

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE**  
**MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE**  
**SCIENTIFIQUE**  
**UNIVERSITE AKLI MOHAND OULHADJ DE BOUIRA**



Faculté des Sciences et des Sciences Appliquées  
Département de Génie civil

**Mémoire de fin d'études**

Présenté par :  
BELKACEMI Fayçal

En vue de l'obtention du diplôme de **Master en :**

Filière : HYDRAULIQUE  
Spécialité : Ressources Hydrauliques

**Thème :**

Modélisation de la relation pluie-débit par les modèles conceptuels GR, Cas  
d'affluent d'Oued Seybousse (station Moulin Rochefort Guelma, Algérie)

**Devant le jury composé de :**

GHERNAOUT Redhouane	Grade MCA	UAMOB	Président
KHALDI Ramzi	Grade MAA	UAMOB	Encadreur
REZIG Amina	Grade MAA	UAMOB	Examinatrice
BALOUL Djouhra	Grade MAA	UAMOB	Examinatrice

**Année Universitaire 2019/2020**

## ملخص

تعتبر النمذجة الهيدرولوجية نشاط شائع جداً بين اختصاصي الهيدرولوجيا. والنموذج الهيدرولوجي هو أداة أساسية لفهم ديناميكيات احواض الصب. وفي هذا الإطار يهدف هذا العمل إلى دراسة العلاقة بين تساقط الامطار وحصيلة تدفقات الوديان السنوية والشهرية واليومية في حوض الصب لواد سيبوس (منفذ قالمة) باستخدام نموذج GR المفاهيم (GR1A) و (GR2M) و (GR4J) وقد مكنت الدراسة من اظهار مدى نجاعة نموذج الهندسة الريفية (GR) لتوليد سلسلة من التدفقات الكرونولوجية بقيم سنوية وشهرية ويومية. ومع احتساب معيار NASH للمقارنة بين التدفقات المرصودة والمحاكاة كانت نتائج هذا الاخير على النحو التالي: بالنسبة للقيم السنوية كانت النتيجة المتحصل عليها لمعيار NASH 85.8% وفيما يخص القيم الشهرية كانت النتيجة 90.5% وعلى المستوى اليومي 77.3% وهي تعتبر نتائج جد مرضية.

## Résumé

La modélisation hydrologique est une activité très répandue parmi les hydrologues. Le modèle hydrologique est un outil incontournable dans la compréhension de la dynamique d'un bassin versant. Le présent travail vise à étudier la relation 'pluie-débit' à l'échelle annuelle, mensuelle, et journalière sur le bassin versant d'oued SEYBOUSE (exutoire Guelma) en utilisant le modèle conceptuel GR (GR1A, GR2M et GR4J). L'étude a mis en évidence l'utilité du modèle Génie Rural (GR) pour générer une série chronologique de débits en valeurs annuelles, mensuelles et journalières« Le critère de Nash de comparaison des hydrogrammes des débits observés et débits simulés montre que les résultats sont très satisfaisants. Il est de l'ordre de 85.8% pour les valeurs annuelles, 90.5% pour les valeurs journalières et 77.3% pour les valeurs journalières.

## Abstract

Hydrological modeling is a widespread activity among hydrologists. The hydrological model is an essential tool for understanding the dynamics of a watershed. The present work aims to study the 'rain-flow' relationship at annual, monthly and daily scales in the SEYBOUSE wadi watershed (Guelma outlet) using the conceptual model GR (GR1A, GR2M and GR4J). The study highlighted the usefulness of the Rural Engineering (GR) model to generate a time series of flows in annual, monthly and daily values. The NASH criterion of comparison between observed and simulated flow hydrographs shows results : for the annual values the NASH criterion value was 85.8%, for the monthely values 90.5% and for the daily values 77.3% which are considered vary satisfactory results.

# *Remerciements*

*Tout d'abord, je tiens à remercier et rendre grâce à DIEU le tout puissant et miséricordieux de nous avoir guidé le long de notre vie vers le chemin droit , de nous avoir donné le courage, la patience dans tous les moments difficiles et de nous avoir permis de terminer ce modeste travail.*

*Je tiens également à exprimer mes vifs remerciements à toutes les personnes qui m'ont aidé tout le long de mon notre travail, particulièrement :*

*Mon encadreur **Mr. KHALDI Ramzi**, pour sa gentillesse, sa disponibilité et sa contribution générale à l'élaboration de ce travail. Durant cette période, il a su me guider dans mon travail. Il m'a fourni un cadre de travail idéal pendant l'élaboration de mon mémoire qui m'a permis de développer mes idées. Il a toujours su apporter le regard critique nécessaire sur mes travaux tout en proposant des solutions et en m'indiquant des voies de recherche pertinentes. Sans son honorable disponibilité permanente, son soutien et ses conseils, ce travail n'aurait pas pu aboutir.*

*Ma gratitude s'adresse aux membres de jury pour l'honneur d'accepter et donner du temps et des efforts pour juger mon travail.*

*Mes chaleureux remerciements vont à tous mes enseignants qui ont contribué à ma formation durant mon cursus scolaire et universitaire et tous les responsables et le staff de ma spécialité.*

*Finalement, j'adresse mes sincères remerciements à tous mes proches et amis qui m'ont toujours soutenus et encouragés au cours de la réalisation de ce travail.*

## *Dédicace*

*A mon père,*

*L'épaule solide, l'œil attentif compréhensif et la personne la plus digne de mon estime et de mon respect. En témoignage, je t'offre ce modeste travail pour te remercier pour tes sacrifices et l'affection dont tu m'as toujours entourée.*

*A ma mère,*

*Tu m'as donné la vie, la tendresse et le courage pour réussir. Tout ce que je peux t'offrir ne pourra pas exprimer l'amour et la reconnaissance que je te porte. Aucune dédicace ne saurait exprimer mes sentiments, que dieu te préserve et te procure santé et longue vie.*

*A mes chers frère et sœur,*

*Les piliers et les guides de ma réussite.*

*A ma famille,*

*A mes ami(e)s,*

*A tous mes enseignants durant tous mon cursus,*

*A toute la promotion « Master II Ressources Hydraulique » 2019 /2020.*

***BELKACEMI Fayçal***

# *Table de matières*

Résumé.

Remerciement.

Dédicace.

Table de matières.

Liste des figures.

Liste des tableaux.

Introduction générale

## **Chapitre I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE.**

Introduction	2
I. Présentation de site	2
I.1. Situation géographique	2
I.2. Aspect administratif	3
I.3. Structure de la population	3
I.4. Le relief	3
I.5. Géologie	4
I.6. Le climat	4
I.7. Réseau hydrographique	4
I.8. Cadre hydrogéologique	5
II. Présentation de bassin versant	6
II.1. Définition	6
II.2. Type de bassin versant	7
II.2.1. Le bassin versant topographique	7

II.2.2. Le bassin versant hydrogéologique	7
II.3. La méthode de délimitation d'un bassin versant	7
II.3.1. Présentation de Global Mapper	8
II.4. Les caractéristiques de bassin versant	9
II.4.1. Surface du bassin versant " S "	9
II.4.2. Périmètre du bassin versant " P "	9
II.4.3. Indice de compacité de Gravelus " K <sub>c</sub> "	9
II.4.4. Rectangle équivalent	10
II.4.5. Répartition et courbe hypsométriques	11
II.4.6. Présentation de logiciel ArcGIS	11
II.4.7. Indice de pente globale " I <sub>g</sub> "	13
II.4.8. Pente moyenne du bassin versant " I <sub>m</sub> "	13
II.4.10. Densité de drainage « D <sub>d</sub> »	15
II.4.11. Coefficient de sinuosité " K <sub>s</sub> "	15
II.4.12. Temps de concentration du bassin versant " t <sub>c</sub> "	15
Conclusion :	17

## **CHAPITRE II : ETUDE DES PARAMETRES HYDROLOGIQUES**

I. Présentation des données	18
I.1. Les précipitations	18
I.2. Etude des précipitations	18
I.2.1. Précipitation annuelles	18
I.2.2. Précipitations mensuelles	19
I.2.3. Précipitations saisonnières	20
I.3. Etude des températures	21
I.3.1. Courbe pluviothermique de Bagnouls et Gaussen	21
I.4. Evapotranspiration	22
A. Formule de THORNTHWAITE (1948)	22
B. Formule de Turc (1955)	23
I.5. Etude des débits	23
I.5.1. Etude des débits annuels	24
I.5.2. Etude des débits mensuels	24

II. Etude d'homogénéisation des données	25
II.1. Présentation de khronostat	25
II.2. Méthodes statistiques utilisées	26
II.2.1. Test de corrélation sur le rang [Lubes-Niel et al. 1998]	26
II.2.2. Statistique U de Buishand [Buishand, 1982 ; Buishand, 1984]	26
II.2.3. Ellipse de Bois (Bois, 1972)	27
II.2.4. Test de Pettitt [Pettitt, 1979; Servat et al., 1997] :	27
II.2.5. Procédure de segmentation de Hubert [Hubert, 1993 ; Hubert and Carbonnel, 1993]	28
II.2.6. Homogénéisation des données	28
II.3. Interprétions des résultats	31
III. L'ajustement	31
III.1. Ajustement des précipitations annuelles	31
III.1.1. Test graphique	31
III.1.2. Teste de khi-deux	33
III.1.3. Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée	34
III.2. Ajustement des débits annuels	34
III.2.1. Test graphique	34
III.2.2. Teste de khi-deux	36
III.2.3. Calcul des DEBITS pour des périodes de récurrence donnée	36
Conclusion	37

### **Chapitre III : L'ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION HYDROLOGIQUE**

INTRODUCTION	38
I.Objectif de la modélisation	38
II. Classification des modèles	40
II.1. Le modèle déterministe	41
II.2. Le modèle probabiliste	41
II.3. Le modèle statistique et stochastique	42
II.4. Le modèle événementiel	42

II.5. Le modèle global ou distribué _____	<b>42</b>
II.6. Classification basée sur la représentation des processus hydrologiques _____	<b>43</b>
II.6.1. La modélisation de type boîte noire _____	43
II.6.2. Un modèle hydrologique à base physique _____	43
II.6.3. Un modèle à réservoir _____	43
III. Exemple de quelques modèles _____	<b>44</b>
III.1. TOPMODEL _____	44
III.2. HEC HMS _____	44
III.3. Hydrotel : l'intégration des données de télédétection _____	45
III.4. MIKE SHE _____	45
III.5. TOPKAPI _____	46
III.6. AIGA _____	46
IV. Les modèles génie rural GR _____	<b>47</b>
IV.1. Le calage et validation d'un modèle _____	47
IV.2. Critères de qualité _____	48
IV.3. Objectifs de développement _____	48
IV.4. Mode de développement _____	48
V. Le modèle pluie-débit annuel GR1A _____	<b>49</b>
V.1. Commentaires et critiques du modèle GR1A _____	<b>49</b>
V.1.1. Description mathématique _____	49
V.1.2. Paramètre de modèle _____	50
VI. Le modèle pluie-débit mensuel GR2M _____	<b>50</b>
VI.1. Description mathématique _____	51
VI.2. Paramètres _____	52
VII. Le modèle pluie-débit journalier GR4J _____	<b>52</b>
VII.1. Description mathématique GR4J _____	53
VII.2. Paramètres _____	57
Conclusion _____	<b>57</b>



## **Chapitre IV Modélisation pluie-débit du bassin d'Oued Seybouse (exutoire Guelma)**

<b>I. Modélisation par corrélation puits/débits</b>	<b>59</b>
I.1. Corrélation à l'échelle annuelle	59
I.2. Corrélations mensuelles	61
I.3. Corrélations journalières	62
<b>II. Application du modèle GR</b>	<b>63</b>
<b>III. Modèle annuel GR1A</b>	<b>64</b>
III.1. Calage du modèle GR1A	64
III.2. Validation du modèle	66
<b>IV. Modèle mensuel GR2M</b>	<b>66</b>
IV.1. Calage du modèle GR2M	67
IV.3. Validation du modèle GR2M	69
<b>V. Modèle journalier GR4J</b>	<b>69</b>
V.1. Formule d'Oudin pour la détermination de l'évapotranspiration potentielle en modélisation hydrologique	70
V.2. Calage du modèle GR4J	70
V.3. Validation du modèle GR4J	73
<b>VI. Forçage du modèle</b>	<b>74</b>
<b>Conclusion</b>	<b>74</b>
Conclusion générale	

## *Liste des figures*

Figure I.1: Situation géographique de la wilaya de Guelma	2
Figure I.2: Carte du réseau hydrographique du bassin versant de Guelma.	5
Figure I.3: Coupe hydrogéologique dans la plaine de Guelma (d'après B.Gaud, 1974).	5
Figure I.4: image explicative de bassin versant.	6
Figure I.5: Bassin versant topographique et hydrogéologique.	7
Figure I.6: sous bassin versant SEYBOUSSE, exutoire GUELMA STATION.	8
Figure I.7: Rectangle équivalent du bassin versant en question.	11
Figure I.8: la courbe hypsométrique.	12
Figure I.9: classification de schumm pour le bassin versant oued SEYBOUSE (exutoire Guelma).	14
Figure II.1: Variations interannuelles des précipitations de la station Guelma lycée MBM.	19
Figure II.2: Variations des précipitations moyennes mensuelles.	20
Figure II.3 : Variations saisonnières des précipitations moyennes	20
Figure II.4: Courbe de répartitions des températures moyennes mensuelles station (1974-1989).	21
Figure II.5: Courbe pluviothermique de Bagnouls et Gausse	22
Figure II.6: Variation de débit annuel station Moulin Rochefort (1974-1989).	24
Figure II.7: Variations mensuelles des lames d'eau écoulées (1974-1989).	25
Figure II.8: Résultats de test de Buishand pour la série des précipitations annuelles.	29
Figure II.9: Résultats de test Pettitt de pour la série des précipitations annuelles.	29
Figure II.10: Résultats de test de Buishand pour la série des débits annuels.	30
Figure II.11: Résultats de test de Pettitt pour la série des débits annuels.	30
Figure II.12: Ajustement selon la loi normale de Gauss.	32
Figure II.13: Ajustement selon la loi log-normale.	32
Figure II.14: Ajustement selon la loi Gumbel.	33
Figure II.15: Ajustement selon la loi normale de Gauss.	35
Figure II.16: Ajustement selon la loi log-normale.	35
Figure II.17: Ajustement selon la loi Gumbel.	35
Figure III.1: Représentation schématique de la modélisation pluie-débit.	39
Figure III.2: Composants d'un modèle (Singh, 1995).	40
Figure III.3: Classification des modèles proposée par Singh (1995).	41

Figure III.4: Tableau récapitulatif de quelques modèles hydrologiques (Estupina-Borrell, 2004).	47
Figure III.5: Schéma de la structure du modèle GR2M.	51
Figure III.6: Schéma de la structure du modèle GR4J (d'après Perrin, 2000).	53
Figure IV.1: Corrélacion puissance.	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
Figure IV.2: Corrélacion linéaire.	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
Figure IV.3: Corrélacion exponentielle	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
Figure IV.4: Corrélacion logarithmique.	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
Figure IV.5: Corrélacion polynomiale.	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
Figure IV.6: Résultats des différentes corrélacions entre les pluies et Les débits écoulés mensuelles	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
Figure IV.7: Résultats graphiques des différentes corrélacions entre les pluies et Les débits écoulés au pas du temps Journaliers	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
Figure IV.8: Résultat obtenu du calage du modèle GR1A avec les précipitations de la station de Moulin Rochefort	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
Figure IV.9: Résultats graphique de la validation.	66
Figure IV.10: Résultats graphique de Calage du modèle GR2M	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
Figure IV.11: résultat de la validation pour le modèle GR2M.	69
Figure IV.12: Résultat graphiques du calage du modèle GR4J	<b>Erreur ! Signet non défini.</b>
Figure IV.13: Résultats de la validation de modèle GR4J.	73

## *Liste des tableaux*

Tableau I.1 : Caractéristiques physique de bassin versant obtenus par Global Mapper. _____	9
Tableau I.2: les résultats de calcul de rectangle équivalent. _____	10
Tableau I.3: Surfaces partielles du bassin versant par tranche d'altitude. _____	12
Tableau I.4: les hauteurs déterminé de la courbe hypsométrique. _____	13
Tableau I.5: résultats de calcul effectué. _____	13
Tableau I.6: les fréquences des thalwegs en fonction d'ordre. _____	15
Tableau I.7: tableau récapitulatif des résultats. _____	16
Tableau I.8: caractéristiques de bassin versant. _____	17
Tableau II.1: Les caractéristiques géographiques de la station pluviométriques Guelma lycée MBM. _____	18
Tableau II.2: Précipitations moyennes mensuelle. _____	19
Tableau II.3: Variations moyennes mensuelles des précipitations. _____	20
Tableau II.4: Température moyennes mensuelles. _____	21
Tableau II.5: Les caractéristiques géographiques des stations hydrométrique retenues dans l'étude. _____	24
Tableau II.6: Débits moyens mensuels. _____	24
Tableau II.7: Débits moyens mensuels. _____	31
Tableau II.8: Résultats de test de Khi-deux. _____	33
Tableau II.9: Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée. _____	34
Tableau II.10: Calcul statistique. _____	34
Tableau II.11: Résultats de test de Khi-deux. _____	36
Tableau II.12: Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée. _____	36
Tableau IV.1 : Résultats des différentes corrélations annuelles entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée _____	60
Tableau IV.2: Résultats des différentes corrélations entre les pluies et Les débits écoulés mensuelles _____	61
Tableau IV.3: Résultats des différentes corrélations entre les pluies et Les débits écoulés Journalières _____	62
Tableau IV.4: Résultat du calage du modèle GR1A. _____	64
Tableau IV.5: Résultat de calage-modèle GR2M _____	67



# Introduction générale

En Algérie, l'eau revêt un caractère stratégique du fait de sa rareté en eau souterraine ou superficielle et d'un cycle naturellement déséquilibré. Les ressources sont limitées et d'importants efforts sont nécessaires en matière de gestion rigoureuse dans l'exploitation des réserves, si on veut atteindre la satisfaction des besoins dans un horizon lointain.

La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable dès lors que l'on s'intéresse à des problématiques relatives à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire, ou à l'une des différentes facettes du risque hydrologique.

Dans ce contexte, la question d'ordre scientifique fondamentale est de prévoir, dans le cadre d'un bassin versant donné : **Comment l'eau des précipitations sera transformée en débit selon les principales composantes du bilan hydrologique ?**

L'apparition et l'essor des modèles pluie-débit ont commencé dans les années soixante (Nascimento, 1995). Le souci de la modélisation pluie-débit est de mettre à la disposition des aménageurs ou bien des ingénieurs un outil « simple » permettant l'estimation ou la prévision des débits pour une étude d'aménagement désirée (barrages, lacs, ponts, etc....).

Les modèles pluie-débit sont des outils performants, bien que toujours perfectibles, permettant de répondre aux besoins de gestion des ressources en eau et de prévision de leur évolution. A partir de données en temps réel ou de prévisions de précipitations, ils sont capables d'évaluer le débit et son évolution en un point du cours d'eau (Plantier, 2003 in Amiar.S, 2014).

L'objectif principal du présent mémoire est de :

-Déterminer les paramètres de calage des modèles GR du Cemagref appliqués aux données hydroclimatiques de l'oued Seybouse (exutoire Guelma) aux pas de temps annuel, mensuel et journalier.

-Estimer la performance et la robustesse des modèles GR.

L'étude s'articule autour de 4 chapitres :

Chapitre I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE.

Chapitre II : ETUDE DES PARAMETRES HYDROLOGIQUES

Chapitre III : L'ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION HYDROLOGIQUE

Chapitre IV : MODELISATION PLUIE-DEBIT DE L'OUED EN QUESTION.

**Chapitre I :**

**PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE.**

## Chapitre I : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE.

### I. Introduction

L'étude du bassin versant et ces paramètres, nous permet de connaître sa capacité à produire des écoulements. Elle nous conduit à l'évaluation, de manière sommaire et approximative, des paramètres qui conditionnent le comportement hydrologique du bassin versant et le dimensionnement des différents ouvrages, et leur capacité de stockage. ...etc.

Ce chapitre vise à traiter trois points principaux :

- La présentation de la zone d'étude ;
- La délimitation de bassin versant étudié avec le logiciel Global Mapper ;
- Le calcul des paramètres de bassin versant étudié (Oued Seybouse-exutoire Guelma).

### II. Présentation de site

#### II.1. Situation géographique

La Wilaya de Guelma se situe au Nord-est du pays et constitue, du point de vue géographique, un point de rencontre, voire un carrefour entre les pôles industriels du Nord (Annaba et Skikda) et les centres d'échanges au Sud (Oum El Bouaghi et Tébessa). Elle occupe une position médiane entre le Nord du pays, les Hauts plateaux et le Sud. La wilaya de Guelma s'étend sur une superficie de 3.686,84 Km<sup>2</sup>. (ZOUARA Mohamed, 2015)



Figure I.1: Situation géographique de la wilaya de Guelma



La wilaya de Guelma est limitrophe aux Wilayas de :

- Annaba, au Nord,
- El Taref, au Nord-est,
- Souk Ahras, à l'Est,
- Oum El-Bouaghi, au Sud,
- Constantine, à l'Ouest,
- Skikda, au Nord-ouest,

## **II.2. Aspect administratif**

La Wilaya de Guelma, créée en 1974, comprend 10 Daïras et 34 Communes. (ZOUARA Mohamed, 2015)

## **II.3. Structure de la population**

La population totale de la wilaya est estimée à 506.007 habitants, soit une densité de 135 habitants par Km<sup>2</sup> (ZOUARA Mohamed, 2015)

## **II.4. Le relief**

La géographie de la Wilaya se caractérise par un relief diversifié dont on retient essentiellement une importante couverture forestière et le passage de la Seybouse qui constitue le principal cours d'eau. (ZOUARA Mohamed, 2015)

Ce relief se décompose comme suit :

- Montagnes : 37,82 % dont les principales sont :
  - 1) Mahouna (Ben Djerrah) : 1,411 m d'Altitude ;
  - 2) Houara (Ain Ben Beidha) : 1,292 m d'Altitude ;
  - 3) Taya (Bouhamdane) : 1,208 m d'Altitude ;
  - 4) D'bagh (Hammam Debagh) : 1,060m d'Altitude.
- Plaines et Plateaux : 27,22 %
- Collines et Piémonts : 26,29 %
- Autres : 8,67 %

## **II.5. Géologie**

La géologie de la région de Guelma est caractérisée par des formations allant du quaternaire au trias, présentant ainsi une lithologie très variée et qui comprend essentiellement : les alluvions (sables, graviers, cailloutis.....), les grès, les marnes, les argiles et les calcaires. Le fond du bassin correspond à un synclinal comblé par des sédiments détritiques. Cette dépression forme le réservoir aquifère de la vallée de Guelma est remplie par les alluvions d'âge moi-plioquaternaire. Ce remplissage constitue l'ancienne et actuelle terrasse de la vallée de la Seybouse (ZOUARA Mohamed, 2015)

## **II.6. Le climat**

Le territoire de la Wilaya se caractérise par un climat subhumide au centre et au Nord et semi-aride vers le Sud. Ce climat est doux et pluvieux en hiver et chaud en été. La température qui varie de 4° C en hiver à 35.4°C en été, est en moyenne de 17,3° C.

Quant à la pluviométrie, on enregistre :

- 654 mm/an à la station de Guelma
- 627 mm/an à la station d'Ain Larbi
- 526 mm/an à la station de Medjez Amar

Cette pluviométrie varie de 400 à 500 mm/an au Sud jusqu'à près de 1000 mm/an au Nord. Près de 57% de cette pluviométrie est enregistrée pendant la saison humide (Octobre Mai). (ZOUARA Mohamed, 2015)

## **II.7. Réseau hydrographique**

Il est constitué principalement par l'Oued Seybouse et ses majeurs affluents à savoir : oued Sekhoun, oued Maiz, et oued Zimba

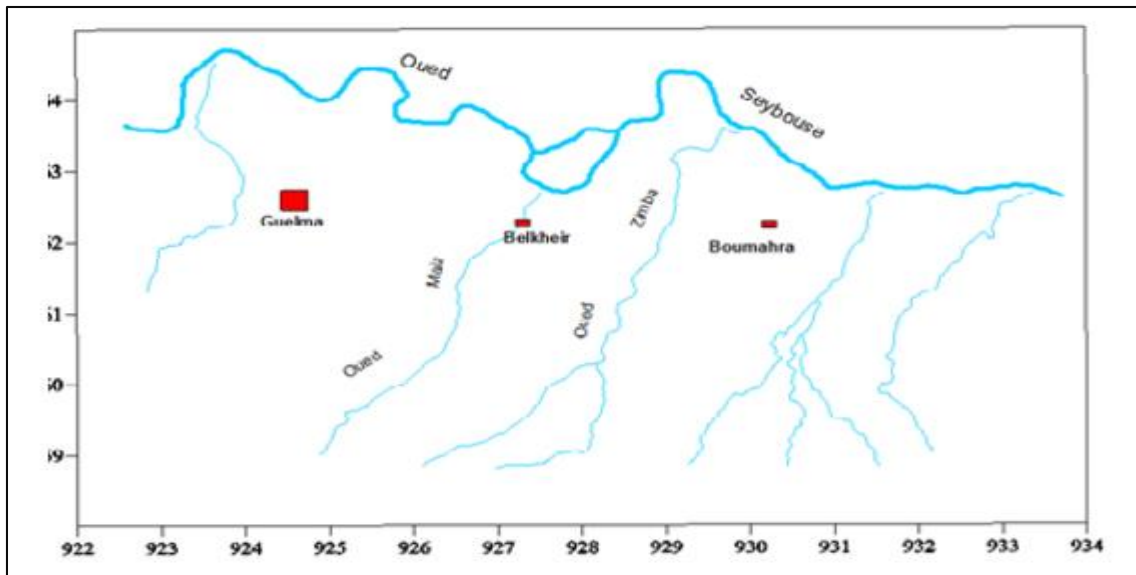


Figure I.2: Carte du réseau hydrographique du bassin versant de Guelma.

