

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية  
**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE**  
وزارة التعليم العالي و البحث العلمي  
**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique**  
جامعة أبي بكر بلقايد- تلمسان  
Université Aboubakr Belkaïd- Tlemcen –  
Faculté de TECHNOLOGIE



## **MEMOIRE**

Présenté pour l'obtention du **diplôme de MASTER**

En : HYDRAULIQUE

Spécialité : HYDRAULIQUE URBAINE

Par : **Mlle. BENALI Amina**

**Sujet**

**Analyse de la fonction pluie-débit par l'utilisation du modèle  
Gardenia.  
Cas du bassin versant de l'Oued Khemis (Tafna, NW Algérien)**

Soutenu publiquement, le 27/06/ 2022, devant le jury composé de :

Mme. ADJIM Hayet	M.C.B	Univ. Tlemcen	Président
Mme.BABA-HAMED Kamila	Professeur	Univ. Tlemcen	Encadreur
M.BOUANANI Abderrazak	Professeur	Univ. Tlemcen	Co-Encadreur
M.GHENIM Abderrahmane Nekkache	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur

**Année universitaire : 2021 /2022**

(وَهُوَ الَّذِي أَنْزَلَ مِنَ السَّمَاءِ مَاءً فَأَخْرَجْنَا بِهِ نَبَاتَ كُلِّ  
شَيْءٍ فَأَخْرَجْنَا مِنْهُ خَضِرًا نُخْرَجُ مِنْهُ حَبًّا مَّتْرَاكِبًا وَمِنَ  
النَّخْلِ مِنَ طَلْعِهَا قِنْوَانٌ دَانِيَةٌ وَجَنَّاتٍ مِّنْ أَعْنَابٍ وَالزَّيْتُونَ  
وَالرُّمَّانَ مُشْتَبِهًا وَغَيْرَ مُتَشَبِهٍ<sup>قُل</sup> أَنْظِرُوا إِلَى ثَمَرِهِ إِذَا أَثْمَرَ  
وَيَنْعَمَ إِنَّ فِي ذَلِكَ لَآيَاتٍ لِّقَوْمٍ يُؤْمِنُونَ)

آية 99 من سورة الأنعام

*« L'eau est source de vie,  
préservons la pour notre survie »*

*- Monique Moreau -*

## *Dédicaces*

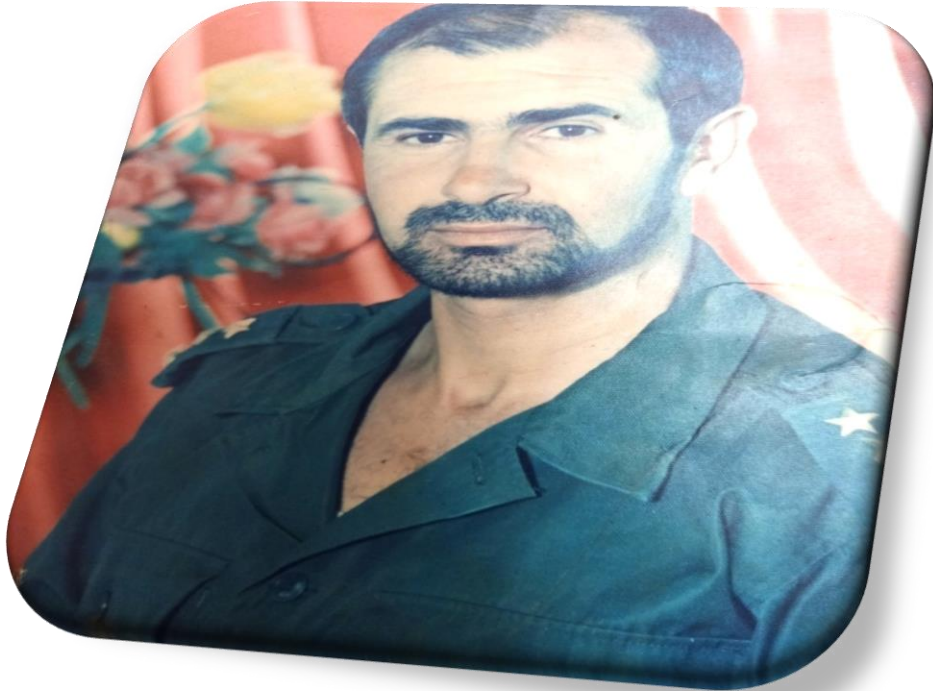
Voici enfin :

Les années passent tel un rêve, voyons ce jour-là !!!!! On sème le fruit de son travail.

Je m'incline devant Dieu le tout puissant qui m'a ouvert la porte du savoir et m'a aidé à la franchir.

Je dédie ce modeste travail :

**A mon père : Si-Mohamed**



Aucune dédicace ne saurait exprimer l'amour, l'estime, le dévouement et le respect que j'ai toujours eu pour toi.

Rien au monde ne vaut les efforts fournis jour et nuit pour mon éducation et mon bien être.

Je sais que tu attendais ce jour avec impatience, tu m'avais dit une fois que se serait le meilleur cadeau que je pourrai t'offrir, mais Allah a voulu que tu partes à jamais avant cet évènement. 'Allah Yerhmak '.

Tes prières pour moi et ta bénédiction de chaque matin m'ont été d'un grand secours.

**PAPA !!!!!** Ce travail est le fruit de tes sacrifices, des efforts que tu as consentis pour mon éducation et ma formation.

**A ma très chère mère**



Affable, honorable, aimable, tu représentes pour moi le symbole de la bonté par excellence, la source de tendresse et l'exemple du dévouement qui n'a jamais cessé de m'encourager et de prier pour moi.

Ta prière et ta bénédiction m'ont été aussi d'un grand secours pour mener à bien mes études.

Aucune dédicace ne saurait être assez éloquente pour exprimer ce que tu mérites pour tous les sacrifices depuis ma naissance, durant mon enfance et même à l'âge adulte. Tu as fait plus qu'une mère puisse faire pour que ses enfants suivent le bon chemin dans leur vie et leurs études.

Je te dédie ce travail en témoignage de mon profond amour. Puisse Dieu, le tout puissant te préserver et t'accorder santé, longue vie et bonheur.

A ma sœur adorée HANANE. Tu es bien la lumière de mon chemin. Ma vie à tes cotés est remplie de belles surprises. Tu as toujours été là pour moi, pour ma réussite et pour me rendre heureuse.

**A mes très chère frères : BENYOUSSEF, DJAMEL et FOUAD,**  
Leurs épouses : AMEL et LAMIS,  
Leurs enfants : RAFIK, RANAA, INES,

Les mots ne suffisent guère pour exprimer l'attachement, l'amour et l'affection que je porte pour vous.

Je vous dédie ce travail avec tous mes vœux de bonheur, de santé et de réussite.

A tous les membres de ma famille : **BENALI** et **MELIANI**.

**A mes chères amis :** Benabdalleh Chahrazed, Khaled Nesri, Amel; Aïssa Chahrazed, Kawthar, Halima, Yousra, Amaria, Taher, Ismaghil.

Je ne peux trouver les mots justes et sincères pour vous exprimer mon affection et mes pensées. En témoignage de l'amitié qui nous unit et des souvenirs de tous les moments que nous avons passés ensemble, je vous dédie ce travail et je vous souhaite une vie pleine de santé et de bonheur.

A toute la promotion HU master 2021/2022

**Amina BENALI**

## *REMERCIEMENTS*

---

Je remercie Dieu le tout puissant, pour m'avoir donné la santé, le courage et la volonté d'étudier et pour m'avoir permis de réaliser ce modeste travail dans les meilleures conditions.

Tout d'abord, ce travail ne serait pas aussi achevé et n'aurait pas pu voir le jour sans l'aide inestimable et l'encadrement de Madame BABA HAMED Kamila et Monsieur BOUANANI Abderrazak, que je remercie énormément pour la qualité de leur encadrement exceptionnel, pour la patience, la rigueur et la disponibilité durant la préparation de ce mémoire.

J'aimerais exprimer ma gratitude et ma profonde reconnaissance aussi aux membres du jury Monsieur GHENIM Abderrahmane Nekkache et Madame ADJIM Hayet qui m'ont fait l'honneur d'examiner mon travail.

Je ne saurai oublier Monsieur ZENNAKI Ahmed et mademoiselle DIB Fatima Zohra pour leur aide et soutien moral.

Je profite de cette préface pour remercier tous mes enseignants du Département d'Hydraulique pour leur aide, leurs encouragements et leur disponibilité.

Je suis reconnaissante envers tous les membres de ma famille qui m'ont soutenu tout au long de mes études.

Enfin j'adresse mes meilleurs et chaleureux remerciements à toute personne m'ayant aidée de près ou de loin dans la réalisation de ce travail, sans oublier bien sûr mes collègues de ma promotion.

## **Résumé**

### **Application du modèle hydrologique GARDENIA. Cas du bassin versant de l'oued Khemis .**

La modélisation pluie-débit est une discipline des sciences hydrologiques qui s'intéresse principalement au cycle hydrologique afin d'aboutir à un outil de travail exploitable permettant la prise de décision.

Nous nous sommes intéressés dans cette étude à la fonction pluie- débit au niveau d'un bassin versant situé au Nord ouest de l'Algérie. C'est le bassin de l'oued Khemis occupant une superficie de 350 km<sup>2</sup>. Le bassin est, exposé à une température moyenne annuelle de 15,2°C, des précipitations interannuelles de 401,8mm sur une série de données (1979/80-2020/2021), et un débit annuel de 0,63m<sup>3</sup> /s sur une période de (1972/73-2010/11) qui a permis d'appliquer un modèle à réservoirs global Gardénia. Le modèle utilisé a prouvé sa performance par des résultats qui s'avèrent intéressants. Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées des critères de qualité. Les deux phases (calage et validation) ont donné des résultats probants exprimés par un critère de Nash de 80% et un coefficient de corrélation de plus de 90% pour le pas de temps annuel, et mensuel. Les résultats trouvés mettent en évidence l'importance de l'utilisation du modèle Gardénia dans un contexte méditerranéen et son adaptabilité. Ce dernier, offre aussi la possibilité d'analyser plusieurs composantes du bilan.

**Mots-clés :** Oued Khemis - Modélisation pluie-débit - Modèle Gardénia – Simulation - Bilan.

# *ABSTRACT*

## **Application of the GARDENIA hydrological model to the watershed of the Khemis wadi.**

Rainfall-flow modeling is a discipline of hydrological sciences which is mainly interested in the hydrological cycle in order to arrive at an exploitable working tool allowing decision-making.

In this study, we were interested in the rain-flow function at watershed located in the North West of Algeria. It is the basin of the Oued Khemis occupying an area of 350 km<sup>2</sup>. The basin, is exposed to an average annual temperature of 15.2°C, interannual precipitation of 401.8mm over a series of data (1979/80-2020/2021), and an annual flow of 0.63m<sup>3</sup> /s over a period (1972/73-2010/11) which allowed the application of a global Gardenia reservoir model. The model used has proven its performance with interesting results. Their optimization was obtained for high values of the quality criteria. The two phases (calibration and validation) gave convincing results expressed by a Nash criterion of 80% and a correlation coefficient of more than 90% for the annual and monthly time step. The results found highlight the importance of using the Gardenia model in a Mediterranean context and its adaptability. The latter also offers the possibility of analyzing several components of the balance sheet.

**Keywords:** Oued Khemis - Rainfall-runoff modeling - Gardenia model - Simulation - Balance.

## المخلص

نمذجة التدفق - الأمطار هي احد فروع العلوم الهيدرولوجية التي تهتم بشكل أساسي بالدورة الهيدرولوجية من أجل الوصول إلى أداة عمل قابلة للاستغلال تسمح باتخاذ القرار.

في هذه الدراسة ، كنا مهتمين بعلاقة التدفق- المطر على مستوى مستجمعات المياه الواقعة في شمال غرب الجزائر. إنه حوض وادي الخميس الذي يحتل مساحة 350 كيلومتر مربع . الحوض ، يتعرض لمتوسط درجة حرارة سنوية 15.2 درجة مئوية ، هطول الأمطار بين السنوات 401.8 ملم على سلسلة من البيانات (1979 / 80-2020 / 2021) ، وتدفق سنوي قدره 0.63 متر مكعب / ثانية على مدى فترة (1972 / 11/73-2010). مما جعل من الممكن تطبيق نموذج عالمي لخزان غاردينيا. أثبت النموذج المستخدم أدناه من خلال نتائج مثيرة للاهتمام. تم الحصول على التحسين من أجل القيم العالية لمعايير الجودة. أعطت المرحلتان (المعايرة والتحقق) نتائج مقنعة عبر عنها معيار ناش والذي بلغ في بعض الحالات 80% ومعامل ارتباط أكثر من 90% للخطوة الزمنية السنوية والشهرية. أبرزت مقارنة نتائج النموذج المطبقة في هذا العمل أهمية استخدام نموذج الغردينيا في سياق البحر الأبيض المتوسط وقدرته على التكيف. يوفر الأخير إمكانية تحليل العديد من مكونات الميزانية العمومية.

**الكلمات الرئيسية:** واد خميس ، نمذجة الجريان -الأمطار ، نموذج غاردينيا ، المحاكاة، التوازن

## **Sommaire**

Dédicaces	
Remerciements	
Résumé	
Table des matières	
Liste des abréviations	
Liste des figures	
Liste des tableaux	
..... <b>Introduction générale</b> .....	3
..... <b>Chapitre 01 : Rappel bibliographique et état de l'art de la modélisation</b>	
<b>Introduction</b> .....	5
1.1.Cycle hydrologique.....	5
1.1.1 L'évaporation.....	6
1.1.2 La transpiration.....	6
1.1.3 La condensation.....	6
1.1.4 Les précipitations.....	7
1.1.5 Le ruissellement.....	7
1.1.6 L'infiltration .....	7
1.1.7 La circulation souterraine.....	7
1.2 Les modèles hydrologiques.....	7
1.2.1 Typologie des modèles hydrologiques.....	9
1.2.2 Modèles stochastiques .....	10
1.2.3 Modèles déterministes .....	10
1.2.4 Modèles à base physique.....	10
1.2.5 Modèles paramétriques.....	10
1.2.6 Modèles empiriques .....	11
1.2.7 Modèles analytiques.....	11
1.2.8 Modèles conceptuels .....	11
1.2.9 Modèles globaux.....	11
1.2.10 Modèles Spatialisés.....	11
1.2.10.1 Modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés .....	12
1.2.10.2 Modèles physiques spatialisés.....	12
1.2.10.3 Modèles semi-spatialisés.....	12

1.3	Choix d'une modèle hydrologique pluie - débit.....	12
1.3.1	Fonction de production.....	13
1.3.2	Fonction de transfert.....	14
1.4	Etapas d'élaboration d'un modèle.....	14
1.5	Présentation de quelques modèles.....	16
1.5.1	Modèle du Génie rural (GR).....	16
1.5.1.1	Modèle pluie-débit GR1A.....	16
1.5.1.2	Description du modèle pluie-débit mensuel GR2M.....	17
1.5.1.3	Description du modèle pluie-débit journalier GR4J.....	19
1.5.2	. Le modèle CEQUEAU.....	24
1.5.3	. Modèle GARDENIA.....	25
1.6	<b>Conclusion</b> .....	29

## **Chapitre 02 : Présentation de la zone d'étude**

Introduction.....	30
2.1.Situation géographique du bassin d'étude.....	30
2.2. Caractéristiques physiques du bassin versant.....	32
2.2.1. Caractéristiques de forme.....	32
2.2.1.1. Indice de compacité de Gravelius.....	32
2.2.1.2 Rectangle équivalent.....	32
2.2.2. Etude du réseau hydrographique.....	33
2.2.2.1. Densité de drainage.....	34
2.2.2.2. Rapport de confluence Rc.....	34
2.2.2.3. Rapport de longueurs.....	35
2.2.2.4. Coefficient de torrentialité.....	36
2.2.2.5. Temps de concentration des eaux.....	36
2.2.3. Etude du Relief.....	36
2.2.3.1. Etude de la répartition de la surface en fonction de l'altitude.....	36
2.2.3.2. Etude des pentes.....	38
2.2.4. Profil en long de l'oued Khemis.....	39
2.3. Cadre géologique du bassin de l'oued Khemis.....	40
2.3.1. Série litho-stratigraphique.....	42

2.3.1.1. Primaire.....	42
2.3.1.2. Secondaire.....	43
2.3.1.3. Plio-Quaternaire .....	45
2.3.2. Analyse structurale .....	46
2.4. Conclusion .....	47

### **Chapitre 03 : Etude hydro-climatologique**

Introduction.....	49
3.1. Présentation de la station .....	49
3.2. Etude des précipitations .....	50
3.2.1. Variation de la pluviométrie interannuelle.....	50
3.2.2. Variation des précipitations mensuelles.....	51
3.2.3. Variation des précipitations saisonnières .....	52
3.2.4. Variation des précipitations journalières.....	52
3.2.5. Etude statistique des précipitations annuelle à la station de Khemis .....	53
3.2.5.1. Adéquation des données à une loi statistique .....	53
3.3. Etude des Températures.....	60
3.3.1. Variation des Températures interannuelles .....	60
3.3.2. Variation des Températures moyennes mensuelles .....	61
3.4. Étude du climat .....	61
3.4.1. Méthode de visualisation (méthode graphique de Gaussen et Bagnouls).....	62
3.4.2. Indice d'aridité de De. Martonne.....	63
3.5. Evapotranspiration potentielle (ETP).....	64
3.6. Evapotranspiration réelle (ETR) .....	66
3.7. Calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite .....	67
3.8. Calcul du ruissellement « R » .....	68
3.9. Etude des débits .....	68
3.9.1. Variation interannuelle des débits .....	69
3.9.2. Variation moyenne mensuelle des débits .....	70
3.9.3. Variation saisonnière des débits .....	70
3.9.4. Variation journalière des débits.....	71
3.9.5. Coefficient mensuel du débit.....	72
3.9.6. Débit spécifique $Q_s$ .....	72
3.10. Etude des lames d'eau écoulées .....	72
3.10.1. Variation interannuelle des lames d'eau .....	72



3.10.2. Etude statistique des lames d'eau écoulées .....	73
3.10.3. Variation mensuelle des lames d'eau écoulées.....	77
3.10.4. Variation saisonnière des lames d'eau écoulées .....	78
3.10.5. Variation journalière des lames d'eau écoulées .....	80
3.10.6. Coefficient d'écoulement .....	80
<b>3.11. Conclusion.....</b>	<b>80</b>

## **Chapitre 04 : Application du modèle Gardénia**

Introduction.....	82
4.1.Application du modèle Gardénia .....	82
4.1.1 Application du modèle annuel Gardénia .....	83
4.1.2. Application du modèle mensuel Gardénia .....	86
4.2. Synthèse sur l'application du modèle Gardénia.....	88
4.3. Résultats du bilan hydrologique du modèle Gardénia.....	89
4.3.1. Pluie efficace .....	89
4.3.1.1. Pluie efficace annuelle .....	89
4.3.1.2. Pluie efficace mensuelle.....	90
4.3.2. Recharge.....	92
4.3.2.1. Recharge annuelle.....	92
4.3.2.2.Recharge mensuelle .....	93
4.4. Corrélation entre Pluie, Débit simulé, Pluie efficace et Recharge .....	94
4.5. Conclusion.....	95

### **Conclusion générale**

### **Références bibliographiques**

## *Liste des abréviations*

**ANRH** : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques

**C<sub>e</sub>** : Coefficient d'écoulement.

**C<sub>m</sub>** : Coefficient mensuel de débit.

**C<sub>T</sub>** : Coefficient de torrencialité.

**C<sub>v</sub>** : Coefficient de variation.

**DA** : Déficit agricole.

**Dd** : Densité de drainage.

**Ds** : Dénivelée spécifique.

**ETP** : Evapotranspiration potentielle

**ETR** : Evapotranspiration réelle

**Exc** : Excédent

**PB** : Pluie Brute.

**PN**: Pluie Nette.

**GLUE**: Generalized Likelihood Uncertainty Estimation.

**INRS** : Institut National de la Recherche Scientifique-Eau.

**GARD** : Modèle hydrologique Gardenia.

**GR** : Génie rural.

**I** : Infiltration

**I<sub>g</sub>** : Indice de pente globale.

**I<sub>p</sub>** : Indice de pente.

**K<sub>c</sub>** : Coefficient de compacité.

**Le** : Lamme d'eau écoulée.

**P** : Périmètre.

**P** : Précipitations.

**Q** : Débit.

**Q<sub>s</sub>** : Débit spécifique.

**R** : Ruissèlement.

**R<sup>2</sup>** : Coefficient de détermination

**R<sub>c</sub>** : Rapport de confluence

**R<sub>L</sub>** : Rapport des longueurs

**RU** : Réserve utile

**T** : Température.

**T<sub>c</sub>** : Temps de concentration

$\chi^2$  : Test de Khi deux.

$\Sigma$  : Somme.

$\delta$  : Ecart type.

$\sigma^2$  : Variance.

## Liste des figures

Fig. 1.1: Cycle de l'eau.....	6
Fig. 1.2: Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique. ....	9
Fig. 1.3: Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002. ....	10
Fig. 1.4: Schéma général du processus de transformation de pluie brute en débit.....	13
Fig. 1.5: Schéma de la structure du modèle GR2M .....	18
Fig. 1.6: Schéma de la structure du modèle GR4J. ....	20
Fig. 1.7: Schéma structurel du modèle CEQUEAU. ....	25
Fig. 1.8: Schéma structural du modèle Gardénia. ....	26
Fig. 2.1: Bassin versant de la Tafna dans l'ensemble Oranie Chott Chergui (Bouanani A, 2004) .....	6
Fig. 2.2: Situation du bassin de l'Oued Khemis (Borsali, 2015) .....	30
Fig. 2.3: Réseau hydrographique du bassin versant d'oued Khemis(in Bouanani, 2004) .....	31
Fig. 2.4: Rapport de confluence pour le bassin de l'oued Khemis.....	33
Fig. 2.5: Rapport des longueurs pour le bassin de l'oued Khemis.....	35
Fig. 2.6: Courbe hypsométrique du bassin versant d'Oued Khemis.....	35
Fig. 2.7: Histogramme des fréquences altimétriques du bassin d'Oued Khemis.....	37
Fig. 2.8: Profil en long de l'Oued Khemis .....	38
Fig. 2.9: Unités géographiques des montes de Rhar-Roubane (D'après Lucas, 1942) .....	40
Fig. 2.10: Situation des zones principales de la région de Rhar-Roubane (D'après Lucas, 1952) .....	41
Fig. 2.11: Colonne stratigraphique des monts de Tlemcen jusqu'aux hautes plaines (Benest & Bensalah, 1999) .....	42
Fig. 2.12: Carte structurale de l'Oranie nord –occidentale (Thomas, 1985) .....	46
Fig. 3.1: Présentation des stations de mesure de bassin versant de Khemis (Carte du réseau hydro-climatologique et la surveillance de la qualité des eaux ANRH) .....	49
Fig. 3.2: la Variation interannuelle moyenne des précipitations .....	
(1979/1980-2020/2021) .....	51
Fig. 3.3: Variation des précipitations moyennes mensuelles.....	
(1979/1980-2020/2021) .....	51
Fig. 3.4: Variation saisonnière des précipitations (1979/80-2020/21) .....	52
Fig. 3.5: Variation des précipitations moyennes journalières.....	
(1979/1980-2020/2021) .....	53
Fig. 3.6: Ajustement graphiques des précipitations à la loi normale .....	
(1979/1980-2020/2021) .....	56
Fig. 3.7: Ajustement graphiques des précipitations à la loi normale .....	

