étant obtenue pour la méthode *SCS-CN*, respectivement pour les événements consécutifs du 05 février 1987 et du 11 novembre 2001. Les coefficients de corrélation (*R*) varient de 0.86 pour la méthode *CLARK-UH* de l'événement de 1987 à 0.95 pour la même méthode en 2000, reflétant la précision de la calibration du modèle *HEC-HMS* (figure IV.12).

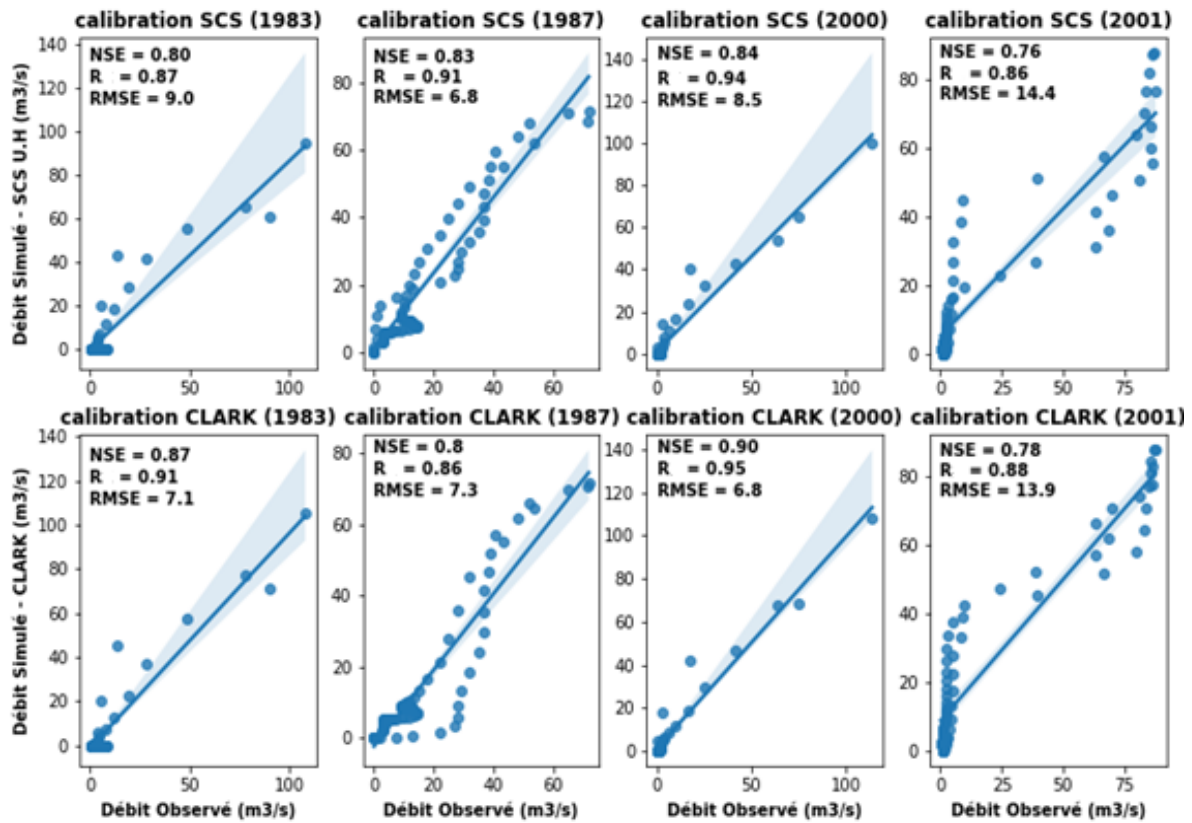


Figure IV.12. Comparaison des débits simulés et observés sur les hydrogrammes unitaires SCS et CLARK pendant la calibration

IV.5.1.2 Validation du modèle HEC-HMS

La validation des résultats simulés (*tableau IV.12*) du débit de pointe, du volume total, et de leurs erreurs relatives par rapport aux données observées a été effectuée. L'efficacité de Nash-Sutcliffe (*NSE*), l'erreur quadratique moyenne (*RMSE*) et les valeurs du coefficient de corrélation (*R*) sont énumérés. Les événements du 11 février 2010, du 1^{er} février 2011 et du 22 janvier 2017 ont été utilisés dans la phase de validation car ces événements étaient distincts de ceux utilisés pour le calage et ont été choisis pour confirmer l'efficacité de la phase d'optimisation.

Après avoir terminé la calibration pour les événements de 1983, 1987, 2000 et 2001, les données de crues du 11 février 2010, du 1^{er} février 2011 et du 22 janvier 2017 ont été utilisées pour la validation en utilisant les mêmes paramètres, afin de s'assurer que le modèle était bien adapté. Les hydrogrammes de débit observés et simulés pour la période de validation sont présentés dans la *figure (IV.13)*.

Les résultats globaux de simulation des événements sélectionnés pour la validation montrent une bonne performance du modèle *HEC-HMS* dans la prédiction du débit de pointe et du volume total dans le bassin de l'Oued Ouahrane, en utilisant les méthodes *SCS-CN* comme fonction de production, *SCS-UH* et *CLARK-UH* comme fonction de transfert.

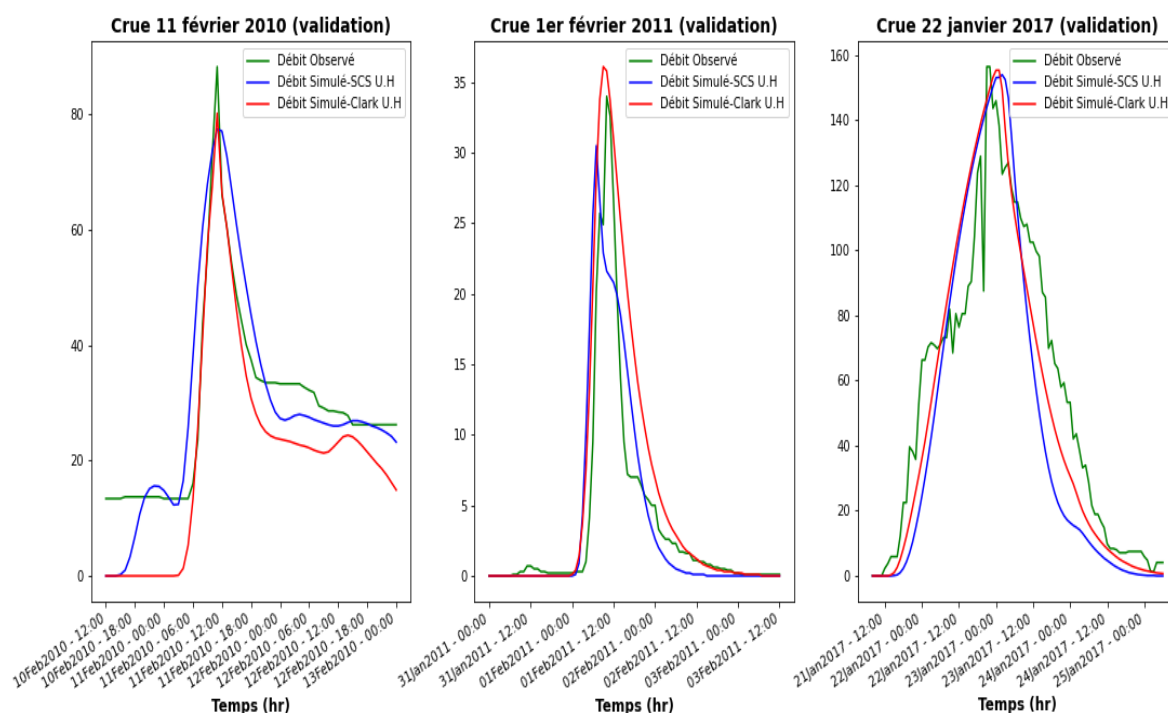


Figure IV.13. Comparaison des hydrogrammes SCS et CLARK des événements 2010, 2011 et 2017 pour la phase de validation

Les valeurs de débit de pointe validées pour *SCS-UH* et *CLARK-UH* étaient respectivement de 77.5 et 80.22 m³/s pour l'évènement de 2010, de 30.5 et 36.1 m³/s pour la crue de 2011, avec 153.9 et 155.3 m³/s pour la crue de 2017, comme le montrent le *tableau (IV.12)* et la *figure (IV.13)*. Les résultats mentionnés ont montré une convergence quantitative entre le débit observé et simulé, car la différence entre eux ne dépassait pas 12.23 % et 9.15 % (*SCS* et *CLARK*) en 2010. Alors que la différence entre eux était presque nulle lors de l'évènement de 2017, car elle était estimée à 1.59 % et 0.7 % pour le *SCS* et *CLARK*, respectivement. Le volume moyen de *SCS-UH* a été prédit à 20.17, 4.61 et 60.7 mm, tandis que le *CLARK-UH* était estimé à 17.58, 6.59 et 67.11 mm pour les trois évènements de validation (2010, 2011 et 2017).

Tableau IV.12. Résultats de validation du modèle HEC-HMS

	11/02/2010		01/02/2011		22/01/2017	
	SCS UH	CLARK UH	SCS UH	CLARK UH	SCS UH	CLARK UH
Débit observé (m³/s)	88.3		34.00		156.4	
Débit simulé (m³/s)	77.5	80.22	30.5	36.1	153.9	155.3
Volume observé (mm)	24.51		4.37		72.85	
Volume simulé (mm)	20.17	17.58	4.61	6.59	60.7	67.11
<i>NSE</i>	0.72	0.87	0.75	0.83	0.74	0.82
<i>RMSE (m³/s)</i>	7.80	6.50	3.70	3.50	23.2	16.9
<i>R</i>	0.83	0.96	0.77	0.90	0.81	0.89

La figure (IV.14) montre également une concordance relativement étroite entre les valeurs de débit de pointe observées et simulées pendant la validation. Les résultats de la comparaison des débits montrent que le modèle *CLARK-UH*, utilisé lors de la phase de validation, a simulé les hydrogrammes de crue avec des valeurs de *NSE*, *RMSE*, et *R* de 0.87, 6.5 m³/s et 0.96 respectivement, pour la crue du 11 février 2010. Le modèle *CLARK-UH* a donc présenté une meilleure adéquation entre les données observées et simulées que la méthode *SCS-UH* qui a été évaluée à *NSE* = 0.72, *RMSE* = 7.8 m³/s et *R* = 0.83 pour le même évènement de 2010 (figure IV.14). Cela signifie que le processus *CLARK-UH* a bien fonctionné lors de la simulation des hydrogrammes de crue.

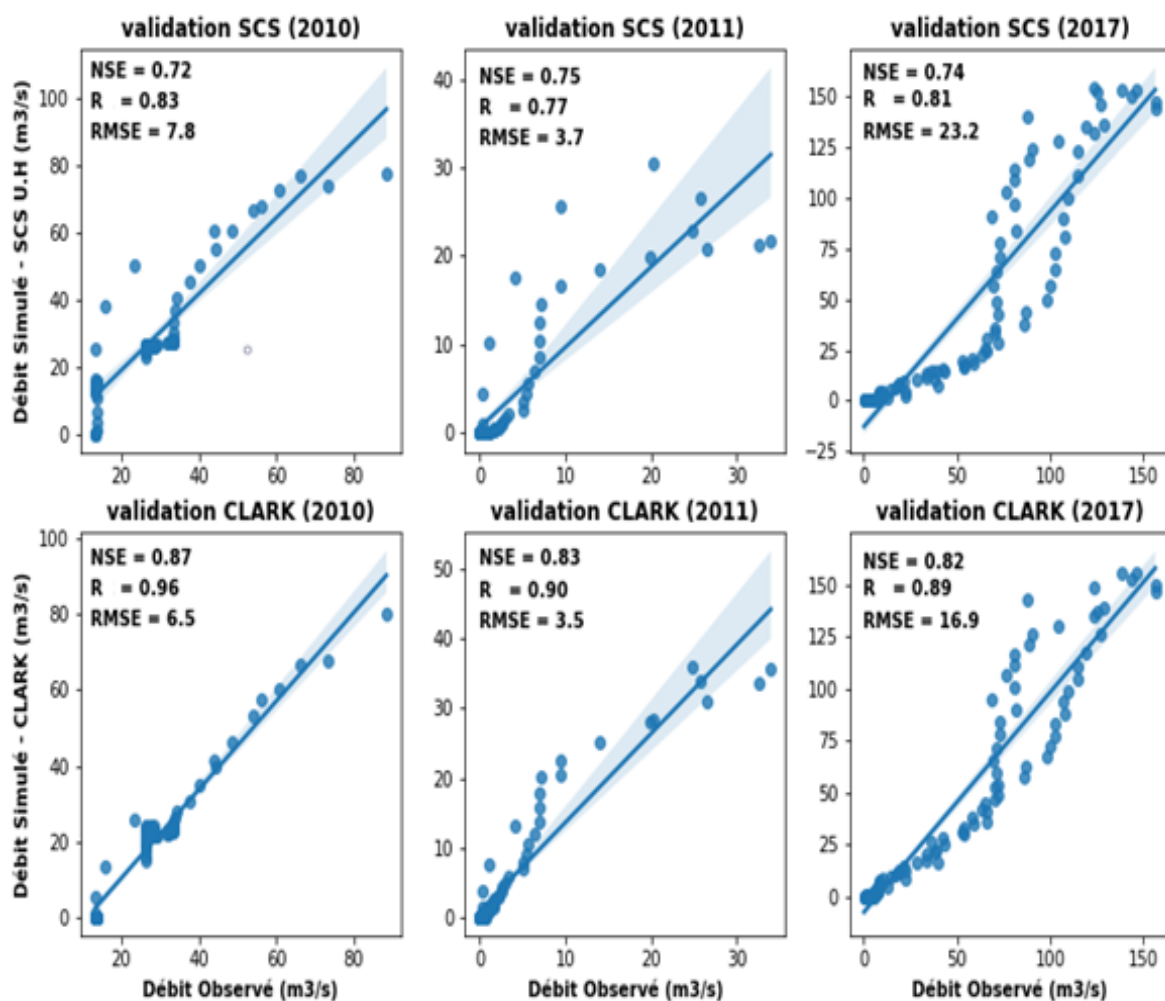


Figure IV.14. Comparaison de débit simulé et observé sur les hydrogrammes unitaires de SCS et CLARK pendant la validation

En comparant les paramètres d'évaluation statistique *NSE*, *RMSE* et *R* pour les phases de calage et de validation, il est apparu que *CLARK-UH* présentait une erreur quadratique moyenne inférieure ainsi qu'un *R* et une *NSE* beaucoup plus précis que la méthode *SCS-UH*. Cela suggère que le modèle est adapté à la simulation hydrologique avec la méthode *CLARK-UH*. Cette précision peut être expliquée par l'utilisation d'un modèle de réservoir linéaire et la prise en compte du paramètre du coefficient *K* de la méthode de *Muskingum*.

IV.6 Impact du changement de l'occupation du sol sur le débit

En raison de la croissance de l'économie, diverses activités humaines ont profondément influencé le cycle hydrologique et la gestion des ressources en eau. Le phénomène de changement de l'occupation des sols et de la couverture des terres est un indicateur significatif de ces impacts (Yang et al., 2019). Ces changements ont un impact important sur les processus hydrologiques, l'économie et l'écologie des bassins hydrographiques. En plus de la vulnérabilité des écosystèmes, les changements de l'occupation du sol sont des facteurs déterminants majeurs des changements environnementaux globaux avec des impacts potentiellement sévères sur le bien-être humain et les moyens de subsistance (Umukiza et al., 2021).

Des changements significatifs dans les propriétés physiques et hydrauliques du sol sous les zones agricoles et la couverture végétale naturelle ont été observés, renforçant l'hypothèse que l'activité agricole peut influencer le bilan hydrique du sol (Angelidis et al., 2010).

Les débits de pointe à l'exutoire du bassin hydrologique ont augmenté en raison des changements d'occupation des sols dans le bassin de l'Oued Ouahrane entre 1987 et 2017 (station de Larabaâ O. Farès). Pour valider cette hypothèse, nous avons exécuté le modèle calibré de HEC-HMS pour les années 2001, 2010 et 2017 avec la même occurrence de pluie qui existait le 5 février 1987. Nous avons comparé les variations des débits de pointe sous l'occupation des sols de 1987, 2001, 2010 et 2017, respectivement. Le débit de pointe était de $71.8 \text{ m}^3/\text{s}$ en 1987 et de $120.7 \text{ m}^3/\text{s}$ en 2017, comme le montre la figure (IV.15). Nous avons calculé une différence de $48.9 \text{ m}^3/\text{s}$, soit une augmentation de 68 % du débit de pointe à l'exutoire du bassin de l'Oued Ouahrane.