## II.8. Cadre hydrogéologique

La nappe alluviale de Guelma est située dans la vallée d'Oued Seybouse et au sein même du périmètre irrigué. Elle constitue le plus important patrimoine hydraulique de la wilaya et contribue à l'alimentation en eau potable de la ville de Guelma

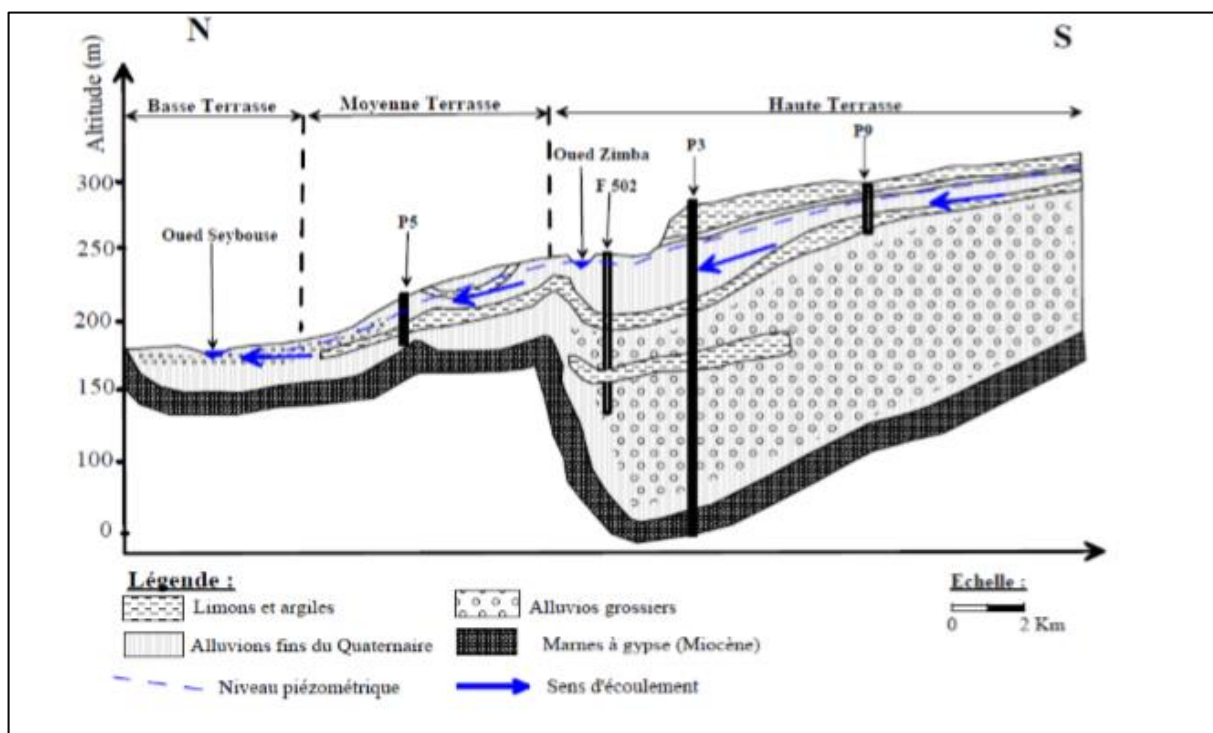


Figure I.3: Coupe hydrogéologique dans la plaine de Guelma (d'après B.Gaud, 1974).

### III. Présentation de bassin versant

#### III.1. Définition

Le bassin versant ou bassin d'alimentation au droit d'une section de mesure, est défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents en amont de cette section.

Tous les écoulements qui prennent naissance à l'intérieur de cette surface topographique passe obligatoirement par la section de mesure pour poursuivre leur trajet à l'aval.

Le bassin versant est ainsi le territoire sur lequel tous les écoulements des eaux convergent vers un même point, l'exutoire de ce bassin. Les limites séparant deux bassins versants sont appelées lignes de partage des eaux et sont constituées des sommets qui séparent les directions d'écoulement des eaux de ruissellement.

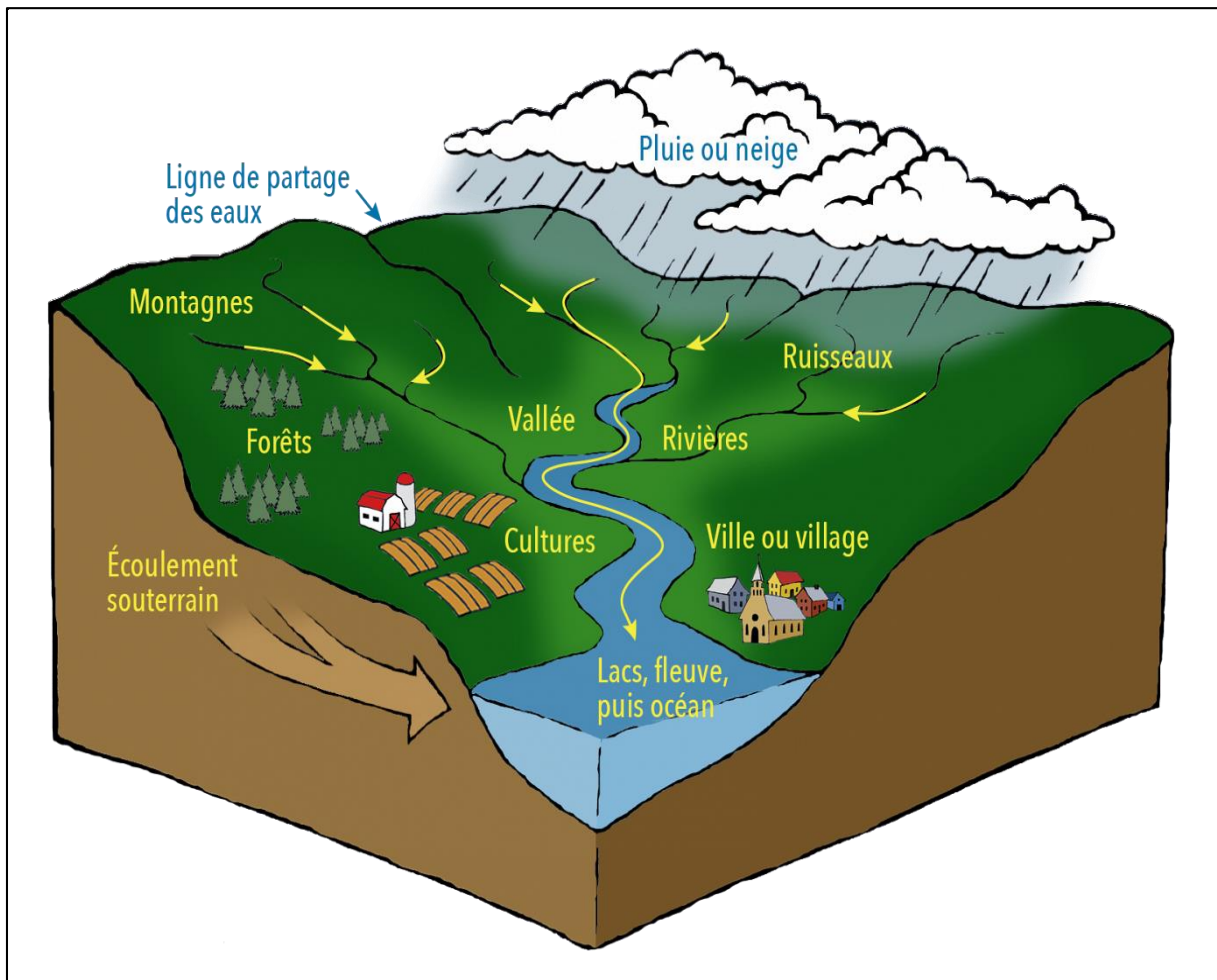


Figure I.4: image explicative de bassin versant.

### III.2. Type de bassin versant

Il existe deux types de bassin versants :

#### III.2.1. Le bassin versant topographique

Ou hydrographique ne considère que les écoulements de surface et ne prend pas en compte les écoulements souterrains et leurs échanges avec les cours d'eau. Il s'agit d'un bassin versant « simplifié » puisqu'il considère que les sols sont imperméables.

#### III.2.2. Le bassin versant hydrogéologique

Dans le cas où la région a un sous-sol perméable, une partie des eaux tombées à l'intérieur du bassin topographique s'infiltrer puis va sortir souterrainement du bassin versant. Ainsi, on ajoutera aux considérations topographiques des considérations d'ordre géologique pour déterminer les limites du bassin versant (les écoulements souterrains et les échanges d'eau avec les rivières). Il s'agit du bassin versant « réel ».

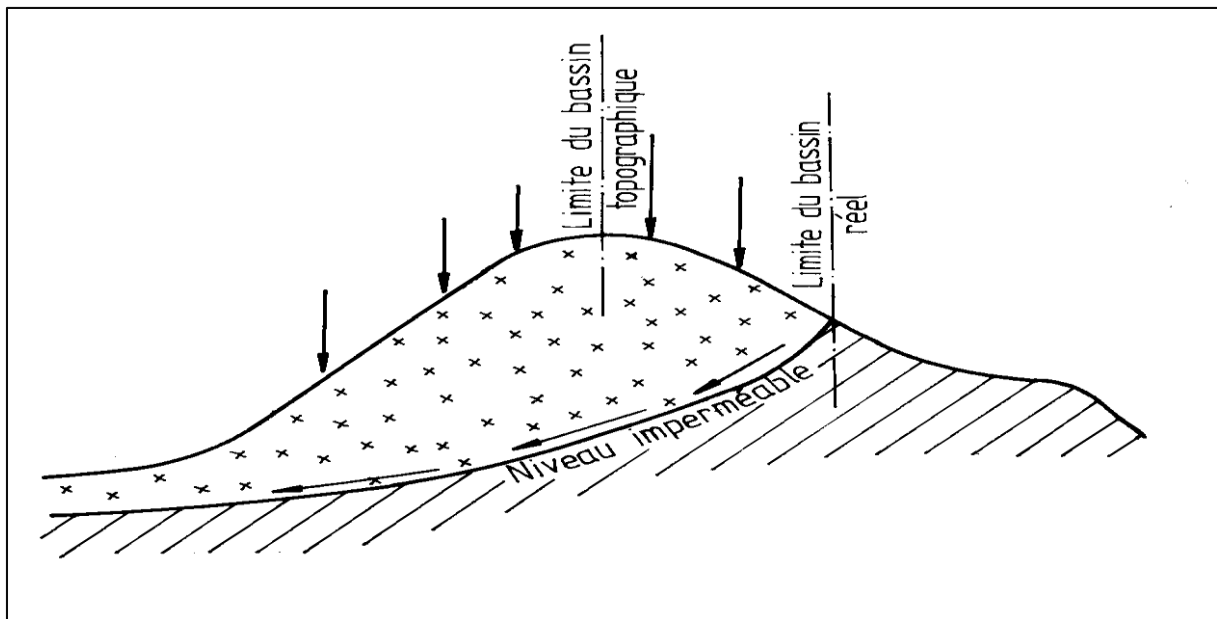


Figure I.5: Bassin versant topographique et hydrogéologique.

### III.3. La méthode de délimitation d'un bassin versant

En générale, chaque bassin versant est séparé des autres par une ligne de partage des eaux. Cette limite est déterminée sur carte topographique. En commençant par l'exutoire, on trace à main levée des segments perpendiculairement aux courbes de niveau en passant par les crêtes, aboutissant automatiquement à l'exutoire.

**Remarque :** dans ce travail, la délimitation de bassin versant sera faite à la base de logiciel global mapper.

### III.3.1. Présentation de Global Mapper

Global Mapper est un logiciel SIG robuste et économique qui combine une gamme complète d'outils de traitement de données spatiales à une variété inégalée de formats de données. Développé à la fois pour les professionnels du SIG et les passionnés de cartographie, ce logiciel polyvalent est également bien adapté comme outil autonome de gestion de données SIG ou comme complément à une infrastructure SIG déjà établie.

- Accès intégré à de très nombreux types de données
- Superbe rendu 3d et outils MNT
- De puissants outils de traitement lidar
- Des fonctionnalités pour le domaine de l'énergie
- Scripting et traitement par lot
- Prise en charge des extensions de l'utilisateur.

Pour délimiter notre bassin versant, nous avons utilisé le logiciel Google Earth et Goba Mapper. Cette délimitation consiste à :

- Repérer tout d'abord l'exutoire,
- Repérer le réseau hydrographique (sens d'écoulement des eaux),
- Repérer les points hauts puis les courbes de niveaux autour de ces points,
- Tracer la ligne de partage des eaux en les rejoignant vers l'exutoire.

Après avoir délimité le bassin versant, les résultats obtenus sont les suivantes :

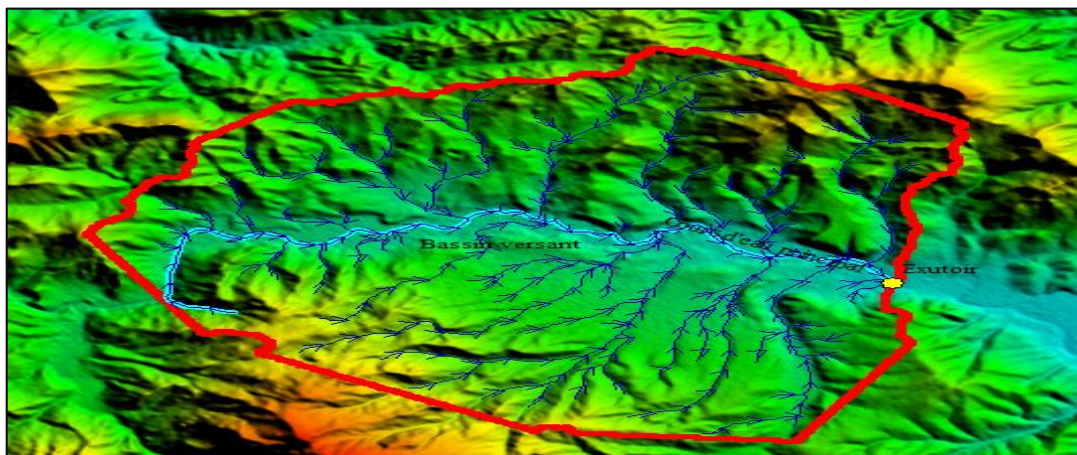


Figure I.6: sous bassin versant SEYBOUSSE, exutoire GUELMA STATION.

Les caractéristiques physiques de bassin versant obtenues sont les suivantes :

Tableau I.1 : Caractéristiques physique de bassin versant obtenus par Global Mapper.

Surface (Km <sup>2</sup> )	Périmètre (Km)	Elévation maximale (m)	Elévation minimale (m)	Longueur de cours d'eau principal (Km)	La pente moyenne (%)
585.51	96,53	914	148	28.649	11,2

### III.4. Les caractéristiques de bassin versant

On peut les classés on deux grandes classes, les caractéristiques physiques et les caractéristiques morphologiques (DUBREUIL, 1966):

#### III.4.1. Surface du bassin versant " S "

En Km<sup>2</sup> ou Ha ; La surface du bassin versant est planimétrie (Sa valeur est obtenue avec global mapper)

#### III.4.2. Périmètre du bassin versant " P "

En Km ou en m ; Le périmètre du bassin versant représente la longueur de la ligne de partage des eaux délimitant le bassin. (Sa valeur est obtenue avec global mapper)

#### III.4.3. Indice de compacité de Gravelus " K<sub>c</sub> "

Appelé aussi indice de forme, cet indice caractérisant la forme du bassin versant est donnée par la formule :

$$K_c = \frac{0.28 \cdot P}{\sqrt{A}} \quad [I-1]$$

A.N :

$$K_c = \frac{0.28 \cdot 96,53}{\sqrt{334,02}} = 1,479$$

Si :

- $K_c < 1.12 \leftrightarrow$  le bassin versant est compacté ;
- $K_c > 1.12 \leftrightarrow$  le bassin versant est allongé ;
- $K_c = 1.12 \leftrightarrow$  le bassin versant est de forme circulaire .

### III.4.4. Rectangle équivalent

C'est une transformation purement géométrique du bassin versant en un rectangle de dimensions "L" et "l". Ce dernier permet de comparer les bassins versants entre eux du point de vue de l'écoulement.

La longueur "L" et la largeur "l" sont données par les expressions suivantes :

$$L = \frac{K_C \cdot \sqrt{A}}{1.12} * \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right] \quad [I-2]$$

A.N :

$$L = \frac{1,479 * \sqrt{334,02}}{1.12} * \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{1,479} \right)^2} \right] = 39,892 \text{ Km}$$

$$l = \frac{K_C \cdot \sqrt{A}}{1.12} * \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_C} \right)^2} \right] \quad [I-3]$$

A.N :

$$l = \frac{1,479 * \sqrt{334,02}}{1.12} * \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{1,479} \right)^2} \right] = 8,373 \text{ Km}$$

Tableau I.2: les résultats de calcul de rectangle équivalent.

Indice de compacité de Gravelus $K_C$	Rectangle équivalent	
	Longueur équivalente (Km)	Largeur équivalente (Km)
1,479	39,892	8,373

Après le calcul, on constate que notre bassin est allongé ( $K_C = 1.479 > 1.12$ ).



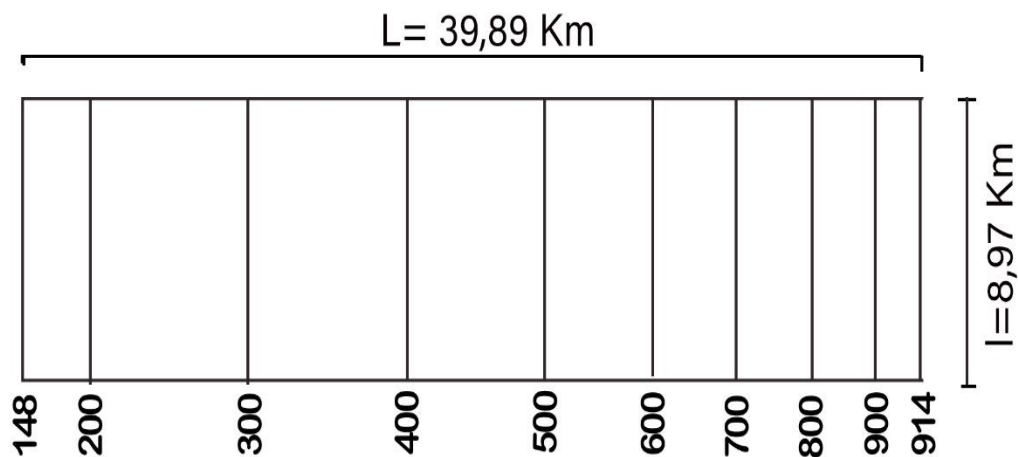


Figure I.7: Rectangle équivalent du bassin versant d'Oued Seybouse (exutoire Guelma).

### III.4.5. Répartition et courbe hypsométriques

Elle est d'une grande importance dans l'étude du relief d'un bassin versant. Les surfaces partielles par tranche d'altitude sont données dans le tableau 3 et la répartition et la courbe hypsométriques est en Figure 7.

Sur la courbe hypsométrique, l'altitude médiane H50% est déterminée, et l'altitude moyenne est calculée par la formule :

$$H_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i \cdot \bar{H}_i}{S} \quad [I-4]$$

$$\text{Avec : } \bar{H}_i = \frac{H_{n-1} + H_n}{2} \quad [I-5]$$

Avec :

- $\bar{H}_i$  : Altitude moyenne entre 2 courbes de niveaux consécutives n-1 et n en m ;
- $S_i$  : Surface partielle comprise entre 2 courbes de niveau consécutives n-1 et n en Km<sup>2</sup>
- $S$  : Surface totale du bassin versant en Km<sup>2</sup>.

**Remarque :** la courbe a été réalisée avec ArcGIS

### III.4.6. Présentation de logiciel ArcGIS

ArcGIS offre des applications SIG professionnelles complètes qui prennent en charge diverses tâches SIG comme :

- la cartographie,
- la compilation de données,
- l'analyse,
- la gestion des géodonnées et des images
- le partage d'informations géographiques.

Il est la plate-forme que les professionnels des SIG utilisent pour gérer leurs workflows et leurs projets SIG et pour développer des données, des cartes, des modèles et des applications.

Tableau I.3: Surfaces partielles du bassin versant par tranche d'altitude.

Altitudes (m)	Surfaces partielles (Km <sup>2</sup> )	Surfaces partielles cumulées (Km <sup>2</sup> )	Surfaces partielles (%)	Surfaces partielles cumulées (%)
900-914	0,67	334,02	0,201	0,201
800-900	1,21	333,35	0,362	0,563
700-800	4,72	332,14	1,413	1,976
600-700	15,8	327,42	4,730	6,706
500-600	27,56	311,62	8,251	14,957
400-500	52,67	284,06	15,769	30,726
300-400	93,59	231,39	28,019	58,745
200-300	111,881	137,8	33,495	92,240
149-200	25,919	25,919	7,7597	100
Totale	334,02		100	

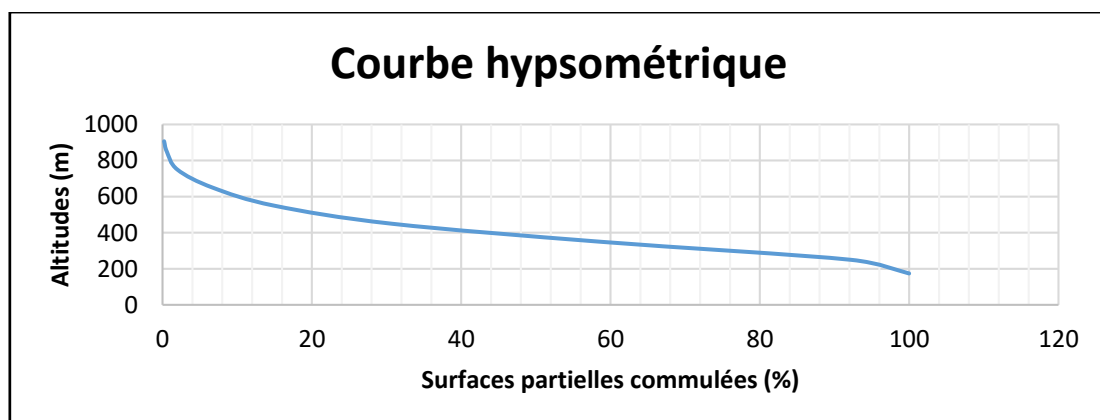


Figure I.8: la courbe hypsométrique.

D'après le tableau et la courbe hypsométrique on obtient les résultats suivants :

Tableau I.4: les hauteurs déterminé de la courbe hypsométrique.

La hauteur moyenne (m)	La hauteur médiane (m)	La hauteur correspondante à 5% (m)	La hauteur correspondante à 95% (m)	La dénivelée (m)
357.93	380	680	225	455

### III.4.7. Indice de pente globale " Ig "

Il est défini comme étant le rapport entre l'altitude comprise entre 5% et 95% de la surface du bassin et la longueur du rectangle équivalent. Il est donné par la formule :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad [I-6]$$

Où :

$$D = H_{5\%} - H_{95\%} \quad [I-7]$$

Avec :

D : la dénivelée ; déterminer par la courbe hypsométrique.

### III.4.8. Pente moyenne du bassin versant " Im "

Elle est donnée par la formule :

$$I_m = \frac{\Delta H * (0.5 * I_1 + I_2 + I_3 + \dots + 0.5 * I_n)}{S} \quad [I-8]$$

Avec :

$\Delta H$ : Dénivelée (m);

$L_i$ : Longueur de la courbe de niveau d'ordre 1, 2, ..., n en m ;

S: Surface du bassin versant (Km<sup>2</sup>).

Les résultats de calcul sont comme suite:

Tableau I.5: résultats de calcul effectué.

Indice de pente globale " Ig " (m/Km)	Pente moyenne du bassin versant " Im " (%)
11.41	11.2

### III.4.9. Classification de Schumm

Cette classification permet de classer les cours d'eau.

D'après Schumm « Est d'ordre  $x+1$ , tout tronçon de cours de rivière formé par la réunion de 2 cours d'eau d'ordre  $x$  » (Ambroise, 1999)

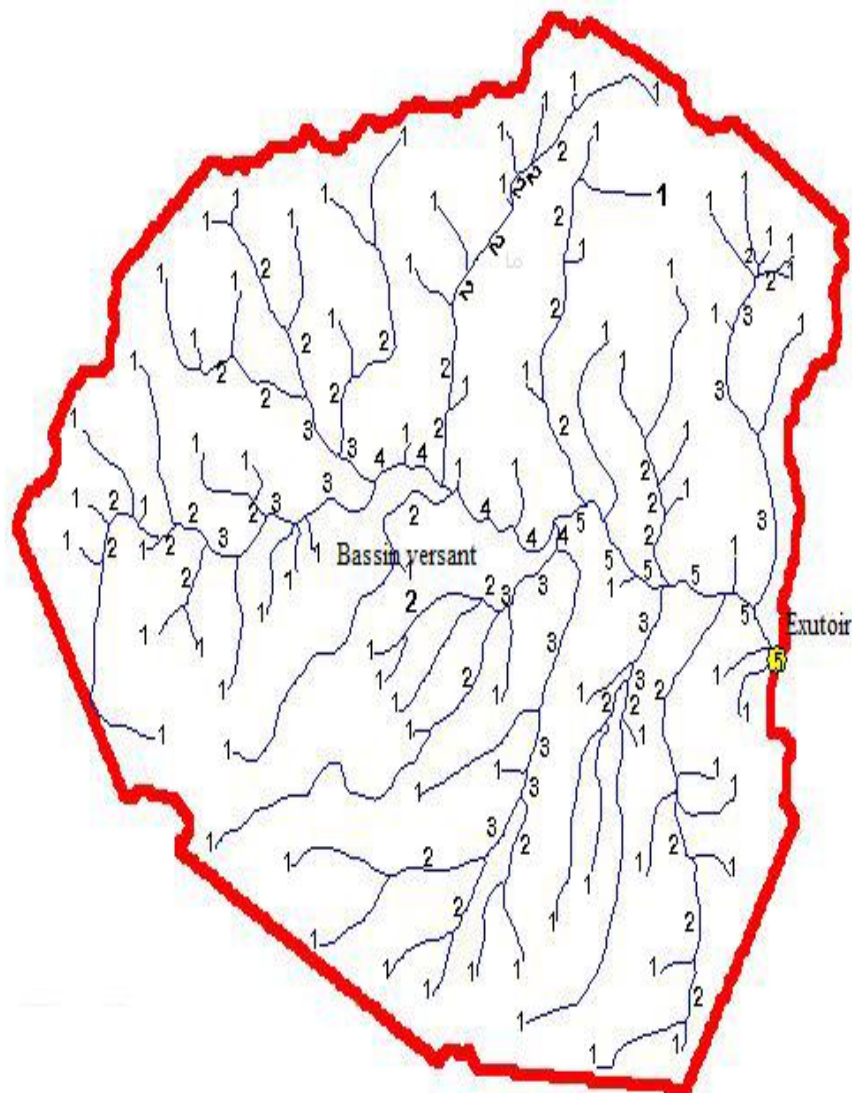


Figure I.9: classification de schumm pour le bassin versant oued SEYBOUSE (exutoire Guelma).