(1979/1980-2020/2021) .....	57
Fig. 3.8: Variation des températures moyennes annuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021) .....	59
Fig. 3.9: Répartition des Températures moyennes mensuelles à la station de Khemis .....	60
Fig. 3.10: Diagramme Pluviothermique pour le bassin de Khemis .....	61
Fig. 3.11: Abaque de De. Martonne .....	62
Fig. 3.12: Variation de l'ETP de Turc et l'ETP de Thornthwaite .....	
(1979/1980-2020/2021) .....	63
Fig. 3.13 : Variation des débits annuels à la station de Khemis .....	
(1972/1973-2010/2011) .....	66
Fig. 3.14: Variation mensuelle des débits (1972/1973-2010/2011) .....	69
Fig. 3.15: Variations saisonnières des débits (1972/1973-2010/2011) .....	70
Fig. 3.16: Variation journalière des débits (1972/1973-2010/2011) .....	71
Fig. 3.17 : Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1972/1973-2010/2011).....	72
Fig. 3.18: Courbe d'ajustement à la loi log normale des lames d'eau écoulées .....	73
Fig. 3.19: Variation mensuelles des lames d'eau écoulées .....	
(1972/1973-2010/2011) .....	76
Fig. 3.20: Variation mensuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées.....	78
Fig. 3.21: Variation saisonnière des lames d'eau écoulées.....	
(1972/1973-2010/2011) .....	78
Fig. 3.22: Variations journalières moyennes des lames d'eau écoulées.....	
(1972/1973-2010/2011) .....	79
Fig. 4.1: Visualisation des résultats en phase de calage (1979/1980-1998/1999).....	84
Fig. 4.2: Visualisation des résultats en phase de validation (1999/2000-2009/2010).....	84
Fig. 4.3: Corrélation entre débit simulé et observé (phase de calage) .....	
(1979/1980-1998/1999). .....	85
Fig. 4.4: Corrélation entre débit simulé et observé (phase de validation) (1999/2000-2009/2010). .....	85
Fig. 4.5: Visualisation du calage au pas de temps mensuel (Septembre 1979 à Août 1999 .....	87
Fig. 4.6: Visualisation de la validation au pas de temps mensuel .....	
(Septembre 1999 à Août 2010).....	87
Fig. 4.7: Corrélation entre débit simulé et observé (phase de calage) .....	
(Septembre 1979 au 31 Août 1999). .....	88
Fig. 4.8: Corrélation entre débit simulé et observé (phase de validation).....	<b>88</b>
Fig. 4.9: Variation de la pluie efficace annuelle pour la période de calage (1979/1980-1998/1999) ...	89

Fig. 4.10: Variation de la pluie efficace annuelle pour la période de validation (1999/2000-2009/2010)	89
Fig. 4.11: Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de calage (Septembre 1979 au 31 Août 1999).	90
Fig. 4.12: Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de validation (Septembre 1999 au 31 Août 2010)	90
Fig. 4.13: Variation de la pluie efficace mensuelle pour les phases de calage et de validation.	91
Fig. 4.14: Variation de la recharge annuelle pour la période de calage (1979/1980-1998/1999).	91
Fig. 4.15: Variation de la recharge annuelle pour la période de validation (1999-2000-2009/2010).	92
Fig. 4.16: Variation de la recharge mensuelle pour la phase de calage (Septembre 1979 au 31 Août 1999).	93
Fig. 4.17: Variation de la recharge mensuelle pour la phase de la validation (Septembre 1999 au 31 Août 2010).	94
Fig. 4.18: Corrélation entre pluie, débit, pluie efficace et recharge d'oued Khemis (1979/1980 - 2009/2010).	95

## **Liste des tableaux**

<b>Tableau 1.1:</b> Valeurs des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants.....	19
<b>Tableau 1.2 :</b> Valeur des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants.....	23
<b>Tableau 2.1:</b> Classification des thalwegs suivant les ordres et rapports caractéristiques.....	34
<b>Tableau 2.2:</b> Répartition de la surface en fonction de l'altitude.....	37
<b>Tableau 2.3 :</b> Classification du relief selon l'ORSTOM ( <i>in</i> Bouanani, 2004).....	39
<b>Tableau 2.4:</b> Classification du relief selon Ds.....	39
<b>Tableau 2.5:</b> Récapitulatif des caractéristiques physico-géographiques du bassin versant de l'oued Khemis (Seladji (2000), Borsali (2015) et Bourbaba(2015), (Bouanani, 2004).....	47
<b>Tableau 3.1:</b> Caractéristiques de la station hydroclimatique de Khemis.....	49
<b>Tableau 3.2 :</b> Valeurs des précipitations annuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).....	50
<b>Tableau 3.3:</b> Valeurs moyennes mensuelles des précipitations à la station de Khemis (1979/1980 -2020/2021).....	51
<b>Tableau 3.4:</b> Répartition des précipitations saisonnières à la station de Khemis (1979/1980 -2020/2021).....	52
<b>Tableau 3.5:</b> Distribution des précipitations moyenne annuelles de la station de Khemis (1979/1980 – 2020/2021).....	54
<b>Tableau 3.6:</b> Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Khemis (1979/1980 – 2020/2021) (Loi normale).....	55
<b>Tableau 3.7:</b> Calcul du $\chi^2$ pour la station de Khemis pour une loi normale.....	56
<b>Tableau 3.8:</b> Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Khemis (Loi Log normale).....	57
<b>Tableau 3.9:</b> Calcul du $\chi^2$ pour la station de Khemis pour une loi Log normale.....	58
<b>Tableau 3.10:</b> Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.....	58
<b>Tableau 3.11:</b> Paramètres de position et de dispersion des précipitations maximales journalières de la station de Khemis (Loi Gumbel).....	59
<b>Tableau 3.12:</b> Calcul du $\chi^2$ pour la station de Khemis pour une loi Gumbel.....	
<b>Tableau 3.13:</b> Valeurs des températures mensuelles moyennes, de la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).....	60
<b>Tableau 3.14 :</b> Précipitations et températures moyennes mensuelles (1979/1980-2020/2021).....	61
<b>Tableau.3.15 :</b> Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne.....	61
<b>Tableau.3.16:</b> Résultats de calcul de l'indice mensuel (1979/1980-2010/2011).....	63

<b>Tableau 3.17:</b> Valeurs d’ETP par la méthode de Turc et par la méthode de Thornthwaite (1979-1980/2020-2021).....	64
<b>Tableau 3.18:</b> Calcul de l’ETR par la méthode de Turc.....	65
<b>Tableau 3.19:</b> Calcul du déficit d’écoulement (méthode de Coutagne) (1979/1980-2020/2021).....	66
<b>Tableau 3.20:</b> Eléments du bilan hydrologique calculés pour la station de Khemis (mm) (1979/1980-2020/2021).....	67
<b>Tableau 3.21 :</b> Valeur du ruissellement (Tixeront – Berkaloff).....	
<b>Tableau 3.22:</b> Distribution interannuelle des débits à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011).....	68
<b>Tableau 3.23:</b> Valeurs moyennes mensuelles des débits de l’oued Khemis (1972/1973-2010/2011).....	69
<b>Tableau 3.24 :</b> Répartition des débits saisonniers de l’oued Khemis (1972/1973-2010/2011). .....	70
<b>Tableau 3.25 :</b> Coefficient mensuel des débits pour l’oued Khemis.....	70
<b>Tableau 3.26 :</b> débit spécifique de l’oued Khemis (1972/1973-2010/2011).....	72
<b>Tableau 3.27 :</b> Valeurs des lames d’eau écoulées interannuelles de l’oued Khemis (1972/1973 – 2010/2011).....	73
<b>Tableau 3.28:</b> Distribution interannuelle des lames d’eau écoulées de l’oued Khemis (1972/1973 à 2010/2011).....	74
<b>Tableau 3.29 :</b> Paramètres de position et de dispersion des lames d’eau écoulées au niveau de l’oued Khemis (1972/1973-2010/2011).....	75
<b>Tableau 3.30:</b> Paramètres de position et de dispersion pour la loi log normale. (1972/1973-2010/2011).....	75
<b>Tableau 3.31:</b> Calcul du $\chi^2$ pour la série des lames d’eau de l’oued Khemis pour une loi log normale.....	76
<b>Tableau 3.32:</b> Calcul des lames d’eau écoulées pour une période de récurrence donnée.....	77
<b>Tableau 3.33:</b> Valeurs moyennes mensuelles des lames d’eau écoulées.....	77
<b>Tableau 3.34:</b> Répartition des lames d’eau écoulées saisonnières.....	78
<b>Tableau 3.35:</b> Coefficient et déficit d’écoulement pour l’oued Khemis (1979/1980-2010/2011).....	80
<b>Tableau 4.1:</b> Résultats du calage au pas de temps annuel.....	83
<b>Tableau 4.2:</b> Critères de qualité et d’optimisation.....	86
<b>Tableau 4.3 :</b> Résultats du calage des paramètres au pas de temps mensuel.....	86
<b>Tableau 4.4 :</b> Critères de qualité et d’optimisation.....	86
<b>Tableau 4.5 :</b> Résultats de la modélisation par le modèle Gardénia .....	96

# Introduction générale



L'eau est un élément indispensable à la vie et est une ressource naturelle précieuse dont la bonne gestion s'inscrit dans la politique du développement durable tant au niveau d'un pays que d'une région ou encore mondial. C'est un vecteur de vie et d'activité humaine, dont l'utilisation globale (usages domestique, industriel, et agricole) varie linéairement à l'échelle planétaire, mais il existe des disparités énormes entre les différentes régions du globe en quantité et en qualité. Avec l'accroissement de la population humaine à l'échelle planétaire l'eau devient de plus en plus rare. Sa répartition à l'échelle du globe est très hétérogène, et souvent très différente de la répartition des populations. La rareté de l'eau, entraîne des situations de pénurie, de désertification, d'exode de populations, son abondance est la cause des inondations catastrophiques.

L'Algérie est confrontée à la rareté de l'eau, facteur limitant du développement et source de tensions sociales. La rareté est mesurée en termes de stress hydrique et d'irrégularité de la ressource, deux facteurs susceptibles de s'accroître avec le changement climatique.

L'hydrologie peut être définie comme étant la science qui étudie le cycle de l'eau dans la nature ainsi que son évolution à la surface de la terre et dans le sol. Elle est liée à des sciences telles que : l'hydraulique, la statistique mathématique, la mécanique de sols, la géographie physique, etc.... L'étude hydrologique est indispensable pour les projets d'irrigations, de distribution d'eau, de drainage et de protection contre les crues et autres, car elle offre une évaluation des débits moyens et extrêmes pour le dimensionnement, la sécurité et la bonne exploitation des ouvrages hydrauliques.

L'expression (modélisation hydrologique) désigne habituellement l'utilisation d'expressions mathématiques et logiques définissant les relations existantes entre les caractéristiques de l'écoulement (sorties) et ses facteurs endogènes et exogènes conditionnels (entrées).

La présente étude sur la modélisation de la fonction pluie-débit appliquée au bassin d'oued Khemis par l'utilisation du code de calcul GARDENIA, vise plusieurs objectifs :

- La détermination des paramètres de calage des modèles Gardénia par l'utilisation des deux pas de temps annuel, mensuel.
- L'établissement de l'équation du bilan.

Le mémoire s'articule sur quatre chapitres :

- **Chapitre 1** : A travers ce chapitre, nous décrirons l'état de l'art de la modélisation hydrologique.

- **Chapitre 2** se focalise sur la présentation du bassin d'étude, il englobe la situation géographique, la morphométrie et la géologie de la région d'étude qui serviront à connaître les principales caractéristiques de la zone d'étude.

## *Introduction générale*

---

- **Chapitre 3** : permet de déterminer les caractéristiques hydroclimatiques du bassin versant et les conditions climatiques par l'utilisation des données de précipitations, des débits et des températures.

- **Chapitre 4** : Application de modèle hydrologique GARDENIA à oued Khemis (à deux pas de temps annuel, mensuel)

Enfin, et en guise de conclusion, nous terminerons notre travail par une conclusion générale dans laquelle, nous synthétiserons les résultats trouvés et tenterons de donner quelques perspectives.

# Chapitre 01

Rappel bibliographique et état de l'art de la modélisation

### **Introduction**

La résolution des problèmes liés à la gestion des bassins versants notamment l'aménagement de ponts et de barrages, la prévision des conséquences des inondations nécessite une parfaite connaissance de leurs étiages et de leurs crues. Dans cette optique, l'utilisation d'un modèle de calcul des débits et d'estimation des eaux à l'échelle d'un bassin versant devient nécessaire.

La modélisation pluie-débit consiste en l'utilisation de modèles mathématiques qui représentent les divers processus du cycle hydrologique dont les précipitations, le ruissellement, l'évapotranspiration, l'infiltration, l'accumulation et la fonte de neige, la recharge et le drainage de la nappe, le routage en rivière et le gel du sol (Singh & Woolhiser, 2002). Plusieurs types de modèles hydrologiques ont été conçus pour reproduire ces processus, ayant majoritairement comme objectif de pouvoir simuler efficacement les débits d'un bassin versant en se basant sur des informations de natures climatologique et physiographique (Berton-Dufour, 2017).

Dans ce chapitre nous présentons un survol des modèles les plus utilisés dans le domaine de la modélisation hydrologique après avoir entamer un bref rappel sur le cycle hydrologique qui est la base de toute modélisation hydrologique.

### **1.1.Cycle hydrologique**

L'eau est l'un des éléments fondamentaux de notre planète, elle recouvre 72 % de la surface du globe, elle est présente partout autour de nous sous des formes très variées : liquide, solide ou gazeuse.

Le cycle de l'eau est un modèle qui représente le parcours entre les grands réservoirs d'eau liquide, solide ou gazeuse sur la terre (fig.1.1).

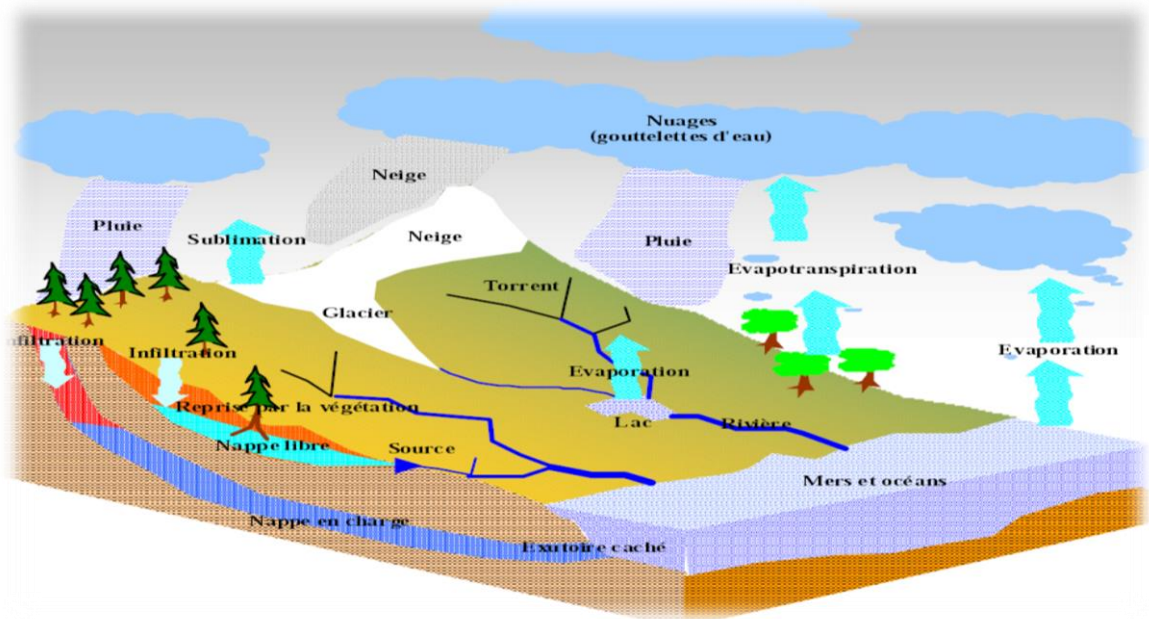


Figure 1.1: Cycle de l'eau (Laborde, 2009).

Le cycle de l'eau comprend les étapes suivantes :

### 1.1.1 L'évaporation

C'est le passage de l'eau de l'état liquide vers l'état gazeux. C'est un phénomène qui se produit surtout dans les océans où sous l'effet de la chaleur du soleil, l'eau liquide passe à la phase gazeuse pour se mêler aux gaz de l'atmosphère.

### 1.1.2 La transpiration

L'eau liquide qui circule dans les végétaux passe également à l'état gazeux par un phénomène d'évaporation.

On utilise parfois l'expression d'évapotranspiration pour parler à la fois de la vapeur d'eau obtenue par l'évaporation provenant des cours d'eau et de la transpiration provenant des êtres vivants.

### 1.1.3 La condensation

C'est le phénomène durant lequel la vapeur d'eau (eau gazeuse) se transforme sous forme liquide pour former les nuages.

Ce phénomène se produit lorsque la température diminue. Ainsi, la vapeur d'eau produite par l'évaporation monte dans l'atmosphère et se condense en gouttes d'eau (état liquide), ce qui entraînera la formation des nuages. Il est également possible de voir ce phénomène au niveau du sol. En été, on peut remarquer tôt le matin la rosée (fines gouttelettes d'eau) sur le gazon.

Par contre, en hiver, on verra plutôt du givre (fine couche de glace) sur le sol, mais cela correspond aussi au phénomène de condensation.

### **1.1.4 Les précipitations**

Surviennent lorsque l'eau présente dans les nuages retourne au sol. Lorsque les gouttelettes d'eau contenues dans les nuages deviennent trop lourdes, elles retombent sur terre sous forme de précipitations. Selon la température, ces précipitations tombent sous forme liquide (pluie, bruine) ou sous forme solide (neige, grêle).

### **1.1.5 Le ruissellement**

Désigne l'écoulement des précipitations sur le sol, sans qu'il ne se produise d'infiltration. L'eau suit donc la pente du terrain sur lequel elle s'écoule. Ainsi, elle descend des montagnes jusqu'à ce qu'elle rencontre un cours d'eau (ruisseau, rivière, lac, fleuve, etc.). Éventuellement, toute l'eau de ruissellement aboutit dans un océan.

### **1.1.6 L'infiltration**

Se produit lorsque l'eau pénètre dans le sol. Lorsque le sol est poreux, l'eau provenant des précipitations peut s'infiltrer à l'intérieur du sol. Selon l'importance des précipitations de la région, ces infiltrations peuvent mener à la formation de cours d'eau souterrains. C'est d'ailleurs grâce à l'infiltration que les plantes peuvent puiser l'eau qui leur est nécessaire grâce à leurs racines.

### **1.1.7 La circulation souterraine**

C'est le déplacement de l'eau à l'intérieur du sol. Après l'infiltration, l'eau circule dans le sol afin d'atteindre éventuellement un cours d'eau. S'il y'a accumulation de cette eau souterraine, on assiste à la formation d'une nappe phréatique.

## **1.2 Les modèles hydrologiques**

Il semble important, avant de rentrer dans l'étude de façon approfondie, de définir ce qu'est un modèle.

Un modèle est une représentation sous une forme quelconque d'un objet, d'un processus, ou d'un système. Un modèle hydrologique est défini comme la représentation simplifiée de tout ou partie des processus du cycle hydrologique par un ensemble de concepts hydrologiques, exprimés en langage mathématique et reliés entre eux dans des séquences temporelles et spatiales correspondant à celles que l'on observe dans la nature. (Mathevet, 2005).

Au cours de ces dernières années, les efforts de la recherche pour la compréhension du

cycle de l'eau dans les milieux naturels (bassins versants, rivières, nappes, etc.), associés aux développements de l'informatique, se sont concrétisés par l'apparition d'une multitude de modèles mathématiques. Ils ont été conçus pour reproduire ces processus, ayant majoritairement comme objectif de pouvoir simuler efficacement les débits d'un bassin versant en se basant sur des informations de natures climatologique et physiographique. Différents auteurs (Pechlivanidis, et al., 2011; Singh & Woolhiser, 2002) font état de différents types de classification des modèles hydrologiques, entre autres selon leur structure, selon leur degré de spatialisation des processus hydrologiques simulés, selon qu'ils soient stochastiques ou déterministes, ou encore selon leur application spatiale (la superficie maximale applicable par bassin versant analysé) ou temporelle (simulation continue ou événementielle).

Au moment de choisir le modèle qui sera utilisé dans le cadre d'un projet, il est important de s'assurer d'identifier un modèle dont les informations nécessaires pour son application sont disponibles et de s'assurer que le modèle réponde bien aux objectifs poursuivis par l'étude. On peut distinguer trois types d'utilisation des modèles mathématiques en hydrologie :

➤ **La modélisation comme outil de formation et de recherche.**

La modélisation hydrologique est aujourd'hui une approche privilégiée pour décrire les processus physiques tels que la fonte de neige et des glaciers, le ruissellement et l'infiltration. La création de scénarios hydrologiques se révèle intéressante pour des bassins versants en cours d'urbanisation ou de mutation naturelle. Une telle démarche permet l'évaluation des ressources futures en regard de l'évolution croissante des besoins.

➤ **La modélisation comme outil de prévision.**

Elle nous donne une anticipation des évolutions futures du débit d'un cours d'eau. Il s'agit de l'utilisation opérationnelle la plus courante des modèles hydrologiques. Dans la plupart des cas cependant, les modèles développés sont basés sur des régressions linéaires entre les variables indépendantes (pluie, débit amont) et les variables dépendantes (débits aval), et font peu appel aux connaissances sur les processus hydrologiques.

➤ **La modélisation comme outil d'extrapolation**

Reconstitution de séries de débits possibles. Dans certains cas, comme par exemple le dimensionnement de déversoirs de sécurité de barrages hydroélectriques ou encore la délimitation de zones inondables dans le cadre d'un plan de prévention des risques. L'utilisation de longues séries de pluies éventuellement générées à l'aide d'un modèle stochastique de pluie couplées à un modèle hydrologique permet de reconstituer des scénarios rares.

Un modèle hydrologique pluie-débit est généralement défini par (fig. 1.2) :

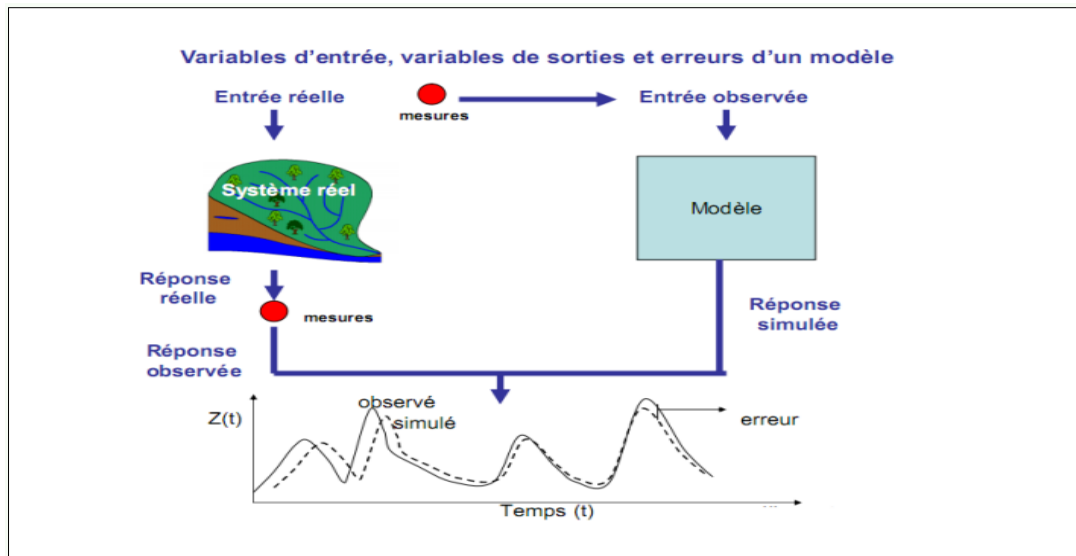


Figure 1.2: Représentation du fonctionnement d'un modèle hydrologique.

❖ **Les variables d'entrée** : appelées aussi forçages : Il s'agit des chroniques de pluie et d'évapotranspiration ou de température.

❖ **Les variables de sortie** : il s'agit des sorties du modèle, qui sont 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.

❖ **Les variables d'état** : qui correspondent aux variables internes du système et qui rendent compte de son état.

❖ **Les paramètres** : qui interviennent dans les équations du modèle, et qui représentent la part non explicitée du fonctionnement du bassin dans ces équations. Ils peuvent avoir une signification physique ou non. Ils servent à adapter les relations régissant le modèle au fonctionnement réellement observé. (Perrin et al. 2009).

### 1.2.1 Typologie des modèles hydrologiques

Le terme de modèle recouvre une large variété d'outils, à la philosophie et aux objectifs différents. Les approches habituellement utilisées dans la modélisation pluie-débit apparaissent dans la figure I.3. Nous nous contentons de donner ici une simple définition des différentes approches.



