

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية  
République Algérienne Démocratique et Populaire  
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

**Centre Universitaire Abdelhafid Boussouf - Mila**  
**Institut des Sciences et de Technologie**  
**Département de sciences et Techniques**



N° Ref :.....

*Mémoire présenté en vue de l'obtention du diplôme de*

**MASTER**

*Spécialité : Sciences Hydrauliques.*

**THEME**

**Modélisation pluie – débit : calage et validation des modèles hydrologiques sur le bassin de l'Oued Rhumel-Smendou (Nord-Est Algérien)**

*Présenté par :*

- **BOULFEKHAR Zakarya**  
- **BENDAS Salah Eddine**

*Soutenu devant le jury :*

**M. YAHIAOUI Lekhmisi**  
**M. BERHAIL Sabri**  
**M. TOURKI Mahmoud**

**Président**  
**Promoteur**  
**Examineur**

*Année universitaire : 2016/2017*



# Remerciement

*Nous remercions Dieu, le Tout Puissant, le Miséricordieux, qui nous a donné le courage et la patience de mener à bien ce travail.*

*Nos sincères remerciements à notre encadreur Monsieur **Berhail Sabri** centre universitaire Mila, qui accepté de nous diriger durant ce travail, et qui par ses conseils, ses orientations nous a été d'un grand apport dans la finalisation de notre mémoire.*

*Nous voudrions remercier les membres de jury d'avoir acceptés l'examination de ce travail.*

*Nous réservons une pensée spéciale à tous les enseignants du Master qui ont su nous donner une formation didactique et appréciable durant tout notre cursus. Ce geste sera gravé à jamais dans nos mémoires.*

*Les remerciements ne seraient rien sans une mention particulière pour nos collègues et pour mes amies de longue date. Merci pour tous les moments qu'on a passé ensemble.*

*Enfin, nous remercions tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin dans l'élaboration de ce travail*

**ZAKARYA ET  
SALAH EDDINE**

# *Dédicaces*

*Je dédie ce modeste travail :*

*A Ma très chère mère qui m'a toujours apportée son amour et son  
affection : Zahia ;*

*A mon père : Messaoud ;*

*A mon encadreur, Mr B, Sabri ;*

*A Mes chères sœurs : Youssra et Imène ;*

*A Ma sœur et son mari : Meriem et Adel et son Fils El moatassim Bi  
allah ;*

*A la famille : Bendas et Khellili ;*

*A mes amis: Abd El khalek, Saddam, Imad, Hatem, Khaled ;*

*A ma grand-mère : Zohra ;*

*A Tous mes enseignants dès le primaire jusqu'à l'université ;*

*A Mes camarades de la promo 2ème Année Mastère;*

*A Mes très chers amis et mes collègues.*

*Salah Eddine*

# *Dédicaces*

*Je dédie ce modeste travail :*

*A Mes très chères parents qui m'a toujours apportée son amour et  
son affection ma mère : Fahima ;*

*Et mon père : Abdel Madjid ;*

*A mon encadreur, Mr B, Sabri ;*

*A Mes très chers frères : Haroun, Mohamed ;*

*A Ma chère sœurs : Ismahane et Son mari Hassan et son fils  
Adam ;*

*A la famille: Kh.khaled, Nana, Kh .meriem;*

*ET a Toute la famille : Boulfekhar et Belimane ;*

*A mes Amis: Hamza, Mohamed, Said, noufel, Chouki, Amin, Hatem;*

*A tous Mes amis de Club ESF ;*

*A Tous mes enseignants dès le primaire jusqu'à l'université ;*

*A Mes camarades;*

*A Mes très chers amis et mes collègues.*

**Zakarya**

**Sommaire**

Remerciement : .....	I
Dédicace : .....	II
Sommaire : .....	IV
Liste des tableaux : .....	IX
Liste des figures : .....	IX
Résumé : .....	XIV
Abstract : .....	XV
ملخص: .....	XVI

**INTRODUCTION GENERALE : .....**1**Chapitre I : Etat de L’art sur la modélisation**

Introduction : .....	2
I.1. Définition de la prévision des crues : .....	2
I.1.1. Besoins en prévision des crues : .....	3
I.1.2. Outils de prévision : .....	3
I.2. La modélisation pluie-débit : .....	4
I.2.1. Définition d'un modèle pluie-débit : .....	4
I.3. Classification des modèles Pluie – Débit : .....	6
I.3.1. Classification selon l'objet étudié : Modèles Probabilistes, Modèles Déterministes .....	7
I.3.1.1. Un Modèle Probabiliste .....	7
I.3.1.2. Un Modèle Déterministe .....	7
I.3.2. Classification en fonction de la représentation des processus hydrologiques : .....	7
I.3.2.1. Les modèles de type « Boîte Noire » .....	7
I.3.2.2. Les Modèles Conceptuels ou « a Réservoir » .....	8
I.3.2.3. Les Modèles a Base Physique .....	8
I.3.3. Classification selon l'approche temporelle : Modèle Événementiel ou Continue .....	8
I.3.3.1. Un Modèle Événementiel : .....	8
I.3.3.2. Un Modèle Continu .....	9
I.3.4. Classification selon l’approche spatiale : .....	9
I.3.4.1. Les Modèles Globaux : .....	9

I.3.4.2. Les Modèles Distribués :	9
I.3.5. Calibration et validation d'un modèle	10
I.3.5.1. Le choix de la fonction- objectif :	10
I.4. Présentation de quelques modèles hydrologiques :	12
I.4.1. Modèle global (IHACRES) :	12
I.4.2. Le Modèle HEC-HMS :	13
I.4.3. Le Modèle CEQUEAU :	14
I.4.4. Modèle à base physique distribuée (SHE) :	16
I.4.5. Modèle conceptuel distribué (TOPMODEL) :	17
I.5. Modèle conceptuel global de la famille de GR (Génie Rural) :	18
I.5.1. Modèle Conceptuel Global GR1A :	18
I.5.2. Modèle Conceptuel Global GR2M :	19
I.5.3. Modèle Conceptuel Global (GR4J) :	19
Conclusion :	20

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

II.1. Aperçu géographique	21
II.1.1. Le bassin versant de Kebir el Rhumel	21
II.1.2. Le bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou :	23
II.2. Description physiographique :	23
II.2.1. Lithologie :	23
II.2.2. Altimétrie :	24
II.3. Morphologie du bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou :	26
II.3.1. Introduction :	26
II.3.2. Caractéristiques physiques du bassin :	26
II.3.3. Caractéristiques morpho-métriques du bassin :	27
II.3.3.1. Indice de compacité :	27
II.3.3.2. Le rectangle équivalent :	27
II.3.3.3. Longueurs des talwegs :	28
II.3.3.4. Densité et drainage :	29
II.3.3.5. Indice de pentes :	29
II.4. Hydro-climatologie :	31
II.4.1. Caractéristiques hydrologiques :	32
II.4.1.1. Précipitation :	32

II.4.1.2. Température : .....	32
II.4.1.3. Climat : .....	33
II.4.1.4. Diagramme Ombrothermique : .....	34
II.4.2. Bilan Hydrique : .....	35
II.4.2.1. Evapotranspiration: .....	35
II.4.2.2. Ruissellement (R) : .....	38
II.4.2.3. Infiltration (I) : .....	39
II.5. Régime pluviométrique du bassin versant : .....	40
II.5.1. critique des données hydro - pluviométrique : .....	40
II.5.2. traitements statistiques des données hydro _ pluviométrique : .....	40
II.5.2.1. station de bassin de l'Oued Rhumel-Smondou : .....	40
II.5.2.2. Précipitations moyennes annuelles : .....	41
II.5.2.3. Coefficient pluviométrique : .....	42
II.5.2.4. Précipitations moyennes saisonnières : .....	43
II.5.2.5. Précipitations moyennes mensuelles : .....	44
Conclusion : .....	46

### **Chapitre III : Description du Modèle GR (Génie Rural)**

Introduction: .....	47
III.1. Description de l'échantillon de données utilisé pour tester les modèles pluie-débit (les entrées): .....	47
III.1.1. Les précipitations (P): .....	47
III.1.2. L'évapotranspiration (ETP): .....	47
III.1.3. Les débits (Q): .....	47
III.2. Structure du modèle et fonctionnement des modèles GR1A et GR2M .....	48
III.2.1. Modèle pluie-débit annuel GR1A : .....	48
III.2.1.1. Paramètre : .....	48
III.2.1.2. Description mathématique : .....	48
III.2.2. Modèle pluie-debit mensuel GR2M : .....	48
III.2.2.1. Les Paramètres de GR2M : .....	49
III.2.2.2. La structure de GR2M : .....	49
III.2.2.3. Description mathématique : .....	49
III.2.2.4. Production : .....	49

III.2.2.5. Percolation .....	50
III.2.2.6. Routage et échange avec l'extérieur non atmosphérique :.....	50
III.3. Le calage des modèles hydrologiques:.....	51
III.3.1. Calage manuel :.....	51
III.3.2. Calage automatique :.....	51
III.3.3. Calage mixte : .....	52
III.4. La Validation des modèles :.....	52
III.4.1. Les procédures de validation :.....	52
III.4.2. Les critères de validation des modèles conceptuels : .....	52
III.4.3. Critère de Nash:.....	52
III.4.4. La moyenne (Moy) :.....	53
III.4.5. L'écart type :.....	53
III.4.6. Le coefficient de variation :.....	53
III.4.7. Le coefficient de détermination $R^2$ :.....	54
III.4.8. L'erreur absolue moyenne (MAE : Mean Absolute Error) : .....	54
III.4.9. La racine de la moyenne des erreurs quadratique notée RMSE:.....	54
III.4.10. L'indice de Willmott :.....	55
III.4.11. L'indice de Willmott raffiné: .....	55
III.4.12. Calcul de l'ETP par la formule dite ANRH (2002) :.....	55

## **Chapitre IV : Résultats et Discussions**

Introduction :.....	57
IV.1. Modélisation Par Corrélation (Précipitations - Lames d'eau Ecoulées) :.....	57
IV.1.1. Corrélation annuelle :.....	57
IV.1.2. Corrélation mensuelle : .....	60
IV.2. Applications des Modèles :.....	62
IV.2.1. Modèle annuel GR1A : .....	62
IV.2.1.1. Calage du modèle.....	62
IV.2.1.2. Validation du modèle :.....	63
IV.2.2. Modèle Mensuel GR2M : .....	64
IV.2.2.1. Calage du modèle.....	64
IV.2.2.1.1. Résultats du calage du modèle mensuel en utilisant l'ETP de la méthode ANRH et Thornthwaite : .....	64

IV.2.2.1.2. Résultats obtenus par le modèle GR2M avec l'ETP d'ANRH : .....	65
IV.2.2.1.3. Résultats obtenus par le modèle GR2M avec l'ETP de Thornthwaite : .....	67
IV.2.2.2. Validation du modèle : .....	69
IV.2.2.3. Résultats de L'erreur absolue moyenne (MAE : Mean Absolute Error) : .....	70
IV.2.2.4. Résultats de La racine de la moyenne des erreurs quadratique notée RMSE: .....	71
<b>CONCLUSION GENERALE</b> : .....	72
Références Bibliographiques : .....	74
Annexes : .....	80

**Liste des Tableaux**

<b>N°</b>	<b>Intitulé</b>	<b>page</b>
<b>01</b>	Les codes des sous bassins versant de l'Oued Kebir-Rhumel.	<b>22</b>
<b>02</b>	surface et périmètre du bassin versant de l'Oued-Smendou.	<b>27</b>
<b>03</b>	La longueur du talweg.	<b>28</b>
<b>04</b>	Caractéristiques morpho-métriques de bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou.	<b>29</b>
<b>05</b>	Classification de l'ORSTOM pour différents reliefs.	<b>30</b>
<b>06</b>	Précipitation moyennes mensuelles à la station d'EL KHENEG (1990-2012).	<b>32</b>
<b>07</b>	Températures moyennes mensuelles de la station d'Ain El Bey (1990-2012).	<b>33</b>
<b>08</b>	Indice mensuel d'aridité.	<b>34</b>
<b>09</b>	Résultat de l'ETR par la méthode de Turc.	<b>36</b>
<b>10</b>	Bilan hydrique selon la méthode de THORNTHWAITE de la station d'EL KHENEG (1990-2012).	<b>37</b>
<b>11</b>	Résultats du ruissellement.	<b>39</b>
<b>12</b>	Résultats de l'infiltration.	<b>39</b>
<b>13</b>	Estimation de taux d'infiltration.	<b>39</b>
<b>14</b>	Les coordonnées Lambert de la station d'EL KHENEG.	<b>40</b>
<b>15</b>	Répartitions des précipitations moyennes annuelles de la station D'EL KHENEG.	<b>41</b>
<b>16</b>	Evolution du coefficient pluviométrique (1988-2012).	<b>42</b>
<b>17</b>	Précipitations saisonnières (1988-2012).	<b>43</b>
<b>18</b>	L'écart type et le coefficient de variation des pluies mensuelles.	<b>45</b>

## Liste des tableaux

<b>19</b>	Coefficients correctifs régionaux (Kr).	<b>56</b>
<b>20</b>	Coefficient d'évaluation des durées théoriques d'insolation pour la formule de l'ANRH.	<b>56</b>
<b>21</b>	Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée annuelle (1988/2011).	<b>59</b>
<b>22</b>	Résultats des différentes corrélations entre les pluies et les lames d'eau écoulées mensuelles.	<b>61</b>
<b>23</b>	Résultat du calage du modèle GR1A.	<b>62</b>
<b>24</b>	Démonstration de la validation du modèle GRA1.	<b>62</b>
<b>25</b>	Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR2M.	<b>65</b>
<b>26</b>	Coefficients de corrélation entre les débits simulés et calculés au cours de la validation.	<b>70</b>
<b>27</b>	L'erreur absolue moyenne (MAE : Mean Absolute Error).	<b>70</b>
<b>28</b>	racine de la moyenne des erreurs quadratique notée RMSE.	<b>71</b>

**Liste des figures**

<b>N°</b>	<b>Intitulé</b>	<b>page</b>
<b>01</b>	Les différentes méthodes/échéances de prévision des crues.	<b>04</b>
<b>02</b>	Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique.	<b>05</b>
<b>03</b>	Intérêt d'un modèle pluie-débit.	<b>06</b>
<b>04</b>	Structure du modèle IHACRES.	<b>13</b>
<b>05</b>	Système de Modélisation Hydrologique HEC-HMS.	<b>14</b>
<b>06</b>	La fonction de production du modèle hydrologique CEQUEAU.	<b>15</b>
<b>07</b>	La fonction de transfert du modèle CEQUEAU.	<b>16</b>
<b>08</b>	structure du modèle SHE.	<b>17</b>
<b>09</b>	Structure du modèle TOPMODEL.	<b>18</b>
<b>10</b>	Structure générale du modèle GR4j.	<b>19</b>
<b>11</b>	Réseau hydrographique du bassin du Kébir-Rhumel.	<b>21</b>
<b>12</b>	carte des sous bassins du bassin versant Kébir-Rhumel.	<b>22</b>
<b>13</b>	Carte lithologique du bassin versant de l'Oued el Rhumel.	<b>23</b>
<b>14</b>	Repartions des surfaces pour chaque formation lithologique.	<b>24</b>
<b>15</b>	carte du relief du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel-Smendou.	<b>24</b>
<b>16</b>	carte du relief du bassin de l'Oued Rhumel.	<b>25</b>
<b>17</b>	Répartition des surfaces des classe altimétriques sur le bassin versant de l'Oued Rhumel- Smendou.	<b>26</b>
<b>18</b>	Variations des précipitations moyennes mensuelles pour la station de EL KHENEG (1990-2012).	<b>32</b>

## Listes des figures

<b>19</b>	Variations des températures moyennes mensuelles pour la station D'Ain El Bey (1990-2012).	<b>33</b>
<b>20</b>	Diagramme Ombrothermique (1990-2012).	<b>35</b>
<b>21</b>	Moyenne pluie annuelle des éléments climatiques.	<b>38</b>
<b>22</b>	Bilan de l'eau de C.W THORNTHWAITE de la station d'EL KHENEG.	<b>38</b>
<b>23</b>	Histogramme des précipitations moyennes annuelles de la station d'EL KHENEG (1988-2012).	<b>41</b>
<b>24</b>	Les variations des coefficients pluviométriques à la station de EL KHENEG (1988-2012).	<b>43</b>
<b>25</b>	Histogramme des précipitations moyennes saisonnières interannuelles de la station d'EL KHENEG (1988-2012).	<b>44</b>
<b>26</b>	Histogramme des précipitations moyennes mensuelles interannuelles de la station d'EL KHENEG (1988-2012).	<b>44</b>
<b>27</b>	Coefficient de variation des pluies mensuelles.	<b>46</b>
<b>28</b>	Schéma de la structure du modèle GR2M.	<b>49</b>
<b>29</b>	Evolution du coefficient correctif mensuel.	<b>56</b>
<b>30</b>	Corrélation Pluie-Débit au pas de temps annuel (1988-2011).	<b>58</b>
<b>31</b>	Corrélation Pluie-Débit au pas de temps mensuel (1988-2010).	<b>59</b>
<b>32</b>	Visualisation de la quantité du calage.	<b>61</b>
<b>33</b>	Corrélation entre les débits observés et les débits estimés.	<b>62</b>
<b>34</b>	Validation du modèle GR1A sur les données annuelles.	<b>63</b>
<b>35</b>	Visualisation du résultat du calage (ANRH) de la transformation pluie en débit mensuels.	<b>64</b>
<b>36</b>	Corrélation entre les débits observés et les débits simulés mensuelles.	<b>65</b>
<b>37</b>	Courbe du niveau S du réservoir de production.	<b>65</b>
<b>38</b>	Courbe du niveau R du réservoir de routage.	<b>66</b>
<b>39</b>	Visualisation du résultat du calage (Thornthwaite) de la transformation pluie en débit mensuels.	<b>66</b>

## Listes des figures

---

<b>40</b>	Corrélation entre les débits observés et les débits simulés mensuelles.	<b>67</b>
<b>41</b>	Courbe du niveau S du réservoir de production.	<b>67</b>
<b>42</b>	Courbe du niveau R du réservoir de routage.	<b>68</b>
<b>43</b>	Validation du modèle GR2M selon l'ETP respectivement de l'ANRH et Thornthwaite.	<b>69</b>

### Résumé

Les problèmes d'estimation des crues représentent un souci majeur aux techniciens chargés du dimensionnement des ouvrages hydrotechniques. C'est pour cela que nous avons tenté dans ce travail l'application de la modélisation pluie-débit en utilisant un modèle global à réservoir : le modèle du Génie rural « GR » dans le bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou aux pas de temps annuel et mensuel.

Dans un premier temps, nous avons essayé deux approches assez différentes : une empirique de type boîte noire sous la forme  $lames\ d'eau\ écoulées = f(pluie)$  où  $f$  est déterminée par une régression effectuée sur les chroniques pluies-débits. L'autre conceptuelle globale représentée par le modèle du Génie Rural (GR) élaboré par le Cemagref.

Les résultats obtenus par la simulation de la transformation de la pluie en débit par l'utilisation des modèles du Génie Rural GR1A et GR2M sont plus satisfaisants que la modélisation par approche corrélative. Les valeurs du critère de Nash- Sutcliffe obtenues ainsi que les valeurs de détermination pour les différents pas de temps envisagés sont supérieures à 70% en calage comme en validation, ce qui traduit la performance et la robustesse des modèles GR sur le bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou.

**Mots clés :** Oued Rhumel-Smendou, Corrélation - Modélisation pluie-débit - Modèle GR.

## **Abstract**

The flood estimation problems represent a major concern for technicians to dimensionnement of engineering structures. That is why we have tried in this work the application of modeling rain-flow using a global model tank: the model of Agricultural Engineering "GR" in the Rhumel-Smendou catchment to the annual and monthly time steps.

At first, we tried two rather different approaches: an empirical kind of black box as water slides elapsed =  $f$  (rain), where  $f$  is determined by a regression performed on chronic rainfall-runoff. The other represented by the overall conceptual model of Rural Engineering elaborated by Cemagref.

The simulation results obtained by applying models GR1A and GR2M in the catchment of Oued Rhumel-Smendou are satisfactory than the modeling by correlative approach. The values of the Nash-Sutcliffe obtained and the values of the coefficient of determination for different time steps envisaged exceed 70% in calibration as well in validation, which reflects the performance and robustness of GR models in our study area.

**Key words:** Rhumel-Smendou River, correlation, rainfall-runoff modeling, GR model.

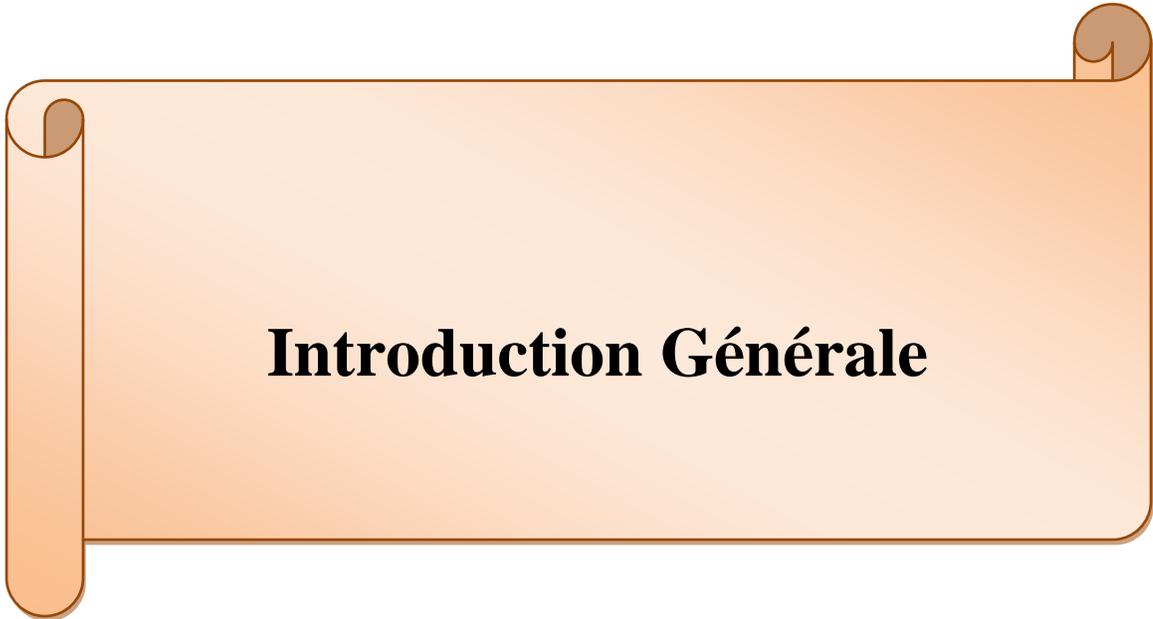
## المخلص

إن مشاكل تقدير الفيضانات تمثل مصدر قلق كبير لتقنيي الهياكل الهيدروتقنية. هذا هو السبب في أننا حاولنا في هذا العمل تطبيق نماذج المطر- التدفق باستخدام نموذج للهندسة الزراعية "GR" في مستجمع المياه من واد الرمال سمنو مختلفة الوقت (سنوية وشهرية).

في البداية، حاولنا استخدام نموذجين مختلفين إلى حد ما: النوع الأول التجريبية من الصندوق الأسود كما انقضى الشرائح المياه  $f =$  (المطر)، حيث يتم تحديد من الانحدار التي أجريت على المزمّن الأمطار التفريغ. ويمثله النموذج المفاهيمي العامل لهندسة الريفية الأخرى.

نتيجة البحث التي حصل عليها محاكاة لسرعة المعالجة في المطر عن طريق استخدام نماذج الهندسة الزراعية GR1A، GR2M مرضية أكثر من نموذج العلاقات الرياضية البسيطة.

**الكلمات المفتاحية :** واد الرمال، ارتباط، نماذج مطر-تدفق، نموذج الهندسة الزراعية.



# **Introduction Générale**

### Introduction Générale

La modélisation du comportement hydrologique des bassins versants est incontournable dès lorsque 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. Elle doit pouvoir décrire les différentes étapes de la transformation pluie-débit et en particulier les processus liés à la formation des crues et à l'apparition des étiages.

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 ?

Dans ce cadre, la modélisation hydrologique représente un outil privilégié pour à border cette problématique.

La simulation hydrologique du bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique.

L'apparition et l'essor des modèles pluie-débit ont commencé dans les années soixante. 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.

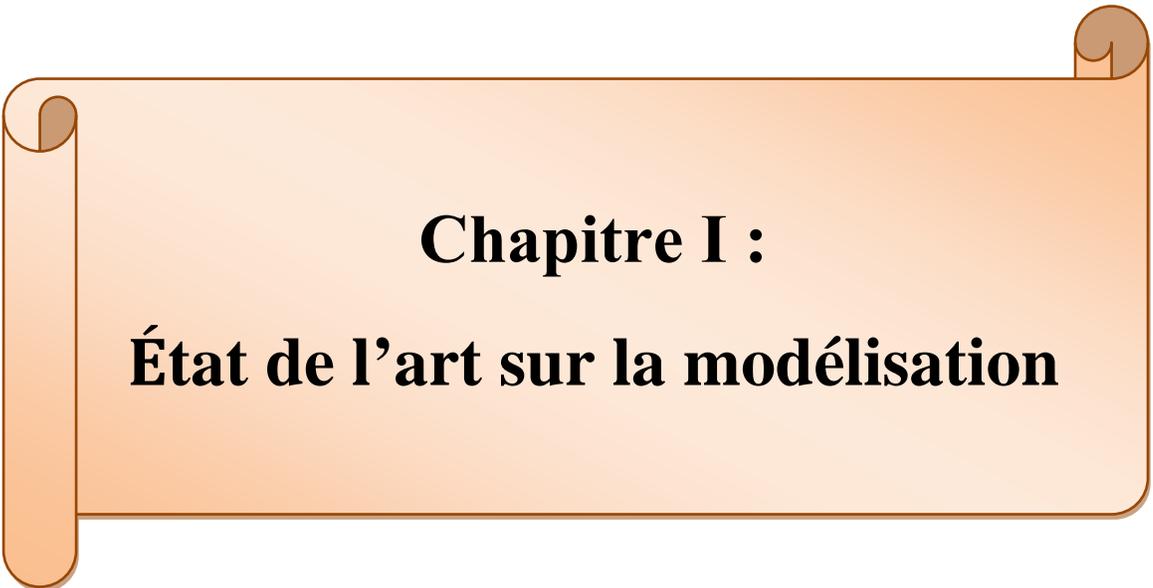
A partir de données en temps réel ou de prévisions de précipitations, ils sont capables d'évaluer le débit et son évolution en un point du cours d'eau.

Dans notre modeste recherche, nous essayons de déterminer les paramètres de calage des modèles GR (Génie rural) appliqués aux données du bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou aux pas de temps annuel et mensuel, par les deux formules de l'évapotranspiration (ETP) Thornthwaite et la formule dite ANRH. En estimant par la suite la performance et la robustesse des modèles GR.

Pour cela nous avons subdivisé notre travail en quatre chapitres :

- **CHAPITRE I:** s'attèle à décrire la prévision des crues et leurs outils de prévision, en montrant le rôle de la modélisation pluie – débit, et en exposant par la suite les différents modèles déjà existants sur la modélisation pluie -débit ;
- **CHAPITRE II :** présente le bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou, en traitant ses principales caractéristiques (situation, géologie, morphologie, climatologie, etc.) ;
- **CHAPITRE III:** est dédié à la description détaillée sur le fonctionnement de deux modèles hydrologiques GR1A et GR2M utilisées dans notre travail ;
- **CHAPITRE IV :** correspond à la modélisation pluie –débit par l'application de deux modèles: GR1A et GR2M aux données du bassin de l'Oued Rhumel-Smendou.

Enfin, nous terminerons notre travail par une conclusion générale, ou sera exposée la synthèse des résultats de cette recherche.



**Chapitre I :**  
**État de l'art sur la modélisation**

## Introduction

Depuis près d'un demi-siècle, d'importantes ressources humaines et matérielles ont été consacrées à la recherche sur la protection contre le phénomène de crues. De nombreuses solutions de prévention sont mises en œuvre pour lutter contre les crues génératrices d'inondations : on cherche soit à empêcher les débordements localement au moyen de levées de terre ou digues, soit à stocker l'eau en amont des zones à protéger dans les lacs artificiels que constituent les barrages-réservoirs, soit enfin à favoriser le plus possible l'infiltration des eaux sur les versants en conservant ceux-ci sous un couvert de prairies ou de forêts.

Cependant, pour les crues exceptionnelles ou quand les autres mesures se sont révélées impuissantes, il est important d'apprendre à anticiper les crues au moyen de systèmes de prévision.

Malgré tous les efforts d'aménagement, il apparaît bien aujourd'hui que pour les crues de grande période de retour, les inondations demeureront une fatalité. La seule chose à faire reste d'alerter avec le plus d'anticipation possible la population, afin de réduire les dégâts que causeront ces grandes inondations [1].

La prévision des crues est un problème ancien, qui reste encore aujourd'hui difficile à résoudre [2,3], Pourquoi est-ce si difficile ?

D'une part, parce que les utilisateurs des prévisions sont exigeants : ils souhaitent combiner précision et délai d'anticipation (afin d'avoir le temps de réagir à la crue). Et intuitivement, il est facile de comprendre que plus on cherche à prévoir à long terme, plus les incertitudes sont fortes.

D'autre part, parce que les propriétés intrinsèques du bassin versant, telles que son temps de concentration interviennent :

### I.1. Définition de la prévision des crues

La prévision des crues est définie par :

« Prévision du niveau, du débit, du temps d'apparition et de la durée d'une crue, et plus spécialement du débit de pointe en un point donné d'un cours d'eau, résultant des précipitations et de la fonte de la neige sur le bassin ».

La prévision des crues se distingue de la simulation par le non connaissance des données futures. De même, elle se distingue de la prédétermination par le fait que ce que l'on cherche à prévoir concerne un instant donné précis dans le futur alors que la prédétermination concerne l'ensemble des états futurs possibles (sans date précise). Ainsi, [4] ajoutent sur la définition de la prévision que « son objectif général est de fournir les meilleures estimations de ce qui peut arriver en un point à une date future précise contrairement à la prédiction qui vise l'estimation des conditions futures sans référence à un temps spécifique. »

La prévision des crues consiste à estimer en temps réel le niveau futur du débit, le temps d'apparition et la durée d'une crue, en particulier la valeur de la pointe de crue pour un site spécifique, qui résulte des pluies et/ou des fontes de neige [5]. Elle comporte trois aspects : les valeurs prévues, les objectifs de la prévision et les délais de prévision [6-8].

Le développement récent des techniques des télécommunications, des ordinateurs et de la modélisation hydrologique a bien enrichi la prévision hydrologique. De ce point de vue, la prévision de crue d'aujourd'hui est non seulement une technique particulière en hydrologie, mais aussi une activité profitant des derniers développements technologiques. La modélisation hydrologique et la mise au point des méthodes de prévision composent cependant le noyau de n'importe quel système de prévision hydrologique [9].

Pour une prévision, qui est émise maintenant, le résultat sera comparé à la réalité quelques heures plus tard, et les professionnels même comme les profanes peuvent aisément la critiquer. La prévision de crue est donc parfois ressentie comme une activité intellectuelle assez risquée [10].

### I.1.1. Besoins en prévision des crues :

La prévision des crues n'est plus considérée comme un parent pauvre des mesures structurelles de prévention des crues (barrages ou levée par exemple). Cette philosophie avait longtemps dominé jusqu'à ce qu'on prenne conscience que le point de vue doit être « *not keep the water from people, but people away from the water* » [11]. La prévision des crues est très orientée aujourd'hui vers la prévention des crues catastrophiques et consiste à estimer a priori les valeurs futures des débits en temps réel. Elle constitue un moyen direct pour réduire les dommages humains et matériels causés par les inondations. L'alerte devant une crue imminente permet d'évacuer la population, le cheptel et l'équipement en minimisant les pertes.

### I.1.2. Outils de prévision :

Ils existent trois méthodes hydrologiques de prévision des crues [12] :

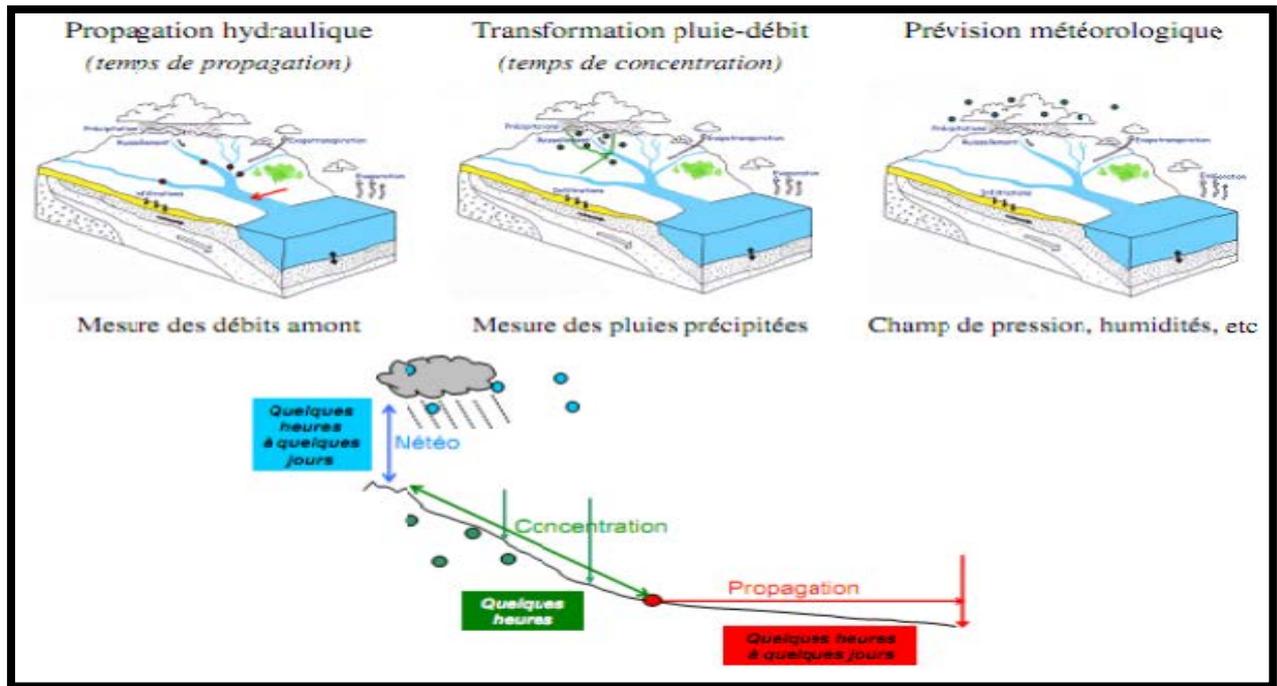
**1) prévision débit-débit ou hydraulique :** qui traduit la propagation de l'onde crue tout au long de l'écoulement.

Elle utilise les modèles hydrauliques. Elle consiste à propager les débits mesurés en amont dans le réseau hydrographique pour prévoir le débit en aval. L'horizon de prévision est alors limité au temps de propagation dans le réseau hydrographique. Ce type de méthode est adapté aux grands bassins versants soumis à des crues lentes.