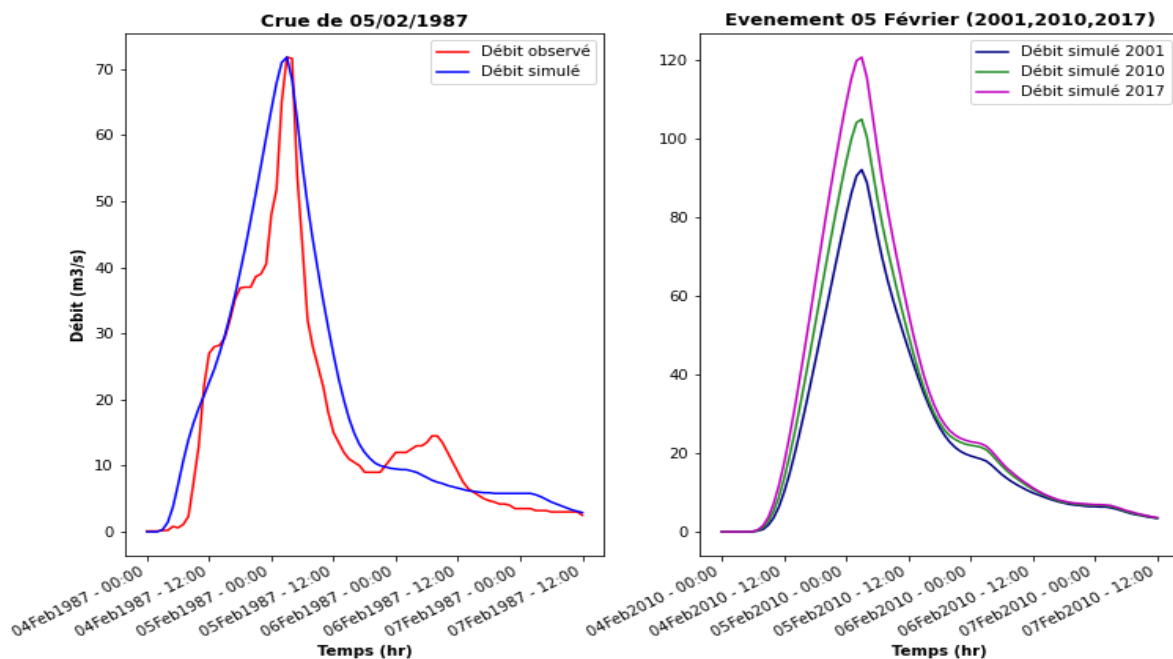


Figure IV.15. Impact du changement de l'occupation des sols sur le débit de pointe

En 1987, 2001, 2010 et 2017, le bassin de l'Oued Ouahrane a fait l'objet d'une étude sur les transitions d'utilisation des terres. La principale transition observée dans l'utilisation des sols est une diminution de la couverture forestière, une augmentation des zones bâties et une augmentation des sols nus, comme le montrent le *tableau (IV.13)* et la *figure (IV.16)*. En bref, la diminution de la forêt au fil du temps entraîne une augmentation substantielle du ruissellement de surface. L'augmentation de la surface bâtie causée par la croissance urbaine et l'agriculture intensive (augmentation des terres cultivées) a pour effet d'ameublir le sol, ce qui entraîne une dégradation du sol et une réduction de la rugosité de surface, augmentant finalement l'écoulement de surface. Bien que la région dans laquelle ces changements ont été observés ne représente qu'une petite fraction du bassin versant global, l'urbanisation tend à diminuer les taux d'infiltration et à augmenter le nombre de surfaces imperméables.

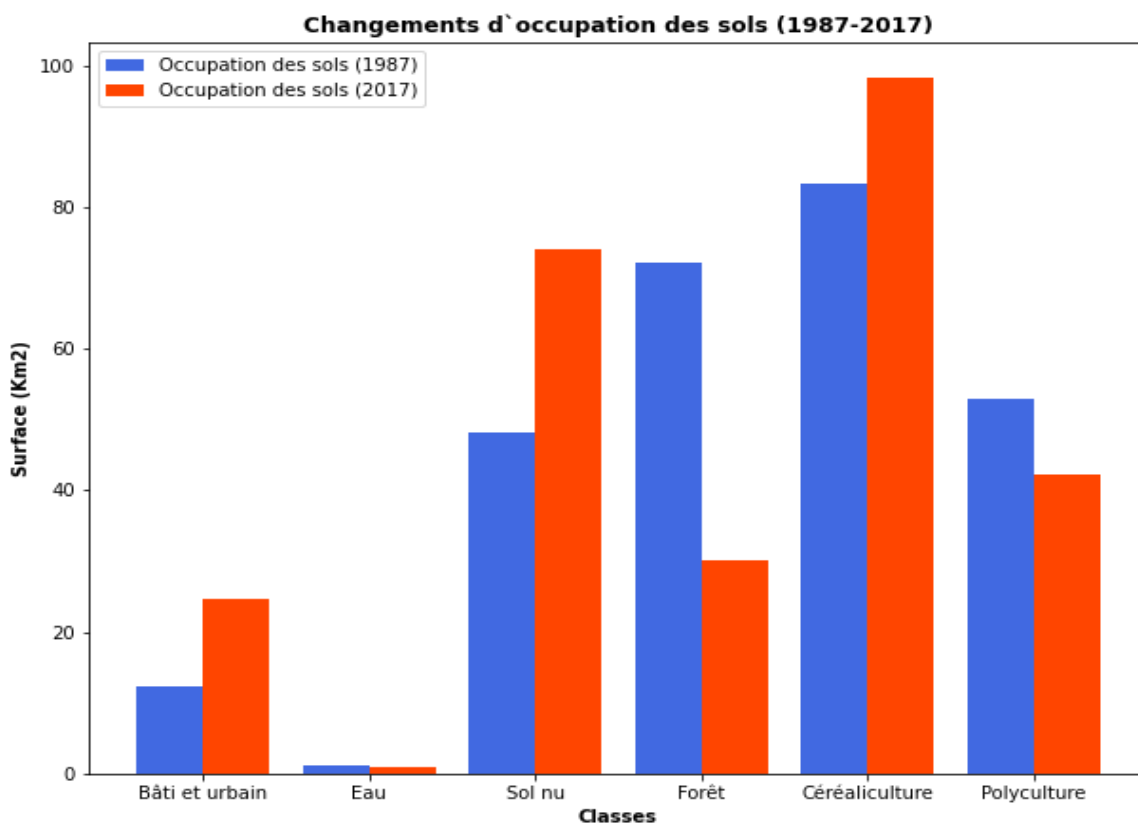


Figure IV.16. Variation d'occupation du sol depuis 1987 à 2017

L'augmentation du ruissellement de surface est due à une diminution de l'infiltration, et donc des cycles de recharge des eaux souterraines. Le modèle *HEC-HMS* est particulièrement bien adapté pour évaluer les effets des scénarios d'occupation des sols sur les processus hydrologiques à l'échelle régionale et mondiale sur une période de temps donnée. Cette partie de l'étude permettra de mieux comprendre le ruissellement en fonction des scénarios de changement d'utilisation des sols. Cependant, une simulation à plus long terme avec des données de haute qualité ciblant les années où les changements d'utilisation des sols sont les plus significatifs est nécessaire.

IV.7 Évaluation des projections futures sur le bassin de l'Oued Ouahrane

Les changements dans les modes d'utilisation et de couverture des sols, ainsi que dans le climat, sont dynamiques. Le processus prévalent est principalement régi par des phénomènes naturels et des activités anthropiques. Il a été observé que les changements dans l'utilisation des terres peuvent affecter de manière significative le débit des cours d'eau, la fréquence des inondations, le débit de base, la recharge des eaux souterraines et le débit annuel moyen d'un bassin hydrologique. Tandis que la variabilité du climat entraîne des changements dans les régimes hydrologiques, notamment dans le temps de routage du débit, les débits de pointe et le volume (Brath et al., 2006; Li et al., 2009).

L'évaluation des projections futures sur le bassin de l'Oued Ouahrane en termes de scénarios proposés et d'occupation des sols et de flux associés est hautement nécessaire pour une meilleure atténuation des inondations et un aménagement du territoire efficace. Par conséquent, l'objectif de la présente partie d'étude est d'examiner les effets des changements prévus dans l'utilisation des terres, ainsi que du changement climatique (c'est-à-dire principalement les variations des précipitations), sur le débit de pointe et le volume total résultant dans le bassin de l'Oued Ouahrane.

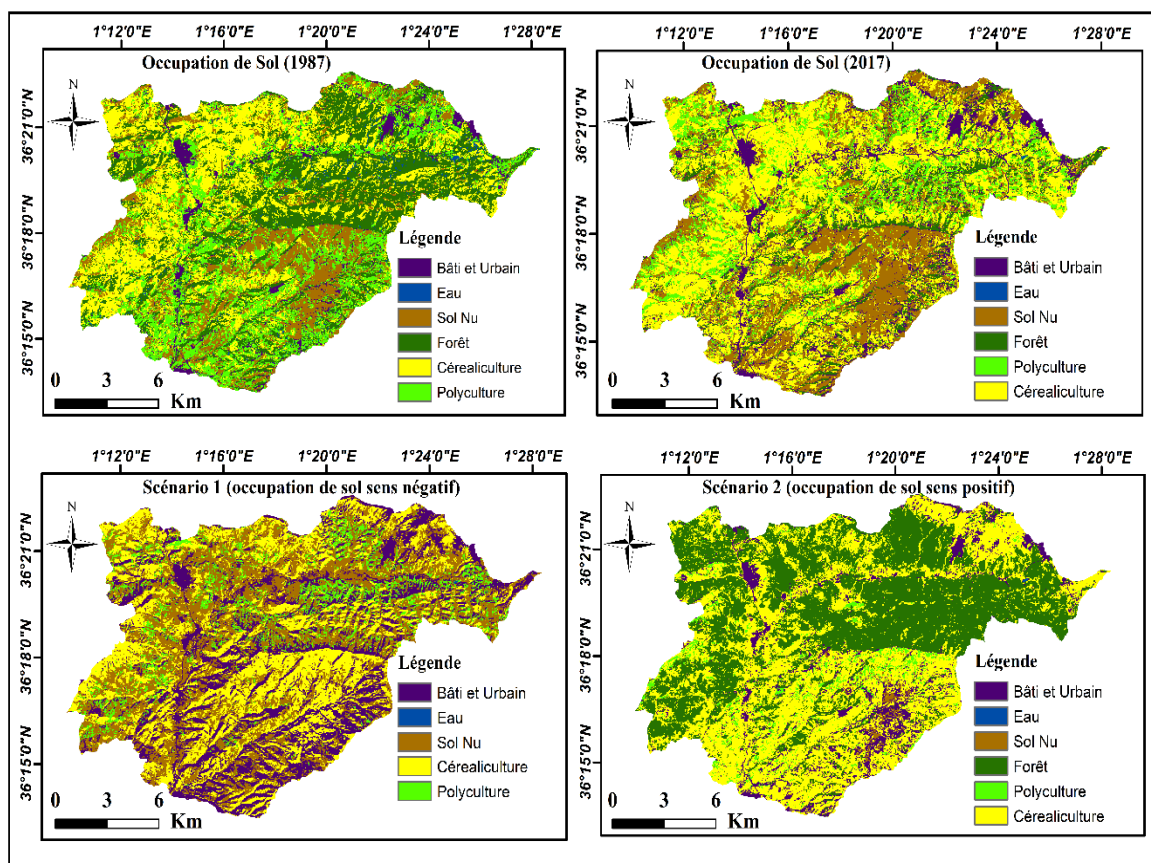


Figure IV.17. Occupation des sols actuelle (1987-2017) et projeté (scénario 1 et scénario 2)

Les changements supposés de l'occupation des sols sont des projections basées sur une analyse diachronique d'images satellites (*LANDSAT-8*) montrant les changements de la couverture des sols qui se sont produits au cours de la période de 1987 à 2017 (*figure IV.17*). Les changements d'utilisation des sols survenus au cours de cette période ont montré une diminution des forêts et des polycultures, qui ont été remplacées par de l'agriculture et des zones bâties (*tableau IV.13*).

Par conséquent, les principaux changements observés dans l'occupation du sol ont été pris en compte pour élaborer différents scénarios à partir de l'image *LANDSAT* de janvier 2017. La carte d'utilisation des sols de 2017, basée sur les principaux types de transitions d'occupation des sols entre 1987 et 2017, a servi de base pour les futurs scénarios d'occupation des sols. En se concentrant sur les effets des changements d'occupation du sol pour déterminer le *CN* (Curve Number), un paramètre important lié à la génération de ruissellement, deux scénarios d'occupation des sols ont été proposés dans cette étude (*tableau IV.13*).

Tableau IV.13. Catégories d'occupation du sol pour différentes années et scénarios projetés

Classe	1987		2017		Scénario 1		Scénario 2	
	Superficie (Km ²)	(%) de la superficie totale	Superficie (Km ²)	(%) de la superficie totale	Superficie (Km ²)	(%) de la superficie totale	Superficie (Km ²)	(%) de la superficie totale
Bâti et urbain	12.42	4.59	25.87	9.58	69.72	25.81	27.87	10.29
Eau	1.23	0.45	0.84	0.31	0.84	0.31	0.84	0.31
Sol nu	48.13	17.81	69.19	25.61	97.86	36.23	10.03	3.71
Forêt	72.04	26.66	28.03	10.37	0.00	0.00	107.75	39.88
Céréaliculture	83.28	30.83	105.92	39.21	79.38	29.40	103.89	38.46
Polyculture	53.02	19.62	40.27	14.91	22.31	8.25	19.74	7.32
CN	78.19		80.37		82.66		73.81	
Imperméabilité (%)	8		12		15		10	

Le scénario 1 suppose cinq types d'utilisation des terres pour l'Oued Ouahrane, dans lequel la zone bâtie est augmentée de 16.23 % de la superficie totale. En conséquence, la zone bâtie représente 25.81 % de la zone totale, les sols nus 36.23 %, la céréaliculture 29.4 % et la polyculture 8.25 % de la zone totale, en mauvais état. Dans ce scénario, une forte augmentation de l'urbanisation, des sols nus et des activités agricoles entraîne une diminution drastique des zones forestières.

Le scénario 2 suppose une zone bâtie représentant 10.29 % de la superficie totale du bassin, 3.71 % pour les sols nus, 38.46 % pour la céréaliculture et environ 40 % pour les forêts. Dans ce scénario, une légère augmentation de la zone bâtie est supposée, avec une grande augmentation des zones forestières. Les sols nus et la polyculture sont supposés diminuer, entraînant une augmentation des zones forestières.

Après avoir déterminé les données d'entrée (*tableau IV.13*), le modèle *HEC-HMS* estime l'hydrogramme de conception. Les précipitations jouent un rôle essentiel dans la simulation

du ruissellement, et la variabilité des précipitations entraîne un régime hydrologique compliqué. En supposant la durée de pluie souhaitée pour calculer la hauteur de pluie cumulée pour différentes périodes de retour (ici nous avons supposé T_r égal à 10, 20, 50, 100, 200 et 1000 ans), le module météorologique de *HEC-HMS* simule l'effet des averses à différentes périodes de retour sur l'hydrogramme unitaire de débit à la station de Larabaâ Ouled Farès. Le *tableau (IV.14)* résume les valeurs de précipitation estimées par des lois statistiques pour les périodes de retour utilisées dans les simulations.

Tableau IV.14. Valeurs pluie estimée pour différentes périodes de retour du bassin de l'Oued Ouahrane

Période de retour T_r (ans)	Valeurs des pluies estimées (mm)
10	72.09
20	84.35
50	100.33
100	112.70
200	125.32
1000	156.05

Les résultats relatifs aux volumes de crue et aux débits de pointe de conception pour les périodes de retour supposées et pour les événements (1987 et 2017) sont présentés dans la *figure (IV.18)* et le *tableau (IV.15)*.