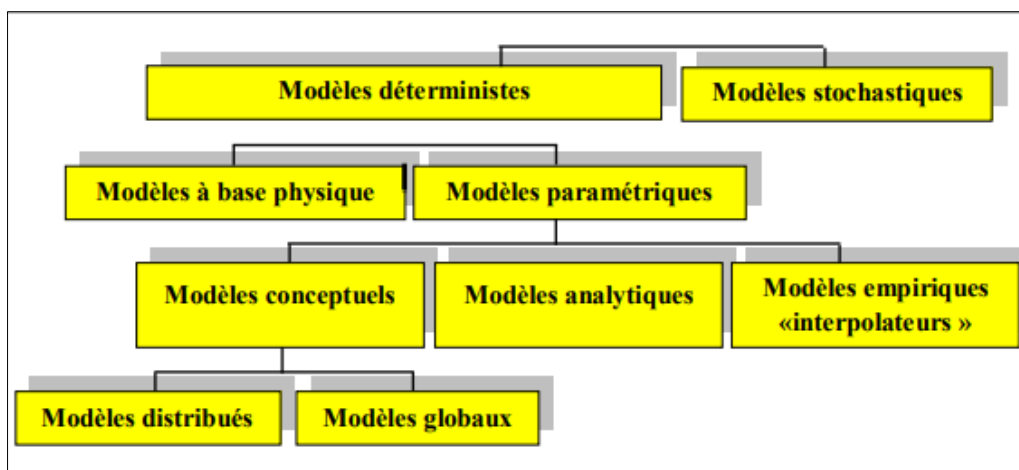


Figure 1.3 : Différentes approches de la modélisation (Gaume, 2002)

### 1.2.2 Modèles stochastiques

Qui représentent la nature aléatoire des phénomènes hydrométéorologiques à l'aide de distribution statistique, ces modèles sont utilisés pour déterminer les relations entre les variables d'entrée et les variables de sortie.

### 1.2.3 Modèles déterministes

Un modèle est dit déterministe si aucune de ses grandeurs n'est considérée comme aléatoire. La plupart des modèles hydrologiques sont déterministes. Ces modèles associés à chaque jeu de variables de forçage (variables indépendantes d'entrée du modèle, peuvent être essentiellement des mesures de pluie), de variables d'état (variable permettant de caractériser l'état du système modélisé, par exemple : le niveau de remplissage des différents réservoirs d'eau du bassin versant, taux de saturation des sols, profondeur des sols...etc.) et de paramètres, une valeur de réalisation unique des variables de sortie (il s'agit essentiellement des débits simulés à l'exutoire d'un bassin versant).

### 1.2.4 Modèles à base physique

Est basé uniquement sur des équations de la physique, et ne comportant idéalement aucun paramètre. Il n'existe pas de modèle à base physique au sens strict en hydrologie. L'importance de l'hétérogénéité spatiale dans la réponse hydrologique des bassins versants rend cependant difficile voire impossible l'utilisation de tels modèles. La précision spatiale des données disponibles en particulier concernant les types de sols et leurs profondeurs n'est pas suffisante. Dans la pratique, les profondeurs et les Conductivités moyennes des sols représentatifs de sous parties du bassin versant doivent être évaluées par calage.

### 1.2.5 Modèles paramétriques

Les modèles paramétriques sont les modèles incluant des paramètres dont la valeur doit être estimée par le calage. Cette notion est directement liée à la notion de modèles conceptuels. Il n'est souvent pas possible de représenter les processus physiques d'un modèle, on utilise alors des paramètres n'ayant plus de sens physique et ne pouvant être reliés à des variables mesurables.

### **1.2.6 Modèles empiriques**

Le type de fonctions reliant les variables est fixé à priori (fonctions polynomiales, fonctions sigmoïdes). Le niveau de complexité (nombre de fonctions à utiliser, ordre du polynôme) étant fixé, le calage consiste alors à déterminer la combinaison de fonctions s'ajustant le mieux aux données mesurées.

### **1.2.7 Modèles analytiques**

Modèle pour lequel les relations entre les variables de sortie et les variables de forçage ont été établies par analyse de séries de données mesurées.

### **1.2.8 Modèles conceptuels**

Considèrent en général le bassin versant, après quelques simplifications du cycle de l'eau, comme un ensemble de réservoirs interconnectés.

### **1.2.9 Modèles globaux**

Les modèles globaux offrent à l'utilisateur un choix très attractif, car ils présentent une structure très simplifiée, ils ne demandent pas trop de données, faciles à utiliser et à calibrer. La représentation du processus hydrologique est très simplifiée. Il peut souvent mener à des résultats satisfaisants, et spécialement si l'objectif majeur est la prévision d'une crue. Un exemple de ce type de modèle est le modèle IHRACRES. (E. GAUME, Novembre 2000)

### **1.2.10 Modèles Spatialisés**

Actuellement plusieurs modèles spatialisés correspondant à des différentes écoles hydrologiques sont en phase avancée de développement. En principe, les modèles spatialisés sont des modèles qui utilisent des entrées et des sorties où les caractéristiques des bassins versants sont distribuées dans l'espace. La spatialisation peut être arbitraire ou basée sur des divisions morphologiques naturelles (découpage en sous bassins) ou hydrologiques (aires contributives).

Nous pouvons classer les modèles spatialisés en trois grands types :

- Modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés.
- Modèles physiques spatialisés.
- Modèles physiques conceptuels semi-spatialisés.

### **1.2.10.1 Modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés**

Les modèles conceptuels spatialisés ou semi-spatialisés représentent un grand progrès sur les modèles globaux quand il s'agit d'analyser le fonctionnement interne d'un bassin. Le bassin versant est discrétisé en unités spatiales (mailles ou sous-bassins) considérées comme homogènes, qui se vidant les unes dans les autres d'amont en aval. Ainsi, on a la possibilité de tenir compte de la répartition spatiale des facteurs et de suivre la genèse et la propagation des débits à l'intérieur du bassin (Morin, 2007). C'est le cas du modèle CEQUEAU et du modèle HEC-HMS.

### **1.2.10.2 Modèles physiques spatialisés**

Les modèles à base physique spatialisés sont des modèles qui décrivent les mécanismes internes d'un système (bassin versant) ayant comme base les lois de la mécanique, de la physique, de la thermodynamique, etc. Du point de vue théorique, ces modèles sont indépendants de tout calage parce que leurs paramètres sont mesurables. Ils permettent une description théorique unifiée de la plupart des flux observés dans un bassin versant et servent à modéliser les principaux processus hydrologiques comme :

- L'écoulement de surface à partir des équations de Saint-Venant.
- L'écoulement en milieu saturé à partir des équations de Darcy.
- L'écoulement en milieu non saturé à partir des équations de Richards.
- L'évapotranspiration à partir des équations de conservation ou de relations entre flux.

A partir d'un découpage de l'espace en mailles de tailles adaptées au problème à traiter, ils simulent les diverses composantes du cycle de l'eau sur chaque maille (ruissellement, infiltration, évapotranspiration) et convolent les transferts de maille à maille, jusqu'au réseau hydrographique constitué. Ces modèles sont complexes à mettre en œuvre et exigent d'importantes quantités de données. Ils sont bien adaptés à la simulation de la diversité d'un bassin.

Cependant, ces modèles ne peuvent traiter les grands bassins en raison de leur grande hétérogénéité morphologique et météorologique.

### **1.2.10.3 Modèles semi-spatialisés**

Il existe plusieurs modèles semi-distribués (ou semi-spatialisés), l'ensemble des modèles sélectionnés peut être utilisé avec succès dans le cadre du projet, l'avantage que présentent les modèles semi-distribués est qu'ils disposent d'une structure à base physique et ils demandent moins de données que les modèles distribués. Le modèle HEC-HMS est un exemple de ce type de modèles connu par ses performances de calcul et par la qualité de ses résultats.

## **1.3 Choix d'une modèle hydrologique pluie - débit**

Depuis quelques années, différents chercheurs ont donc tenté d'adapter les modèles hydrologiques à la simulation du fonctionnement des bassins versants mixtes, c'est-à-dire comprenant des entités hydrologiques urbaine, rurale et éventuellement périurbaine car c'est une entité compliquée à modéliser. La possibilité de différencier le fonctionnement des entités

hydrologiques ne signifie pas qu'il s'agit de modèles distribués en l'état mais les rend candidats à un usage de ce type.

Le développement des études par bassins représentatifs correspondait souvent à des demandes de dimensionnement d'ouvrages. A partir d'observations obtenues sur des durées courtes, ce type d'étude nécessite une extrapolation pour prédéterminer une crue de projet. Dès les premières études vers 1950, les extrapolations ont été faites en employant la théorie de l'hydrogramme unitaire développée par Sherman en 1932.

Nous pouvons présenter une hypothèse qui est à la base de toutes les applications de la modélisation hydrologique, c'est la séparation des modèles pluie-débit en deux sous-modèles selon le schéma de la figure I.4. Le premier sous-modèle, ou fonction de production, transforme les pluies brutes (Pen pluies nettes (PN) après soustraction des pertes (W). Ces pluies nettes PN engendrent les débits écoulés à l'exutoire au moyen de la fonction de transfert.

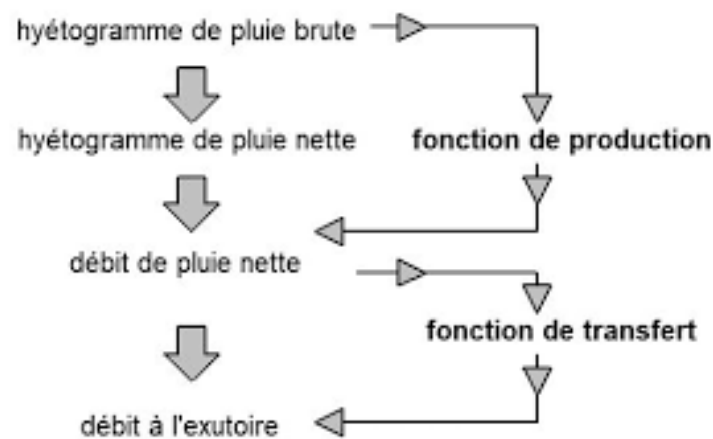


Figure 1.4: Schéma général du processus de transformation de pluie brute en débit.

### 1.3.1 Fonction de production

La fonction de production transforme la pluie brute observée PB en pluie nette PN, en enlevant les pertes (voir figure précédente). La pluie nette est la partie de la pluie brute qui arrive par ruissellement de surface à l'exutoire. Par déduction, les pertes W correspondent à l'infiltration dans les couches superficielles du sol bien sûr mais aussi à l'interception par la végétation, au stockage dans les flaques, à la percolation vers les nappes profondes, à la reprise par évaporation.

On voit donc que le concept de fonction de production est une représentation très grossière de la réalité. Mais il s'agit d'une simplification qui permet de mieux appréhender les processus hydrologiques, et donc de mieux les modéliser. Sur une parcelle, toute l'eau qui s'infiltré est considérée comme perdue pour le ruissellement et toute l'eau qui ruisselle est supposée contribuer à la formation des crues.

Toujours sur une parcelle, il est possible de mesurer les différents termes qui composent les pertes (W). Sur un bassin versant, il est possible de mesurer en différents points les termes du bilan hydrique, mais l'intégration dans l'espace de ces mesures et de leur variabilité s'avère très difficile car la plupart des phénomènes ne sont pas continus. De plus certains processus physiques apparaissent sur un bassin versant alors qu'ils n'existaient pas à l'échelle de la parcelle.

### 1.3.2 Fonction de transfert

Une fonction de production qui prend en compte toute la non-linéarité du processus pluie-débit et une fonction de transfert qui calcule les débits en considérant le système comme linéaire et invariant (figure I.3). Avec ces définitions, l'identification du modèle de transfert se réduit à la résolution de l'intégrale suivante :

$$Q(t)=\int_0^{\infty} h(r)PN(t-r)dr \quad (\text{Eq.1.1})$$

Cette intégrale est appelée intégrale de convolution ou interface du Duhamel,

$h(r)$  : Réponse impulsionnelle du système ou encore noyau de convolution.

En hydrologie,  $h(r)$  est l'hydrogramme unitaire instantané, si les débits  $Q(t)$  et les pluies nettes  $PN(t)$  sont exprimés dans la même unité, les ordonnées de ce hydrogramme unitaire ont pour dimension l'inverse d'un temps. Il s'agit d'une représentation « boîte noire » du système, et la réponse impulsionnelle est la sortie de la boîte noire lorsque l'entrée du système est une impulsion de Dirac (fonction d'intégrale unité se produisant sur un intervalle de temps très bref). (MESSAK .A, 2007)

### 1.4 Etapes d'élaboration d'un modèle

L'élaboration d'un modèle hydrologique comporte certaines étapes essentielles:

**a. Définir le modèle** et ses objectifs en termes de précision (Ambroise, 1998). Cette définition permettra de déterminer les choix à faire par la suite et donc de préciser les chemins à suivre dans l'élaboration des étapes suivantes.

**b. Identifier le modèle**, pour pouvoir définir et caractériser le système, ses frontières et sa structure, définir l'événement, les variables et les paramètres et émettre les hypothèses et le choix des échelles de temps et d'espace caractéristiques des processus de base.

**c. Elaborer** l'algorithme à incorporer dans un outil informatique capable de procéder aux instructions. Cet algorithme doit être suivi de la vérification du logiciel lui-même (De Marsily et Ambroise, 1998).

**d. Caler** le modèle, par estimation des paramètres du modèle, non mesurables, selon des critères déductifs ou des observations des entrées et des sorties. Il existe deux façons d'estimer les paramètres à partir d'un échantillon :

- la méthode passive (on prend tous les couples entrées-sorties disponibles, et par des Méthodes statistiques, on évalue les coefficients des équations),
- la méthode active (en donnant un poids spécifique plus grand à certaines observations ou groupe d'observations).

Le calage peut être manuel ou automatique.

Le calage consiste à ajuster les valeurs numériques attribuées aux paramètres du modèle pour reproduire au mieux la réponse observée. C'est le processus de choix de jeux de valeurs des paramètres. Cette opération peut se faire manuellement par une procédure "essai erreur", ou automatiquement par une procédure d'optimisation en cherchant la valeur optimale d'un critère donné (communément appelé fonction objectif) qui améliore la cohérence entre la réponse observée et simulée du bassin (Madsen, 2000). Il existe plusieurs méthodes dans la littérature pour déterminer cette valeur optimale telle que la méthode de détermination directe. Nous pouvons citer par exemple la méthode d'optimisation de Rosenbrock (Rosenbrock, 1960) et la méthode Simplex (Nelder et Mead, 1965). Néanmoins, l'application de ce genre de méthodes trouve rapidement ses limites à cause de la présence de multiples valeurs optimales et de la dépendance le plus souvent forte entre les paramètres. Cela rend la surface de réponse discontinue, non-dérivable, présentant plusieurs zones de convergence et des optima locaux (Beven et Binley, 1992 et Duan, et al., 1992), cité par Chahinian (2004). D'autres algorithmes complexes, de type probabiliste, ont été ainsi développés pour chercher l'optimum global. Dans ce type de méthodes, la convergence ne se fait plus au sens de distance mathématique mais de distance probabiliste. Parmi celles-ci nous pouvons citer l'algorithme *Shuffled Complex Evolution* (SCE-UA) de Duan, et al. (1992) combinant des algorithmes simple et génétique. Ce genre d'algorithmes nécessite malheureusement des données et un temps de calcul considérables.

Récemment, d'autres algorithmes d'optimisation globaux ont été développés. Dans les années 90, Beven (1993) a introduit la notion "d'équifinalité". Le fondement de cette approche réside dans le constat qu'il n'y a, en règle générale, pas un seul et unique jeu de paramètres optimal pour caler un modèle, mais une famille de solutions ou des régions d'une surface de réponse donnant des résultats de qualité similaire. Cela est traduit par le développement de la méthode GLUE (*Generalized Likelihood Uncertainty Estimation*) de Beven et Binley (1992) qui utilise les réalisations Monte Carlo pour faire une exploration de la gamme des simulations possibles. C'est une méthode basée sur une approche bayésienne et donc les mesures de vraisemblance peuvent être modifiées en fonction des données nouvelles. L'autre avantage de cette méthode réside dans le calcul des intervalles de confiance et l'estimation des erreurs et incertitudes reliées à l'opération de calage. Néanmoins, l'inconvénient de cette méthode reste les temps élevés de calcul.

**e. Evaluer le modèle**, en comparant la réponse simulée par le modèle à une sollicitation expérimentale et la réponse réelle, à partir de données différentes de celles utilisées pour le calage.

**f. Définir** le domaine de validité du modèle élaboré (Ambroise, 1998). La formulation mathématique du modèle est basée sur des équations simplifiées, selon certaines hypothèses concernant les conditions initiales et conditions aux limites.

## 1.5 Présentation de quelques modèles

### 1.5.1 Modèle du Génie rural (GR)

C'est un modèle pluie-débit développé par le Cemagref depuis l'année 1980, Ces modèles appartiennent à la famille des modèles conceptuels à Réservoirs. L'approche est globale. Le pas de temps est le plus souvent journalier (GR4J) même si des modèles dérivés à pas de temps mensuel (GR2M), annuel (GR1A) et interannuel ont été construits.

#### 1.5.1.1 *Modèle pluie-débit GR1A*

##### ❖ Introduction

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.

La version que nous présentons ici, est celle proposée par Mouelhi (2003) et Mouelhi et al. (2006a).

##### ❖ 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 :

$$Q_k = P_k \left\{ 1 - \frac{1}{\left[ 1 + \left( \frac{0.7P_k + 0.3P_{k-1}}{X.E} \right)^2 \right]^{0.5}} \right\} \quad (\text{Eq.1.2})$$

où  $X$  est l'unique paramètre du modèle.

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

Si,  $X$  est supérieur à 1, le système perd de l'eau et si  $X$  est plus petit que 1, le système en gagne, le tout exprimé en fraction de l'ETP.



### ❖ Paramètre

Le modèle ne comporte qu'un paramètre optimisable, le paramètre X adimensionnel 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].

#### 1.5.1.2 Description du modèle pluie-débit mensuel GR2M

### ❖ Introduction

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuel) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1980, avec des objectifs d'applications dans le domaine des ressources en eau et des étiages.

Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Kabouya (1990), Kabouya et Michel (1991), Makhoulf (1994), Makhoulf et Michel (1994), Mouelhi (2003) et Mouelhi et al. (2006b), qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. La version présentée ici est celle de Mouelhi et al. (2006b).

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.

### ❖ Description mathématique

Un schéma de la structure est donné par la figure 1.5, 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:

#### ✓ Production

La fonction de production du modèle repose sur un réservoir de suivi d'humidité du sol. Une partie P<sub>s</sub> de la pluie P<sub>k</sub> va être ajoutée au contenu S<sub>k</sub> dans le réservoir en début de pas de temps :

$$P_s = \frac{x_1 \cdot \left(1 - \left(\frac{S_k}{x_1}\right)^2\right) \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{x_1}\right)}{1 + \frac{S}{x_1} \cdot \tanh\left(\frac{P_k}{x_1}\right)} \quad (\text{Eq.1.3})$$

Le paramètre X<sub>1</sub>, capacité du réservoir, est positif et est exprimé en mm. La pluie en excès, P<sub>1</sub>, est donnée par :

$$P_1 = P - P_s \quad (\text{Eq. 1.4})$$



et le contenu du réservoir est actualisé :

$$S' = PS + Ps \quad (\text{Eq. 1.5})$$

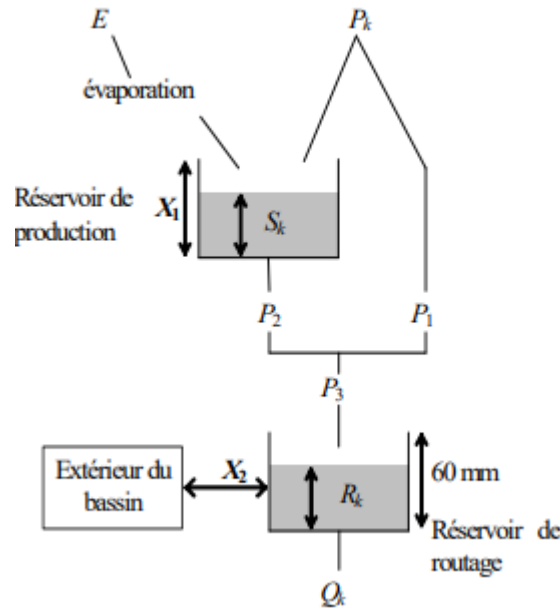


Figure 1.5: Schéma de la structure du modèle GR2M

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

$$E_s = \frac{S' \cdot \left(2 - \frac{S'}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S'}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right)} \quad (\text{Eq.1.6})$$

$E$  : Evapotranspiration potentielle moyenne du mois calendaire considéré.

Le niveau  $S'$  devient  $S''$  :

$$S'' = S' - E_s \quad (\text{Eq.1.7})$$

✓ **Percolation**

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

$$P_2 = S'' \cdot \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{S''}{X_1} \right)^3 \right]^{1/3} \right\} \quad (\text{Eq.1.8})$$

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

$$S_{k+1} = S'' - P_2 \quad (\text{Eq.1.9})$$

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

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

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad (\text{Eq. 1.10})$$

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

$$R' = R_k + P_3 \quad (\text{Eq. 1.11})$$

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

$$F = (X_2 - 1) \cdot R' \quad (\text{Eq. 1.12})$$

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

$$R'' = X_2 \cdot R' \quad (\text{Eq. 1.13})$$

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

$$Q_k = \frac{R''^2}{R'' + 60} \quad (\text{Eq. 1.14})$$

Le contenu du réservoir est enfin actualisé par :

$$R_{k+1} = R'' - Q_k \quad (\text{Eq. 1.15})$$

### ❖ Paramètres

Le modèle a deux paramètres optimisables :

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

$X_2$  : Coefficient d'échanges souterrains (-).

Sur un large échantillon de bassins versants, on obtient les valeurs données dans le Tableau 1.1.

Tableau 1.1: Valeurs des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 90%
$X_1$ (mm)	380	140 -- 2640
$X_2$ (-)	0.92	0.21 -- 1.31

### 1.5.1.3 Description du modèle pluie-débit journalier GR4J

#### ❖ Introduction

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

et d'ingénierie (dimensionnement d'ouvrages, prévision des crues et des étiages, gestion de réservoirs, détection d'impact...).

Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Edijatno et Michel (1989), Edijatno (1991), Nascimento (1995), Edijatno et al. (1999), Perrin (2000), Perrin (2002) et Perrin et al. (2003) qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. C'est la version de Perrin et al. (2003) qui est présentée ici.

Bien que GR4J soit un modèle empirique, sa structure l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui permet de tenir compte 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 qu'une fonction d'ouverture sur l'extérieur non atmosphérique permettant de simuler le gros du comportement hydrologique du bassin.

Le modèle GR4J a certaines fonctions communes avec le modèle GR2M (par exemple la fonction de production liée au réservoir sol). Son module de routage est cependant plus sophistiqué qu'au pas de temps mensuel.

❖ **Description mathématique**

Un schéma de la structure est donné à la figure 1.6,  $P_k$  est la pluie journalière du jour  $k$  et  $E$  l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même jour calendaire.

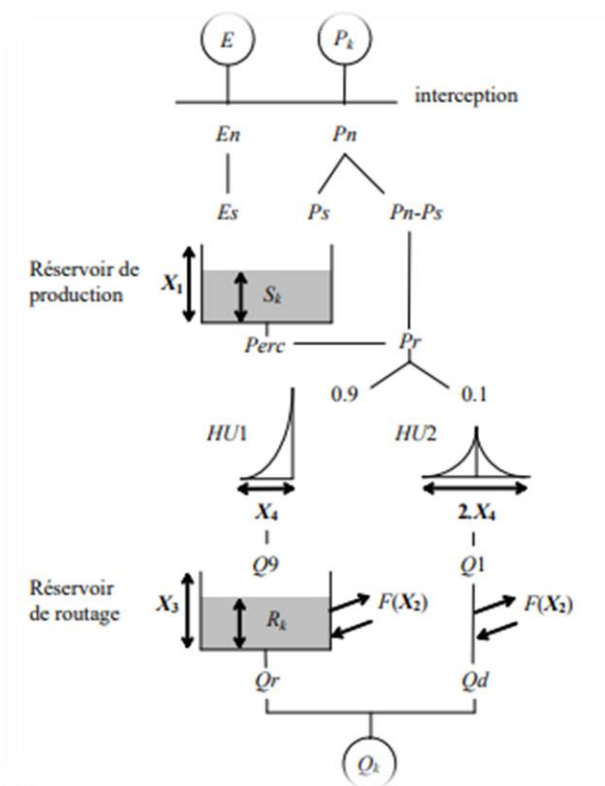


Figure 1.6: Schéma de la structure du modèle GR4J

✓ **Neutralisation**

La première opération est la neutralisation de Pk par E pour déterminer une pluie nette Pn et une évapotranspiration nette En calculée par :

$$\text{Si, } P_k \geq E, \text{ alors } P_n = P_k - E \quad \text{et } E_n = 0 \quad (\text{Eq. 1.16})$$

$$\text{Si, } P_k < E, \text{ alors } P_n = 0 \text{ et } E_n = E - P_k \quad (\text{Eq. 1.17})$$

✓ **Fonction de rendement**

Dans le cas où Pn est différente de zéro, une partie Ps de Pn alimente le réservoir de production et est calculée par :

$$P_s = \frac{X_1 \left(1 - \frac{S_k}{X_1}\right)^2 \cdot \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)}{1 + \frac{S_k}{X_1} \cdot \tanh\left(\frac{P_n}{X_1}\right)} \quad (\text{Eq. 1.18})$$

Où :

X1 (mm) : Capacité maximum du réservoir de production,

Sk : Contenu du réservoir de production au début du jour k.