**2) prévision par transformation de la pluie en débit :** Pour les bassins versants plus petits aux crues plus rapides, une prévision « pluie-débit » est nécessaire. Elle utilise des modèles hydrologiques pluie-débit qui transforment la pluie observée jusqu'au temps présent en débit à l'exutoire du bassin versant. Ces outils permettent d'augmenter l'horizon de prévision : au temps de propagation dans le réseau hydrographique (qui limite les horizons de la prévision « débit-débit ») s'ajoute le temps de réaction du bassin versant autrement dit le temps que met la crue pour se former dans le réseau hydrographique.

**3) prévision météorologique :** qui prévoit la quantité de pluie qui va tomber.

Elle doit être utilisée pour augmenter l'horizon de prévision, au-delà du temps de concentration du bassin.



**Figure 1:** Les différentes méthodes/échances de prévision des crues [12].

Dans ce chapitre nous allons explorer avant tout de la modélisation hydrologique en dressant les méthodes pluie-débit [13-15]. De nombreux auteurs ont montré l'applicabilité de ces dernières à la prévision des crues et ont traité le problème de la prévision des crues en utilisant un modèle hydrologique pluie-débit.

## I.2. La modélisation pluie-débit

Un modèle hydrologique est un ensemble d'équations mathématiques qui représentent l'état d'un bassin versant et l'évolution du cycle de l'eau par rapport à des conditions météorologiques spécifiées. Les éléments du cycle de l'eau modélisés sont les processus hydrologiques (infiltration, ruissellement, évaporation, évapotranspiration, fonte de la neige, ...). Il s'agit donc d'une représentation plus ou moins simplifiée du bassin versant et des diverses composantes du cycle hydrologique (partiel ou complet). On se propose ici d'effectuer, à partir de quelques-unes des nombreuses synthèses bibliographiques réalisées sur le sujet [16-19], on décrira succinctement les différentes catégories de modèle en précisant leurs avantages et leurs inconvénients :

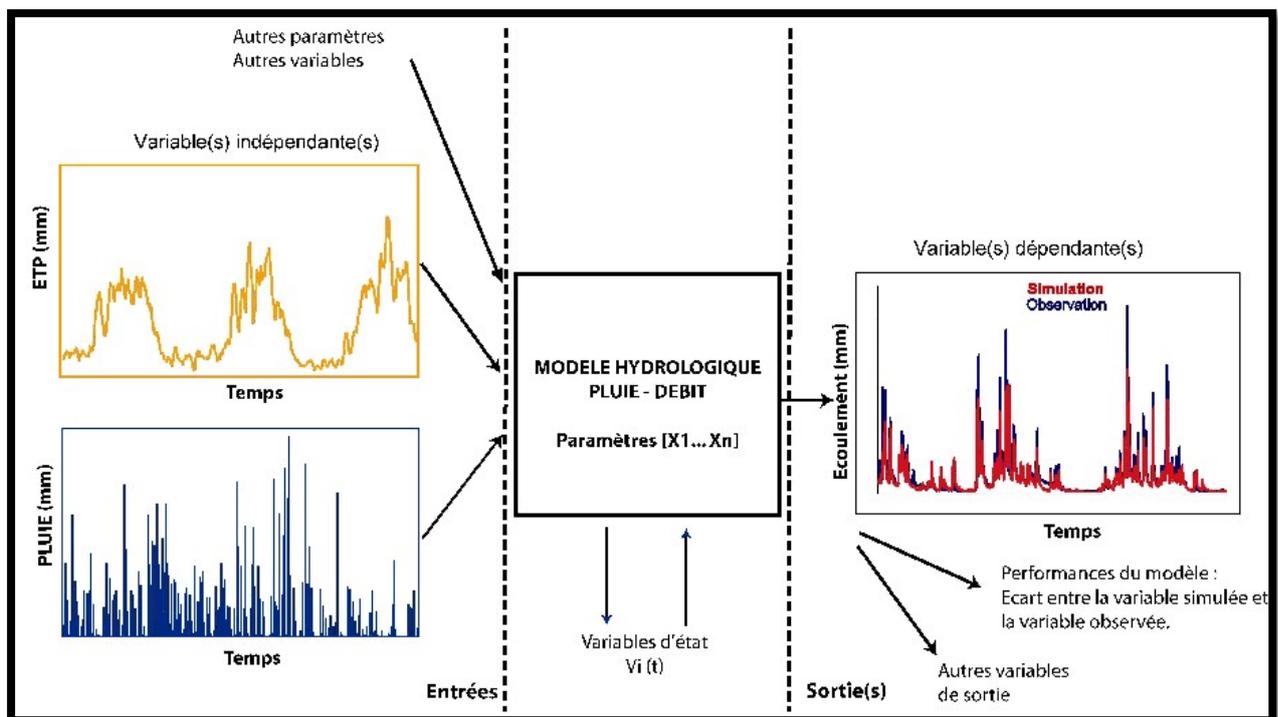
### I.2.1. Définition d'un modèle pluie-débit :

En hydrologie, un modèle pluie-débit est une représentation mathématique simplifiée du comportement d'un bassin versant. Il est généralement défini par :

1. **Ses variables d'entrée (variables indépendantes) :** il s'agit des entrées du modèle, qui sont essentiellement les chroniques de pluie, d'évapotranspiration (ETP) ou de température,
2. **Ses variables de sortie (variables dépendantes) :** il s'agit des sorties du modèle, qui sont généralement les débits simulés à l'exutoire du bassin versant, mais qui peuvent

parfois être aussi des niveaux piézométriques, ou d'une autre variable intéressant le modélisateur,

3. **Ses variables d'état** : il s'agit des variables internes au système, qui évolue en fonction du temps et rendent compte de l'état du système à un moment donné. Typiquement, ces variables sont les niveaux de remplissage des différents réservoirs (neige / production / routage),
4. **Ses paramètres** : les paramètres des modèles hydrologiques, qu'ils aient une pseudo- signification physique ou qu'ils soient calés, servent à adapter la paramétrisation des lois régissant le fonctionnement du modèle, au bassin versant étudié,
5. **Ses performances** : il s'agit d'estimer l'amplitude des erreurs de modélisation, calculées généralement sur la base d'une mesure de l'écart entre les valeurs simulées et les valeurs mesurées.



**Figure 2:** Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique [20].

La Figure 3 montre que l'étude de la transformation de la pluie en débit est une des nombreuses disciplines hydrologiques. Un modèle pluie-débit sert à reproduire des débits, données relativement rares, à partir de données plus facilement disponibles comme les pluies et certaines caractéristiques du bassin.

Il permet aussi de simuler les débits en dehors du domaine d'observation. Typiquement, un modèle pluie-débit pourra être utilisé pour :

- a) **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.
- b) **Prédétermination des débits de crue ou d'étiage** : On désire savoir avec quelle fréquence des débits de crue supérieurs à un seuil de risque ou des faibles débits (en deçà d'un débit réservé) 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 des aménagements dans le lit du cours d'eau.

**c) Prévion des crues et des étiages :** Il s'agit d'évaluer par avance (avec un délai de quelques heures à quelques jours), en 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.

**d) Influence d'aménagements sur l'hydrologie :** On désire pouvoir prédire les changements de la réponse du bassin suite à des modifications 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.

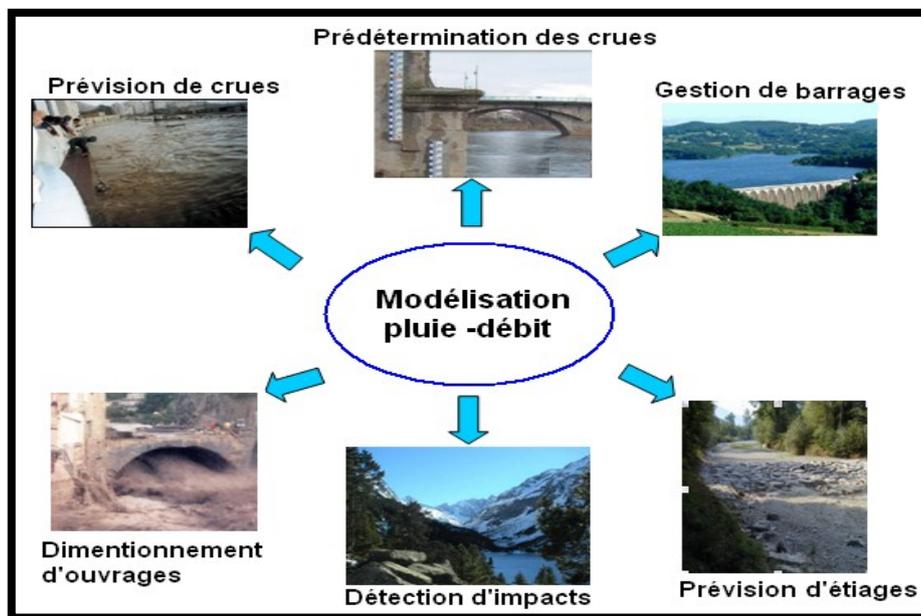


Figure 3: Intérêt d'un modèle pluie-débit [18].

### I.3. Classification des modèles Pluie – Débit

Devant les nombreux objectifs auxquels doit répondre l'hydrologie et les différentes approches de modélisations existantes (de l'approche ascendante à l'approche descendante), une multitude de modèles pluie-débit ont été développés. Afin d'y voir plus clair, quelques critères peuvent être utilisés pour classer ces modèles. Il s'agit de la représentation du temps, de celle de l'espace et de la schématisation ou conceptualisation des processus et de l'objet étudié. Pour chacun de ces quatre (4) critères, on décrira succinctement les différentes catégories de modèle en précisant leurs avantages et leurs inconvénients.

### I.3.1. Classification selon l'objet étudié : Modèles Probabilistes, Modèles Déterministes :

La présentation des modèles hydrologiques est couramment faite de manière dichotomique en procédant à un premier découpage entre les modèles probabilistes et déterministes. [21] distingue les modèles qui s'attachent à reproduire des phénomènes observables – les modèles déterministes de ceux qui décrivent des phénomènes non observables – les modèles probabilistes dans lesquels les paramètres qui représentent le milieu ou le phénomène étudié sont décrits par des lois de probabilité. Ces deux types de modèles ne sont pas exclusifs l'un de l'autre : [22] a ainsi associé un modèle stochastique de pluie avec un modèle déterministe de transformation de la pluie en débit.

**I.3.1.1. Modèle Probabiliste** qui 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. Les difficultés rencontrées avec ce type de modèle sont d'une part les incertitudes liées aux extrapolations quand les séries d'observations utilisées sont courtes, et d'autre part l'impossibilité d'étudier, par le biais de ces modèles, les conséquences des modifications des bassins versants [16]. Au sein des modèles probabilistes, on distingue les modèles statistiques – ajustement de lois statistiques, méthode du Gradex ... – et les modèles stochastiques qui représentent la nature aléatoire des phénomènes hydrométéorologiques à l'aide de distributions statistiques. Le générateur stochastique de pluie horaire de la méthode SHYPRE [22,23] permet ainsi la simulation de longues séries de précipitations grâce à la connaissance de lois de probabilité décrivant les phénomènes pluvieux (durée et nombre des averses, intensité maximale de l'averse, position du maximum, ...) et issues des observations.

**I.3.1.2. Modèle Déterministe** qui 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 [24] 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.

### I.3.2. Classification en fonction de la représentation des processus hydrologiques :

Les modèles représentent le comportement d'un bassin versant avec un degré d'abstraction plus ou moins important. On peut les classer en 3 catégories principales : les modèles de type « boîte noire », les modèles « à réservoir » (appelés aussi « conceptuels ») et les modèles dits « à base physique ».

**I.3.2.1. modèles de type « Boîte Noire »** qui visent à caractériser la relation la pluie - débit par des traitements de séries chronologiques, sans faire intervenir de données sur la nature physique du bassin [25]. Cette catégorie regroupe les modèles régressifs, des réseaux de neurones ou

encore des méthodes fondées sur les fonctions de transfert comme l'hydrogramme unitaire [26] ou la méthode de la Différence Première de la Fonction de Transfert DPFT [27]. Relativement simple à mettre en œuvre, ce type de modèle peut être utilisé pour la prévision des crues.

Bien que simples à mettre en œuvre, ces modèles « boîte noire » ne prévoient que le débit à l'exutoire du bassin versant. Ils nécessitent un grand nombre de données pour leur calage et leurs paramètres sont difficiles à relier aux caractéristiques physiques du bassin. L'état hydrique n'est pas forcément pris en compte de façon explicite. Ils ne permettent pas de comprendre le comportement d'un bassin versant.

**I.3.2.2. Modèles Conceptuels ou « a Réservoir »** décomposent eux le fonctionnement des bassins versants en plusieurs sous-processus. Le plus souvent, le bassin est représenté comme un assemblage de réservoirs interconnectés (on parle aussi de modèles « à réservoirs »), décrit par des équations de bilan et des lois de vidange. On distingue en général :

**a) module de production** qui assure la gestion des bilans en eau (rapports stockage - évaporation - écoulements).

**b) module de transfert** qui gère la répartition temporelle des écoulements sur le bassin. S'ils permettent de simuler de façon globale les différentes composantes du cycle de l'eau (évapotranspiration, débits, recharge et contribution des nappes, stockage hydrique), ils constituent néanmoins une représentation très simplifiée du fonctionnement réel d'un bassin. L'interconnexion des réservoirs et les lois de vidange utilisées sont le plus souvent issues d'une approche empirique, et les paramètres sont sans grande signification physique.

**I.3.2.3. Modèles a Base Physique** ont pour objectif de représenter les processus physiques intervenant dans la dynamique des bassins versants, et ce dans un cadre théorique unifié. Ils font appel aux relations de conservation (de masse, d'énergie, de quantité de mouvement), décrites par un système d'équations aux dérivées partielles dont les paramètres, associés aux propriétés physiques du système, sont en principe mesurable [28]. Ils se basent sur une discrétisation spatio-temporelle fine, pour simuler en tout point et tout instant l'évolution du système.

Cependant en pratique, ces modèles requièrent un nombre important de données rarement disponibles. Ils possèdent donc souvent trop de paramètres (le modèle SHE en possède 2400 au total) comparés au peu d'observations nécessaires à leur calibration. De plus, ils demandent souvent des temps de calculs importants incompatibles avec la prévision des crues. C'est pourquoi des modèles « à base physique » dégradés ont été conçus. Ces modèles ne prennent en compte que les processus dominants à l'échelle du bassin versant.

### **I.3.3. Classification selon l'approche temporelle : Modèle Événementiel ou Continue :**

**I.3.3.1. 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 sub-surface 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.

Les modèles événementiels sont plus frugaux puisqu'ils nécessitent moins de données en entrée que les modèles continus [29]. En effet, seules les chroniques de pluies sur l'événement leur sont fournies. Les risques de lacunes dans les chroniques sont ainsi limités (comparés aux modèles continus) ce qui en fait des outils attrayants pour la prévision des crues en temps réel. Leur point faible est que la saturation initiale des sols doit être fixée de façon externe au modèle. Néanmoins, plusieurs méthodes permettent d'estimer correctement la valeur de cette condition initiale à partir de divers indicateurs de l'état hydrique du bassin. Le débit de base sert, par exemple à initialiser TOPMODEL [30] ou le modèle GR3H [31,05].

**I.3.3.2. Modèle Continu** s'intéresse à la simulation d'un phénomène sur une durée à priori illimitée dans laquelle la détermination des conditions initiales n'a pas d'incidence, une fois passée une phase d'apprentissage du modèle. Les processus à considérer sont plus nombreux que dans une modélisation événementielle puisque l'évolution dans le temps des stocks d'eau sur le bassin doit être expliquée. Les phénomènes d'évaporation doivent par exemple être pris en compte pour pouvoir modéliser correctement les écoulements entre les épisodes de crue.

Le caractère événementiel ou continu de la modélisation se superpose à son caractère déterministe ou probabiliste. Ainsi le générateur stochastique de pluie horaire SHYPRE fonctionne en mode événementiel.

#### **I.3.4. Classification selon l'approche spatiale :**

Les modèles peuvent aussi être classés en fonction de la représentation spatiale des facteurs impliqués dans le comportement d'un bassin versant. On distingue alors les modèles globaux des modèles semi-distribués ou distribués.

**I.3.4.1. Modèles Globaux** comme les modèles du type GR [32], le modèle HEC-1 (Hydrologic Engineering Center, 1998) ou le modèle PDM (Probability Distributed Moisture) [33] – 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. Des recherches menées pour introduire une représentation de la variabilité spatiale des bassins versants dans certains de ces modèles – travaux de [34] avec TOPMODEL et de [35] avec GR4H et GR4J – ont montré qu'il n'y avait pas de gain de modélisation suite à la prise en compte de cette variabilité, ces modèles globaux n'apparaissent donc pas pénalisés par l'utilisation d'une pluie moyenne de bassin.

**I.3.4.2. Modèles Distribués** comme les modèles HYDROTEL [36] ou MIKE-SHE [37], le bassin versant est subdivisé en surfaces élémentaires. Des modèles distribués destinés à la prévision des crues ont été développés en France dont les modèles MERCEDES [38,39] et [40].

Chaque surface élémentaire réagit aux entrées climatologiques, opère éventuellement des transferts avec les surfaces élémentaires environnantes et fournit un hydrogramme élémentaire qui est transféré à l'exutoire, par un processus de routage des crues. L'hydrogramme total à l'exutoire est constitué de la somme de tous les hydrogrammes élémentaires. Le caractère hétérogène du bassin versant et des précipitations est pris en compte sous la forme de valeurs discrétisées à l'échelle de chaque surface élémentaire. La variabilité spatiale de la topographie, de l'occupation du sol, de la météorologie et des types de sol est donc considérée. Les débits à chaque tronçon du réseau hydrographique représenté peuvent être simulés [41]. Les différents processus hydrologiques sont simulés sur chaque surface élémentaire : infiltration, évaporation, interception par les végétaux, fonte de la neige, .... [16] distingue la modélisation distribuée en mailles fines régulières, qui ne correspondent pas à des sous-bassins au sens topographique du terme, et dont l'objectif est de décrire l'hétérogénéité physique du bassin versant, de la modélisation dite semi- distribuée où l'échelle de discrétisation de l'espace est le sous-bassin versant topographique et dont l'objectif est la prise en compte de l'hétérogénéité spatiale des pluies.

### I.3.5. Calibration et validation d'un modèle :

Tous les modèles décrits précédemment, possèdent un certain nombre de paramètres non directement mesurables sur le terrain. Le but de la calibration est alors de trouver les valeurs de ces paramètres pour permettre de simuler au mieux le comportement hydrologique du bassin versant [42]. La calibration s'apparente en fait à la résolution d'un problème inverse : les valeurs de certains paramètres du modèle sont inconnues et doivent être identifiées grâce aux observations disponibles. La résolution de ce problème passe par la minimisation (ou la maximisation) d'une fonction objectif qui permet d'évaluer les performances du modèle. L'identification de la valeur des paramètres du modèle hydrologique va donc dépendre :

1. **de la fonction-objectif** : utilisée qui quantifie l'écart entre la variable observée et la variable simulée par le modèle.
2. **de la méthode d'optimisation** : utilisée pour minimiser la fonction objective préalablement choisie. Le jeu de paramètres optimaux ainsi défini sera ensuite testé lors de la phase de validation sur des observations n'ayant pas servi à la calibration.

#### I.3.5.1. Choix de la fonction- objectif :

Les fonctions objectifs quantifient l'écart existant entre la variable observée et celle simulée par le modèle. Toutes ces fonctions ne sont pas identiques. Certaines permettent de caractériser la dispersion existant entre les variables simulées et observées, d'autres cherchent à quantifier l'erreur systématique, d'autres encore s'intéressent à des caractéristiques spécifiques de l'hydrogramme. Dans cette section,  $Q_{calc,i}$  et  $Q_{obs,i}$  sont respectivement les débits simulés et observés au pas de temps  $i$ ,  $Q_{obs,i}$  est la moyenne des débits observés,  $Q_{calc,i}$  est la moyenne des débits simulés et  $n$  le nombre de pas de temps considérés.

La fonction- objectif la plus utilisée en hydrologie est celle du critère de Nash :

$$NASH = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{calc,i})^2}$$

Cette fonction compare la simulation du modèle sur  $n$  pas de temps à la moyenne des observations prise comme modèle de référence. Plus le Nash est proche de 1, plus la simulation est proche de l'observation.

Si le Nash  $> 0$ , alors le modèle est meilleur que la moyenne des débits.

Si le Nash  $< 0$ , alors le modèle ne fait pas mieux que la moyenne des débits.

#### a) fonction d'erreur quadratique :

Etant quadratique, ce critère a tendance à donner un poids plus important aux forts écarts de débits se produisant généralement en période de crue. Ce critère peut être calculé sur les racines carrées ou les logarithmes des débits ce qui permet d'évaluer la sensibilité du modèle respectivement aux débits moyens et aux débits faibles [43].

$$f = \sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{calc,i})^2$$

On peut aussi évaluer l'erreur quadratique moyenne, Root Mean Square Error (RMSE) pour décrire aussi la dispersion entre les variables simulées et observées.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - Q_{obs,i})^2}{n}}$$

Plus la RMSE est faible, plus la dispersion est faible et plus la variable simulée par le modèle est proche de celle observée.

On peut aussi calculer un coefficient de détermination pour évaluer la corrélation entre les variables observée et simulée.

$$R^2 = \left( \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - \overline{Q}_{obs})(Q_{calc,i} - \overline{Q}_{calc})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q}_{obs})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{calc,i} - \overline{Q}_{calc})^2}} \right)^2$$

Le biais peut aussi être calculé pour évaluer la surestimation ou la sous-estimation systématique du modèle par rapport aux observations

$$B = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{calc,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} \text{ Ou } B' = \frac{\sum_{i=1}^n Q_{calc,i}}{\sum_{i=1}^n Q_{obs,i}} - 1$$

Une valeur de 1 pour B (Erreur bilan) ou 0 pour B' (indiquera un bilan parfait). Une valeur supérieure à 1 pour B ou supérieure à 0 pour B' indiquera une surestimation du bilan.

#### b) Calage :

Tous les modèles existants nécessitent, peu ou prou, un calage. Ce calage se fait en modifiant les paramètres, à partir d'une estimation initiale, pour que le modèle ait ses sorties les plus proches possibles de celles du bassin versant à modéliser. Ces sorties sont en général des débits.

On contrôle la robustesse de ce calage en comparant les sorties des modèles avec les sorties réelles, pour une période dont les données observées n'ont pas été utilisées dans le calage.

Au sens strict du terme, c'est l'opération qui consiste à trouver les valeurs des paramètres du modèle qui minimisent l'erreur de modélisation [44, 18,45].

#### c) Validation :

C'est l'étape indispensable de la mise en œuvre d'un modèle, il s'agit de l'évaluation des performances du modèle sur un jeu de données qui n'a pas été utilisé lors du calage [46].

### I.4. Présentation de quelques modèles hydrologiques

#### I.4.1. Modèle global (IHACRES) :

Le modèle IHACRES (*Identification of unit Hydrographs And Component flow from Rainfalls, Evaporation and Streamflow data*) est le résultat d'une collaboration entre le CEH (*Centre for Ecology and Hydrology*) du Royaume-Uni et l'Université Nationale de l'Australie (ANU). Ce logiciel peut être appliqué pour des investigations dans des petits bassins versants équipés pour des études spéciales ou pour des études régionales dans des grands bassins.

Le modèle IHACRES utilise la fonction de transfert à partir de trois modules de calcul, en séries, comme indiqué sur (Figure 4). Il permet la simulation des écoulements continus ou instantanés pour n'importe quel bassin versant et pour n'importe quelle donnée temporelle supérieure ou égale à 1 min. Des études publiées [47] ont démontré qu'on peut aller d'un intervalle de 6 min pour des bassins versants de 1 ha (0.01km<sup>2</sup>) aux données mensuelles pour les des bassins versants de 10000 km<sup>2</sup>.

Dans son mode de séparation des hydrogrammes, le logiciel IHACRES comporte trois modèles de stockages conceptuels : Le modèle non-linéaire qui détermine les précipitations effectives et deux modèles de stockage en parallèle (stockage de surface et souterrain) qui assure le transfert des précipitations effectives au cours d'eau.

Ce modèle demande peu de données : les précipitations, un hétérogramme (pour le calage), la température ou l'ETP, et les dimensions du bassin versant. En sortie du modèle on récupère : un hydrogramme de crue modélisé, l'humidité du bassin et les incertitudes indicatives associées aux paramètres d'hydrogramme unitaire.

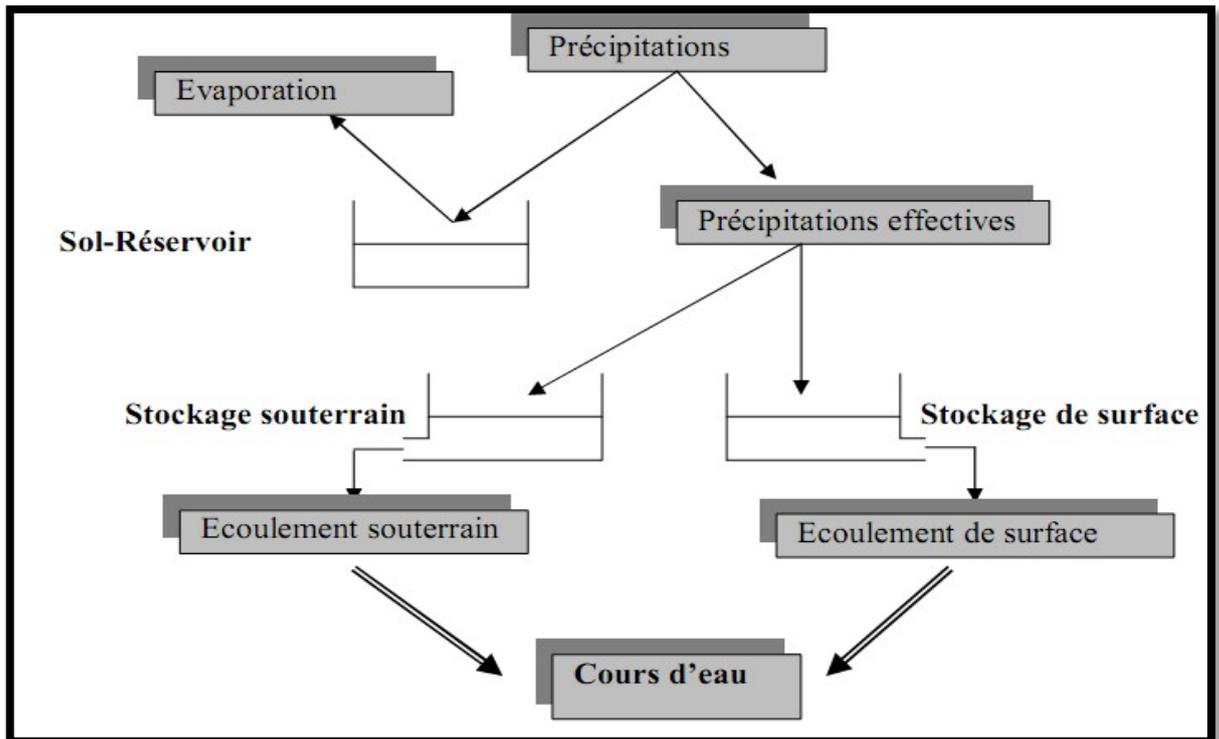


Figure 4: Structure du modèle IHACRES [47].

#### I.4.2. Modèle HEC-HMS :

Le HEC-HMS (*Hydrologic Modeling System*) est un logiciel qui simule le comportement hydrologique d'un Bassin Versant suite à des événements pluvieux prédéterminés, développé par Hydrologic Engineering Center (HEC) du corps de l'armée américaine des ingénieurs. Ce logiciel permet de calculer des hydrogrammes de crues pour plusieurs objectifs à savoir les études de drainage urbain, la prévision des crues et leur impact, la conception des réservoirs, la réduction des effets des inondations. Le programme présente une interface graphique, des composantes hydrologiques intégrées, un système spécifique de stockage de données (DSS) et des outils de gestion, etc.

Ce logiciel permet de traiter ou de simuler à la fois les différentes données suivantes :

- Les précipitations : Ces données peuvent correspondre à des relevés pluviométriques réels d'événements pluvieux ordinaires ou exceptionnels mais aussi à des événements pluvieux théoriques basés sur une étude statistique ;
- Les pertes (par infiltration, retenue ou évapotranspiration) qui permettent d'évaluer le ruissellement à partir des précipitations et des caractéristiques du bassin versant ;
- Les ruissellements directs qui prennent en compte les écoulements de surface, les stockages et les pertes de charge ;
- L'hydrologie fluviale, concernée par l'écoulement de l'eau dans le lit de la rivière. Ces différents paramètres seront ensuite modélisés mathématiquement par un ensemble de modèles intégrés dans HEC-HMS et qui permettront d'obtenir la réponse du système hydrologique global suite à un changement de conditions hydrométéorologiques.

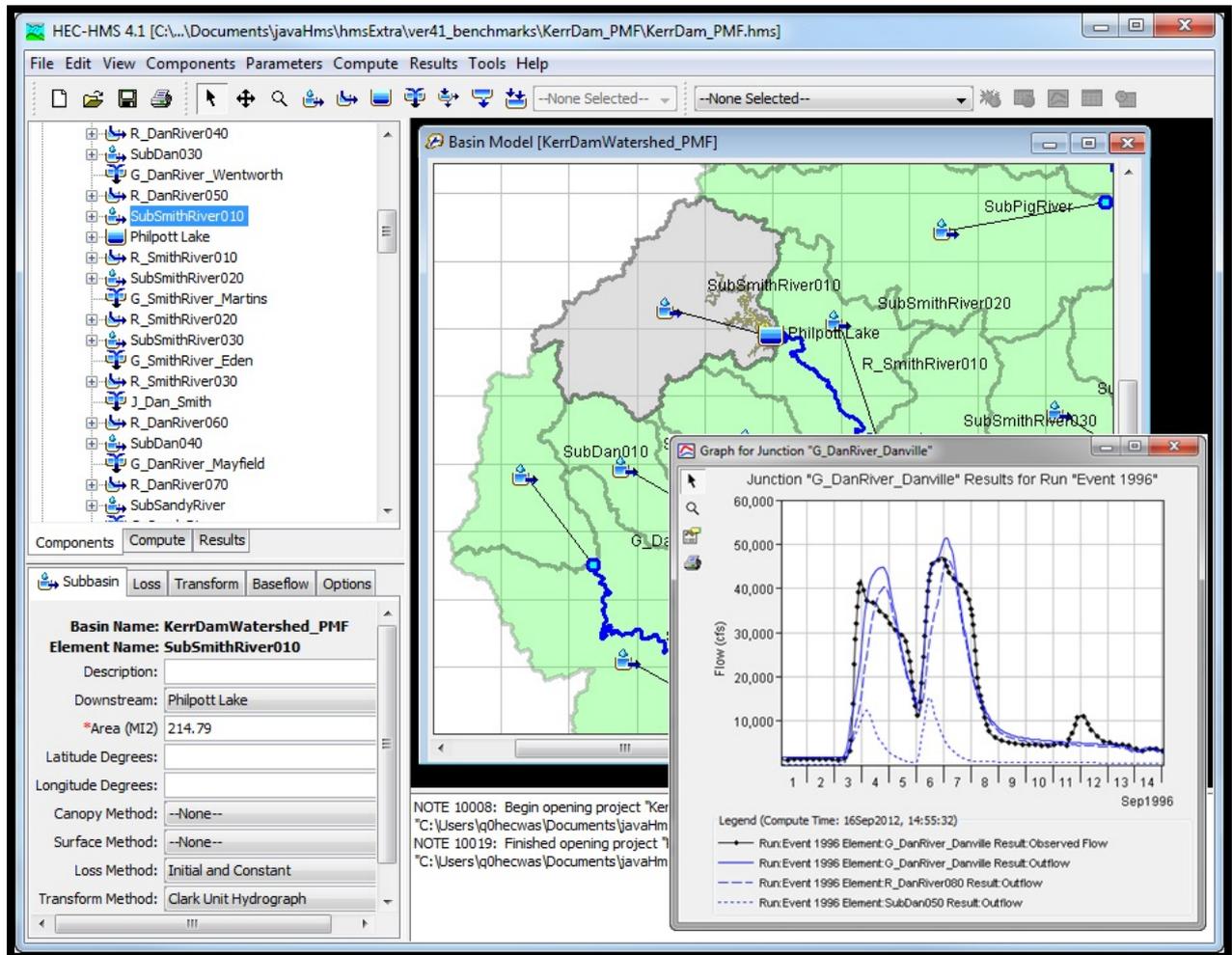


Figure 5 : Système de Modélisation Hydrologique HEC-HMS [48].

### I.4.3. Modèle CEQUEAU :

Le modèle hydrologique CEQUEAU, développé à l'Institut National de la Recherche Scientifique- Eau (INRS-Eau) depuis 1971, est un modèle déterministe distribué à bilan, qui prend en compte les caractéristiques physiques du bassin versant par le découpage de celui-ci en éléments de même dimension. Cette discrétisation spatiale du bassin versant permet de suivre l'évolution spatio- temporelle des phénomènes, de prévoir l'effet de toute modification physique du bassin versant et de prendre en compte des réservoirs réels ou fictifs.

Le découpage dans l'espace d'un bassin versant peut être très varié dans sa forme et sa densité. Pour le modèle CEQUEAU, le bassin versant est découpé en surfaces carrées de dimensions semblables appelées « carreaux entiers » c'est le premier découpage. Un deuxième est ensuite nécessaire pour reproduire le cheminement de l'eau entre les carreaux entiers et vers la rivière. Ceci se fait en subdivisant chaque carreau entier en « carreaux partiels » à l'aide des lignes de partage des eaux [49] :

- Le premier découpage délimite le bassin versant en surfaces élémentaires que nous appellerons "carreaux entiers". La dimension à donner aux "carreaux entiers" dépend principalement de la superficie du bassin versant étudié, des données météorologiques disponibles, de la topographie du terrain, etc. Les données physiographiques nécessaires pour chaque "carreau entier" sont

l'altitude, les pourcentages de forêts, de lacs et de marais. Ces données sont déterminées à partir des cartes topographiques du bassin versant étudié ou à l'aide d'un système d'information géographique.

- Le deuxième découpage consiste à subdiviser les carreaux entiers en carreaux partiels.

Ces éléments sont le résultat de la subdivision des "carreaux entiers" en fonction des lignes de partage des eaux. On compte jusqu'à quatre "carreaux partiels" par "carreau entier". Les données nécessaires pour ces éléments partiels sont : Le sens d'écoulement de l'eau et son pourcentage de superficie par rapport au "carreau entier" qu'il subdivise.

Le modèle compte deux parties principales visant à décrire le mieux possible l'écoulement de l'eau vers l'exutoire du bassin versant. La première partie concerne l'écoulement vertical de l'eau appelée fonction de production qui transforme les précipitations réelles en précipitations utiles sur chaque carreau entier et à chaque pas du temps. La schématisation de ce processus est représentée par un ensemble de réservoirs communiquant entre eux à l'aide de relations mathématiques reproduisant, à l'échelle du pas de temps de la simulation, les différents transferts de masse (Figure 6). Et la deuxième partie concerne le transfert de l'écoulement dans le réseau de drainage appelé fonction de transfert qui assure le cheminement de l'eau entre les carreaux partiels (Figure 7).