Selon cette classification, le cours d'eau principal est d'ordre 5.

Dans les calculs qui suivent, le cours d'eau, présentés par les ordres 1, 2, 3, 4 et 5 est pris en considération. Cette classification permet d'identifier les confluences quand la morphologie des cours d'eau se ressemble, particulièrement pour les cours d'eau temporaires.

Tableau I.6: les fréquences des thalwegs en fonction d'ordre.

Ordre	Nombre	Fréquence (%)
1	82	53,247
2	43	27,922
3	18	11,688
4	6	3,896
5	5	3,247
Totale	154	100

#### III.4.10. Densité de drainage «Dd »

Elle est définie comme étant la longueur totale de tous les talwegs d'ordre i à n "Li", du bassin versant, rapportée à la surface totale " S " du bassin. Elle est donnée par l'expression [I-9 ] et est exprimée en Km/Km<sup>2</sup>.

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{S} \quad [I-9]$$

#### III.4.11. Coefficient de sinuosité "Ks"

C'est la distance à vol d'oiseau  $L_d$  du cours d'eau entre sa source et son exutoire rapportée à sa longueur réelle  $L_{ce}$ . Il donne une très bonne information sur la sinuosité du cours d'eau (ex : présence ou pas de méandre). Il est donné par l'expression :

$$K_s = \frac{L_d}{L_{ce}} \quad [I-10]$$

Dans notre cas la distance à vol d'oiseau  $L_d = 17.383$  Km (déterminer avec Global Mapper).

#### III.4.12. Temps de concentration du bassin versant " tc"

C'est le temps que met la particule d'eau la plus éloignée pour arriver à l'exutoire. Il existe dans la littérature plusieurs formules. Il peut être notamment calculé par la formule de

Giandotti (1937), qui tient compte de la longueur du cours d'eau principal, et des altitudes moyenne et minimale (DUBREUIL, 1966)

$$t_c = \frac{4\sqrt{S} + 1.5 * L_{cp}}{0.8 * \sqrt{H_{moy} * H_{min}}} \quad [I-11]$$

Avec :

S: surface du bassin versant en Km<sup>2</sup>;

L<sub>cp</sub>: longueur du cours d'eau principal en Km;

t<sub>c</sub>: temps de concentration en heure ;

H<sub>moy</sub>: altitude moyenne en m;

H<sub>min</sub>: altitude minimale en m.

Les résultats sont les suivants :

Tableau I.7: tableau récapitulatif des résultats.

Densité de drainage (Km/Km <sup>2</sup> )	Coefficient de sinuosité	Temps de concentration du bassin versant (h)
0,77	0,61	0,63

## IV. Conclusion

Ce premier chapitre est une présentation générale de la zone d'étude, ainsi du bassin versant (Oued SEYBOUSE-exutoire Guelma).

Après avoir délimité le bassin versant, on utilisant Global Mapper (logiciel utiliser pour la délimitation) et effectuer le calcul des principales caractéristiques de ce dernier les résultats sont récapitulées dans le tableau 8 :

Tableau I.8: caractéristiques de bassin versant.

Caractéristiques		Unité	Valeur
Surface		Km <sup>2</sup>	585.51
Périmètre		Km	96,53
Altitude	Maximal : H <sub>max</sub>	m	914
	Moyen : H <sub>moy</sub>		357,929
	Médian ; H <sub>50%</sub>		380
	Minimal : H <sub>min</sub>		148
	H <sub>5%</sub>		680
	H <sub>95%</sub>		225
Dénivelé		m	455
Indice de compacité		-	1,479
Longueur de rectangle équivalent		Km	39,892
Largeur de rectangle équivalent		Km	8,373
Indice de pente globale		m/Km	11,406
Pente moyenne de bassin		%	11,2
Distance à vol d'oiseau de cours d'eau		km	17,383
Longueur de cours d'eau principal		Km	28,649
Densité de drainage		Km/ Km <sup>2</sup>	0,765
Coefficient de sinuosité		-	0,607
Temps de concentration		h	0,630

**CHAPITRE II :**  
**ETUDE DES PARAMETRES HYDROLOGIQUES**



## CHAPITRE II : ETUDE DES PARAMETRES HYDROLOGIQUES

### I. Présentation des données

#### I.1. Les précipitations

Sont dénommées précipitations, toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre, ...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression. Les précipitations constituent l'unique « entrée » des principaux systèmes hydrologiques continentaux que sont les bassins versants. (Ambroise, 1999)

Les précipitations constituent la variable climatique la plus anciennement utilisée et la plus couramment enregistrée. Pour ces raisons, elles sont précieuses indicateurs pour étudier l'évolution de climat. Elles sont mesurées au niveau des stations météorologiques et sont généralement exprimées en  $\text{mm}/\text{m}^2$

#### I.2. Etude des précipitations

##### I.2.1. Précipitation annuelles

Les données de pluies utilisées dans cette étude appartiennent à l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique (ANRH) dont les coordonnées géographiques sont données dans le tableau 09

Tableau II.1 : Les caractéristiques géographiques de la station pluviométriques Guelma lycée MBM.

Code	Station	Longitude X (Km)	Latitude Y (Km)	Altitude Z(m)
140412	Guelma lycée MBM	924.01	361.4	280

La moyenne des précipitations annuelles au niveau de la station Guelma lycée MBM est de 635.24 mm pour la période 1974-1975 à 1989-1990.

La variation temporelle de ces précipitations annuelles, montre que le régime annuel est très irrégulier d'une année à une autre. Pour la station de Guelma lycée MBM, on a constaté

que 6 années sur 16 dépassent la moyenne avec un maximum de 1039.4 mm en 1984-1985 et un minimum de 421.8 mm en 1987-1988.

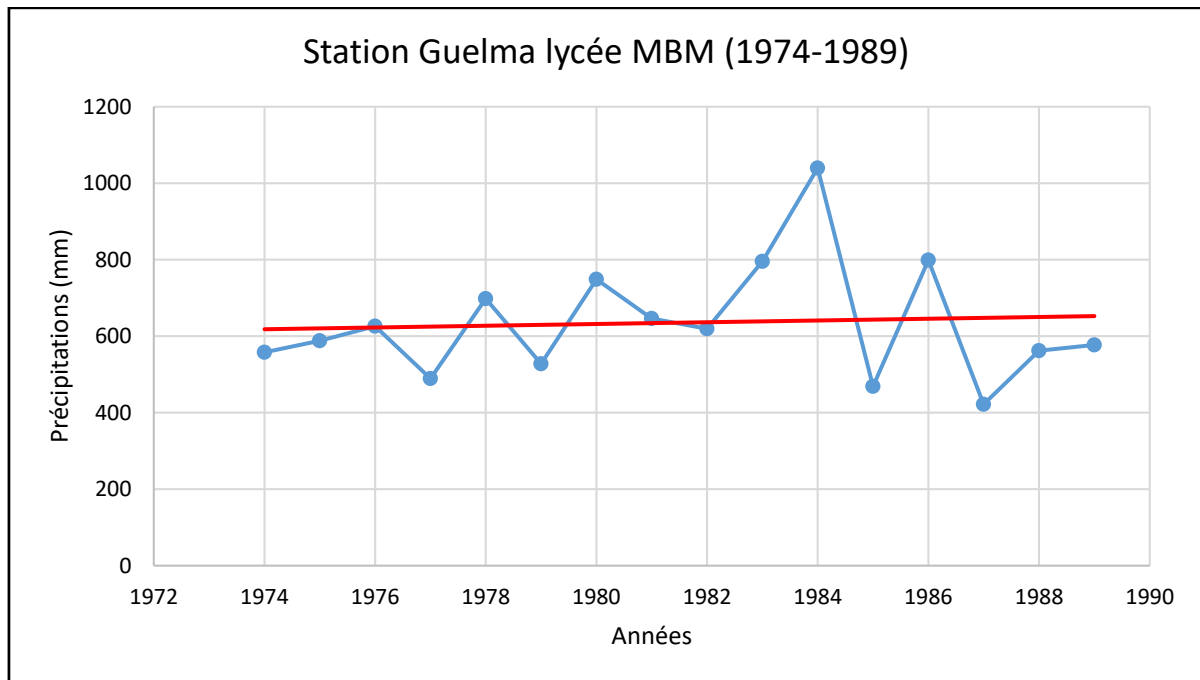


Figure II.1 : Variations interannuelles des précipitations de la station Guelma lycée MBM.

### I.2.2. Précipitations mensuelles

, Pour la station Guelma lycée MBM, la période pluviale s’étend de Septembre à Mai, les mois de Juin, Juillet et Août présentent la période d’été caractérisée par une faible pluviométrie.

TableauII.2 : Précipitations moyennes mensuelle.

Station Guelma lycée MBM	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mars	avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Annuel (mm)
	36.39	51.6	64.41	70.48	70.7	77.54	81.83	69.16	49.15	29.08	16.28	18.64	635.24

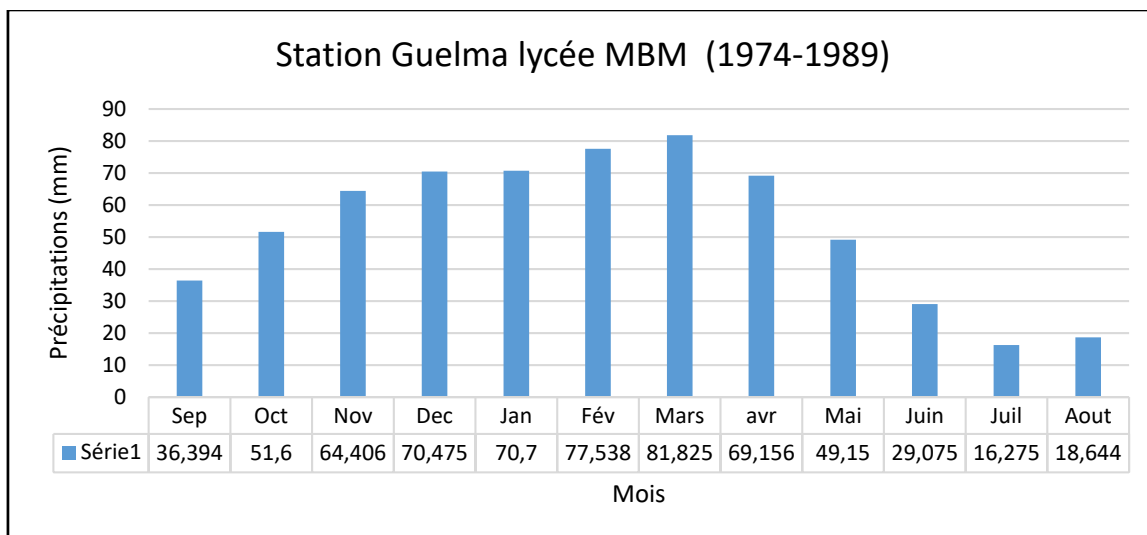


Figure II.2 : Variations des précipitations moyennes mensuelles.

### I.2.3. Précipitations saisonnières

La distribution saisonnière des précipitations montre une période relativement pluvieuse regroupant les saisons d’Automne, d’Hiver et de printemps et une saison sèche celle d’Eté.

Tableau II.3 : Variations moyennes mensuelles des précipitations.

Saison	Automne	Hiver	Printemps	Eté	annuel (mm)
Station Guelma lycée MBM	152.40	218.71	200.13	63.99	635.24

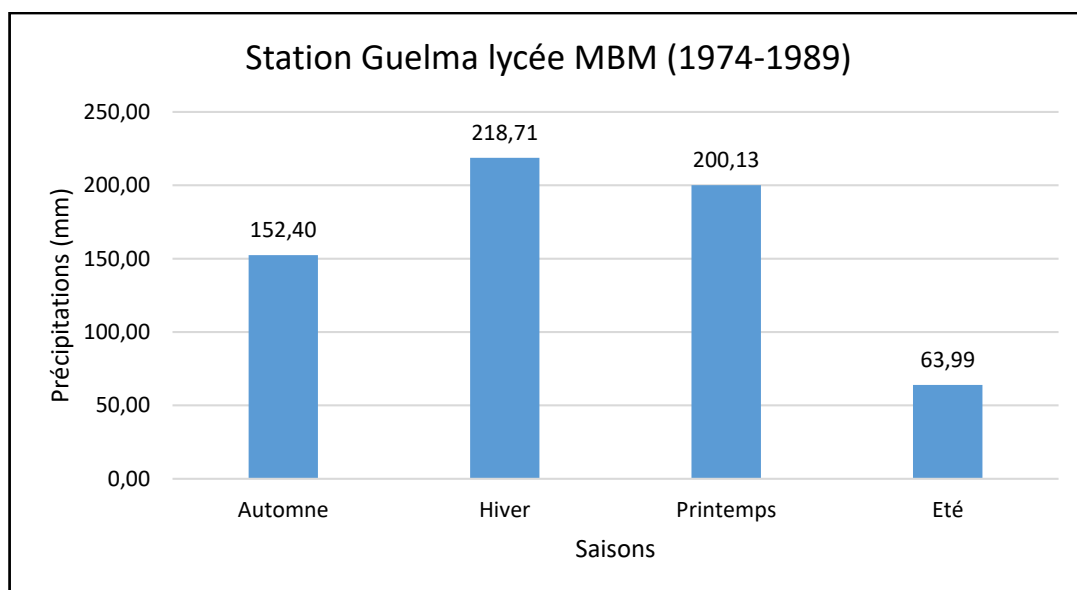


Figure 9: Variations saisonnières des précipitations moyennes

### I.3. Etude des températures :

Les températures utilisées dans cette étude sont les températures journalières et mensuelles de la station Guelma lycée MBM Les moyennes obtenues correspondent à 16 ans d'observations (1974-1989)

Tableau II.4 : Température moyennes mensuelles.

Station Guelma lycée MBM	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mars	avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Annuel (°C)
	23,51	20,67	15,92	13,21	11,55	12,74	13,88	16,41	18,66	22,39	25,57	26,06	18.38

La température moyenne annuelle est de 18.38°C, en terme saisonnier, les températures varient entre 11.55 °C au mois du Janvier et 26,06°C au mois d’Août.

Nous pouvons donc considérer que l’année se répartit en deux saisons :

- L’une froide de Novembre à Avril.
- Et autre chaude de Mai à Octobre.

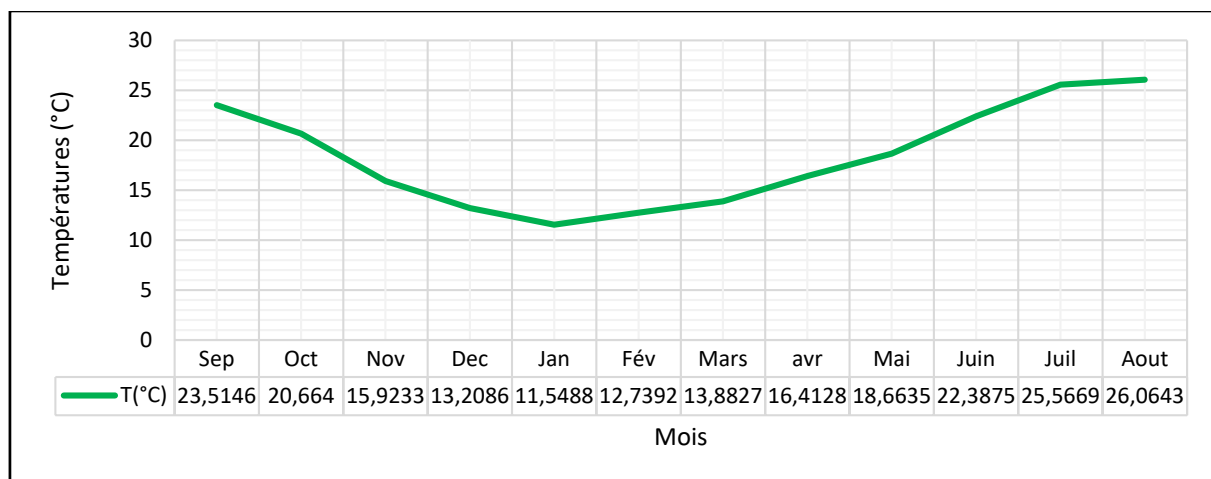


Figure 10: Courbe de répartitions des températures moyennes mensuelles station (1974-1989).

#### I.3.1. Courbe pluviothermique de Bagnouls et Gausson

Le mois le plus sec est celui où le total moyen des précipitations (mm) est égal ou inférieur au double de la température ; la courbe pluviothermique (permet de visualiser :

- Une période sèche qui s'étend du mois de Mai au mois de Septembre.
- Une période humide d'Octobre à Avril.

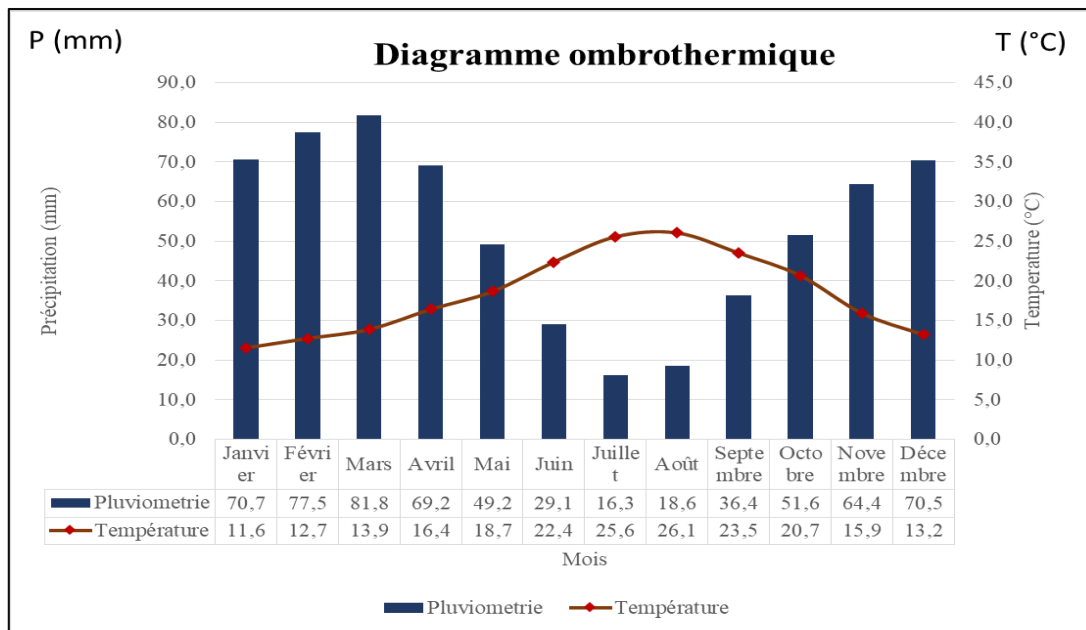


Figure 11: Courbe pluviothermique de Bagnouls et Gausсен

### I.4. Evapotranspiration

L'évapotranspiration est un phénomène extrêmement complexe, faisant intervenir des paramètres aérodynamiques, énergétiques et biologiques. Ainsi, parmi les termes du cycle de l'eau, c'est sans doute le plus difficile à quantifier.

A l'échelle qui nous intéresse, celle du bassin versant, ce phénomène n'est pas directement mesurable et il est donc souvent représenté de manière simplifiée dans les modèles hydrologiques, notamment dans les modèles pluie-débit. Une variable intermédiaire y est utilisée, l'évapotranspiration potentielle (Oudin, 2004).

#### I.4. Formule de calcul de l'ETP

##### A. Formule de THORNTHWAITE (1948)

Thornthwaite, en 1948 est le premier à introduire le concept d'évapotranspiration potentielle, il a proposé également une formule basée essentiellement sur les températures de l'air :

$$E = ETP = 1,6 \left( \frac{10t}{I} \right)^a \cdot K \quad \text{et}$$

$$\text{Avec} \quad : \quad I = \sum_1^{12} i \quad , \quad i = \left( \frac{t}{5} \right)^{1,514}$$

$$\text{Et} \quad a = \frac{1,6}{100} \cdot 100 I - 0,5$$

$$K = 0,49 + 1,8(I/100) - 0,77(I/100)^2 + 0,67(I/100)^3, \quad \text{[II-1]}$$

Avec :

$t$  : Température moyenne mensuelle du mois considéré ;

$ETP$  : évapotranspiration potentielle du mois considéré (en mm d'eau) ;

$K$  : est un coefficient d'ajustement mensuel en fonction de la latitude et la durée du jour.

### B. Formule de Turc (1955)

$$ETP = 0,4 (I_g + 50) k \frac{t}{(t+15)}. \quad \text{[II-2]}$$

Avec :

$ETP$  : évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm d'eau) ;

$T$  : Température moyenne mensuelle de l'air (en °C) ;

$I_g$  : radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm<sup>2</sup>/jour).

$$I_g = I_gA (0,18 + 0,62 h/H)$$

$I_gA$  : radiation globale théorique

$H$  : durées théorique des jours du mois.

$K$  : un coefficient égal à 1 si l'humidité relative  $hr$  est supérieur à 50%.

### I.5. Etude des débits

Pour cette étude, nous avons pris en considérations les valeurs annuelles, mensuelles et journalières des débits de la station Moulin Rochefort pendant la période (1974-1989)

Tableau II.5 : Les caractéristiques géographiques de la station hydrométrique retenues dans l'étude.

Code	Station	Longitude X (Km)	Latitude Y (Km)	Altitude Z (m)
140202	Moulin Rochefort	922.35	319.8	710

**I.5.1. Etude des débits annuels**

La moyenne des débits annuels au niveau de la station Moulin Rochefort est de 356.06 m<sup>3</sup>/s pour la période 1974-1975 à 1989-1990.

La variation temporelle de ces débits annuels, montre que le régime annuel est très irrégulier d'une année à une autre. Pour la station de Moulin Rochefort on a constaté que 4 années sur 16 dépassent la moyenne avec un maximum de 1527.36 m<sup>3</sup>/s en 1984-1985 et un minimum de 92.27 m<sup>3</sup>/s en 1974-1975.

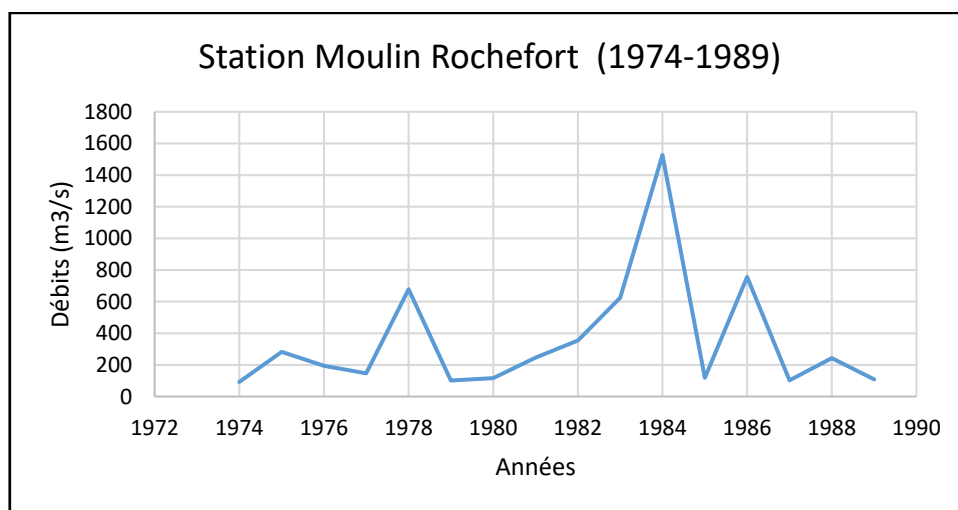


Figure12: Variation de débits annuels station Moulin Rochefort (1974-1989).

**I.5.2. Etude des débits mensuels**

Il existe une variation des débits moyens mensuels au niveau de la station Moulin Rochefort avec un maximum enregistré au mois de Février

Tableau II.6 : Débits moyens mensuels.

Station	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mars	avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Annuel (m <sup>3</sup> /s)
Moulin Rochefort	0,59	2,49	14,16	61,11	50,61	76,9	69,44	33,05	35,37	10,72	1,17	0,46	356,

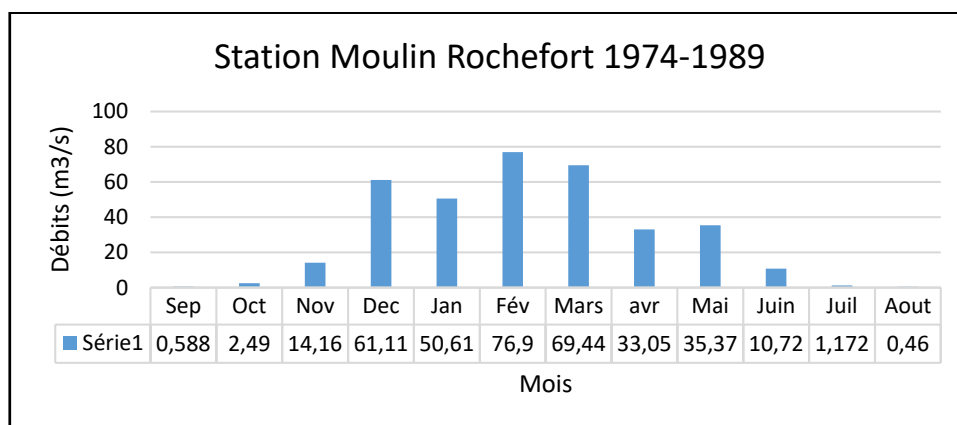


Figure 13: Variations mensuelles des lames d'eau écoulées (1974-1989).