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

$$E_s = \frac{S_k \cdot \left(1 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)}{1 + \left(1 - \frac{S_k}{X_1}\right) \cdot \tanh\left(\frac{E_n}{X_1}\right)} \quad (\text{Eq. 1.19})$$

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

$$S'' = S_k + P_s - E_s \quad (\text{Eq.1.20})$$

✓ **Percolation**

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

$$Perc = S' \left\{ 1 - \left[ 1 + \left( \frac{4 S'}{9 X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad (\text{Eq. 1.21})$$

Par suite, le contenu du réservoir devient :

$$S_k + 1 = S' + Perc \quad (\text{Eq. 1.22})$$

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

$$P_r = Perc + (P_n - P_s) \quad (\text{Eq. 1.23})$$

✓ **Hydrogrammes unitaires**

Pr est divisé en deux composantes d'écoulement, 90 % étant routés par un hydrogramme unitaire HU1 et un réservoir de routage et 10 % par un hydrogramme unitaire symétrique

HU2. HU1 et HU2 dépendent du même paramètre X4, temps de base de HU1 exprimé en jours.

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

$$\text{Pour } t \leq 0, \quad \text{SH 1}(t) = 0 \quad (\text{Eq. 1.24})$$

$$\text{Pour } 0 < t < X4 \quad \text{SH 1}(t) = \left(\frac{t}{X4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad (\text{Eq. 1.25})$$

$$\text{Pour } t \geq X4, \quad \text{SH 1}(t) = 1 \quad (\text{Eq. 1.26})$$

SH2 est définie de façon similaire par:

$$\text{Pour } t \leq 0, \quad \text{SH 2}(t) = 0 \quad (\text{Eq. 1.27})$$

$$\text{Pour } 0 < t \leq X4, \quad \text{SH 2}(t) = \frac{1}{2} \left(\frac{t}{X4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad (\text{Eq. 1.28})$$

$$\text{Pour } X4 < t < 2.X4, \quad \text{SH 2}(t) = 1 - \frac{1}{2} \left(2 - \frac{t}{X4}\right)^{\frac{5}{2}} \quad (\text{Eq. 1.29})$$

$$\text{Pour } t \geq 2.X4, \quad \text{SH 2}(t) = 1 \quad (\text{Eq. 1.30})$$

Les ordonnées de HU1 et HU2 sont alors calculées par :

$$\text{UH}(1 j) = \text{SH}(1 j) - \text{SH}(j - 1) \quad (\text{Eq. 1.31})$$

$$\text{UH}(2 j) = \text{SH}(2 j) - \text{SH}(j - 2) \quad (\text{Eq. 1.32})$$

où j est un entier.

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

$$Q9 = 0.9 \sum_{j=1}^1 \text{UH1}(j). \text{Pr}(K - j + 1) \quad (\text{Eq.1. 33})$$

$$Q1 = 0.1 \sum_{j=1}^m \text{UH2}(j). \text{Pr}(K - j + 1) \quad (\text{Eq.1. 34})$$

où l = int(X4)+1 et m = int(2.X4)+1, avec int(.) désignant la partie entière.

### ✓ **Fonction d'échange avec l'extérieur non atmosphérique**

Un échange souterrain en eau est calculé par :

$$F = X2. \left(\frac{Rk}{X3}\right)^{\frac{7}{2}} \quad (\text{Eq. 1.35})$$

où Rk est le niveau dans le réservoir en début de pas de temps, X3 la capacité à un jour du réservoir et X2 le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports,

négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes ou nul. En fait, l'interprétation physique de cette fonction d'échange n'est pas directe.

✓ **Réservoir de routage**

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

$$R' = \max (0, R_k + Q_9 (k) + F) \quad (\text{Eq. 1.36})$$

Il se vidange ensuite en une sortie Qr donnée par :

$$Q_r = R' \left\{ 1 \left[ 1 + \left( \frac{R'}{X_3} \right) \right]^{1/4} \right\} \quad (\text{Eq.1. 37})$$

Le niveau dans le réservoir devient :

$$R_{k+1} = R' - Q_r \quad (\text{Eq.1. 38})$$

✓ **Écoulement total**

La sortie Q1 de l'hydrogramme HU2 est soumise au même échange pour donner la composante d'écoulement Qd :

$$Q_d = \max (0, Q_1(k) + F) \quad (\text{Eq. 1.39})$$

Le débit total Q est alors donné par :

$$Q_k = Q_r + Q_d \quad (\text{Eq.1. 40})$$

❖ **Paramètres**

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler:

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

Sur un large échantillon de bassins versants, on obtient les valeurs données dans le tableau 1.2.

Tableau 1.2 : Valeur des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants

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

### **1.5.2 . Le 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.

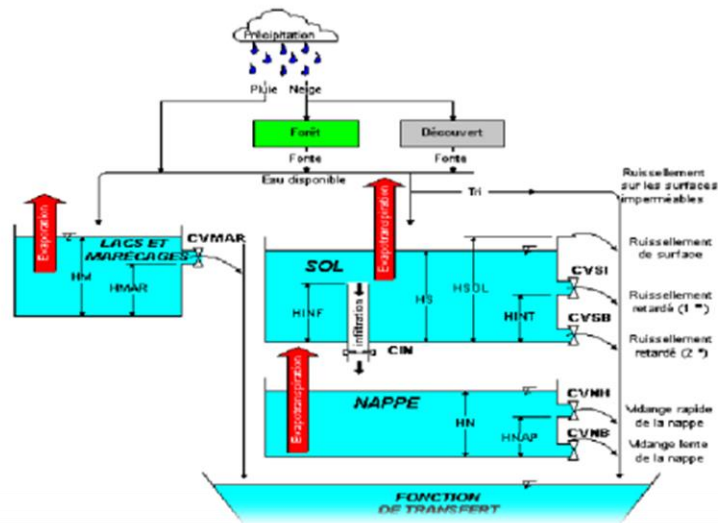
Le découpage dans l'espace d'un bassin versant peut être très varié dans sa forme et sa densité. Pour le modèle CEQUEAU, le bassin versant est découpé en surfaces carrées de dimensions semblables appelées « carreaux entiers » c'est le premier découpage. Un deuxième est ensuite nécessaire pour reproduire 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.

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.

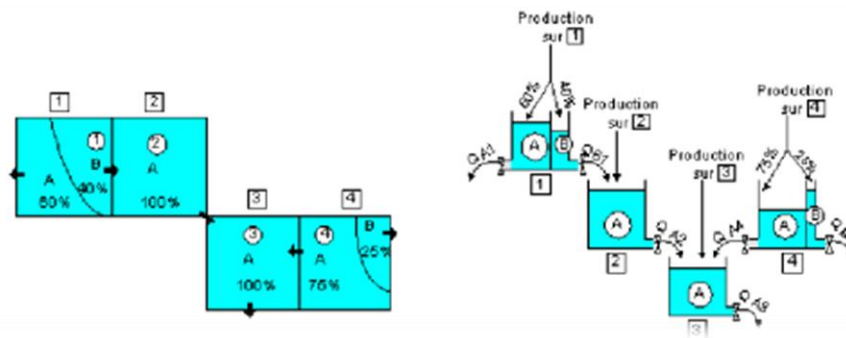
Le deuxième découpage consiste à subdiviser les carreaux entiers en carreaux partiels. Ces éléments sont le résultat de la subdivision des "carreaux entiers" en fonction des lignes de partage des eaux. On compte jusqu'à quatre "carreaux partiels" par "carreau entier". Les données nécessaires pour ces 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 (fig.1.7.a). 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.

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 (fig.1.7.b).



a) Fonction de production du modèle hydrologique CEQUEAU



b) Fonction de transfert du modèle CEQUEAU.

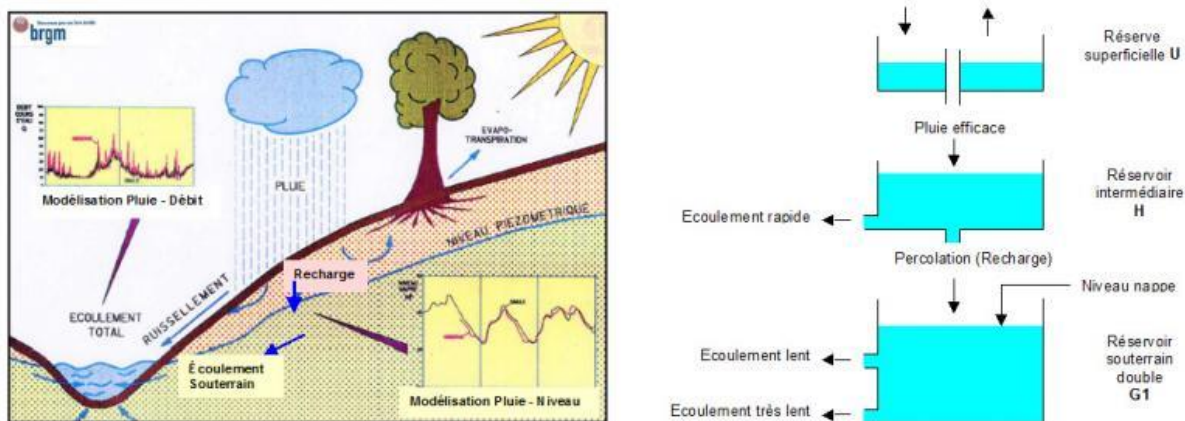
Figure 1.7 : Schéma structurel du modèle CEQUEAU

### 1.5.3 . Modèle GARDENIA

#### ❖ Description du modèle

Le modèle GARDÉNIA (Global à Réservoirs pour la simulation des débits et des niveaux aquifères) (Thiéry, 2003) est un modèle hydrométéorologique global au pas de temps journalier qui simule les principaux mécanismes du cycle de l'eau par une succession de réservoirs, depuis les précipitations sur un bassin versant jusqu'au débit à l'exutoire ou au niveau aquifère en un point. Ce modèle est global, car il considère des "entrées" moyennes (une "lame d'eau" sur le bassin et une évapotranspiration potentielle) et un point de calcul unique qui est le débit à l'exutoire et/ou le niveau piézométrique en un point de la nappe sous-jacente. Le cycle de l'eau est représenté par une succession de réservoirs comme illustré sur la figure 1.8.





(Source : BRGM/RP-52832, 2003, Logiciel GARDENIA version 6.0, Guide d'utilisation).  
Figure 1.8 Schéma de la structure du modèle Gardénia

Le premier réservoir, représentant la zone racinaire, permet de calculer, en fonction de son état de saturation, l'évapotranspiration réelle à partir de la pluie et de l'évapotranspiration potentielle et donc l'éventuel excédent de pluie. Le deuxième réservoir non linéaire, représentant la zone non saturée, permet de décomposer l'excédent de pluie en deux composantes : une composante rapide identifiée au ruissellement, et une composante lente identifiée à l'infiltration. Il est responsable du routing de l'infiltration en recharge de l'aquifère sous-jacent. Le troisième réservoir linéaire à vidange exponentielle représente le tarissement de la composante souterraine du débit d'un cours d'eau et son niveau représente le niveau piézométrique en un point représentatif de la nappe. L'hypothèse est que, au moins localement, les variations de niveaux piézométriques sont homothétiques. Le modèle Gardénia intègre également un module de fonte de la neige s'il en existe. Des effets anthropiques comme des prélèvements ou des injections peuvent enfin être pris en compte explicitement, de manière analogique par le modèle.

Le modèle peut fonctionner à des pas de temps journalier, mais également à des pas de temps plus fins, par exemple horaires ou même de quelques minutes, quand il est nécessaire de simuler des crues résultant de précipitations cycloniques par exemple.

L'originalité du modèle Gardénia est, outre la prise en compte de pompages, la possibilité de simuler les niveaux aquifères et surtout de pouvoir simuler simultanément, avec le même jeu de paramètres le débit à l'exutoire du bassin et un niveau piézométrique représentatif du bassin. Cette fonctionnalité renforce la robustesse du modèle puisque les paramètres gérant les écoulements souterrains peuvent être calibrés explicitement sur les variations piézométriques ce qui limite les incertitudes liées à une mauvaise identification des deux composantes de l'écoulement résultant d'un non unicité de la calibration.

Le modèle permet de prendre en compte une fonction d'exportation, ou même une importation, de débit souterrain vers les bassins voisins, ou vers la mer. Cette fonction d'échange de débit souterrain a été améliorée pour dépendre de l'état du stock en eau souterraine dans le bassin pour permettre des résultats satisfaisants y compris avec des scénarios de changement climatique correspondant à des diminutions marquées de l'alimentation des bassins. Il faut noter que les paramètres hydrologiques pour ce modèle sont

généralement au nombre de 4 à 6 et au maximum au nombre de 8 dans le cas général (15 si l'on tient compte des précipitations sous forme de neige).

### ✓ **Réservoir de surface**

Le réservoir de surface reçoit la pluie brute et est soumis à l'évapotranspiration ETR qui correspond à l'évapotranspiration potentielle ETP corrigée d'un coefficient PETC. Le réservoir est caractérisé par sa capacité maximale RUMAX. L'excès de pluie alimente le réservoir sol sous-jacent.

### ✓ **Réservoir sol**

Le réservoir sol reçoit l'excédent du réservoir de surface et se vidange d'une part dans le réservoir eau-souterraine par percolation de façon linéaire (constante THG) et d'autre part de façon quadratique en un débit de surface QS (constante k), de telle sorte qu'à la hauteur RUIPER dans le réservoir, la vidange en percolation soit égale à la vidange de ruissellement de surface. La constante de vidange k peut donc être exprimée de la façon suivante :

$$\text{RUIPER} / \text{THG} = k \cdot \text{RUIPER}^2$$

D'où :  $k = 1 / (\text{RUIPER} \cdot \text{THG})$

Soit :  $\text{QS} = \text{H}^2 / (\text{RUIPER} \cdot \text{THG})$

### ✓ **Réservoir eau-souterraine**

Il est alimenté par les percolations du réservoir intermédiaire et se vidange de façon linéaire en un débit de base QB (constante K1).

### ✓ **Débit total**

Le débit total est la somme des débits de surface et du débit de base.

### ❖ **Paramètres optimisés**

Les figures 1.9 & 1.10 mettent en évidence le principe de fonctionnement et les paramètres utilisés du code Gardénia.

- X1 : (RUMAX) Capacité maximale du réservoir de surface.
- X2 : (THG) Constante de vidange par percolation du réservoir sol.
- X3 : (RUIPER) Hauteur du ruissellement-percolation.
- X4 : (K1) Constante de vidange du réservoir souterrain.
- X5 : (PETC) Coefficient de correction de l'ETP.
- X6 : Délai.

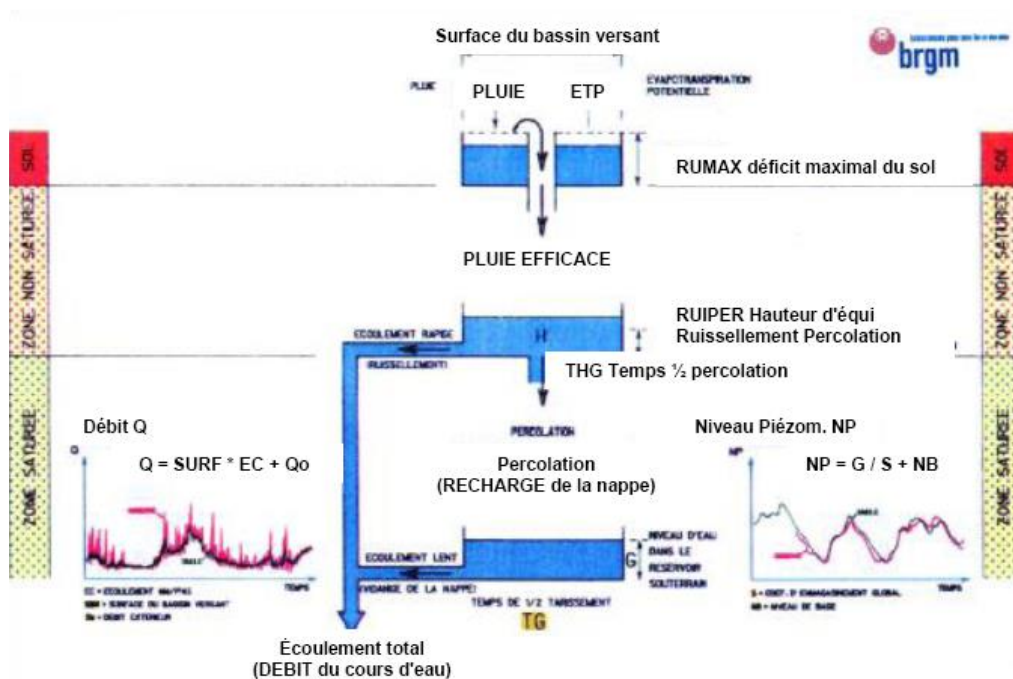


Figure 1.9 : Schéma de principe du modèle Gardénia (pris du catalogue du BRGM, 2015)

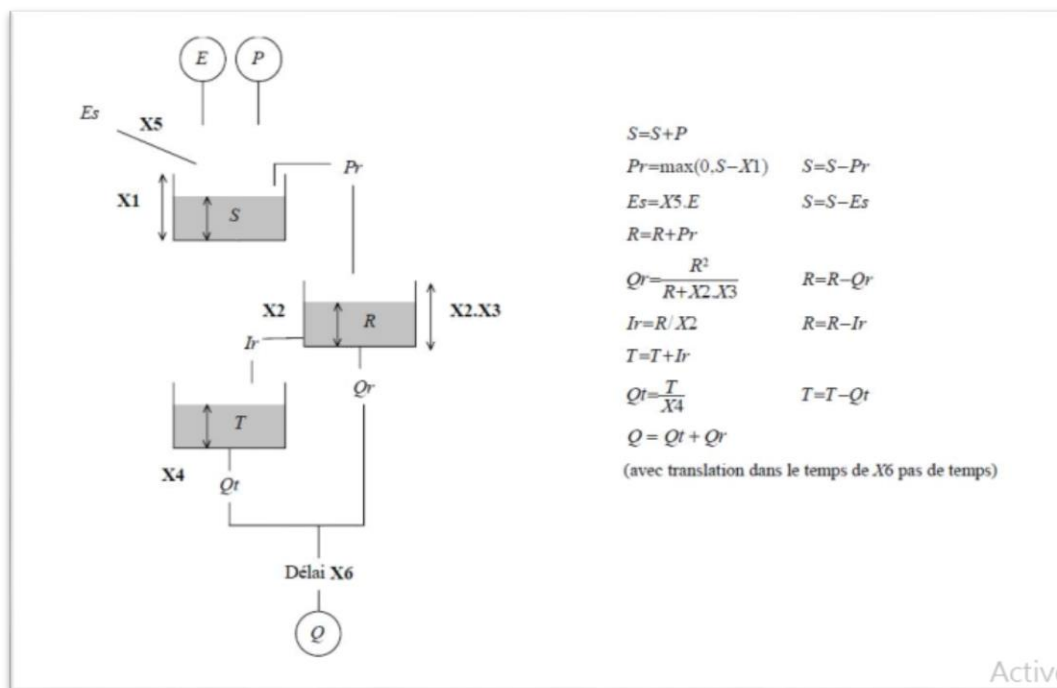


Figure 1.10 : Description et schéma de la version retenue

## 1.6 Conclusion

Le modèle hydrologique est un outil incontournable dans la compréhension de la dynamique d'un bassin versant.

Compte tenu de cette étude des modèles analysés, notre choix s'est porté sur un modèle hydrologique qui traite la modélisation des écoulements dans les régions arides et semi arides, avec un intérêt particulier sur la gestion et l'exploitation rationnelle des ressources en eau, il

## *Chapitre 1    Rappel bibliographique et état de l'art de la modélisation*

---

s'agit du modèle hydrologique Gardénia. Ce dernier nous permettra de simuler le fonctionnement du bassin de l'oued Khemis suite aux différentes sollicitations.



- Partie orientale avec comme principaux affluents l'oued Isser et l'oued Sikkak.
- Partie occidentale comprenant la Haute Tafna (oued Sebdou et oued Khemis) et l'oued Mouilah.
- Partie septentrionale: qui débute pratiquement du village Tafna et s'étend jusqu'à la plage de Rachgoune, embouchure de la Tafna sur la mer. Les oueds Boukiou, Boumessaoud et Zitoun sont les principaux affluents de cette partie.

Le bassin versant de l'oued Khemis fait partie des monts de Tlemcen, c'est un affluent rive gauche de la haute Tafna (fig. 2.2), se trouve par rapport aux coordonnées Lambert suivantes (Borsali, 2015) :

$$165 \text{ Km} > X > 138 \text{ Km}$$

$$118 \text{ Km} > Y > 88 \text{ Km}$$

L'oued Khemis prend sa source à une altitude 1700 m, aux environs du Djebel Dehar Azouj et coule jusqu'à une altitude de 650m au barrage Beni-Bahdel, administrativement, la région d'étude fait partie de la Wilaya de Tlemcen. D'une superficie de 350 Km<sup>2</sup> ce bassin est limité :

- ✓ Au Nord, par Sidi Medjahed et la plaine de Maghnia,
- ✓ Au Sud, par Sidi Djilali et Tenouchfi (1841m),
- ✓ A l'Est, par les Djebels El Rhar (1523m), Djebel Herhour et Nif el Ogab (1467m), et Guern Zahra (1292m),
- ✓ A l'Ouest, par le Horst de Rhar-Roubane (1014m) et Ras-Asfour 1532m).

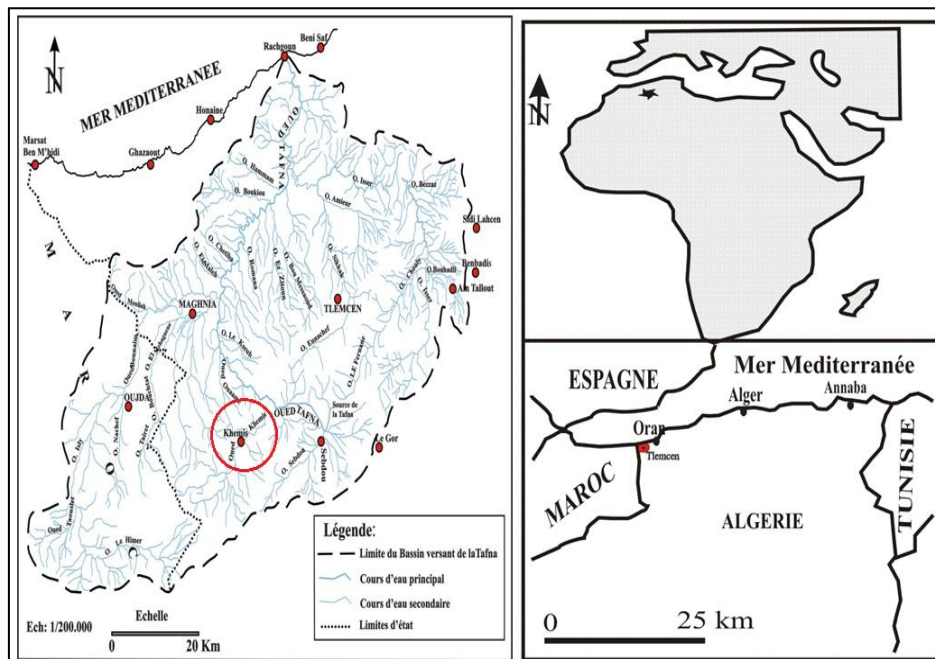


Figure 2.2: Situation du bassin de l'oued Khemis (Borsali, 2015).

## 2.2. Caractéristiques physiques du bassin versant

Les résultats de cette étude sont pris des travaux de Seladji (2000), Borsali (2015) et Bourbaba (2015), (Bouanani, 2004).

### 2.2.1. Caractéristiques de forme

#### 2.2.1.1. Indice de compacité de Gravelius

Le coefficient de Gravelius exprime la forme d'un bassin versant, il est égal au rapport du périmètre du bassin versant considéré à celui d'un cercle qui aurait la même surface. Plus cet indice sera proche de 1, plus le bassin aura une forme ramassée et plus le temps de concentration des eaux sera court.

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad (\text{Eq.2.1})$$

avec :

S : Superficie du bassin versant (km<sup>2</sup>) = 350 Km<sup>2</sup>

P : Périmètre du bassin versant (km) = 93 Km

K<sub>c</sub> = 1,39

La valeur du K<sub>c</sub> traduit un allongement du bassin et le développement d'une érosion linéaire.

#### 2.2.1.2 Rectangle équivalent

C'est une notion introduite pour pouvoir comparer les bassins entre eux du point de vue influence de la forme sur l'écoulement.