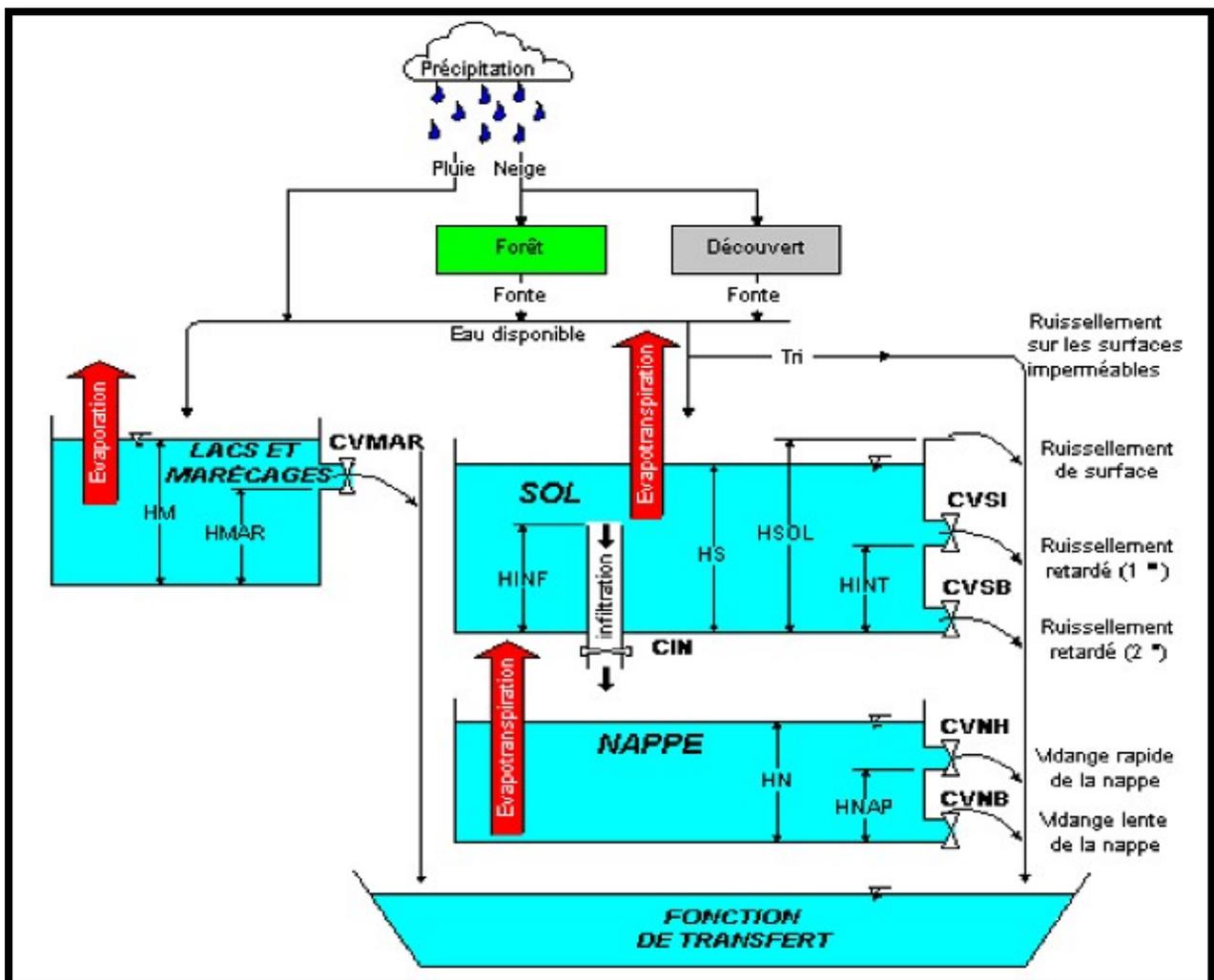


Figure 6 : La fonction de production du modèle hydrologique CEQUEAU [49].

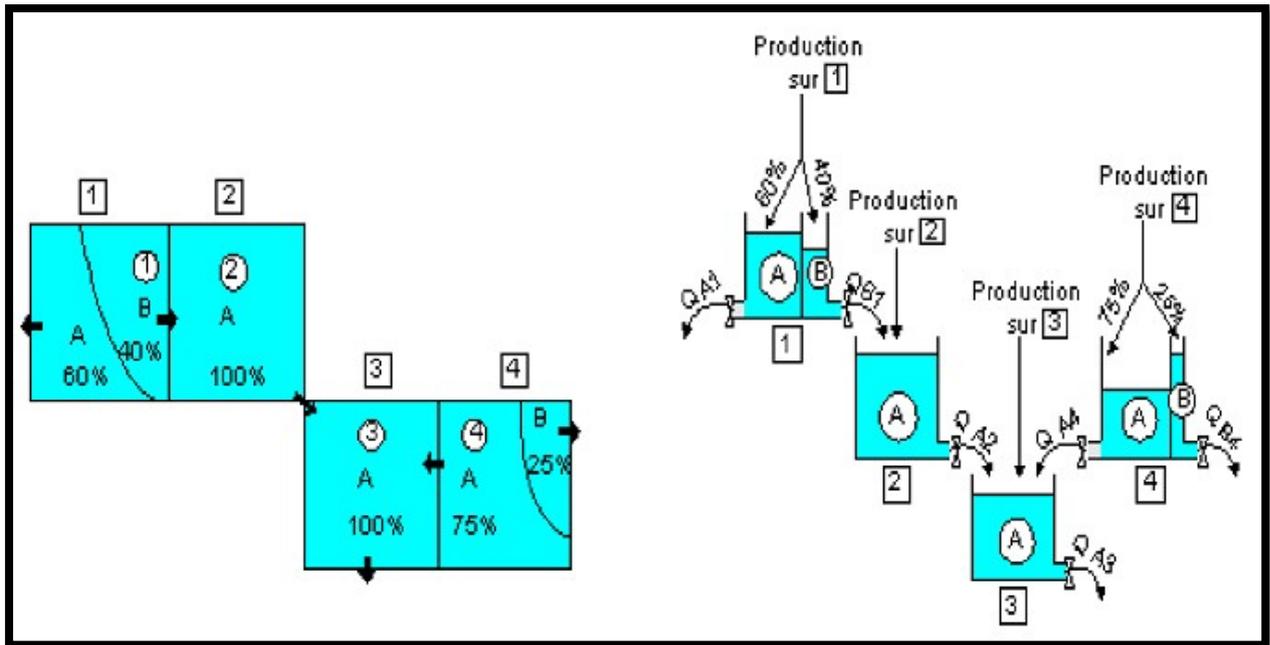


Figure 7: La fonction de transfert du modèle CEQUEAU [49].

#### I.4.4. Modèle à base physique distribuée (SHE) :

D'après [44,50,51] le modèle SHE (système hydrologique européen) combine des sous modèles physiques spatialisés établis pour les principaux processus qui se produisent dans un bassin versant, comme le rappelle la liste ci –après :

- interception (modèle de Reutter) et évaporation (modèle de Panman-Moneith) ;
- fonte de neige (bilan d'énergie) ;
- écoulement de surface et cours d'eau (ondes diffusantes) ;
- écoulements non saturés (équation de Réchards) ;
- écoulement au milieu saturé (équation de Boussinesq).

Ce modèle d'inspiration mécaniste, a été élaboré au Danish Hydraulic Institute (DHI). Le SHE a pour objectif la modélisation de la partie continentale du cycle de l'eau et peut être en théorie, appliqué à des surfaces allant de la parcelle à la totalité du bassin versant. Parmi les domaines d'application du SHE, nous retrouvons l'étude classique de la dynamique du bassin versant, ainsi que le suivi des impacts relatifs aux modifications du bassin (occupation des sols, aménagement, types des sols...), ou de scénarios climatiques (sécheresse, fortes pluies...). La structure de ce modèle est présentée sur la Figure 8 qui montre globalement les modèles utilisés dans le cadre de l'hydrodynamique.

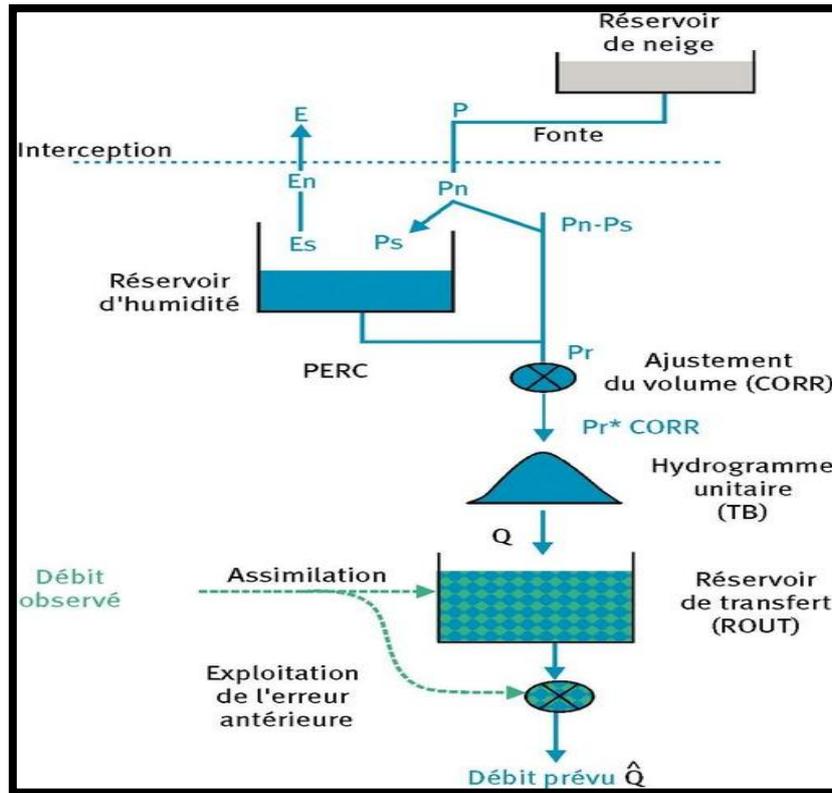


Figure 8 : structure du modèle SHE [47].

#### I.4.5. Modèle conceptuel distribué (TOPMODEL) :

D'après [18,52,51,50] Le TOPMODEL (*TOP*ography-based hydrological *MODEL*) est un modèle semi-distribué destiné à reproduire le comportement hydro morphologique d'un bassin versant.

Ce modèle est encore utilisé et amélioré car sa relative simplicité et les bons résultats qu'il fournit sont autant de motivations à son développement. Ce modèle prédit, à chaque pas du temps, la distribution spatiale du contenu en eau au sein des différentes mailles du modèle numérique de terrain (MNT) du bassin versant considéré. Il est basé sur les concepts originaux de déficit en eau du sol par rapport à la saturation et à l'index topographique. Cette idée provient du fait que, depuis quelques années, la participation des écoulements souterrains aux variations des débits des rivières, même en période de fortes précipitations a été reconnue comme étant capitale. L'index topographique est utilisé pour déterminer la quantité d'eau destinée au ruissellement et celle restant pour l'infiltration. La structure de ce modèle est illustrée sur la Figure 9.

Le TOPMODEL repose sur un découpage du bassin versant en sous-bassins homogènes (mailles carrées). Le sol et le sous-sol sont représentés par des réservoirs successifs, d'où le caractère conceptuel de ce modèle. Ce modèle, relativement puissant nécessite toutefois, bien évidemment, un certain nombre de données pour fonctionner, parmi lesquelles, nous notons les pluies horaires, l'évapotranspiration potentielle une cartographie de la transmissivité  $T_0$  et de

La conductivité hydraulique verticale mesurée en surface  $K_0$ . En effet, le modèle utilise une loi de décroissance de la conductivité avec la profondeur du type :

$$K_s(z) = K_0 e^{-fz}$$

- L'axe Z est orienté positivement vers le bas et  $f$  est un facteur de décroissance.

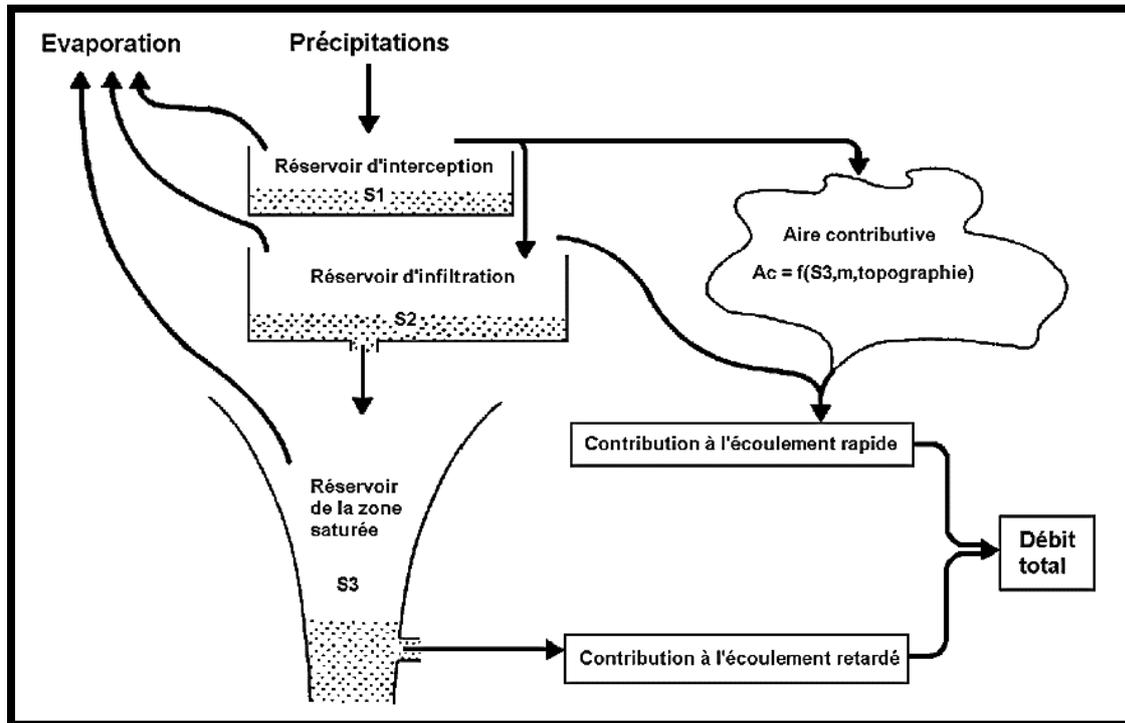


Figure 9 : Structure du modèle TOPMODEL [18].

## I.5. Modèle conceptuel global de la famille de GR (Génie Rural)

D'après [53] et [54], nous présentons ici succinctement trois modèles conçus respectivement pour les pas de temps annuel (GR1A), mensuel (GR2M) et journalier (GR4J) et (GR3J). Ces modèles permettent de réaliser des simulations en continu. Ils ont été développés au Cemagref (Centre national du Machinisme Agricole, du Génie Rural, des Eaux et Forêts) depuis le début des années 1980 en suivant une approche de recherche empirique basée sur de grands échantillons de données.

### I.5.1. Modèle Conceptuel Global 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.

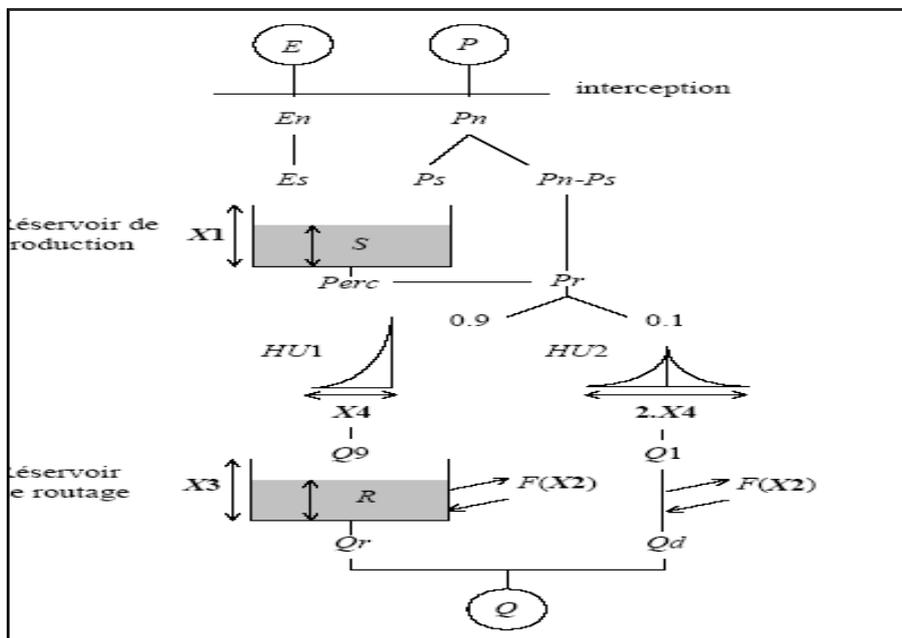
**I.5.2. Modèle Conceptuel Global GR2M :**

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 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.

**I.5.3. Modèle Conceptuel Global (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 comme le dimensionnement d'ouvrage, la prédétermination des crues et des étiages, la gestion de réservoirs et la détection d'impact [55, 53,50,44,54,46,56].

Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par [32,55,57,58,18,59,54] qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. C'est la version de [54], représentée sur la Figure 10, dont sa structure fait apparaître des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin permettant de donner au modèle une mémoire des conditions antérieures et d'en assurer un fonctionnement en continu. Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage, des hydrogrammes unitaires ainsi que d'autres fonctions permettant de simuler le comportement hydrologique du bassin.



**Figure 10 :** Structure générale du modèle GR4j [60].

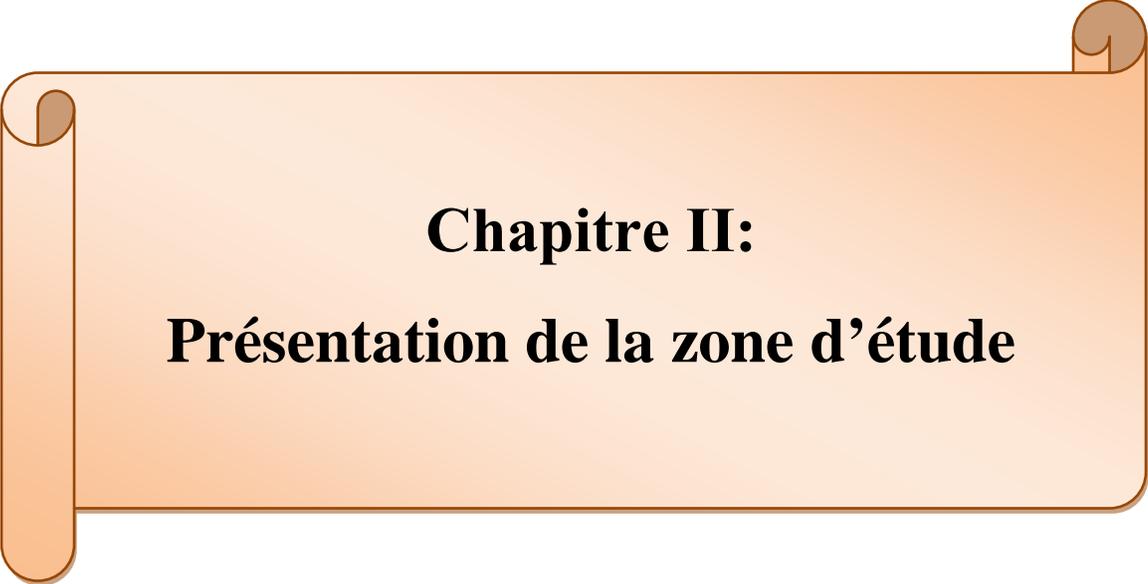
Si la pluie est supérieure à l'ETP, on calcule la pluie efficace ( $P_n - P_s$ ), la pluie " non efficace " alimentant un premier réservoir. Dans le cas contraire, on calcule le volume qui s'évapotranspire du premier réservoir. Dans les deux cas, le calcul de la pluie efficace et de l'évapotranspiration dépendent du taux de remplissage du premier réservoir (R) et d'un paramètre  $X_1$ . La pluie efficace est répartie en 90% d'écoulement lent et 10% d'écoulement rapide. Ces deux

composantes sont transformées par deux hydrogrammes unitaires de même paramètre  $X_4$ . L'écoulement lent alimente ensuite un réservoir (paramètre  $X_2$ ) dont le débit de vidange dépend de son taux de remplissage (T) à la puissance 4. Des échanges sont possibles avec des nappes profondes, leur débit F dépend du taux de remplissage du second réservoir. Selon la valeur du paramètre  $X_3$ , ce flux alimente ou se retranche du second réservoir et de l'écoulement rapide. Ce modèle a été développé à partir du modèle GR3J basé sur trois paramètres optimisés et le quatrième paramètre de  $X_1$  est fixé à 330 mm.

## Conclusion

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

Cependant, du fait du grand nombre de paramètres qui interviennent dans les processus hydrologiques et la complexité de ces bassins, cette approche pointue n'apporte pas forcément des résultats meilleurs. Les modèles du Génie Rural du fait de leur construction, ne peuvent être que parcimonieux (peu de paramètres à caler). Par suite, ils ont des besoins en données limités, dans un domaine où les modèles tendent à devenir de plus en plus complexes pour intégrer des processus supposés exister à l'échelle ponctuelle. Cette simplicité, si elle n'est pas un objectif en soi, s'est imposée au cours de leur développement parce que de nombreuses hypothèses de fonctionnement, empruntées à l'arsenal des modèles conceptuels, étaient rejetées par des données observées lorsque de nombreux bassins étaient pris en compte et que le test en calage-contrôle était appliqué avec rigueur. C'est ainsi par exemple que les sous modèles classiques d'infiltration n'ont pu être retenus dans les architectures finales.



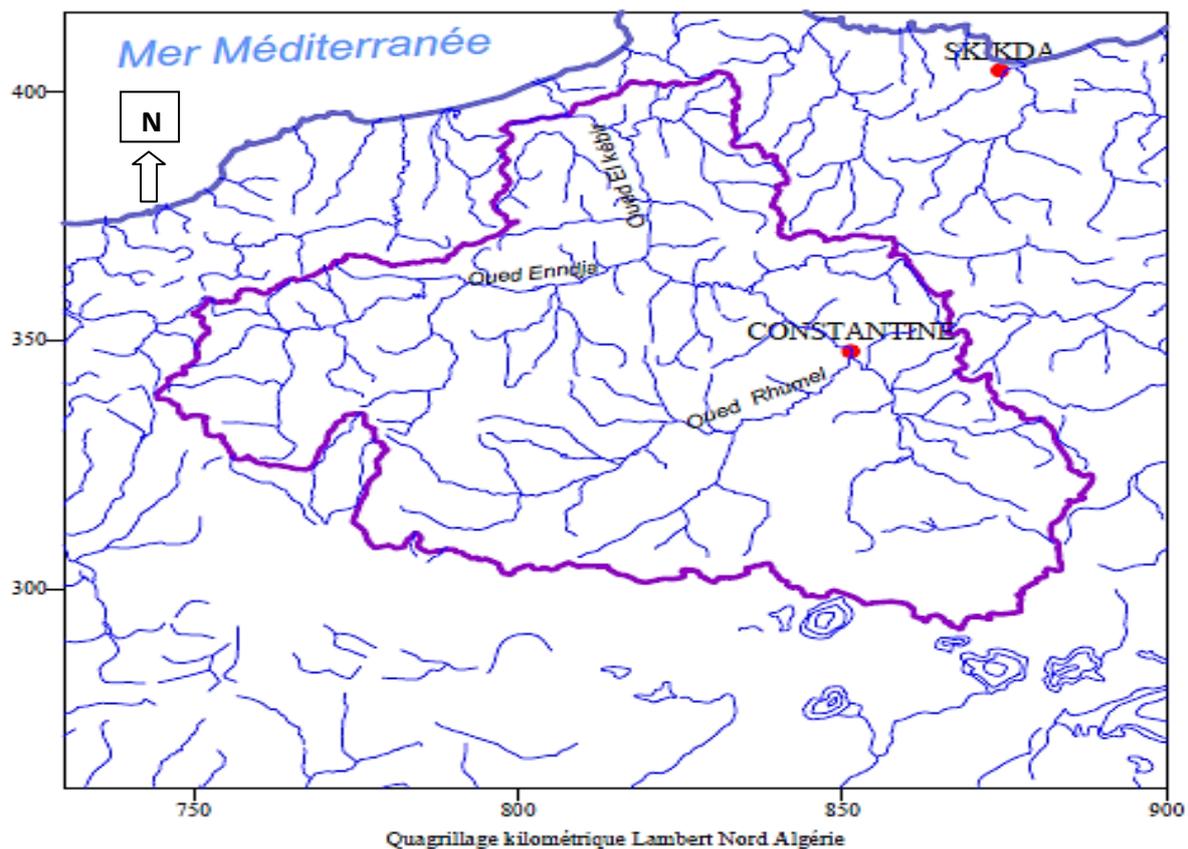
**Chapitre II:**  
**Présentation de la zone d'étude**

## II.1. Aperçu Géographique

### II.1.1. Le bassin versant de Kebir el Rhumel :

Situé au Nord Est Algérien, ce bassin représente environ Soit 20% du territoire du grand bassin constantinois-Seybouse-Mellegue. Avec une superficie de 8815 Km<sup>2</sup> et englobe dans sa surface plusieurs villes et agglomérations, on distingue comme principales : Constantine, Mila, EL Khroub, Ain Mila, Chelghoum el Aïd, Ain Fakroune, El Milia, Hamma Bouziane et Tadjanet [61]. Ce dernier possède une façade maritime d'environ 7 km, Il est centré 36° de latitude Nord, de 7° de longitude Est [62].

Le bassin de Kébir-Rhumel présente un chevelu hydrographique très dense totalisant plus de 4200 km. Quarante-trois oueds ont une longueur supérieure à 10 km. Ce bassin de Kebir-Rhumel est constitué de plusieurs oueds : Oued El Rhumel, Endja, El Kebir et Boumerzoug sont les principaux cours d'eau du bassin.



**Figure 11** : Réseau hydrographique du bassin du Kébir-Rhumel [63].

D'après les services de l'ANRH [64], le bassin versant de Kébir-Rhumel est découpé en 7 sous bassin dont le sous bassin de l'Oued Rhumel – Smendou qui constitue notre sujet d'étude ce bassin est codifié selon l'ANRH par le code 1006.

Tableau 1: Les codes des sous bassins versant de l'Oued Kebir-Rhumel.

Code du sous bassin	Noms du sous bassin
10 01	Oued Dehamcha-Kébir Amont
10 02	Kébir Amont-Endja
10 03	Kébir Amont
10 04	Rhumel-Seguen
10 05	Boumerzoug
10 06	Rhumel-Smendou
10 07	Kébir-Martime



Figure 12 : carte des sous bassins du bassin versant Kébir-Rhumel [64].

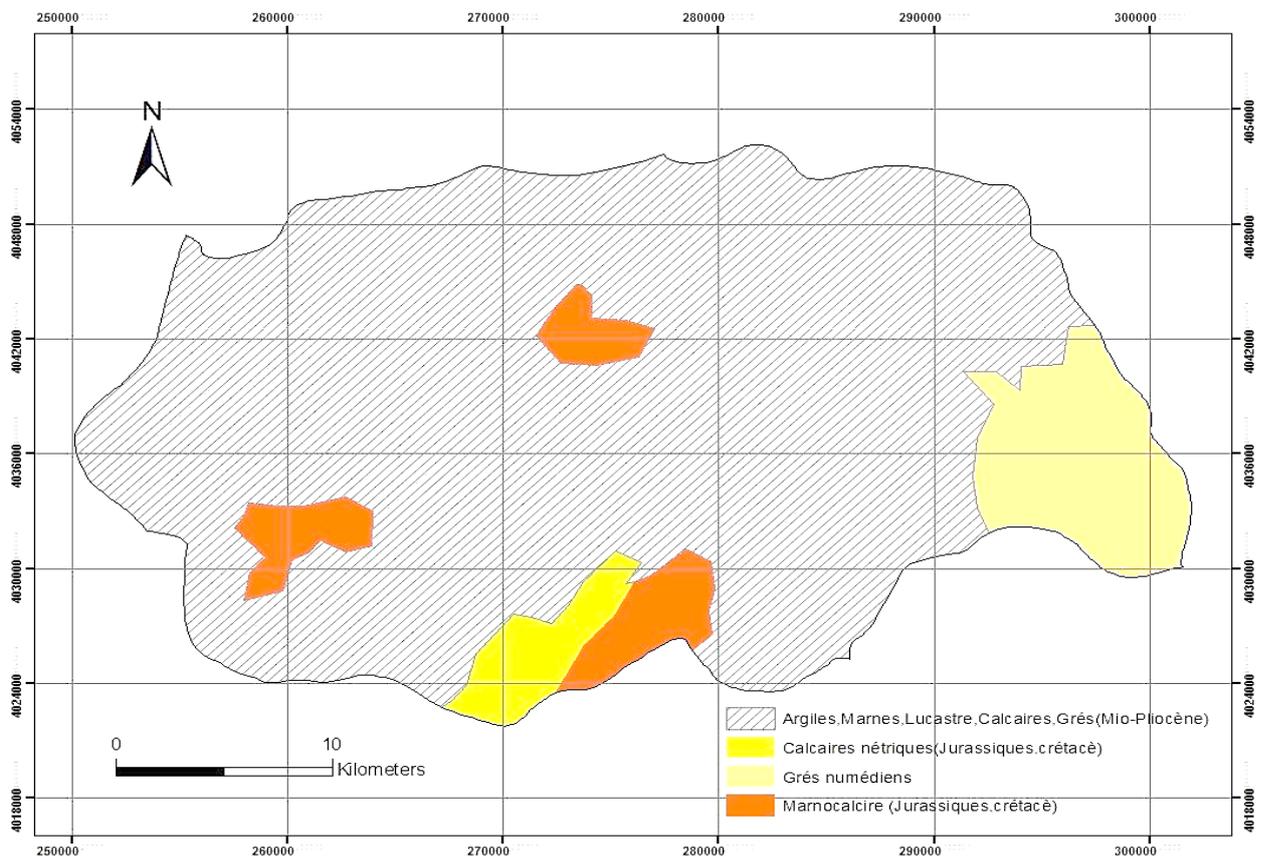
### II.1.2. Le bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou :

Le bassin versant de l'Oued El Rhumel est un sous bassin du grand bassin de Kébir-Rhumel son nom est assimilé à l'Oued qui le traverse et qui constitue le plus grand Oued du Kébir-Rhumel. Ce bassin possède une superficie de 1089 Km<sup>2</sup>, par contre son Oued est long d'environ 123 Km, cet Oued est celui le plus important du bassin, il prend naissance dans les hautes plaines Sétifiennes, entaille les gorges de Constantine jusqu'à la confluence d'Oued Endja.

## II.2. Description Physiographique

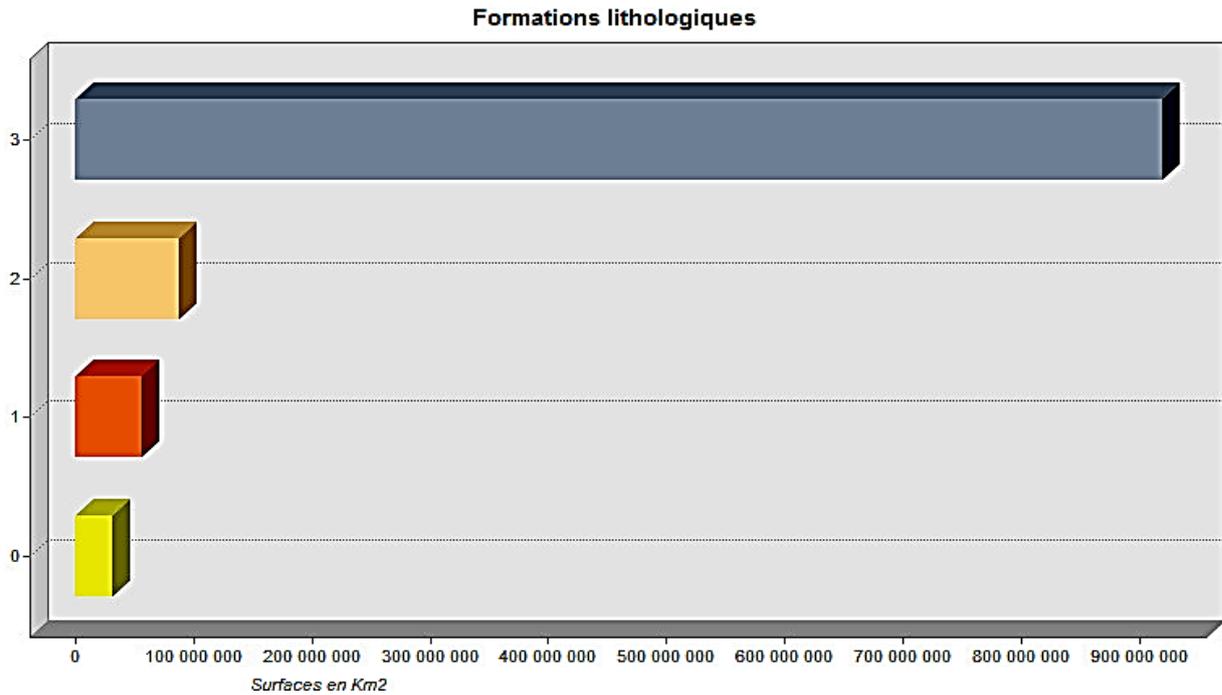
### II.2.1. Lithologie :

La nature de la roche joue un rôle important dans l'influence sur le régime du cours d'eau, la lithologie de notre zone d'étude présente peu de variétés. Ce bassin comporte quatre principales formations de roches.



**Figure 13 :** Carte lithologique du bassin versant de l'Oued el Rhumel [61].

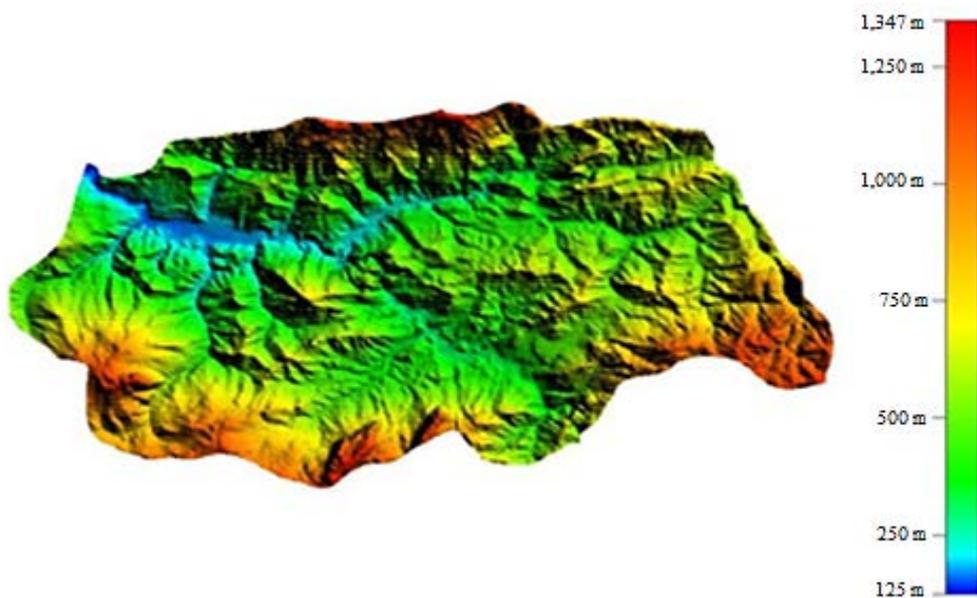
D'après la carte ci-dessous on remarque la formation lithologique du bassin est principalement formée d'Argiles et de des marnes. Un ensemble de grés et de calcaire qui date du jurassique constituent une minorité comme le montre le graphique ci-dessous.