## II. Etude d'homogénéisation des données

Le traitement statistique des données peut permettre de dégager les hypothèses de travail, pour cela il importe de contrôler la fiabilité et la précision de ces dernières, afin de discriminer les effets accidentels des effets réels et aussi l'hétérogénéité et la stationnarité des données

Pour déceler d'éventuelles ruptures dans le régime pluviométrique, on a utilisé les tests statistiques :

- De Pettitt (1979) ;
- De Lee Heghinian (1977) ;
- U de Buishand (1984) ;
- La méthode de segmentation d'Hubert (1989).

Ces tests sont regroupés dans le logiciel KHRONOSTAT1.01 réalisé par l'institut de recherche pour le développement (IRD) et l'université de Montpellier. Sachant que de point de vue statistique, une rupture peut être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires dont les réalisations successives définissent les séries chronologiques étudiées.

### II.1. Présentation de khronostat

Le Khronostat est un logiciel de l'analyse statistique de séries chronologiques conçu par une équipe de recherche de l'IRD, dans le cadre d'une étude sur la variabilité climatique en Afrique de l'Ouest et Centrale. Cet objectif peut être atteint en considérant une seule série de



données. Ces méthodes statistiques concernent l'exploitation d'une série de données et une seule. Telles analyses sont qualifiées de ponctuelles ou par site.

Le Khronostat permet d'effectuer deux types de tests :

- Les premiers tests sont relatifs à la vérification de caractère aléatoire de séries chronologiques de données météorologiques ; ce qui traduit une tendance à la persistance.
- Les seconds tests concernent la détection d'un point de rupture dans l'hypothèse où la série est déclarée non aléatoire.

## II.2. Méthodes statistiques utilisées

### II.2.1. Test de corrélation sur le rang [Lubes-Niel et al. 1998]

Le test de corrélation sur le rang est utilisé pour tester l'indépendance des éléments successifs et consécutifs d'une série.

Ce test est fondé sur le calcul du nombre  $P$  de paires  $(X_i, X_j)$  pour lequel  $X_i > X_j$  ( $j > i, i = 1, N-1$ ). Sous l'hypothèse nulle ( $H_0$ ) de stationnarité de la série, la variable  $\tau$  est définie par :

$$\tau = \frac{4P}{N(N-1)} - 1 \quad [\text{II} - 3]$$

Elle suit une distribution normale de moyenne nulle et de variance égale à :

$$\sigma_\tau^2 = \frac{2(N+5)}{9N(N-1)} \quad [\text{II} - 4]$$

Il en résulte que si l'hypothèse nulle  $H_0$  est vraie, la variable  $U = \tau / \sigma_\tau$  est une variable normale réduite. Pour un risque  $\alpha$  de première espèce donné, la région d'acceptation de l'hypothèse nulle est comprise entre  $U_{1-\alpha/2^*} \sigma_\tau$  et  $U_{1-\alpha/2^*} \sigma_\tau$

### II.2.2. Statistique U de Buishand [Buishand, 1982 ; Buishand, 1984]

La statistique U de Buishand est de nature bayésienne et fait référence au modèle simple. En supposant une distribution a priori uniforme pour la position du point de rupture  $m$ , on définit la statistique U par :

$$U = [N(N+1)]^{-1} \sum_{K=1}^{N-1} \left( \frac{S_K^*}{D_X} \right)^2 \quad [\text{II}-5]$$

Elle s'avère performante pour tout changement de moyenne survenant au milieu de la série cependant le test de Buishand est un test paramétrique faisant l'hypothèse d'une distribution normale des variables de la série. Le logiciel Khronostats nous permet de vérifier la normalité de la série étudiée et dans le cas où celle-ci serait refusait la série est alors modifiée (Racine Carrée, Logarithme, Box et Cox) pour que les données changées suivent une distribution normale.

### II.2.3. Ellipse de Bois (Bois, 1972)

P. Bois a préconisé une méthode fondée sur le cumul des résidus. Elle permet de déterminer un seuil à partir duquel la cassure est significative. La difficulté revient à rechercher une courbe de contrôle telle que tout dépassement conduit à repousser l'hypothèse d'homogénéité de la série avec un seuil de confiance Choisi. P Bois a montré que la courbe de contrôle a une forme ellipsoïdale (ellipse).

Cette méthode permet de dilater les différences, ce qui amplifie largement la clarté du graphique spécialement dans le cas où les écarts types sont faibles. Dès que les valeurs sortent de cette ellipse l'hypothèse  $H_0$  est rejetée au seuil de confiance  $1-\alpha / 2$  soit un risque de 1ère espèce  $\alpha$ . La région de confiance est définie par :

$$\pm \frac{U_{1-\frac{\alpha}{2}} \sqrt{K(N-K)}}{\sqrt{(N-1)}} D_X \quad [\text{II} - 6]$$

### II.2.4. Test de Pettitt [Pettitt, 1979; Servat et al., 1997]

Le test de Pettitt est une approche non-paramétrique dérivée du test de Mann & Withney permettant d'identifier un point de rupture dans une séquence de variables aléatoires indépendantes  $X_i$ ,  $i = 1, N$ . Le test est plus particulièrement sensible à un changement de moyenne. Pour cela on définit la variable :

$$U_{t,N} = \sum_{t=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{tf} \quad \text{Où } D_{tf} = \text{sgn}(X_t - X_f) \text{ tel que } \begin{cases} \text{sgn}(X) = 1 & X > 0 \\ \text{sgn}(X) = 0 & \text{pour } X = 0 \\ \text{sgn}(X) = -1 & X < 0 \end{cases} \quad [\text{II}-2]$$

La faiblesse du test a pu être mise en évidence (Lubes-Niel et al., 1998) sur les ruptures dans une série chronologique portant sur l'écart-type.

### II.2.5. Procédure de segmentation de Hubert [Hubert, 1993 ; Hubert and Carbonnel, 1993]

La procédure de segmentation de séries chronologiques et hydrométéorologiques a été présentée par Hubert en 1989. Le principe de cette procédure est de diviser la série en  $m$  segments ( $m > 1$ ) de telle manière que la moyenne calculée soit significativement différente de la moyenne du segment voisin.

Soit une série chronologique  $X_i$ ,  $i = 1, N$ . Toute série  $X_i$  pour  $i = i_1, i_2$  telle que  $i_1 \geq 1$ ,  $i_2 \leq N$  et  $i_1 < i_2$  constitue un segment de la série initiale. Toute partition de la série initiale en  $m$  segments constitue une segmentation d'ordre  $m$  de cette série.

Soit une segmentation d'ordre  $m$  particulière, on définit  $i_k$  avec  $k = 1, \dots, m$  le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du  $k$ ème segment avec par convention  $i_0 = 0$ , et  $N_k = i_k - i_{k-1}$  la longueur

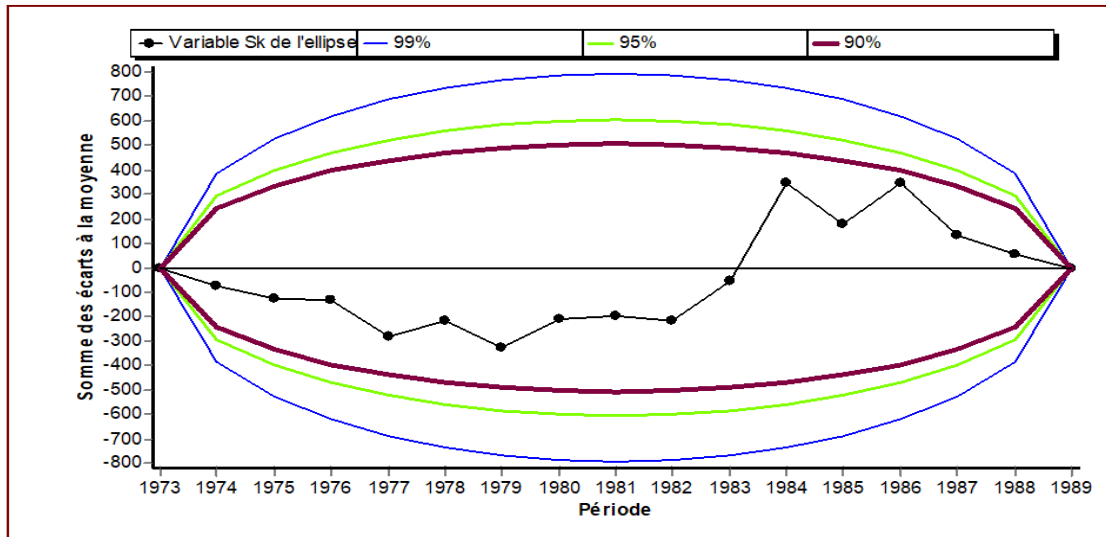
$$\bar{X}_k = \frac{1}{N_k} \left( \sum_{i=1+i_{k-1}}^{i=i_k} X_i \right) \quad [\text{II-7}]$$

La segmentation retenue au terme de la mise en œuvre de la procédure doit être telle que pour un ordre  $m$  de segmentation donné, soit minimum. Cette condition est nécessaire mais pas suffisante pour déterminer la segmentation parfaite. Aussi, cette contrainte est aisée (satisfaite) par application du test de Scheffé qui repose sur le concept de contraste. Ce test peut être considéré comme un test de stationnarité où  $H_0$  est l'hypothèse nulle.

### II.2.6. Homogénéisation des données

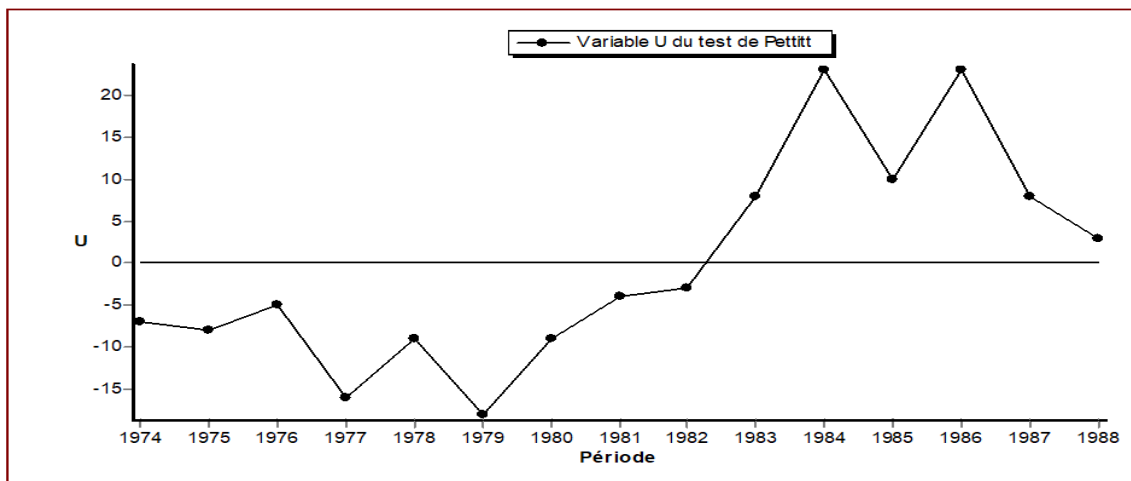
Pour répondre à une question d'homogénéité ou d'inhomogénéité des observations est une complication importante. Une série est dite homogène si les données ou les observations qui la composent ont été considérées de la même manière et issues de la même population. Pour les statisticiens, la série de données est dite homogène si les propriétés statistiques de l'erreur de mesure affectant ces données sont restées invariables au cours de la période d'observation.

**Remarque :** dans cette partie les données visées sont les précipitations annuelles et les débits annuels.



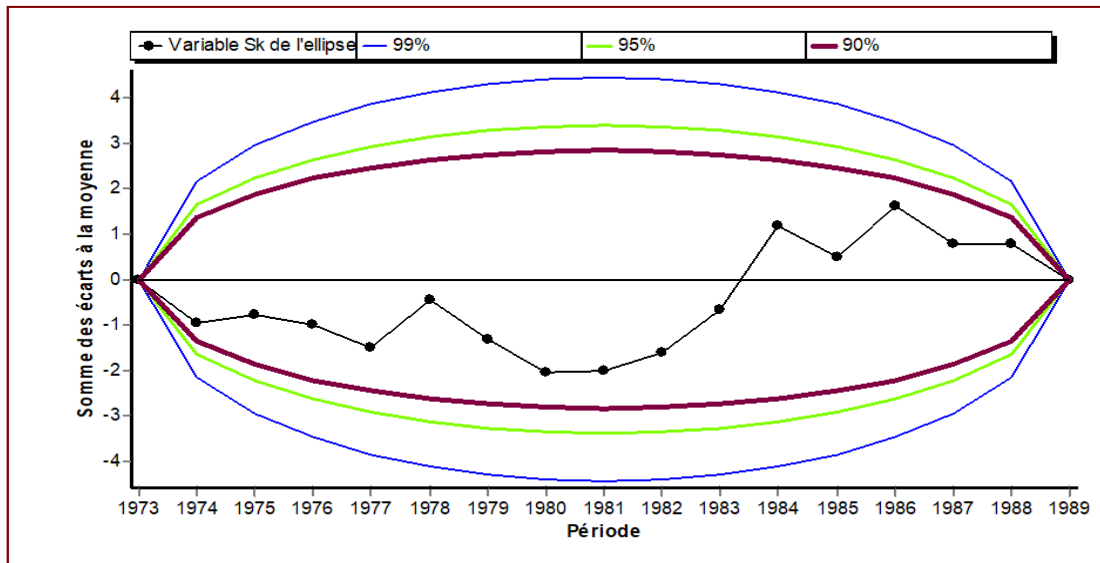
Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 99%  
 Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 95%  
 Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 90%

Figure 14: Résultats de test de Buishand pour la série des précipitations annuelles.



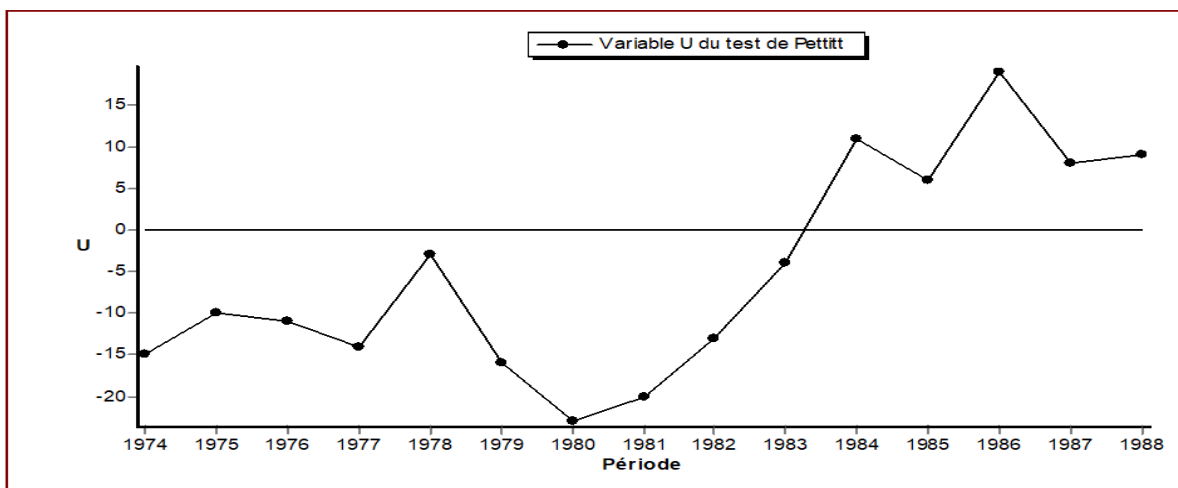
Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 99%  
 Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 95%  
 Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 90%

Figure 15: Résultats de test Pettitt pour la série des précipitations annuelles.



Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 99%  
 Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 95%  
 Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 90%

Figure II.10 : Résultats de test de Buishand pour la série des débits annuels.



Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 99%  
 Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 95%  
 Hypothèse nulle (absence de rupture) **acceptée** au seuil de confiance de 90%

Figure 16: Résultats de test de Pettitt pour la série des débits annuels.

### II.3. Interprétions des résultats

- Pour les deux séries, Le test de Pettitt ne met en évidence aucun point de rupture pour les différents seuils de confiance, Il n’y a pas de perturbation dans la procédure de segmentation.
- Aucune rupture n’est identifiée par le test de Buishand au seuil de confiance de 99%, 95% et de 90%.
- L’ensemble des tests concluent l’homogénéité des séries étudiées, La procédure de segmentation n’est pas perturbée pour les deux séries sur la plage de temps allant 1974-1989.

### III. L’ajustement

L’ajustement sera fait par le logiciel HYFRAN-PLUS, qui permet d’ajuster un nombre important de distributions statistiques à une série de données qui vérifient les hypothèses d’indépendance, d’homogénéité et de stationnarité (cf. Publications sur le SAD).

#### III.1. Ajustement des précipitations annuelles :

Pour mieux cerner cette irrégularité interannuelle des précipitations qui a un rôle essentiel et décisif sur l’écoulement et afin de caractériser le régime des précipitations annuelles, nous avons cherché à trouver une loi d’ajustement de la distribution des pluies annuelles dans le but d’aboutir à une détermination des paramètres d’ajustement.

Tableau II.7 : Précipitations moyens mensuels.

Station	Moyenne (mm)	Ecart type	Médiane (mm)	Coefficient de variation (Cv)
Guelma lycée MBM	635.24	154.11	604	0.243

#### III.1.1. Test graphique

Après analyse de la série pluviométrique avec le logiciel hyfran, les résultats sont les suivants :

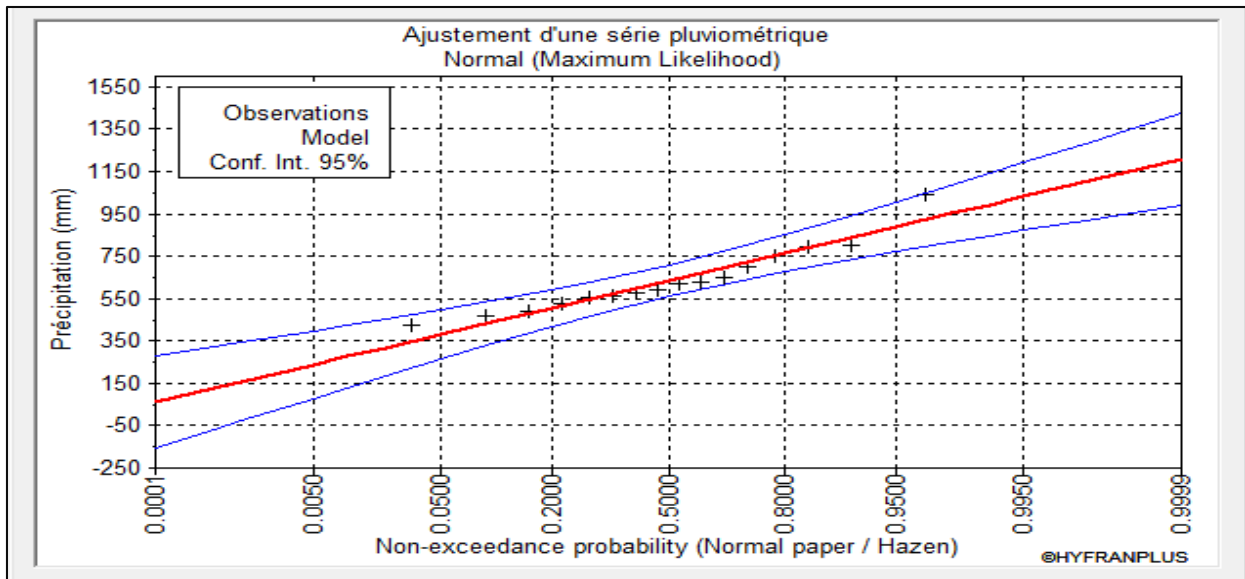


Figure II.12 : Ajustement selon la loi normale de Gauss.

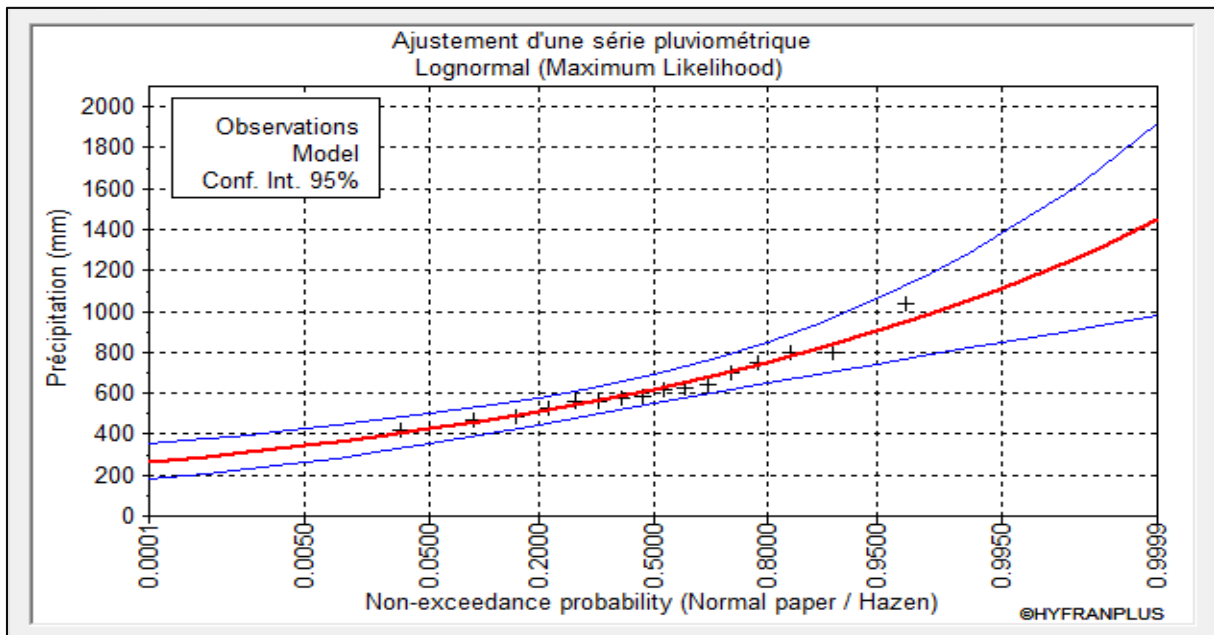


Figure 17: Ajustement selon la loi log-normale.

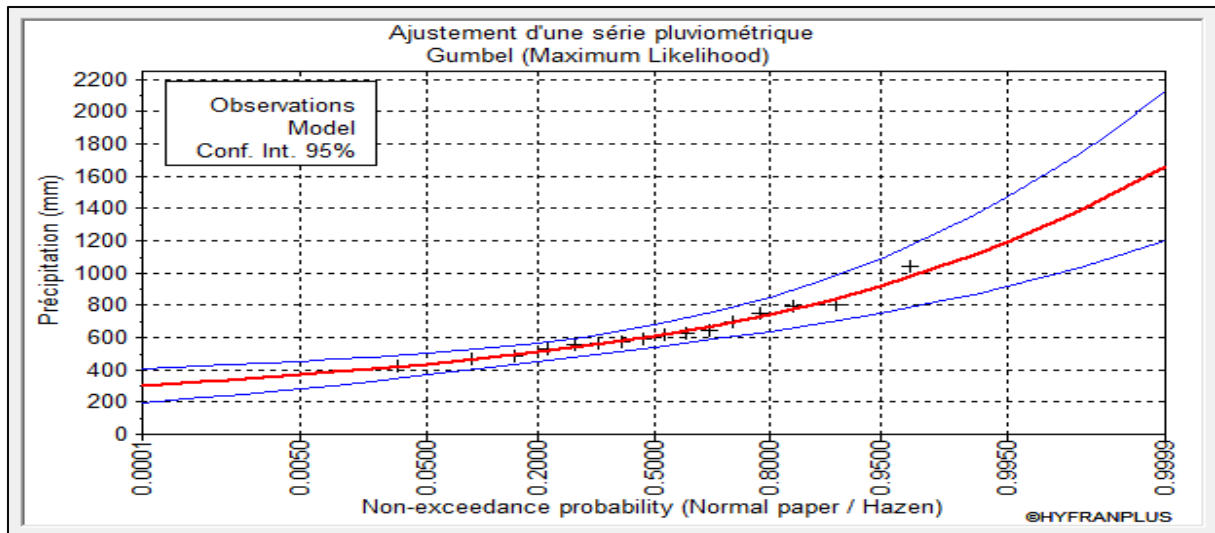


Figure 18: Ajustement selon la loi Gumbel.

### III.1.2. Teste de khi-deux

Un test du Khi deux est un test d'hypothèse qui compare la loi de distribution observée de données à une loi attendue. Test d'ajustement du Khi deux permet de vérifier à quel point un échantillon de données de catégorie est ajusté à une loi théorique

Tableau II.8 : Résultats de test de Khi-deux.

Loi d'ajustement	Normale	Log-normale	Gumbel
Nombre de classe	6	6	6
degré de liberté	3	3	3
Khi2	2,75	0,5	2
Hypothèse $H_0$	Accepter à 5%	Accepter à 5%	Accepter à 5%
BIC	211,152	208,409	207,825
AIC	209,606	206,863	206,279

Avec :

$H_0$  : L'hypothèse nulle (la distribution de la série suit la loi d'ajustement) ;

BIC : Critère d'information de bayesian

AIC : Critère d'information d'Akaike



### Interprétation des résultats

Après analyse des résultats graphiques et le teste de khi-deux, les résultats montrent que la série s'ajuste mieux avec la loi de Gumbel (les valeurs les plus faibles de BIC et AIC) pour un degré de liberté égal à 3 et un risque d'erreur tolérée de 5 %.

#### III.1.3. Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée

La loi de distribution de la série est :  $P_{\%} = 565.575 * U + 118.936$

Avec :  $U = -\ln(-\ln(1 - 1/T))$

Tableau II.9 : Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée.

Station Guelma lycée MBM	
Précipitations décennales ( $\mu = 0.8159$ )	580.39 mm
Précipitations centennales ( $\mu = 0.8389$ )	593.4 mm

### III.2. Ajustement des débits annuels

Cette étape vise à trouver une loi d'ajustement de la distribution des débits annuels dans le but d'estimer les paramètres d'ajustement.

Tableau II.10 : Débits moyenne annuelles.