On détermine la longueur et la largeur du rectangle qui aurait la même superficie, le même indice, la même courbe de fréquence altimétrique et les mêmes conditions d'écoulement que ceux du bassin versant considéré.

La longueur du rectangle équivalent L (km)

$$L = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (\text{Eq.2.2})$$

L = 36,97 km

La largeur du rectangle équivalent l (km)

$$l = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (\text{Eq.2.3})$$

l = 9,47 Km

Dans notre étude la longueur du bassin est de 36,96 Km et la largeur est de 9,47 Km.







Nous utiliserons ici la classification définie par Strahler et Schum (1954) :  
 Tout tronçon de cours d'eau formé par la réunion de 2 cours d'eau d'ordre x est d'ordre x+1.

Tableau 2.1: Classification des thalwegs suivant les ordres et rapports caractéristiques.

Ordre	Nombre	Rapport de confluence	Longueur (Km)	Longueur moyenne(m)	Rapport des longueurs
1	1905	3,21	571	0,3	/
2	593	6,44	290,5	0,49	1,63
3	92	4,84	152	1,65	3,36
4	19	3,8	54	2,84	1,72
5	05	5	37	7,4	2,61
6	01	/	23,5	23,5	3,18
<b>Total</b>	2615	-	1128	-	-

**2.2.2.1. Densité de drainage**

C'est un paramètre qui permet de caractériser l'organisation du chevelu hydrographique et le degré de drainage du bassin versant, il correspond au rapport de la longueur total des thalwegs par la surface du bassin.

$$Dd = \sum \frac{Li}{S} \tag{Eq.2.4}$$

Où :

Dd : Densité de drainage (km/km<sup>2</sup>).

Li : Longueur moyenne des thalwegs au niveau de chaque ordre (km).

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

$$Dd = 3.22 \text{ Km} / \text{Km}^2$$

La valeur élevée de la densité de drainage indique la présence d'une pente forte favorisant des crues rapides, on peut dire que le bassin de Khemis est bien drainé.

**2.2.2.2. Rapport de confluence Rc**

C'est le quotient du nombre de thalwegs d'ordre (x) par celui des thalwegs d'ordre supérieur (x +1).

Il est défini par :  $Rc = \frac{N_x}{N_{x+1}}$  (Eq.2.5)

Il est préférable d'estimer la valeur moyenne des rapports de confluence par la méthode graphique, sur un papier semi-log où, on porte en ordonnées logarithmiques, le nombre de thalwegs et en abscisse arithmétique l'ordre des thalwegs (fig. 2.4).

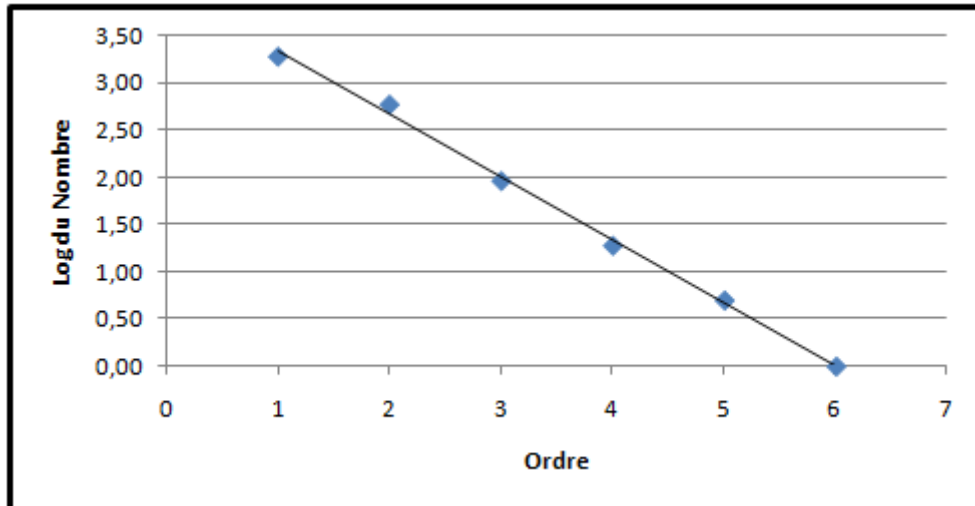


Figure 2.4: Rapport de confluence pour le bassin de l'oued Khemis.

Pour le bassin de l'oued Khemis,  $R_c = 3,69$ .

Le réseau est bien organisé, le nombre de cours d'eau d'ordre successifs forme une progression géométrique d'ordre inverse.

**2.2.2.3. Rapport de longueurs**

C'est le quotient de la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (x+1) par celle des thalwegs d'ordre (x).

$$R_L = \frac{L(x+1)}{L(x)}. \tag{Eq.2.6}$$

Graphiquement (fig.2.5), nous obtenons une valeur moyenne de  $R_L = 2.5$

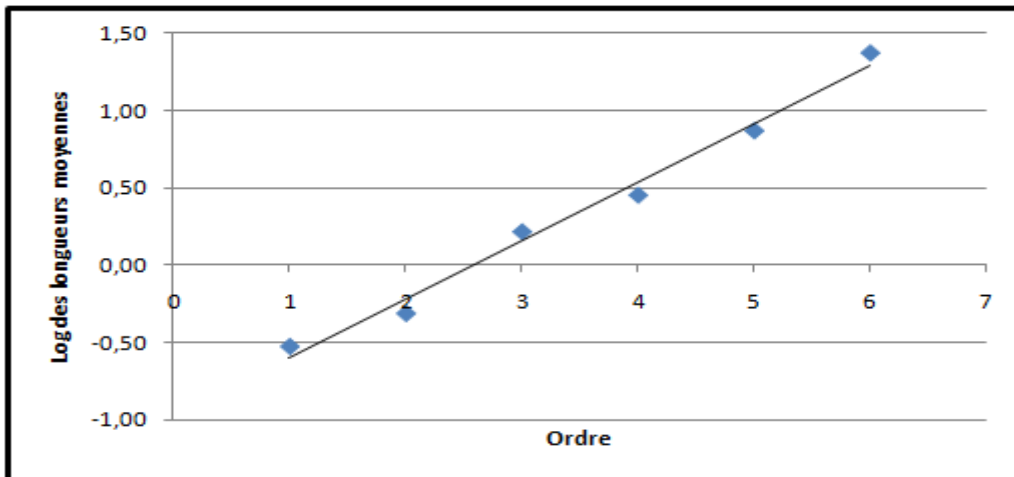


Figure 2.5: Rapport des longueurs pour le bassin de l'oued Khemis

La longueur moyenne de thalwegs d'ordres successifs croissants forme une série géométrique directe.

#### 2.2.2.4. Coefficient de torrentialité

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

$$C_T = Dd \cdot F_i \quad (\text{Eq.2.7})$$

avec :

Dd : Densité de drainage.

F<sub>i</sub> : Fréquence des thalwegs élémentaires  $F_i = N_i / S$

N<sub>i</sub> : Nombre de cours d'eau d'ordre i

$C_T = 17.54$

#### 2.2.2.5. Temps de concentration des eaux

Temps de concentration  $t_c$  - Temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée "hydrologiquement" de l'exutoire pour parvenir à celui-ci. On peut estimer  $t_c$  en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct (i.e. fin de l'écoulement de surface).

$$T_c = \frac{4\sqrt{A+1.5L}}{0.8\sqrt{H_{moy}-H_{min}}} \quad (\text{Eq.2.8})$$

Où,

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

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

L : Longueur du thalweg principal (km).

H<sub>moy</sub> : Altitude moyenne (m).

H<sub>min</sub> : Altitude minimale (m).

T<sub>c</sub> = 6 heures.

#### 2.2.3. Etude du Relief

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques qui requièrent la connaissance de la répartition hypsométrique et la dénivelée D.

##### 2.2.3.1. Etude de la répartition de la surface en fonction de l'altitude

Après, la mesure de l'aire totale du bassin, on détermine les surfaces partielles (tableau 2.2)

Tableau 2.2: Répartition de la surface en fonction de l'altitude

Tranches d'altitudes (m)	Surfaces partielles (km <sup>2</sup> )	Surfaces partielles cumulées (km <sup>2</sup> )	Surfaces partielles (%)	Surfaces cumulées (%)	Altitudes cumulées (%)
1700-1550	28,3	28,3	8,08	8,08	100
1550-1400	98	126,3	28	36,08	85,74
1400-1250	134	260,3	38,28	74,36	71,45
1250-1100	29,6	289,9	8,45	82,81	57,16
1100-950	26,5	316,4	7,57	90,38	42,87
950-800	25,2	341,6	7,2	97,58	28,58
800-650	8,4	350	2,4	100	14,29

Le tableau 2.2, nous permet de tracer la courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques.

Pour Strahler, la courbe hypsométrique est le reflet de l'état d'équilibre dynamique potentiel du bassin, dans notre étude la courbe hypsométrique présente une concavité vers le bas, c'est un bassin jeune d'où un potentiel érosif important, il est donc en pleine évolution géomorphologique.

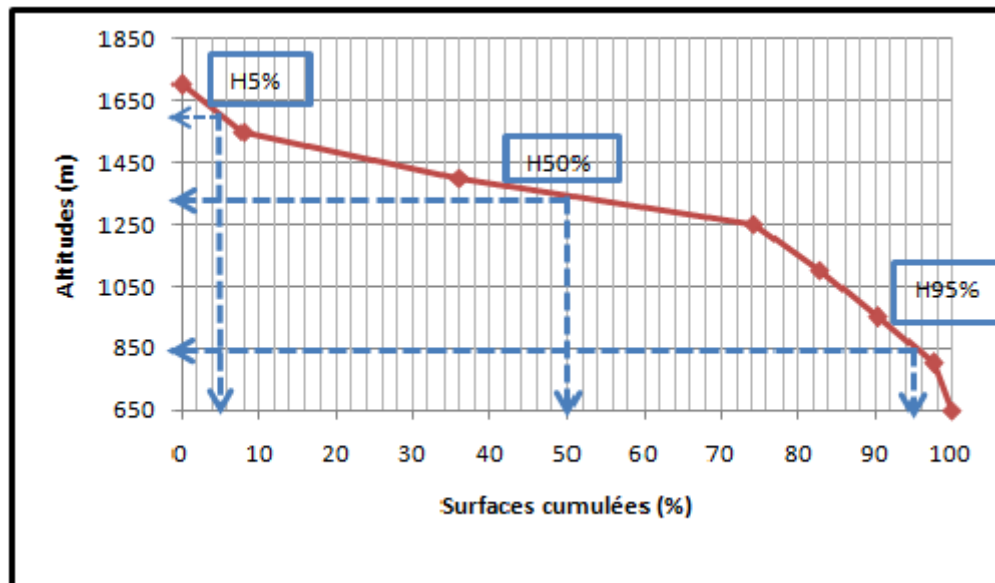


Figure 2.6: Courbe hypsométrique du bassin versant d'Oued Khemis.

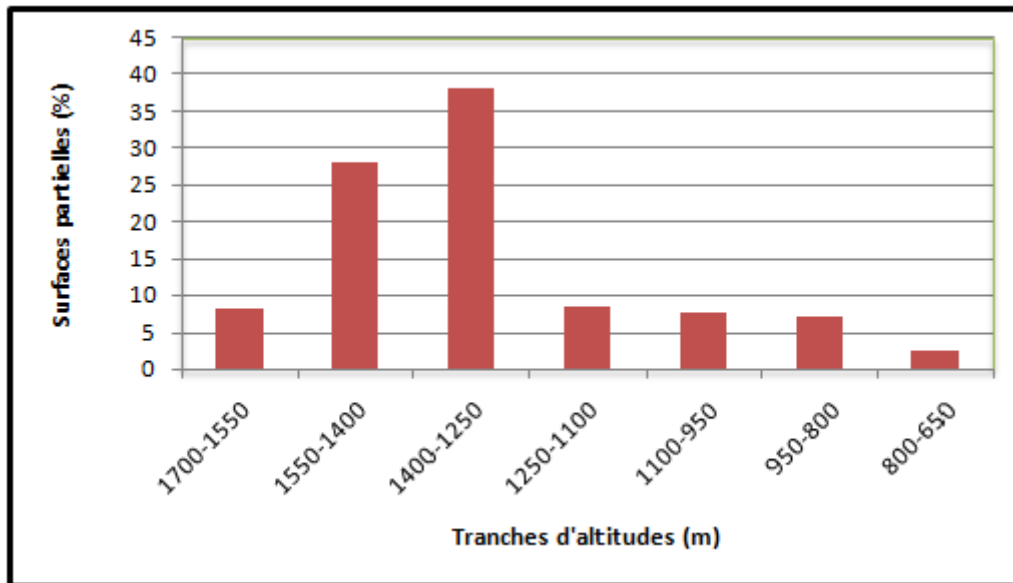


Figure 2.7 Histogramme des fréquences altimétriques du bassin d'Oued Khemis.

La courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques du bassin d'Oued Khemis (figures 2.6 & 2.7) nous permettent de déterminer les altitudes caractéristiques suivantes :

- Altitude la plus fréquente : 1250m-1400m.
- Altitude de fréquence ½ : 1400m

### 2.2.3.2. Etude des pentes.

#### A- Indice de pente de Roche $I_p$ .

C'est un indice de pente qui rend compte de l'influence du facteur pente sur le régime hydrologique du bassin, nous le déterminons à partir du rectangle équivalent.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{\beta_i (X_i - X_{i+1})} \quad (\text{Eq.2.9})$$

$\beta_i$  : Fraction de la surface totale du bassin comprise entre les côtes  $a_i$  et  $a_{i-1}$ , fonction donnée par le tableau hypsométrique (%).

$x_i$  : Distance séparant deux courbes de niveau sur le rectangle équivalent(m).

L: Longueur du rectangle équivalent (m).

$I_p = 1.54$

#### B- Indice de pente global $I_g$

La pente joue un rôle capital dans la plus ou moins grande aptitude au ruissellement des terrains, son appréhension peut être faite à l'aide de l'influence de la pente  $I_g$ .

C'est le rapport de la différence des altitudes de fréquences 5% et 95% (D) par la longueur du rectangle équivalent du bassin (L).

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (\text{Eq.2.10})$$

D : Dénivelée (m) : H5%-H95% (tirées de la courbe hypsométrique).

L : Longueur du rectangle équivalent (km).

$I_g = 0,019 \text{ m/m}$

Tableau 2.3 : Classification du relief selon l'ORSTOM (in Bouanani, 2004).

Classe	Type de relief	Indice de pente global
1	Très faible	$I_g < 0,002$
2	Faible	$0,002 < I_g < 0,005$
3	Assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
4	Modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
5	Assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
6	Fort	$0,05 < I_g < 0,5$
7	Très fort	$0,5 < I_g$

D'après la classification de l'ORSTOM, on peut dire que le bassin versant de l'Oued Khemis présente un relief Modéré.

### C- Dénivelée spécifique (Ds)

$$D_s = I_g \sqrt{A} \quad (\text{Eq.2.11})$$

$I_g$  : Indice de pente global (m/Km).

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

$D_s = 354.3 \text{ m}$ .

Tableau 2.4: Classification du relief selon Ds.

Classe	Type de relief	Ds
1	Très faible	$D_s < 10\text{m}$
2	Faible	$10\text{m} < D_s < 25\text{m}$
3	Assez faible	$25\text{m} < D_s < 50\text{m}$
4	Modéré	$50\text{m} < D_s < 100\text{m}$
5	Assez fort	$100\text{m} < D_s < 250\text{m}$
6	Fort	$250\text{m} < D_s < 500\text{m}$
7	Très fort	$500\text{m} < D_s$

Les valeurs de Ds (Tableau 2.4), traduisent bien l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief.

### 2.2.4. Profil en long de l'oued Khemis

Le profil en long du cours d'eau principal permet de déterminer les pentes des thalwegs et leur influence sur le régime d'écoulement (fig.2.8). D'une longueur de 31km, le cours d'eau principal de l'oued Khemis présente des variations de pente importantes depuis oued Tadert jusqu'à Beni-Bahdel.

Pour le premier tronçon entre oued Tadert et oued Boulefane existe une pente forte de 4.29%, elle diminue pour atteindre 3% entre oued Boulefane et Si Larbi.

La pente s'atténue encore Si Larbi et Khemis où, une rupture de pente de 2.31% est observée et elle passe à 2.14% à Khemis,

Pour le dernier tronçon la pente est faible où elle atteint une valeur de 1.67% à Beni-Bahdel.

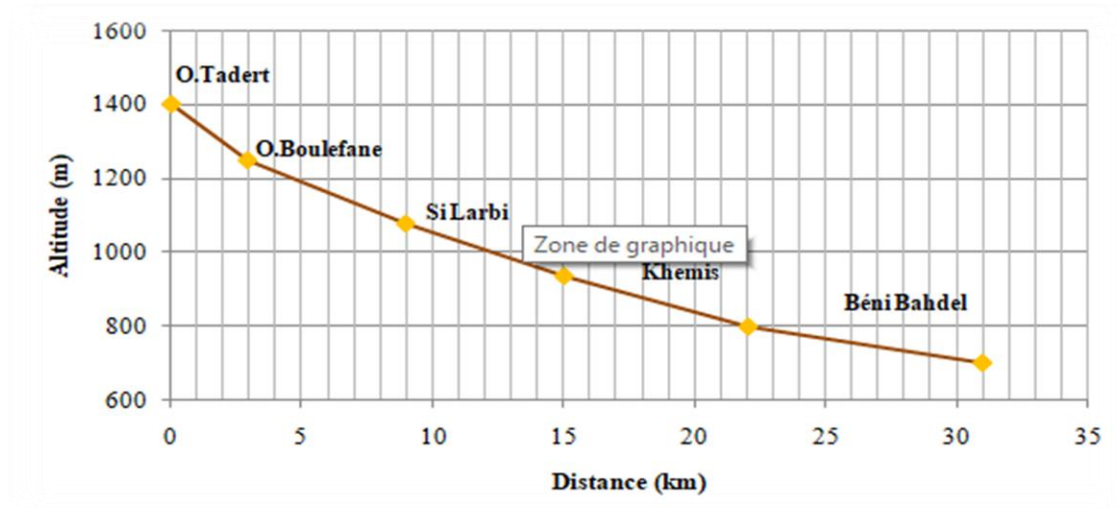


Figure 2.8: Profil en long de l'Oued Khemis.

### 2.3. Cadre géologique du bassin de l'oued Khemis

La structure actuelle de l'Algérie septentrionale est liée aux mouvements hercyniens et alpins.

La région d'étude constitue une zone de passage entre le Tell au Nord et les hautes plaines au Sud. (fig. 2.9)

- Elle se trouve dans un massif montagneux qui forme la terminaison occidentale des monts de Tlemcen et qui s'élève graduellement du Nord vers le Sud, ce massif est représenté par les monts de Rhar-Roubane (Mekahli, 1988).
- Les monts de Rhar-Roubane sont bordés par la plaine de Maghnia au Nord, la plaine des Angads d'Oujda et le plateau de Djorf-Ouazazen à l'Ouest, la plaine de Magoura au Sud et en fin la partie occidentale des monts de Tlemcen à l'Est (Mekahli, 1988).
- Lucas 1942 divise les monts de Rhar-Roubane du Nord vers le Sud en 4 unités géographiques (fig.2.10) :
  - Les monts du Kef.
  - La région de Ras Asfour qui comprend du Nord vers le Sud: le talus des BeniBousaid, la barrière et le plateau de Ras-Asf
  - La chaîne du Ténouchfi.
  - Le massif de Raourai.

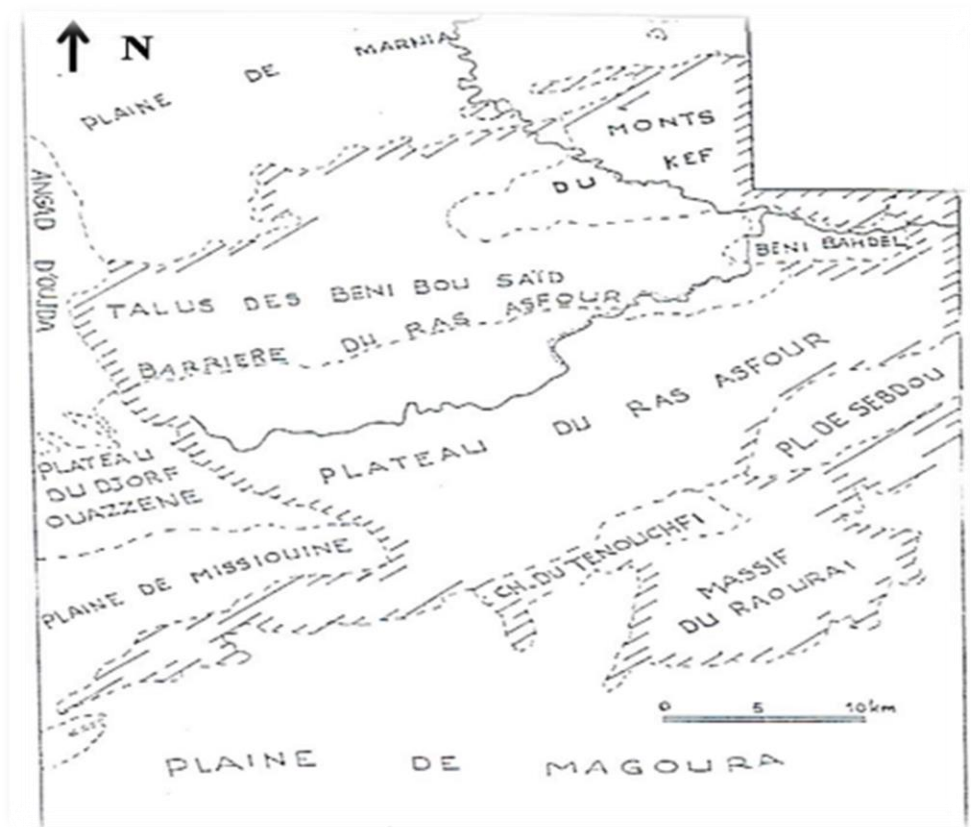


Figure 2.9: Unités géographiques des montes de Rhar-Roubane  
(D'après Lucas, 1942)



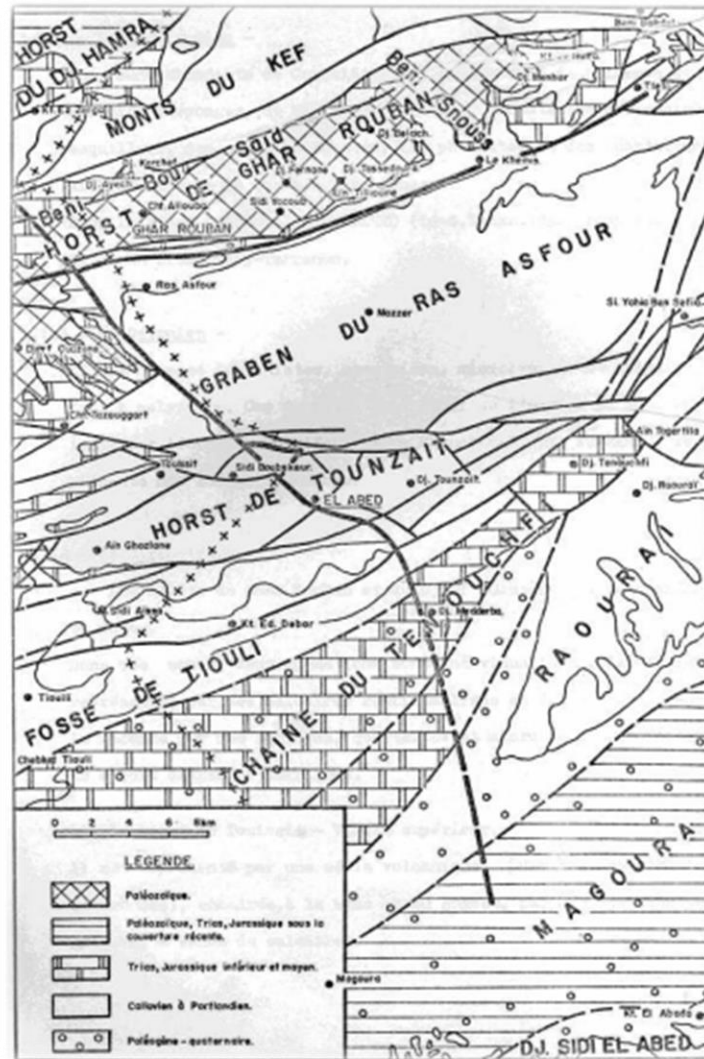


Figure 2.10: Situation des zones principales de la région de Rhar-Roubane (D'après Lucas, 1952)

### 2.3.1. Série litho-stratigraphique

La série stratigraphique des monts de Rhar-Roubane est constituée essentiellement de terrains secondaires qui reposent sur les terrains primaires. Nous avons une prépondérance d'une série épaisse du Jurassique qui va du Lias au Kimméridgien (fig.II.11).