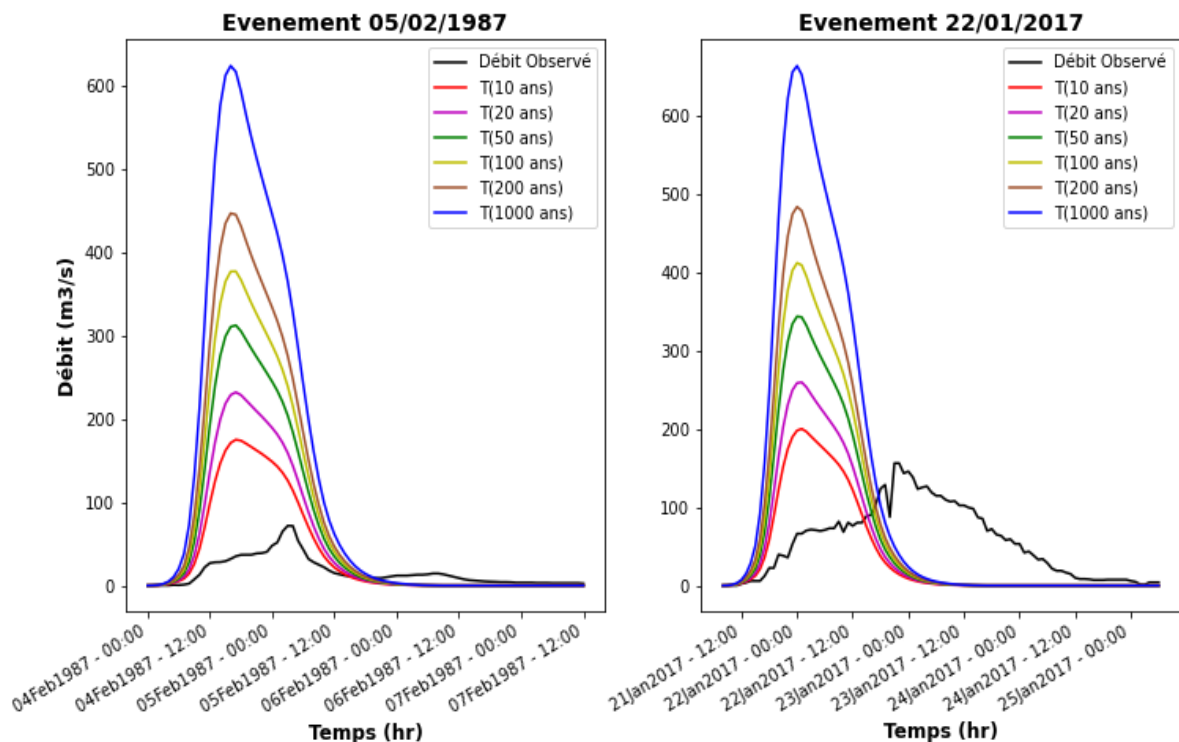
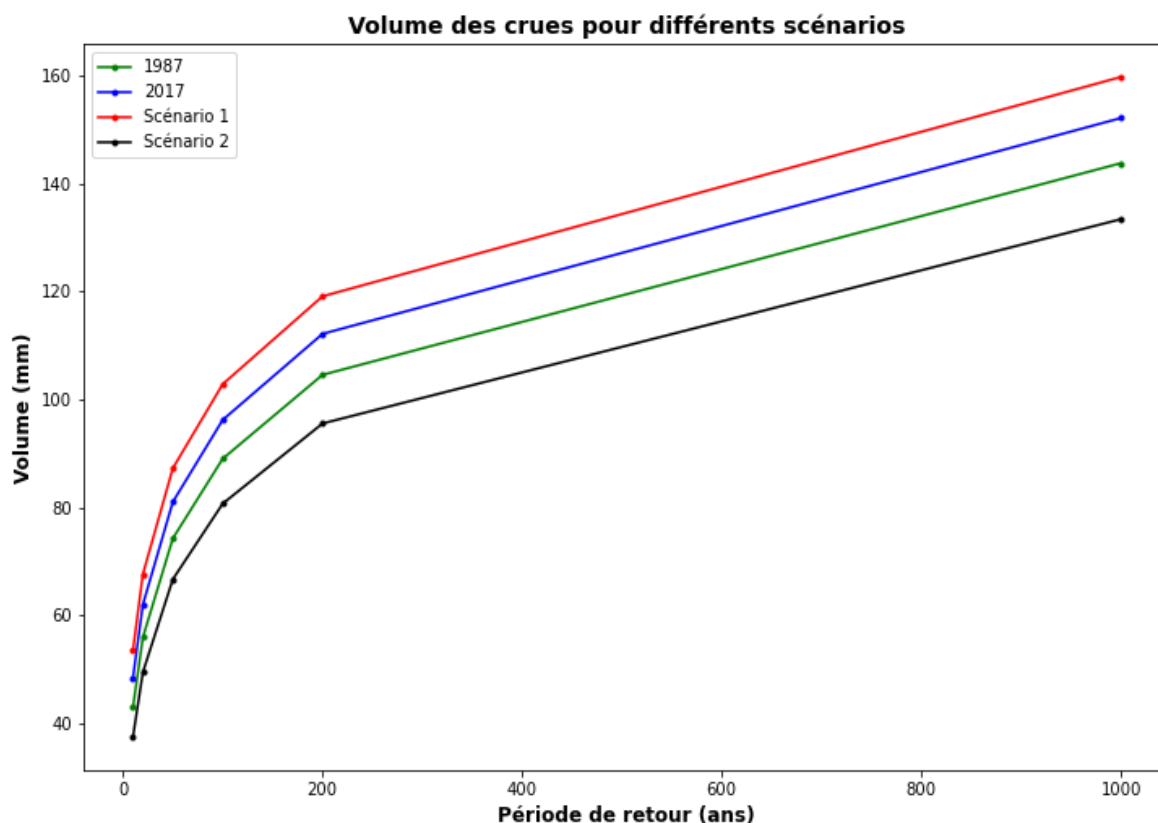


Figure IV.18. Débit de pointe pour différentes périodes de retour (1987 et 2017)

Tableau IV.15. Volumes et débits de pointe prévus pour les crues de 1987 et 2017

		Observé	Simulé	10 (ans)	20 (ans)	50 (ans)	100 (ans)	200 (ans)	1000 (ans)
Événement 1987	Q_p (m ³ /s)	71.8	71.8	175.3	232.3	312.7	377.5	447.3	624.5
	V (mm)	18.95	17.53	43	56	74.3	89.04	104.56	143.72
Événement 2017	Q_p (m ³ /s)	156.3	155.3	200.3	259.9	344	412.4	484.2	644.4
	V (mm)	72.85	67.11	48.46	62.08	81.05	96.23	112.14	152.07

L'événement de 1987 s'est caractérisé par une valeur de CN estimée à 78.19. Les pics de débit de pointe étaient de 175.3 m³/s et 377.5 m³/s, et les volumes étaient de 43 mm et 89.04 mm, respectivement, pour des périodes de retour de 10 et 100 ans. En revanche, l'événement de 2017 s'est caractérisé par une valeur de CN estimée à 80.37. Les débits de pointe étaient de 200.3 m³/s et 412.4 m³/s, et les volumes étaient de 48.46 mm et 96.23 mm, respectivement pour des périodes de retour de 10 et 100 ans. Comme illustré dans les figures (IV.18) et (IV.19) et conformément aux attentes, les débits de pointe et les volumes augmentent avec la période de retour et avec la valeur pondérée de CN .

**Figure IV.19.** Volume des crues de l'Oued Ouahrane pour différents scénarios d'occupation des sols

IV.7.1 Scénario 1 : modification de l'occupation des sols dans le sens négatif

Ce scénario vise à simuler les effets de la déforestation et du développement urbain dans le bassin de l'Oued Ouahrane sur le volume des crues et des débits au niveau de la station Larabaâ Ouled Farès (*figure IV.17*). Les prévisions étaient négatives, car l'augmentation de la surface des zones urbanisées suite au développement de la ville d'Ouled Farès, de Bouzghaia et d'autres communes rurales du bassin (Benairia et Medjadja), la perte de couverture forestière, le taux de croissance des terres nues à l'appui des terres déboisées, et l'augmentation du taux d'imperméabilité après urbanisation ont été pris en compte (*tableau IV.13*).

Le *tableau (IV.13)* montre les combinaisons d'utilisation des terres avant et après le changement. À partir de ces changements, nous avons recalculé le nouveau *CN* composé du bassin de l'Oued Ouahrane. Celui-ci est passé de 80.37 en 2017 à 82.66, avec un taux d'imperméabilité de 15%. Ces valeurs de *CN* et le pourcentage d'imperméabilité remplacent les anciennes valeurs dans le jeu de paramètres optimisé, puis la simulation est lancée. Par conséquent, en plus des résultats simulés et observés pour l'événement du 11 novembre 2001, nous devons comparer six fichiers de simulation pour différentes périodes de retour.

La *figure (IV.20)* et le *tableau (IV.16)* montrent les valeurs de volume de crue et de débit de pointe obtenues dans le scénario 1, suivies des résultats de leur attribution des périodes de retour.

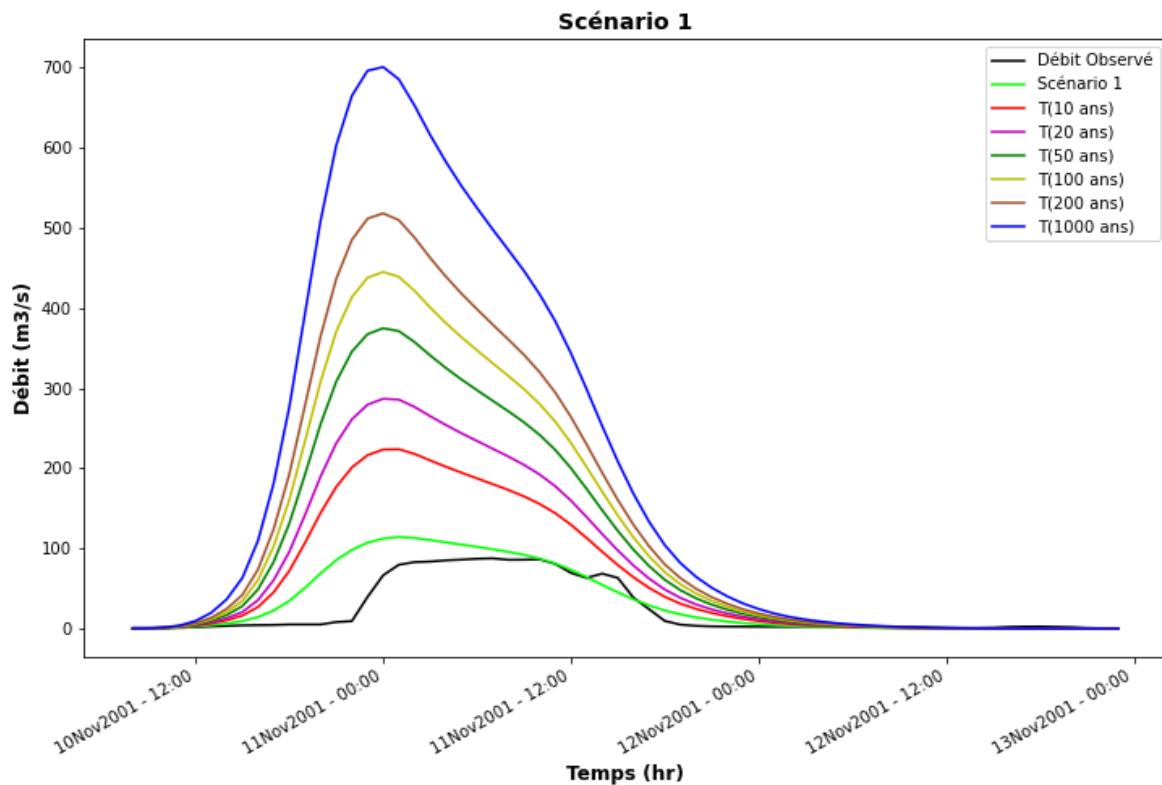


Figure IV.20. Débit de pointe pour différentes périodes de retour (scénario 1)

Tableau IV.16. Volumes et débits de pointe prévus pour le scénario 1

Scénario		Observé	Simulé	Scénario	10	20	50	100	200	1000
					(ans)	(ans)	(ans)	(ans)	(ans)	(ans)
1	Q_p (m ³ /s)	87.6	87.52	114.3	223.8	286.8	374.8	445	518.2	700.8
	V (mm)	18.98	25.74	28.40	53.55	67.71	87.28	102.84	119.09	159.67

Sachant que nous avons utilisé les mêmes hauteurs de pluie enregistrées lors de l'événement, nous pouvons constater que le débit de pointe a augmenté d'environ 30 %. En comparant les débits maximaux pour différentes périodes de retour (10, 20, 50, 100, 200 et 1000 ans) avec ceux correspondants dans le scénario 1 (*tableau IV.16*), nous constatons que ce pourcentage de 30 % diminue avec des périodes de retour plus longues. Ainsi, dans le cas d'une averse extrême, l'effet de l'occupation des sols sur les débits diminue. Les volumes des crues se comportent de la même manière (*tableau IV.16*), c'est-à-dire que plus la fréquence d'une averse est faible, moins l'influence de l'état de surface sur le volume de ruissellement est importante.

IV.7.2 Scénario 2 : modification de l'occupation des sols dans le sens positif

Pour ce deuxième scénario, l'objectif est d'évaluer l'impact de l'urbanisation du bassin de l'Oued Ouahrane à une échelle similaire à l'événement de 2017 tout en prenant des mesures pour régénérer les terres nues et augmenter le couvert forestier, ainsi que pour améliorer la superficie totale de la céréaliculture (*figure IV.17*).

En utilisant le *tableau (IV.13)*, qui récapitule la superficie selon le type de couverture, nous avons calculé la valeur de (CN) de notre zone d'étude et trouvé que sa valeur est de 73.81, avec un pourcentage d'imperméabilité d'environ 10%.

Après avoir remplacé les anciennes valeurs du jeu de paramètres optimisés par les nouvelles valeurs, nous avons lancé les simulations. Les résultats présentés dans le *tableau (IV.17)* et la *figure (IV.21)* montrent les valeurs de volume et de débit de pointe obtenues à partir de la simulation du scénario 2, en remplaçant les précipitations de l'événement du 11 novembre 2001 par des précipitations à différentes périodes de retour.

Tableau IV.17. Volumes et débits de pointe prévus pour le scénario 2

Scénario		Observé	Simulé	Scénario	10	20	50	100	200	1000
					(ans)	(ans)	(ans)	(ans)	(ans)	(ans)
2	Q_p (m ³ /s)	87.6	87.52	65.80	148.6	200.4	275.4	336.6	401.7	570.4
	V (mm)	18.98	25.74	17.43	37.52	49.56	66.74	80.73	95.56	133.36

Les prévisions d'un changement positif dans l'occupation des sols ont entraîné une diminution de 2 % de l'imperméabilité par rapport à l'état initial, tandis que la valeur du CN a varié de 80.37 à 73.81, soit une différence d'environ 8 %.