**Figure 14** : Repartions des surfaces pour chaque formation lithologique [61].

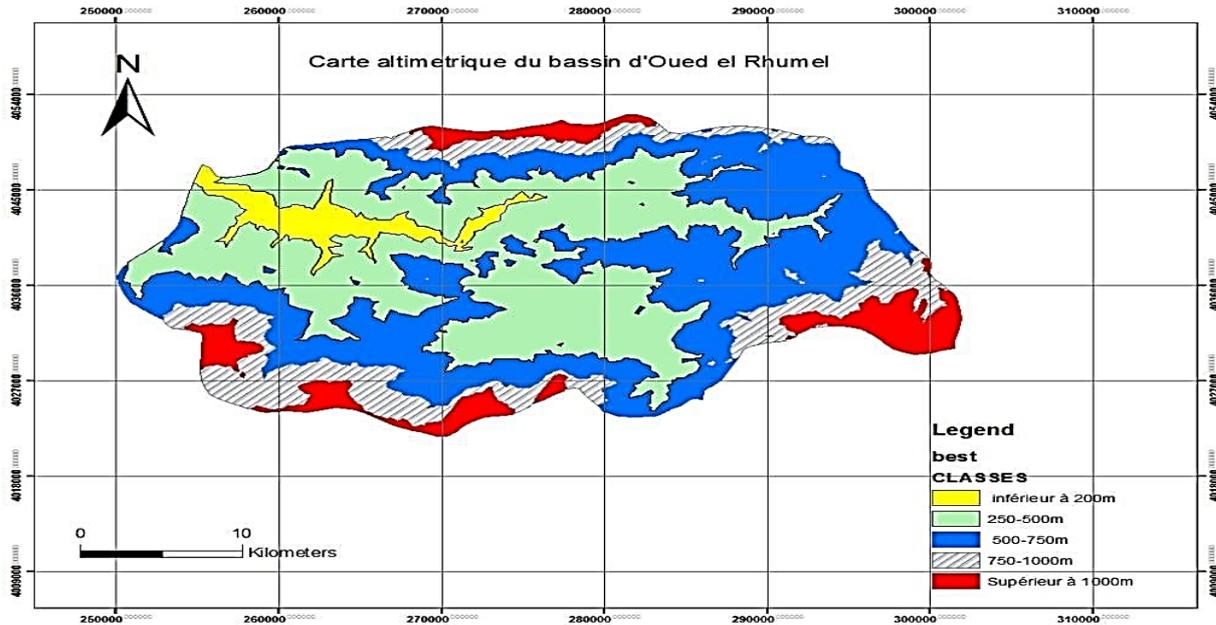
### II.2.2. Altimétrie :

D'après la figure ci-dessous le modèle numérique de terrain au niveau du bassin versant de l'Oued El Rhumel-Smendou montre un gradient altimétrique qui varie entre 125m ET 1347m.



**Figure 15** : carte du relief du bassin de l'Oued Kébir-Rhumel-Smendou [61].

Ceci témoigne d'une variabilité importante des valeurs des altitudes au niveau de notre zone d'étude. Afin de mieux analyser le paramètre altimétrique dans ce bassin nous avons procédé à la classification du gradient altimétrique en plusieurs tranches d'altitude ce qui nous a permis d'établir une carte altimétrique plusieurs tranches d'altitudes qui reflète la situation dans le bassin.

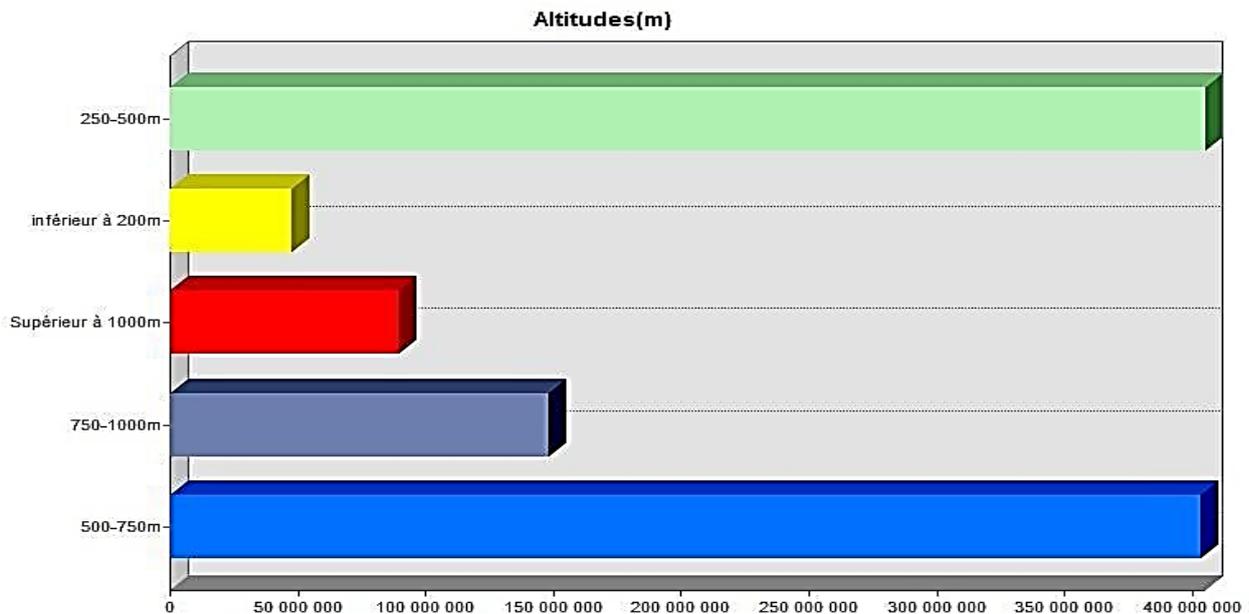


**Figure 16** : carte du relief du bassin de l'Oued Rhumel-Smendou [61].

D'après la carte altimétrique, on peut dire que les altitudes dans notre zone d'étude sont représentées par 5 importantes classes :

- Une première classe qui caractérise les Altitudes inférieure à 200m ;
- Une Deuxième classe qui caractérise les Altitudes entre 250 et 500m ;
- Une troisième classe qui caractérise les Altitudes entre 500 et 750m ;
- Une quatrième classe qui caractérise les Altitudes entre 750 et 1000m ;
- Une cinquième classe qui caractérise les Altitudes supérieurs à 1000m.

Ces classes sont étire présentés dans le graphique suivant par rapport aux surfaces qu'elles occupent pour permettre demi eux étudié la morphologie du terrain.



**Figure 17 :** Répartition des surfaces des classe altimétriques sur le bassin versant de l'Oued Rhumel- Smendou [61].

D'après la répartition surfacique de ces classes, nous constatons que la superficie du bassin versant de l'Oued Rhumel est en majorité occupé par des altitudes supérieur à 500 m. Les régions des points culminants qui possèdent des altitudes supérieurs à 1000m occupent plus de surface que celle des plaines d'altitudes inférieurs à 200 m.

### II.3. Morphologie du bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou

#### II.3.1. Introduction :

Le bassin versant fonctionne comme un collecteur de précipitations qui vont se transforme en plusieurs types d'écoulements tout dépend des conditions climatiques, des caractéristiques morpho métriques (forme, relief, altitude, pente, réseau de drainage...etc.), et la nature du sol ainsi que le couvert végétal. Les caractéristiques qui interviennent de façon combinée pour expliquer les modalités de l'écoulement, s'apprêtent à une analyse quantitative.

#### II.3.2. Caractéristiques physiques du bassin :

Le bassin versant est un objet complexe dont l'ensemble des caractéristiques (géométriques, géologiques, physiographiques, humaines, etc...) joueront un rôle non seulement dans la réponse hydrologique du bassin (régime des écoulements) mais aussi, en amont et pour certains d'entre elles (altitude), directement dans le processus de formation de la pluie. Il faut noter l'existence, à la surface du bassin versant, d'un système longitudinal, le réseau de drainage ou hydrographique, défini comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels.

Permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Ce réseau est plus ou moins développé selon différents facteurs (géologie, climat, pente du terrain, etc...) il ne manque pas dans la littérature scientifique de paramètres quantifiés destinés à mesurer telle ou telle caractéristique des bassins versants. Ces facteurs d'ordre purement géométrique ou physique, s'estiment à aisément à partir de carte topographique ou en recourant à un modèle numérique de terrain.

### II.3.3. Caractéristiques morphométriques du bassin :

Pour mieux comprendre le comportement hydrologique du bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou, il est impératif de connaître ces caractéristiques morpho-métriques (forme, relief, altitude, pente, densité de drainage) qui expliquent le cycle de transformation des pluies en écoulements et s'approprient à une analyse quantifiée.

➤ **La surface du bassin versant :**

La surface du bassin égale à 1089 km<sup>2</sup> environ.

➤ **Le périmètre du bassin versant :**

Le périmètre du bassin versant estimé à 170.1 km.

**Tableau 2 :** surface et périmètre du bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou.

Superficie (km <sup>2</sup> )	Périmètre (km)
1089	170.1

#### II.3.3.1. Indice de compacité :

La forme du bassin versant qui influe sur l'écoulement globale et l'allure de l'hydrogramme des pluies est exprimée par l'indice ou le coefficient de compacité.

De Gravellus donné par la formule suivante :

$$C = 0.28 P / \sqrt{S}$$

Avec :

C : Indice de compacité ;

P : Périmètre du bassin versant en km ;

S : Superficie du bassin versant en km<sup>2</sup>.

Ce coefficient est égal 1 lorsque le bassin versant est parfaitement circulaire. Il est égal à 1.12 dans le cas d'un bassin versant carré, et il peut atteindre la valeur 3 pour des bassins versants allongés.

Dans notre cas C=1.44 donc le bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou caractérise par la forme allongée. Cette valeur favorise de temps de concentration d'eau de ruissellement.

#### II.3.3.2. Le rectangle équivalent :

Le rectangle équivalent est défini comme étant le rectangle de longueur (L) et de largeur (B) qui a la même surface (S) même périmètre (P), même indice de compacité (C) et même hypsométrie que le bassin versant étudié.

Ce paramètre facilite la comparaison entre les bassins versants du point de vue de leur influence sur l'écoulement.

$$L = \frac{C \cdot \sqrt{S}}{1.128} \cdot \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.128}{C} \right)^2} \right]$$

Avec :

C : indice de compacité ;

S : Superficie du bassin versant en km<sup>2</sup> ;

L : longueur du rectangle équivalent en km.

On obtient :

L=68.49km.

La largeur du rectangle "B" est déterminée en fonction de la surface du bassin versant "S" et la longueur du rectangle "L" :

$$B = \frac{C \cdot \sqrt{S}}{1.128} \cdot \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.128}{C} \right)^2} \right]$$

On obtient :

B = 15.59 Km.

### II.3.3.3. Longueurs des talwegs :

La longueur du talweg du bassin de l'oued Rhumel-Smendou figure dans le tableau ci-dessous.

**Tableau 3** : La longueur du talweg.

	<b>L (Km)</b>
<b>Oued Rhumel-Smendou</b>	81.74

Avec :

L : longueur total du cours d'eau en km ;

**II.3.3.4. Densité et drainage :**

Elle se définit comme étant le rapport de la longueur totale des cours d'eau à la surface du bassin versant. Elle est aussi la somme des densités de drainage temporaire et permanente.

$$D_d = L/S$$

Avec :

$D_d$  : Densité de drainage (Km/Km<sup>2</sup>) ;

L : longueur total des cours d'eau (Km) ;

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

On obtient :

$$D_d = 0.84 \text{ Km/Km}^2.$$

**Tableau 4 :** Caractéristiques morpho-métriques de bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou [63,64].

Paramètre	Symbole	Valeur	Unité
Surface	S	1089	Km <sup>2</sup>
Périmètre	P	170.1	m
Indice de compacité	C	1.44	-
Longueur du rectangle équivalent	Lé	68.49	km
Largueur du rectangle équivalent	B	15.59	km
Altitude minimale	H <sub>min</sub>	125	m
Altitude maximale	H <sub>max</sub>	1347	m
Indice de pente de roche	Ip	0.15	-
Longueur du thalweg principal	L'oued	81.74	km
Densité de drainage	Dd	0.84	Km/km <sup>2</sup>
Coefficient de torrentialité	Ct	25.2	-

**II.3.3.5. Indice de pentes :**

La détermination de la pente topographique permet la comparaison et la classification d'un bassin versant. Ces indices de la pente sont calculés à partir de la connaissance et de la répartition hypsométrique.

**1) Indice de pente globale :**

Il est défini comme étant le rapport du dénivelé simple et de la longueur du rectangle équivalent.

$$I_g = D/L$$

$I_g$  : Indice de pente globale en m/km ;

D : dénivelé simple séparant les altitudes ayant 5% et 95% de la surface du bassin ;

L : longueur du rectangle équivalent en km.

Ce qui donne :

$$I_g = 16.90 \text{ m/km.}$$

**2) Indice de pente moyenne :**

$$I_{moy} = \frac{H_{max} - H_{min}}{L}$$

Elle ne tient compte pas de la forme de la courbe hypsométrique :

H max: altitude maximale du bassin (m) ;

H min: altitude minimale du bassin (m) ;

L : longueur du rectangle équivalent en (m).

Ce qui donne :

$$I_{moy} = 25.09 \text{ m.}$$

**3) La dénivelé spécifique :**

La dénivelé spécifique ne dépend que de l'hypsométrie et de la forme du bassin versant.

Elle est estimée à partir de la formule suivante :

$$D_s = I_g \sqrt{S}$$

Ds : dénivelé spécifique en m ;

Ig : Indice de pente globale en m/km ;

$$D_s = 396.34.$$

D'après la deuxième classification de l'ORSTOM (Office de Recherche Scientifique de Territoire d'Outre Mer), le dénivelé spécifique du bassin de l'Oued Rhumel-Smendou se trouve dans la classe R6, donc on a un relief fort.

**Tableau 5 :** Classification de l'ORSTOM pour différents reliefs.

Classe	Type de relief	Intervalle de DS
R1	Relief très faible	Ds < 10 m
R2	Relief faible	10 m < Ds < 25 m
R3	Relief assez faible	25 m < Ds < 50 m
R4	Relief modéré	50 m < Ds < 100 m
R5	Relief assez fort	100 m < Ds < 250 m
R6	Relief fort	250 m < Ds < 500 m
R7	Relief très fort	Ds > 500 m

**4) Temps de concentration :**

Le temps nécessaire à l'eau pour s'écouler depuis l'élément hydrologiquement le plus éloigné (en amont) du bassin versant jusqu'à l'exutoire est appelé temps de concentration du bassin. Pour sa détermination on utilise souvent la formule de GIANDOTTI car elle tient compte des paramètres morphologiques utilisés :

$$T_c = \frac{1.5L + 4\sqrt{S}}{0.8\sqrt{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}}$$

$T_c$  : temps de concentration (heure) ;

$L$  : Longueur du cours principal du thalweg ( $L= 53\text{km}$ ) ;

$S$  : Surface du bassin versant ( $\text{km}^2$ ) ;

$H_{\text{moy}}$  : altitude moyenne (m) ;

$H_{\text{min}}$  : altitude minimale (m).

Donc :  $T_c = 9\text{h } 16\text{min}$ .

**5) Vitesse de ruissellement :**

Elle est donnée par la formule suivante :

$$V_r = \frac{L_p}{T_c}$$

$L_p$  : longueur de talweg principale en Km ;

$T_c$  : temps de concentration en h.

D'où :  $V_r = 5,78 \text{ Km/h}$ .

**II.4. Hydro-climatologie**

Toute étude hydrologique passe principalement par un traitement détaillé des mesures hydro-climatique permettant d'établir le bilan hydrique et par conséquent de comprendre les mécanismes d'alimentation et circulation des eaux de surfaces et souterraines.

Ayant déterminé les caractéristiques du complexe physique du bassin versant De l'Oued Rhumel-Smendou, nous essayons d'étudier les facteurs climatiques de cette région.

De ce fait, l'analyse des facteurs climatiques s'impose. Elle permet de mettre à jour les facteurs les plus importants qui régissent le climat et enfin d'établir le bilan hydrique.

L'établissement d'un bilan hydrique nécessaire pour le fonctionnement d'un système hydraulique de surface, implique la connaissance des paramètres suivants : Les précipitations, l'évaporation, l'infiltration et le ruissellement qui conditionnent ce bilan.

Cette étude climatique débouchera sur un calcul de bilan en exploitant les données météorologique disponible et utilisant la méthode adaptée à la région.

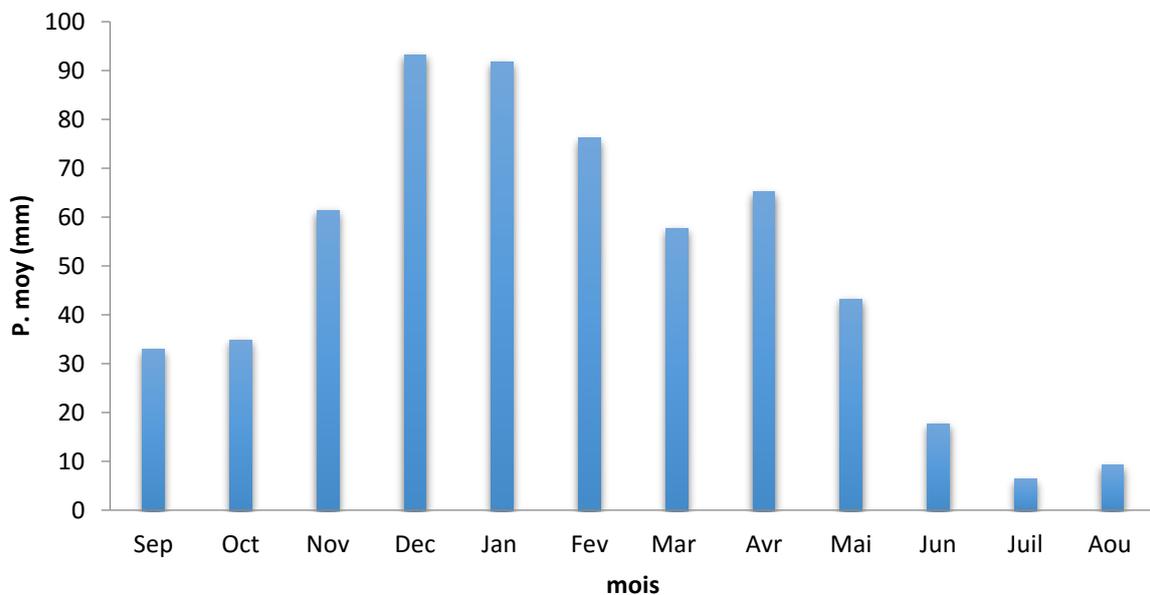
**II.4.1. Caractéristiques hydrologiques :**

**II.4.1.1. Précipitation :**

Les précipitations constituent une composante essentielle du cycle de l'eau. Elles permettent le renouvellement total ou partiel des nappes par le biais des infiltrations et elles conditionnent l'écoulement saisonnier et le régime des cours d'eaux.

**Tableau 6 :** Précipitation moyennes mensuelles à la station D'EL KHENEG (1990-2012).

<b>MOIS</b>	<b>Sept</b>	<b>Oct</b>	<b>Nov</b>	<b>Déc</b>	<b>Jan</b>	<b>Fév</b>
<b>P (mm)</b>	32,90	34,78	61,39	93,19	91,75	76,13
<b>MOIS</b>	<b>Mars</b>	<b>Avril</b>	<b>Mai</b>	<b>Jun</b>	<b>Juil</b>	<b>Août</b>
<b>P (mm)</b>	57,65	65,20	43,19	17,70	6,39	9,24



**Figure 18 :** Variations des précipitations moyennes mensuelles pour la station D'EL KHENEG (1990-2012).

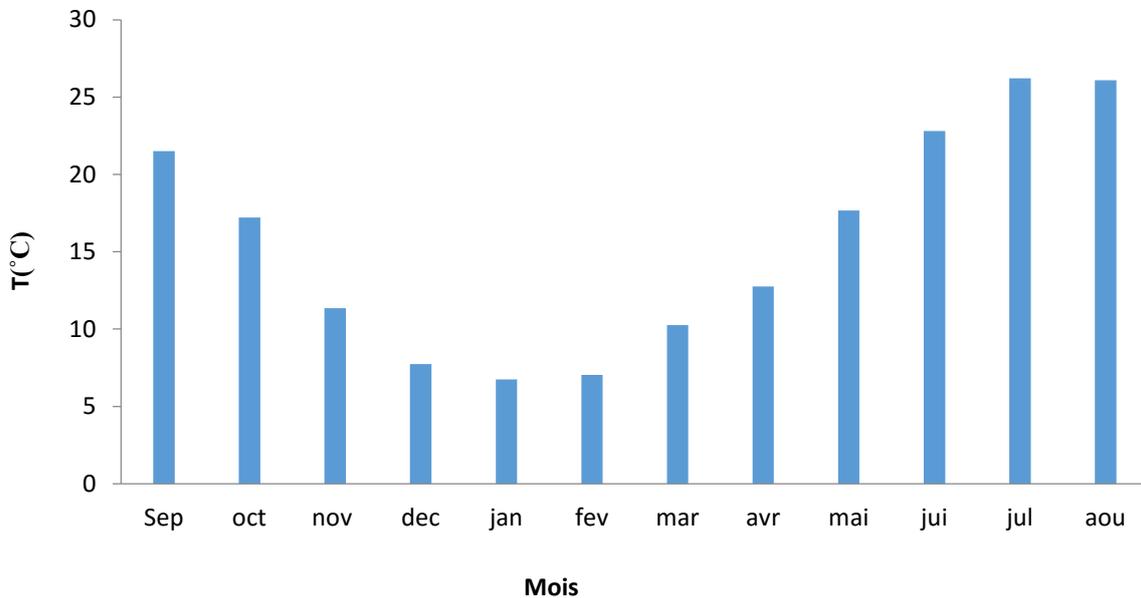
**II.4.1.2. Température :**

Les températures ont une grande influence sur l'écoulement ainsi que les données relatives à l'évaporation favorisant le déficit d'écoulement. Nous avons eu recours aux données à la station D'Ain El Bey.

**Tableau 7 :** Températures moyennes mensuelles de la station D'Ain El Bey (1990-2012).

<b>MOIS</b>	<b>Sept</b>	<b>Oct</b>	<b>Nov</b>	<b>Déc</b>	<b>Jan</b>	<b>Fév</b>
<b>T (°c)</b>	21,51	17,22	11,35	7,73	6,74	7,04
<b>MOIS</b>	<b>Mars</b>	<b>Avril</b>	<b>Mai</b>	<b>Juin</b>	<b>Juil</b>	<b>Août</b>
<b>T (°c)</b>	10,25	12,75	17,67	22,81	26,21	26,08

Selon le tableau 7, on remarque le mois le plus froid est celui de janvier avec une température moyenne de l'ordre de 6.74 °C, et le mois le plus chaud est celui d'Juillet avec une température moyenne de 26.21 °C.



**Figure 19 :** Variations des températures moyennes mensuelles pour la station D'Ain El Bey (1990-2012).

**II.4.1.3. Climat :**

Joue un rôle capital dans le fonctionnement hydrologique du bassin versant. En plus des paramètres morphogénique de la connaissance des facteurs hydro climatologiques s'avère indispensable pour mieux comprendre les phénomènes d'écoulement superficiel et par là, le rôle régulateur du bassin versant des divers éléments du bilan hydrologique.

• **L'indice d'aridité annuelle :**

Pour déterminer le type du climat utilisant l'indice d'aridité " I " de Demartonne qui donne les caractéristiques du climat régional.

Où : 
$$I = \frac{P}{T+10}$$

Avec :

P : Précipitation moyenne annuelle (mm) ;

T : Température moyenne annuelle (C°) ;

I : Indice d'aridité annuelle.

Selon Demartonne :

$I < 5$  : le climat est hyper-aride.

$5 < I < 7.5$  : le climat est désertique.

$7.5 < I < 10$  : le climat est steppique.

$10 < I < 20$  : le climat est semi-aride.

$20 < I < 30$  : le climat est tempéré.

$I > 30$  : le climat est humide.

La valeur obtenue pour le paramètre I est de 23.01, ce qui implique que le climat de la région est tempéré pour une température moyenne de 15.61°C et une précipitation de 589,50mm.

• **L'indice d'aridité mensuel :**

L'indice mensuel (i), donné par la formule :

$$i = \frac{12P}{T + 10}$$

Avec :

P : Précipitation moyenne annuelle (mm) ;

T : Température moyenne annuelle (C°) ;

i : Indice d'aridité mensuel.

**Tableau 8 :** Indice mensuel d'aridité.

<b>MOIS</b>	<b>Sept</b>	<b>Oct</b>	<b>Nov</b>	<b>Déc</b>	<b>Jan</b>	<b>Fév</b>
<b>T (°c)</b>	21,51	17,22	11,35	7,73	6,74	7,04
<b>P (mm)</b>	32,90	34,78	61,39	93,19	91,75	76,13
<b>L</b>	12.53	15.33	34.50	63.07	65.77	53.61
<b>MOIS</b>	<b>Mars</b>	<b>Avril</b>	<b>Mai</b>	<b>Juin</b>	<b>Juil</b>	<b>Août</b>
<b>T (°c)</b>	10,25	12,75	17,67	22,81	26,21	26,08
<b>P (mm)</b>	57,65	65,20	43,19	17,70	6,39	9,24
<b>L</b>	34.16	34.39	18.73	6.47	2.12	3.07

Le tableau 8 montre une répartition mensuelle du climat. Les mois de Juillet et Août présentent un climat hyper-aride. Le mois de Juin présente un climat désertique. Les mois de Septembre, octobre et mai jouissent d'un climat semi-aride. Les mois de Novembre, Mars et Avril présentent un climat tempéré alors que le climat humide marque le reste des mois de l'année.

**II.4.1.4. Diagramme Ombrothermique :**

Le Diagramme Ombrothermique est la combinaison des températures et des précipitations mensuelles moyennes.

- Le Diagramme Ombrothermique illustré dans la figure 20 fait ressortir deux périodes :
- Une période sèche qui s'étend entre le mois de Juin jusqu'au mois de Septembre.
  - Une période humide qui dure huit mois donc du mois de Octobre jusqu'au mois de Mai.

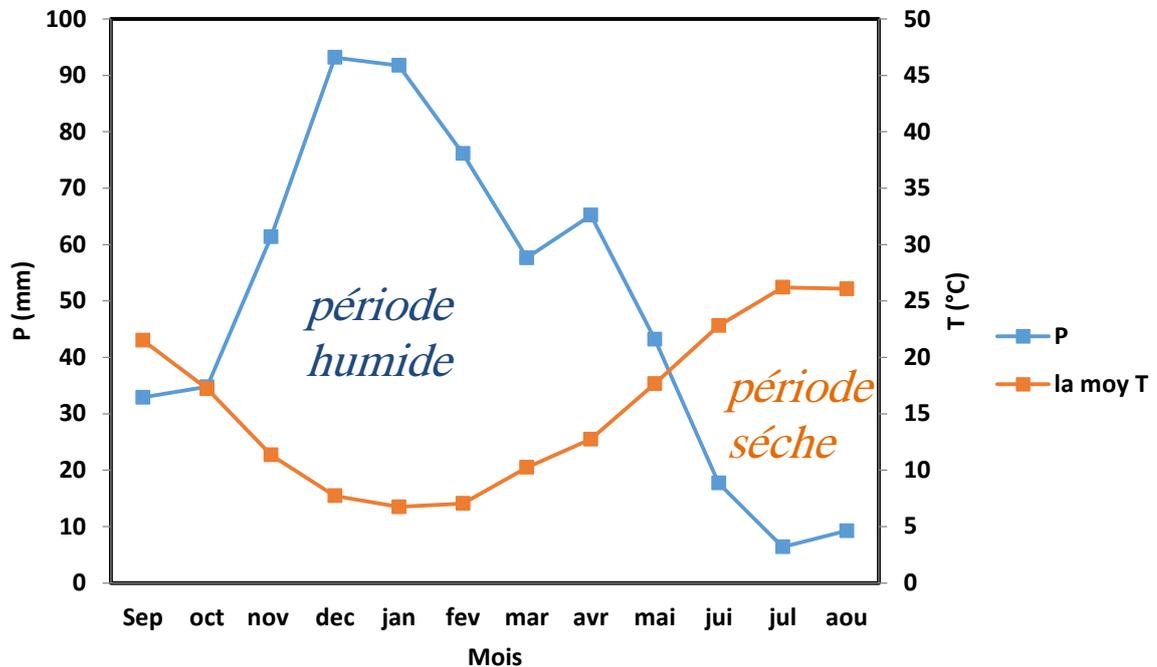


Figure 20 : Diagramme Ombrothermique (1990-2012).

#### II.4.2. Bilan Hydrique :

Les rapports est perte ainsi que la connaissance des variations des réserves en eau dans la méthode du bilan hydrique s'applique principalement pour établir la relation entre partie, le bilan d'eau est calculé par l'évaluation de l'évapotranspiration. Disposant des C.W THORNTHWAITE basée sur notion de RFU (réserve facilement utilisable).

##### II.4.2.1. Evapotranspiration:

Dans les études hydrogéologiques, les deux éléments principaux du bilan, évaporation et transpiration sont réunis en un seul :

L'évapotranspiration ou l'évaporation totale (ET) est l'ensemble des phénomènes d'évaporation (phénomène physique) et de transpiration (phénomène biologique).

On distingue :

- L'évapotranspiration potentielle (ETP) concerne le milieu saturé.
- L'évapotranspiration réelle (ETR) concerne le milieu non saturé.

##### ❖ Evapotranspiration potentielle (ETP) :

L'évapotranspiration potentielle correspond à l'évapotranspiration d'une surface qui serait suffisamment approvisionnée en eau pour évaporer la quantité d'eau maximale permise par les conditions climatiques. Pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle nous avons utilisé la formule de THORNTHWAITE qui a établi une correction entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration mensuelle.

• **Méthode de THORNTHWAITE :**

$$ETP = 16 \left( 10 \times \frac{T}{I} \right)^a \times K$$

$$a = \left( \frac{1.61}{100} \right) I + 0.5$$

$$I = \sum_1^{12} i$$

$$i = \left[ \frac{T}{5} \right]^{1.51}$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle (mm) ;

T : Température moyenne mensuelle du mois (°C) ;

I : Indice thermique annuel ;

i : Indice thermique mensuel ;

K : Coefficient d'ajustement.

❖ **Evapotranspiration réelle (ETR) :**

On appelle évapotranspiration réelle effective actuelle ou encore déficit d'écoulement (ETR) la somme de l'évaporation et de la transpiration réelle pour une surface donnée et une période définie.

Pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR), nous avons essayé d'estimer l'évapotranspiration réelle par les Méthodes suivantes :

- Méthode de TURC.
- Méthode de THORNTHWAITE.

• **Méthode de TURC :**

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

$$L = 300 + 25 \times T + 0.05 \times T^3$$

Avec :

ETR : Evapotranspiration réelle (mm) ;

P : Précipitation moyenne annuelle (mm) ;

T : Température moyenne annuelle (°C).

L : Pouvoir évaporant, est une limite vers laquelle tend l'ETR lorsque P devient grand.

**Tableau 9 : Résultat de l'ETR par la méthode de Turc.**

<b>P (mm)</b>	<b>T (°C)</b>	<b>L</b>	<b>ETR (mm)</b>
589,50	15.61	880.44	507.68

• **Méthode de THORNTHWAITE :**

Les résultats de calcul du bilan d'eau par la méthode de THORNTHWAITE au niveau de la station d'EL KHENEG sont résumés dans le tableau suivant :

**Tableau 10 :** Bilan hydrique selon la méthode de THORNTHWAITE de la station D'EL KHENEG (1990-2012).

<b>MOIS</b>	<b>P (mm)</b>	<b>T (°C)</b>	<b>L</b>	<b>K</b>	<b>ETP (mm)</b>	<b>ETR (mm)</b>	<b>RFU (mm)</b>	<b>EXC (mm)</b>	<b>DA</b>
<b>SEP</b>	32.90	21.51	9.11	1.03	101.03	32.90	0	0	68.13
<b>OCT</b>	34.78	17.22	6.50	0.96	64.95	34.78	0	0	30.17
<b>NOV</b>	61.39	11.35	3.46	0.84	28.34	28.34	33.05	0	0
<b>DEC</b>	93.19	7.73	1.93	0.83	14.76	14.76	100	0	0
<b>JAN</b>	91.75	6.74	1.57	0.86	12.18	12.18	100	79.57	0
<b>FEV</b>	76.13	7.04	1.68	0.84	12.78	12.78	100	63.35	0
<b>MAR</b>	57.65	10.25	2.96	1.03	29.32	29.32	100	28.33	0
<b>AVR</b>	65.20	12.75	4.12	1.10	45.07	45.07	100	20.13	0
<b>MAI</b>	43.19	17.67	6.76	1.22	86.17	86.17	57.02	0	0
<b>JUIN</b>	17.70	22.81	9.95	1.23	133.01	74.71	0	0	58.30
<b>JUIL</b>	6.39	26.21	12.28	1.25	170.42	6.39	0	0	164.03
<b>AOU</b>	9.24	26.08	12.19	1.17	158.22	9.24	0	0	148.98
<b>ANNUEL</b>	589.50	15.61	72.53	/	856.26	386.64	/	191.38	469.61

➤ **Interprétation :**

Le bilan d'eau établi par la méthode de THORNTHWAITE a montré que l'ETP atteint son maximum au mois de Juillet (170.42 mm) et son minimum au mois de janvier (12.18 mm). La reconstitution de la RFU s'effectue au mois d'Octobre et atteint son maximum (100 mm) à partir du mois de Janvier jusqu'au mois d'avril, puis elle commencée à être épuisée, vide complètement au mois de juin.

L'écoulement commence après que le RFU (100 mm) soit janvier et se terminer en Avril avec un maximum au mois de Janvier (79.57 mm) et un minimum au mois d'avril (20.13 mm) l'excédent égal à 191.38 mm représentant 32.46 % des précipitations annuelles, alors que l'ETR est de l'ordre de (386.64 mm) présentant 65.6 % des précipitations annuelles.

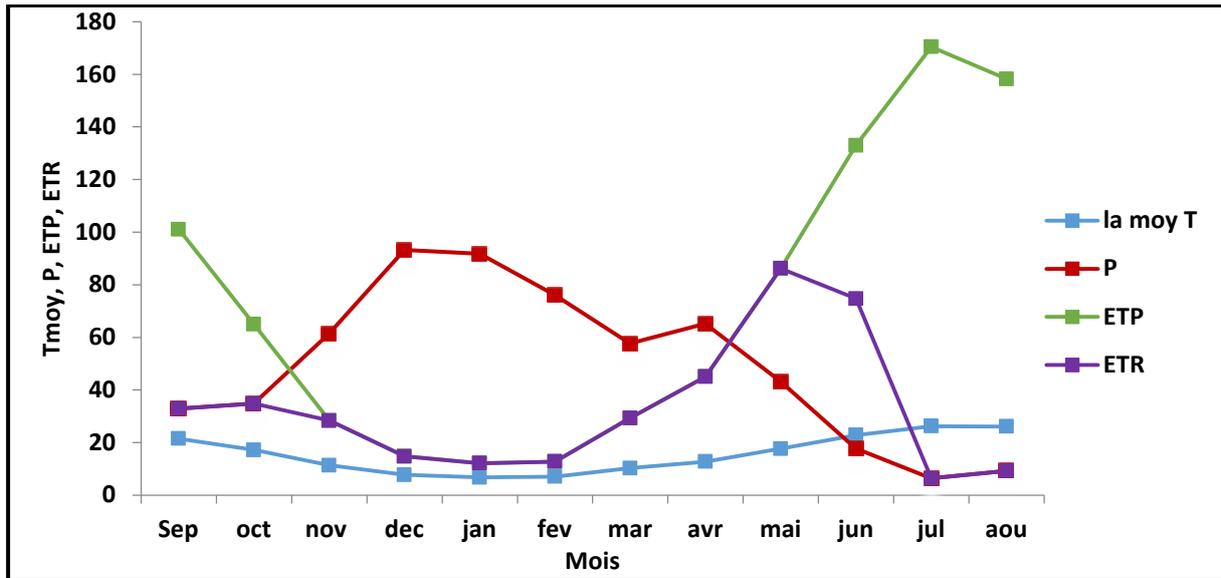


Figure 21 : Moyenne pluie annuelle des éléments climatiques.