#### 2.3.1.1. Primaire

Représenté par des formations schisto-quartziques, d'âge silurien et dévonien qui forment les noyaux des plissements.

##### a- Silurien

C'est une formation schisteuse reconnue à Djorf Fermane, et Djorf Ouazzen.

##### b- Dévonien

Il s'agit d'une formation schisteuse puissante avec des intercalations calcaires et gréseuses.

### **2.3.1.2. Secondaire**

#### **a- Trias**

Il est localisé essentiellement au Nord de la zone d'étude dans la région de Beni Bahdel.

Constitué par des argiles plus ou moins dolomitiques s'accompagnant parfois d'un léger métamorphisme (*in* Seladji, 2000).

#### **b- Jurassique inférieur et moyen**

Les assises du Jurassique inférieur sont discontinues ou lacunaires et n'importe quel niveau peut reposer sur le Primaire. Les premiers niveaux continus appartiennent au Bathonien dans le Horst de Rhar-Roubane (Mekahli, 1988).

- La série du Jurassique débute par le Lias, le Démorien inférieur affleure dans la partie médiane de Rhar-Roubane au Djorf Tissedoura, il s'agit de formation calcaire (Ciszak 1993).
- Au niveau de la frontière algéro-marocaine, les premiers dépôts liasiques (Carixien-Domerien) indiquent une sédimentation détritique. Ces dépôts sont surmontés par des marno-calcaires et des calcaires à Brachiopodes et spicules, de Spongiaires indiquant l'ouverture de la région vers la mer franche au cours du Toarcien (Mekahli, 1988).
- Dans la zone de Tenouchfi le Dogger est très épais, le Toarcien et le Jurassique moyen présentent des faciès de vasière relativement profonde (domaine « prétellien » Lucas, 1952), le Toarcien est représenté par des couches rouges ou violacées.
- Pendant l'Aalénien et Bajocien se sont déposées des dolomies dans le secteur occidental : Degléne.
- Le Bathonien correspond à des calcaires gris parfois dolomités. Après une lacune du Bathonien supérieur l'enfoncement du milieu se poursuit au début du Callovien avec des argiles gréseuses.

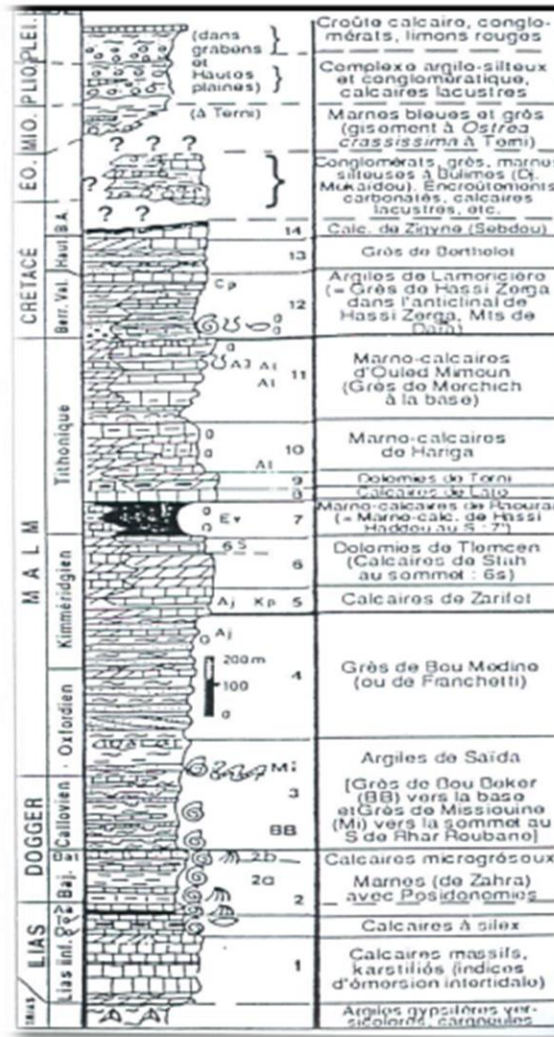


Figure 2.11: Colonne stratigraphique des monts de Tlemcen jusqu'aux hautes plaines (Benest & Bensalah, 1999)

### c- Jurassique supérieur

#### c1- Argiles de Saïda

Elles correspondent à des dépôts argileux et marneux avec des niveaux gréseux à la base, la formation est attribuée au Callovo-Oxfordien.

#### c2- Grès de Boumediene

Sont constitués essentiellement de grès, avec des passées argileuses pouvant atteindre 500m, on les trouve dans le secteur de Khemis.

#### c3- Calcaire de Zarifat

Surmontant les grès de Boumediene dans la région du Khemis, dégagé par l'oued Otsmane à 600 m en amont d'ouled Arbi (Benest, 1985). Il s'agit d'une

alternance de minces lits marneux à rares passés gréseuses légèrement micacées et de calcaires argileux sombres.

Cet ensemble affleure juste au-dessous de la grande falaise dolomitique inférieure de la vallée de Khemis. Ils sont d'âge Kimméridgien.

#### **c4- Dolomies de Tlemcen**

Il s'agit des dolomies cristallines grises, cette série est bien exposée sur le versant occidental du Djebel Kossilet, grâce à l'entaille réalisée par l'oued Khemis, on peut admettre qu'elle débute à environ 100 m au-dessus du substratum des calcaires de Zarifet (Benest 1985).

#### **c5- Calcaires de Stah**

Epais de 29m, cette unité dans laquelle s'intercalent des niveaux marno-calcaires peu compacts débute par des calcaires et s'achève par des dolomies.

#### **c6- Marno-calcaires de Raourai**

Du Kimméridgien moyen - Tithonique. Il s'agit de marnes grises, blanchâtres en surface intercalées de nombreux lits et bancs de calcaires marneux durs. Cette formation est limitée au sommet par les calcaires de Lato et dolomies de Terni.

#### **c7- Calcaire de lato et dolomies de Terni**

Ils sont du Kimméridgien supérieur (Portlandien). La grande falaise sommitale qui surplombe les gorges de l'oued Khemis en amont du village du même nom, correspond à la deuxième masse dolomitique (Lucas, 1942), c'est-à-dire à l'ensemble formé par les calcaires de Lato et les dolomies de Terni (Benest, 1985).

#### **c8- Marno-calcaire de Hariga**

Il s'agit d'une alternance de marnes et de marno-calcaires où ils forment les 30 premiers mètres, visible jusqu'au sommet de Djebel Kossilet (Benest, 1985).

### **2.3.1.3. Plio-Quaternaire**

Représenté par des sédiments continentaux d'âges comparables bien que de natures variables. Il s'agit d'une série complexe de dépôts discontinus formés d'éléments hétérométriques et hétérogènes, on y rencontre les faciès suivants :

- Les travertins : de puissants dépôts de sources disposés en masses et s'avancant en hautes falaises, ils sont jaunes, friables riches en débris végétaux.
- Le complexe de sédiments plio-villafranchiens : la bordure des massifs secondaires est soulignée par des éboulis de piémont plus ou moins encroûtés et remaniés d'épaisseurs très variables mais toujours assez faibles.
- Des marnes rouges avec peu ou pas de galets plus ou moins tufeuses.



- Des anciennes alluvions allant des marnes alluvionnaires verdâtres aux galets en passant par les limons et les graviers. On ne trouve que de petites terrasses sur les côtés de l'oued Khemis ou les paysans cultivent.
- Les limons, sables et graviers récents : les limons sont jaunes en général avec des couches rougeâtres, les galets se trouvent surtout en lits à la base des limons.

**2.3.2. Analyse structurale**

Les môles primaires résistants de Rhar-Roubane ont largement influencé l'évolution structurale de la région, la direction générale des grandes fractures est WSW-ENE (fig. 2.12).

Les monts de Rhar –Roubane et leur prolongement vers l'Est forment un ensemble de relief grossièrement orienté SW-NE c'est le haut pays oranais (Flamand, 1911) le plus souvent on a des alignements N 70 déviés par des accidents transversaux N 110-140 et N 20.

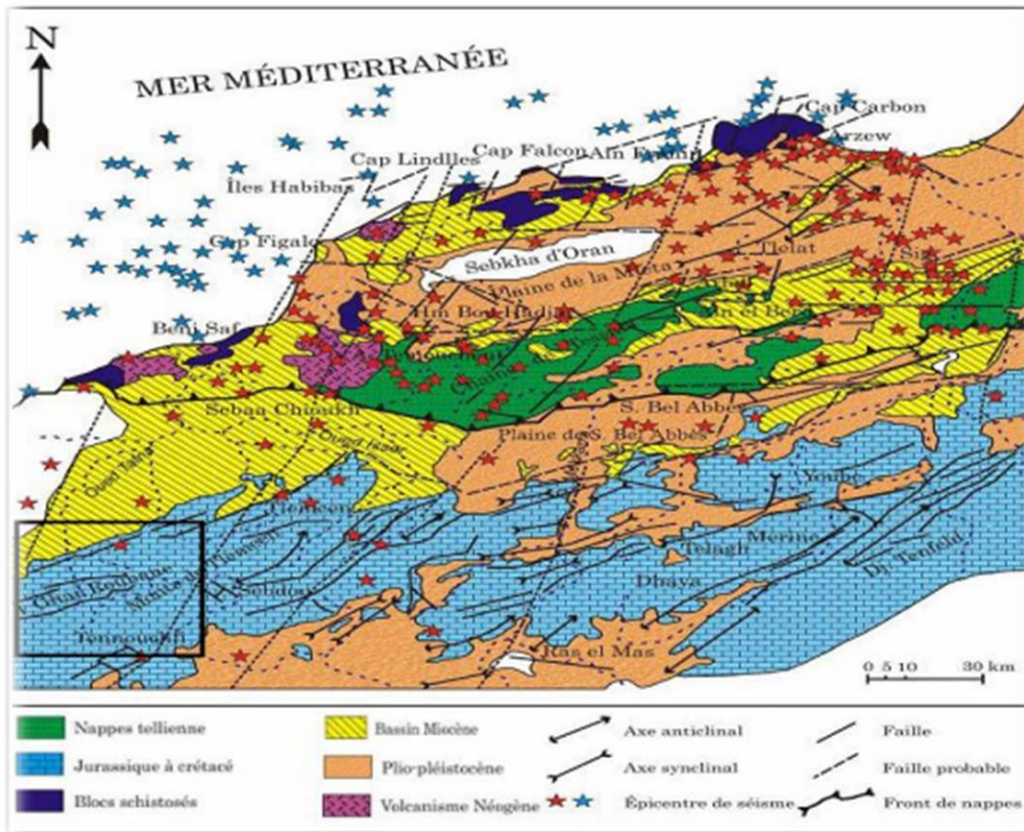


Figure 2.12: Carte structurale de l'Oranie nord –occidentale (Thomas, 1985).

## 2.4. Conclusion

Nous représentons sur le tableau les différentes valeurs des caractères physiques du bassin, qui met en évidence le caractère allongé du bassin et un relief généralement fort.

Tableau 2.5: Récapitulatif des caractéristiques physico-géographiques du bassin versant de l'oued Khemis (Seladji (2000), Borsali (2015) et Bourbaba(2015), (Bouanani, 2004)).

Caractéristiques	Indices	Unité	Valeurs
Superficie	A	km <sup>2</sup>	350
Périmètre	P	km	93
Indice de compacité de Gravelius	K <sub>c</sub>	-	1.93
Longueur du rectangle équivalent	L <sub>r</sub>	km	36.97
Largeur du rectangle équivalent	l <sub>r</sub>	km	9.47
Longueur du thalweg principal	L <sub>th</sub>	km	31
Altitude minimale	H <sub>min</sub>	m	650
Altitude maximale	H <sub>max</sub>	m	1700
Altitude moyenne	H <sub>moy</sub>	m	1309.06
Altitude médiane	H <sub>med</sub>	m	1350
Dénivelée	D	m	700
Dénivelée spécifique	D <sub>s</sub>	m	354.2
Indice de pente de Roche	I <sub>pR</sub>	m/m	1.54
Indice de pente global	I <sub>pg</sub>	m/m	0.0189
Indice de pente moyenne	I <sub>pmoy</sub>	m/m	0.028
Indice de pente moyenne du thalweg principal	I <sub>moy</sub>	%	2.26
Densité de drainage	D <sub>d</sub>	km/km <sup>2</sup>	3.22
Fréquence des thalwegs d'ordre 1	F <sub>1</sub>	km <sup>-2</sup>	5.44
Fréquence des cours d'eau	F <sub>t</sub>	km <sup>-2</sup>	7.47
Rapport de confluence	R <sub>c</sub>	-	3.69
Rapport des longueurs	R <sub>L</sub>	-	2.5
Coefficient de torrentialité	C <sub>t</sub>	-	17.54
Temps de concentration	T <sub>C</sub>	heure	6
Coefficient d'allongement	E	-	11
Vitesse de ruissellement	V <sub>r</sub>	(km/h)	5.17



- Partie orientale avec comme principaux affluents l'oued Isser et l'oued Sikkak.
- Partie occidentale comprenant la Haute Tafna (oued Sebdou et oued Khemis) et l'oued Mouilah.
- Partie septentrionale: qui débute pratiquement du village Tafna et s'étend jusqu'à la plage de Rachgoune, embouchure de la Tafna sur la mer. Les oueds Boukiou, Boumessaoud et Zitoun sont les principaux affluents de cette partie.

Le bassin versant de l'oued Khemis fait partie des monts de Tlemcen, c'est un affluent rive gauche de la haute Tafna (fig. 2.2), se trouve par rapport aux coordonnées Lambert suivantes (Borsali, 2015) :

$$165 \text{ Km} > X > 138 \text{ Km}$$

$$118 \text{ Km} > Y > 88 \text{ Km}$$

L'oued Khemis prend sa source à une altitude 1700 m, aux environs du Djebel Dehar Azouj et coule jusqu'à une altitude de 650m au barrage Beni-Bahdel, administrativement, la région d'étude fait partie de la Wilaya de Tlemcen. D'une superficie de 350 Km<sup>2</sup> ce bassin est limité :

- ✓ Au Nord, par Sidi Medjahed et la plaine de Maghnia,
- ✓ Au Sud, par Sidi Djilali et Tenouchfi (1841m),
- ✓ A l'Est, par les Djebels El Rhar (1523m), Djebel Herhour et Nif el Ogab (1467m), et Guern Zahra (1292m),
- ✓ A l'Ouest, par le Horst de Rhar-Roubane (1014m) et Ras-Asfour 1532m).

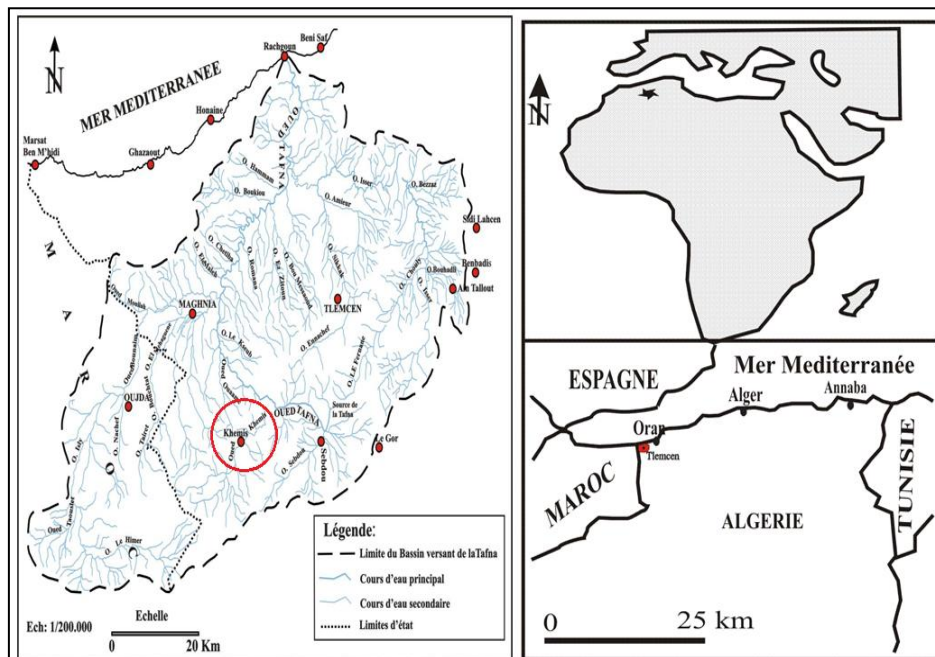


Figure 2.2: Situation du bassin de l'oued Khemis (Borsali, 2015).



## 2.2. Caractéristiques physiques du bassin versant

Les résultats de cette étude sont pris des travaux de Seladji (2000), Borsali (2015) et Bourbaba (2015), (Bouanani, 2004).

### 2.2.1. Caractéristiques de forme

#### 2.2.1.1. Indice de compacité de Gravelius

Le coefficient de Gravelius exprime la forme d'un bassin versant, il est égal au rapport du périmètre du bassin versant considéré à celui d'un cercle qui aurait la même surface. Plus cet indice sera proche de 1, plus le bassin aura une forme ramassée et plus le temps de concentration des eaux sera court.

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad (\text{Eq.2.1})$$

avec :

S : Superficie du bassin versant (km<sup>2</sup>) = 350 Km<sup>2</sup>

P : Périmètre du bassin versant (km) = 93 Km

K<sub>c</sub> = 1,39

La valeur du K<sub>c</sub> traduit un allongement du bassin et le développement d'une érosion linéaire.

#### 2.2.1.2 Rectangle équivalent

C'est une notion introduite pour pouvoir comparer les bassins entre eux du point de vue influence de la forme sur l'écoulement.

On détermine la longueur et la largeur du rectangle qui aurait la même superficie, le même indice, la même courbe de fréquence altimétrique et les mêmes conditions d'écoulement que ceux du bassin versant considéré.

La longueur du rectangle équivalent L (km)

$$L = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} \left[ 1 + \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (\text{Eq.2.2})$$

L = 36,97 km

La largeur du rectangle équivalent l (km)

$$l = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} \left[ 1 - \sqrt{1 - \left( \frac{1.12}{K_c} \right)^2} \right] \quad (\text{Eq.2.3})$$

l = 9,47 Km

Dans notre étude la longueur du bassin est de 36,96 Km et la largeur est de 9,47 Km.



Nous utiliserons ici la classification définie par Strahler et Schum (1954) :  
 Tout tronçon de cours d'eau formé par la réunion de 2 cours d'eau d'ordre x est d'ordre x+1.

Tableau 2.1: Classification des thalwegs suivant les ordres et rapports caractéristiques.

Ordre	Nombre	Rapport de confluence	Longueur (Km)	Longueur moyenne(m)	Rapport des longueurs
1	1905	3,21	571	0,3	/
2	593	6,44	290,5	0,49	1,63
3	92	4,84	152	1,65	3,36
4	19	3,8	54	2,84	1,72
5	05	5	37	7,4	2,61
6	01	/	23,5	23,5	3,18
<b>Total</b>	2615	-	1128	-	-

**2.2.2.1. Densité de drainage**

C'est un paramètre qui permet de caractériser l'organisation du chevelu hydrographique et le degré de drainage du bassin versant, il correspond au rapport de la longueur total des thalwegs par la surface du bassin.

$$Dd = \sum \frac{Li}{S} \tag{Eq.2.4}$$

Où :

Dd : Densité de drainage (km/km<sup>2</sup>).

Li : Longueur moyenne des thalwegs au niveau de chaque ordre (km).

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

$$Dd = 3.22 \text{ Km} / \text{Km}^2$$

La valeur élevée de la densité de drainage indique la présence d'une pente forte favorisant des crues rapides, on peut dire que le bassin de Khemis est bien drainé.

**2.2.2.2. Rapport de confluence Rc**

C'est le quotient du nombre de thalwegs d'ordre (x) par celui des thalwegs d'ordre supérieur (x +1).

Il est défini par :  $Rc = \frac{N_x}{N_{x+1}}$  (Eq.2.5)

Il est préférable d'estimer la valeur moyenne des rapports de confluence par la méthode graphique, sur un papier semi-log où, on porte en ordonnées logarithmiques, le nombre de thalwegs et en abscisse arithmétique l'ordre des thalwegs (fig. 2.4).

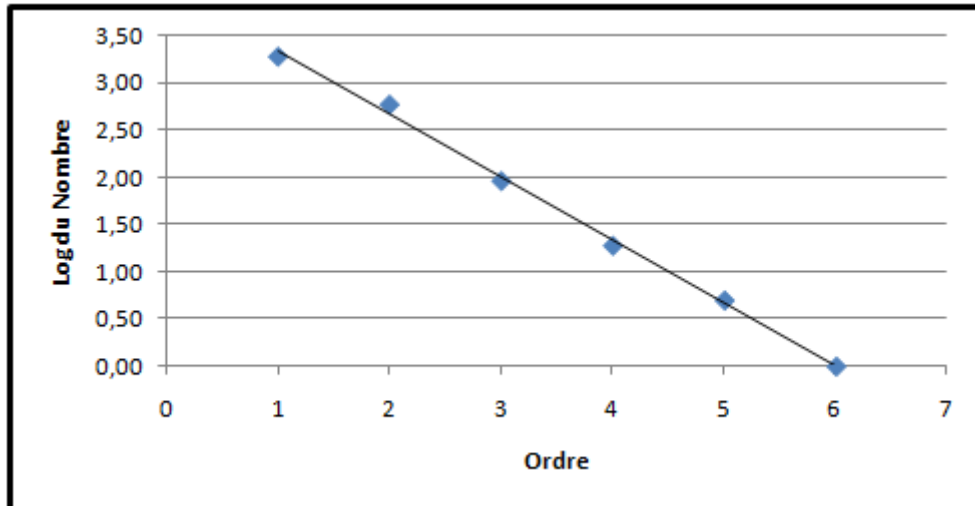


Figure 2.4: Rapport de confluence pour le bassin de l'oued Khemis.

Pour le bassin de l'oued Khemis,  $R_c = 3,69$ .

Le réseau est bien organisé, le nombre de cours d'eau d'ordre successifs forme une progression géométrique d'ordre inverse.

**2.2.2.3. Rapport de longueurs**

C'est le quotient de la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (x+1) par celle des thalwegs d'ordre (x).

$$R_L = \frac{L(x+1)}{L(x)} \tag{Eq.2.6}$$

Graphiquement (fig.2.5), nous obtenons une valeur moyenne de  $R_L = 2.5$

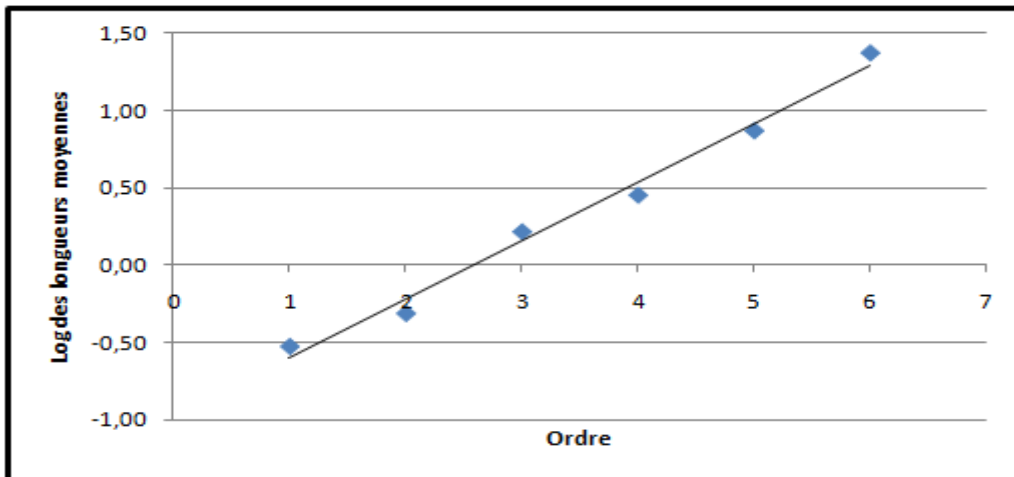


Figure 2.5: Rapport des longueurs pour le bassin de l'oued Khemis

La longueur moyenne de thalwegs d'ordres successifs croissants forme une série géométrique directe.

**2.2.2.4. Coefficient de torrentialité**

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

$$C_T = Dd \cdot F_i \tag{Eq.2.7}$$

avec :

Dd : Densité de drainage.