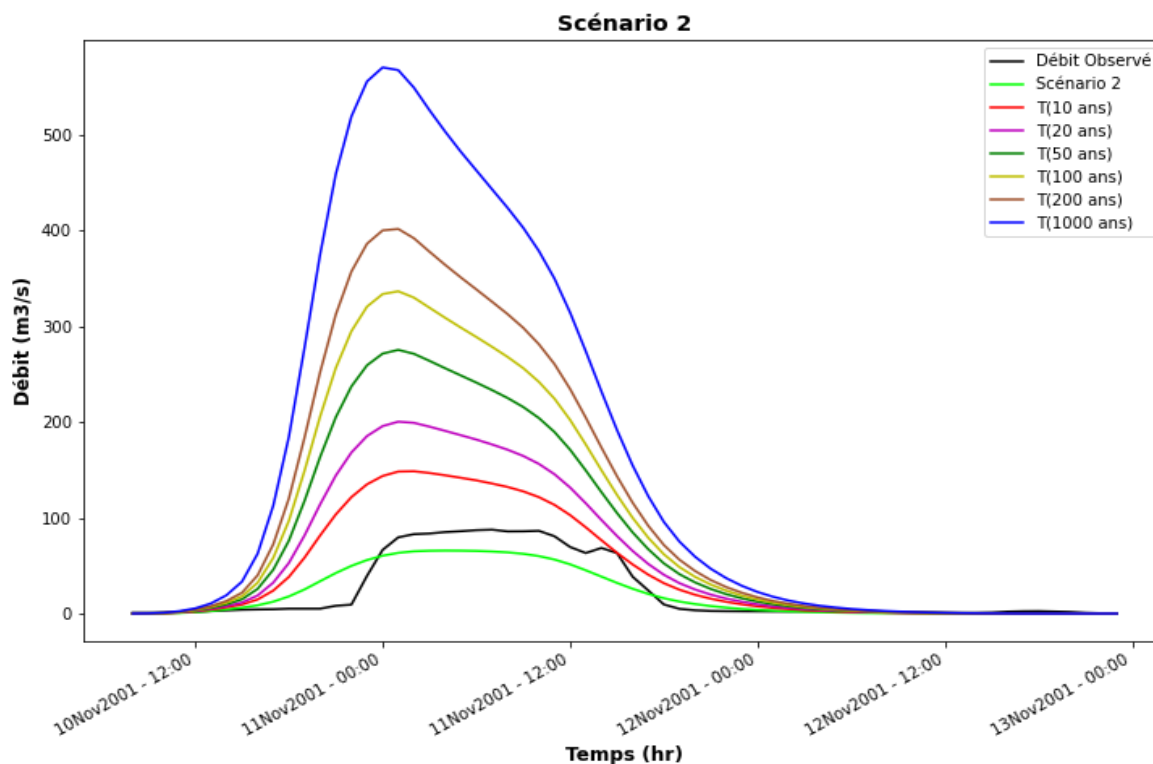


Figure IV.21. Débit de pointe pour différentes périodes de retour (scénario 2)

La croissance des forêts et de la végétation a entraîné une réduction de 25 % du débit d'écoulement, passant de 87.6 m³/s à l'état initial à 65.8 m³/s, et une diminution de 8 % du volume, passant de 18.98 mm à 17.53 mm.

On constate donc l'impact négatif de l'imperméabilisation des surfaces du bassin versant, notamment par l'urbanisation, sur son hydrologie. De plus, les deux variables de volume et débit de pointe affichent des valeurs plus faibles que dans le scénario 1, ce qui montre que le reboisement, bien que modeste, a réduit l'impact de l'urbanisation prévue. Enfin, la réduction de l'influence de l'occupation du sol sur le débit et le volume des averses extrêmes est également valable pour ce scénario.

IV.8 Conclusion

La mesure précise du débit de pointe et du volume de ruissellement dans un bassin hydrologique est une tâche difficile, en particulier dans les pays en développement, principalement en raison du nombre insuffisant de stations hydrométriques, du temps et des coûts nécessaires pour la collecte de données hydrométriques sur les cours d'eau de faible débit. Ces derniers sont les principaux domaines d'exploitation et de gestion des bassins versants. Il est donc nécessaire d'utiliser des modèles hydrologiques pour estimer le débit de pointe et le volume de ruissellement, qui se basent sur d'autres facteurs hydrologiques indirects tels que les précipitations, l'utilisation et la couverture des terres, le type de sol, etc.

Dans cette optique, ce chapitre s'intéresse principalement à l'application de la combinaison modulaire appropriée du modèle *HEC-HMS* à l'un des sous-bassins du Moyen

Cheliff (Oued Ouahrane). La modélisation pluie-débit avait pour objectif de définir, d'analyser et de prévoir les modèles de changements d'occupation des sols et leur effet sur le ruissellement dans le bassin de l'Oued Ouahrane entre 1983 et 2017. Le modèle *HEC-HMS* a été calibré en modifiant des paramètres spécifiques (CN , T_{lag} , T_c et S_t) afin d'obtenir un ajustement optimal entre les débits observés et simulés, puis le modèle a été validé.

En appliquant le modèle *HEC-HMS*, nous avons démontré l'importance de la fonction de transfert pour l'hydrogramme unitaire de *SCS* et de *CLARK* dans la prédiction du débit dans un bassin sous diverses conditions climatiques. Les résultats obtenus ont montré que la méthode *CLARK-UH* avait les meilleures performances (0.96, 0.87 et 3.50 m³/s) par rapport à la méthode *SCS-UH* (0.83, 0.75 et 3.70 m³/s) pour les valeurs du coefficient de corrélation (R), de Nash-Sutcliffe (NSE) et de l'erreur quadratique moyenne ($RMSE$), respectivement.

D'après ce qui est présenté ci-dessus, on remarque des effets positifs et négatifs de plusieurs situations qui pourraient se manifester sur le terrain dans les prochaines décennies, et qui devraient être pris en compte dans les plans de gestion du bassin de l'Oued Ouahrane. De plus, nous pouvons confirmer à nouveau que la relation de causalité entre le changement de la couverture terrestre et les débits de pointe et d'autre part, le volume, devient de plus en plus faible à mesure que les averses sont plus intenses.

Le modèle *HEC-HMS* aiderait les responsables à prévoir les occurrences de crues dans le bassin versant et à atténuer les dommages matériels causés par les crues torrentielles. De plus, les techniques de modélisation hydrologique que nous avons utilisées pour le bassin de l'Oued Ouahrane peuvent être appliquées à d'autres bassins versants où l'expansion résidentielle progressive s'est produite au cours des dernières décennies.

Conclusion générale

Conclusion générale

La modélisation hydrologique est un outil essentiel pour une meilleure compréhension des processus hydrologiques et de leurs interactions avec l'environnement. Les modèles hydrologiques sont utilisés pour évaluer ces processus hydrologiques qui affectent les régimes d'écoulement des eaux de surface et souterraines. L'un des principaux objectifs de cette thèse est l'évaluation des effets de l'utilisation des terres et des changements d'occupation du sol sur le ruissellement de surface et les débits de pointe en utilisant le modèle *HEC-HMS* dans le bassin d'Oued Ouahrane. Après un bref aperçu sur la modélisation pluie-débit, nous avons présenté le modèle hydrologique choisi pour notre zone d'étude.

Le sous bassin d'Oued Ouahrane qui appartient au bassin du Moyen Cheliff qui se situe au Nord-Ouest de l'Algérie, est un relief assez fort avec des altitudes variant entre 117 m et 958 m. La prédominance de formations lithologiques peu perméables, associée à un faible couvert végétal, favorisera le ruissellement de surface au détriment de l'infiltration des eaux. De plus, les pentes supérieures à 10 % sont fréquentes dans la zone d'étude, ce qui constitue un autre facteur en faveur de l'écoulement. En général, le bassin de l'Oued Ouahrane est peu drainé, avec une densité de drainage temporaire élevée de l'ordre de 5.10 km/km², et en majorité de cours d'eau temporaires qui sont secs la plupart du temps.

En vue d'atteindre le but fondamental de cette étude, nous avons utilisé deux stations pluviométriques et une station hydrométrique, en nous appuyant sur plusieurs outils statistiques la variabilité du régime pluviométrique et du régime des écoulement.

Les résultats obtenus montrent une réduction des précipitations dans la zone d'étude. Une baisse de la pluviométrie annuelle a été constatée avec une pente décroissante de -1.48 mm/an à la station d'Ouled Farès et -1.91 mm/an à la station de Benairia. Le test de Mann-Kendall a montré que les valeurs statistiques de *P* sont supérieures au seuil de risque de 5 %, indiquant une absence de tendance significative dans la variation des pluies annuelles. Les précipitations ont nettement diminué dans la zone d'étude à partir des années 1970, provoquant un déficit en eau. Ce déficit peut perturber l'équilibre environnemental et avoir des conséquences négatives sur diverses activités humaines liées à l'utilisation de l'eau.

L'évolution des températures minimales, maximales et moyennes a montré une tendance à la hausse. Dans son ensemble, une augmentation de la température annuelle a été observée avec des gradients allant de 0.03 à 0.06 °C/an à la station *ONM* Chlef durant la période d'étude (1983-2017).

L'analyse des débits à différentes échelles (annuelle, mensuelle et journalière) à partir des données de la station hydrométrique de Larabaâ Ouled Farès montre clairement l'amplitude des crues dans le bassin de l'Oued Ouahrane. Ceci est dû à l'analyse des événements pluviaux qui sont considérés comme un facteur explicatif du débit. La réponse du débit de l'Oued Ouahrane, contrôlée par les précipitations des deux stations (Ouled Farès et Benairia), a été différente d'une crue à l'autre.

A travers, l'analyse statistique des séries temporelles ajusté par des lois statistiques telles que la loi *Log-Normale*, *Gumbel*, *Pearson III* et la loi *normale* de *Gauss*. Les critères *BIC* et *AIC* recommandent la loi *Log-Normale* pour la plupart des séries de précipitations, tandis que la loi de *Gumbel* est plus appropriée pour les séries d'écoulements.

La modélisation pluie-débit par le modèle *HEC-HMS* ayant pour but d'étudier et de prévoir l'écoulement des crues et l'impact des changements d'occupation des sols sur le ruissellement et les débits de pointe dans le bassin de l'Oued Ouahrane de 1983 à 2017.

Les simulations des événements choisis pour la validation montrent que le modèle *HEC-HMS* peut prédire efficacement le débit de pointe et le volume total dans le bassin d'Oued Ouahrane en utilisant les méthodes *SCS-CN* comme fonction de production, ainsi que *SCS-UH* et *CLARK-UH* comme fonction de transfert.

Les résultats ont révélé que la méthode *CLARK-UH* était plus performante avec des valeurs de coefficient de corrélation (*R*) de 0.96, de Nash-Sutcliffe (*NSE*) de 0.87 et d'erreur quadratique moyenne (*RMSE*) de 3.50 m³/s, par rapport à la méthode *SCS-UH* qui avait des valeurs de *R* de 0.83, de *NSE* de 0.75 et de *RMSE* de 3.70 m³/s.

Les résultats de l'analyse des changements de l'occupation des sols relatifs aux données de 1987 à 2017 montrent que les sols nus et les zones bâties ont augmenté, tandis que les forêts et les polycultures ont diminué. L'évaluation de la sensibilité a montré que le *CN* (numéro de courbes) était le facteur le plus crucial affectant le comportement du bassin versant. L'évaluation de la réponse du modèle *HEC-HMS* sur l'occupation des sols ont montré que le débit de pointe pour 2017 (120.7 m³/s) a augmenté de 68 % par rapport au débit de pointe de 1987 (71.8 m³/s).

L'évaluation des effets des changements prévus dans l'utilisation des terres et les précipitations selon les deux scénarios proposés, prévoit une augmentation de 30 % du débit de pointe dans le bassin de l'Oued Ouahrane pour le scénario 1 (de 87.6 m³/s à 114.3 m³/s), tandis qu'une réduction de 25 % est prévue pour le scénario 2 (de 87.6 m³/s à 65.8 m³/s). En revanche, une augmentation de 49 % du volume total est prévue pour le scénario 1, allant de 18.98 mm à 28.4 mm, tandis que le scénario 2 prévoit une légère baisse de 8 %, soit de 18.98 mm à 17.43 mm.

En enfin, cette étude fournit une contribution à la modélisation pluie-débit avec le modèle *HEC-HMS* dans le bassin de l'Oued Ouahrane. Des recherches supplémentaires sont cependant nécessaires pour approfondir ce modèle ;

- Il est important d'étendre l'utilisation du modèle *HEC-HMS* à d'autres bassins versants ayant un climat semi-aride en Algérie, pour une meilleure précision des prévisions hydrologiques. Cela permettra d'une bonne gestion des ressources en eau.
- Il est également important d'examiner la modélisation événementielle distribuée du modèle *HEC-HMS* en utilisant une forme maillée de la méthode *SCS-CN* et le *modClark* comme fonction de transfert. Pour les précipitations, il est possible d'utiliser les données satellitaires de la mission *TRMM* (Tropical Rainfall Measuring Mission), à condition d'évaluer préalablement leur qualité à travers une étude distincte.

- En outre, pour une étude plus approfondie et précise du fonctionnement du bassin d'Oued Ouahrane, il est recommandé de réaliser une modélisation continue du modèle *HEC-HMS*, si les données requises sont disponibles. Cela permettra de comparer les résultats obtenus avec ceux produits par les modèles *SWAT* et *GR4J*.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- Abbott, M. B., & C. Refsgaard, J. (1996). Distributed Hydrological Modelling Chapter 2: terminology, modelling protocol and classification of hydrological model codes. Kluwer Academic Publishers, 17-39. https://doi.org/10.1007/978-94-009-0257-2_2
- Allali, H., Elmeddahi, Y., Moudjeber, D., & Mahmoudi, H. (2022). Utilizing hydrograph transform methods and a hydrologic modeling system in rainfall-runoff simulation of a semi-arid watershed in Algeria in north-west Africa. *Desalination and Water Treatment*, 255, 220–228. <https://doi.org/10.5004/dwt.2022.28344>
- Ambroise, B. (1999). La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant: processus, facteurs, modeles. Bucharest, Romania: Editions HGA, 206p
- Anderson, R. (1936). Carte Géologique de l'Ouest Algerie. 1/200.000.
- Angelidis, P., Kotsikas, M., & Kotsovinos, N. (2010). Management of Upstream Dams and Flood Protection of the Transboundary River Evros/Maritza. *Water Resources Management*, 24(11), 2467–2484. <https://doi.org/10.1007/s11269-009-9563-6>
- Anh, V. T. K. (2018). Evaluation Models in Educational Program: Strengths and Weaknesses. *VNU Journal of Foreign Studies*, 34(2), 140–150. <https://doi.org/10.25073/2525-2445/vnufs.4252>
- Aoulmi, Y. (2022). Modélisation pluie-débit et débits de crues en milieu semi-aride par différentes méthodes statistiques et modèles hydrologiques. Etude de cas. Thèse de Doctorat. Université d'Oum-El-Bouaghi LBMOEB, 152p.
- Arnold, J. G., Srinivasan, R., Muttiah, R. S., & Williams, J. R. (1998). Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development 1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), 73–89. <https://doi.org/10.1111/J.1752-1688.1998.TB05961.X>
- Azmat, M., Choi, M., Kim, T. W., & Liaqat, U. W. (2016). Hydrological modeling to simulate streamflow under changing climate in a scarcely gauged cryosphere catchment. *Environmental Earth Sciences*, 75(3), 1–16. <https://doi.org/10.1007/s12665-015-5059-2>
- Bai, Y., Zhang, Z., & Zhao, W. (2019). Assessing the Impact of Climate Change on Flood Events Using HEC-HMS and CMIP5. *Water, Air, and Soil Pollution*, 230(6), 119. <https://doi.org/10.1007/s11270-019-4159-0>
- Bastien, A. (2006). Simulation des crues du RHIN par des modèles hydrologiques mettant en œuvre différentes stratégies d'agrégation. Mémoire de Master. Cemagref, 124p.
- Baumbach, T., Burckhard, S. R., & Kant, J. M. (2015). Watershed Modeling Using Arc Hydro Tools . Geo HMS and HEC-HMS. South Dakota State University Jerome, 35p.
- Baydaroğlu, Ö., Koçak, K., & Duran, K. (2018). River flow prediction using hybrid models of support vector regression with the wavelet transform, singular spectrum analysis and chaotic approach. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 130(3), 349–359. <https://doi.org/10.1007/s00703-017-0518-9>
- Becker, A., & Serban, P. (1990). Hydrological Models for Water-Resources System Design and Operation. Operational Hydrology Report (WMO), 80p.