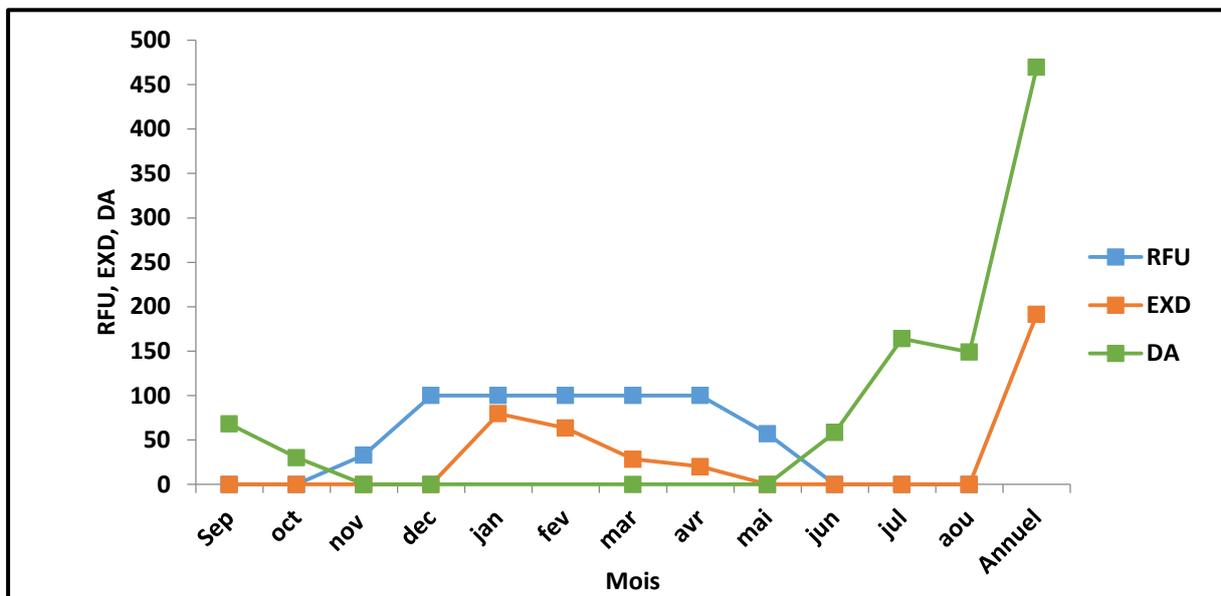


Figure 22: Bilan de l'eau de THORNTHWAITE de la station D'EL KHENEG.

II.4.2.2. Ruissellement (R) :

Le ruissellement dépend de plusieurs facteurs : nature du sol, pente et végétation, cette dernière a un rôle important dans la diminution du ruissellement. Le coefficient de ruissellement peut être calculé par deux formules :

- Tixeront Berkallof par Romantchouk (1974), pour P > 600 mm.

$$R = \frac{P^3}{3}$$

- Tixeront Berkallof, pour P < 600 mm.

$$R = \frac{P^3}{3ETP^2}$$

Avec :

R : Ruissellement (mm) ;

P : Précipitation moyenne annuelle (mm) ;

ETP : Evapotranspiration potentielle (mm).

$$R(\%) = \frac{R \times 100}{P}$$

Les résultats obtenus sont reportés dans le tableau ci-dessous.

**Tableau 11 : Résultats du ruissellement.**

<b>P (mm)</b>	<b>ETP (mm)</b>	<b>R (mm)</b>	<b>R (%)</b>
589.50	856.26	93.13	15.79

**II.4.2.3. Infiltration (I) :**

Pour déterminer l'infiltration on utilise l'équation du bilan hydrologique qui s'écrit :

$$P = ETR + R + I$$

Donc :

$$I = P - ETR - R$$

Avec :

I : Infiltration (mm) ;

R : Ruissellement (mm) ;

P : Précipitation moyenne annuelle (mm) ;

ETR : Evapotranspiration réelle (mm).

Si :  $I > 0$  Les entrées sont supérieures aux sorties.

$I < 0$  Les entrées sont inférieures aux sorties.

$$I(\%) = \frac{I \times 100}{P}$$

Les résultats obtenus sont inscrits dans le tableau suivant :

**Tableau 12 : Résultats de l'infiltration.**

<b>P (mm)</b>	<b>ETR (mm)</b>	<b>R (mm)</b>	<b>I (mm)</b>	<b>I (%)</b>
589.50	386.64	93.13	109.73	18.61

• **Taux d'infiltration ( $\tau$ ) :**

$$\tau = \frac{I}{PE}$$

Avec :

$$PE = P - ETR$$

$\tau$  : Taux d'infiltration (mm) ;

PE : Pluie efficace (mm) ;

I : Infiltration (mm) ;

P : Précipitation moyenne annuelle (mm) ;

ETR : Evapotranspiration réelle (mm).

**Tableau 13 : Estimation de taux d'infiltration.**

<b>P (mm)</b>	<b>ETR (mm)</b>	<b>I (mm)</b>	<b>PE (mm)</b>	<b><math>\tau</math> (mm)</b>
589.50	386.64	109.73	202.86	0.54

## II .5. Régime pluviométrique du bassin versant

### II .5.1. Critique des données hydro - pluviométrique :

Les données pluviométriques ont été fournies par la station D'EL KHENEG pour une période de 1988-2012.

Les relevés pluviométriques journalier font défaut, mais nous disposons des relevés mensuels ainsi qu'annuels.

La continuité et la durée de ces relevés variant selon la station D'EL KHENEG, certaines séries montrent des continuités importantes.

Les données des précipitations mensuelles en (mm) qui couvrent la période de septembre 1988 jusqu'au janvier 2012.

### II.5.2. Traitements statistiques des données hydro \_ pluviométrique :

Pour le traitement de ces données hydro pluviométriques, nous avons choisi de travailler à différents pas de temps pour aboutir à une comparaison aux échelles mensuels, saisonnière et annuels.

#### II.5.2.1. Station de bassin de l'Oued Rhumel-Smondou :

Le bassin de l'Oued Rhumel-Smondou est pourvu de la station hydraulique dont les coordonnées sont les suivantes :

**Tableau 14 :** Les coordonnées Lambert de la station D'EL KHENEG.

Nom de la station	X	Y	Z
EL KHENEG (km)	838.5	357.45	300

#### Paramètre de la série pluviométrique :

- La moyenne annuelle :

$$X = \frac{\sum X_i}{N}$$

- L'écart type :

$$X = \sqrt{\frac{(X_i + \bar{X})}{N}}$$

$X_i$  = précipitation annuelle en (mm).

$N$  = nombre d'année d'observation.

- La variance : c'est la puissance carrée de l'écart type.

$$V = \delta^2$$

- Le coefficient de variation :

$$CV = \frac{\delta}{\bar{X}}$$

**II.5.2.2. Précipitations moyennes annuelles :**

La quantité d'eau reçue par le bassin versant est un élément de base importante pour caractériser son climat.

Les précipitations moyennes annuelles peuvent être déterminées par trois méthodes principales :

- La méthode de la moyenne arithmétique.
- La méthode des polygones de THIESSEN.
- La méthode d'isohyètes.

Pour notre cas nous avons utilisé la méthode arithmétique. Cette méthode consiste à calculer la moyenne des arithmétiques des valeurs obtenues au niveau de la station étudiées.

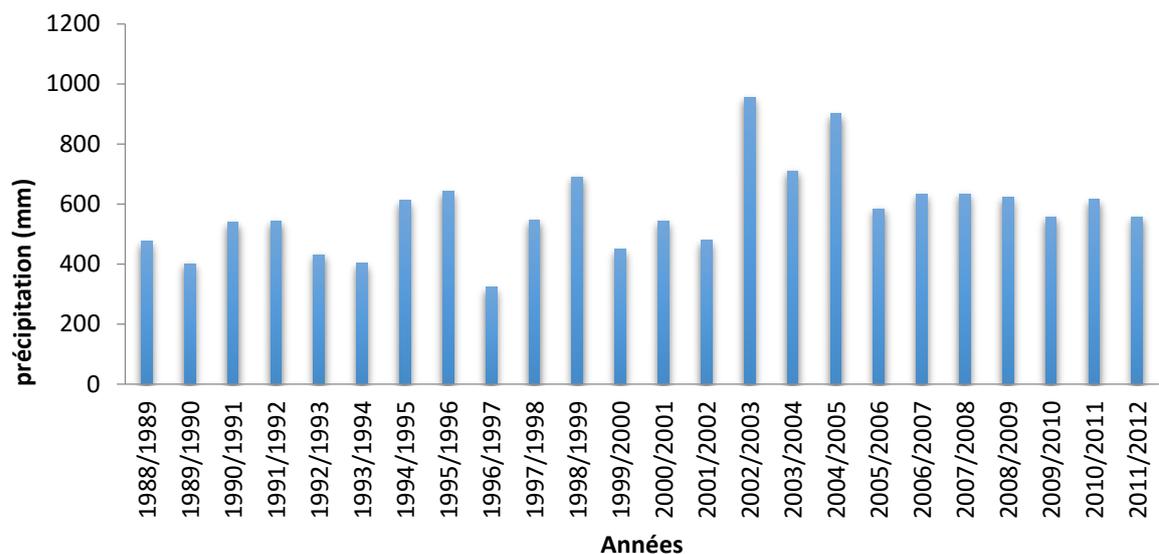
**• Méthode arithmétique :**

La méthode la plus simple consiste à calculer la moyenne arithmétique des hauteurs des précipitations, enregistrées sur la station D'EL KHENEG, son efficacité est meilleur pour petits bassins ou l'influence de l'altitude, de l'exposition de l'attitude sur les précipitations est Partout identique.

Les résultats de calcul des précipitations moyennes annuelles sont résumés dans le tableau suivant :

**Tableau 15 :** Répartitions des précipitations moyennes annuelles de la station D'EL KHENEG.

Station	Période d'observation	Précipitation annuelle
EL KHENEG	1988-2012	576.87



**Figure 23 :** Histogramme des précipitations moyennes annuelles de la station d'EL KHENEG. (1988-2012).

L'interprétation de l'histogramme fait sortir, que d'une manière générale la précipitation se caractérise par leur irrégularité interannuelle.

La figure 23 montre que les précipitations varient d'une année à l'autre pour la période (1988-2012) d'une moyenne interannuelle de 576.87 mm.

On observe des années pluvieuses dont la hauteur dépasse largement la moyenne à savoir les années : 1994-1995, 1995-1996, 1998-1999, 2002-2003, 2003-2004, 2004-2005, 2005-2006, 2006-2007, 2007-2008, 2008-2009, 2010-2011 et d'autre de pluviosité très faible, telles: 1988-1989, 1989-1990, 1990-1991, 1991-1992, 1992-1993, 1996-1997, 1997-1998, 1999-2000, 2001-2002, 2009-2010, 2011-2012.

Les précipitations montrent donc une irrégularité interannuelle frappante.

Le maximum de pluviométrie a été observé en 2002-2003 avec une valeur de 955.3 mm, et alors que le minimum a été enregistré en 1996-1997 avec une valeur 322.4 mm.

**II.5.2.3. Coefficient pluviométrique :**

Le coefficient pluviométrique (CP) correspond à l'évolution interannuelle des précipitations et permet de différencier les années excédentaires (CP>1) des années déficitaires (CP<1). Le coefficient pluviométrique est donné par la formule suivante :

$$CP = \frac{P}{\bar{P}}$$

Avec :

P : Pluviométrie de l'année considérée.

$\bar{P}$ : Pluviométrie moyenne pour la période d'étude, qui est donnée par l'équation suivante :

$$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum Pi.$$

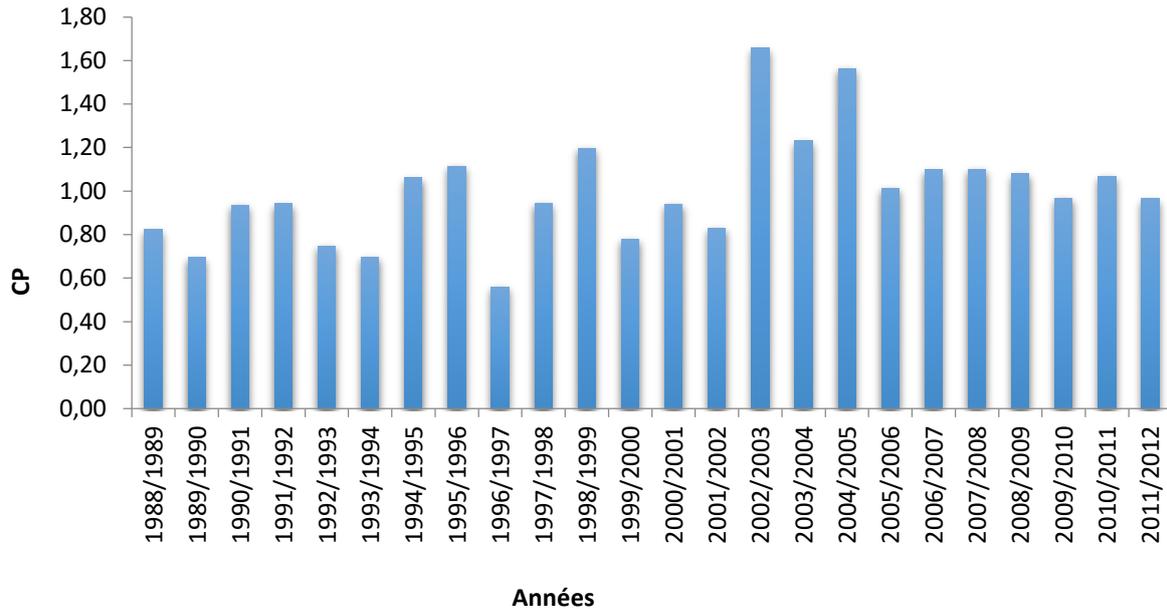
$\bar{P} = 576.87$  mm.

Où :  $i = 1 \div 24$  et  $N = 24$ .

**Tableau 16 :** Evolution du coefficient pluviométrique (1988-2012).

Année	P (mm)	CP	Type de l'année	Année	P (mm)	CP	Type de l'année
1988-1989	475.3	0.82	D	2000-2001	542.1	0.94	D
1989-1990	400.7	0.69	D	2001-2002	479.1	0.83	D
1990-1991	538.9	0.93	D	2002-2003	955.3	1.66	E
1991-1992	543.7	0.94	D	2003-2004	710.6	1.23	E
1992-1993	430.7	0.75	D	2004-2005	901.2	1.56	E
1993-1994	402.2	0.70	D	2005-2006	584.4	1.01	E
1994-1995	612.2	1.06	E	2006-2007	632.9	1.10	E
1995-1996	642.3	1.11	E	2007-2008	634.2	1.10	E
1996-1997	322.4	0.56	D	2008-2009	622.7	1.08	E
1997-1998	545.2	0.95	D	2009-2010	557.2	0.97	D
1998-1999	690.3	1.20	E	2010-2011	615.4	1.07	E
1999-2000	449.5	0.78	D	2011-2012	556.4	0.96	D

E : excédentaire, D : déficitaire.



**Figure 24 :** Les variations des coefficients pluviométriques à la station D'EL KHENEG (1988-2012).

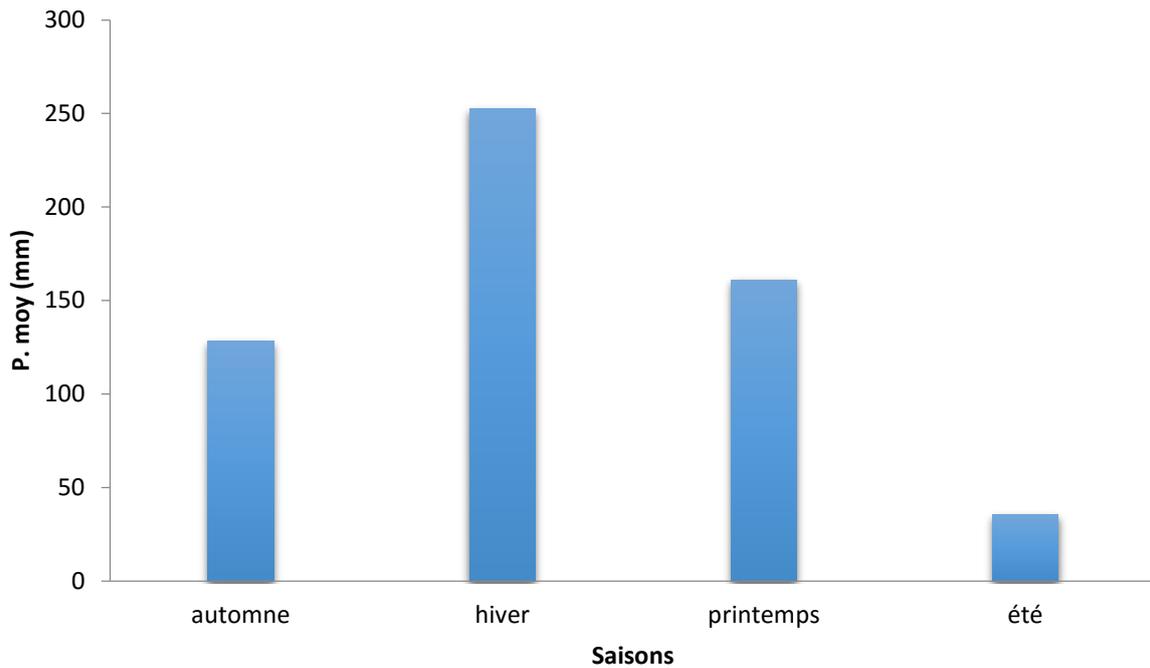
D'après ce diagramme, on remarque que les années excédentaires de la station de EL KHENEG sont légèrement supérieures que les années déficitaires (Figure 24).

**II.5.2.4. Précipitations moyennes saisonnières :**

**Tableau 17 :** Précipitations saisonnières (1988-2012).

Saison	Automne			Hiver		
Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév
<b>P.moy mensuelle</b>	33.45	34.52	60.19	92.61	88.70	71.03
<b>P.moy saisonnière</b>	128.15			252.34		
Saison	Printemps			Eté		
Mois	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
<b>P.moy mensuelle</b>	55.57	63.48	41.93	19.03	6.46	9.91
<b>P.moy saisonnière</b>	160.97			35.41		

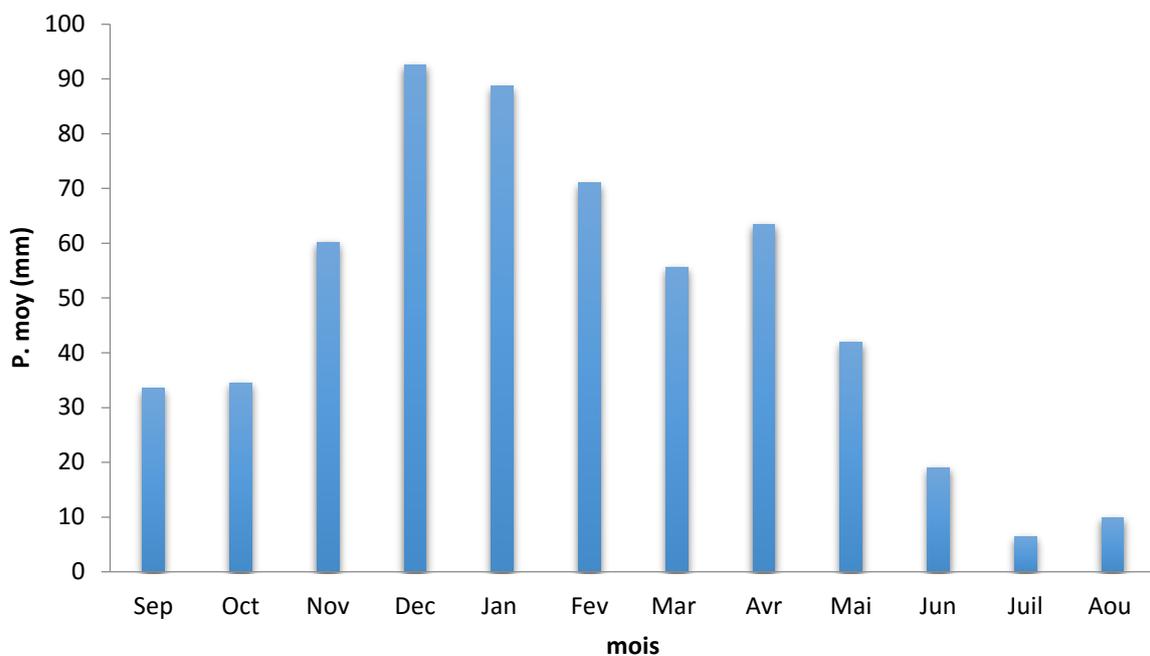
Les précipitations saisonnières pour la période étudié, se caractérisent par la toute les saisons de l'année participant aux précipitations annuelles, avec taux variable.



**Figure 25 :** Histogramme des précipitations moyennes saisonnières interannuelles de la station D'EL KHENEG (1988-2012).

On observe que l'Hiver est la saison la plus pluvieuse avec précipitation maximale 252.34 mm est après le printemps, et l'automne. On remarque aussi que l'Eté qui consiste la saison sèche avec précipitation minimale de 35.41 mm (Figure 25).

#### II.5.2.5. Précipitations moyennes mensuelles :



**Figure 26 :** Histogramme des précipitations moyennes mensuelles interannuelles de La station D'EL KHENEG (1988-2012).

D'après la figure 26, on remarque que les mois de Novembre, Décembre, Janvier, Février, Mars, Avril dépassent la moyenne, par contre le mois de Septembre, Octobre, Mai, Juin, Juillet, Août qui correspondent l'inférieur à la moyenne mensuelle.

L'analyse de la figure relative à la variation des précipitations mensuelles montre que le début des précipitations est enregistré avec une précipitation maximale de mois de Décembre (92.61mm), alors que le minimum enregistré au mois de Juillet (6.46 mm).

La précipitation moyenne mensuelle est obtenue de la manière suivante :

$$\bar{P} = \frac{\sum P_i}{N}$$

Avec :

P<sub>i</sub> = la hauteur de la pluie mensuelle exprimée en mm ;

N = nombre de mois au cours de l'année.

**• Ecart type :**

Il s'obtient de la manière suivante, et il exprime la variabilité du paramètre en question autour la moyenne.

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum (P - \bar{P})^2}{n}}$$

Avec :

δ : Ecart-type.

P : Précipitation mensuelle.

$\bar{P}$  : Précipitation moyenne mensuelle.

**• Coefficient de variation :**

Ce paramètre traduit l'ampleur de variation du paramètre entre le minimum et maximum, il est défini à l'aide de la formule suivante :

$$CV = \frac{\delta}{\bar{P}}$$

Avec :

δ : Ecart-type ;

P : Précipitation moyenne mensuelle.

**Tableau 18 : L'écart type et le coefficient de variation des pluies mensuelles.**

<b>MOIS</b>	<b>Sept</b>	<b>Oct</b>	<b>Nov</b>	<b>Déc</b>	<b>Jan</b>	<b>Fév</b>
<b>ECART TYPE</b>	31,20	24,22	49,91	50,41	64,35	47,67
<b>CV</b>	0,93	0,70	0,83	0,54	0,73	0,67
<b>MOIS</b>	<b>Mars</b>	<b>Avril</b>	<b>Mai</b>	<b>Juin</b>	<b>Juil</b>	<b>Août</b>
<b>ECART TYPE</b>	33,81	40,57	29,68	20,12	8,17	10,00
<b>CV</b>	0,61	0,64	0,71	1,06	1,26	1,01

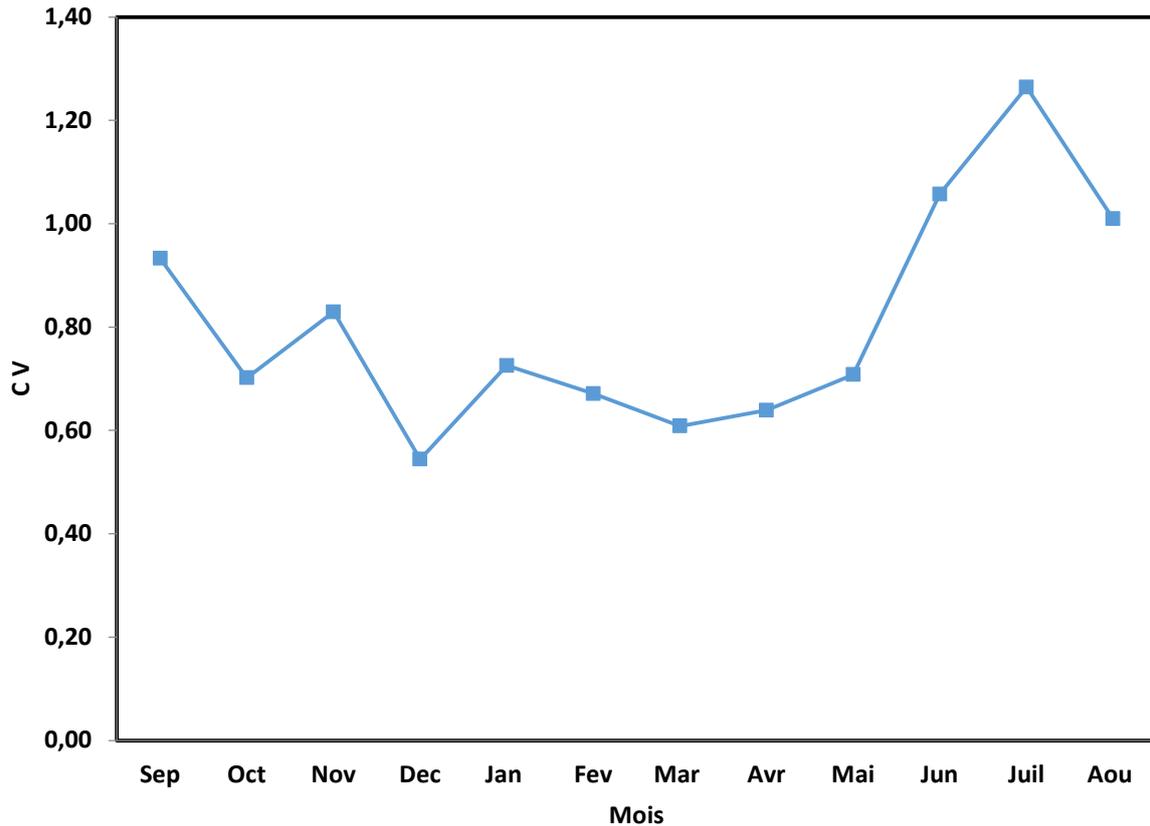


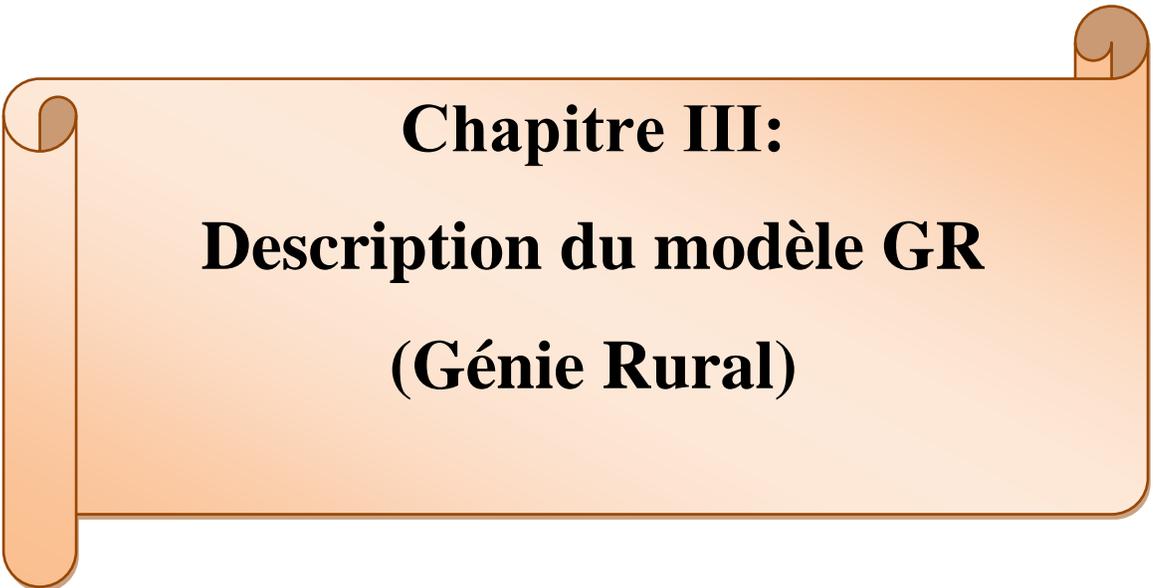
Figure 27 : Coefficient de variation des pluies mensuelles.

Les coefficients de variations (Tableau 18) et (figure 27), varient entre 0.54 et 1.26 montre que les mois les plus secs enregistrent des coefficients supérieurs (Juin et Juillet) en revanche les mois humide démontrent des coefficients de variations inférieurs.

## Conclusion

Les précipitations dans le bassin versant d'Oued Rhumel-Smendou varient entre (300-1000 mm). La précipitation moyenne annuelle est de l'ordre de 576.87 mm.

D'après les données du tableau 17, les précipitations moyennes saisonnières on trouve que la saison le plus pluvieuse est l'Hiver avec une précipitation maximale (92.61 mm) dans le mois de Décembre par contre l'Eté est la saison sèche avec une précipitation minimale (6.46mm) dans le mois de juillet.



**Chapitre III:**  
**Description du modèle GR**  
**(Génie Rural)**

## Introduction

Notre étude s'inscrit dans le domaine de la modélisation de la transformation de la pluie en débit et de sa représentation à l'échelle du bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou.

Pour cette étude, nous avons utilisé les valeurs annuelles et mensuelles des précipitations prises à la station d'El Kheneg et celles des débits mesurés à la station Bouchdeira entre janvier 1988 et décembre 2011 obtenues auprès de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques[64].

Les objectifs visés par cette étude peuvent être résumés dans ce qui suit :

- Etudier l'influence de l'ETP sur les performances du modèle mensuel de simulation des débits, celui du Génie Rural (GR).
- Tester les modèles pluie-débit au pas de temps annuel et mensuel. (Évaluation de la capacité de modèle à reproduire les débits observés à pas de temps).
- Déterminer les paramètres de calage des modèles GR aux pas de temps annuel et mensuel par les deux formules de l'évapotranspiration (ETP) Thornthwaite et la formule dite ANRH. En estimant par la suite la performance et la robustesse des modèles GR.

### III.1. Description de l'échantillon de données utilisé pour tester les modèles pluie-débit (les entrées)

#### III.1.1. Les précipitations (P):

Les données de précipitations disponibles sur une seule station : la station d'El Kheneg.

#### III.1.2. L'évapotranspiration (ETP):

Représente une donnée climatique importante pour caractériser l'état du sol, elle est calculée à partir de la formule de Thornthwaite et la formule de l'ANRH.

#### III.1.3. Les débits (Q):

Le débit à l'exutoire représente la réponse d'un bassin à un ensemble complexe de plusieurs processus hydrométéorologiques et hydrologiques.

Nous avons une série des données mensuelles de pluie, de débits observés et d'ETP calculés par les formules deux formule précédemment citées pour l'utilisation du modèles GR1A et GR2M sur une période de 24 ans (de 1988 à 2011), cependant l'ETP est considérée comme étant cyclique. Des séries concomitantes de débit sont nécessaires pour le calage et l'évaluation du modèle.

Dans la suite, on désignera par P (mm) la pluie, par E(mm) l'évapotranspiration potentielle (ETP) et par Q(mm) le débit simulé. P est une estimation de la pluie de bassin, calculée à partir de l'information pluviométrique disponible (postes au sol notamment). Toutes les variables internes des modèles sont exprimées en mm.

## III.2. Structure du modèle et fonctionnement des modèles GR1A et GR2M

### III.2.1. 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, 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.

La principale version, que nous présentons ici, est celle proposée par [65].

#### III.2.1.1. Paramètre :

Le modèle ne comporte qu'un paramètre optimisable, le paramètre  $X$  adimensionnel, qui apparaît comme un coefficient modulateur de l'évapotranspiration potentielle. Sur un large échantillon de bassins versants, la médiane de  $X$  vaut 0.7 et un intervalle de confiance à 90% est donné par [0.13 ; 3.5] [60].

#### III.2.1.2. 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 s'écrit :

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

Où :

$Q_k$  : le débit simulé de l'année  $k$  ;

$P_k$  : 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.

Le paramètre  $X$  traduit l'influence d'une ouverture du bassin sur l'extérieur non atmosphérique (par exemple échange avec des nappes profondes ou avec des bassins adjacents dans le cas d'une non-superposition des limites topographiques et géologiques) : si  $X$  est supérieur à 1, le système perd de l'eau et si  $X$  est plus petit que 1, le système en gagne, le tout exprimé en fraction de l'ETP [60].

### III.2.2. 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 optimisables. Le modèle est à pas de temps mensuel.

Il fonctionne autour de deux réservoirs, un de production (ou réservoir sol) et un de routage sur lesquels les ajustements et interceptions se font différemment sur les entrées. Le modèle utilise en entrées la pluie moyenne et l'ETP, et fournit en sortie le débit [66]. 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 [67,68,53,69,65,70], qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. La version présentée ici est celle de [70] qui paraît la plus performante[60].

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[60].

**III.2.2.1. Les Paramètres de GR2M**

Le modèle a deux paramètres optimisables :

X1 : capacité du réservoir de production (mm) ;

X2 : Coefficient d'échanges souterrains (-).