F<sub>i</sub> : Fréquence des thalwegs élémentaires  $F_i = N_i / S$

N<sub>i</sub> : Nombre de cours d'eau d'ordre i

C<sub>T</sub> = 17.54

**2.2.2.5. Temps de concentration des eaux**

Temps de concentration t<sub>c</sub> -Temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée "hydrologiquement" de l'exutoire pour parvenir à celui-ci. On peut estimer t<sub>c</sub> en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie nette et la fin du ruissellement direct (i.e. fin de l'écoulement de surface).

$$T_c = \frac{4\sqrt{A+1.5L}}{0.8\sqrt{H_{moy}-H_{min}}} \tag{Eq.2.8}$$

Où,

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

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

L : Longueur du thalweg principal (km).

H<sub>moy</sub> : Altitude moyenne (m).

H<sub>min</sub> : Altitude minimale (m).

T<sub>c</sub> = 6 heures.

**2.2.3. Etude du Relief**

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques qui requièrent la connaissance de la répartition hypsométrique et la dénivelée D.

**2.2.3.1. Etude de la répartition de la surface en fonction de l'altitude**

Après, la mesure de l'aire totale du bassin, on détermine les surfaces partielles (tableau 2.2)

Tableau 2.2: Répartition de la surface en fonction de l'altitude

Tranches d'altitudes (m)	Surfaces partielles (km <sup>2</sup> )	Surfaces partielles cumulées (km <sup>2</sup> )	Surfaces partielles (%)	Surfaces cumulées (%)	Altitudes cumulées (%)
1700-1550	28,3	28,3	8,08	8,08	100
1550-1400	98	126,3	28	36,08	85,74
1400-1250	134	260,3	38,28	74,36	71,45
1250-1100	29,6	289,9	8,45	82,81	57,16
1100-950	26,5	316,4	7,57	90,38	42,87
950-800	25,2	341,6	7,2	97,58	28,58
800-650	8,4	350	2,4	100	14,29

Le tableau 2.2, nous permet de tracer la courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques.

Pour Strahler, la courbe hypsométrique est le reflet de l'état d'équilibre dynamique potentiel du bassin, dans notre étude la courbe hypsométrique présente une concavité vers le bas, c'est un bassin jeune d'où un potentiel érosif important, il est donc en pleine évolution géomorphologique.

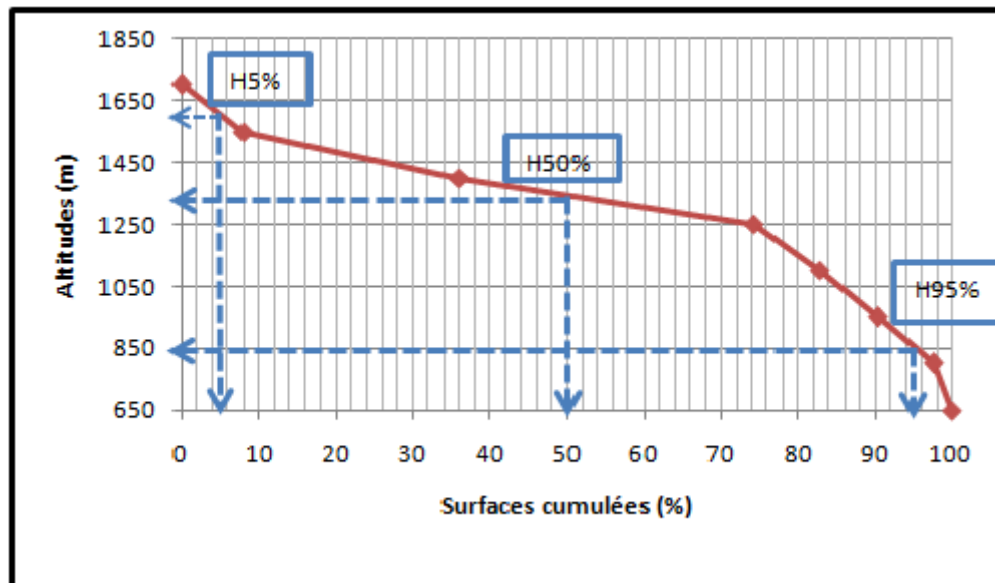


Figure 2.6: Courbe hypsométrique du bassin versant d'Oued Khemis.

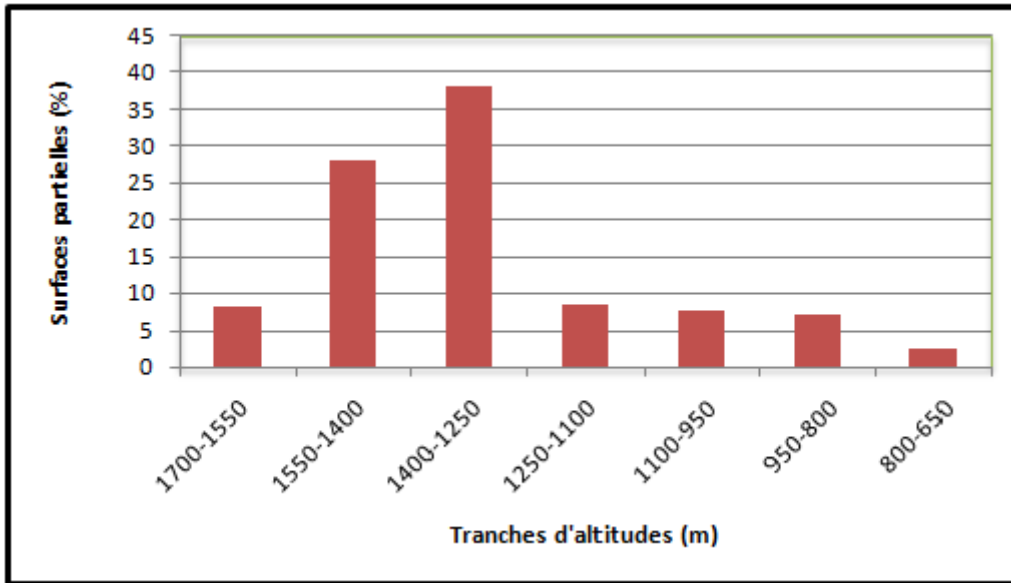


Figure 2.7 Histogramme des fréquences altimétriques du bassin d'Oued Khemis.

La courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques du bassin d'Oued Khemis (figures 2.6 & 2.7) nous permettent de déterminer les altitudes caractéristiques suivantes :

- Altitude la plus fréquente : 1250m-1400m.
- Altitude de fréquence ½ : 1400m

### 2.2.3.2. Etude des pentes.

#### A- Indice de pente de Roche $I_p$ .

C'est un indice de pente qui rend compte de l'influence du facteur pente sur le régime hydrologique du bassin, nous le déterminons à partir du rectangle équivalent.

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{\beta_i (X_i - X_{i+1})} \quad (\text{Eq.2.9})$$

$\beta_i$  : Fraction de la surface totale du bassin comprise entre les côtes  $a_i$  et  $a_{i-1}$ , fonction donnée par le tableau hypsométrique (%).

$x_i$  : Distance séparant deux courbes de niveau sur le rectangle équivalent(m).

L: Longueur du rectangle équivalent (m).

$I_p = 1.54$

#### B- Indice de pente global $I_g$

La pente joue un rôle capital dans la plus ou moins grande aptitude au ruissellement des terrains, son appréhension peut être faite à l'aide de l'influence de la pente  $I_g$ .

C'est le rapport de la différence des altitudes de fréquences 5% et 95% (D) par la longueur du rectangle équivalent du bassin (L).

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (\text{Eq.2.10})$$

D : Dénivelée (m) : H5%-H95% (tirées de la courbe hypsométrique).

L : Longueur du rectangle équivalent (km).

$I_g = 0,019 \text{ m/m}$

Tableau 2.3 : Classification du relief selon l'ORSTOM (in Bouanani, 2004).

Classe	Type de relief	Indice de pente global
1	Très faible	$I_g < 0,002$
2	Faible	$0,002 < I_g < 0,005$
3	Assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
4	Modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
5	Assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
6	Fort	$0,05 < I_g < 0,5$
7	Très fort	$0,5 < I_g$

D'après la classification de l'ORSTOM, on peut dire que le bassin versant de l'Oued Khemis présente un relief Modéré.

### C- Dénivelée spécifique (Ds)

$$D_s = I_g \sqrt{A} \quad (\text{Eq.2.11})$$

$I_g$  : Indice de pente global (m/Km).

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

$D_s = 354.3 \text{ m}$ .

Tableau 2.4: Classification du relief selon Ds.

Classe	Type de relief	Ds
1	Très faible	$D_s < 10\text{m}$
2	Faible	$10\text{m} < D_s < 25\text{m}$
3	Assez faible	$25\text{m} < D_s < 50\text{m}$
4	Modéré	$50\text{m} < D_s < 100\text{m}$
5	Assez fort	$100\text{m} < D_s < 250\text{m}$
6	Fort	$250\text{m} < D_s < 500\text{m}$
7	Très fort	$500\text{m} < D_s$

Les valeurs de Ds (Tableau 2.4), traduisent bien l'importance du volume montagneux et la forte incision du relief.

### 2.2.4. Profil en long de l'oued Khemis

Le profil en long du cours d'eau principal permet de déterminer les pentes des thalwegs et leur influence sur le régime d'écoulement (fig.2.8). D'une longueur de 31km, le cours d'eau principal de l'oued Khemis présente des variations de pente importantes depuis oued Tadert jusqu'à Beni-Bahdel.



Pour le premier tronçon entre oued Tadert et oued Boulefane existe une pente forte de 4.29%, elle diminue pour atteindre 3% entre oued Boulefane et Si Larbi.

La pente s'atténue encore Si Larbi et Khemis où, une rupture de pente de 2.31% est observée et elle passe à 2.14% à Khemis,

Pour le dernier tronçon la pente est faible où elle atteint une valeur de 1.67% à Beni-Bahdel.

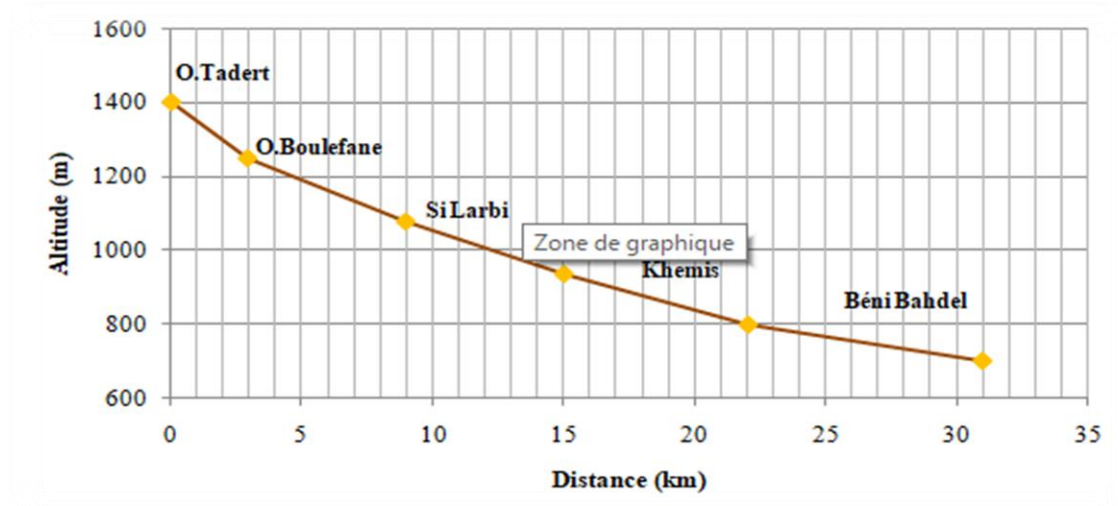


Figure 2.8: Profil en long de l'Oued Khemis.

### 2.3. Cadre géologique du bassin de l'oued Khemis

La structure actuelle de l'Algérie septentrionale est liée aux mouvements hercyniens et alpins.

La région d'étude constitue une zone de passage entre le Tell au Nord et les hautes plaines au Sud. (fig. 2.9)

- Elle se trouve dans un massif montagneux qui forme la terminaison occidentale des monts de Tlemcen et qui s'élève graduellement du Nord vers le Sud, ce massif est représenté par les monts de Rhar-Roubane (Mekahli, 1988).
- Les monts de Rhar-Roubane sont bordés par la plaine de Maghnia au Nord, la plaine des Angads d'Oujda et le plateau de Djorf-Ouazazen à l'Ouest, la plaine de Magoura au Sud et en fin la partie occidentale des monts de Tlemcen à l'Est (Mekahli, 1988).
- Lucas 1942 divise les monts de Rhar-Roubane du Nord vers le Sud en 4 unités géographiques (fig.2.10) :
  - Les monts du Kef.
  - La région de Ras Asfour qui comprend du Nord vers le Sud: le talus des BeniBousaid, la barrière et le plateau de Ras-Asf
  - La chaîne du Ténouchfi.
  - Le massif de Raourai.

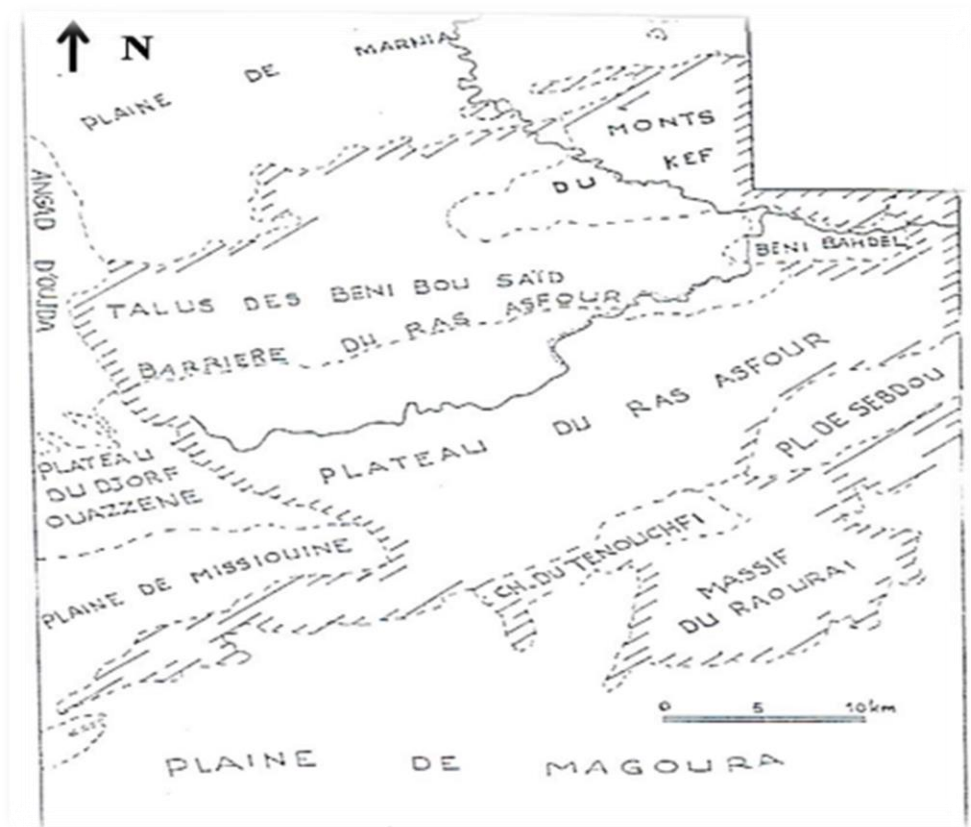


Figure 2.9: Unités géographiques des montes de Rhar-Roubane  
(D'après Lucas, 1942)

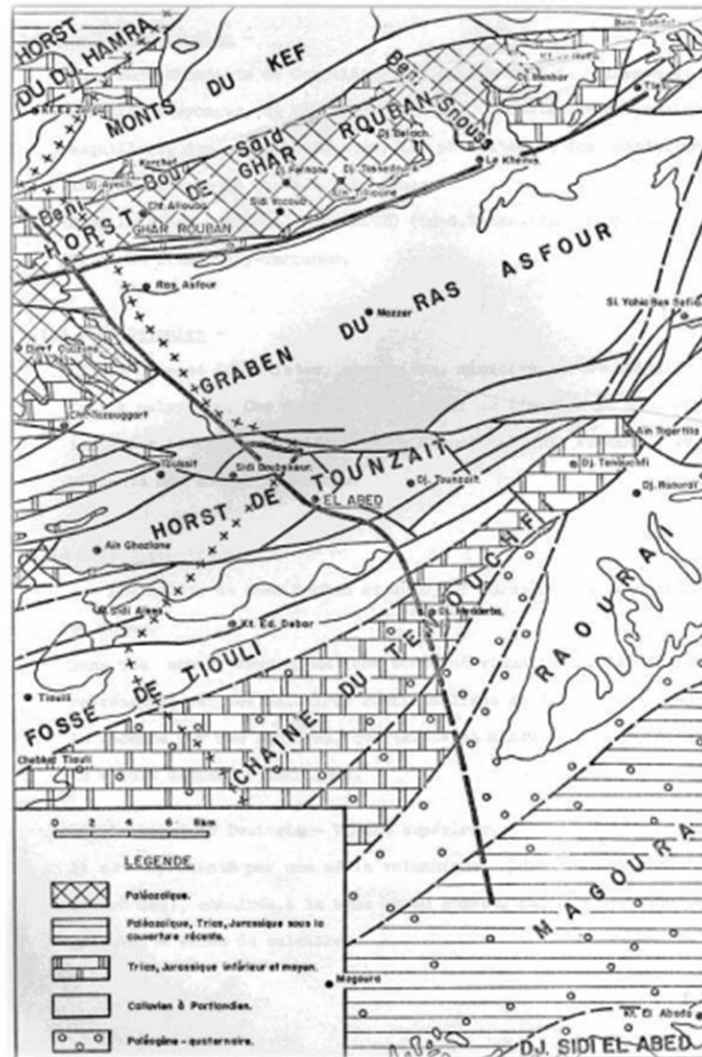


Figure 2.10: Situation des zones principales de la région de Rhar-Roubane (D'après Lucas, 1952)

### 2.3.1. Série litho-stratigraphique

La série stratigraphique des monts de Rhar-Roubane est constituée essentiellement de terrains secondaires qui reposent sur les terrains primaires. Nous avons une prépondérance d'une série épaisse du Jurassique qui va du Lias au Kimméridgien (fig.II.11).

#### 2.3.1.1. Primaire

Représenté par des formations schisto-quartziques, d'âge silurien et dévonien qui forment les noyaux des plissements.

##### a- Silurien

C'est une formation schisteuse reconnue à Djorf Fermane, et Djorf Ouazzen.

##### b- Dévonien

Il s'agit d'une formation schisteuse puissante avec des intercalations calcaires et gréseuses.

### **2.3.1.2. Secondaire**

#### **a- Trias**

Il est localisé essentiellement au Nord de la zone d'étude dans la région de Beni Bahdel.

Constitué par des argiles plus ou moins dolomitiques s'accompagnant parfois d'un léger métamorphisme (*in* Seladji, 2000).

#### **b- Jurassique inférieur et moyen**

Les assises du Jurassique inférieur sont discontinues ou lacunaires et n'importe quel niveau peut reposer sur le Primaire. Les premiers niveaux continus appartiennent au Bathonien dans le Horst de Rhar-Roubane (Mekahli, 1988).

- La série du Jurassique débute par le Lias, le Démorien inférieur affleure dans la partie médiane de Rhar-Roubane au Djorf Tissedoura, il s'agit de formation calcaire (Ciszak 1993).
- Au niveau de la frontière algéro-marocaine, les premiers dépôts liasiques (Carixien-Domerien) indiquent une sédimentation détritique. Ces dépôts sont surmontés par des marno-calcaires et des calcaires à Brachiopodes et spicules, de Spongiaires indiquant l'ouverture de la région vers la mer franche au cours du Toarcien (Mekahli, 1988).
- Dans la zone de Tenouchfi le Dogger est très épais, le Toarcien et le Jurassique moyen présentent des faciès de vasière relativement profonde (domaine « pré-tellien » Lucas, 1952), le Toarcien est représenté par des couches rouges ou violacées.
- Pendant l'Aalénien et Bajocien se sont déposées des dolomies dans le secteur occidental : Degléne.
- Le Bathonien correspond à des calcaires gris parfois dolomités. Après une lacune du Bathonien supérieur l'enfoncement du milieu se poursuit au début du Callovien avec des argiles gréseuses.

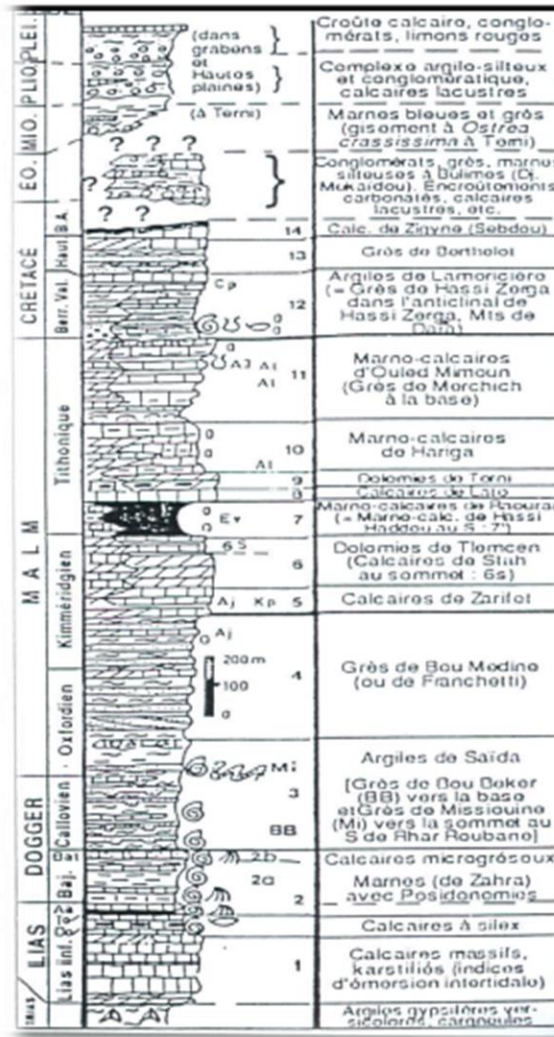


Figure 2.11: Colonne stratigraphique des monts de Tlemcen jusqu'aux hautes plaines (Benest & Bensalah, 1999)

### c- Jurassique supérieur

#### c1- Argiles de Saïda

Elles correspondent à des dépôts argileux et marneux avec des niveaux gréseux à la base, la formation est attribuée au Callovo-Oxfordien.

#### c2- Grès de Boumediene

Sont constitués essentiellement de grès, avec des passées argileuses pouvant atteindre 500m, on les trouve dans le secteur de Khemis.

#### c3- Calcaire de Zarifat

Surmontant les grès de Boumediene dans la région du Khemis, dégagé par l'oued Otsmane à 600 m en amont d'ouled Arbi (Benest, 1985). Il s'agit d'une

alternance de minces lits marneux à rares passés gréseuses légèrement micacées et de calcaires argileux sombres.

Cet ensemble affleure juste au-dessous de la grande falaise dolomitique inférieure de la vallée de Khemis. Ils sont d'âge Kimméridgien.

#### **c4- Dolomies de Tlemcen**

Il s'agit des dolomies cristallines grises, cette série est bien exposée sur le versant occidental du Djebel Kossilet, grâce à l'entaille réalisée par l'oued Khemis, on peut admettre qu'elle débute à environ 100 m au-dessus du substratum des calcaires de Zarifet (Benest 1985).

#### **c5- Calcaires de Stah**

Epais de 29m, cette unité dans laquelle s'intercalent des niveaux marno-calcaires peu compacts débute par des calcaires et s'achève par des dolomies.

#### **c6- Marno-calcaires de Raourai**

Du Kimméridgien moyen - Tithonique. Il s'agit de marnes grises, blanchâtres en surface intercalées de nombreux lits et bancs de calcaires marneux durs. Cette formation est limitée au sommet par les calcaires de Lato et dolomies de Terni.

#### **c7- Calcaire de lato et dolomies de Terni**

Ils sont du Kimméridgien supérieur (Portlandien). La grande falaise sommitale qui surplombe les gorges de l'oued Khemis en amont du village du même nom, correspond à la deuxième masse dolomitique (Lucas, 1942), c'est-à-dire à l'ensemble formé par les calcaires de Lato et les dolomies de Terni (Benest, 1985).

#### **c8- Marno-calcaire de Hariga**

Il s'agit d'une alternance de marnes et de marno-calcaires où ils forment les 30 premiers mètres, visible jusqu'au sommet de Djebel Kossilet (Benest, 1985).