Station	Moyenne (mm)	Ecart type	Médiane (mm)	Coefficient de variation (Cv)
Moulin Rochefort	356	368	240	1.05

#### III.2.1. Test graphique

Les résultats graphiques trouvés avec l'hyfran sont les suivants :

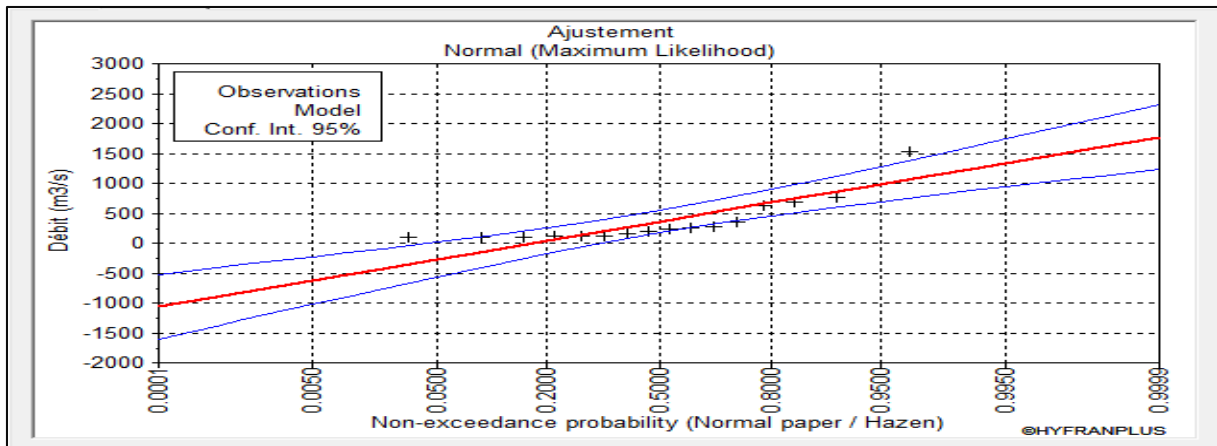


Figure 19: Ajustement selon la loi normale de Gauss.

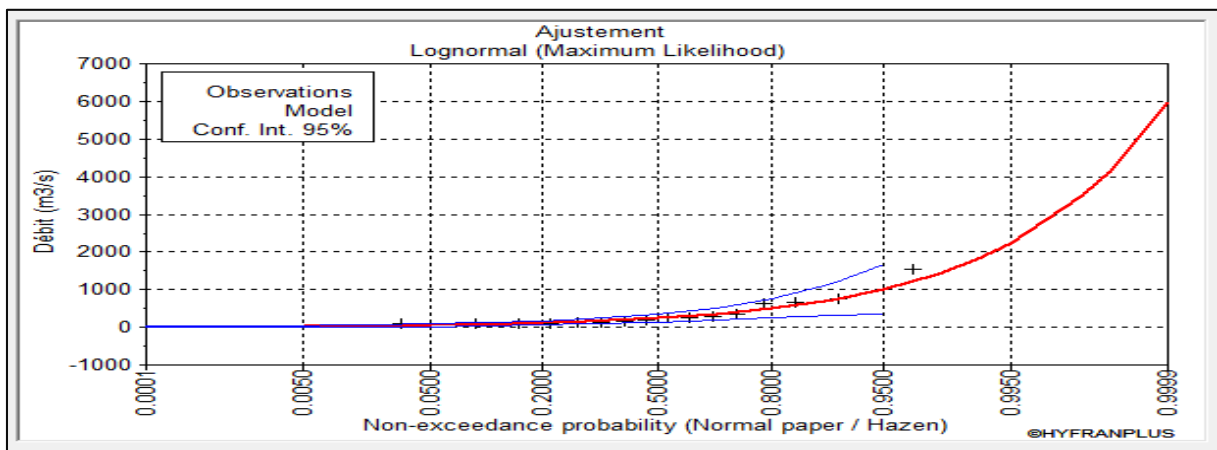


Figure 20: Ajustement selon la loi log-normale.

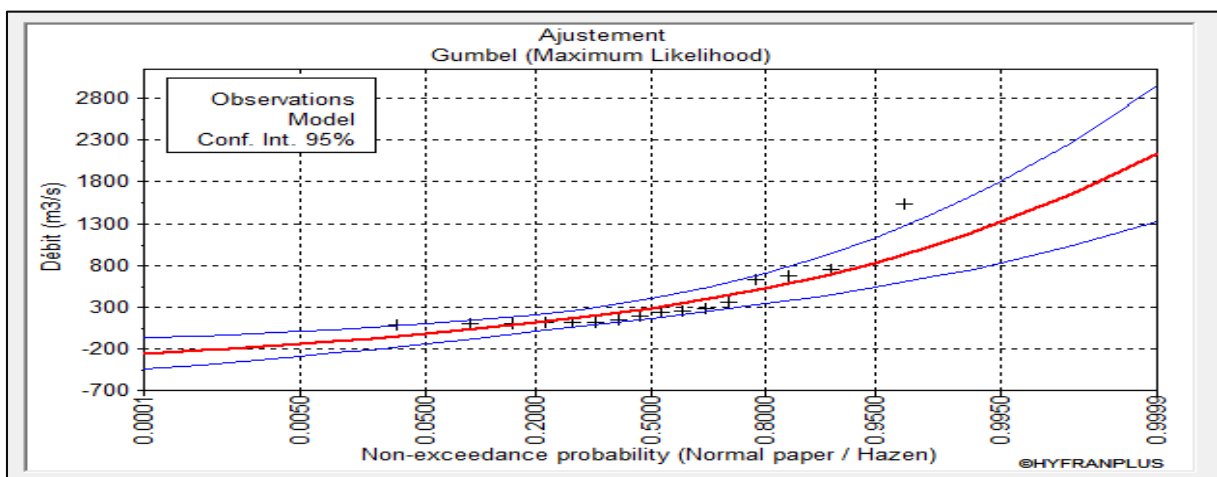


Figure 21: Ajustement selon la loi Gumbel.

### III.2.2. Teste de khi-deux

Les résultats de test sont représentés dans le tableau ci-dessous :

Tableau 91 : Résultats de test de Khi-deux.

Loi d'ajustement	Normale	Log-normale	Gumbel
Nombre de classe	6	6	6
degré de liberté	3	3	3
Khi2	14,75	3,5	14,75
Hypothèse H0	Refuser à 1%	Accepter à 5%	Refuser à 1
BIC	240,141	220,694	229,842
AIC	238,595	219,149	228,297

Avec :

$H_0$  : L'hypothèse nulle (la distribution de la série suit la loi d'ajustement) ;

BIC : Critère d'information de bayesian

AIC : Critère d'information d'Akaike

#### Interprétation des résultats :

L'analyse des résultats indique que la série s'ajuste avec la loi log-normale pour un degré de liberté égal à 3 et un risque d'erreur tolérée de 5 %.

### III.2.3. Calcul des débits pour des périodes de récurrence donnée

La loi de distribution de la série est :  $LogQ_{\%} = 5.48155 + 0.864299 * U_{1-1/T}$ .

Tableau II.12 : Calcul des précipitations pour des périodes de récurrence donnée.

Station Moulin Rochefort	
Débits décennales ( $\mu = 0.8159$ )	727.4 m3/s
Débits centennales ( $\mu = 0.8389$ )	1794.8 m3/s

#### **IV. Conclusion**

À la fin de ce chapitre, on a conclu que :

- Les séries pluviométrique sont homogènes ;
- Les précipitations s'ajustent à la loi de Gumbel selon la distribution suivante :

$$P_{\%} = 565.575 * U + 118.936 ;$$

- Les débits s'ajustent à la loi de log-normale selon la distribution suivante :

$$\text{Log}Q_{\%} = 5.48155 + 0.864299 * U_{1-1/T}.$$

**Chapitre III :**

**L'ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION  
HYDROLOGIQUE**

## **Chapitre III : L'ETAT DE L'ART DE LA MODELISATION HYDROLOGIQUE**

### **I. Introduction**

La modélisation hydrologique est une activité en Hydrologie. Le modèle hydrologique est un outil incontournable dans la compréhension de la dynamique d'un bassin versant, dans l'utilisation rationnelle des ressources en eau de ce bassin et dans la lutte contre les catastrophes naturelles liées aux crues.

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

### **II. Objectif de la modélisation**

La modélisation pluie-débit peut réussir à répondre à de nombreuses questions centrées sur l'eau, gestion des risques et de la ressource notamment. Michel (1989) et Refsgaard et Abbott (1996) répertorient l'essentiel de ces problématiques. Si des aspects de qualité des eaux peuvent être étroitement liés à des aspects de quantité, nous nous intéresserons ici uniquement à une modélisation pluie-débit quantitative, dont nous donnons quelques-unes de ces problématiques :

- Simulation de débits, pour le comblement de lacunes dans des séries de données, la reconstitution de débits historiques (les données de pluie étant souvent disponibles sur des périodes beaucoup plus longues que les débits) ou pour permettre des traitements statistiques ;
- Prédétermination des débits de crue ou d'étiage : on désire savoir avec quelle fréquence des débits de crue (supérieurs à un seuil de risque par exemple) ou des faibles débits (en deçà d'un débit réservé par exemple) risquent de se produire, et sur quelle durée. On se place ici dans une démarche d'analyse fréquentielle. Cette connaissance peut permettre le dimensionnement d'ouvrages et de réservoirs ou d'aménagements dans le lit (mineur à majeur) du cours d'eau ;
- Prévision des crues et des étiages : il s'agit d'évaluer par avance (avec un délai de quelques heures à quelques jours), connaissant l'état du bassin, les débits de crues susceptibles de présenter des risques (inondation) ou les débits d'étiages pouvant

demander de mettre en place une gestion particulière de la ressource (par des barrages-réservoirs par exemple) pour assurer l'approvisionnement en eau ou la préservation de la vie halieutique. On s'inscrit ici dans une démarche d'analyse en continu du bassin ;

- Influence d'aménagements sur l'hydrologie : on désire pouvoir prédire les changements de la réponse du bassin suite à des modifications des caractéristiques du bassin d'origine humaine ou à des changements environnementaux.

Ces problématiques font ressortir deux aspects importants, celui de l'évaluation du risque et celui de la gestion de la ressource. La pertinence des réponses que l'on peut leur apporter est conditionnée par celle du modèle dans sa représentation du bassin relativement aux objectifs fixés. Si d'autres approches hydrologiques que la modélisation pluie-débit propose des réponses à certaines de ces problématiques (analyse fréquentielle statistique sur les débits pour la prédétermination), cette dernière paraît cependant très profitable pour des questions supposant un traitement temporel continu, comme la prévision des débits.

Dans ce cas, le fait de remonter à l'origine des débits (la pluie) permet en plus de profiter d'un délai supplémentaire par rapport à des méthodes n'exploitant que l'information sur les débits.

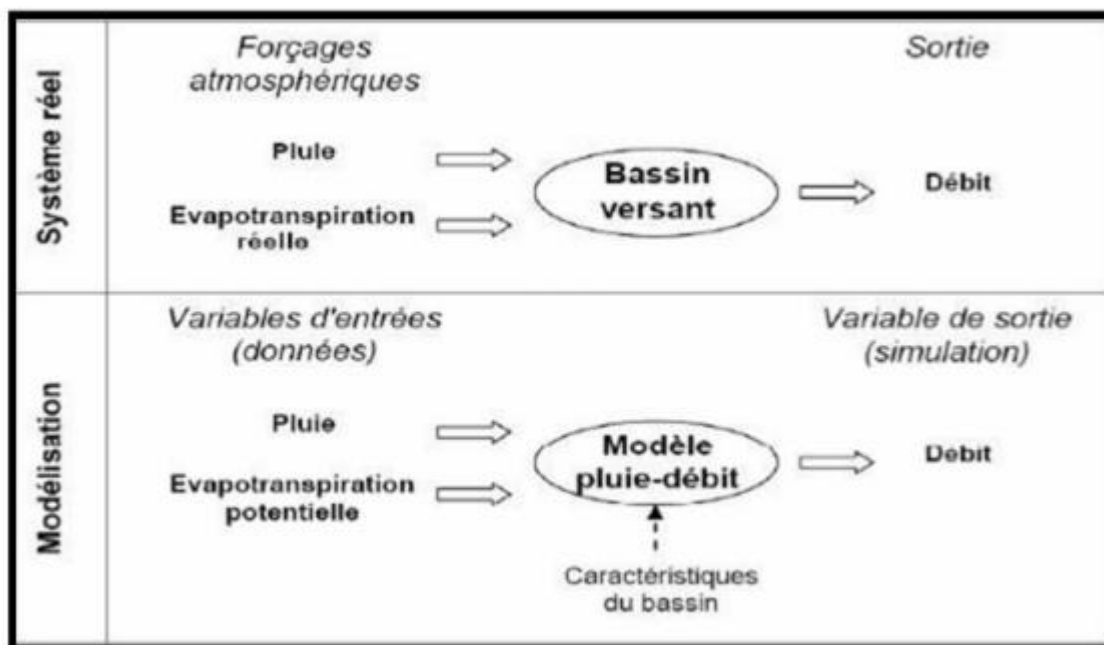


Figure III.1 : Représentation schématique de la modélisation pluie-débit.

### III. Classification des modèles

Si la modélisation pluie-débit représente un étroit domaine de l'hydrologie, elle n'en est pas moins féconde en termes de production de modèles. Le développement des moyens de calculs informatiques a certainement été l'un des facteurs majeurs ayant favorisé l'essor de ce secteur de recherche depuis le début des années 60, avec la création de dizaines de modèles. Encore aujourd'hui, de nouveaux modèles sont très souvent proposés dans la littérature.

Ce foisonnement tient d'une part de la diversité des approches possibles, qui font appel à des concepts et des points de vue différents sur la manière de représenter la réponse d'un bassin versant à des événements de pluie. Il tient certainement d'autre part d'un certain degré d'ignorance sur la meilleure façon de modéliser la relation pluie-débit. Devant la complexité et la diversité des systèmes observés, il est probable cependant que la solution miracle n'existe pas (Perrin, 2000).

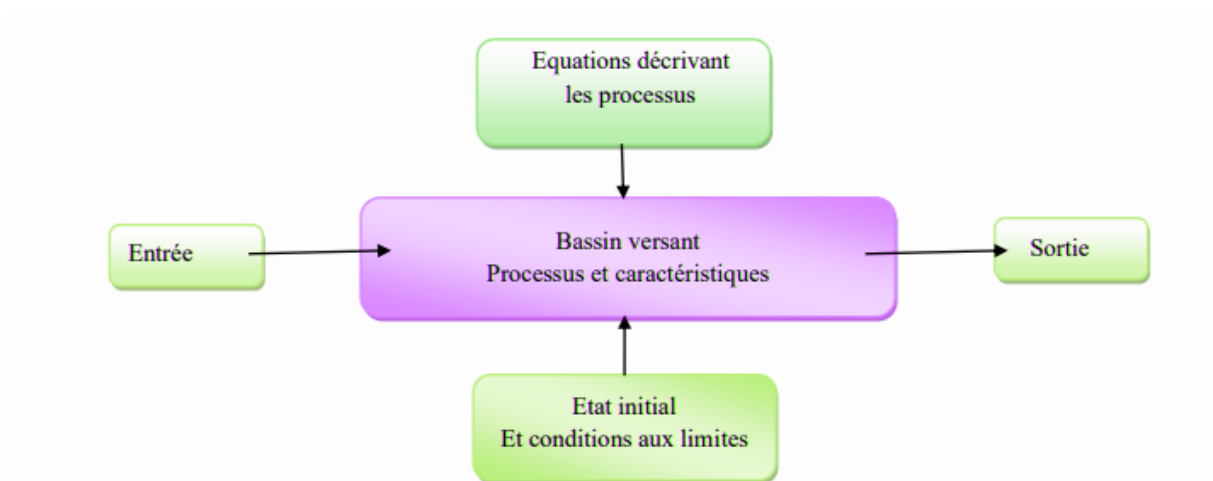


Figure III.2 : Composants d'un modèle (Singh, 1995).

Beaucoup de classifications des modèles ont été proposées et il y a presque autant de classifications que d'hydrologues. La difficulté de trouver une classification unifiée provient du fait que la grande diversité des approches entraîne une non moins grande diversité des caractéristiques des modèles (Perrin, 2000).



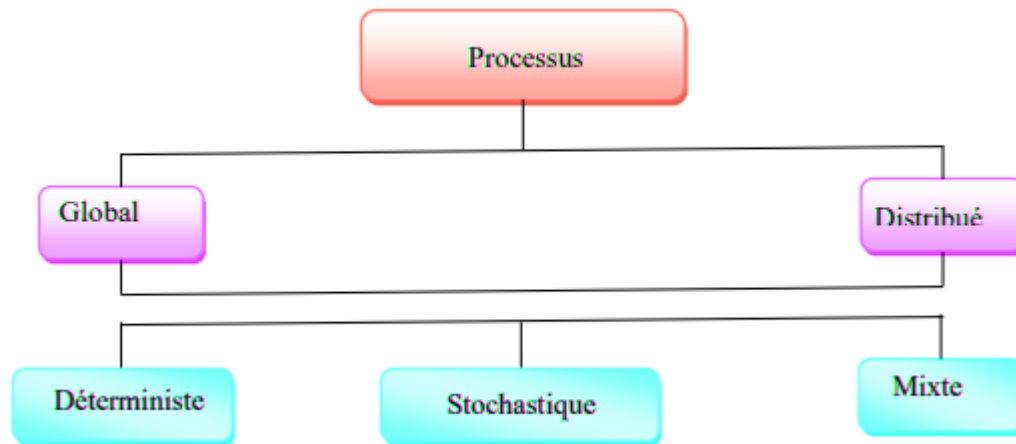


Figure III.3 : Classification des modèles proposée par Singh (1995).

### III.1. Le modèle déterministe

S'appuie sur la description du bassin versant et prend en compte une ou plusieurs de ses caractéristiques physiques (pente, superficie, type de sol, occupation du sol, ...). Les modèles déterministes ont pour application la prévision hydrologique pour la gestion des ouvrages hydrauliques ou pour la prévision des crues, la délimitation des zones inondables, la gestion du territoire, la quantification des impacts potentiels des changements climatiques.

La méthode des crues maximales probables – PMP/PMF probable maximum précipitation, probable maximum flood (Dumas, 2006) – qui supposent l'existence d'une valeur maximale des précipitations sur une région donnée et donc des crues sur un bassin versant est une méthode déterministe. Il y a aussi les modèles cinématiques (descriptifs) ou dynamiques (explicatifs), suivant que l'évolution temporelle du système est simplement décrite ou mise en relation avec les forces qui en sont la cause.

### III.2. Le modèle probabiliste

Sert à établir des critères de conception d'ouvrages (par exemple : dimensionnement des évacuateurs de crue des ouvrages hydrauliques grâce au calcul de la crue et de la cote de projet) ou à vérifier les performances d'ouvrages existants.

La finalité du modèle probabiliste est de fournir des grandeurs statistiques de variables hydrologiques : débits maximum de pointe crue d'une occurrence donnée, précipitations minimales d'une durée donnée et d'une période de retour donnée.

### **III.3. Le modèle statistique et stochastique**

Au sein des modèles probabilistes, on distingue :

- les modèles statistiques – ajustement de lois statistiques, méthode du Gradex ...etc.
- les modèles stochastiques qui représentent la nature aléatoire des phénomènes hydrométéorologiques à l'aide de distributions statistiques.

Le générateur stochastique de pluie horaire de la méthode SHYPRE (Cernesson, 1993, Arnaud, 1997) permet ainsi la simulation de longues séries de précipitations grâce à la connaissance de lois de probabilité décrivant les phénomènes pluvieux (durée et nombre des averses, intensité maximale de l'averse, position du maximum, ...) et issues des observations.

### **III.4. Le modèle événementiel**

A pour objet la simulation d'un événement borné dans le temps. On modélise par exemple de manière événementielle une crue sur la durée de l'événement pluvieux l'ayant générée, augmentée du temps de concentration. Une telle modélisation requiert la détermination des conditions initiales (débit de base au début de la simulation, humidité du sol) et néglige certains processus hydrologiques considérés comme mineurs par rapport au processus principal étudié.

Dans le cas d'une modélisation événementielle de crues au pas de temps horaire, l'évaporation et l'évapotranspiration sont par exemple négligées et les écoulements de subsurface ne sont pas modélisés. Une modélisation événementielle présente donc l'avantage théorique de prendre en compte un nombre réduit de variables d'entrée, avantage contrebalancé par le besoin d'une initialisation qui fait souvent l'objet d'un calage alors qu'elle est le résultat de processus continus (Fouchier, 2010).

### **III.5. Le modèle global ou distribué**

Selon comment sont considérés le territoire étudié et les processus hydrologiques, on parle de modèle global ou de modèle distribué. Le bassin est considéré comme une seule entité qui réagit dans son ensemble.

Les caractéristiques physiques et les grandeurs météorologiques sont considérées comme uniformes à l'échelle du bassin versant assimilé à une unité ponctuelle. Il s'agit de valeurs moyennes applicables à tout le bassin versant. Les processus hydrologiques sont simulés pour l'ensemble du bassin versant.

## **III.6. Classification basée sur la représentation des processus hydrologiques**

Selon le degré de complexité avec lequel on souhaite traduire les processus hydrologiques, Perrin (2000) distingue trois types de modèles :

- ceux de type boîte noire ;
- ceux à base physique ;
- ceux à réservoirs.

### **III.6.1. La modélisation de type boîte noire**

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

### **III.6.2. Un modèle hydrologique à base physique**

Met en œuvre des équations qui décrivent la physique des processus hydrologiques : infiltration avec l'équation de Green et Ampt ou le modèle de Philip, évapotranspiration avec la formule de Penman, écoulement dans les zones saturée et non saturée avec les équations de Boussinesq et de Richards ou encore écoulement à surface libre avec les équations de Barré de Saint-Venant. Ces équations s'appuient sur des paramètres physiques mesurables, comme la conductivité hydraulique des sols à saturation, qui ne nécessitent pas en théorie d'être calibrés. On distingue aussi les modèles empiriques, conceptuels ou théoriques (fondés sur la physique), suivant les relations utilisées pour modéliser la transformation de la pluie en débit et suivant la représentation du système modélisé.

### **III.6.3. Un modèle à réservoir**

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

## IV. Exemple de quelques modèles

### IV.1. TOPMODEL

Les aires contributives saturées TOPMODEL (TOPography based hydrological MODEL) est un modèle hydrologique initialement développé par (Beven & Kirkby, 1979), (Beven, 1989), (Beven, 1992) à l'Université de Lancaster. Il s'agit d'un modèle pluie-débit qui suit une approche articulée autour de deux idées centrales :

- le ruissellement se produit sur des zones contributives variables,
- la topographie influence la manière dont se produit le ruissellement.

L'originalité de TOPMODEL réside dans la définition de l'indice topographique. Cet indice est un paramètre dynamique qui traduit la propension qu'a un pixel à se saturer plus ou moins vite. TOPMODEL modélise le sol à l'échelle du versant de la façon suivante :

- la surface du sol donne lieu au ruissellement superficiel (Horton ou Aires contributives saturées),
- la zone racinaire retient l'eau de pluie en début d'événement,
- la zone insaturée transfère la pluie infiltrée vers la zone saturée selon l'équation de Darcy,
- la zone saturée s'écoule vers l'exutoire.

### IV.2. HEC HMS

Ce logiciel a été développé par le HEC (Hydrologic Engineer Center) d'US Army corps of Engineers. La première version de ce logiciel est apparue en 1995. Il s'agit d'un modèle pluiedébit, constitué par un ensemble de modèles hydrologiques qui permettent de décrire le fonctionnement d'un bassin versant de manière spatialisée. La géométrie du bassin versant peut être conceptualisée par un ensemble de sous unités hydrologiques liées entre elles par des éléments hydrauliques. Cette description se fait à l'aide d'outils géométriques prédéfinis. La description des pluies se fait par l'introduction d'observations faites sur des pluviographes ou bien de pluies synthétiques. Chacune des unités hydrologiques ainsi que chacun de ces éléments de liaison sont caractérisés par de multiples modèles de simulation hydrologiques et hydrauliques. Parmi ces modèles, on trouve :

- les modèles de pertes par infiltration, retenue ou évapotranspiration qui permettent d'évaluer le ruissellement : modèle de perte initiale et à taux constant, modèle à

déficit et à taux de perte constant, modèle basée sur le Curve Number (CN), modèle de Green et Ampt.

- les modèles de ruissellement direct sur les versants : les modèles liés à la méthode de l'hydrogramme unitaire, le modèle de l'onde cinématique.
- les modèles des écoulements souterrains : le modèle constant, le modèle à récession exponentielle, le modèle à réservoir linéaire.
- les modèles d'hydrologie fluviale dont les équations de base sont celles des écoulements à surface libre : le modèle Muskingum, le modèle du décalage (lag model), le modèle de l'onde cinématique, le modèle de Muskingum-Cunge ; ces modèles prennent en compte la géométrie des tronçons (bifurcations, confluences)

### IV.3. Hydrotel : l'intégration des données de télédétection

Ce modèle a été conçu en collaboration entre l'INRS EAU Canada et Laboratoire d'Hydrologie et Modélisation de Montpellier (Fortin et al., 1995), dans le but de créer un outil capable d'intégrer et de gérer la spatialisation des données et des processus physiques. Il utilise ainsi les données issues de la télédétection et les SIG. Il se décompose en 2 modules : PHYSITEL (pour le traitement du MNT en vue de la détermination des unités hydrologiques du bassin et de son réseau de drainage) et HYDROTEL (pour la simulation hydrologique). Ce dernier module intègre, en plus des résultats de PHYSITEL, le type de sol, sa profondeur racinaire, la pluie (sous forme de pluviographes), l'occupation des sols et les caractéristiques de la végétation (albédo, indice foliaire). Il simule l'ETP, la fonte des neiges, le ruissellement superficiel (par l'onde cinématique), la propagation de la crue dans la rivière avec l'onde cinématique ou l'onde diffusante.

Ce modèle présente l'avantage d'intégrer l'imagerie satellitale, d'utiliser des équations physiques pour modéliser les processus de genèse et de propagation de crues et de se présenter sous la forme d'une interface conviviale. Toutefois, il nécessite une grande quantité d'informations pour son calage initial. De plus, son pas de temps horaire est très limitatif pour la prévision des crues éclair.

### IV.4. MIKE SHE

La modélisation hydrologique complète MIKE est une famille de logiciels qui traitent d'écoulements dans les rivières, de crues en 1 et 2D, d'hydrologie intégrée (MIKE SHE) et de management hydrologique assisté par un Système d'Information Géographique. MIKE SHE qui est un modèle physique au sens de (Bonell, 1993), comprend plusieurs modules :

- Evapotranspiration
- Ecoulement dans la zone non saturée basée sur l'équation de Richards
- Ecoulement dans la zone saturée
- Ecoulement superficiel dans les cours d'eau et sur les versants selon l'équation de l'onde diffusante.