**III.2.2.2. La structure de GR2M**

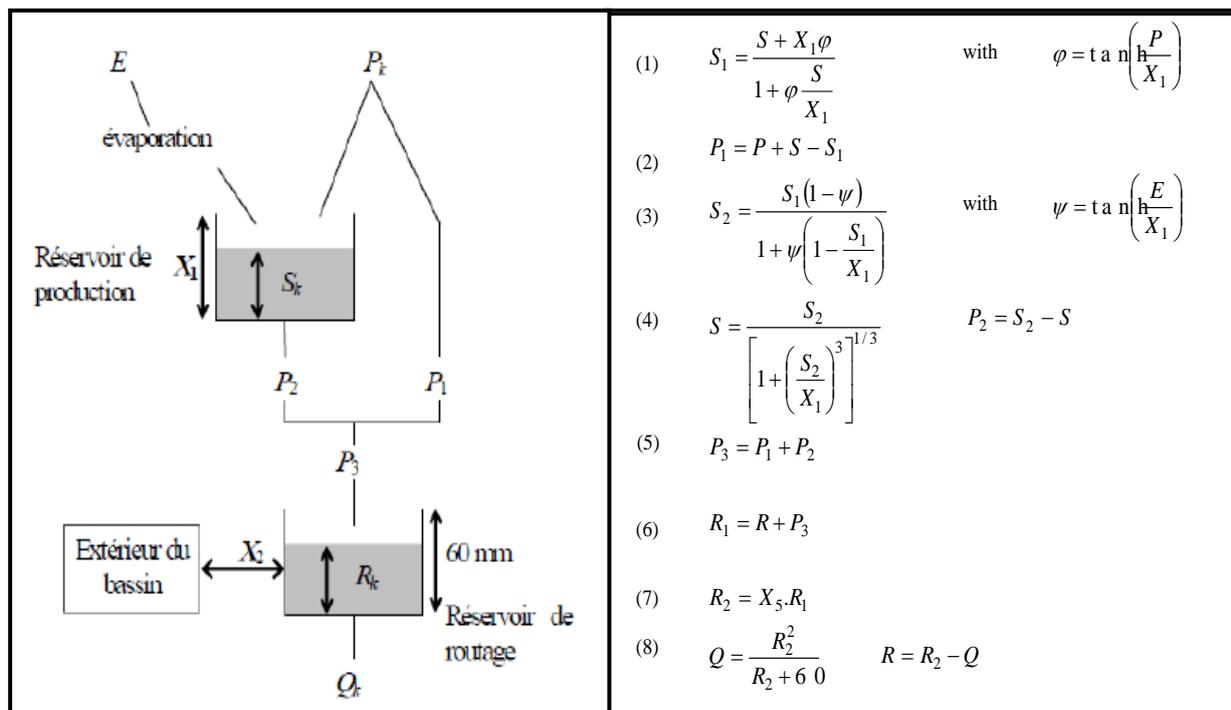


Figure 28: Schéma de la structure du modèle GR2M[60].

**III.2.2.3. Description mathématique**

Un schéma de la structure est donné à la (Figure 28). P<sub>k</sub> est la pluie mensuelle du mois k et E : l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire. Les équations qui régissent le modèle sont les suivantes :

**III.2.2.4. Production**

La fonction de production du modèle repose sur un réservoir de suivi d'humidité du sol.

Une partie  $P_s$  de la pluie  $P_k$  va être ajoutée au contenu  $S_k$  dans le réservoir en début de pas de temps :

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \left(\frac{S_k}{X_1}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{X_1}\right)}{1 + \frac{S}{X_1} \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{X_1}\right)}$$

Le paramètre  $X_1$ , capacité du réservoir, est positif et exprimé en mm. La pluie en excès,  $P_1$ , est donnée par :

$$P_1 = P + P_s$$

Et le contenu du réservoir est actualisé :

$$S' = S_k + P_s$$

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

$$E_s = \frac{S' \cdot \left(2 - \frac{S'}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S'}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)}$$

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

$$S'' = S' - E_s$$

### III.2.2.5. Percolation

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

$$P_2 = S'' \cdot \left\{ 1 - \left[ 1 + \left(\frac{S''}{X_1}\right)^3 \right]^{1/3} \right\}$$

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

$$S_{k+1} = S'' - P_2$$

### III.2.2.6. Routage et échange avec l'extérieur non atmosphérique

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

$$P_3 = P_1 + P_2$$

Le niveau  $R_k$  dans le réservoir devient alors  $R'$  :

$$R' = R_k + P_3$$

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

$$F = (X_2 - 1) \cdot R'$$

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

$$R'' = X_2 - R'$$

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

$$Q_k = \frac{R''^2}{R'' + 60}$$

Le contenu du réservoir est enfin actualisé par :

$$R_{k+1} = R'' - Q_k$$

### III.3. Le calage des modèles hydrologiques

Le calage est l'une des étapes fondamentales dans la démarche de modélisation hydrologique. Elle consiste à rechercher les valeurs optimales des paramètres des différentes équations (régissant l'écoulement) utilisées dans le modèle hydrologique [71,72].

Le calage a pour but :

- De compenser les erreurs de mesures de données fournies aux modèles.
- Forcer les paramètres vers de valeurs dont l'interprétation ne correspond pas à la physique du modèle.
- Trouver une valeur moyenne pour un paramètre descripteur d'un bassin versant dont la variabilité spatiale n'est pas appréhendée par le modèle.

Pour caler un modèle, il faut choisir une série de référence (pluies-débits) et fixer un critère d'évaluation pour l'ajustement des simulations des modèles aux données de calage pour un jeu de paramètres donnés.

On peut procéder au calage de modèle par trois méthodes :

#### III.3.1. Calage manuel :

Cette méthode consiste à donner des valeurs aux paramètres du modèle et évaluer manuellement l'erreur entre les valeurs de sortie et les valeurs observées et l'échantillon de référence pour faciliter cette opération on a une représentation graphique.

#### III.3.2. Calage automatique :

Ce calage optimise automatiquement les paramètres de modèle par l'utilisation d'un algorithme numérique pour trouver un extremum d'un critère numérique donné afin de déterminer l'ensemble des paramètres qui satisferont un critère donné de précision à travers différentes combinaisons possibles [72].

### III.3.3. Calage mixte :

Le calage mixte consiste à combiner les deux méthodes précédentes. On détermine manuellement l'intervalle de variation des paramètres, puis on utilise la méthode automatique pour trouver les valeurs de paramètres optimales.

## III.4. La Validation des modèles

Il est essentiel de distinguer parmi les données disponibles deux périodes d'égale importance, dont l'une servira au calage du modèle et l'autre au contrôle (validation) sur des données étrangères au calage [73].

### III.4.1. Les procédures de validation :

Avant tout modèle peut être utilisé avec confiance, validation adéquate ou l'évaluation de l'ampleur des erreurs qui peuvent résulter de leur utilisation doit être effectuée. la validation du modèle, dans sa forme la plus simple, est une comparaison entre les valeurs simulées et observées. Elle se fait par des critères de validation, ils permettent de juger de la qualité des modèles.

### III.4.2. Les critères de validation des modèles conceptuels :

Il existe deux types de critères: Les critères graphiques et les critères numériques :

#### 1. Les critères graphiques

Quelque soit le modèle, ou le pas de temps utilisé, l'analyse graphique est indispensable et primordiale, pour juger de la qualité du modèle, cela est obtenu en ajustant graphiquement les courbes des débits observés avec celles des débits calculés (simulés) par le modèle [73].

#### 2. Les critères numériques

Ils donnent une information quantitative sur les résultats de la modélisation, cela est réalisé par une estimation globale et numérique de l'écart entre les résultats calculés et les données observées sur la période de calage.

### III.4.3. Critère de Nash:

Le critère de calage retenu ici pour l'optimisation des paramètres par la méthode pas à pas est le critère de Nash [74], calculé sur les débits par :

$$NASH = 100 \left( 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - Q_{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (\overline{Q}_{obs})^2} \right)$$

Où :

$Q_{obs}$ : débits observés ;

$Q_{sim}$ : les débits simulés ;

$\overline{Q}_{obs}$ : est la moyenne arithmétique des Débits observés sur la période de calage ;

n: le nombre de pas de temps considérés.

Le critère de Nash peut être interprété comme étant la proportion du débit observé expliqué par le modèle. Si Nash = 100%, l'ajustement est parfait, par contre si Nash < 0 le débit simulé par le modèle est une plus mauvaise estimation que le simple débit moyen [75].

#### III.4.4. La moyenne (Moy) :

La moyenne est l'indicateur le plus simple pour résumer l'information fournie par un ensemble de données statistique : elle est égale à la somme de ces valeurs numériques des débits divisée par leur nombre. Elle peut donc être calculée en ne connaissant que ces deux éléments, sans connaître toute la distribution.

$$\bar{Q} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n Q_i$$

#### III.4.5. L'écart type :

L'écart type sert à mesurer la dispersion, ou l'étalement, d'un ensemble de valeurs surtout de leur moyenne. C'est la racine carrée de la variance.

La variance est une mesure servant à caractériser la dispersion d'une distribution et d'un échantillon, c'est la moyenne des carrés des écarts à la moyenne.

Donc :

$$\delta = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Q_i^2 - \bar{Q}^2)$$

Sachant que :

$$\sigma = \sqrt{\delta}$$

Avec :

$\sigma$ : L'écart type ;

$\delta$ : Variance.

Plus l'écart type est faible, plus la population est homogène.

#### III.4.6. Le coefficient de variation :

Le coefficient de variation également nommé écart type relatif, est une mesure de dispersion relative. Le coefficient de variation est défini comme le rapport entre l'écart type  $\sigma$  et la moyenne  $\bar{P}$  :

$$c_v = \frac{\sigma}{\bar{P}}$$

**III.4.7. Le coefficient de détermination  $R^2$  :**

Le coefficient de détermination ( $R^2$ ) est un indicateur qui permet de juger la qualité d'une régression linéaire, simple ou multiple. D'une valeur comprise entre 0 et 1, il mesure l'adéquation entre le modèle et les données observées. Certes, le  $R^2$  à ses imperfections, mais son utilisation n'a d'égal que sa simplification. Dans le cadre d'une régression linéaire simple, c'est le carré du coefficient de corrélation, il estime la distribution entre les valeurs simulées ( $Q_{sim}$ ) et observées ( $Q_{obs}$ ). Un  $R^2$  proche de 1 est suffisant pour dire que l'ajustement est bon.

Il est important de préciser que si on souhaite faire des prévisions, il est souhaité que la valeur du coefficient de détermination soit élevée. Car plus la valeur de  $R^2$  est élevée. Plus celle de la variation inexpliquée est petite.

$R^2 = 0$  : pas de corrélation ;  $R^2 = 1$  : corrélation parfaite.

$$R^2 = \left( \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})(Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs} - \bar{Q}_{obs})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{sim} - \bar{Q}_{sim})^2}} \right)^2$$

**III.4.8. L'erreur absolue moyenne (MAE : Mean Absolute Error) :**

Cet indice mesure la moyenne arithmétique des valeurs absolues des écarts induits en comparant les valeurs calculées par le modèle et les valeurs de base observées.

Il est définie par :

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Q_{sim} - Q_{obs}|$$

Avec:

$Q_{sim}$  : Débit simulé par le modèle ;

$Q_{obs}$  : Débit observé pendant la période de calage ;

n: Nombre de données durant la période de comparaison.

L'optimisation du modèle est obtenue en minimisant les valeurs du MAE.

**III.4.9. La racine de la moyenne des erreurs quadratique notée RMSE:**

La RMSE est un meilleur indicateur de la performance des modèles parce qu'il reflète la moyenne des écarts entre l'observé et le simulé,

Il est donné par:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{n}}$$

Avec:

$Q_{obs}$ : Débit observé pendant la période de calage ;

$Q_{sim}$ : Débit Simulé (calculé par le modèle) ;

n: Nombre de données durant la période de comparaison.

Le modèle est optimisé si la valeur du RMSE est proche de zéro.

MAE et RMSE indiquent l'ampleur de l'erreur moyenne, mais ne fournissent aucune information sur la taille relative de la différence moyenne entre ( $Q_{sim}$ ) et ( $Q_{obs}$ ).

#### III.4.10. L'indice de Willmott :

Cet indice est défini mathématiquement par la relation suivante :

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{\sum_{i=1}^n (|Q_{sim} - \overline{Q_{obs}}| + |Q_{obs} - \overline{Q_{obs}}|)^2}$$

Bien que ( $d$ ) est destiné à être utilisé principalement pour déterminer la supériorité relative des modèles alternatifs, il peut être évalué comme un paramètre descriptif de la performance du modèle. Plus ( $d$ ) s'approche de 1, plus la précision du modèle.

Bien que les mesures sommaires décrivent la qualité de la simulation, des mesures de différence essaient de localiser et quantifier les erreurs. Celui-ci comprend implicitement l'erreur moyenne absolue (MAE) [76].

#### III.4.11. L'indice de Willmott raffiné:

C'est une amélioration de  $d$  (originellement introduit), il est défini par [77] selon la relation suivante:

$$d(r) = 1 - \frac{\sum |Q_{sim} - Q_{obs}|}{2 \sum |Q_{obs} - \overline{Q_{obs}}|}$$

#### III.4.12. Calcul de l'ETP par la formule dite ANRH (2002) :

C'est une formule calée sur le modèle de Penman et écrite sous forme simplifiée pour l'adapter à la formule de Blaney et Criddle, elle est développée sous la direction du Professeur J.P. Laborde, et elle permet d'évaluer l'évapotranspiration selon la référence Penman à partir de la seule mesure de la température moyenne mensuelle correspondante, L'équation générale s'écrit sous de la forme suivante :

$$ETP_{ANRH} = K_r K_m (H - 187)(0.032t + 0.077)$$

Avec :

$ETP_{ANRH}$  : Evapotranspiration potentielle (mm/mois) ;

$K_m$  : Coefficient mensuel, ses valeurs sont données à la figure 29 ;

$K_r$  : Coefficient régional qu'on peut lire sur le tableau 20 ;

$t$  : température moyenne mensuelle pour le mois considéré (°C) ;

$H$  : Durée théorique mensuelle d'insolation du mois  $i$  (heures/mois) et elle est exprimée en fonction de l'ordonnée ( $Y$ ) de Lambert selon la formule suivante :

$$H_i = a_i Y + b_i$$

Avec:

Y: l'ordonnée de Lambert de la zone (Km), Y=357.45 km.

ai, bi: des coefficients donnés dans le tableau 21.

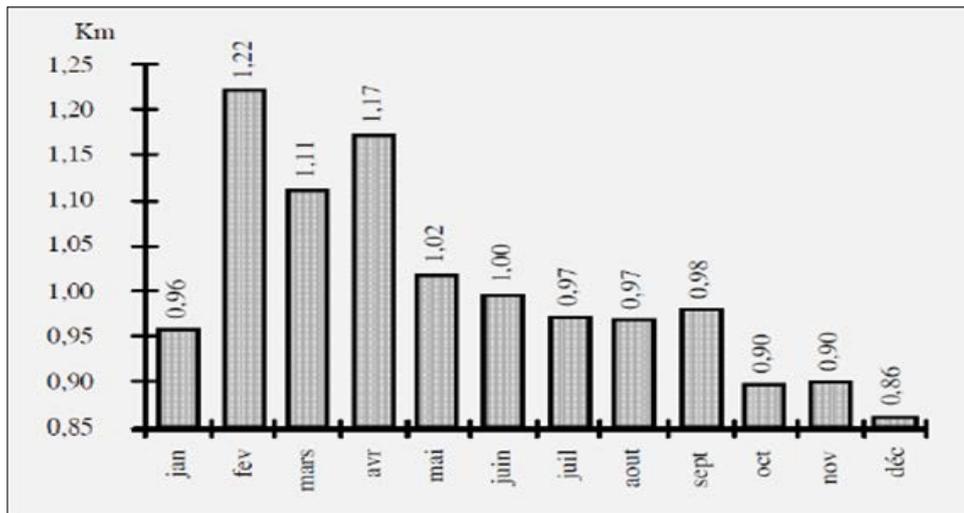


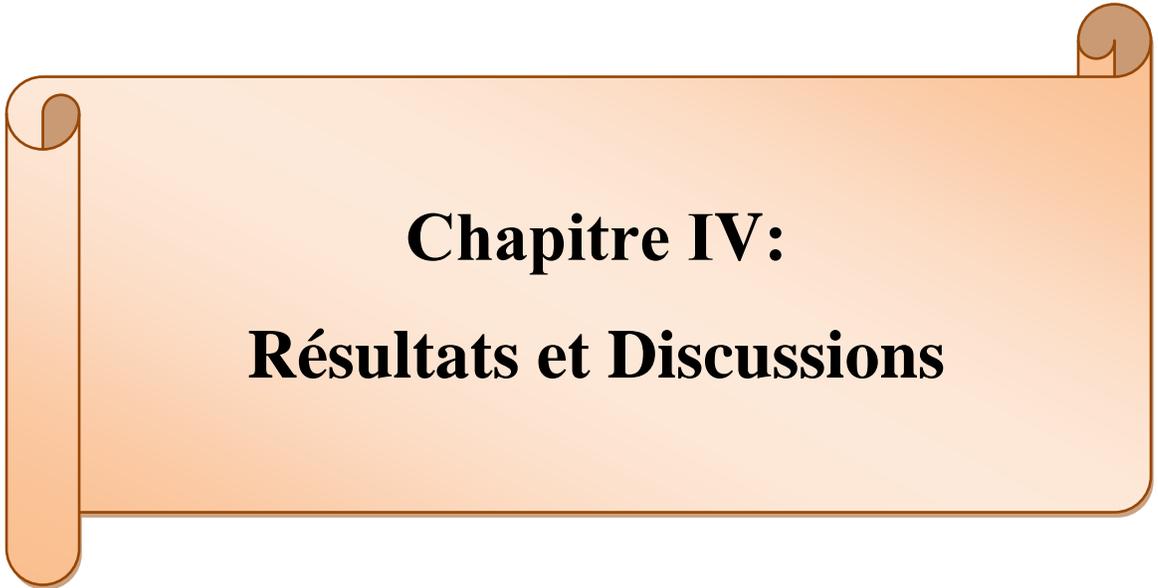
Figure 29 : Evolution du coefficient correctif mensuel.

Tableau 19 : Coefficients correctifs régionaux (Kr).

Station	Kr	Nom	Kr	Nom	Kr
Ain safra	1.21	Dellysafir	0.87	Mostaganame	0.87
Annaba	0.91	Djelfa	1.10	Msila	1.12
Arzew	0.97	El Kheiter	1.15	Naàma	1.11
Barika	1.24	El-Bayad	1.23	Oran	0.99
Batna	1.12	El Milia	0.79	Oum ElBouaghi	0.92
B. Barreridj	1.07	Ghazaouet	0.81	Saida	1.01
Béchar	1.32	Guelma	0.83	Sétif	1.04
Bejaia	0.92	Jijel Aer	0.79	SidiBel Abbas	0.94
BeniSaf	0.88	Jijel Port	0.79	Skikda	0.86
Biskra	1.26	Ksar Chellala	1.09	Souk ahras	0.99
Bou Saada	1.10	Maghnia	0.93	Tebassa	1.00
Bouira	1.04	Mascara	0.95	Tenes	0.95
Chlef	0.93	Mecheria	1.14	Tiaret	1.08
Constantine	0.91	Medea	1.05	TiziOuzou	0.83
DarElbeida	0.89	Miliana	0.97	Tlemcen Zen	0.93

Tableau 20 : Coefficient d'évaluation des durées théoriques d'insolation pour la formule de l'ANRH.

Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
ai	-0.022	-0.01	-0.001	0.01	0.02	0.025	0.02	0.014	0.003	-0.008	-0.019	-0.025
bi	315	307	371	389	429	429	436	414	370	351	311	308



**Chapitre IV:**  
**Résultats et Discussions**

## Introduction

Pour une meilleure gestion des ressources en eau et des quantités d'eau disponible, il est nécessaire de transformer les données pluviométriques en données hydrométriques. D'où l'intérêt de la modélisation pluie-débit basée sur l'utilisation de modèles simulant la réalité.

Les modèles GR sont des modèles hydrologiques du Génie Rural, élaborés par le Cemagref. Ils ont la réputation d'être des modèles robustes et ont l'avantage de ne pas contenir beaucoup de paramètres de réglage. Ici, seules les données de pluies, de débits, d'ETP ainsi que la superficie du bassin versant sont requises. Nous allons utiliser les modèles : GR1A et GR2M dont l'objectif est de déterminer les paramètres caractéristiques de chacun de ces modèles pour le bassin versant d'Oued Rhumel-Smendou, et voir lequel de ces modèles est le plus adéquat et performant pour notre bassin versant.

### IV.1. Modélisation Par Corrélation (Précipitations - Lames d'eau Ecoules)

#### IV.1.1. Corrélation annuelle :

Avant l'application du modèle du Génie Rural, annuel et mensuel nous avons essayé une corrélation simple entre les précipitations et les lames d'eau écoulées du bassin Oued Rhumel Smendou.

Le tableau : montre les différents résultats du coefficient de détermination et les modèles qui relient les paramètres pluies- débits.

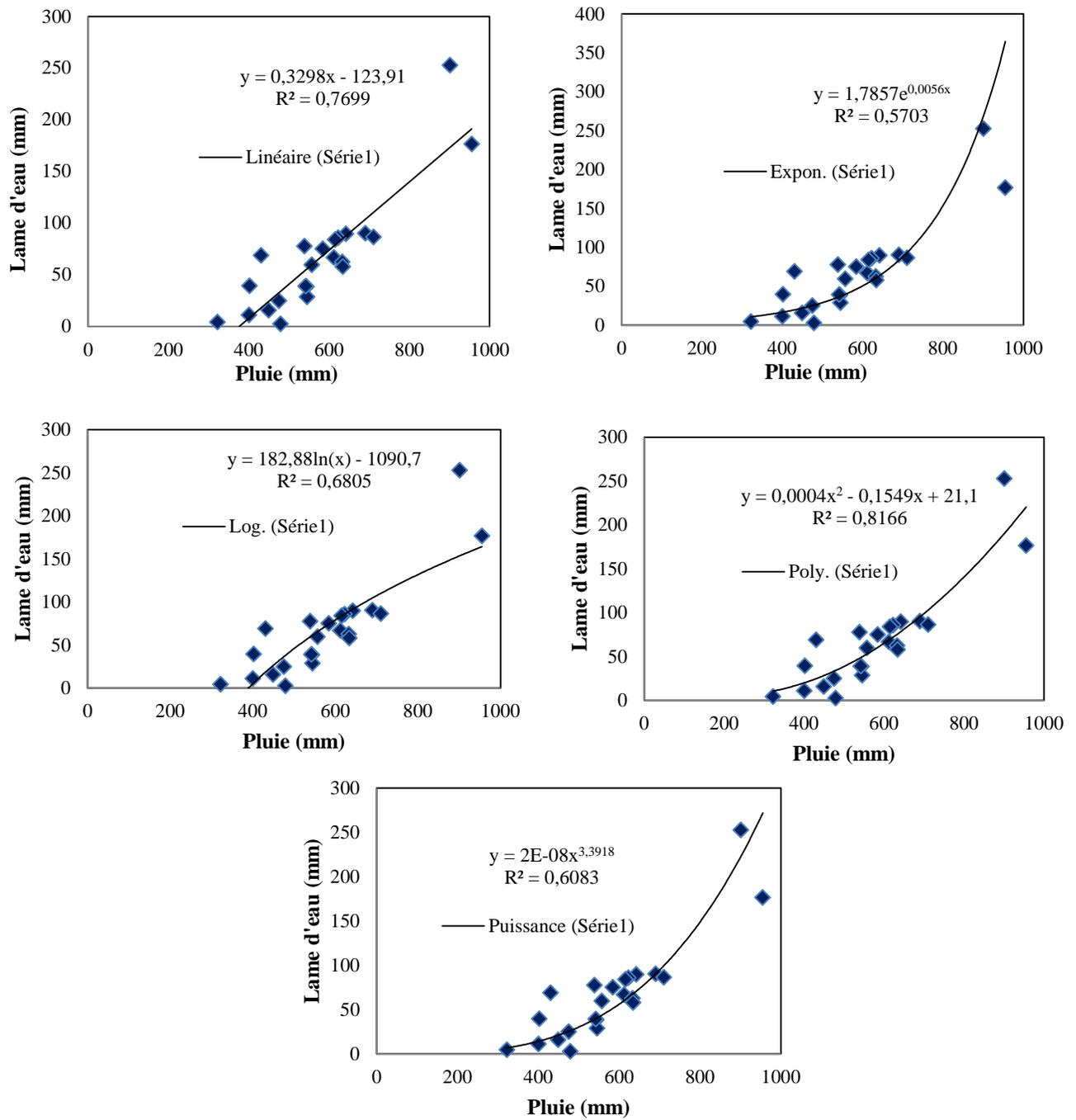


Figure 30 : Corrélation Pluie-Débit au pas de temps annuel (1988-2011).

**Tableau 21** : Résultats des différentes corrélations entre les deux paramètres pluie et la lame d'eau écoulée annuelle (1988/2011).

Type de regression	Station BOUCHDIRA
<b>Linéaire</b>	$y = 0,329x - 123,9$ $R^2 = 0,769$
<b>Exponentielle</b>	$y = 1,785e^{0,005x}$ $R^2 = 0,570$
<b>Logarithmique</b>	$y = 182,8\ln(x) - 1090,$ $R^2 = 0,680$
<b>Polynomial</b>	$y = 0,000x^2 - 0,154x + 21,1$ $R^2 = 0,816$
<b>Puissance</b>	$y = 2E-08x^{3,391}$ $R^2 = 0,608$

La modélisation par corrélation entre les données annuelles (pluies et les lames d'eau écoulées) donne des coefficients de corrélation moyenne comprise entre 0.57 et 0.82 pour les différents types de relations choisies. Cependant la faiblesse des coefficients de corrélation peut expliquer par le fait que la lithologie du bassin provoque l'infiltration d'une partie des eaux de précipitation ce qui est responsable de la réduction du débit annuel d'écoulement par conséquence le coefficient de corrélation diminue.

IV.1.2. Corrélation mensuelle :

Nous avons utilisé des séries des données mensuelles sur une période de 1988 à 2011.

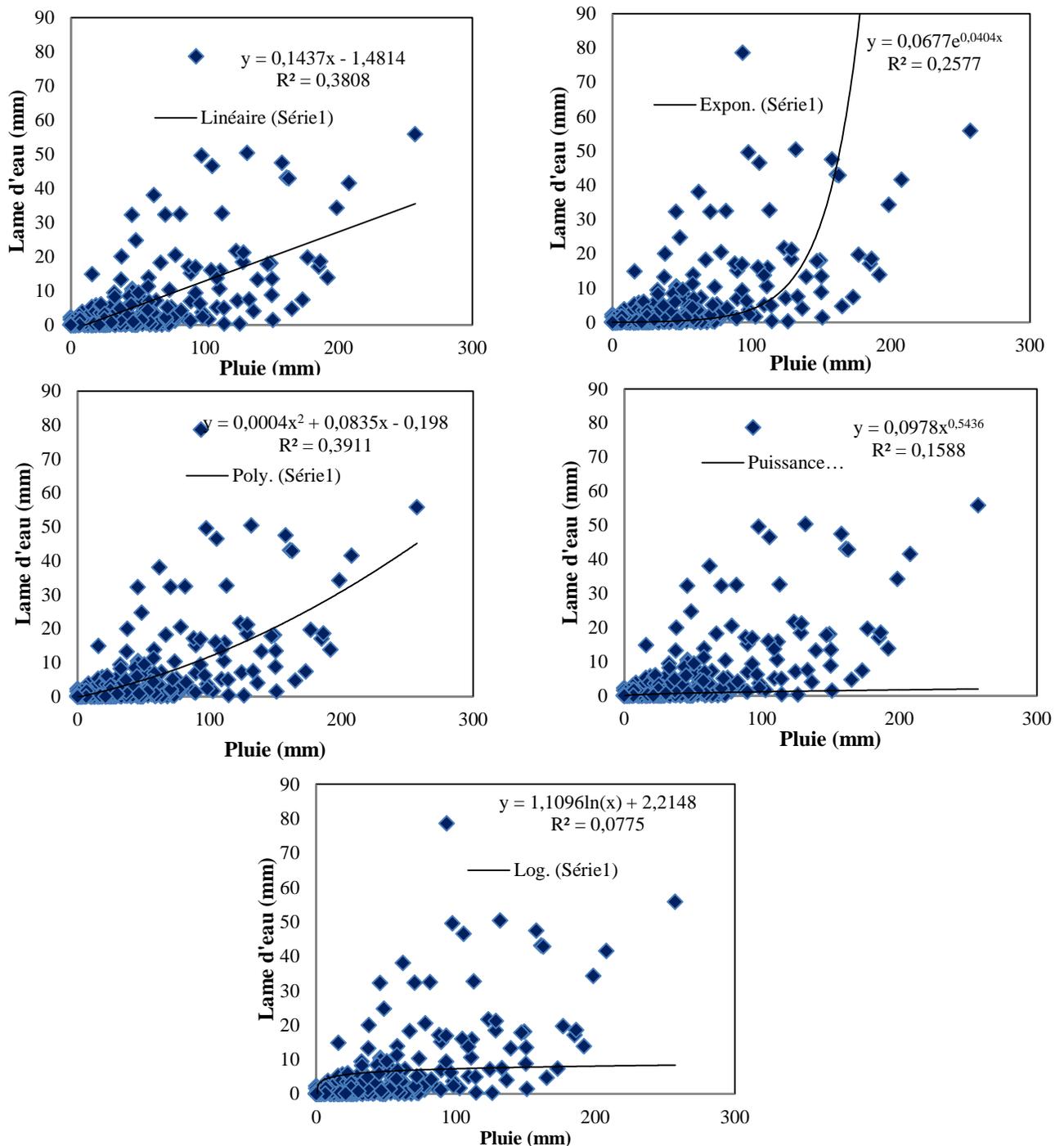


Figure 31 : Corrélation Pluie-Débit au pas de temps mensuel (1988-2010).

Le tableau 22, présente les différentes corrélations pluie et lame d'eau écoulée mensuelles. Les résultats obtenus, permettent de constater que la modélisation par corrélation mensuelle donne des coefficients de corrélation moyenne comprise entre 0.077 et 0.40 différents types de relations choisies.

**Tableau 22** : Résultats des différentes corrélations entre les pluies et les lames d'eau écoulées mensuelles (1988-2011).

Type de regression	Station BOUCHDIRA
<b>Linéaire</b>	$y = 0,143x - 1,481$ $R^2 = 0,380$
<b>Polynomial</b>	$y = 0,000x^2 + 0,083x - 0,198$ $R^2 = 0,391$
<b>Exponentielle</b>	$y = 0,067e^{0,040x}$ $R^2 = 0,257$
<b>Puissance</b>	$y = 0,097x^{0,543}$ $R^2 = 0,158$
<b>Logarithmique</b>	$y = 1,109\ln(x) + 2,214$ $R^2 = 0,077$

Les corrélations entre les pluies et les lames d'eau écoulées donnent des relations mensuelles non significatives avec des coefficients de corrélation inférieures à 0.5. Ceci peut s'expliquer par le fait que l'écoulement enregistré dans le mois K ne correspond pas forcément aux pluies tombées au même mois et que les écoulements de surface peuvent en effet être soutenus par les écoulements souterrains dus aux pluies du mois ou des mois précédents.

L'examen des tableaux (21,22) et les figures (29 et 30), montre que les corrélations entre les lames d'eau écoulées et les pluies donnent des coefficients de détermination ( $r$ ) au pas de temps annuel supérieur à ceux calculés au pas de temps mensuel. La fonction polynomiale reste tout de même la plus adaptée avec les différents pas de temps adoptés.

En effet, ces modèles sont trop simples et ne tiennent pas compte d'autres paramètres qui régissent l'écoulement en particulier les échanges avec l'atmosphère et les réservoirs souterrains.

Aussi et dans la suite du travail, nous proposons d'utiliser un modèle qui prendra compte de ces échanges.

## IV.2. Applications des Modèles

### IV.2.1. Modèle annuel GR1A :

Dans cette étude, pour prédire le débit à une année donnée, nous utilisons 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 (exprimes en lames d'eau écoulées) observer au niveau de la station d'EL KHENEG de 1988 au 2011.

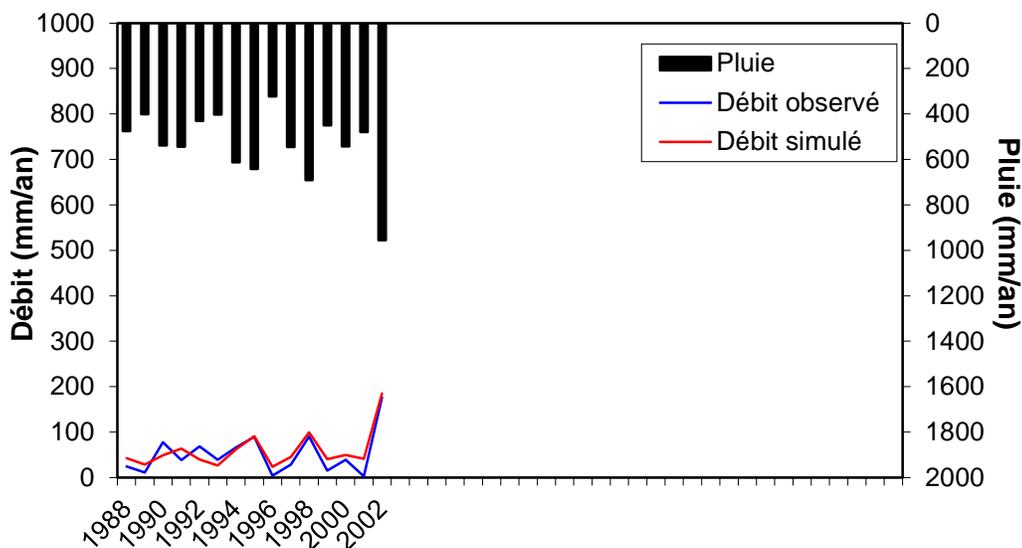
**IV.2.1.1. Calage du modèle :**

Le calage, du paramètre X (coefficient de correction de l'ETP) du modèle, a été réalisé à l'aide de l'Outil « Solveur » d'Excel sur une période allant de 1988 à 2002. Nous avons obtenu le meilleur calage avec des valeurs du paramètre X présentées dans le tableau 23.

La validation du calage est effectuée en appliquant le test de performance du modèle de coefficient de détermination R<sup>2</sup>.

**Tableau 23 : Résultat du calage du modèle GR1A.**

Données annuelles	ETP Thornthwaite			
Critères	X	Nash	Bilan	Coefficient de corrélation (R <sup>2</sup> )
El Kheneg (1988-2002)	1.30	79.4	113.0	0.819



**Figure 32 : Visualisation de la quantité du calage.**

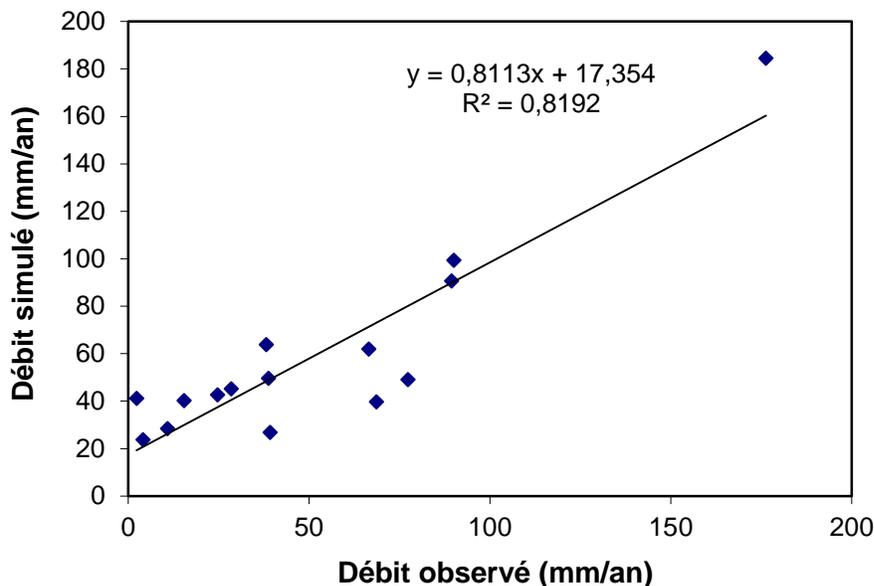


Figure 33 : Corrélation entre les débits observés et les débits estimés.

Au regard des valeurs des coefficients de détermination, le calage paraît correcte. La valeur de Nash après calage est satisfaisante. D’après les résultats (Tableau 24) et la superposition des débits simulés et calculés figure (31,32), nous pouvons dire que le modèle d’évapotranspiration calculée par la méthode de Thornthwaite donne un bon résultat.