- Benkaci, A. T. (2006). Modélisation pluie-débit mensuelle et journalière par les modèles conceptuels et les systèmes neuro-flous (application aux bassins Algériens). Thèse de Doctorat. Institut National Agronomique d'Alger, 214p.
- Benkaci, T. A., & Dechemi, N. (2004). Modélisation pluie-débit journalière par des modèles conceptuels et "boîte noire"; test d'un modèle neuroflou / Daily rainfall-runoff modelling using conceptual and black box models; testing a neuro-fuzzy model. *Hydrological Sciences Journal*, 49(5), 919–930. <https://doi.org/10.1623/hysj.49.5.919.55132>
- Benkhalel, A. (2006). Contribution à l'étude du transport solide en suspension. Bassin de oued Ouahrane bassin hydrographique Chelif –Zahraz. Thèse de Doctorat. Université de Oran USTMBO, 175p.
- Benzineb, K. (2017). Modélisation des crues du bassin de oued Ouahrane par les réseaux de neurones artificiels. Thèse de Doctorat. Université de Chlef UHBC, 152p.
- Beven, K. (2012). *Rainfall-Runoff Modelling: The Primer*. Second Edition. John Wiley & Sons, Ltd Wiley-Blackwell, 457p. <https://doi.org/10.1002/9781119951001>
- Beven, K. J. (2000). Uniqueness of place and process representations in hydrological modelling. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2), 203–213. <https://doi.org/10.5194/hess-4-203-2000>
- Beven, K. J., & Kirkby, M. J. (1979). A physically based, variable contributing area model of basin hydrology /Un modèle à base physique de zone d'appel variable de l'hydrologie du bassin versant.. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), 43–69. <https://doi.org/10.1080/02626667909491834>
- BOIS, P. (1971). Une méthode de contrôle de séries chronologiques utilisées en climatologie et en hydrologie. In Laboratoire de Mécanique des Fluides. Section hydrologie. Université de Grenoble, 30p.
- Boulaine, J. L. G. (1956). Carte des sols d'Algérie 1:50 000 : Plaines du Chélib / Carte n°3 (Plaines d'orléanville).
- Bouthiba, F. (2012). Fonctionnement Hydrologique d'un bassin versant semi-aride (Cas des bassins versant du Rouina , Ouahrane , Tighazel). Mémoire de Magister. Université de Chlef UHBC, 165p.
- Brath, A., Montanari, A., & Moretti, G. (2006). Assessing the effect on flood frequency of land use change via hydrological simulation (with uncertainty). *Journal of Hydrology*, 324(1–4), 141–153. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.001>
- Brive, A. (1912). Algeria Service de la carte géologique. Bulletin: Stratigraphie. 2. sér (N°6). Imp. de l'Université, Y.Cadoret.
- Buishand, T. (1984). Tests for detecting a shift in the mean of hydrological time series. *Journal of Hydrology*, 73(1-2), 51–69.
- Buishand, T. A. (1982). Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. *Journal of Hydrology*, 58(1–2), 11–27. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(82\)90066-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(82)90066-X)
- Chaemiso, S. E., Abebe, A., & Pingale, S. M. (2016). Assessment of the impact of climate change on surface hydrological processes using SWAT: a case study of Omo-Gibe river basin, Ethiopia. *Modeling Earth Systems and Environment*, 2(4), 1-15.

<https://doi.org/10.1007/s40808-016-0257-9>

- Chow, V. Te, Maidment, D. R., Mays, L. W., & Ven Te Chow, David R. Maidment, L. W. M. (1988). *Applied Hydrology*. McGraw-Hill, 294p.
- Cirilo, J. A., Verçosa, L. F. D. M., Gomes, M. M. D. A., Feitoza, M. A. B., Ferraz, G. D. F., & Silva, B. D. M. (2020). Development and application of a rainfall-runoff model for semi-arid regions. *Brazilian Journal of Water Resources*, 25(15), 1–19. <https://doi.org/10.1590/2318-0331.252020190106>
- Clarke, R. T. (1973). A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. *Journal of Hydrology*, 19(1), 1–20. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(73\)90089-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(73)90089-9)
- Croke, B. F. W., Andrews, F., Jakeman, A. J., Cuddy, S. M., & Luddy, A. (2006). IHACRES Classic Plus: A redesign of the IHACRES rainfall-runoff model. *Environmental Modelling and Software*, 21(3), 426–427. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2005.07.003>
- Danandeh Mehr, A., & Nourani, V. (2018). Season Algorithm-Multigene Genetic Programming: A New Approach for Rainfall-Runoff Modelling. *Water Resources Management*, 32(8), 2665–2679. <https://doi.org/10.1007/s11269-018-1951-3>
- Dawson, C. W., & Wilby, R. L. (2001). Hydrological modelling using artificial neural networks. *Progress in Physical Geography*, 25(1), 80–108. <https://doi.org/10.1177/030913330102500104>
- Derdour, A., & Bouanani, A. (2019). Coupling HEC-RAS and HEC-HMS in rainfall-runoff modeling and evaluating floodplain inundation maps in arid environments: case study of Ain Sefra city, Ksour Mountain. SW of Algeria. *Environmental Earth Sciences*, 78(19), 586. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8604-6>
- Derdour, A., Bouanani, A., & Babahamed, K. (2017). Hydrological modeling in semi-arid region using HEC-HMS model. case study in Ain Sefra watershed, Ksour Mountains (SW-Algeria). *Journal of Fundamental and Applied Sciences*, 9(2), 1027–1049. <https://doi.org/10.4314/jfas.v9i2.27>
- Devi, G. K., Ganasri, B. P., & Dwarakish, G. S. (2015). A Review on Hydrological Models. *Aquatic Procedia*, 4(1), 1001–1007. <https://doi.org/10.1016/j.aqpro.2015.02.126>
- DHI. (2004). *User Guide and Reference Manual*. In Danish Hydraulic Institute, Agera Alle, Horsholm, Denmark, 820p.
- Edijatno, De Oliveira Nascimento, N., Yang, X., Makhlof, Z., & Michel, C. (1999). GR3J: A daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal*, 44(2), 263–277. <https://doi.org/10.1080/02626669909492221>
- Edijatno, & Michel. (1989). Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La houille blanche*, 2(1), 113–121. <https://doi.org/https://doi.org/10.1051/lhb/1989007>
- Elmeddahi, Y. (2009). Contribution à l'étude hydrogéologique des réservoirs aquifères du bassin du Moyen Cheliff. Mémoire de Magister. Université de Chlef UHBC, 135p.
- Elmeddahi, Y. (2016). Les changements climatiques et leurs impacts sur les ressources en eau, cas du bassin du Cheliff. Thèse de Doctorat. Université de Chlef UHBC, 203p.
- Elmeddahi, Y., Issaadi, A., Mahmoudi, H., Tahar Abbes, M., & Mattheus F.A., G. (2014). Effect of climate change on water resources of the Algerian Middle Cheliff basin.

- Desalination and Water Treatment, 52(10–12), 2073–2081.
<https://doi.org/10.1080/19443994.2013.831777>
- Elmeddahi, Y., Mahmoudi, H., Issaadi, A., Goosen, M. F. A., & Ragab, R. (2016). Evaluating the effects of climate change and variability on water resources: A case study of the Cheliff basin in Algeria. *American Journal of Engineering and Applied Sciences*, 9(4), 835–845. <https://doi.org/10.3844/ajeassp.2016.835.845>
- Fathy, I., Negm, A. M., El-fiky, M., Nassar, M., & Al-, E. (2015). Runoff hydrograph modeling for arid regions (case study : wadi sudr – sinai). *International Water Technology Journal*, 5(1), 58–68.
- Fattahi, P., Ashrafzadeh, A., Pirmoradian, N., & Vazifedoust, M. (2022). Integrating IHACRES with a data-driven model to investigate the possibility of improving monthly flow estimates. *Water Supply*, 22(1), 360–371. <https://doi.org/10.2166/ws.2021.267>
- Feldman, A. D. (2000). Hydrologic modeling system HEC-HMS: technical reference manual. US Army Corps of Engineers, Hydrologic Engineering Center. (Issue March), 138p.
- Fleming, M., & Brauer, T. (2015). Hydrologic Modeling System Quick Start Guide (pp. 1–51).
- Foda, R. F., Awadallah, A. G., & Gad, M. A. (2017). A Fast Semi Distributed Rainfall Runoff Model for Engineering Applications in Arid and Semi-Arid Regions. *Water Resources Management*, 31(15), 4941–4955. <https://doi.org/10.1007/s11269-017-1787-2>
- France, R., & Rumpe, B. (2004). Assessing model quality. *Software & Systems Modeling*, 3(3), 179–180. <https://doi.org/10.1007/s10270-004-0068-8>
- García, A., Sainz, A., Revilla, J. A., Álvarez, C., Juanes, J. A., & Puente, A. (2008). Surface water resources assessment in scarcely gauged basins in the north of Spain. *Journal of Hydrology*, 356(3–4), 312–326. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2008.04.019>
- Garg, V., Aggarwal, S. P., Gupta, P. K., Nikam, B. R., Thakur, P. K., Srivastav, S. K., & Senthil Kumar, A. (2017). Assessment of land use land cover change impact on hydrological regime of a basin. *Environmental Earth Sciences*, 76(18), 1-17. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6976-z>
- Gaume, E. (2002). Elements d’analyse sur les crues éclair. Thèse de Doctorat. Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, 358p.
- Gavrilov, M. B., An, W., Xu, C., Radaković, M. G., Hao, Q., Yang, F., Guo, Z., Perić, Z., Gavrilov, G., & Marković, S. B. (2019). Independent aridity and drought pieces of evidence based on meteorological data and tree ring data in Southeast Banat, Vojvodina, Serbia. *Atmosphere*, 10(10), 586. <https://doi.org/10.3390/atmos10100586>
- Ghezali, S. (2019). Modélisation de la relation pluie-débit par les modèles conceptuels et neuroflous (Application au bassin versant de Zardezas). Mémoire de Master. Université d’Oum-El-Bouaghi LBMOEB, 127p.
- Godara, N., & Bruland, O. (2019). Choosing an Appropriate Hydrologic Model, 18p.
- González-Rouco, J. F., Jiménez, J. L., Quesada, V., & Valero, F. (2001). Quality control and homogeneity of precipitation data in the southwest of Europe. *Journal of Climate*, 14(5), 964–978.
- Gumindoga, W., Rwasoka, D. T., & Murwira, A. (2011). Simulation of streamflow using

- TOPMODEL in the Upper Save River catchment of Zimbabwe. *Physics and Chemistry of the Earth*, 36(14–15), 806–813. <https://doi.org/10.1016/j.pce.2011.07.054>
- Gupta, S. K., Sharma, G., Jethoo, A. S., Tyagi, J., & Gupta, N. K. (2015). A critical review of hydrological models. *20th International Conference on Hydraulics, Water Resources and River Engineering*, 1(December), 17–19.
- Gupta, V. K., & Sorooshian, S. (1985). The relationship between data and the precision of parameter estimates of hydrologic models. *Journal of Hydrology*, 81(1–2), 57–77. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(85\)90167-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(85)90167-2)
- Guug, S. S., Abdul-Ganiyu, S., & Kasei, R. A. (2020). Application of SWAT hydrological model for assessing water availability at the Sherigu catchment of Ghana and Southern Burkina Faso. *HydroResearch*, 3(3), 124–133. <https://doi.org/10.1016/j.hydres.2020.10.002>
- Halwatura, D., & Najim, M. M. M. (2013). Application of the HEC-HMS model for runoff simulation in a tropical catchment. *Environmental Modelling and Software*, 46, 155–162. <https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2013.03.006>
- Hao, G., Li, J., Song, L., Li, H., & Li, Z. (2018). Comparison between the TOPMODEL and the Xin'anjiang model and their application to rainfall runoff simulation in semi-humid regions. *Environmental Earth Sciences*, 77(279), 1–13. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7477-4>
- Henine, H. (2005). Interfaçage entre un modèle hydrologique / modèle hydrodynamique au sein d'un système d'information intégré sous web incluent les SIG. Mémoire de Magister. Ecole Nationale Polytechnique, 102p.
- Hsu, K., Gupta, H. V., Adamowski, J., Fung Chan, H., Prasher, S. O., Ozga-Zielinski, B., & Sliusarieva, A. (1995). Artificial neural network modeling of the rainfall-runoff process that arise and based Background and Scope. *Water Resources Research*, 31(10), 2517–2530.
- Hubert, P., Carbonnel, J. P., & Chaouche, A. (1989). Segmentation des series hydrometeorologiques- application a des series de précipitations et de debits de l'afrique de l'ouest. *Journal of hydrology*, 110(3-4), 349–367. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(89\)90197-2](https://doi.org/10.1016/0022-1694(89)90197-2)
- Jaber, F. H., & Shukla, S. (2012). Mike she: Model use, calibration and validation. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1479–1489. <https://doi.org/10.13031/trans.58.10726>
- Jajarmizadeh, M., Harun, S., & Salarpour, M. (2012). A review on theoretical consideration and Type of Modelw in Hydrlogy. *Journal of Environmental Science and Technology*, 5(5), 249–261.
- Kabouya, M., & Michel, C. (1991). Estimation des ressources en eau superficielle aux pas de temps mensuel et annuel, application à un pays semi-aride. *Revue Des Sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 4(4), 569–587. <https://doi.org/10.7202/705116AR>
- Kendall, M. . (1975). *Rank Correlation Methods*. 4th Edition. Charles Griffin, London, U.K..
- Ketrouci, K. (2014). Application de modèles hydrologiques dans l'estimation des crues extrêmes en Algérie. Thèse de Doctorat. Université d'Oran USTMBO, 177p.
- Khatri, H. B., Jain, M. K., & Jain, S. K. (2018). Modelling of streamflow in snow dominated

- Budhigandaki catchment in Nepal. *Journal of Earth System Science*, 127(7), 1–14.
<https://doi.org/10.1007/s12040-018-1005-5>
- Klemes, V. (1986). Operational testing of hydrological simulation models. *Hydrological Sciences Journal*, 31(1), 13–24. <https://doi.org/10.1080/02626668609491024>
- Knights, C. (2017). An Overview of Rainfall-Runoff Model Types. Office of Research and Development National Exposure Research Laboratory Athens, Georgia, 30605 (Issue September), 29p.
- Koch, J. (2016). Evaluating spatial patterns in hydrological modelling. Thèse de Doctorat. University of Copenhagen, 63p.
- Kong, F., Ban, Y., Yin, H., James, P., & Dronova, I. (2017). Modeling stormwater management at the city district level in response to changes in land use and low impact development. *Environmental Modelling and Software*, 95, 132–142.
<https://doi.org/10.1016/j.envsoft.2017.06.021>
- Krajewski, A., Sikorska-Senoner, A. E., Hejduk, L., & Banasik, K. (2021). An Attempt to Decompose the Impact of Land Use and Climate Change on Annual Runoff in a Small Agricultural Catchment. *Water Resources Management*, 35(3), 881–896.
<https://doi.org/10.1007/s11269-020-02752-9>
- Laborde, J. P. (2007). *Elements D'Hydrologie De Surface*. Université de Nice - Sophia Antipolis, 188p.
- Laouacheria, F., & Mansouri, R. (2015). Comparison of WBNM and HEC-HMS for Runoff Hydrograph Prediction in a Small Urban Catchment. *Water Resources Management*, 29(8), 2485–2501. <https://doi.org/10.1007/s11269-015-0953-7>
- Le Clerc, S. (2004). Revisiter la notion de scénario hydrologique de référence pour la caractérisation des inondations. Thèse de Doctorat. Université Joseph Fourier Grenoble, 374p.
- Lee, A. F. S., & 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. <https://doi.org/10.1080/00401706.1977.10489592>
- Legesse, D., Vallet-Coulomb, C., & Gasse, F. (2003). Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa: Case study south central Ethiopia. *Journal of Hydrology*, 275(1–2), 67–85. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00019-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00019-2)
- Levizzani, V., & Cattani, E. (2019). Satellite remote sensing of precipitation and the terrestrial water cycle in a changing climate. *Remote Sensing*, 11(19), 1–41.
<https://doi.org/10.3390/rs11192301>
- Li, Z., Xu, Z., Shao, Q., & Yang, J. (2009). Parameter estimation and uncertainty analysis of SWAT model in upper reaches of the Heihe river basin. *Hydrological Processes*, 23(19), 2744–2753. <https://doi.org/10.1002/hyp.7371>
- Liu, G., He, Z., Luan, Z., & Qi, S. (2018). Intercomparison of a lumped model and a distributed model for streamflow simulation in the Naoli River Watershed, Northeast China. *Water (Switzerland)*, 10(8), 1–13. <https://doi.org/10.3390/w10081004>
- Llamas, J. (1993). *Hydrologie générale : Principes et applications*. Québec : Gaëtan Morin éditeur, 527p.