Ainsi que des modules propres à des applications particulières comme l'irrigation. Les inconvénients majeurs de ce type de logiciels résident dans leur coût, leur non modularité, l'inaccessibilité de leur code source et le manque de détails des équations programmées.

#### **IV.5. TOPKAPI**

Les ondes cinématiques opérationnelles TOPKAPI signifient TOPographic Kinematic Approximation and Integration. Il a été conçu et développé par (Liu & Todini, 2002). Il s'agit d'un modèle hydrologique distribué à base physique. Les équations de l'onde cinématique sont intégrées à différentes échelles pour permettre une résolution de la transformation pluie-débit et de la propagation de la crue dans la rivière rapide. Il prend en compte l'évapotranspiration, la fonte des neiges et les transferts de l'eau dans le sol, en surface et dans les cours d'eau. En particulier, il modélise l'apparition du ruissellement superficiel par saturation des zones contributives.

Les paramètres de ce modèle sont invariants par changement d'échelle et se déterminent à partir de différentes données : le MNT, la carte des sols, la carte de la végétation, la carte d'occupation des sols. Il a été utilisé pour l'analyse de crues extrêmes, la détermination des impacts des changements climatiques, l'extension à des bassins non jaugés, le couplage avec des modèles généraux de circulation.

#### **IV.6. AIGA**

la méthode spécifique aux crues éclair Il s'agit d'une méthode développée conjointement par Météo France et le Cémagref qui a pour vocation la prévision opérationnelle des crues éclair (Gregoris et al., 2001). Les pluies introduites dans le modèle sont d'une part les pluies du radar météorologique (reçues toutes les 15 minutes) et d'autre part une précipitation prévue à une heure. Le modèle hydrologique à l'échelle du bassin versant utilisé est la méthode du SCS (US soil Conservation Service). Il faut fournir à cette méthode 2 paramètres ainsi qu'une condition initiale d'humidité. Cette dernière est fournie quotidiennement par ISBA. La sortie d'AIGA est une évaluation du risque basé sur la période de retour de l'événement ainsi prévu (2 à 10 ans, 10 à 50 ans, au-delà de 50 ans).

Modèles	Statistique ou à base physique	Taille de l'unité hydrologique	Type de calage	Nature de la sortie
TOPMODEL	À base physique (zones contributives saturées)	Versant	À base physique (zones contributives saturées)	Hydrogramme de crue à l'exutoire
TOPKAPI	À base physique (processus complexes)	Pixel	Paramètres à caler à partir de chroniques PQ	Hydrogramme de crue
HEC HMS	À base physique (processus de type hortonien)	Sous bassin versant	Prédétermination possible puis calage à partir de chroniques PQ	Hydrogrammes de crue en différents points du bassin
SOPHIE	Modèles à propagation le long d'un cours d'eau et modèles pluie PQ globaux	Sous bassin versants	Calage statistique à partir de chroniques PQ	Hydrogrammes de crue en différents points du bassin
MIKE SHE	À base physique (processus complexes)	Pixel	Prédétermination possible et calage à partir de chroniques PQ	Hydrogrammes de crue en différents points du bassin
AIGA	À base physique (processus de type hortonien)	Pixel	Prédétermination possible puis calage à partir de chroniques PQ	Risque hydrologique
HYDROTEL	À base physique	Pixel	Prédétermination possible puis calage à partir de chroniques PQ	Hydrogrammes de crue

Figure III.4 : Tableau récapitulatif de quelques modèles hydrologiques (Estupina-Borrell, 2004).

## V. Les modèles génie rural GR

Dans cette partie, nous développerons plus particulièrement la description de ce modèle qui nous utiliserons pour le bassin d'Oued Seybouse. La division hydrologie du Cemagref Antony développe depuis une vingtaine d'années une série de modèles pluie-débit pour l'hydrologie opérationnelle : les modèles GR pour Génie Rural (Edijatno et Michel 1989 ; Edijatno et al. 1999).

Ces modèles appartiennent à la famille des modèles conceptuels à réservoirs. L'approche est globale. Le pas de temps est le plus souvent journalier même si des modèles dérivés à pas de temps mensuel, annuel et interannuel ont été construits (Makhlouf et Michel 1994). Ces modèles privilégient le principe de parcimonie : la version de base GR3J possède trois paramètres ajustables et aucune version n'en compte plus de cinq.

### V.1. Le calage et validation d'un modèle

Le calage consiste donc à sélectionner le jeu de paramètres d'un modèle de façon à ce que celui-ci simule le comportement hydrologique du bassin versant de la meilleure façon possible (Madsen, 2000). Le critère utilisé est le critère des moindres carrés des erreurs, présenté sous la forme adimensionnelle du critère de Nash borné.

L'opération de calage consiste à trouver des valeurs des paramètres du modèle qui minimise l'erreur de modélisation sur la période considérée. Une période de 5 ans généralement

est utilisée pour caler le modèle. La validation porte sur l'application des modèles sur les données qui n'ont pas été utilisées lors de calage des modèles.

## V.2. Critères de qualité

La validation du modèle est vérifiée par une comparaison des débits calculés et observés à travers un critère de qualité. Le critère le plus connu et le plus utilisé pour les modèles conceptuels est le critère de Nash et Sut Cliff (1970) qui s'exprime par l'équation ci-dessous.

$$NASH(Q) = 100 * \left[ \frac{1 - (Q_{i,obs} - Q_{i,cal})^2}{(Q_{i,obs} - Q_{obs})^2} \right] \quad [III-1]$$

$Q_{i,obs}$  et  $Q_{i,cal}$  sont les débits observés et calculés au pas de temps  $i$ ,

$Q_{obs}$ , est la moyenne des débits observés sur la période considérée.

Pour tenir compte de certaines valeurs particulières des débits, ce critère a été calculé en utilisant la racine carré des débits pour atténuer l'importance des débits de pointe, ou le logarithme pour les débits d'étiage. En pratique, on estime que la simulation est de mauvaise qualité lorsque le critère de Nash est faible (<70%), elle est acceptable lorsqu'il est supérieur à 70%, parfaite lorsqu'il est égal à 100%

## V.3. Objectifs de développement

La simulation du débit à l'exutoire d'un bassin versant est nécessaire voire indispensable pour de nombreuses applications d'ingénierie et de gestion de la ressource en eau, telles que le dimensionnement et la gestion d'ouvrages, la prévision des crues ou des étiages, la détection d'impact, etc. C'est pour répondre à ces questions que le Cemagref a commencé à développer au début des années 1980 des modèles hydrologiques (du Génie Rural – GR) permettant de faire le lien entre la lame d'eau précipitée sur un bassin versant et son débit à l'exutoire (Michel, 1983).

Au-delà de leur aspect pratique, ces modèles ont soulevé des questions essentielles sur la façon de représenter la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant.

## V.4. Mode de développement

Bien que ces modèles soient parfois apparentés à des modèles conceptuels du fait de leur structure à réservoirs, ce sont en fait des modèles empiriques : leur construction s'est faite sur la base de grands jeux de données et en découvrant progressivement la structure permettant de reproduire au mieux le comportement hydrologique du bassin versant (c'est-à-dire sa réponse



aux pluies). Les idées suivantes se sont progressivement imposées au cours du développement de ces modèles pour permettre d'obtenir des modèles fiables et robustes (Mathevet, 2005) :

- Représentation globale du bassin versant,
- Approche empirique de développement sans recours a priori à la physique des écoulements,
- Augmentation progressive de la complexité de la structure du modèle en partant de structures simples,
- Justification de la complexité de la structure d'un modèle par ses performances,
- Recherche de structures de modèle générales (applicables à des bassins variés),
- Utilisation de larges échantillons de bassins versants pour tester les performances des modèles,
- Évaluation d'un modèle par comparaison à d'autres structures de modèle.

## VI. Le modèle pluie-débit annuel GR1A

Le modèle GR1A (modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1990, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications d'évaluation et de gestion de la ressource en eau.

### VI.1. Commentaires et critiques du modèle GR1A

#### VI.1.1. Description mathématique

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

Le modèle GR1A s'écrit sous la forme d'une simple équation :

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[ 1 + \left( \frac{0.7 * P_k + 0.3 * P_{k-1}}{X * E_k} \right) \right]^{0.5}} \right\} \quad \text{[III-2]}$$

Où :

- $Q_k$  est le débit simulé de l'année  $k$
- $P_k$  est la pluie observée de l'année  $k$
- $P_{k-1}$  est la pluie observée de l'année  $k-1$
- $E_k$  est l'évapotranspiration potentielle de l'année  $k$
- $X$  est le paramètre du modèle à optimiser

Es graphe et si  $X$  est plus petit que 1, le système en gagne, le tout exprimé en fraction de l'ETP.

### VI.1.2. Paramètre de modèle

Ne comporte qu'un paramètre optimisable, le paramètre  $X$  adimensionnel, qui apparaît comme un coefficient modulateur de l'évapotranspiration potentielle. Sur un large échantillon de bassins versants, la médiane de  $X$  vaut 0.7 et un intervalle de confiance à 90% est donné par [0.13; 3.5].

## VII. Le modèle pluie-débit mensuel GR2M

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuel) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1980, avec des objectifs d'applications dans le domaine des ressources en eau et des étiages. Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Kabouya (1990), Kabouya et Michel (1991), Makhoulf (1994), Makhoulf et Michel (1994), Mouelhi (2003) et Mouelhi et al. (2006b), qui a permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. La version présentée ici est celle de Mouelhi et al. (2006b) qui paraît la plus performante. Sa structure, bien qu'empirique, l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui semble être le meilleur moyen de tenir compte des conditions antérieures et d'assurer un fonctionnement en continu du modèle. Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage ainsi qu'une ouverture sur l'extérieur autre que le milieu atmosphérique. Ces trois fonctions permettent de simuler le comportement hydrologique du bassin.

**VII.1. Description mathématique**

Un schéma de la structure est donné à la Figure 32, Pk est la pluie mensuelle du mois k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire

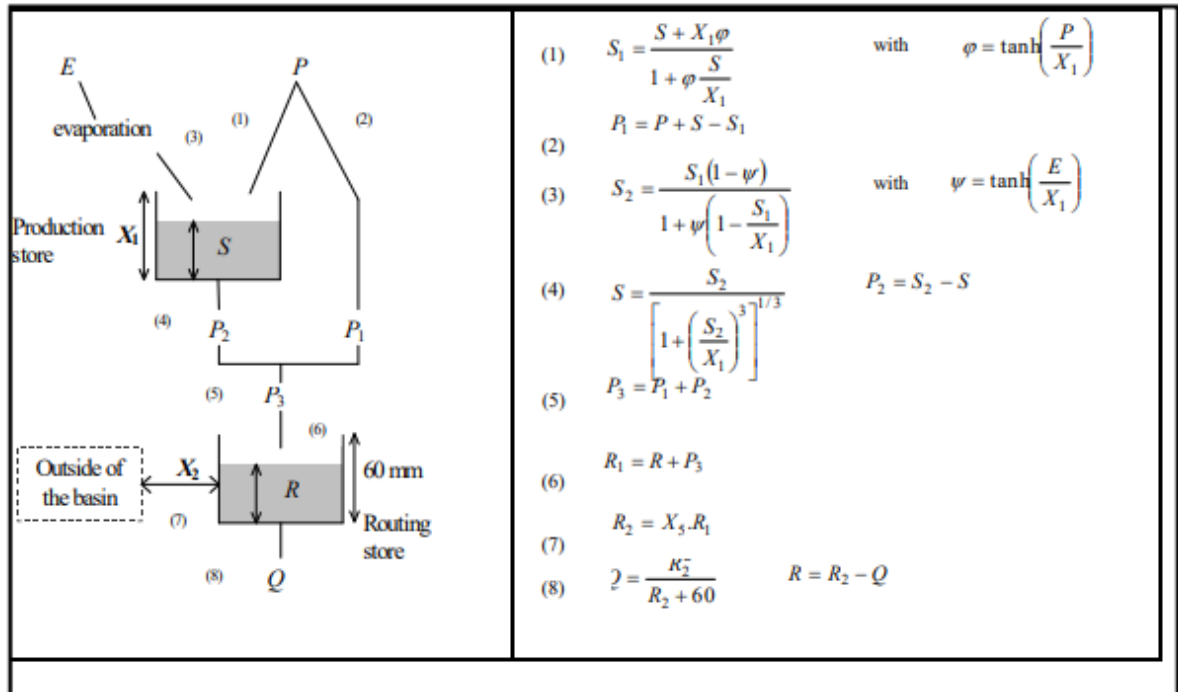


Figure III.5 : Schéma de la structure du modèle GR2M.

La fonction de production du modèle repose sur un réservoir de suivi d'humidité du sol, très similaire à celui existant dans le modèle GR4J. Du fait de la pluie P, le niveau S dans le réservoir devient S1 défini par :

$$S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \quad \text{[III-3]} \quad \text{Où} \quad \varphi = \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right) \quad \text{[III-4]}$$

Le paramètre X1, capacité du réservoir, est positif et exprimé en mm. La pluie P1 en excès est donnée par :

$$P_1 = P + S - S_1 \quad \text{[III-5]}$$

Du fait de l'évapotranspiration, le niveau S1 devient S2 :

$$S_2 = \frac{S_1 * (1 - \psi)}{1 + \psi \left(1 - \frac{S_1}{X_1}\right)} \quad \text{[III-6]} \quad \text{Où} \quad \psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right) \quad \text{[III-7]}$$

E est l'évapotranspiration potentielle. Le réservoir se vidange ensuite en une percolation  $P_2$  et son niveau S, prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par :

$$S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)\right]^{\frac{1}{3}}} \quad \text{[III-8]} \quad \text{et} \quad P_2 = S_2 - S \quad \text{[III-9]}$$

La pluie totale  $P_3$  qui atteint le réservoir de routage est donnée par :  $P_3 = P_1 + P_2$  [III-10]

Le niveau R dans le réservoir devient alors  $R_1$  :  $R_1 = R + P_3$  [III-11]

Un terme d'échange en eau est alors calculé par :  $F = (X_2 - 1) \cdot R_1$  [III-12]

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

$$R_2 = X_2 \cdot R_1 \quad \text{[III-13]}$$

Le réservoir, de capacité fixe égale à 60 mm, se vidange suivant une fonction quadratique. Le débit est donné par :

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \quad \text{[III-14]}$$

## VII.2. Paramètres

Le modèle a deux paramètres optimisables :

- $X_1$  : capacité du réservoir de production (mm).
- $X_2$  : coefficient d'échanges souterrains (-).

## VIII. Le modèle pluie-débit journalier GR4J

Le modèle GR4J (modèle du Génie Rural à 4 paramètres Journalier) est un modèle pluie-débit global à quatre paramètres. Son développement a été initié au Cemagref au début des années 1980, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications de gestion de la ressource en eau et d'ingénierie (dimensionnement d'ouvrage, prévision des crues et des étiages, gestion de réservoirs, détection d'impact...).

### VIII.1. Description mathématique GR4J

Est un modèle global à réservoir : le caractère global du modèle signifie qu'il considère le bassin comme une entité élémentaire, sans représentation explicite de la variabilité spatiale de ses caractéristiques. La structure de GR4J représente la transformation pluie-débit par un assemblage simple de réservoirs et d'outils mathématiques.

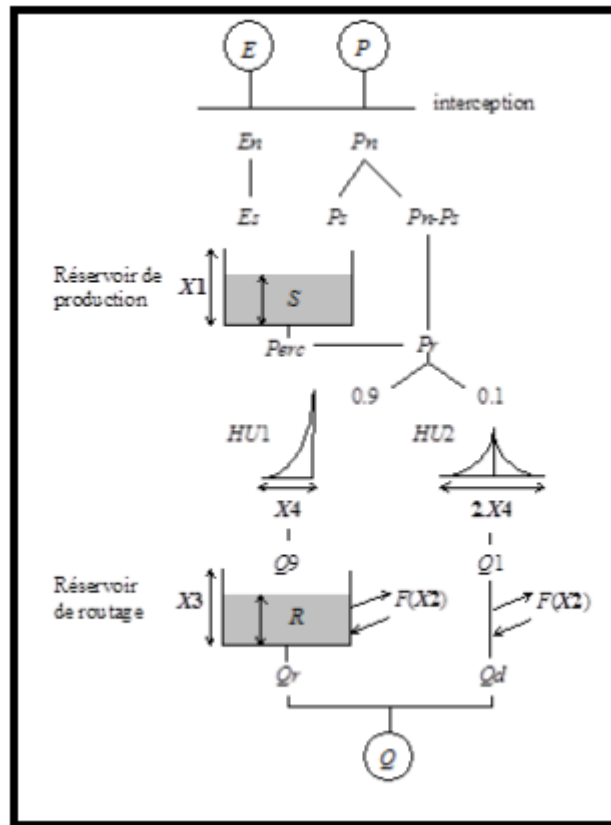


Figure III.6 : Schéma de la structure du modèle GR4J (d'après Perrin, 2000).

Le modèle a quatre paramètres optimisables

On désigne par  $P$  (mm) la hauteur de la pluie et par  $E$  (mm) l'évapotranspiration potentielle (ETP).

$P$  est une estimation de la pluie de bassin et  $E$  peut être issue d'une courbe d'ETP moyenne interannuelle. Les équations suivantes correspondent aux équations intégrées sur un pas de temps.

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

- Si :  $P > E$  alors  $P_n = P - E$  et  $E_n = 0$  ;

– Si :  $P < E$  alors  $P_n = 0$  et  $E_n = E - P$

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

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S}{X_1}\right)\right) \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \frac{S}{X_1} \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)} \quad [\text{III-15}]$$

Où  $X_1$  (mm) et  $S$  sont respectivement la capacité maximum et le niveau du réservoir de production.

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

$$E_s = \frac{S \left(2 - \frac{S}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S}{X_1}\right) \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \quad [\text{III-16}]$$

Le contenu du réservoir est mis à jour par :

$$S = S - E_s + P_s \quad [\text{III-17}]$$

Une percolation  $P_{erc}$  issue du réservoir de production est alors calculée :

$$P_{erc} = S \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{4 * S}{9 * X_1} \right)^4 \right]^{\frac{1}{4}} \right\} \quad [\text{III-18}]$$

Le contenu du réservoir est de nouveau mis à jour par :

$$S = S - P_{erc} \quad [\text{III-19}]$$

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

$$P_r = P_{erc} + (P_n - P_s) \quad [\text{III-20}]$$

$P_r$  est divisé en deux composantes d'écoulement, 90 % étant routés par un hydrogramme unitaire  $HU_1$  et un réservoir de routage et 10 % par un unique hydrogramme unitaire  $HU_2$ .

$HU_1$  et  $HU_2$  dépendent du même paramètre  $X_4$ , temps de base de  $HU_1$  exprimé en jours.

Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S (cumul de la proportion de la pluie unitaire traitée par l'hydrogramme en fonction du temps) notées respectivement SH<sub>1</sub> et SH<sub>2</sub>.

→ SH<sub>1</sub> est définie en fonction du temps par :

Pour t = 0 :

$$SH_1(t)=0 \text{ [III-21]}$$

Pour 0 < t < X<sub>4</sub> :

$$SH_1 = \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \text{ [III-22]}$$

Pour t > X<sub>4</sub> :

$$SH_1(t)=1 \text{ [III-23]}$$

→ SH<sub>2</sub> est définie en fonction du temps par :

Pour t = 0 :

$$SH_2(t)=0 \text{ [III-24]}$$

Pour 0 < t < X<sub>4</sub> :

$$SH_2(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \text{ [III-25]}$$

Pour X<sub>4</sub> < t < 2X<sub>4</sub> :

$$SH_2(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}} \text{ [III-26]}$$

Pour t > 2X<sub>4</sub> :

$$SH_2(t)=1 \text{ [III-27]}$$

→ Les ordonnées de  $HU_1$  et  $HU_2$  sont alors calculées par :

$$UH_1(J) = SH_1(J) - SH_1(J-1) \quad [\text{III-28}]$$

$$UH_2(J) = SH_2(I) - SH_2(J-1) \quad [\text{III-29}]$$

Où « j » est un entier.

A chaque pas de temps i, les sorties  $Q_9$  et  $Q_1$  des deux hydrogrammes sont calculées par :

$$Q_9(i) = 0.9 * \sum_{K=1}^l UH_1(K) * Pr(i - K + 1) \quad [\text{III-30}]$$

$$Q_1(i) = 0.1 * \sum_{K=1}^m UH_2(K) * Pr(i - K + 1) \quad [\text{III-31}]$$

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

Un échange souterrain en eau (perte ou gain) est calculé par :

$$F = X_2 \left( \frac{R}{X_3} \right)^{\frac{7}{2}} \quad [\text{III-32}]$$

où  $R$  est le niveau dans le réservoir,  $X_3$  la capacité à un jour du réservoir et  $X_2$  le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports, négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes ou nul.

Le niveau dans le réservoir de routage est mis à jour en ajoutant la sortie  $Q_9$  de l'hydrogramme  $HU_1$  et  $F$  :

$$R = \max(0 ; R + Q_9 + F) \quad [\text{III-33}]$$

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

$$Q_r = R \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{R}{X_3} \right)^4 \right]^{\frac{1}{4}} \right\} \quad [\text{III-34}]$$

Le niveau dans le réservoir devient :  $R = R - Q_r$  [III-35]

La sortie  $Q_1$  de l'hydrogramme  $HU_2$  est soumise au même échange pour donner la composante d'écoulement  $Q_d$  :

$$Q_d = \max(0 ; Q_1 + F) \quad [\text{III-36}]$$

Le débit total  $Q$  est alors donné par :  $Q = Q_r + Q_d$  [III-37]



## **VIII.2. Paramètres**

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler :

- $X_1$  : capacité du réservoir de production (mm)
- $X_2$  : coefficient d'échanges souterrains (-)
- $X_3$  : capacité à un jour du réservoir de routage (mm)
- $X_4$  : temps de base de l'hydrogramme unitaire  $HU_1$  (j)

## **IX. Conclusion**

A la fin de ce chapitre une élaboration de l'état de l'art de la modélisation hydrologique a été faite. Cette dernière a touchée :

- La définition de la modélisation.
- Les objectifs de la modélisation.
- Les différents modèles de la modélisation hydrologique.

## **Chapitre IV :**

### **Modélisation pluie-débit du bassin de Oued Seybouse (exutoire Guelma)**

## Chapitre IV Modélisation pluie-débit du bassin de Oued Seybouse (exutoire Guelma)

### I. Modélisation par corrélation puits/débits

#### I.1. Corrélation à l'échelle annuelle

Avant l'application du modèle du Génie Rural, nous avons essayé une corrélation simple entre les précipitations de chaque station du bassin versant d'une part, et les débits d'eau écoulés en aval du bassin versant d'Oued Seybouse (exutoire Guelma).

Les résultats obtenus sont présentés dans les graphes suivants :

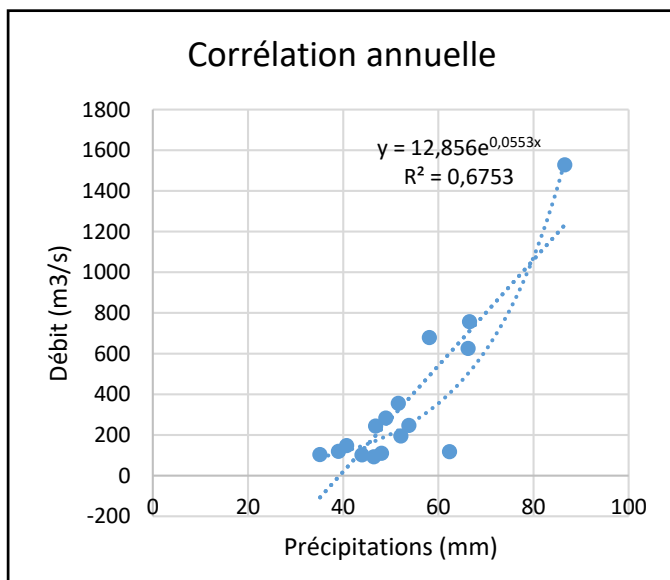


Figure IV.1 : Corrélation exponentielle

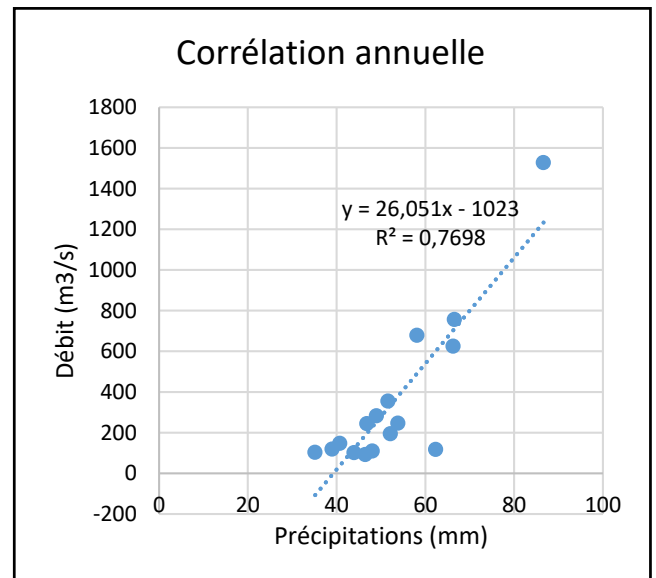


Figure IV.2.: Corrélation linéaire.

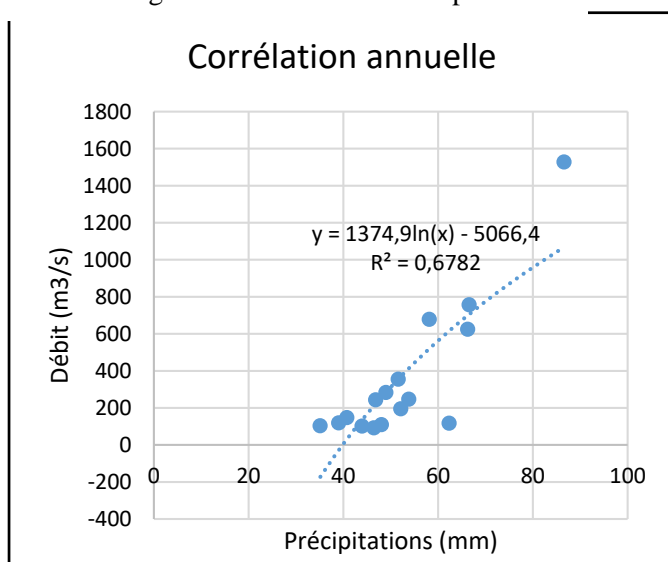


Figure IV.3: Corrélation logarithmique.