Le critère de Nash après calage est 79.4%.Le coefficient de correction de l’évapotranspiration X est supérieur à 1, nous remarquons que le paramètre X traduit des échanges avec des nappes profondes.

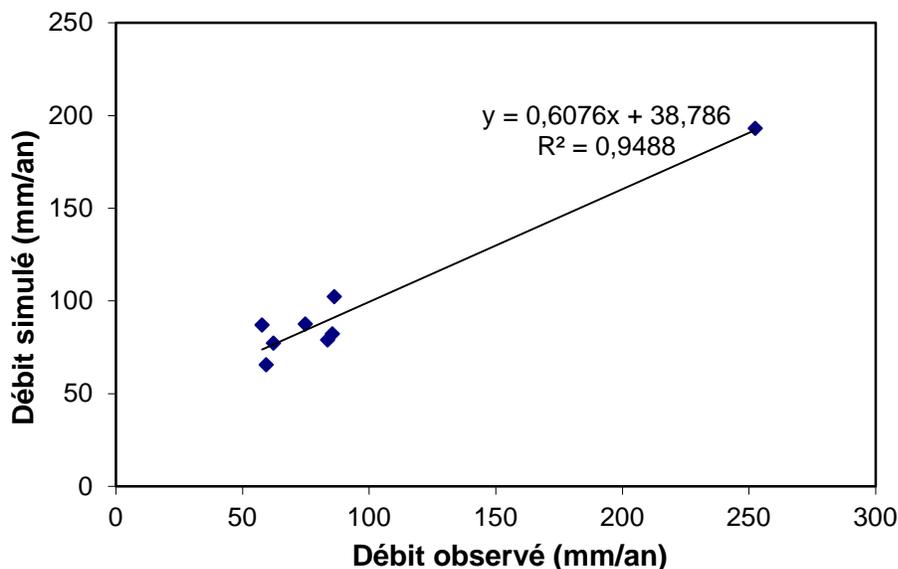
La superposition des deux graphes, des débits simulés et calculés (Figure 31), dénotent d’un bon calage du modèle.

**IV.2.1.2. Validation du modèle :**

La validation porte sur l'application des modèles sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage, elle est relative à la période (2003-2010). Le Tableau 24 et la Figure 33 présentent les résultats de cette validation.

Tableau 24 : Démonstration de la validation du modèle GRA1.

Données annuelles	ETP (Thornthwaite)
	Coefficient de corrélation (R <sup>2</sup> )
El kheneg	0,948



**Figure 34 :** Validation du modèle GR1Asur les données annuelles.

Nous avons obtenu un très bon coefficient de corrélation  $R^2 = 0.95$  (Figure 33), ceci veut dire que notre modèle GRA1 est validé.

#### **IV.2.2. Modèle Mensuel GR2M :**

Le modèle GR2M est un modèle à deux paramètres optimisables : X1, capacité du réservoir de production (mm) ; X2, coefficient d'échanges souterrains (mm).

Le modèle est à pas de temps mensuel. Il fonctionne autours de deux réservoirs, un de production(ou réservoir sol) gère, en fonction de son taux de remplissage, la part de pluie qui se transforme en pluie nette, et un de routage, associé à un hydrogramme unitaire, permet d'étaler le temps de cette pluie nette pour obtenir le débit de sortie et sur lesquels les ajustements et interception se font différemment sur les entrées.

Pour prédire le débit a un mois donné, nous avons utilisé à l'entrée du modèle des valeurs des pluies mensuelles observées (mm), des ETP calculées par la méthode ANRH et Thornthwaite (mm) et des débits mensuels observes exprimes en lames d'eau écoulées (mm) de (1988-2011).

##### **IV.2.2.1. Calage du modèle :**

###### **IV.2.2.1.1. Résultats du calage du modèle mensuel en utilisant l'ETP de la méthode ANRH et Thornthwaite :**

Pour le calage des paramètres X1et X2 du modèle, nous avons utilisé l'Outil « Solveur » d'Excel sur une période allant de janvier 1994 à décembre 2010

Les résultats du calage, coefficient de détermination et le critère de Nash sont représentés sur le Tableau 25.

Tableau 25 : Représentation des résultats obtenus par l'utilisation de GR2M.

Critères El kheneg (1995-2000)		
ETP ANRH	X1	340.81
	X2	0.63
	Nash%	77.2
	Bilan%	103.2
	R0	30
	R <sup>2</sup>	0.750
ETP Thorntwaite	X1	297.93
	X2	0.48
	Nash%	72.8
	Bilan%	105.5
	R0	30
	R <sup>2</sup>	0.713

X1 : Capacité du réservoir de production (mm),  
 X2 : Paramètre d'échange (mm),  
 R0 : Niveau de remplissage initial (max : 60mm),  
 R<sup>2</sup> : Coefficient de corrélation.

IV.2.2.1.2. Résultats obtenus par le modèle GR2M avec l'ETP d'ANRH :

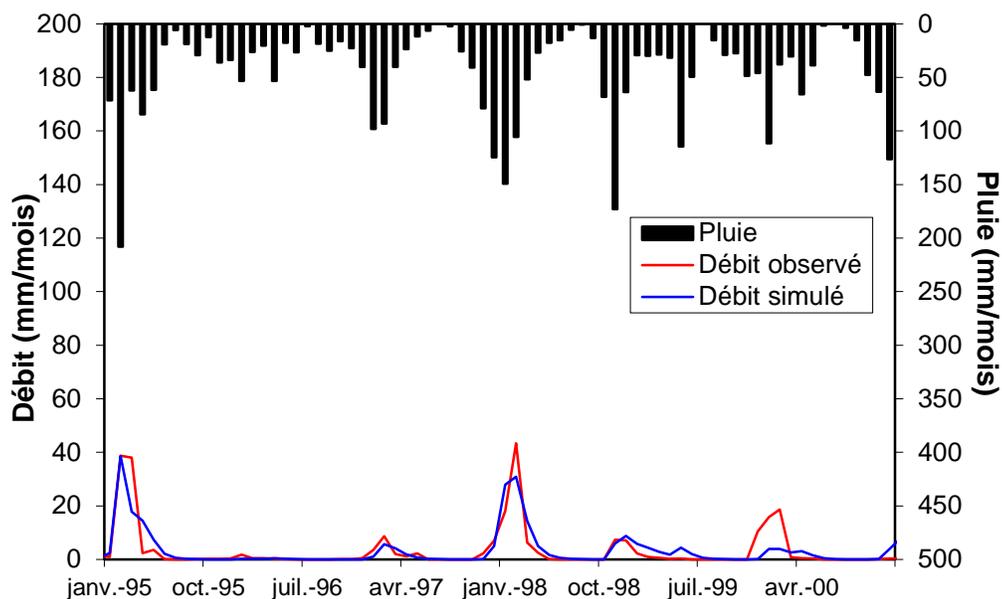


Figure 35 : Visualisation du résultat du calage (ANRH) de la transformation pluie en débit mensuels.

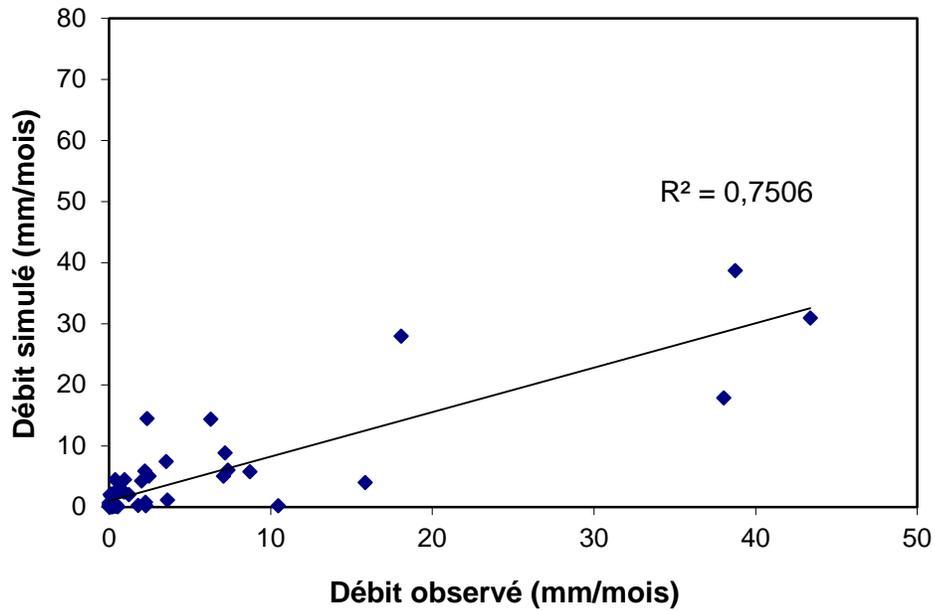


Figure 36 : Corrélation entre les débits observés et les débits simulés mensuelles.

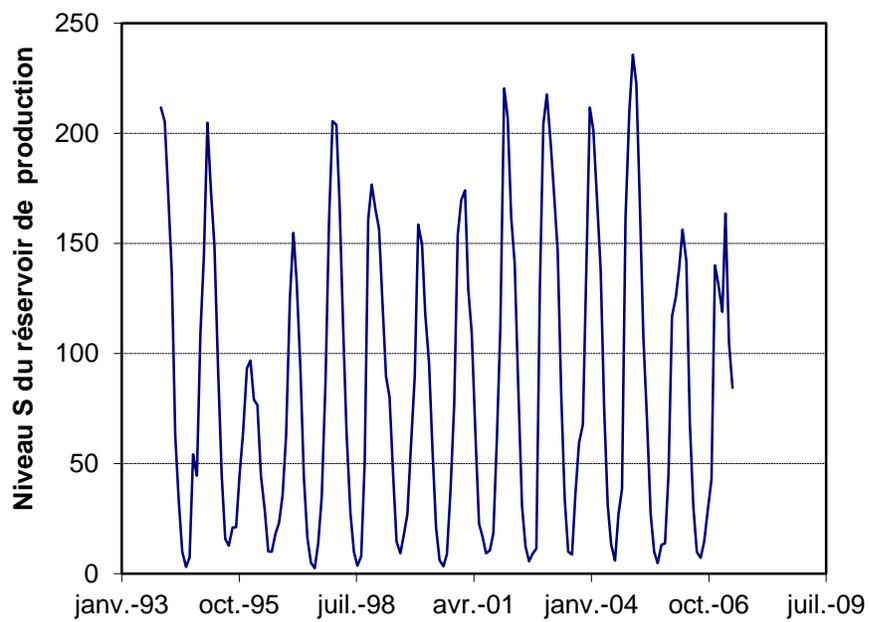


Figure 37 : Courbe du niveau S du réservoir de production.

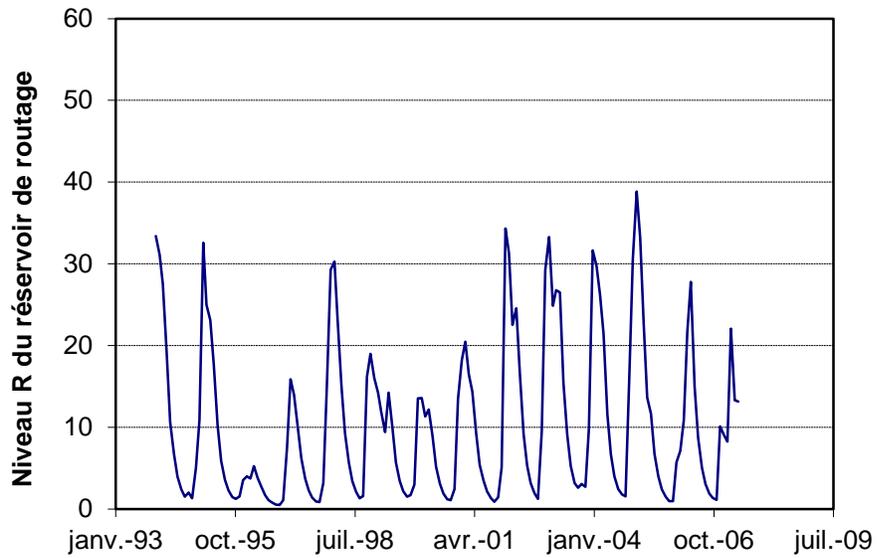


Figure 38 : Courbe du niveau R du réservoir de routage.

IV.2.2.1.3. Résultats obtenus par le modèle GR2M avec l’ETP de Thornthwaite :

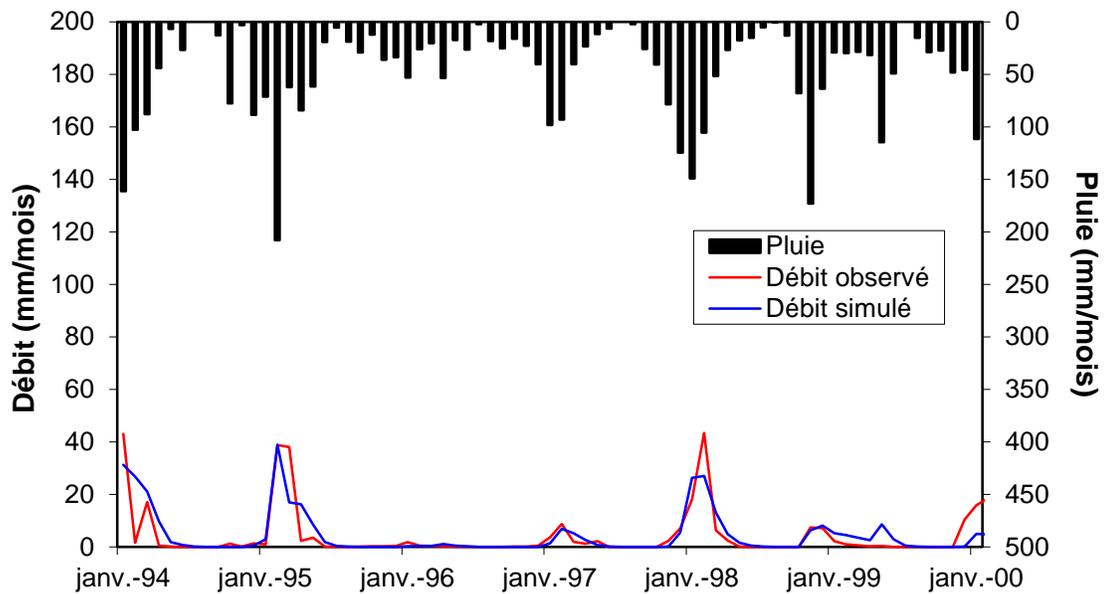


Figure 39 : Visualisation du résultat du calage (Thornthwaite) de la transformation pluie en débit mensuels.

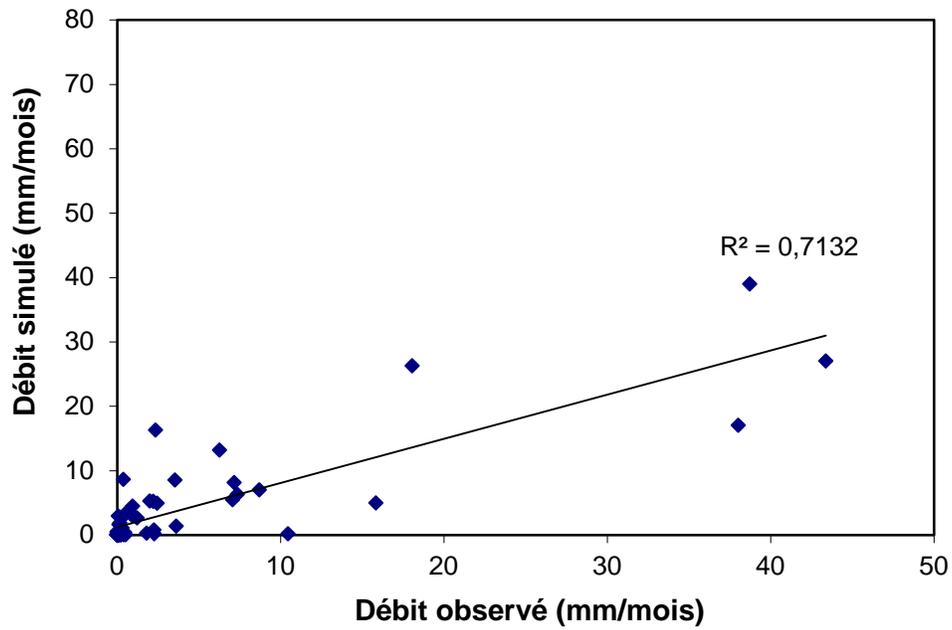


Figure 40 : Corrélation entre les débits observés et les débits simulés mensuelles.

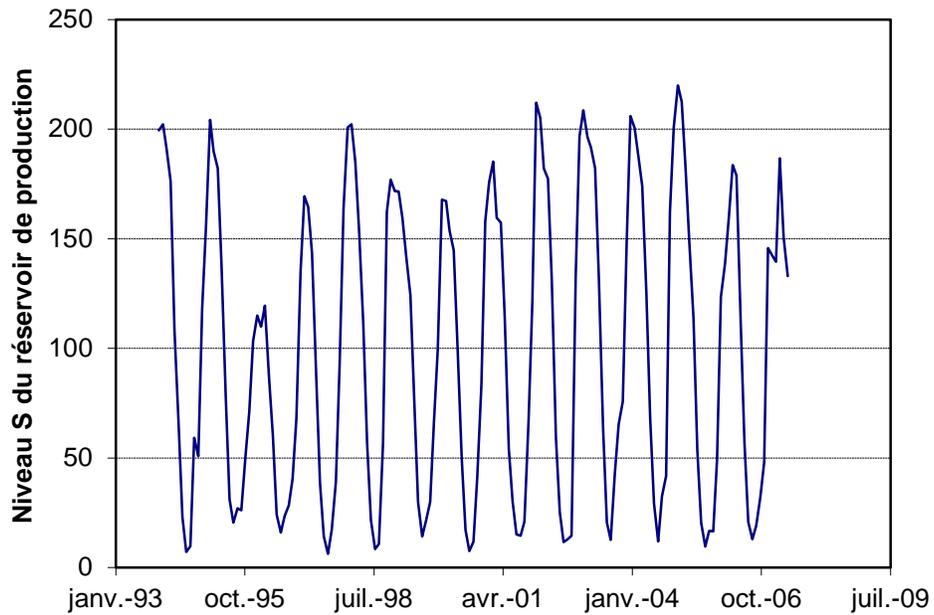
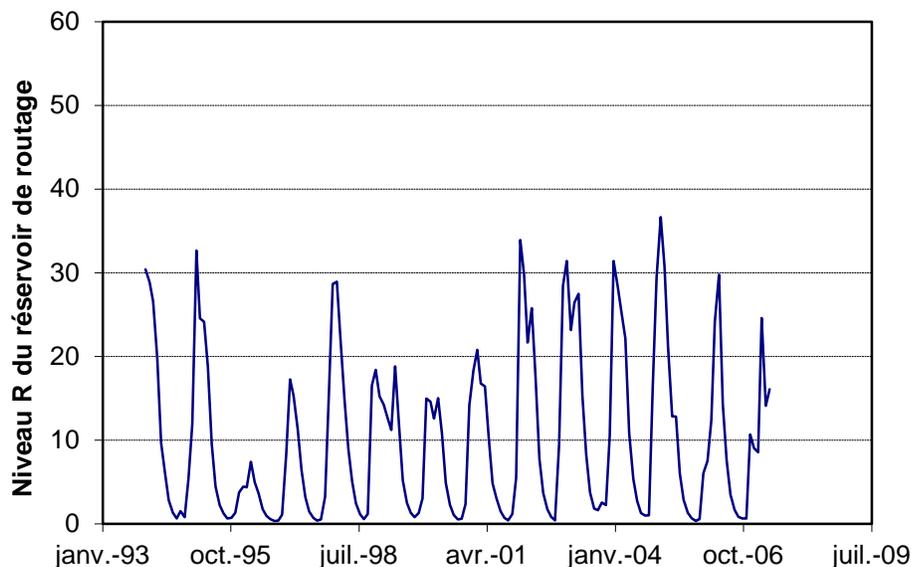


Figure 41 : Courbe du niveau S du réservoir de production.



**Figure 42 :** Courbe du niveau R du réservoir de routage.

D'après les valeurs du critère de Nash et les coefficients de détermination obtenus par les deux formules de l'ETP (ANRH et Thornthwaite), ainsi que la bonne superposition des courbes des débits observés et les débits simulés, le calage paraît correct.

La variabilité mensuelle de l'écoulement est plus importante que celle annuelle, traduit par l'effet de compensation statistique qui règle la moyenne annuelle. Cette irrégularité des débits mensuels se traduit dans le modèle par le niveau de réservoir de production.

La capacité du réservoir de production est assez modérée. Elle varie selon l'ETP de Thornthwaite, entre 6.27 et 219.90 mm, et entre 3.04 mm et 235.65 mm selon l'ETP de la formule ANRH.

De même, la capacité du réservoir de routage est aussi assez modérée, elle varie entre 0.6 mm et 36.67 mm selon l'ETP de Thornthwaite, et entre 0.54 mm et 38.85 mm selon l'ETP de la formule ANRH.

#### IV.2.2.2. Validation du modèle :

Pour la validation du modèle de nouvelles données des précipitations et d'évapotranspiration correspondant à la période de janvier 2001 à décembre 2002 et qui n'ont pas été utilisées lors du calage sont introduites. Le calcul est lancé en prenant pour les paramètres X1 et X2 les valeurs optimisées lors du calage. Les valeurs des débits issues du modèle sont alors comparées aux valeurs observées par corrélation linéaire simple.

Tableau 26: Coefficients de corrélation entre les débits simulés et calculés au cours de la validation.

Données mensuelles	Coefficient de corrélation (R <sup>2</sup> )	
	ETP (ANRH)	ETP (Thornthwaite)
El kheneg	0.864	0.861

Nous avons obtenu un bon coefficient de corrélation R<sup>2</sup> = 0.864 avec la formule de l'ETP de l'ANRH et une valeur de R<sup>2</sup>=0,861 pour la formule de l'ETP de Thornthwaite, ceci permet de déduire que les modèles mensuels sont bien calés.

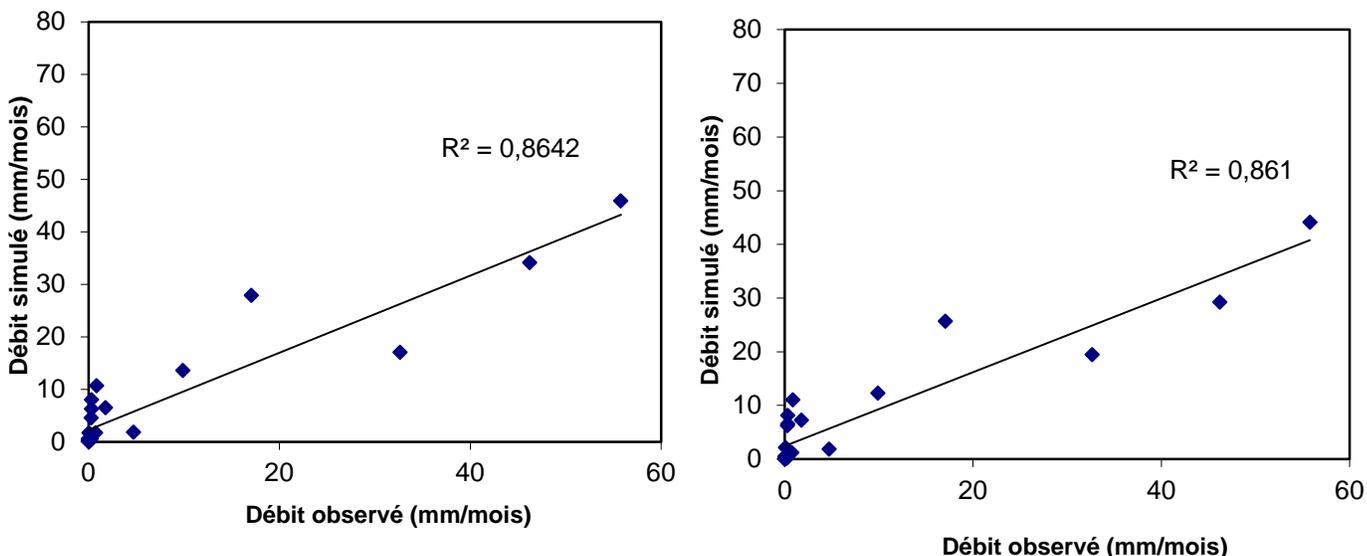


Figure 43 : Validation du modèle GR2M selon l'ETP respectivement de l'ANRH et Thornthwaite.

IV.2.2.3. Résultats de L'erreur absolue moyenne (MAE : Mean Absolute Error) :

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |Q_{sim} - Q_{obs}|$$

Tableau 27 : L'erreur absolue moyenne (MAE : Mean Absolute Error).

	Calage		Validation	
	ANRH	Thornthwaite	Thornthwaite	ANRH
MAE	0.40	0.54	0.46	1.24

## IV.2.2.4. Résultats de La racine de la moyenne des erreurs quadratique notée RMSE:

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{sim} - Q_{obs})^2}{n}}$$

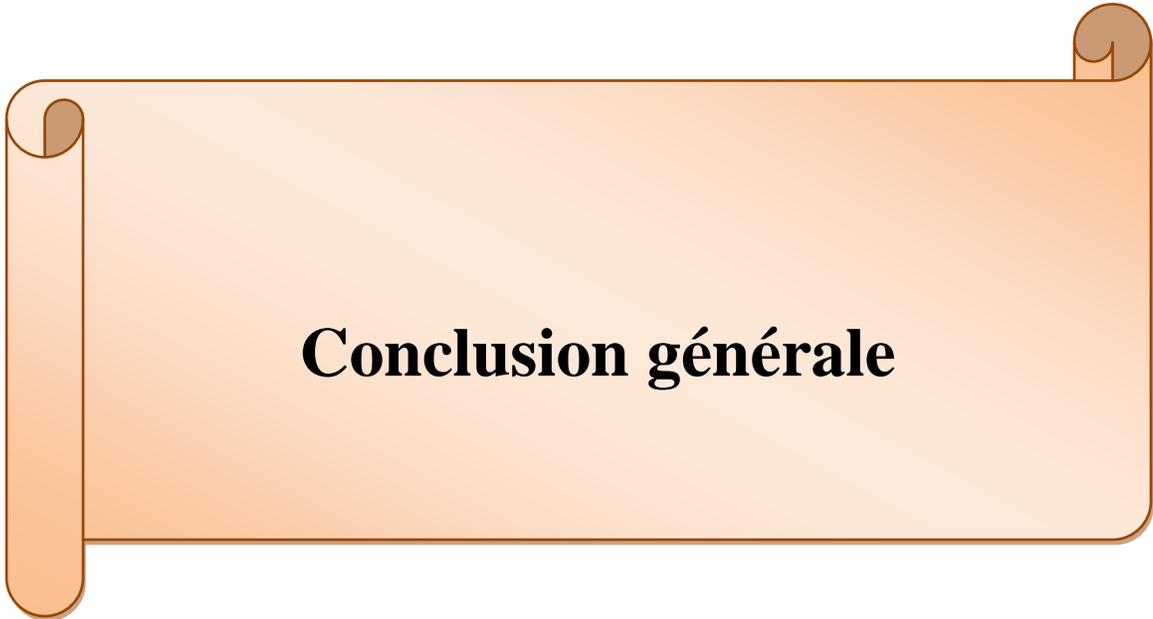
Tableau 28 : racine de la moyenne des erreurs quadratique notée RMSE.

	Calage		Validation	
	ANRH	Thorntwaite	Thorntwaite	ANRH
<b>RMSE</b>	5.65	7.64	2.71	8.49

La modélisation de la relation pluie-débit par l'utilisation du modèle de GR, présente aux pas de temps annuels et mensuels des résultats pleinement satisfaisants pour les deux formules de l'ETP.

on constate que l'hydrogramme des débits simulé (calculé) est plus proches au débits observé avec une extrapolation entre les deux, mais on a quelque période caractérisé par des piques (crues), les périodes des crues ne sont bien représentées tout au long de notre période de simulation et à l'autre c'est des minimas (parce que le modèle GR2M ne simule pas les crues), les périodes d'étiages pendant quelque mois, dû à la faible précipitation moyenne mensuelle. On note aussi un décalage entre le débit simulé et le débit observée.

L'observation des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe, ainsi que les valeurs de corrélation pour les différents pas de temps en visages sont supérieures à 70% en calage comme en validation, ce qui traduit la performance et la robustesse du modèles GR sur le bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou.



**Conclusion générale**

### Conclusion Générale

Chaque point d'un cours d'eau permet de définir un bassin versant, et les débits observés en ce point sont directement liés aux précipitations tombées sur ce bassin. A partir des observations faites en quantifiant la pluie tombée, en arrivant à reproduire la réponse en débit du bassin. La simulation hydrologique du bassin versant, décrite comme la transformation de la pluie en débit passe par l'utilisation d'un modèle hydrologique.

Le passage de la pluie au débit reste un problème complexe mais demande pour une utilisation simple un nombre de paramètres limité. La modélisation conceptuelle permet de limiter le nombre de paramètres entrant en jeu dans le modèle mais renonce à une connaissance minutieuse des différents phénomènes.

L'objectif principal de notre étude étant de simuler la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant pour reproduire au mieux son comportement global face à une série chronologique de données pluviométriques.

Notre étude a été menée sur le bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou qui draine une superficie de 1089 Km<sup>2</sup>. Du point de vue morphologique, La forme de notre bassin est allongée, avec un relief fort ce qui encourage le déclenchement de tous les processus d'abrasion.

Le régime climatique régnant au niveau du bassin versant l'Oued Rhumel-Smendou, est un climat semi-aride avec hiver froid et été chaud et sec.

L'étude climatique nous a permis d'évaluer les principaux paramètres climatiques qui constituent les entrées des modèles hydrologiques GR.

L'analyse hydrologique s'appuie sur les données de la station pluviométrique El Kheneg. L'examen de la série des précipitations pour la période (1988 à 2012) a révélé une pluviométrie moyenne est de 576.87mm.

La lame d'eau moyenne écoulée sur l'ensemble du bassin versant a été estimée à 66.65mm et la température moyenne annuelle est de 15.61°C pour la période 1990/2012.

La détermination de l'évapotranspiration moyenne annuelle par la méthode Thornthwaite est de 838.32mm.

En ce qui concerne la modélisation par corrélation entre les pluies et lames d'eau écoulées au pas de temps annuel, l'ajustement du nuage de points à partir des essais de régression, a montré qu'il existe une meilleure corrélation entre la pluie annuelle et la lame d'eau écoulée annuelle par rapport aux pas de temps mensuels. Toute fois ces corrélations restent non significatives et ne peuvent être utilisées comme modèle de prévision ou de prédiction des écoulements pour notre bassin.

A cet effet, nous avons opté dans cette étude pour le modèle hydrologique GR, comportant peu de paramètres et pouvant rendre compte du comportement hydrologique de notre bassin.

Ce modèle est de type globale, dont les paramètres d'entrées sont les précipitations, d'ETP (calculée par deux méthodes différentes celles de l'ANRH et celle de Thornthwaite) ainsi que

la superficie du bassin versant et le paramètre de sortie est constitué par les lames d'eau écoulées.

La modélisation Pluie-Débit par l'application du modèle GR s'avèrent intéressantes et donnent des résultats appréciables à savoir :

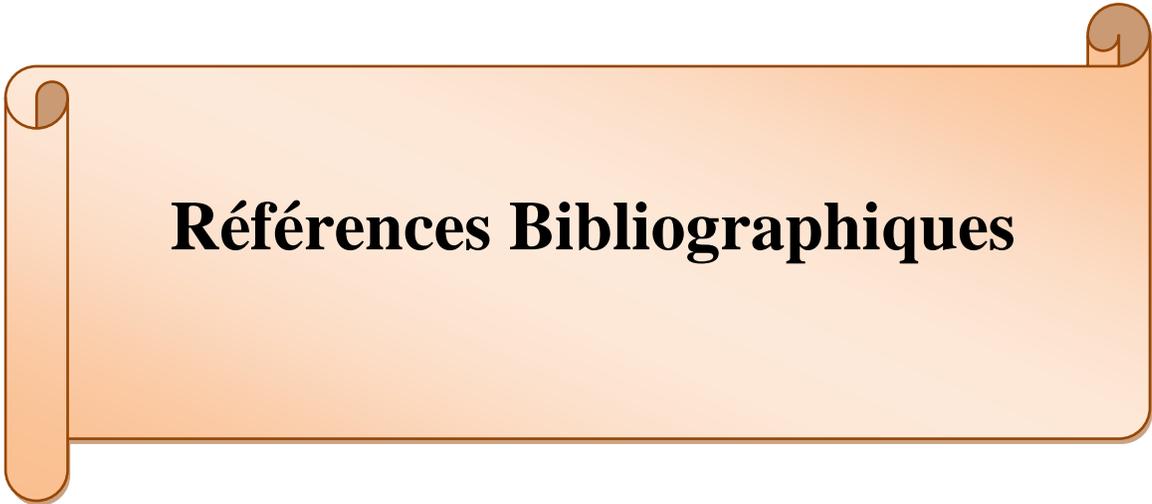
1- Pour le GR1A, au pas de temps annuel (modèle à un seul paramètre de calage), la valeur du critère de Nash obtenue est bonne, elle est 79.4%. Le bilan est assez équilibré, ainsi que le coefficient de corrélation  $R^2 = 0.82$ .

2- Pour le GR2M, au pas de temps mensuel (modèle à deux paramètres de calage), les valeurs du critère de Nash obtenues sont bonnes, elles sont comprises entre 77.2% pour la méthode dite ANRH et 72.8% pour la méthode Thornthwaite. Le bilan reste assez équilibré.

Toutefois, l'évapotranspiration déduite de la formule dite ANRH donne de meilleurs résultats que celle de Thornthwaite.

Bien que les résultats de simulation obtenus par l'application des modèles GR1A et GR2 M sur le bassin versant de l'Oued Rhumel-Smendou soient satisfaisants, il reste difficile à les appliquer pour une longue série chronologique. En effet l'insuffisance de stations pluviométriques bien réparties sur l'ensemble du bassin influe sur la qualité des données d'entrée au modèle, et par conséquent sur la qualité du calage et de validation. Aussi, la modélisation des phénomènes extrême reste difficile.