- Lopez, F., & Maria, L. (2018). Worldwide Bioclimatology Manual and Guide. Documentos Aljibe, 8, 157p.
- Loumagne, C. (1988). Prise en compte d'un indice de l'état hydrique du sol dans la modélisation pluie-débit. Thèse de Doctorat. Université Paris 11, 200p.
- Madsen, H. (2000). Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology*, 235(3–4), 276–288.
[https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00279-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00279-1)
- Maftai, C. P. (2002). Etudes concernant les écoulements superficiels Modélisation spatialisée de l'écoulement sur le bassin versant de Voinesti - Roumanie. Thèse de Doctorat. Université Ovidius de Constanta et à l'Université Montpellier II, 182p.
- Malekian, A., Choubin, B., Liu, J., & Sajedi-Hosseini, F. (2019). Development of a New Integrated Framework for Improved Rainfall-Runoff Modeling under Climate Variability and Human Activities. *Water Resources Management*, 33(7), 2501–2515.
<https://doi.org/10.1007/s11269-019-02281-0>
- Mann, H. B. (1945). NonParametric Test Against Trend. *Econometrica*, 13(3), 245–259.
<http://dx.doi.org/10.2307/1907187>
- Mao, T., Wang, G., & Zhang, T. (2016). Impacts of Climatic Change on Hydrological Regime in the Three-River Headwaters Region, China, 1960–2009. *Water Resources Management*, 30(1), 115–131. <https://doi.org/10.1007/s11269-015-1149-x>
- Masafu, C. K., Trigg, M. A., Carter, R., & Howden, N. J. K. (2016). Water availability and agricultural demand: An assessment framework using global datasets in a data scarce catchment, Rokel-Seli River, Sierra Leone. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 8, 222–234. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2016.10.001>
- Mattaeur, M. (1958). Étude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). Publications du Service de la carte géologique de l'Algérie. Bulletin . 17.
- Meddi, M., & Hubert, P. (2003). Impact of modification of the pluviometric regime on water resources in northwest Algeria. *Hydrology in Mediterranean and Semiarid Regions: International Conference, Montpellier, France, 1-4 April 2003*, 229–235.
- Middelkoop, H., Daamen, K., Gellens, D., Grabs, W., Kwadijk, J. C. ., Lang, H., Parnet, B. W. A. ., SCHÄDLER, B., SCHULLA, J., & WILKE, K. (2001). Impact of climate change on hydrological regime of a basin. *Climatic Change*, 49, 105–128.
- Miller, J. D., Kim, H., Kjeldsen, T. R., Packman, J., Grebby, S., & Dearden, R. (2014). Assessing the impact of urbanization on storm runoff in a peri-urban catchment using historical change in impervious cover. *Journal of Hydrology*, 515, 59–70.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydro.2014.04.011>
- Mokhtari, E. H., Remini, B., & Hamoudi, S. A. (2016). Modelling of the rain-flow by hydrological modelling software system HEC-HMS-watershed's case of Wadi Cheliff-Ghrib, Algeria. *Journal of Water and Land Development*, 30(1), 87–100.
<https://doi.org/10.1515/jwld-2016-0025>
- Moriasi, D. ., Arnold, J. ., Van Liew, M. ., Bigner, R. ., Harmel, R. ., & Vieth, T. . (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, 50(3), 885–900.

- Moumen, Z., Jalouni, A., Hassani, E. L., Lahrach, A., & Chaouni, A.-A. (2017). Comparative study of the semi-distributed model HEC HMS with the global GR4J model applied in the innaouene basin (Morocco). *American Journal of Innovative Research and Applied Sciences*, 5(4), 260–273.
- Nascimento, N. de O. (1995). *Appréciation l'Aide d'un Modèle Empririque des Effets d'Actions Anthropiques sur la Relation Pluie-Débit l'Echelle d'un Bassin Versant*. Thèse de Doctorat. Ecole National des Ponts et Chaussées, 390p.
- Nash, J., & Sutcliffe, I. (1970). River Flow Forecasting Through Conceptual Models Part I - A Discussion of Principals. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290.
- Ouachani, R., Bargaoui, Z., & Ouarda, T. (2007). Intégration d'un filtre de Kalman dans le modèle hydrologique HBV pour la prévision des débits. *Hydrological Sciences Journal*, 52(2), 318–337. <https://doi.org/10.1623/hysj.52.2.318>
- Oudin, L. (2004). *Recherche d'un modele d'evapotranspiration potentielle pertinent comme entree d'un modele pluie-debit global*. Thèse de Doctorat. Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts Centre de : Paris, 495p.
- Pechlivanidis, I. G., Jackson, B. M., Mcintyre, N. R., & Wheeler, H. S. (2011). Catchment scale hydrological modelling: A review of model types, calibration approaches and uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology and applications. *Global Nest Journal*, 13(3), 193–214.
- Pellicone, G., Caloiero, T., & Guagliardi, I. (2019). The De Martonne aridity index in Calabria (Southern Italy). *Journal of Maps*, 15(2), 788–796. <https://doi.org/10.1080/17445647.2019.1673840>
- Perrin, C. (2000). *Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative*. Thèse de Doctorat. Institut national polytechnique de grenoble, 291p.
- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1–4), 275–289. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(03\)00225-7](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00225-7)
- Perrodon, A. (1957). *Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale*. Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie. ns. Bulletin, 12, 345.
- Pettitt, A. . (1979). A Non-parametric to the Approach Problem. *Applied Statistics*, 28(2), 126–135.
- Ramesh, V. (2017). *Application of the HEC-HMS model for runoff simulation in the Krishna basin*. Mémoire de Master. National Institute of Technology Karnataka, Surathkal, India, 17p.
- Rao, B. S. P., Amminedu, E., Rao, J., Srinivas, N., & Rao, N. B. (2011). Run-off and flood estimation in Krishna River Delta using Remote Sensing & GIS. *Jounal of Ind. Geophys. Union*, 15(2), 101–112.
- Razmkhah, H. (2016). Comparing performance of different loss methods in rainfall-runoff modeling. *Water Resources*, 43(1), 207–224. <https://doi.org/10.1134/S0097807816120058>

- Remaoune, M. (2007). Crues et sécheresse en Algérie –cas du moyen Chélif-. Thèse de Doctorat. Université d'Oran USTHBO, 244p.
- Rinsema, J. G. (2014). Comparison of Rainfall- Runoff Models for Floods Forecastings. Bachelor's thesis. University of Tasmania, 54p.
- Roche, P.-A., Miquel, J., & Gaume, E. (2012). Hydrologie quantitative Processus, modeles et aide a la decision. Springer-Verlag France, 590p.
- Rodriguez-Iturbe, I., & Rinaldo, A. (2001). Fractal River Basins: Chance and Self-Organization. Cambridge University Press, 570p.
- Romshoo, S. A., Bhat, S. A., & Rashid, I. (2012). Geoinformatics for assessing the morphometric control on hydrological response at watershed scale in the upper Indus Basin. *Journal of Earth System Science*, 121(3), 659–686.
<https://doi.org/10.1007/s12040-012-0192-8>
- Sahoo, G. B., Ray, C., & De Carlo, E. H. (2006). Calibration and validation of a physically distributed hydrological model, MIKE SHE, to predict streamflow at high frequency in a flashy mountainous Hawaii stream. *Journal of Hydrology*, 327(2), 94–109.
<https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.11.012>
- Sardoii, E. R., Rostami, N., Sigaroudi, S. K., & Taheri, S. (2012). Calibration of loss estimation methods in HEC-HMS for simulation of surface runoff (case study: Amirkabir dam watershed, Iran). *Advances in Environmental Biology*, 6(1), 343–348.
- Scet-Argi. (1985). Catalogue Des Etudes, 70p.
- Shahid, M. A., Boccardo, P., Usman, M., Albanese, A., & Qamar, M. U. (2017). Predicting Peak Flows in Real Time through Event Based Hydrologic Modeling for a Trans-Boundary River Catchment. *Water Resources Management*, 31(3), 793–810.
<https://doi.org/10.1007/s11269-016-1435-2>
- Sharma, S. K., Tignath, S., Gajbhiye, S., & Patil, R. (2013). Use of geographical information system in hypsometric analysis of kanhiya nala watershed. *International Journal of Remote Sensing & Geoscience (IJRSG)*, 2(3), 30–35.
- Sherman, L. (1932). Streamflow from rainfall by the unit-graph method. *Eng News Rec*, 108, 501–505.
- Shiklomanov, I. A. (2000). Appraisal and Assessment of World Water Resources. *Water International*, 25(1), 11–32. <https://doi.org/10.1080/02508060008686794>
- Singh, V. P. (1994). *Elementary Hydrology*. Prentice Hall of India, 983p.
- Singh, V. P., & Woolhiser, D. A. (2002). Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. *Journal of Hydrologic Engineering*, 7(4), 270–292. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)1084-0699\(2002\)7:4\(270\)](https://doi.org/10.1061/(asce)1084-0699(2002)7:4(270))
- Sok, K., & Oeurng, C. (2016). Application of HEC-HMS model to assess streamflow and water resources availability in Stung Sangker catchment of Mekong ‘Tonle Sap Lake Basin in Cambodia’. Preprints, 1–16. <https://doi.org/10.20944/preprints201612.0136.v1>
- Solomatine, D. P., & Wagener, T. (2011). Hydrological Modeling. *Treatise on Water Science*, 2, 435–457. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53199-5.00044-0>
- Srinivasan, R., Ramanarayanan, T. S., Arnold, J. G., & Bednarz, S. T. (1998). large area

- hydrologic modeling and assessment part II: Model application1. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 34(1), 91–101. <https://doi.org/10.1111/J.1752-1688.1998.TB05962.X>
- Strahler, A. (1957). Quantitative Analysis of Watershed Geomorphology, *Transactions of the American Geophysical Union*. *Transactions*, American Geophysical Union, 38(6), 913–920.
- Sukristiyanti, S., Maria, R., & Lestiana, H. (2018). Watershed-based Morphometric Analysis: A Review. *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science*, 118(1), 1–5. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/118/1/012028>
- Sun, G., Zuo, C., Liu, S., Liu, M., McNulty, S. G., & Vose, J. M. (2008). Watershed evapotranspiration increased due to changes in vegetation composition and structure under a subtropical climate. *Journal of the American Water Resources Association*, 44(5), 1164–1175. <https://doi.org/10.1111/j.1752-1688.2008.00241.x>
- Tassew, B. G., Belete, M. A., & Miegel, K. (2019). Application of HEC-HMS Model for Flow Simulation in the Lake Tana Basin: The Case of Gilgel Abay Catchment, Upper Blue Nile Basin, Ethiopia. *Hydrology*, 6(1), 21. <https://doi.org/10.3390/hydrology6010021>
- Teng, J., Jakeman, A. J., Vaze, J., Croke, B. F. W., Dutta, D., & Kim, S. (2017). Flood inundation modelling: A review of methods, recent advances and uncertainty analysis. *Environmental Modelling & Software*, 90, 201–216. <https://doi.org/10.1016/J.ENVSOF.2017.01.006>
- Thakuri, P. S., & Wijesekera, N. S. (2021). Selection of a Hydrological Model and Objective Function for Water Resources Management in Predominantly Rural Watershed using Criteria-Based Evaluation. *Journal of Water Engineering and Management*, 2(1), 22–36. <https://doi.org/10.47884/jweam.v2i1pp22-36>
- Thorntwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38(1), 55–94. <https://www.jstor.org/stable/210739>
- Todini, E. (1988). Rainfall-runoff modeling -- past, present and future. *Journal of Hydrology*, 100(1-3), 341–352. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(88\)90191-6](https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90191-6)
- Traore, V. B., Ndiayem, I., Mbow, C., Malomar, G., Sarr, J., Beye, A. C., & Diaw, A. T. (2017). Khronostat model as statistical analysis tools in low casamance River Basin, Senegal. *World Environment*, 7(1), 10–22.
- Tuo, Y., Duan, Z., Disse, M., & Chiogna, G. (2016). Evaluation of precipitation input for SWAT modeling in Alpine catchment: A case study in the Adige river basin (Italy). *Science of the Total Environment*, 573(3), 66–82. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.08.034>
- Umukiza, E., Raude, J. M., Wandera, S. M., Petroselli, A., & Gathenya, J. M. (2021). Impacts of land use and land cover changes on peak discharge and flow volume in kafia and esamburmbur sub-catchments of narok town, kenya. *Hydrology*, 8(2), 82. <https://doi.org/10.3390/hydrology8020082>
- USACE. (2009). HEC-GeoHMS Geopatial Hydrologic Modeling Extention Version 4.2 (Issue May), 197p.
- USACE. (2018). Hydrologic Modeling System User’s Manual. In *Hydrologic Engineering*

- Center (Issue September), 624p.
- USDA-NRCS. (2008). National Engineering Handbook Chapter 15, Time of Concentration. In Part 630 Hydrology (pp. 1–15).
- USDA. (1986). Urban Hydrology for Small Watersheds. In Soil Conservation (Issue Technical Release 55 (TR-55)), 161p.
- Vaze, J., Jordan, P., Beecham, R., Frost, A., Summerell, G., & Vaze, J., Jordan, P., Beecham, R., Frost, A., Summerell, G. (2012). Guidelines for rainfall-runoff modelling: Towards best practice model application. In eWater Cooperative Research Center. eWater CRC, 48p.
- Vázquez, R. F., Feyen, L., Feyen, J., & Refsgaard, J. C. (2002). Effect of grid size on effective parameters and model performance of the MIKE-SHE code. *Hydrological Processes*, 16(2), 355–372. <https://doi.org/10.1002/hyp.334>
- Vrugt, J. A., Gupta, H. V., Bouten, W., & Sorooshian, S. (2003). A Shuffled Complex Evolution Metropolis algorithm for optimization and uncertainty assessment of hydrologic model parameters. *Water Resources Research*, 39(8), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2002WR001642>
- Wagener, T., & Gupta, H. V. (2005). Model identification for hydrological forecasting under uncertainty. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 19, 378–387. <https://doi.org/10.1007/s00477-005-0006-5>
- Wijngaard, J. B., Klein Tank, A. M. G., & Können, G. P. (2003). Homogeneity of 20th century European daily temperature and precipitation series. *International Journal of Climatology*, 23(6), 679–692. <https://doi.org/10.1002/joc.906>
- Yang, W., Long, D., & Bai, P. (2019). Impacts of future land cover and climate changes on runoff in the mostly afforested river basin in North China. *Journal of Hydrology*, 570(January), 201–219. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2018.12.055>
- Yu, Z. (2015). Hydrology, Floods and Droughts: Modeling and Prediction. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences: Second Edition*, 3, 217–223. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-382225-3.00172-9>
- Zare, M., & Pakparvar, M. (2021). Optimizing the Runoff Estimation with HEC-HMS Model Using Spatial Evapotranspiration by the SEBS Model. *Water Resources Management*, 35(8), 2633–2648. <https://doi.org/10.1007/s11269-021-02855-x>
- Zekouda, N. (2009). Modélisation des crues de oued Ouahr ane pour la gestion intégrée des risques d'inondation. Mémoire de Magister. Université de Chlef UHBC, 144p.