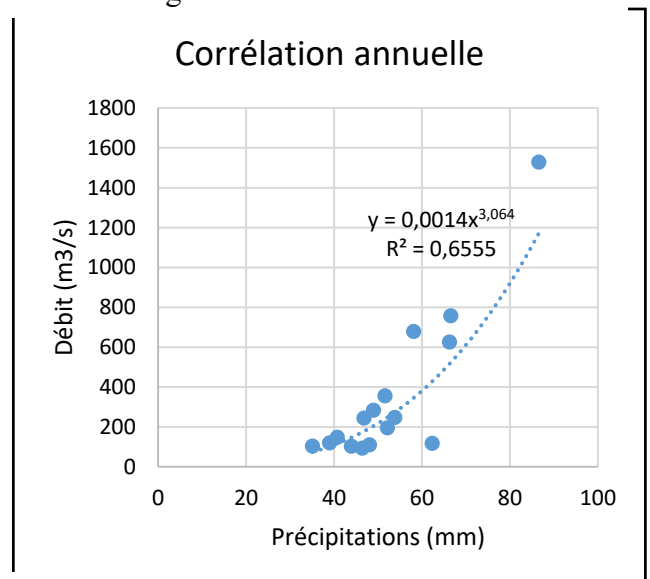


Figure IV.4: Corrélation puissance.

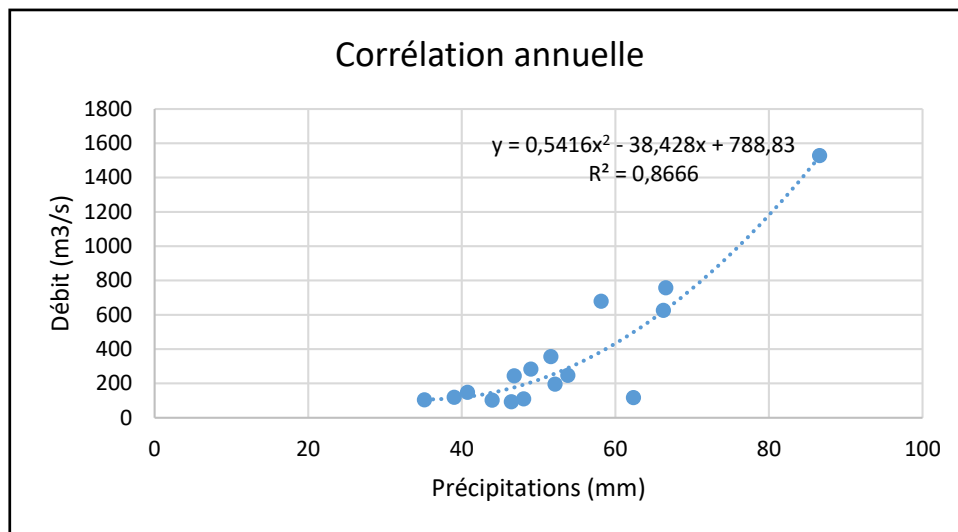


Figure IV.5 : Corrélation polynomiale.

Le tableau 21, montre les différents résultats du coefficient de détermination et les modèles qui relient les paramètres pluies – débits.

Tableau 10 : Résultats des différentes corrélations annuelles entre les deux paramètres pluie et la lame d’eau écoulée

Linéaire	$R^2=0.7698$
	$Q=26.051 \cdot P-1023$
Exponentielle	$R^2=0.06753$
	$Q=12.836 \cdot e^{0.0853 \cdot P}$
Logarithmique	$R^2=0.06782$
	$Q=1374.3 \cdot \ln(P)-5066.4$
Polynomial	$R^2=0.8666$
	$Q=0.5416 \cdot P^2-38.428 \cdot P+788.83$
Puissance	$R^2=0.6555$
	$Q=0.0014 \cdot P^{3.064}$

**Interprétation :**

La modélisation par corrélation annuelles des données pluviométriques et hydrométriques a donné des coefficients de corrélation faibles pour la plupart des relations choisies. Les corrélations admissibles sont la tendance exponentielle et polynomiale et ce lui la s’explique du fait qu’il s’agit des données annuelles et du nombre limité d’observation.

### I.2. Corrélations mensuelles

Les séries des données mensuelles utilisées sont de Janvier 1974 à décembre 1974 pour la station Guelma lycée MBM :

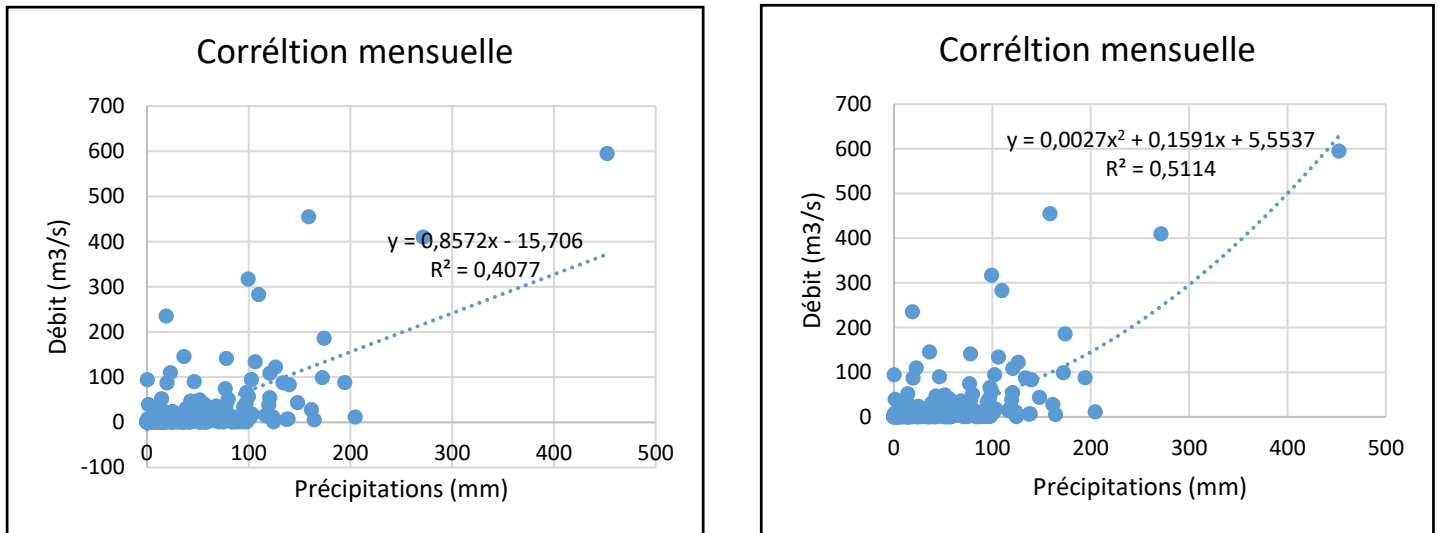


Figure IV.6: Résultats des différentes corrélations entre les pluies et Les débits écoulés mensuelles

Le tableau suivant résume les résultats obtenu :

Tableau IV.2 : Résultats des différentes corrélations entre les pluies et Les débits écoulés mensuelles

Linéaire	$R^2 = 0.4077$
	$Q=0.8572 * P - 10.706$
Polynomiale	$R^2 = 0.5114$
	$Q=0.0027 * P^2 + 0.1591 * P + 5.5537$
Exponentielle	-
Puissance	-
Logarithmique	-

**Interprétation :** Le tableau.22. Présente les différentes corrélations pluie et débit d'eau écoulée à l'échelle mensuelle. Les résultats obtenus, permettent de constater que la modélisation par corrélation mensuelle donne des coefficients de corrélations faibles, tant que pour les modèles : logarithmique, exponentielle et puissance, aucune corrélation est approuvée.

### I.3. Corrélations journalières

Les séries journalières utilisées sont de Janvier 1974 à décembre 1989 pour la station Moulin Rochefort et Guelma Lycée MBM :

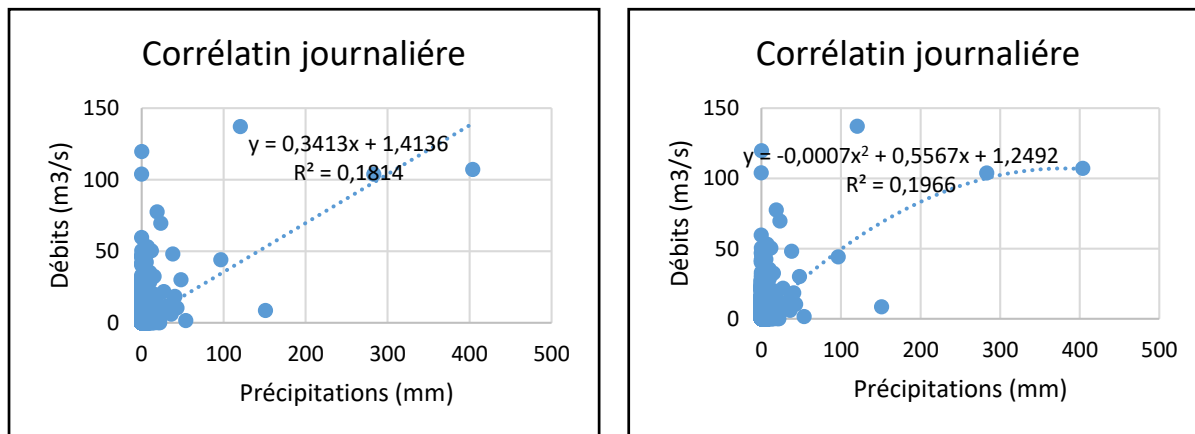


Figure IV.7 : Résultats graphiques des différentes corrélations entre les pluies et Les débits écoulés au pas du temps Journaliers

Tableau 11: Résultats des différentes corrélations entre les pluies et Les débits écoulés Journalières

Linéaire	$R^2 = 0.1814$
	$Q=0.3413*P+1.4136$
Polynomiale	$R^2 = 0.1966$
	$Q=0.0007* P^2 + 0.67 * P + 1.2492$
Exponentielle	-
Puissance	-
Logarithmique	-

**Interprétation :** Les résultats obtenus, permettent de noter que la modélisation autorégressive journalières donne des coefficients très faibles, et que les modèles logarithmique, l'exponentiel et même celui de la puissance aucun résultats ne se manifeste, et ça est due à la matrice creuse (valeurs nulles enregistrées sur les séries traitées) (les écoulements sporadiques).

Les modèles corrélatifs semblent mal appropriés pour la modélisation pluie-débits (Les coefficients de corrélation obtenus sont Faibles.Ces dernier (modèles corrélatifs) ne tiennent pas compte des paramètres qui régissent l'écoulement. Parmi ces paramètres on site :

- Les caractéristiques physiques, la taille, la géologie, la structure du bassin, associées à l'intensité et la répartition spatio-temporelle des précipitations constituent les principaux facteurs qui conditionnent le phénomène.
- les phénomènes d'échange avec l'atmosphère ou les bassins voisins.
- la dépendance chronologique des débits successifs avec les pluies de la période  $t$  et  $t-1$

C'est pour ces raisons que nous avons choisi pour la modélisation pluie- débits un modèle à réservoir (GR) qui tient compte aussi bien du pas de temps choisi ainsi que d'autres paramètres d'échange entre le bassin et l'atmosphère d'une part, la drainance et les flux imposés avec les bassins adjacents d'autre part. En plus, parmi les avantages, les modèles GR sont parcimonieux n'exigeant que peu de données et peu de paramètres à caler.

## **II. Application du modèle GR**

La modélisation pluie-débit a de nombreuses applications (Michel, 1989 ; Refsgaard & Abbott, 1996) parmi lesquelles on peut citer :

- Estimation des débits de rivières pour des sites non jaugés ;
- Dimensionnement des ouvrages d'art (barrages, ponts, déversoirs de sécurité... ) ;
- Délimitation des zones inondables ;
- Simulation des débits pour des reconstitutions historiques ;
- Prévion des crues ;
- Détection de l'influence des changements d'occupation du sol ;
- Simulation de l'impact du changement climatique ;
- Pré détermination des débits de crue ou d'étiage (fréquence et durée) ;
- Prévion des étiages.

L'application de la modélisation en hydrologie est indispensable pour faire face à ces problématiques.

Dans cette partie du chapitre, l'objectif visé est : L'application de modèle GR sur le bassin étudié :

La version utilisée dans cette étude est la version Excel disponible dans le site du CEMAGREF. L'application de ce modèle a été effectuée sur trois étapes :

- Etape 01 : les données annuelles pour GR1A ;
- Etape 02 : les données mensuelles pour GR2M ;
- Etape 03 : Les données journalières pour le GR4J ;

A cause des contraintes rencontrées lors dès l'acquisition des données pluviométriques et hydrométriques ; la période prise pour l'étude débute de 1974 jusqu'à 1989.

### III. Modèle annuel GR1A

Pour calculer le débit à une année donnée on utilise à l'entrée du modèle des valeurs des pluies annuelles observées (mm), des ETP calculées par la méthode de Thornthwaite en mm et des débits annuels (exprimés en lames d'eau écoulées) observés au niveau de la station du bassin versant d'Oued Seybouse (exutoire Guelma).

#### III.1. Calage du modèle GR1A

La méthodologie de calage consiste à déterminer les paramètres optimisés à partir des différents critères de qualité ; nous avons donc cherché à caler le paramètre X1 du modèle.

En modifiant ce paramètre jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash optimum avec une valeur égal à 85.8% et une corrélation très bonne. Les résultats obtenus sont regroupés dans le tableau et représentés dans les figures

Tableau 12: Résultat du calage du modèle GR1A.

	Paramètre	Station
ETP (Thornthwaite)	X	2.81
	NASH(%)	85.8
	Bilan	100.4
	$R^2$	0.935



Nom du bassin	Seybouse (exutoire Guelma)	
Superficie du bassin (km <sup>2</sup> )	585,51	
Paramètres modèle	Transf.	Réels
x: Coefficient de correction de l'ETP (mm)	1,03	2,81
Valeur initiale de la pluie		
Pk-1	707,40	
Période		
Durée de la période test (années)	2	
Date de départ	1982	
Date de fin	1983	
Moyenne des pluies observées (mm/an)	707,4	
Moyenne des ETP observées (mm/an)	78,5	
Moyenne des débits observés (mm/an)	489,8	
Moyenne des racines des débits observés	21,9	
Moyenne des log des débits observés	6,2	
Critères d'efficacité (%)		
Nash(Q)	85,8	
Nash(VQ)	85,1	
Nash(ln(Q))	83,9	
Bilan	100,4	

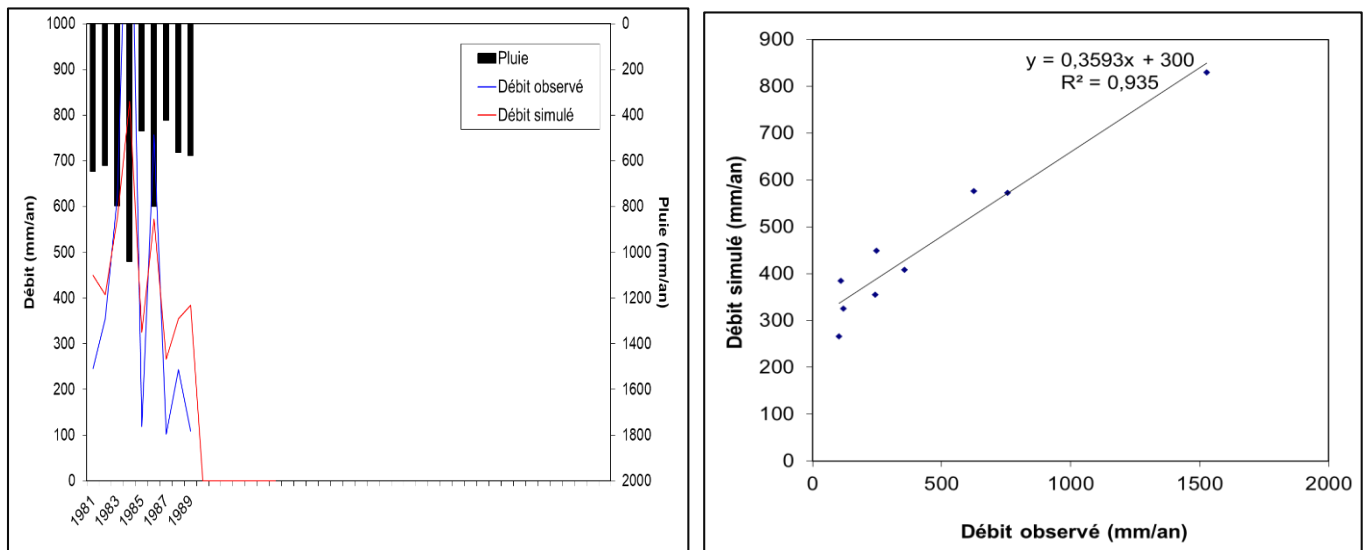


Figure IV.8 : Résultat obtenu du calage du modèle GR1A avec les précipitations de la station de Moulin Rochefort

**Interprétation :**

L'analyse du graphique indique une cohérence entre la courbe des débits observés et la courbe des débits simulés avec un écart absolue de 0.66 en 1985.

L'analyse graphique montre aussi l'existence d'une bonne corrélation entre les deux courbes des débits observés et simulés

L'analyse de paramètre X, qui traduit l'influence d'une ouverture du bassin sur l'extérieur non atmosphérique, (par exemple échange avec des nappes profondes) : montre que le bassin versant étudié à un flux sortant de débit en profondeur (X est supérieure à 1).

### III.2. Validation du modèle

La validation porte sur l'application du modèle sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage. Le coefficient de corrélation Q simulé – Q observé relatifs à l'utilisation des ETP de Thornthwaite

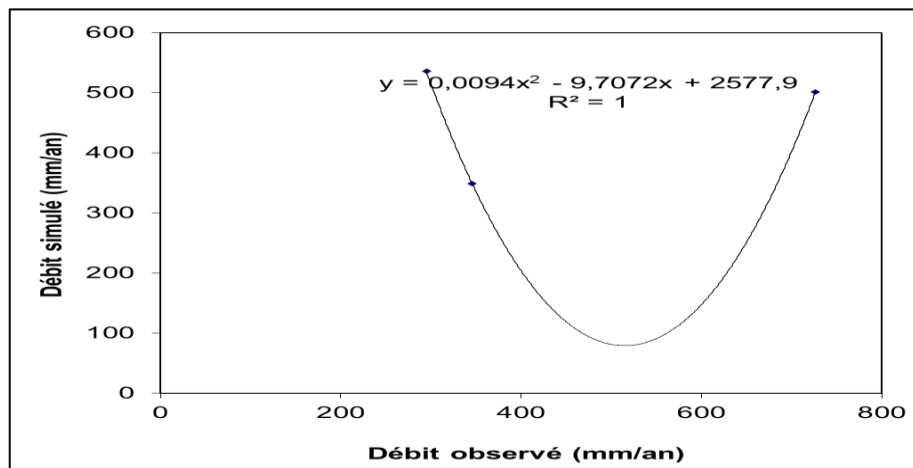


Figure IV.9 : Résultats graphique de la validation.

La validation du modèle GR1A, obtenues par l'utilisation des ETP de Thornthwaite donne une corrélation parfaite (R). On constate que la modélisation pluie-débit élaborée par l'utilisation de GR1A ; donne des résultats très acceptables. (La courbe de DUNNING-Kruger Effect)

### IV. Modèle mensuel GR2M

Le modèle GR2M [modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuels] (Mouelhi, 2003 ; Mouelhi et al. 2005) est un modèle pluie/débit à deux paramètres. Considéré comme modèle conceptuel à réservoir vu qu'il comporte deux réservoirs : de production et de routage.

Pour calculer les débits mensuels simulés, les paramètres utilisés sont les pluies et les débits mensuels en mm relatives à la période 1979-1989.

L'évapotranspiration (mensuelle), dans ce cas, a été calculée par la méthode Thornthwaite.

### IV.1. Calage du modèle GR2M

Cette partie vise à caler les deux paramètres X1 et X2 du modèle jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des coefficients de détermination et du critère de Nash. La période choisie pour le calage est celle comprise entre Janvier 1974 à Décembre 1986.

Après plusieurs manipulations sur le logiciel GR2M, Les résultats obtenus sont regroupés dans le tableau 25

Les résultats de calage pour le modèle GR2M sont représentés dans le tableau 25 :

Tableau 13 : Résultat de calage-modèle GR2M

Paramètre		Station
ETP (Thornthwaite)	X1(mm)	35.4
	X2(mm)	1.29
	NASH(%)	90.5
	Bilan	138.4
	$R^2$	0.588

<b>Nom du bassin</b>	<b>Seybouse (exutoire Guelma)</b>	
<b>Superficie du bassin (km<sup>2</sup>)</b>		<b>585,51</b>
<b>Paramètres modèle</b>	<b>Transf.</b>	<b>Réels</b>
x1: Capacité rés. production (mm)	3,57	35,40
x2: Paramètre d'échange (mm)	1,29	1,29
<b>Valeurs initiales</b>		
Niveau de remplissage initial S0 (max.: x1 mm)		17,70
Niveau de remplissage initial R0 (max.: 60 mm)		30
<b>Période</b>		
Longueur de la période de mise en route (mois)		130
Durée de la période test (mois)		192
Date de départ		11/1984
Date de fin		01/1900
<b>Moyenne des pluies observées (mm/mois)</b>		67,0
<b>Moyenne des ETP observées (mm/mois)</b>		68,8
<b>Moyenne des débits observés (mm/mois)</b>		51,0
<b>Moyenne des racines des débits observés</b>		4,0
<b>Moyenne des log des débits observés</b>		2,1
<b>Critères d'efficacité (%)</b>		
Nash(Q)		90,5
Nash(VQ)		65,6
Nash(ln(Q))		0,3
Bilan		138,4

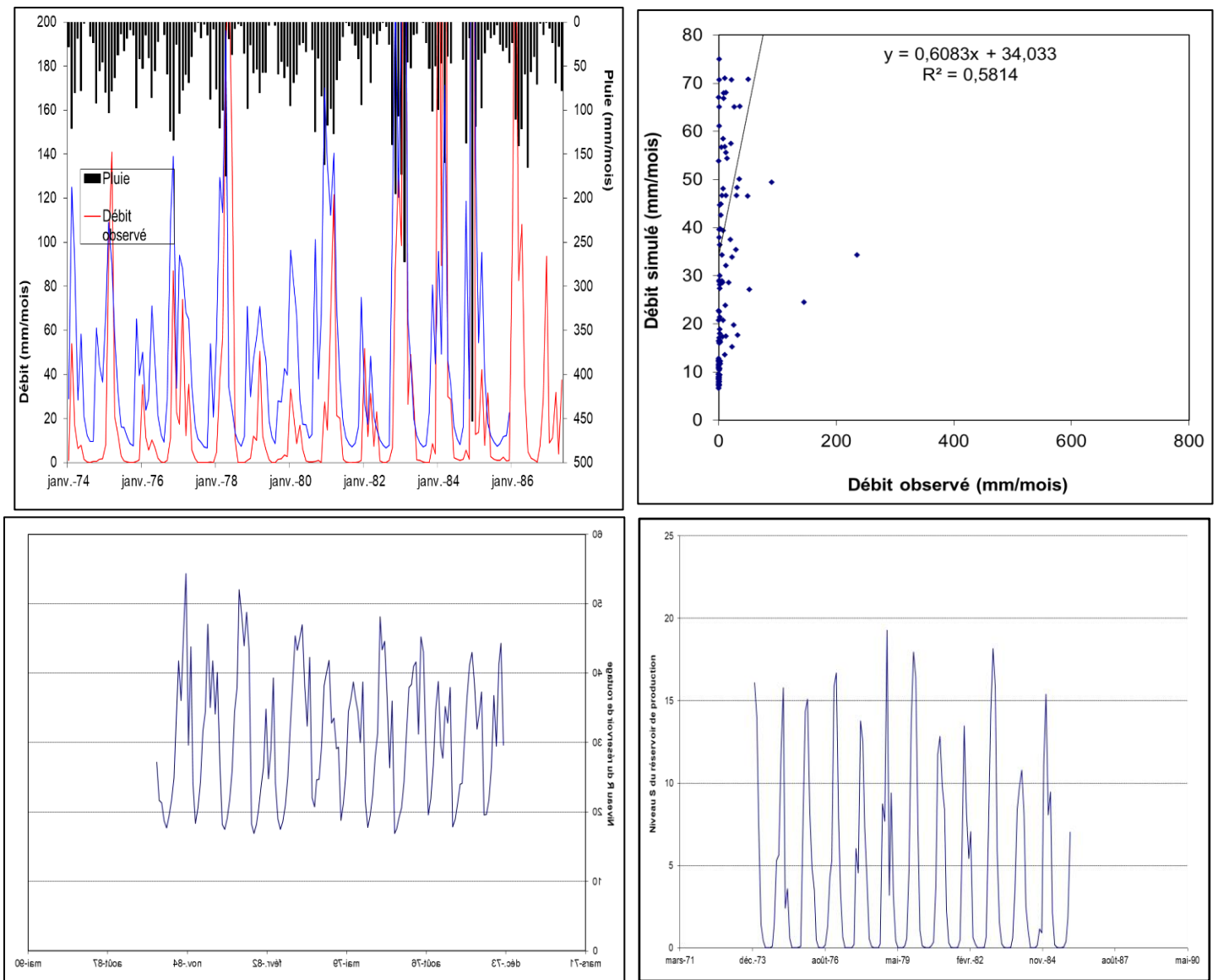


Figure IV.10 : Résultats graphique de Calage du modèle GR2M

**Interprétation :**

Graphiquement, les courbes des débits calculés et mesurés ont presque la même hydrodynamique avec un écart absolue de 0.13mm

D’après le graphe de la recharge on constate que cette dernière aura lieu d’une manière directe suite aux précipitations tombées et cella est justifier par la nature alluvionnaire de l’aquifère de bassin versant de Guelma (partie géologie)

L’évolution du taux de remplissage du réservoir de routage comprise entre 18 à 54 mm, elle est stable le long de la période de calage.