Pour une poursuite des études hydrologiques approfondies dans cette région, nous suggérons d'établir d'autres modèles sur la région d'étude, et faire la comparaison avec les modèles GR déjà appliqués



## **Références Bibliographiques**

### Références Bibliographiques

- [1] **Andréassian, V.**, 2005. Pourquoi les rivières débordent-elles ? "Les Petites Pommes du Savoir". Editions Le Pommier, 63 p.
- [2] **Champion, M.**, 1858. Les inondations en France du VI<sup>e</sup> au XVIII<sup>e</sup> siècle, 6 Vol., 3000 pp., Paris, Dunod, 1854-1864, rééd. Cemagref, 2001.
- [3] **Goubet, A.**, 1997. Les crues historiques de la Seine à Paris, le risque de crue en région Parisienne. In: Société Hydrotechnique de France (Editor), Colloque d'hydrotechnique -155<sup>e</sup> session du comité scientifique et technique. Société Hydrotechnique de France, Paris.
- [4] **Coulibaly, P., F. Anctil, and B. Bobfe**, 1999. Hydrologic forecasting using artificial neural networks: state of the art (in French), *Can. J. Civ. Eng.*, 26(3), 293-304.
- [5] **Tangara, M.**, 2005. Nouvelle méthode de prévision de crue utilisant un modèle pluie-débit global. Thèse de Doctorat, EPHE, Paris, 374 pp.
- [6] **WMO.**, 1974. International Glossary of Hydrology. W.M.O. Publication No38, Geneva, W.M.O., Geneva.
- [7] **WMO.**, 1975. Intercomparison of Conceptual Models Used in Operational Hydrological Forecasting. Operational Hydrology Report No. 7, W.M.O., Geneva.
- [8] **WMO.**, 1983. Guide to Hydrological Practice, Vol. II: Analysis, Forecasting and other Applications, WMO-No.168, Geneva.
- [9] **Yang, X.**, 1993. Mise au point d'une méthode d'utilisation d'un modèle pluie-débit conceptuel pour la prévision des crues en temps réel. Thèse de Doctorat, ENPC/CERGRENE, 350 p.
- [10] **Klemeš, V.**, 1982. Empirical and Causal Models in Hydrology. In: Studies in Geophysics: Scientific Basis of Water-Resource Management, National Academy Press, Washington, 95-104.
- [11] **Nemec, J.**, 1986. Design and operation of forecasting operational real-time hydrological system and an application to the Indus River basin. Kraijenhoff, D. A., and Moll, J. R., eds. *River Flow Modelling and Forecasting*, 316-317. Dordrecht: D. Reidel Publishing Company.
- [12] **Moulin, L.**, 2007. Prévision des crues rapides avec des modèles hydrologiques globaux : Application aux bassins opérationnels de la Loire supérieure: évaluation des modélisations, prise en compte des incertitudes sur les précipitations moyennes spatiales et utilisation de prévisions météorologiques; Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et des Forêts (Agro Paris Tech), 18-19 p.
- [13] **Roche, P.A.**, 1985. Guide de prévision des crues ; ministère chargé de l'environnement ; direction des pollutions et des risques, 350p (tome 1).<sup>2</sup>

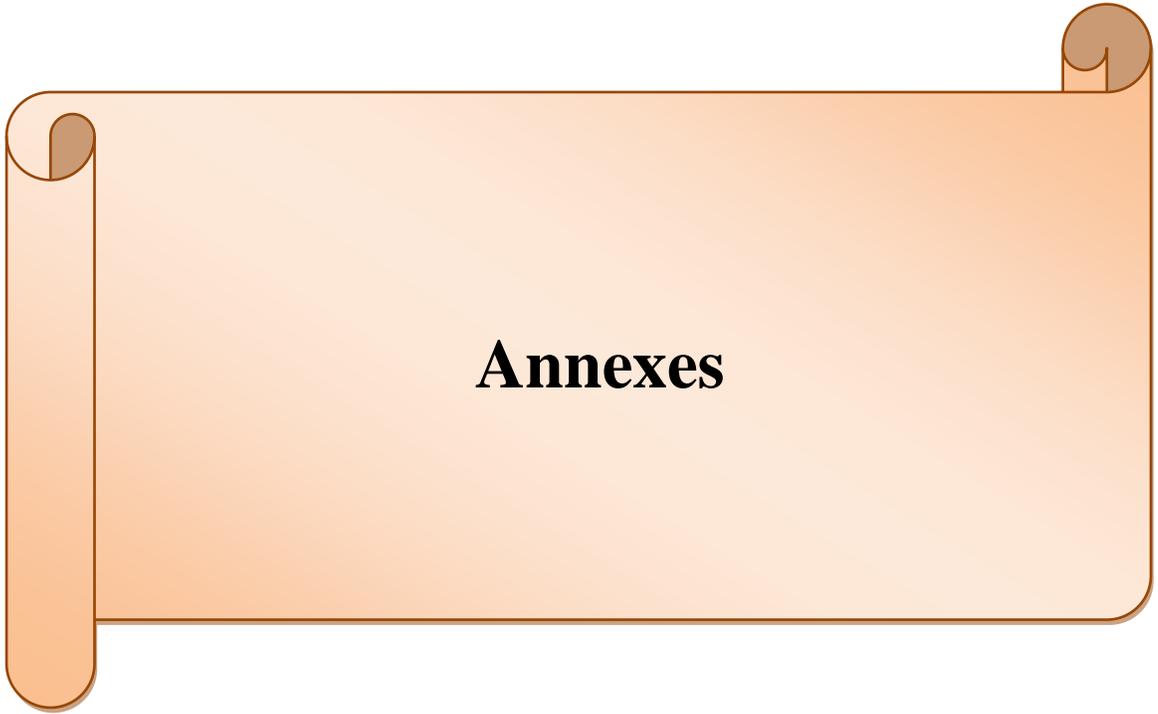
- [14] **Vidal, J.J., Dupouyet, J.P., Murillo, T., Deltheil, T. et Boignard J.P.**, 1998. SOPHIE : Système Ouvert de Prévisions Hydrologiques Informatisées avec Expertise. 25ème journées de l'hydraulique, l'école française de l'eau au service du développement mondial. 9p.
- [15] **Ben Ali, N.**, 2000. L'annonce des crues en France. Synthèse Bibliographique. ENGREF, Centre de Montpellier, 11 p.
- [16] **Michel, C.**, 1987. Hydrologie appliquée aux petits bassins versants ruraux, Cemagref, Antony, 528 p.
- [17] **Ambroise, B.**, 1999. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant-Processus, Facteurs, Modèles. \*H\*G\*A\* (Ed.), Bucarest, 200 p.
- [18] **Perrin, C.**, 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. Thèse de Doctorat, INPG (Grenoble) / Cemagref (Antony), 530 pp.
- [19] **Todini, E.**, 2007. Hydrological catchment modelling: past, present and future. *Hydrology and Earth System Sciences*, 11(1), 468-482.
- [20] **Mathevet, T.**, 2005. Quels modèles pluie-débit globaux pour le pas de temps horaire? Développement empirique et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants. Thèse de Doctorat, ENGREF (Paris), Cemagref (Antony), France, 463 pp.
- [21] **Marsily, G.**, 1994. Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie.[Tribune libre]. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 7(3), 219-234.
- [22] **Cernesson F.**, 1993. Modèle simple de prédétermination des crues de fréquences courante à rare sur petits bassins versants méditerranéens. Thèse de doctorat, Université des sciences et technique du Languedoc. 240 p.
- [23] **Arnaud P.**, 1997. Modèle de prédétermination de crues basé sur la simulation. Extension de sa zone de validité, paramétrisation du modèle horaire par l'information journalière et couplage des deux pas de temps. Thèse de doctorat, Université des sciences et technique du Languedoc. 251 p.
- [24] **Dumas A.**, 2006. Méthode de maximisation : estimation des crues maximales probables (CMP). *La Houille Blanche*, n° 5, 74-79.
- [25] **Le Lay, M.**, 2006. Modélisation hydrologique dans un contexte de variabilité hydro-climatique. Une approche comparative pour l'étude du cycle hydrologique à méso-échelle au Bénin (Doctoral dissertation, Institut National Polytechnique de Grenoble-INPG).
- [26] **Jakeman, A.J. et Whitehead, P.**, 1996. Unit hydrograph methods and applications. *Hydrological Processes*, 10(6), 771-893.
- [27] **Duband, D., Obled, C., Rodriguez, J.Y.**, 1993. Unit hydrograph revisited: an alternate iterative approach to UH and effective precipitation identification. *Journal of Hydrology*, 150, 115-149.

- [28] **Abbott, M.B., Bathurst, J.C., Cunge, J.A., O'Connell, P.E. et Rasmussen, J.**, 1986. An introduction to the European Hydrological System - Système Hydrologique Européen 'SHE'. *Journal of Hydrology*, 87, 45-77.
- [29] **Coustau, M.**, 2011. Contribution à la prévision des crues sur le bassin du Lez : Modélisation de la relation pluie-débit en zone karstique et impact de l'assimilation de débits ; École Doctorale : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydro sciences et Environnement (SIBAGHE), 32- 33 p
- [30] **Franchini, M., Wendling, J., Obled, C. et Todini, E.**, 1996. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *Journal of Hydrology*, 175, 293-338.
- [31] **Fourmigué, P.**, 2005. Prévision des crues de la Savoureuse à Belfort. Référence: 18434-02 du 19/03/2003, DIREN Rhône Alpes DB-RMC, 215 p.
- [32] **Edijatno et Michel.**, 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres, *Houille Blanche*, N°2, 113-122.
- [33] **Moore, R.J.**, 2007. Transfer functions, noise predictors and the forecasting of flood events in real-time. *Statistical Analysis of Rainfall and Runoff*, V.P. Singh, ed., Water Resources Publications, 229-250.
- [34] **Wendling, J.**, 1988. Modélisation pluie-débit : comparaison d'approches conceptuelles/physico-déterministes, globales/semi-distribuées. Essai de prise en compte de la variabilité spatiale des pluies. (Application au bassin versant du Real Collobrieres), PhD Thesis, Institut Mécanique de Grenoble, France.
- [35] **Bourqui, M.**, 2008. Impact de la variabilité spatiale des pluies sur les performances des modèles hydrologiques, Thèse de doctorat, université de paris, 333p.
- [36] **Fortin J.P., Moussa R., Bocquillon C. et Villeneuve J.P.**, 1995. Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'information géographique. *Revue des Sciences de l'Eau*, 8: 97-124.
- [37] **Refsgaard, J.C.**, 1995. Validation and intercomparison of different updating procedures for real-time forecasting. *Nordic Hydrology*, 28, 65-84.
- [38] **Bouvier C., Fuentes Mariles G., Dominguez Mora R.**, 1994. MERCEDES, un modèle hydrologique d'analyse et de prévision de crues en milieu hétérogène. 23<sup>e</sup> Journées de l'Hydraulique - Congrès de la SHF, Nîmes (France), pp.257-260.
- [39] **Bouvier, Ch. and Delclaux, F.**, 1996. ATHYS: a hydrological environment for spatial modelling and coupling with a GIS, *Proceedings HydroGIS96*, Vienna, Austria, 19-28, IAHS publication no. 235.
- [40] **Estupina, Borrell, V., Chorda, J., and Dartus, D.**, 2004. Prévision des crues éclair, *Compt. Rendus Geosci.*, 337, 1109-1119.

- [41] **Vieux, B. E. and Bedient, P. B.**, 2004. Assessing urban hydrologic prediction accuracy through event reconstitution, *J. Hydrol.*, 299, 217–236.
- [42] **Madsen, H.**, 2000 - Automatic calibration of a conceptual rainfall-runoff model using multiple objectives. *Journal of Hydrology* **235** pp.276-288.
- [43] **Weisse, R. and F. Feser.**, 2003: Evaluation of a method to reduce un certainty in wind hindcasts performed with regional atmosphere models. *Coastal Eng.*, 48, 211–225.
- [44] **Ambroise, B.**, 1998. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles. \*H\*G\*A\* (Ed.), Bucarest, 200 p.
- [45] **Gaume E.**, 2002. Un parcours dans l'étude des phénomènes extrêmes en hydrologies. Mem. H.D.R., Ecole National des Ponts et Chaussées. 269 p
- [46] **Gaume E.**, 2007. Hydrology de versants et de bassin versant et modélisation pluie-débit (chapitre 2 et 3) école nationale des ponts et chaussées D.E.A science et technique de l'environnement ; 90p.
- [47] **Maftai C.P.**, 2002. Etude concernant les écoulements superficiels, modélisation spatialisée de l'écoulement sur le bassin versant de Voinesti-Roumani, 75 p.
- [48] <http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-hms/>
- [49] **Morin**, Le modèle hydrologique CEQUEAU, exemple d'utilisation, INRSEAU, Université du Québec.
- [50] **Andry.M, Christophe.H.**, 1998. Hydrology appliqué ;\*H\*G\*A (Ed), bucarest, 368p.
- [51] **Henine H.**, 2004, Interfaçage entre un modèle hydrologique et modèle hydrodynamique au sien d'un système d'information intégré sous web incluent les SIG ; mémoire de magister en hydraulique école nationale polytechnique, 114 p.
- [52] **Claudia Rojas Serna.**, 2005. Quelle connaissance hydrométrique minimale pour définir les paramètres d'un modèle pluie-débit ? Thèse de doctorat de L'ENGREF, 320 p.
- [53] **Makhlouf, Z.**, 1994. Compléments sur le modèle pluie-débit GR4J et essai d'estimation de ses paramètres, Thèse de Doctorat, Université Paris XI Orsay, France, 426p.
- [54] **Perrin, C., Michel, C., and Andréassian, V.**, 2003. Improvement of a parsimonious model for Stream flow simulation. *Journal of Hydrology*, 279(1–4):275 – 289.
- [55] **Edijatno E.**, 1991. Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur/ENGEES, Strasbourg, France, 242 p.
- [56] **Boudhraa.**, 2007. Modélisation pluie-débit a base géomorphologique en milieu semi-aride Rural tunisien : association d'approches Direct et inverse ; Thèse de doctorat en science agronomiques institut national agronomique de Tunisie 227p.

- [57] **Nascimento, N.O.**, 1995. Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'action anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle du bassin versant. Thèse de Doctorat, CERGRENE/ENPC, Paris, 550 pp.
- [58] **Edijatno, Nascimento, N.O., Yang, X., Makhlouf, Z. et Michel, C.**, 1999. GR3J: a daily watershed model with three free parameters. *Hydrological Sciences Journal* 44(2), 263-277.
- [59] **Perrin, C.**, 2002. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. *La Houille Blanche* (6/7), 84-91.
- [60] **ANDREASSIAN V., CHARLES P., CLAUDE M.**, 2007. Modèles hydrologiques du Génie Rural (GR)-Cemagref, UR Hydro systèmes et Bioprocédés, 16 p.
- [61] **A. Mouslim, H.Mezaache, et al.** Etude climatique et morphométriques du bassin versant de l'Oued El Rhumel Nord Est Algérien-Mila, Projet de Fin d'étude en Hydraulique. Centre universitaire de Mila, Institut des Sciences et de Technologie, 2014,42P.
- [62] **MELGHIT MERIEM.** Qualité physico-chimique, pollution organique et métallique des compartiments Eau / Sédiments de l'Oued Rhumel, et des barrages Hammam Grouz et Beni Haroun, Mémoire de Magistère en Ecologie. Université Mentouri de Constantine, Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie, 2006.175P.
- [63] **MEBARKI A.**, 2005. Hydrologie des bassins de l'Est Algérien : Ressources en eau, aménagement et environnement, Thèse de doctorat d'état, Université de Mentouri Constantine.
- [64] **Agence National des Ressources Hydraulique.**, 2005. Carte du réseau hydroclimatologique et de la surveillance de la qualité des eaux, Echelle 1 :500 000.
- [65] **Mouelhi S.**, 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat, ENGREF, Cemagref Antony, France, 323 pp.
- [66] **Sossou.**, 2011. Calage et validation des modèles hydrologiques GR4J et GR2M sur le bassin du Bafing en amont de Bafing-Makana : vers l'étude de l'impact du climat sur les ressources en eau de la retenue de Manatali. Journées scientifiques du 2iE, 6ème édition 2011, Compus 2iE Ouagadougou, 6 p., 4 fig.
- [67] **Kabouya, M.**, 1990. Modélisation pluie-débit aux pas de temps mensuel et annuel en Algérie septentrionale. Thèse de Doctorat, Université Paris Sud Orsay, 347 p.
- [68] **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.
- [69] **Makhlouf, Z. et Michel, C.**, 1994. A two- parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology* 162, 299-318.

- [70] **S. Mouelhi, C. Michel, C. Perrin & V. Andréassian.**, Stepwise development of a two parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology* 318 (1-4), 200-214, 2006b.
- [71] **Anderson, M.P. and Woessner, W.W.**, 1992. *Applied Groundwater Modeling—Simulation of Flow and Advective Transport*. Academic Press, Inc., San Diego, CA, 381 p.
- [72] **Kingumbi, A., Bargaoui, Z., Ledoux, E., Besbes, M., & Hubert, P.**, 2006. Modélisation hydrologique stochastique d'un bassin affecté par des changements d'occupation: cas du Merguellil en Tunisie centrale/Hydrological stochastic modelling of a basin affected by land-use changes: case of the Merguellil basin in central Tunisia. *Hydrological Sciences Journal/Journal des Sciences Hydrologiques*, 52(6), 1232-1252.
- [73] **Benkaci, T. Aïssolah, N. Dechemi.**, 2001. Modélisation des débits mensuels par les modèles conceptuels et les systèmes neuro-flous. *REVUE DES SCIENCES DE L'EAU, Rev. Sci. Eau* 16/3(2003) 407-424.
- [74] **Nash, J.E., Sutcliffe, J.V.**, 1970. River flow forecasting through conceptual models part I \_A discussion of principles. *J. Hydrol.* 10, 282–290. doi: 10.1016/0022 1694(70)90255-6.
- [75] **Xanthoulis D.**, 1985. Modélisation mathématique des débits d'étiage des cours d'eau. Th. Doct. Faculté des sciences agronomiques de Gembloux.
- [76] **Willmott, C.J.**, 1981. On the validation of models. *Physical Geography*, 2(2), 184-194.
- [77] **Willmott, P., Bramhall, M. and Radley, K.** 2012. Engineering and Design Educators Network (EDEN) Seminar Series [online], <http://cede.lboro.ac.uk/eden.html> (Accessed 13 March 2012).



## **Annexes**

## Annexes

## Annexe I : Données et résultats du modèle GR1A.

Calage				
Année	Pluie (mm)	Débit (mm)	Thornthwaite	
			ETP (mm)	Débit simulé (mm)
1988	475,3	24,69	839,94	42,51
1989	400,7	10,87	821,46	28,28
1990	538,9	77,36	836,54	49,02
1991	543,7	38,22	785,78	63,70
1992	430,7	68,66	776,61	39,59
1993	402,2	39,22	824,68	26,73
1994	612,6	66,52	869,91	61,83
1995	642,3	89,38	819,37	90,55
1996	322,5	4,16	795,35	23,65
1997	545,3	28,49	849,56	45,11
1998	690,3	89,99	826,37	99,26
1999	449,5	15,45	886,64	40,15
2000	542,1	38,84	862,79	49,53
2001	479,2	2,36	866,66	41,08
2002	955,3	176,30	855,85	184,40

Validation				
Année	Pluie (mm)	Débit (mm)	Thornthwaite	
			ETP (mm)	Débit simulé (mm)
2003	710,6	86,24	883,83	102,31
2004	901,4	252,53	826,98	193,04
2005	584,4	74,85	846,76	87,42
2006	632,3	62,31	873,78	77,15
2007	634,2	57,71	834,18	86,93
2008	622,7	85,57	844,40	82,10
2009	557,2	59,40	833,96	65,54
2010	615,4	83,72	820,00	78,96

## Annexe II : Données et résultats du modèle GR2M

Calage						
Mois	Pluie (mm)	Débit (mm)	ANRH		Thornthwaite	
			ETP (mm)	Débit simulé (mm)	ETP (mm)	Débit simulé (mm)
janv-94	161,3	43,07	33,27	41,99	13,61	31,22
févr-94	102,82	1,54	44,28	33,43	15,68	26,75
mars-94	88,1	17,12	79,58	23,29	30,58	21,11
avr-94	44	0,50	86,89	8,97	27,18	9,74
mai-94	6,9	0,09	163,59	2,29	96,90	1,88
juin-94	26,8	0,05	182,00	0,85	121,98	0,71
juil-94	0	0,02	210,59	0,28	166,82	0,14
août-94	0	0,00	203,85	0,10	179,67	0,03
sept-94	12,8	0,00	132,93	0,04	108,85	0,01
oct-94	77,7	1,21	81,11	0,07	60,57	0,04
nov-94	3,2	0,10	46,40	0,03	33,51	0,01
déc-94	88,6	1,31	28,92	0,46	14,56	0,54
janv-95	71,4	0,94	27,90	2,42	10,64	2,97
févr-95	207,9	38,73	50,07	38,67	23,11	38,96
mars-95	62,1	38,02	67,71	17,85	24,50	17,00
avr-95	84,4	2,35	93,90	14,46	35,62	16,26
mai-95	61,5	3,54	152,49	7,39	89,13	8,53
juin-95	19,1	0,17	177,61	2,10	120,48	1,83
juil-95	5,7	0,00	204,80	0,64	161,01	0,36
août-95	18,9	0,00	176,32	0,23	139,78	0,09
sept-95	29,1	0,10	121,38	0,09	95,14	0,03
oct-95	12,3	0,24	80,69	0,04	63,80	0,01
nov-95	36,1	0,23	42,72	0,03	31,20	0,01
déc-95	33,8	0,40	35,10	0,04	24,97	0,03
janv-96	53,2	1,80	38,64	0,22	23,00	0,25
févr-96	26,3	0,46	36,84	0,29	13,09	0,36
mars-96	20,3	0,43	73,64	0,25	30,88	0,35
avr-96	53,4	0,31	100,90	0,50	43,13	1,05
mai-96	17,5	0,15	139,17	0,25	77,70	0,45
juin-96	26,5	0,05	161,54	0,13	103,68	0,24
juil-96	2,3	0,00	197,57	0,05	152,42	0,05
août-96	18,4	0,00	183,53	0,02	151,32	0,02
sept-96	25,2	0,04	114,02	0,01	86,89	0,01
oct-96	16,2	0,13	71,40	0,00	52,72	0,00
nov-96	22,8	0,15	44,87	0,00	36,07	0,00
déc-96	40,3	0,53	33,69	0,02	24,46	0,02

## Annexes

janv-97	98,2	3,62	35,96	1,07	17,09	1,34
févr-97	93,2	8,71	47,59	5,72	19,29	6,97
mars-97	40,3	2,01	68,30	4,23	23,11	5,27
avr-97	23,6	1,22	100,90	1,96	38,70	2,64
mai-97	11,6	2,25	165,07	0,71	100,36	0,77
juin-97	6,4	0,06	199,53	0,25	146,66	0,18
juil-97	0	0,00	201,91	0,09	155,26	0,04
août-97	2,1	0,00	181,57	0,03	145,61	0,01
sept-97	25,8	0,00	122,95	0,01	95,15	0,00
oct-97	40,8	0,04	80,69	0,01	61,43	0,00
nov-97	78,7	2,28	43,33	0,18	30,21	0,19
déc-97	124,5	7,07	30,05	4,98	16,70	5,48
janv-98	149,2	18,07	31,93	27,90	14,53	26,28
févr-98	105,6	43,38	43,46	30,90	17,39	26,99
mars-98	51,7	6,28	70,08	14,35	26,51	13,15
avr-98	26,7	2,46	107,91	5,03	47,04	4,91
mai-98	17,6	0,12	137,69	1,70	74,05	1,58
juin-98	15,4	0,02	190,03	0,60	136,32	0,47
juil-98	5,4	0,01	209,15	0,21	167,27	0,10
août-98	0,6	0,01	182,22	0,08	148,41	0,02
sept-98	13,2	0,02	129,26	0,03	106,85	0,01
oct-98	68,1	0,07	71,40	0,04	50,95	0,02
nov-98	173,1	7,36	38,11	5,97	25,04	6,30
déc-98	63,7	7,17	24,71	8,80	12,01	8,13
janv-99	29,3	2,22	31,93	5,86	12,01	5,19
févr-99	29,8	0,95	32,70	4,41	7,42	4,45
mars-99	28,7	0,58	73,64	2,91	25,32	3,49
avr-99	31,7	0,26	107,91	1,75	42,05	2,59
mai-99	114,6	0,38	173,21	4,44	107,34	8,62
juin-99	49,3	0,07	194,42	1,98	137,63	2,94
juil-99	0	0,02	201,19	0,60	152,33	0,50
août-99	15,4	0,01	204,50	0,21	180,42	0,11
sept-99	28,9	0,03	133,98	0,08	109,80	0,03
oct-99	27,5	0,04	91,67	0,04	76,25	0,01
nov-99	48,4	0,04	39,34	0,05	23,17	0,03
déc-99	45,9	10,46	27,80	0,16	12,92	0,16
janv-00	111,6	15,84	23,53	3,94	6,00	4,98
févr-00	37,8	18,64	43,87	3,96	15,64	4,69
mars-00	30,4	0,82	79,58	2,63	31,03	3,34
avr-00	65,7	0,54	121,91	3,10	55,42	5,01
mai-00	38,8	0,38	166,55	1,56	100,96	2,38
juin-00	1,7	0,01	180,54	0,49	120,68	0,44
juil-00	0	0,00	212,04	0,17	169,35	0,09
août-00	3,8	0,00	188,78	0,06	155,84	0,02

## Annexes

sept-00	15,3	0,01	127,68	0,02	101,26	0,00
oct-00	47,5	0,04	77,31	0,02	55,59	0,01
nov-00	63,3	0,08	45,17	0,10	32,11	0,10
déc-00	126,2	0,32	32,29	3,92	18,92	4,39
janv-01	72	0,33	34,95	7,97	15,23	8,11
févr-01	68,9	0,85	40,56	10,60	12,86	11,02
mars-01	41,9	0,32	97,39	6,21	46,44	6,50
avr-01	59,6	0,30	100,90	4,53	37,29	6,20
mai-01	22,9	0,07	145,09	1,69	76,62	2,13
juin-01	3,6	0,00	191,50	0,53	134,45	0,43
juil-01	33,3	0,00	213,49	0,22	171,18	0,17
août-01	10,7	0,00	188,12	0,08	154,46	0,04
sept-01	12,5	0,01	126,10	0,03	98,39	0,01
oct-01	21,4	0,03	95,47	0,01	83,36	0,00
nov-01	58,9	0,11	40,87	0,03	25,72	0,02
déc-01	73,4	0,23	25,28	0,48	10,67	0,56
janv-02	257,3	55,78	29,58	45,85	10,60	44,11
févr-02	97,7	46,22	45,52	34,10	17,00	29,21
mars-02	46,3	9,90	79,58	13,52	31,07	12,28
avr-02	113	32,64	114,91	17,00	49,28	19,44
mai-02	51,4	1,78	156,19	6,43	89,24	7,21
juin-02	4,9	0,75	198,80	1,64	144,89	1,17
juil-02	8	0,28	202,63	0,52	155,57	0,24
août-02	3,9	0,06	179,60	0,18	141,96	0,05
sept-02	12,6	0,03	124,53	0,07	96,59	0,01
oct-02	9,8	0,03	85,76	0,03	68,18	0,00
nov-02	165,2	4,72	45,17	1,81	32,15	1,81
déc-02	185,2	17,07	32,57	27,86	19,31	25,66
janv-03	131,8	50,35	31,59	41,47	11,80	34,50
févr-03	43,6	5,46	36,01	17,64	9,49	14,58
mars-03	98,4	2,32	79,58	21,54	30,08	20,79
avr-03	114,3	4,90	114,91	21,01	48,07	23,28
mai-03	27,9	2,62	148,79	5,35	79,79	5,29
juin-03	20,2	1,04	202,46	1,62	148,94	1,33
juil-03	1,7	0,19	222,89	0,50	185,34	0,25
août-03	16,5	0,06	195,33	0,18	165,45	0,06
sept-03	64,3	0,24	122,43	0,12	92,33	0,05
oct-03	59,9	0,38	88,71	0,16	71,66	0,11
nov-03	27,2	0,50	44,25	0,13	29,92	0,09
déc-03	104,8	15,99	25,84	1,93	10,97	2,29
janv-04	198,6	34,23	32,26	35,24	14,37	34,53
févr-04	93,6	73,32	46,35	29,25	19,32	25,48
mars-04	81,6	32,46	79,58	20,31	33,40	18,80
avr-04	70,5	32,26	100,90	11,92	40,42	12,97

## Annexes

mai-04	5,8	2,12	129,55	2,77	65,00	2,39
juin-04	6,1	0,66	173,96	0,84	115,38	0,53
juil-04	10,3	0,36	203,36	0,29	158,58	0,13
août-04	5,1	0,26	192,05	0,10	162,47	0,03
sept-04	48,1	0,08	122,95	0,05	96,82	0,02
oct-04	37,3	0,21	92,09	0,04	80,85	0,02
nov-04	186,4	18,53	37,80	6,10	24,00	6,17
déc-04	157,8	47,45	28,92	31,92	16,36	28,29
janv-05	191,9	13,84	23,53	71,39	6,66	57,62
févr-05	93,2	15,74	29,39	41,11	6,67	32,25
mars-05	37,4	13,20	79,58	13,88	32,85	11,55
avr-05	15,7	5,24	107,91	4,03	45,47	3,51
mai-05	58,4	6,86	159,89	2,81	95,80	3,48
juin-05	6,2	2,89	192,23	0,85	137,85	0,67
juil-05	6,1	1,76	211,32	0,28	169,56	0,14
août-05	3,6	1,71	177,64	0,10	140,71	0,03
sept-05	21,9	1,28	123,48	0,04	97,00	0,01
oct-05	9,2	1,15	85,33	0,02	69,56	0,00
nov-05	44,3	2,27	43,64	0,02	31,54	0,01
déc-05	96,5	6,20	26,40	0,60	13,09	0,68
janv-06	32,7	1,23	26,55	0,95	7,78	1,09
févr-06	55,1	2,02	38,49	2,40	11,16	3,23
mars-06	123,5	21,65	79,58	12,20	30,16	16,33
avr-06	150,4	13,44	128,92	23,96	60,80	29,37
mai-06	18,3	3,94	166,55	4,97	99,75	4,47
juin-06	21,6	1,18	199,53	1,48	144,94	1,10
juil-06	2,4	0,32	211,32	0,47	167,55	0,22
août-06	10,3	0,33	175,67	0,16	135,19	0,05
sept-06	22,2	3,50	122,95	0,06	93,19	0,01
oct-06	32,9	8,22	90,82	0,03	75,15	0,01
nov-06	27	1,01	45,79	0,02	32,20	0,01
déc-06	136,5	4,01	30,33	2,06	15,91	2,32
janv-07	21,8	5,70	35,96	1,61	18,01	1,60
févr-07	25,1	1,81	48,83	1,32	21,37	1,42
mars-07	147,1	17,79	67,71	12,86	23,82	17,07
avr-07	15,9	14,85	107,91	3,80	45,86	4,33
mai-07	77,2	2,39	143,61	3,69	78,71	5,90
juin-07	11,3	0,68	187,11	1,13	131,56	1,18
juil-07	17,2	0,34	206,97	0,39	163,54	0,29
août-07	6,7	0,22	185,50	0,14	152,50	0,06
sept-07	71,1	1,52	124,00	0,11	98,12	0,07
oct-07	36,9	1,41	81,53	0,09	64,19	0,05
nov-07	70,7	2,19	37,80	0,33	23,83	0,34
déc-07	133,2	7,47	25,84	7,36	12,66	8,17

## Annexes

janv-08	128,9	21,16	32,93	25,72	14,52	24,29
févr-08	67	16,97	43,87	18,70	16,65	16,70
mars-08	58,1	13,83	71,86	12,21	26,40	12,04
avr-08	109,1	13,69	114,91	15,79	51,10	18,44
mai-08	55,5	4,59	153,23	6,53	88,08	7,51
juin-08	1,1	1,10	176,88	1,61	117,99	1,13
juil-08	0	0,21	213,49	0,50	172,56	0,22
août-08	3,4	0,54	187,46	0,17	155,01	0,05
sept-08	58,1	1,13	126,63	0,09	101,34	0,03
oct-08	25,7	1,66	81,53	0,05	63,50	0,02
nov-08	33,3	3,48	39,03	0,04	24,94	0,02
déc-08	82,5	4,18	25,84	0,57	12,32	0,69
janv-09	57,8	11,24	31,93	1,90	14,18	2,33
févr-09	43,7	7,84	36,84	2,72	11,85	3,43
mars-09	50,6	9,45	70,08	3,40	25,99	4,76
avr-09	22,6	6,01	93,90	1,65	35,26	2,43
mai-09	57,6	4,31	148,79	1,55	84,72	2,96
juin-09	25,2	3,21	185,65	0,64	130,15	0,96
juil-09	7	1,64	222,17	0,22	185,90	0,21
août-09	28,8	1,34	183,53	0,09	149,91	0,06
sept-09	151	1,46	117,17	1,23	88,85	1,26
oct-09	25	1,83	74,78	0,64	54,94	0,50
nov-09	42,8	3,34	41,18	0,59	28,73	0,51
déc-09	45,1	5,92	34,26	0,84	23,50	0,87
janv-10	30,2	0,74	34,28	0,88	16,60	0,96
févr-10	162,8	39,96	47,59	15,87	20,65	18,56
mars-10	48,6	24,70	79,58	8,97	33,72	9,63
avr-10	72,1	5,09	114,91	7,46	52,47	9,28
mai-10	52,9	1,40	131,03	3,83	66,85	5,24
juin-10	89,5	1,16	172,50	3,53	113,99	5,93
juil-10	6,6	0,04	205,53	1,02	161,86	0,99
août-10	0	0,01	182,88	0,33	149,02	0,19
sept-10	21,1	0,04	120,85	0,12	94,13	0,05
oct-10	48,2	0,24	79,42	0,07	61,68	0,03
nov-10	36,7	4,81	43,02	0,07	31,43	0,04
déc-10	46,7	0,89	29,77	0,18	17,61	0,18

Validation						
Mois	Pluie (mm)	Débit (mm)	ANRH		Thornthwaite	
			ETP (mm)	Débit simulé (mm)	ETP (mm)	Débit simulé (mm)
janv-00	111,6	15,84	23,53	26,96	6,00	19,53
févr-00	37,8	18,64	43,87	12,18	15,64	9,18
mars-00	30,4	0,82	79,58	5,73	31,03	5,03
avr-00	65,7	0,54	121,91	5,17	55,42	6,23
mai-00	38,8	0,38	166,55	2,28	100,96	2,75
juin-00	1,7	0,01	180,54	0,68	120,68	0,50
juil-00	0	0,00	212,04	0,23	169,35	0,10
août-00	3,8	0,00	188,78	0,08	155,84	0,02
sept-00	15,3	0,01	127,68	0,03	101,26	0,01
oct-00	47,5	0,04	77,31	0,02	55,59	0,01
nov-00	63,3	0,08	45,17	0,11	32,11	0,10
déc-00	126,2	0,32	32,29	3,94	18,92	4,40
janv-01	72	0,33	34,95	7,98	15,23	8,12
févr-01	68,9	0,85	40,56	10,61	12,86	11,03
mars-01	41,9	0,32	97,39	6,21	46,44	6,50
avr-01	59,6	0,30	100,90	4,53	37,29	6,20
mai-01	22,9	0,07	145,09	1,69	76,62	2,13
juin-01	3,6	0,00	191,50	0,53	134,45	0,43
juil-01	33,3	0,00	213,49	0,22	171,18	0,17
août-01	10,7	0,00	188,12	0,08	154,46	0,04
sept-01	12,5	0,01	126,10	0,03	98,39	0,01
oct-01	21,4	0,03	95,47	0,01	83,36	0,00
nov-01	58,9	0,11	40,87	0,03	25,72	0,02
déc-01	73,4	0,23	25,28	0,48	10,67	0,56
janv-02	257,3	55,78	29,58	45,85	10,60	44,11
févr-02	97,7	46,22	45,52	34,10	17,00	29,21
mars-02	46,3	9,90	79,58	13,52	31,07	12,28
avr-02	113	32,64	114,91	17,00	49,28	19,44
mai-02	51,4	1,78	156,19	6,43	89,24	7,21
juin-02	4,9	0,75	198,80	1,64	144,89	1,17
juil-02	8	0,28	202,63	0,52	155,57	0,24
août-02	3,9	0,06	179,60	0,18	141,96	0,05
sept-02	12,6	0,03	124,53	0,07	96,59	0,01
oct-02	9,8	0,03	85,76	0,03	68,18	0,00
nov-02	165,2	4,72	45,17	1,81	32,15	1,81
déc-02	185,2	17,07	32,57	27,86	19,31	25,66