Annexes

Annexe I : Lois d'ajustement des données hydrométéorologiques

V.1 Pluie annuelle

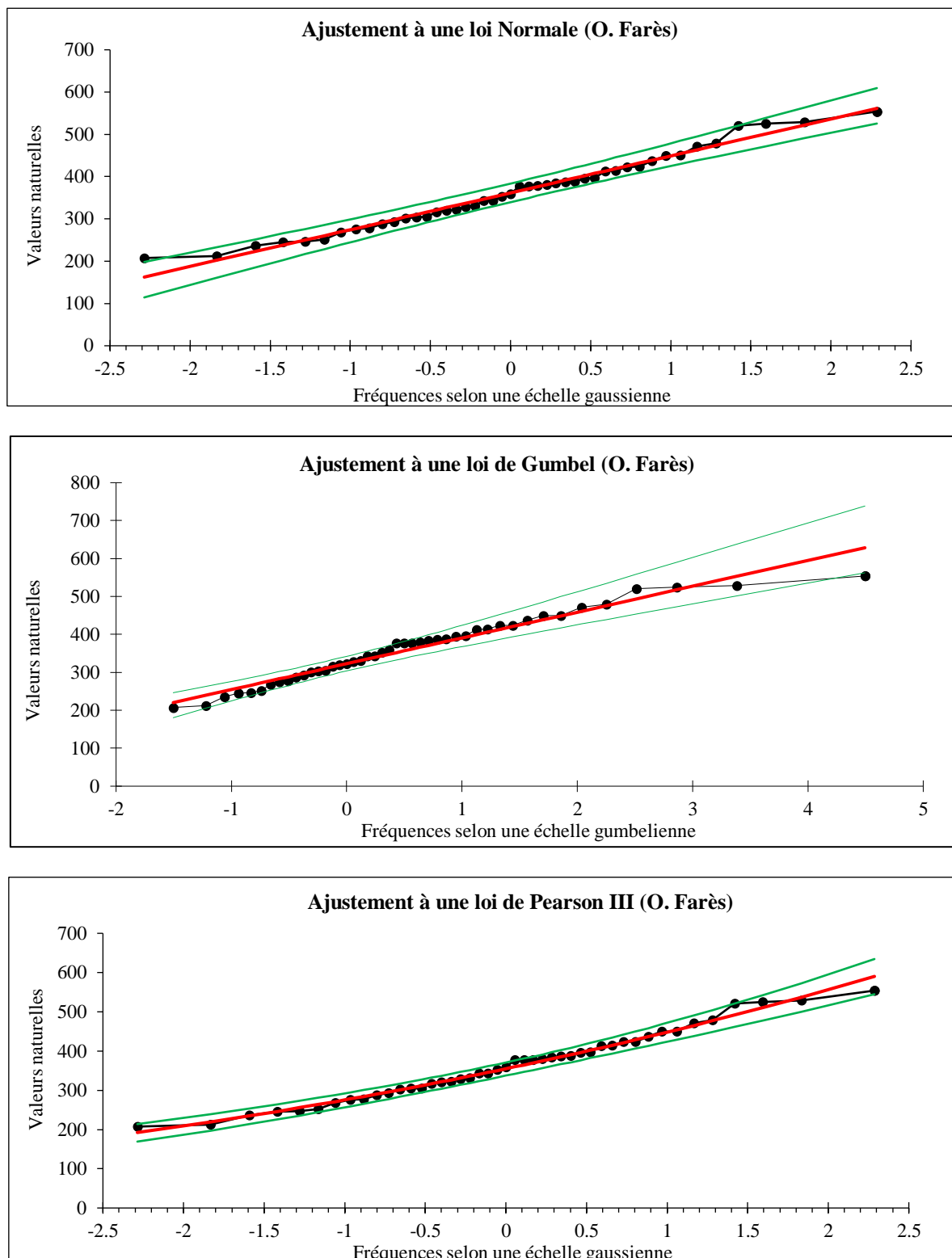


Figure V.1. Lois d'ajustement des pluies annuelles pour la station d'Ouled Farès

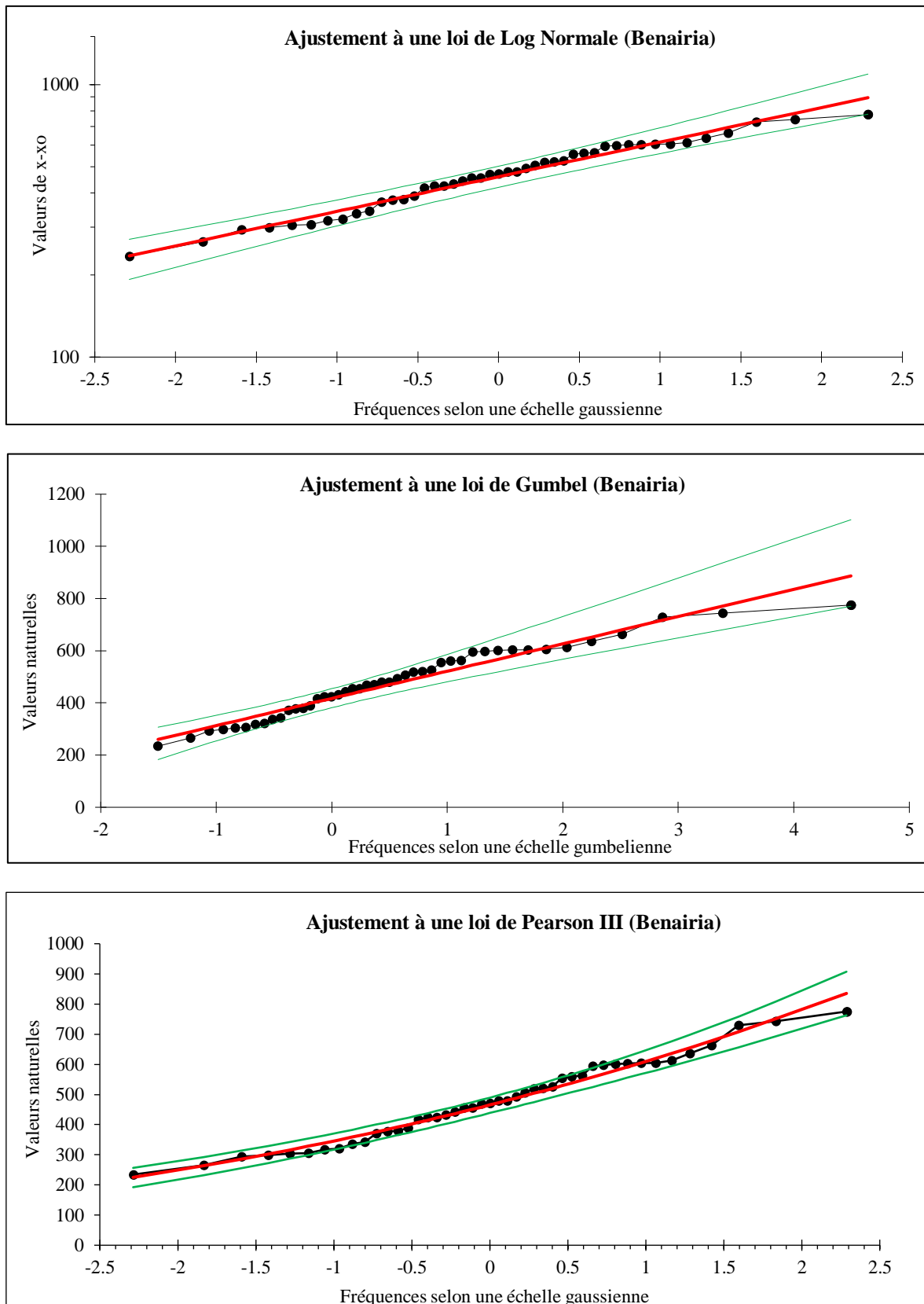


Figure V.2. Lois d'ajustement des pluies annuelles pour la station de Benairia

V.2 Pluie maximales journalières

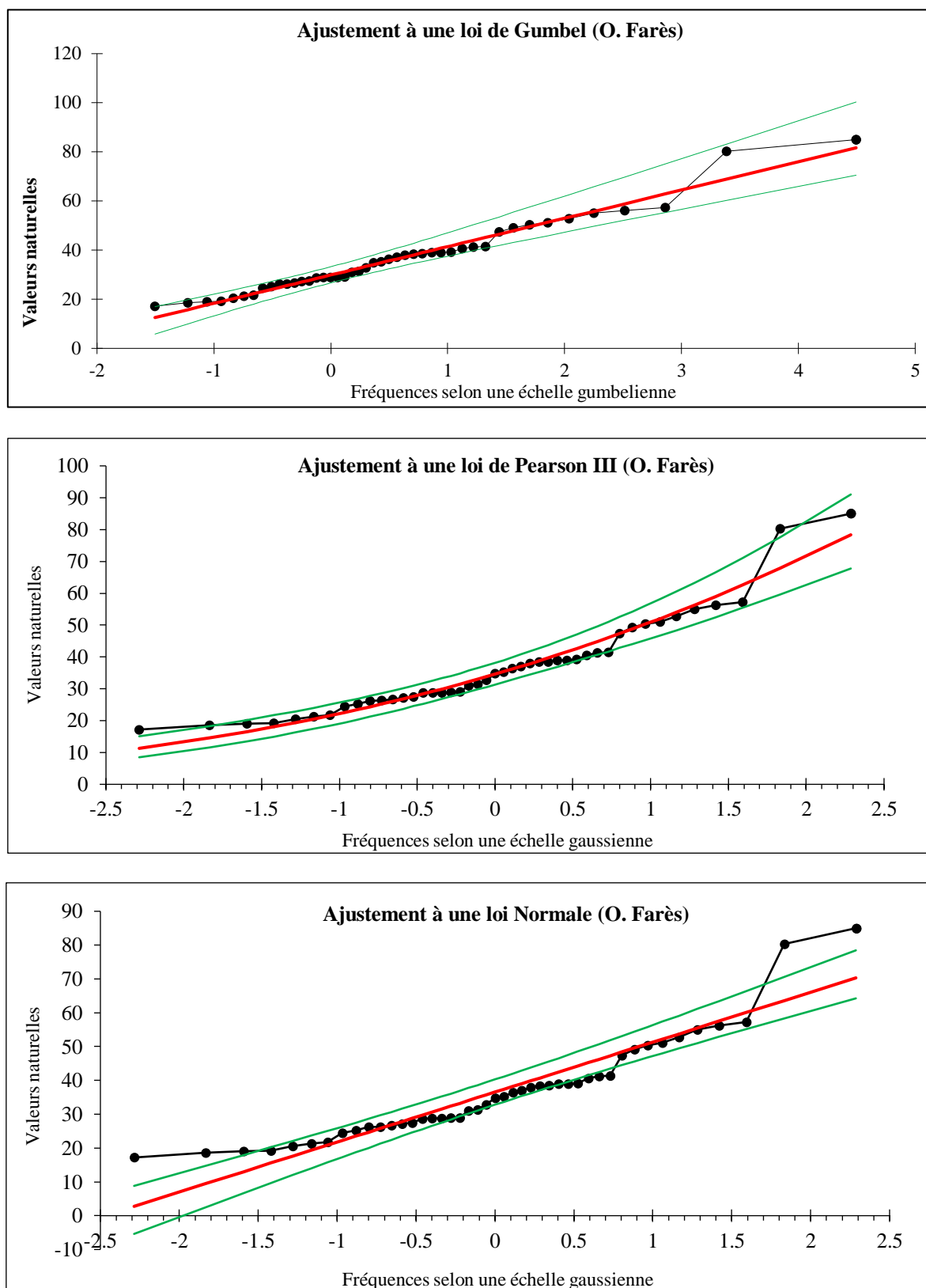


Figure V.3. Lois d'ajustement des pluies maximales journalières pour la station d'Ouled Farès

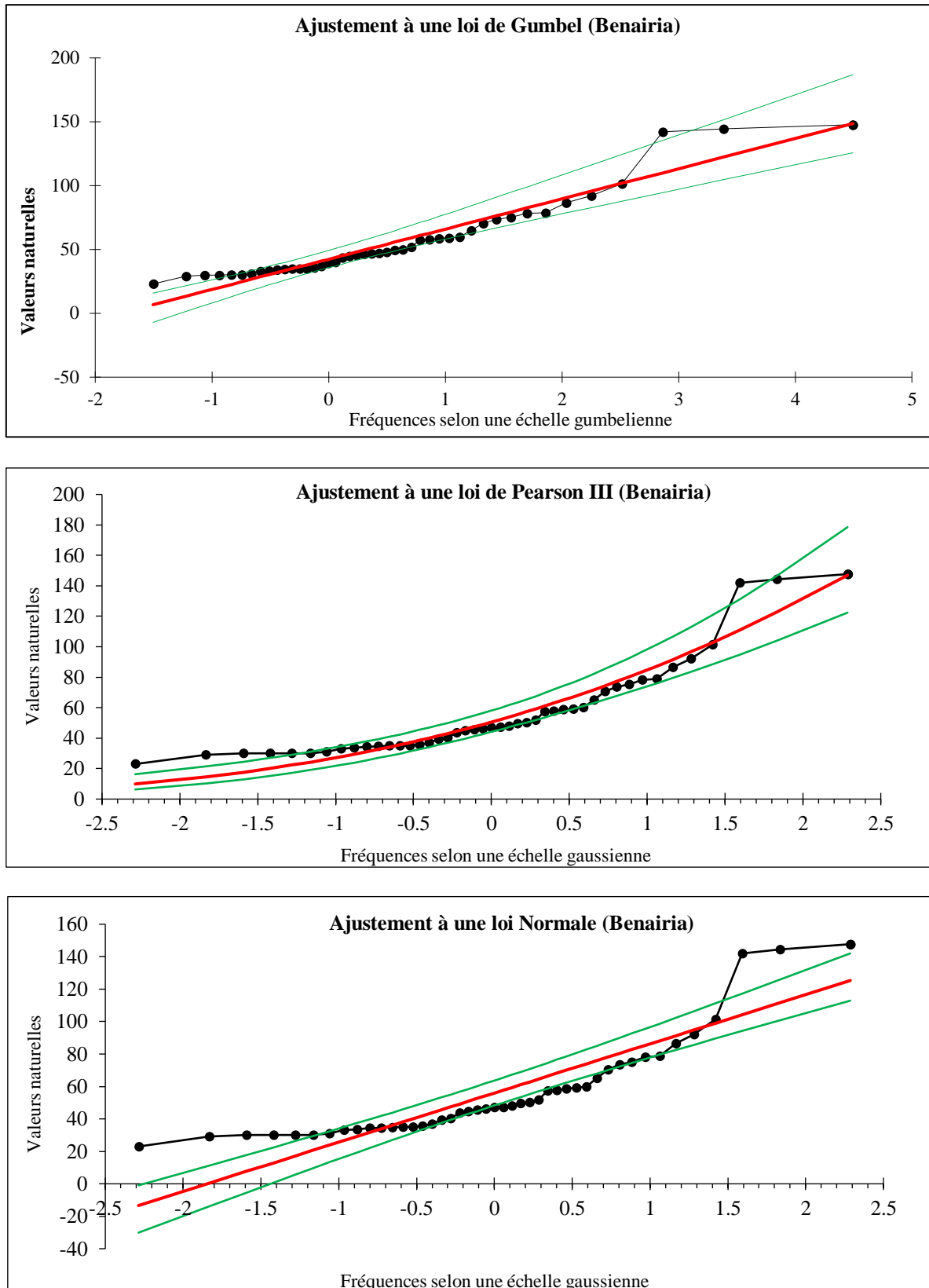
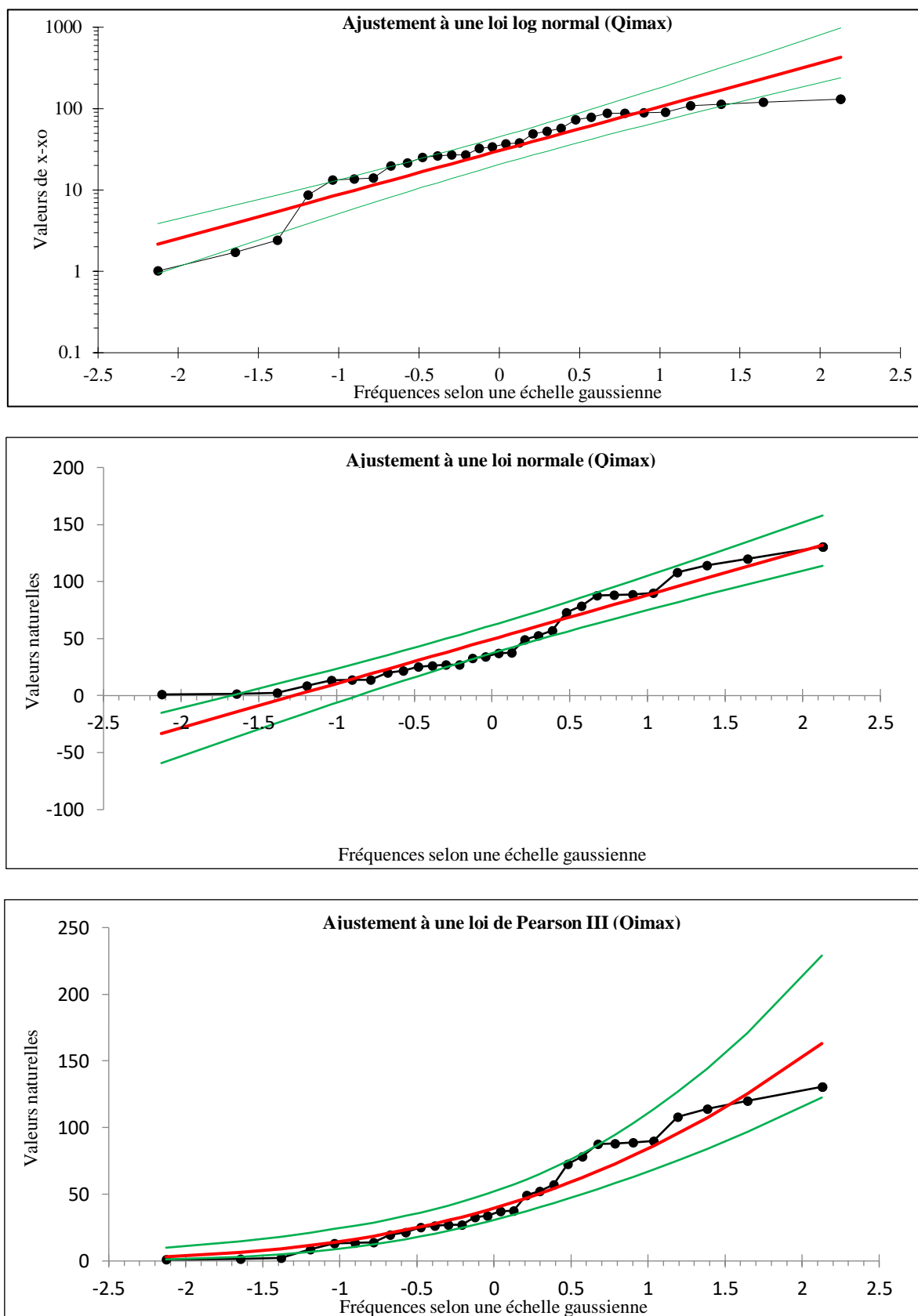