Les valeurs du critère de Nash et les coefficients de détermination, confirme le bon calage de modèle.

### IV.3. Validation du modèle GR2M

Pour la validation, nous utilisons des séries des données des précipitations et d'évapotranspirations correspondantes à la période allant de 1991 jusqu'à 1993 et qui n'ont pas été déjà introduites dans le modèle.

La corrélation de la validation des débits simulés en fonction des débits observés donne des valeurs du coefficient  $R^2$  assez significatifs. La modélisation pluie-débit par l'utilisation du modèle GR2M, donne des résultats acceptables pour le bassin d'Oued Seybouse (exutoire GUELMA)

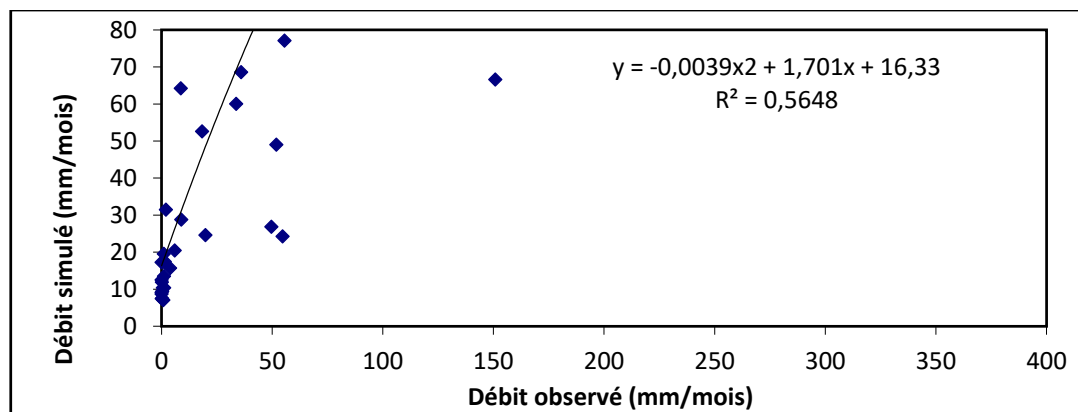


Figure IV.11 : résultat de la validation pour le modèle GR2M.

## V. Modèle journalier GR4J

Le modèle GR4J est un modèle journalier à quatre paramètres optimisables :

- X1, capacité du réservoir de production (mm),
- X2 : coefficient d'échanges souterrains (-),
- X3 : capacité à un jour du réservoir de routage (mm),
- X4 : temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1 (j).

On désigne par P (mm/jour) la hauteur de la pluie et par E (mm/jour) l'évapotranspiration potentielle (ETP). P est une estimation de la pluie de bassin et E peut être issue d'une courbe d'ETP moyenne interannuelle.

**Remarque :** dans cette partie l'ETP est calculé par la formule d'Oudin

## V.1. Formule d'Oudin pour la détermination de l'évapotranspiration potentielle en modélisation hydrologique

Le concept d'évapotranspiration potentielle (ETP) permet de représenter la demande évaporatoire de l'atmosphère. En modélisation pluie-débit, l'ETP est souvent utilisée car, contrairement à l'évapotranspiration réelle (ETR), son estimation ne nécessite que la connaissance de paramètres liés à l'atmosphère. Ces paramètres sont plus homogènes à l'échelle du bassin et plus facilement mesurables que des paramètres tels que la nature du sol et l'état hydrique du sol, dont la connaissance est nécessaire pour estimer l'ETR.

L'évaluation de 27 formulations d'évapotranspiration potentielle (ETP) pour des applications de modélisation pluie-débit a conduit à la mise au point d'une formule d'ETP simple et efficace permettant d'obtenir de meilleurs résultats que l'ensemble des formulations existantes, en termes de restitution des débits (Oudin, 2004; Oudin, et al., 2005).

La formulation est détaillée par Oudin et al. (2004). Elle utilise comme seule donnée d'entrée la température. Elle utilise également le calcul de la radiation extraterrestre détaillée par Morton (1983).

$$\text{Formule d'Oudin : } PE = (Re / \lambda P) * (Ta + K2) / K1 \text{ [IV-1]}$$

$$\text{Si : } Ta + K2 > 0$$

$$\text{Sinon : } PE = 0$$

Avec :

PE : Evapotranspiration potentielle (mm/jour) ;

Re : Radiation extra-terrestre (MJ m<sup>-2</sup>/jour) calculée en fonction de la latitude et du jour ;

Ta : Température journalière en °C ;

λ : Flux de chaleur latente (2.48 MJ/Kg) ;

ρ : Densité de l'eau (Kg/m<sup>3</sup>).

## V.2. Calage du modèle GR4J

Pour le calcul des débits journaliers simulé, les données utilisées sont les débits journaliers, les pluies journalières et les ETP journalières calculées par la formule d'Oudin. La période choisie pour l'étude est la période allant de 1974 à 1989.

La procédure de calage a consisté à déterminer les paramètres optimisés à partir des différents critères de qualité. Les paramètres obtenus pour le calage de ce modèle sont représentés dans le tableau :

Tableau 14: Résultat du calage du modèle GR4J.

Paramètre	Station de
X1	320.4
X2	-28.86
X3	95.71
X4	1.02
Nash	77.3
Bilan	58.4
$R^2$	0.72

<b>Nom du bassin</b>	Seybouse (exutoire Guelma)	
<b>Superficie du bassin (km<sup>2</sup>)</b>	585,51	
<b>Paramètres modèle</b>	<b>Transf.</b>	<b>Réels</b>
x1: Capacité rés. production (mm)	5,80	329,07
x2: Paramètre d'échange (mm)	-4,05	-28,69
x3: Capacité rés. routage (mm)	4,68	107,56
x4: Délai (jours)	-0,69	1,00
<b>Valeurs initiales</b>		
Taux de remplissage initial S0/x1	0,60	
Taux de remplissage initial R0/x3	0,70	
<b>Période</b>		
Longueur de la période de mise en route (j)	365	
Durée de la période test (j)	5843	
Date de départ	01/01/1975	
Date de fin	31/12/1990	
Moyenne des pluies observées (mm/j)	1,755	
Moyenne des ETP observées (mm/j)	3,018	
Moyenne des débits observés (mm/j)	0,148	
Moyenne des racines des débits observés	0,210	
Moyenne des log des débits observés	-3,781	
<b>Critères d'efficacité (%)</b>		
Nash(Q)	77,1	
Nash(VQ)	39,1	
Nash(ln(Q))	40,1	
Bilan	60,6	

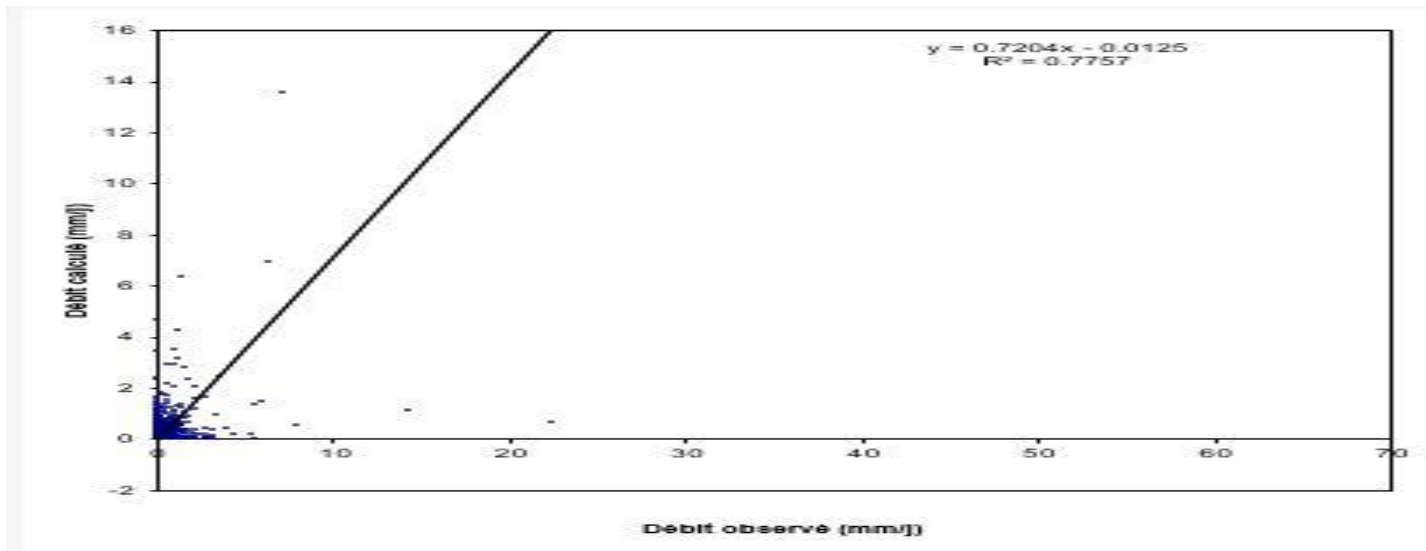
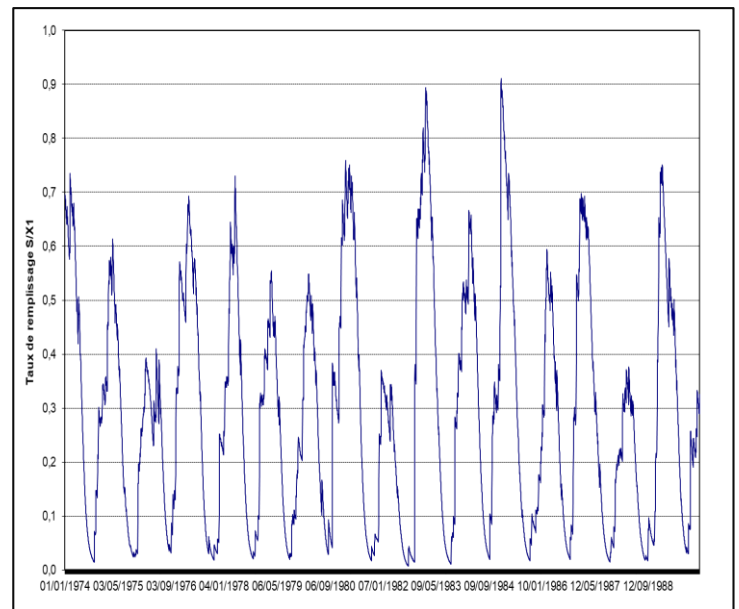
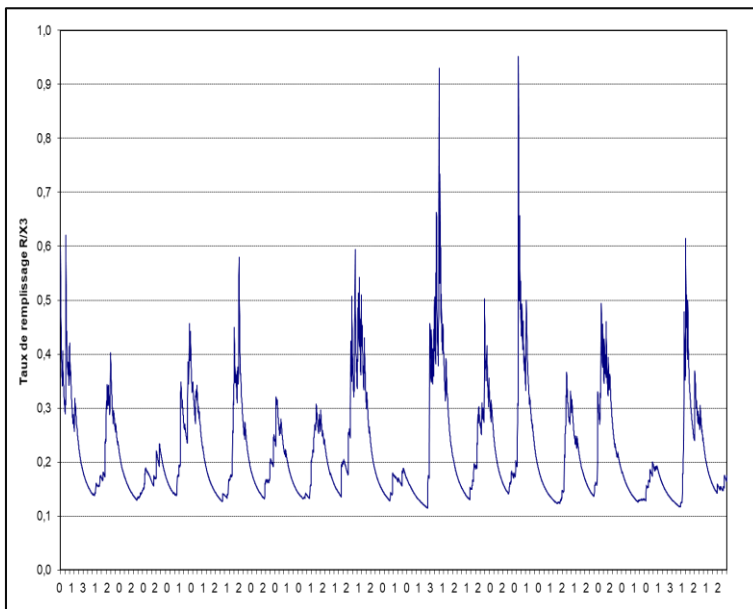
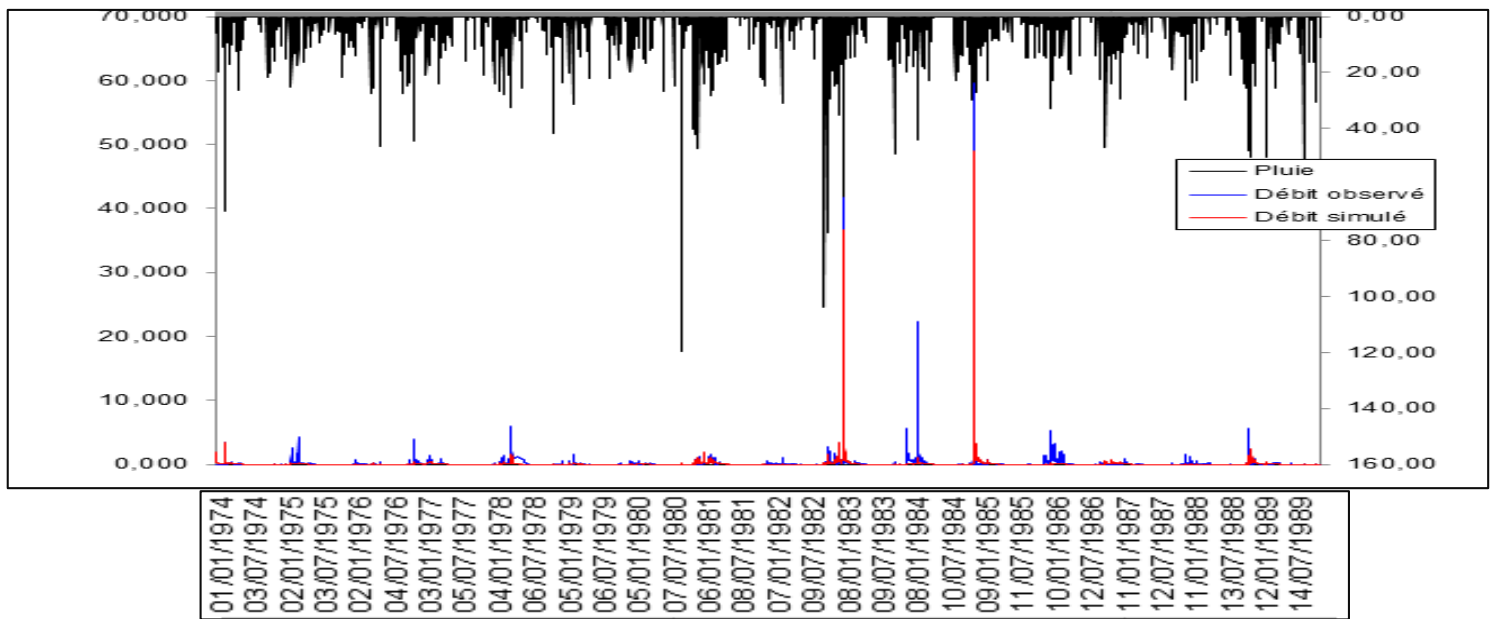


Figure IV.12 : Résultat graphiques du calage du modèle GR4J



**Interprétation :**

Graphiquement les courbes des débits observés et simulés on presque une hydrodynamique identique avec un écart maximal de 0.14mm

Les graphes de taux de remplissage du réservoir de production et taux de remplissage de routage indiquent une saturation de sol ce qui est confirmé avec par le coefficient d'échanges souterrains  $X_2$  (une valeur négative ce qui implique l'absence d'échange souterraine).Le taux de remplissage du réservoir varie entre 0,91 à 0,01 mm et le niveau de routage varie entre 0,65 à 0,11 mm

La valeur obtenue des coefficients de détermination et du critère de Nash et les graphes montre que, le calage est satisfaisant pour la station choisie.

**V.3. Validation du modèle GR4J**

Pour la validation, nous avons utilisé des séries de données des précipitations et d'évapotranspirations calculées toujours par la méthode d'Oudin, et qui correspondent à la période du 1991 au 1993, et qui n'ont pas été utilisées lors du calage.

Les résultats de la validation exprimés par les coefficients de corrélations permettent de constater que le modèle GR4J, présentent acceptable pour les données du bassin versant d'Oued Seybouse

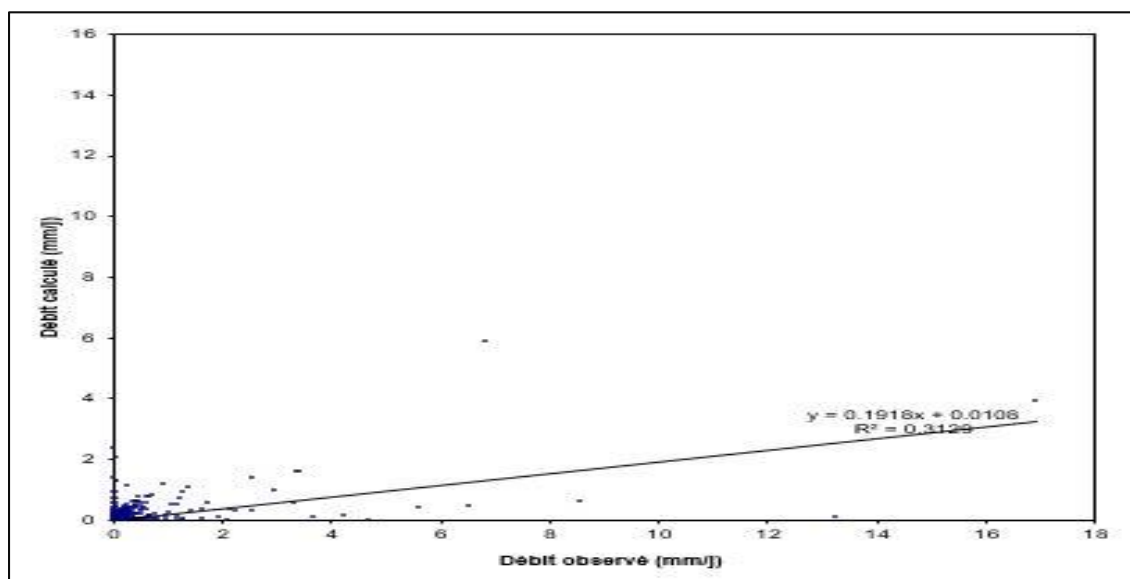


Figure IV.13: Résultats de la validation de modèle GR4J.

## **VI. Forçage du modelé**

Il est important de mentionner que les résultats de calage des modelés GR1A, GR2M et GR4J sont obtenus après forçage de ces derniers avec la commande Solveur d'Excel.

Le solveur d'Excel fonctionne de manière analogue à la valeur cible, tout en offrant des possibilités beaucoup plus importantes. En particulier, il est possible de calculer un objectif à atteindre en fonction de plusieurs cellules variables, et non d'une seule comme avec la valeur cible.

## **VII. Conclusion**

Après avoir défini la modélisation pluie-débit, ce chapitre a été une application de cette dernière avec le modèle conceptuel Génie Rural. Tous d'abord une vérification de la corrélation pluie-débit a été élaborée, en suite, entamé l'application du modèle génie rural.

Le calage des modèle GR donne des résultats satisfaisantes au pas du temps annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et enfin journalier (GR4J).

Ce mémoire s'inscrit dans le cadre de la contribution à l'étude de la relation «pluie-débit» par le modèle conceptuel Génie Rural (GR) cas de bassin d'oued Seybouse (exutoire Guelma).

Les applications des modèles pluie-débit sont multiples dont on cite :

- simulations de crues à court terme,
- prévision d'étiages,
- prédétermination des crues et dimensionnement d'ouvrages,
- mise en évidence du non stationnarité du comportement hydrologique sous l'effet du changement climatique ou de l'évolution de l'occupation du sol...etc.
- De plus les modèles pluie-débit permettent d'allonger les délais de prévision par rapport aux modèles débit-débit.

Pour une meilleure compréhension du comportement hydrologique du bassin versant de l'Oued Seybouse (exutoire Guelma) ; nous avons entamé l'application du modèle génie rural au pas du temps annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et enfin journalier (GR4J).

Le travail a débuté par une présentation de la zone d'étude, la délimitation de bassin versant en question par le logiciel Global Mapper. L'étude de la modélisation montre que la genèse du débit à partir de la pluviométrie dépend de plusieurs facteurs et plus précisément du bassin versant lui-même, dans cette ordre nous avons défini l'ensemble des paramètres, géomorphologiques et climatiques, suivi d'une étude détaillée sur la pluviométrie, l'écoulement ainsi que le calcul de l'ensemble des paramètres de sous bassin étudié.

L'étude des données climatiques de la station Guelma lycée MBM, met en évidence une irrégularité saisonnière et annuelle des précipitations. L'homogénéité de ces dernières a été bien vérifiée par le logiciel Khronostat. ainsi l'ajustement à montrer que la loi de Gumbel s'adapte bien aux données.

L'étude hydrologique a permis d'apprécier l'évolution des lames d'eau écoulées au niveau de station de jaugeages du bassin versant de l'Oued Seybouse (exutoire Guelma). L'analyse statistique montre que les débits annuels s'ajustent bien à la loi Log Normale.

Pour l'application du modèle du génie rural, les paramètres d'entrées utilisés sont les précipitations de la station de Guelma ; Avec l'ETP calculée par la méthode de Thornthwaite pour le modèle GR1A et GR2M ; et l'ETP d'Oudin pour le GR4J. Le paramètre de sortie étant le débit au niveau de la station Moulin Rochef

Le calage du modèle GR1A montre des valeurs satisfaisantes du coefficient de corrélation pour les différents cas, la valeur du coefficient est 0.935. Pour la validation les résultats obtenus permettent de constater que la modélisation pluie-débit élaborée par l'utilisation de GR1A ; donne des résultats parfaits avec un coefficient de corrélation entre la lame d'eau calculée et la lame d'eau simulée de l'ordre de 1.

Le paramètre X1, supérieur à 1 traduit un transfert de flux des eaux superficielles vers les nappes profondes (drainances).

Pour le GR2M, le modèle pluie-débit s'ajuste avec les données de Guelma lycée MBM, le coefficient de corrélation R est de 0.588. Ces résultats sont confirmés par le modèle GR4J où le coefficient de Nash et de corrélation R sont très significatifs aussi bien pour le calage que pour la validation.

La recharge aura lieu d'une manière directe suite aux précipitations tombées et cela est justifier par la nature alluvionnaire de l'aquifère de bassin versant de Guelma (partie géologique)

L'évolution du taux de remplissage du réservoir de routage en modèle GR2M, et GR4J reste assez stable et compris respectivement entre 18 à 54 mm pour le GR2M et de 0,65 à 0.11mm pour le GR4J.

A la fin de ce travail, l'application des modèles du Génie Rural aux données du bassin versant d'Oued Seybouse (exutoire Guelma) donne des résultats satisfaisants et ceci pour les trois pas de temps utilisés (Annuel, Mensuel et Journalier). Aussi, les modèles GR paraissent très indiqués pour être utilisés dans des bassins Méditerranéens à climat semi-aride.

## Références

Ambroise, B. (1999). LA DYNAMIQUE DU CYCLE DE L'EAU DANS UN BASSIN VERSANT. Editions HGA, Bucares.

DUBREUIL, P. (1966). Les CARACTERES PHYSIQUES et MORPHOLOGIQUES. Paris.

hal archives ouvertes. (2001, mars 18). Récupéré sur hal archives ouvertes: <https://hal.archives-ouvertes.fr/>

MORELL, M. (1999). Acquisition et constitution d'une information hydrologique de base . Editions HGA, Bucarest .

ZOUARA Mohamed. (2015). Présentation . GUELMA, Agence Nationale de développement de l'Investissement , ALGERIE/GUELMA.

Clarke R.T. (1973). A review of some mathematical models used in hydrology, with observations on their calibration and use. Journal of Hydrology, 19, 1-20.

Fouchier C. (2010). Développement d'une méthodologie pour la connaissance régionale des crues. Thèse De Doctorat De L'université Montpellier II Sciences Et Techniques Du Languedoc. Thèse préparée au sein du Groupe de Recherche en Hydrologie, Cemagref, Aix-en-Provence., P266.

Kabouya M. et 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 4(4), 569-587.

Kabouya M., (1990). Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université Paris Sud Orsay, 347 pp.

Makhlouf Z., (1994). Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres. Thèse de Doctorat, Université Paris XI Orsay, 426 pp

Makhlouf Z. et Michel, C., (1994). A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. Journal of Hydrology 162, 299-318.

Michel C., (1983). Que peut-on faire en hydrologie avec un modèle conceptuel à un seul paramètre ? La Houille Blanche(1), 39-44.

Michel C., (1989). Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux, Cemagref, Antony.

Morton F.I., (1983). Operational estimates of areal evapotranspiration and their significance to the science and practice of hydrology. *Journal of Hydrology* 66 (1/4), 1-76.

Mouelhi S., Michel, C., Perrin, C. et Andréassian, V., (2006a). Linking stream flow to rainfall at the annual time step: the Manabe bucket model revisited. *Journal of Hydrology* 328, 283-296, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.12.022

Mouelhi S., Michel, C., Perrin, C. et Andréassian, V., (2006b). Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology* 318(1-4), 200-214, doi:10.1016/j.jhydrol.2005.06.014.

Oudin L., (2004). Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Thèse de Doctorat, ENGREF (Paris) / Cemagref (Antony), 495 pp.

Oudin L., Andréassian, V., Perrin, C. et Anctil, F., (2004). Locating the sources of lowpass behaviour within rainfall-runoff models. *Water Resources Research* 40(11), W11101, doi:10.1029/2004WR003291.

Oudin L., Hervieu, F., Michel, C., Perrin, C., Andréassian, V., Anctil, F. et Loumagne, C., (2005a). Which potential evapotranspiration input for a rainfall-runoff model ? Part 2 - Towards a simple and efficient PE model for rainfall-runoff modelling. *Journal of Hydrology* 303(1-4), 290-306.

Oudin L., Michel, C. et Anctil, F., (2005b). Which potential evapotranspiration input for a rainfall-runoff model? Part 1 - Can rainfall-runoff models effectively handle detailed potential evapotranspiration inputs? *Journal of Hydrology* 303(1-4), 275-289.

Perrin C., (2000). Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat, Cemagref. Antony, Institut National Polytechnique de Grenoble: 530 p.

Singh, P. (1995). Hydrologic systems, vol. 1 : Rainfall - Runoff modeling.