Figure V.4. Lois d'ajustement des pluies maximales journalières pour la station de Benairia

V.3 Débits maximaux instantanés (Q_{imax}) et journalières (Q_{jmax})Figure V.5. Lois d'ajustement des débits maximaux instantanés (Q_{imax})

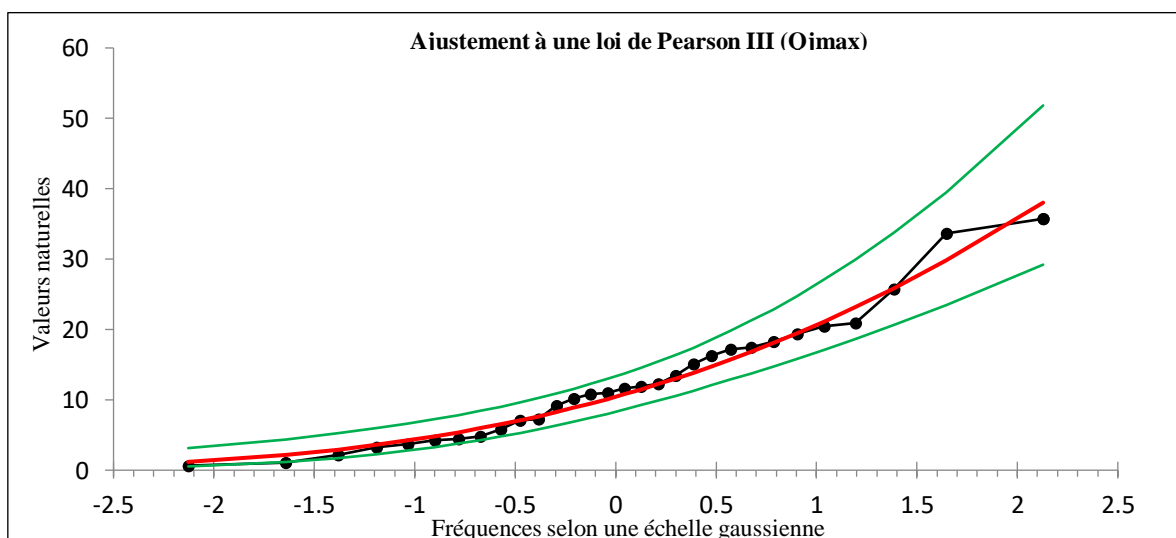
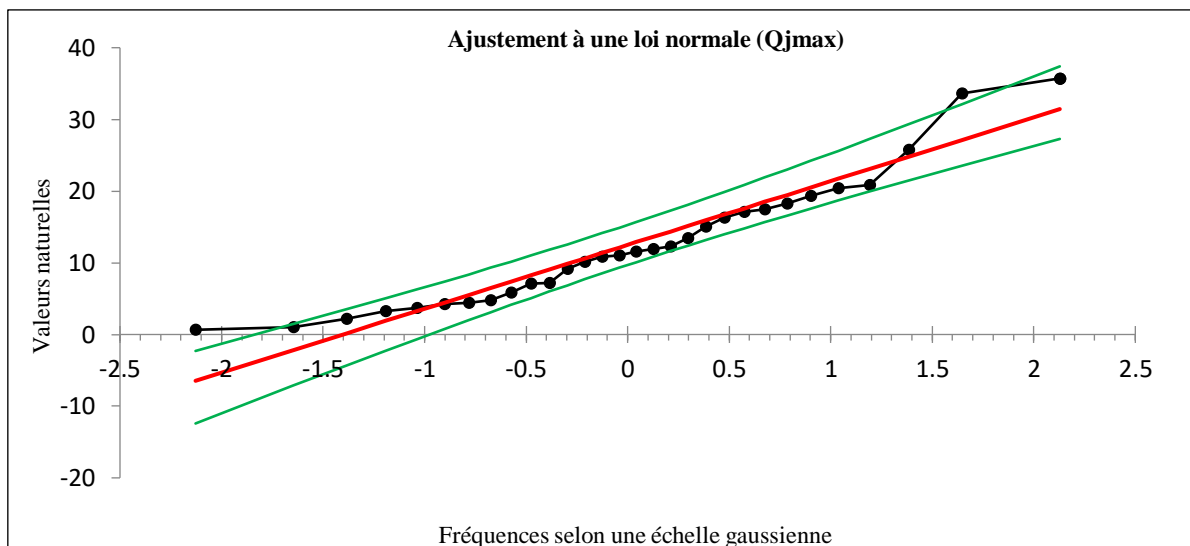
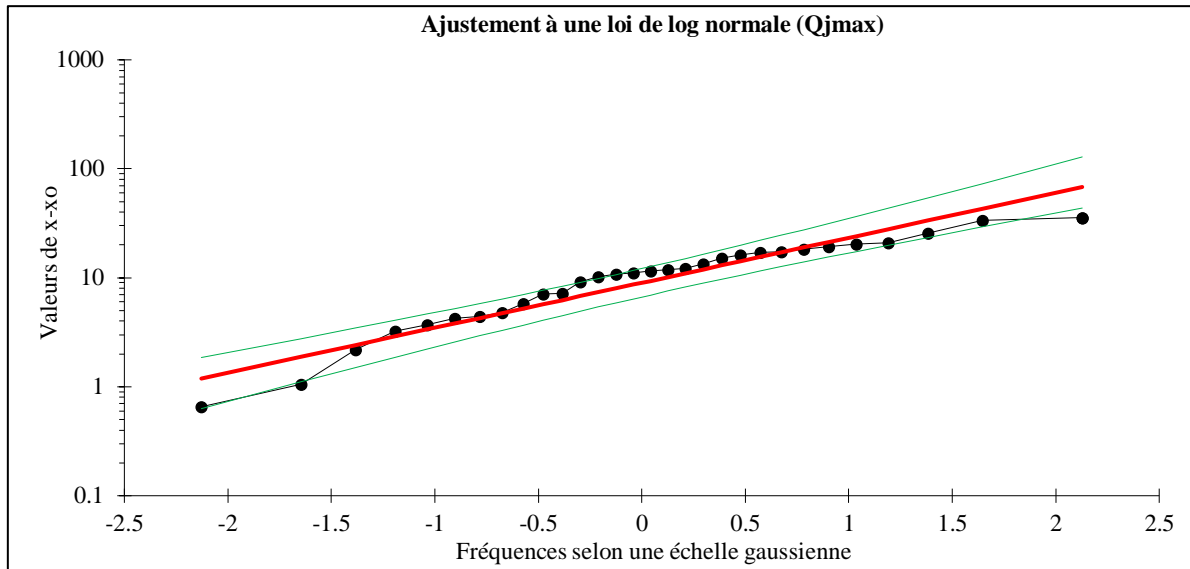


Figure V.6. Lois d'ajustement des débits maximaux journaliers (Q_{jmax})

V.4 Coefficient d'écoulement moyen annuel à l'Oued Ouahrane (1983-2013)

Années	Coefficient d'écoulement O. Farès (%)	Coefficient d'écoulement Benairia (%)
1983-1984	5.82	4.00
1984-1985	2.14	1.57
1985-1986	1.96	1.65
1986-1987	22.32	15.72
1987-1988	1.63	1.27
1988-1989	4.98	2.93
1989-1990	4.23	3.54
1990-1991	3.21	4.02
1991-1992	2.50	3.38
1992-1993	2.29	1.56
1993-1994	1.18	0.94
1994-1995	3.99	2.96
1995-1996	10.12	8.08
1996-1997	5.40	4.57
1997-1998	10.39	6.77
1998-1999	9.90	5.84
1999-2000	27.51	18.26
2000-2001	10.37	7.45
2001-2002	8.06	5.02
2002-2003	2.15	1.48
2003-2004	3.35	2.36
2004-2005	10.56	6.16
2005-2006	4.89	2.91
2006-2007	5.76	3.70
2007-2008	2.62	1.73
2008-2009	11.47	7.93
2009-2010	6.07	4.78
2010-2011	3.99	3.19
2011-2012	14.23	15.96
2012-2013	8.73	8.20

V.5 Coefficient d'écoulement maximal journalier à l'Oued Ouahrane (1983-2013)

Années	Écoulement maximal (mm)	Date	Coefficient d'écoulement O. Farès (%)	Coefficient d'écoulement Benairia (%)
1983-1984	5.85	23/11/1983	30.80	19.44
1984-1985	0.21	06/03/1985	1.22	0.72
1985-1986	0.34	30/01/1986	0.93	0.97
1986-1987	10.75	05/02/1987	27.57	22.83
1987-1988	1.41	04/10/1987	7.35	4.10
1988-1989	3.81	14/12/1988	10.03	4.14
1989-1990	3.53	10/04/1990	18.96	11.34
1990-1991	6.54	03/10/1990	22.80	28.45
1991-1992	3.92	07/05/1992	18.42	9.98
1992-1993	0.70	01/03/1993	2.67	1.90
1993-1994	1.36	20/01/1994	6.62	4.51
1994-1995	7.19	07/01/1995	17.37	14.35
1995-1996	1.48	15/03/1996	5.38	2.09
1996-1997	6.19	21/04/1997	11.72	9.52
1997-1998	1.03	06/12/1997	2.10	1.79
1998-1999	3.46	19/01/1999	6.04	2.40
1999-2000	5.48	18/12/1999	19.04	11.08
2000-2001	5.21	24/10/2000	10.99	8.68
2001-2002	11.43	11/11/2001	14.23	7.74
2002-2003	1.53	10/01/2003	7.03	3.79
2003-2004	0.77	11/12/2003	2.94	1.70
2004-2005	6.68	09/12/2004	26.51	19.14
2005-2006	3.26	05/05/2006	8.02	2.29
2006-2007	2.93	16/04/2007	10.18	4.95
2007-2008	1.18	29/11/2007	4.82	2.46
2008-2009	3.71	12/01/2008	10.00	7.16
2009-2010	2.28	11/02/2010	6.46	3.88
2010-2011	4.83	01/02/2011	8.59	6.57
2011-2012	5.58	03/02/2012	14.53	15.95
2012-2013	4.30	25/04/2013	14.89	9.16

Annexe II : Paramètres et résultats du modèle HEC-HMS

VI.1 Le CN en fonction de type et de groupe hydrologiques du sol (USDA, 1986)

Description	Imperméabilité Moyen	CN Par Groupe Hydrologique De Sol				Utilisations Typiques Des Terres
		A	B	C	D	
Résidentiel (Haute Densité)	65	77	85	90	92	Multifamiliale, Appartements, Parcs à Roulottes
Résidentiel (Moyenne Densité)	30	57	72	81	86	Unifamiliale, Taille du Lot 1/4 à 1 acre
Résidentiel (Faible Densité)	15	48	66	78	83	Unifamilial, Taille de Lot 1 et Plus
Commercial	85	89	92	94	95	Section Commercial, Centres Commerciaux, Magasins de Commodités
Industriel	72	81	88	91	93	Industrie Légère, Ecoles, Prisons, Stations D'épuration
Distribué / Transitionnel	5	76	85	89	91	Parkings de Gravier, Carrières, Terrains en Cours D'aménagement
Agriculture	5	67	77	83	87	Terres Cultivées, Cultures En Ligne, Légumineuses à la Volée
Terrains Ouverts - Bon	5	39	61	74	80	Parcs, Terrains de Golf, Voies Vertes, Pâturages
Prairie	5	30	58	71	78	Champs de Foin, Herbes Hautes, Pâturages non Pâturés
Bois (Couverture Epaisse)	5	30	55	70	77	Les Forêts et les Broussailles Couvrent Adéquatement le Sol
Bois (Couverture Mince)	5	43	65	76	82	Bois Clairs, Association Bois- Herbe, Fermes d'arbres
Imperméable	95	98	98	98	98	Parkings Goudronnés, Centres Commerciaux, Grands Axes Routiers
Eau	100	100	100	100	100	Plans D'eau, Lacs, Etangs, Zones Humides

VI.2 Données de pluies et de débits pour les évènements de l'Oued Ouahrane

Crue de 23 novembre 1983	
Pluie Maximale Journalière (P_{jmax}) en (mm)	
P_{jmax} (O.Farès)	19
P_{jmax} (Benairia)	30.1
P_{jmax} (Moy)	24.55
Débit Instantané (Q_i) en (m ³ /s)	
Date	De 22nov.1983 00:00 à 24nov.1983 23:00
Pas de Temps	Horaire
<i>Max</i>	108
<i>Min</i>	0.33
<i>Moy</i>	8.21
Écart-type (σ)	19.06

Crue de 05 février 1987	
Pluie Maximale Journalière (P_{jmax}) en (mm)	
P_{jmax} (O.Farès)	39
P_{jmax} (Benairia)	47.1
P_{jmax} (Moy)	43.03
Débit Instantané (Q_i) en (m ³ /s)	
Date	De 04févr.1987 05:00 à 07févr.1987 04:00
Pas de Temps	Horaire
<i>Max</i>	71.8
<i>Min</i>	0.6
<i>Moy</i>	17.16
Écart-type (σ)	16.95

Crue de 24 octobre 2000

 Pluie Maximale Journalière (P_{jmax}) en (mm)

P_{jmax} (O.Farès)	47.4
P_{jmax} (Benairia)	60
P_{jmax} (Moy)	53.7

 Débit Instantané (Q_i) en (m^3/s)

Date	De 24oct.2000 00:00 à 25oct.2000 23:00
Pas de Temps	Horaire
<i>Max</i>	114
<i>Min</i>	0
<i>Moy</i>	8.54
Écart-type (σ)	21.74

Crue de 11 novembre 2001

 Pluie Maximale Journalière (P_{jmax}) en (mm)

P_{jmax} (O.Farès)	80.3
P_{jmax} (Benairia)	147.7
P_{jmax} (Moy)	114

 Débit Instantané (Q_i) en (m^3/s)

Date	De 10nov.2001 05:00 à 12nov.2001 23:00
Pas de Temps	Horaire
<i>Max</i>	87.6
<i>Min</i>	0.2
<i>Moy</i>	22.22
Écart-type (σ)	32.98

Crue de 11 février 2010

 Pluie Maximale Journalière (P_{jmax}) en (mm)

P_{jmax} (O.Farès)	35.2
P_{jmax} (Benairia)	58.6
P_{jmax} (Moy)	46.9

 Débit Instantané (Q_i) en (m^3/s)

Date	De 10févr.2010 12:00 à 13févr.2010 00:00
Pas de Temps	Horaire
<i>Max</i>	88.3
<i>Min</i>	13.4
<i>Moy</i>	29.34
Écart-type (σ)	15.83

Crue de 01 février 2011

 Pluie Maximale Journalière (P_{jmax}) en (mm)

P_{jmax} (O.Farès)	56.2
P_{jmax} (Benairia)	73.5
P_{jmax} (Moy)	64.85

 Débit Instantané (Q_i) en (m^3/s)

Date	De 01févr.2011 00:00 à 03févr.2011 23:00
Pas de Temps	Horaire
<i>Max</i>	34
<i>Min</i>	0
<i>Moy</i>	3.72
Écart-type (σ)	7.42

Crue de 22 janvier 2017	
Pluie Maximale Journalière (P_{jmax}) en (mm)	
P_{jmax} (O.Farès)	65.7
P_{jmax} (Benairia)	81.9
P_{jmax} (Moy)	73.8

Débit Instantané (Q_i) en (m ³ /s)	
Date	De 21janv.2017 08:00 à 25janv.2017 06:00
Pas de Temps	Horaire
Max	156.4
Min	0.1
Moy	55.4
Écart-type (σ)	45.49