### **2.3.1.3. Plio-Quaternaire**

Représenté par des sédiments continentaux d'âges comparables bien que de natures variables. Il s'agit d'une série complexe de dépôts discontinus formés d'éléments hétérométriques et hétérogènes, on y rencontre les faciès suivants :

- Les travertins : de puissants dépôts de sources disposés en masses et s'avancant en hautes falaises, ils sont jaunes, friables riches en débris végétaux.
- Le complexe de sédiments plio-villafranchiens : la bordure des massifs secondaires est soulignée par des éboulis de piémont plus ou moins encroûtés et remaniés d'épaisseurs très variables mais toujours assez faibles.
- Des marnes rouges avec peu ou pas de galets plus ou moins tufeuses.



- Des anciennes alluvions allant des marnes alluvionnaires verdâtres aux galets en passant par les limons et les graviers. On ne trouve que de petites terrasses sur les côtés de l'oued Khemis ou les paysans cultivent.
- Les limons, sables et graviers récents : les limons sont jaunes en général avec des couches rougeâtres, les galets se trouvent surtout en lits à la base des limons.

**2.3.2. Analyse structurale**

Les môles primaires résistants de Rhar-Roubane ont largement influencé l'évolution structurale de la région, la direction générale des grandes fractures est WSW-ENE (fig. 2.12).

Les monts de Rhar –Roubane et leur prolongement vers l'Est forment un ensemble de relief grossièrement orienté SW-NE c'est le haut pays oranais (Flamand, 1911) le plus souvent on a des alignements N 70 déviés par des accidents transversaux N 110-140 et N 20.

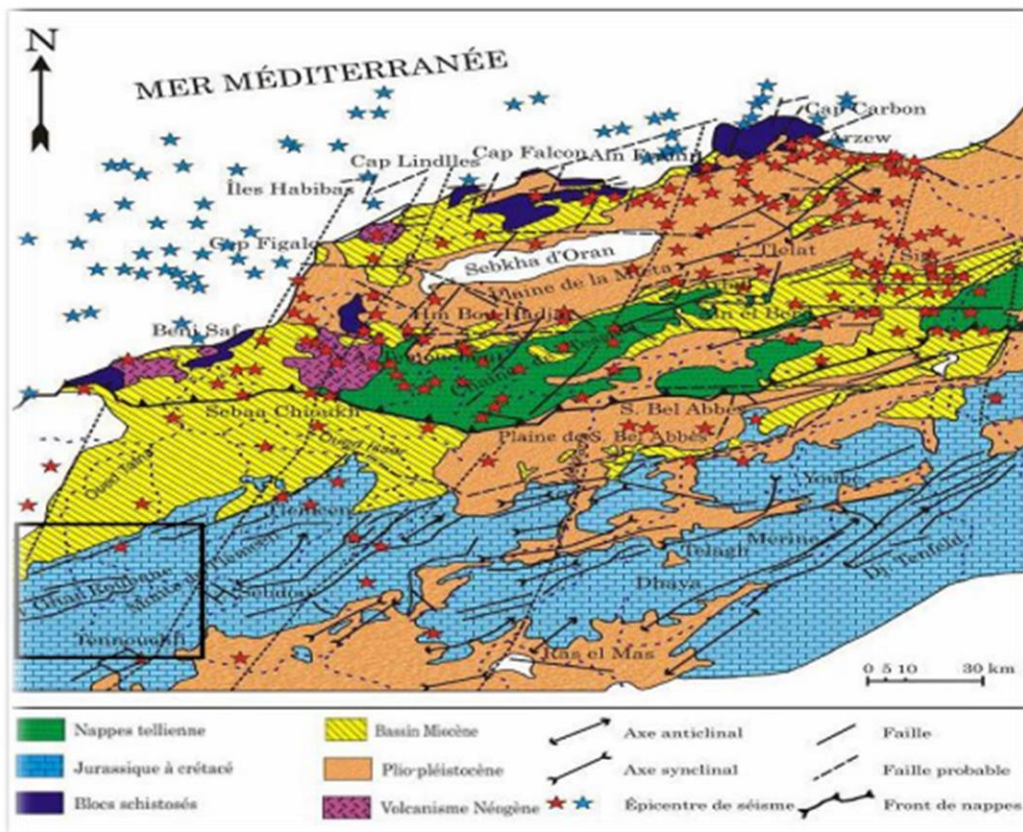


Figure 2.12: Carte structurale de l'Oranie nord –occidentale (Thomas, 1985).

## 2.4. Conclusion

Nous représentons sur le tableau les différentes valeurs des caractères physiques du bassin, qui met en évidence le caractère allongé du bassin et un relief généralement fort.

Tableau 2.5: Récapitulatif des caractéristiques physico-géographiques du bassin versant de l'oued Khemis (Seladji (2000), Borsali (2015) et Bourbaba(2015), (Bouanani, 2004)).

Caractéristiques	Indices	Unité	Valeurs
Superficie	A	km <sup>2</sup>	350
Périmètre	P	km	93
Indice de compacité de Gravelius	K <sub>c</sub>	-	1.93
Longueur du rectangle équivalent	L <sub>r</sub>	km	36.97
Largeur du rectangle équivalent	l <sub>r</sub>	km	9.47
Longueur du thalweg principal	L <sub>th</sub>	km	31
Altitude minimale	H <sub>min</sub>	m	650
Altitude maximale	H <sub>max</sub>	m	1700
Altitude moyenne	H <sub>moy</sub>	m	1309.06
Altitude médiane	H <sub>med</sub>	m	1350
Dénivelée	D	m	700
Dénivelée spécifique	D <sub>s</sub>	m	354.2
Indice de pente de Roche	I <sub>pR</sub>	m/m	1.54
Indice de pente global	I <sub>pg</sub>	m/m	0.0189
Indice de pente moyenne	I <sub>pmoy</sub>	m/m	0.028
Indice de pente moyenne du thalweg principal	I <sub>moy</sub>	%	2.26
Densité de drainage	D <sub>d</sub>	km/km <sup>2</sup>	3.22
Fréquence des thalwegs d'ordre 1	F <sub>1</sub>	km <sup>-2</sup>	5.44
Fréquence des cours d'eau	F <sub>t</sub>	km <sup>-2</sup>	7.47
Rapport de confluence	R <sub>c</sub>	-	3.69
Rapport des longueurs	R <sub>L</sub>	-	2.5
Coefficient de torrentialité	C <sub>t</sub>	-	17.54
Temps de concentration	T <sub>C</sub>	heure	6
Coefficient d'allongement	E	-	11
Vitesse de ruissellement	V <sub>r</sub>	(km/h)	5.17



# Chapitre 03

Etude hydro-climatologique

**Introduction**

Le climat est le bilan des états de l'atmosphère (précipitation, température, vent, ensoleillement, vent...etc) en un lieu donné pendant une période définie (mois, année, décennie...).

Le but de ce travail est d'étudier et d'analyser les différents porteurs hydrologiques et climatiques du bassin versant d'oued Khemis. A l'échelle temporaire sur une période d'observation plus ou moins longue (plus de 30 ans). Parmi ces facteurs, on distingue : les précipitations surtout la pluviométrie, la température, l'évapotranspiration et le débit à travers lesquelles on peut définir le type de climat du bassin versant et établir un bilan Hydrologique.

**3.1. Présentation de la station**

Les caractéristiques de la station hydro-pluviométrique du bassin versant d'oued Khemis (fig.3.1), sont représentées dans le tableau 3.1

Tableau 3.1: Caractéristiques de la station hydroclimatique de Khemis.

Station	Code	Coordonnées			Période	Etat	Paramètres
		X (km)	Y (km)	Z (m)			
Khemis Zahra	160406	109.55	157.3	920	1979/80 à 2020/21	Opérationnelle	P (mm)
					1979/80 à 2020/21		T(°C)
	160409	114.650	161.500	660	1972/73 à 2010/11		Q (m <sup>3</sup> /s)

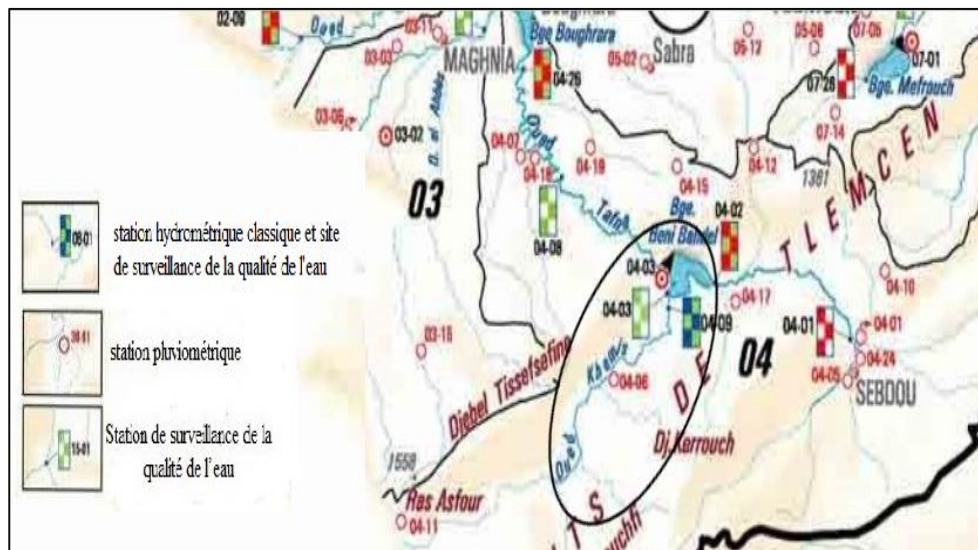


Figure 3.1: Présentation des stations de mesure de bassin versant de Khemis (tiré de la carte du réseau hydro-climatologique et la surveillance de la qualité des eaux ANRH, 2005).

### 3.2. Etude des précipitations

La variabilité des précipitations engage directement celle de l'écoulement de surface. Leur connaissance constitue une phase essentielle pour l'étude du climat et les variations hydroclimatiques (températures, précipitations, écoulements...) parmi les principaux paramètres de contrôle des processus de la géodynamique externe des bassins versants.

Les données utilisées dans ce travail proviennent de l'Agence nationale des ressources hydrauliques (ANRH), observées au niveau de la station pluviométrique Khemis sur la période allant de 1979/1980 à 2020/2021.

#### 3.2.1. Variation de la pluviométrie interannuelle

Le régime pluviométrique interannuel est très discontinu d'une année à une autre, sur une période d'étude de 42 ans (1979/80-2020/21) (tabl.3.2 & fig.3.2), 20 années ont enregistré des hauteurs de pluies supérieures à la moyenne qui est de l'ordre du 401,8 mm. L'année 2008-2009 est la plus humide avec 919,9 mm et l'année 1998-1999 l'année la plus sèche avec un minimum de 114,4 mm. Deux années de bonne pluviométrie (> 650mm) se distinguent 1995/96 et 2008/09).

Tableau 3.2 : Valeurs des précipitations annuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021)

Années	P (mm)	Années	P (mm)	Années	P (mm)
1979-1980	375.9	1993-1994	381.4	2007-2008	225.1
1980-1981	515.1	1994-1995	488.9	2008-2009	919.9
1981-1982	242.7	1995-1996	712.3	2009-2010	535.0
1982-1983	221.5	1996-1997	315.5	2010-2011	393.3
1983-1984	295.7	1997-1998	327.4	2011-2012	404.6
1984-1985	256.3	1998-1999	114.4	2012-2013	674.0
1985-1986	434.0	1999-2000	130.0	2013-2014	427.4
1986-1987	488.0	2000-2001	476.3	2014-2015	449.8
1987-1988	234.3	2001-2002	451.3	2015-2016	333.0
1988-1989	227.8	2002-2003	601.3	2016-2017	395.4
1989-1990	255.9	2003-2004	524.6	2017-2018	474.9
1990-1991	460.1	2004-2005	259.2	2018-2019	361.0
1991-1992	649.1	2005-2006	442.0	2019-2020	350.7
1992-1993	353.6	2006-2007	422.2	2020-2021	275.3
<b>P<sub>moyenne</sub> = 401.8 mm</b>					

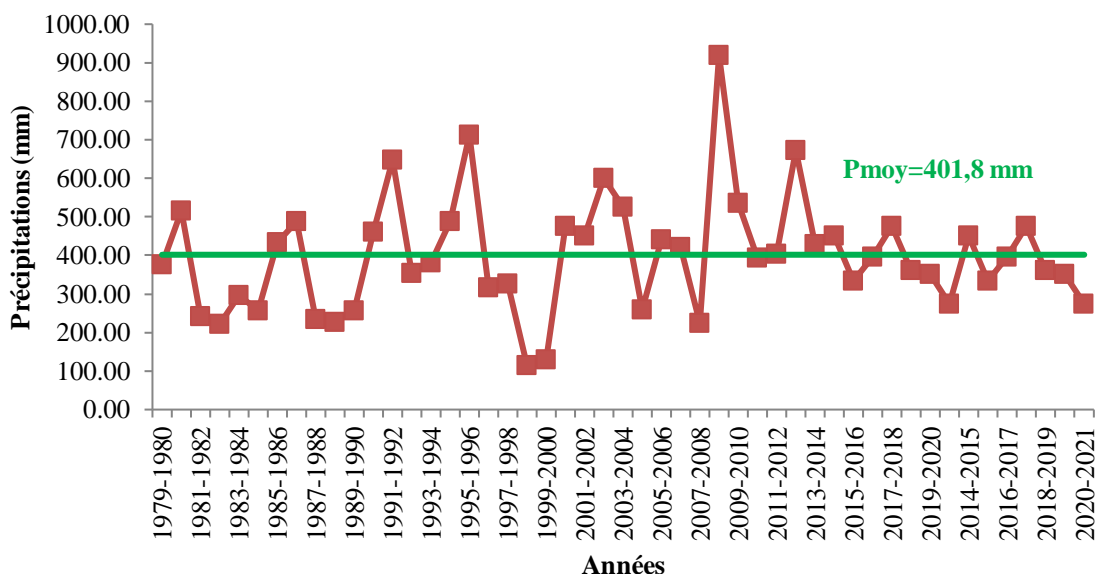


Figure 3.2: Variation interannuelle des précipitations à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

### 3.2.2. Variation des précipitations mensuelles

Les données des précipitations mensuelles durant la période (1979/1980 -2020/2021) sont représentées sur le tableau 3.3.

Tableau 3.3: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations à la station de Khemis (1979/1980 -2020/2021).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
P (mm)	20,1	33,4	45,7	47,4	59,4	47,9	52,3	43,6	31,3	9,1	4,2	7,3

Les mois considérés les plus humides durant la période (1979/1980-2020/2021) sont Janvier et Mars avec plus de 50mm/mois, le mois de Juillet étant le plus sec avec une moyenne de 4,2 mm (fig.3.3).

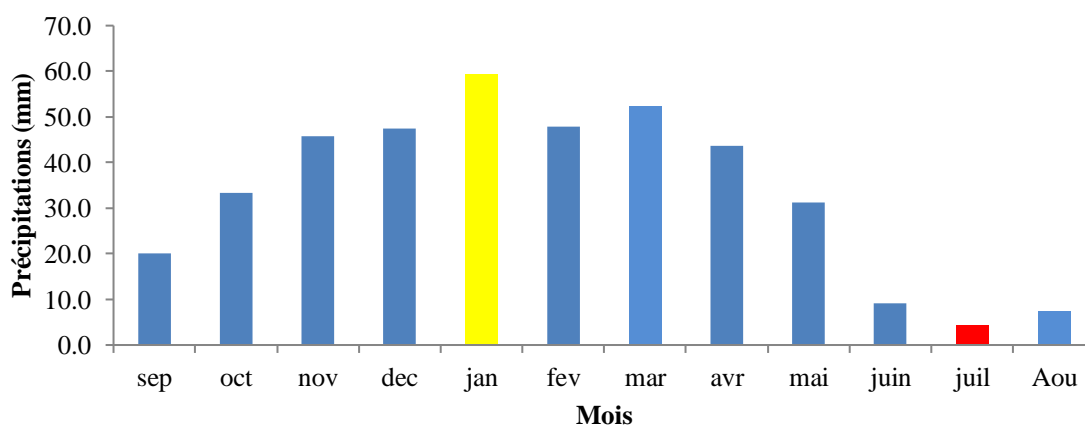


Figure 3.3: Variation des précipitations moyennes mensuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

### 3.2.3. Variation des précipitations saisonnières

Le tableau 3.4 représente la répartition des précipitations saisonnières à la station de Khemis durant la période (1979/1980 - 2020/2021).

D'après le tableau 3.4 et la figure 3.4, on distingue que la saison la plus humide qui représente le maximum de pluie est l'Hiver par une moyenne de 154,7 mm et la saison sèche avec une valeur de 20,6 mm est l'Eté, confirmant la distribution mensuelle des pluies.

Tableau 3.4: Répartition des précipitations saisonnières à la station de Khemis (1979/1980 -2020/2021).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté		
P (mm)	99.2			154.7			127.2			20.6		

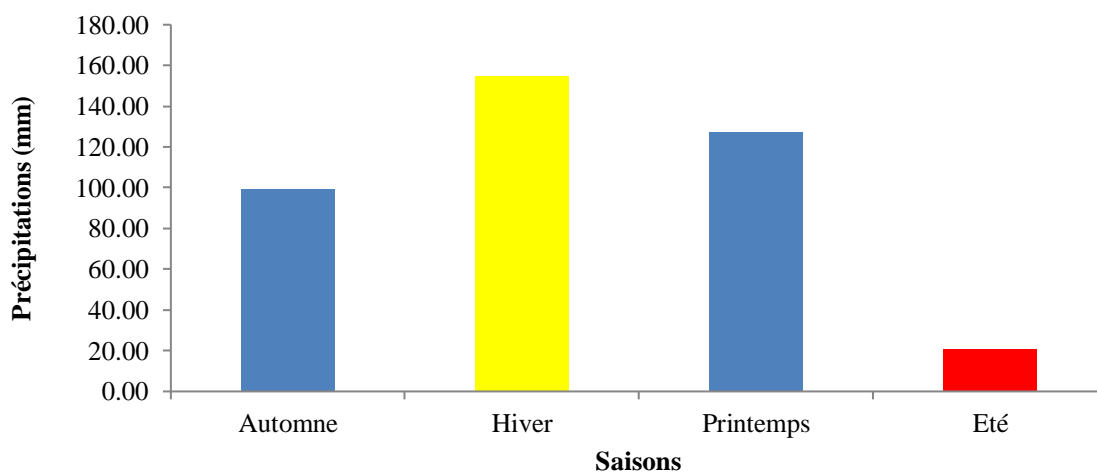


Figure 3.4: Variation saisonnière des précipitations à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

### 3.2.4. Variation des précipitations journalières

La variation des moyennes quotidiennes des pluies est très irrégulière (fig.3.5), toutefois le nombre de jours les plus pluvieux s'observent en Hiver. Le maximum moyen quotidien est enregistré en Novembre avec 5,9mm.

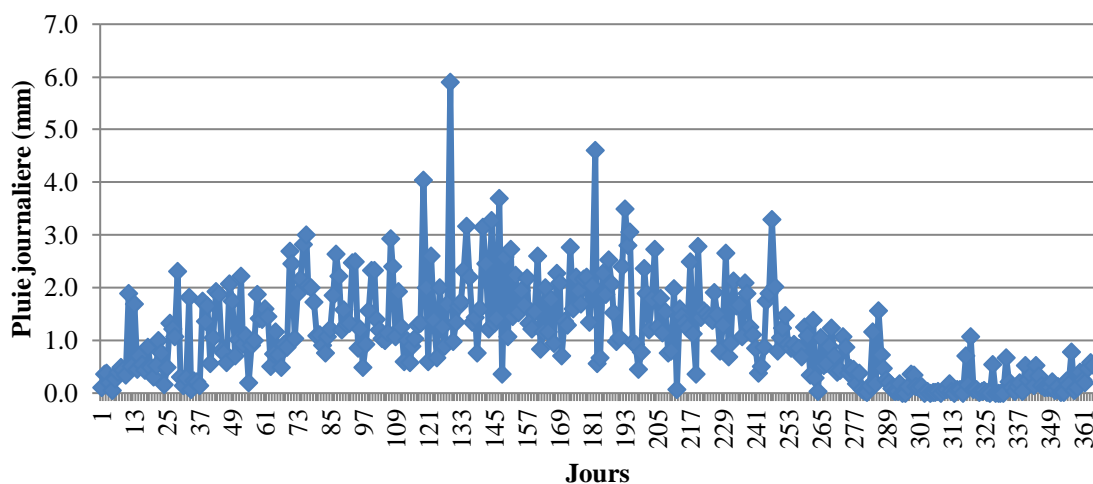


Figure 3.5: Variation des précipitations moyennes journalières à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021)

### 3.2.5. Etude statistique des précipitations annuelle à la station de Khemis

L'ajustement statistique est l'une des principales étapes de la vérification de l'homogénéité entre les valeurs mesurées et les valeurs résultantes du modèle choisi. L'objectif de calculer les paramètres statistiques des lois appliquées pour cette étude c'est la détermination des variations futures de l'élément étudié pour une probabilité donnée. Aussi, l'ajustement graphique montre la forme de la représentation du modèle des variables de l'échantillon étudié, c'est un élément capital dans ce type d'analyse.

#### ➤ Test de normalité

Pour vérifier la normalité des séries, il existe deux méthodes :

- **Test graphique** : Consiste à tracer sur un papier de Gauss la courbe théorique représentative de la loi choisie basée sur les paramètres de la série et de la comparer avec la distribution des points observés.
- **Test analytique** : Parmi les tests utilisés, nous avons le test du  $\text{Khi}^2$ , le test de Kolmogorov, et on peut aussi utiliser un test qui prend en compte les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement. Le test de  $\text{Khi}^2$  mesure l'écart qu'il y a entre les fréquences observées et théoriques, il est représenté par la statistique du  $\chi^2$ . Il est utilisé pour déterminer si une distribution théorique comme la distribution normale, peut ajuster une distribution empirique. Il est connu que dans le bassin de la Tafna que les précipitations annuelles s'ajustent généralement à une loi normale. Pour notre cas, nous allons tester l'adéquation de notre série des pluies à la station de Khemis à une loi normale et log-normale.

#### 3.2.5.1. Adéquation des données à une loi statistique

Les valeurs des précipitations annuelles de la station de Khemis sont reportées sur le tableau (3.5) par ordre croissant.

La fréquence de chaque valeur sera calculée par la relation suivante :

$$F_i = i/N+1 \quad (\text{Eq.3.1})$$

avec :

i: rang

N : période d'observation (nombres d'années).

Nous avons soumis notre série à 2 lois de probabilités : La loi normale et log normale

Tableau 3.5: Distribution des précipitations moyenne annuelle de la station de Khemis (1979/1980 – 2020/2021).

Rang	Fi	Année	Pi
1	0,02	1998-1999	114,4
2	0,05	1999-2000	130,0
3	0,07	1982-1983	221,5
4	0,09	2007-2008	225,1
5	0,12	1988-1989	227,8
6	0,14	1987-1988	234,3
7	0,16	1981-1982	242,7
8	0,19	1989-1990	255,9
9	0,21	1984-1985	256,3
10	0,23	2004-2005	259,2
11	0,26	2020-2021	295,7
12	0,28	1983-1984	304,8
13	0,30	1996-1997	315,5
14	0,33	1997-1998	327,4
15	0,35	2015-2016	353,6
16	0,37	2019-2020	375,9
17	0,40	1992-1993	381,4
18	0,42	2018-2019	381,7
19	0,44	1979-1980	393,3
20	0,47	1993-1994	404,6
21	0,49	2010-2011	409,2
22	0,51	2016-2017	422,2
23	0,53	2011-2012	427,4
24	0,56	2006-2007	434,0
25	0,58	2013-2014	442,0
26	0,60	1985-1986	446,2
27	0,63	2005-2006	451,3
28	0,65	2014-2015	460,1
29	0,67	2001-2002	476,3
30	0,70	1990-1991	488,0
31	0,72	2017-2018	488,9
32	0,74	2000-2001	515,1
33	0,77	1986-1987	524,6
34	0,79	1994-1995	535,0
35	0,81	1980-1981	544,1
36	0,84	2003-2004	601,3
37	0,86	2009-2010	615,0
38	0,88	2002-2003	638,0
39	0,91	1991-1992	649,1
40	0,93	2012-2013	674,0
41	0,95	1995-1996	712,3
42	0,98	2008-2009	919,9

Les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion sont représentés dans le tableau suivant :

Tableau 3.6: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Khemis (1979/1980 – 2020/2021) (Loi normale).

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station de khmiss	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$\bar{p} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n P_i$	401,8	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (P_i - \bar{p})^2$	25433,45	-----
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	159,48	-----
Paramètres de dispersion	Coefficient de variation	$C_v = \frac{\sigma}{\bar{p}}$	0,40	-----

Le coefficient de variation  $C_v < 0.5$ , cela nous laisse penser fortement que l'ajustement suit une loi normale ( $C_v < 0.3$ ), le test  $\chi^2$  permettra de vérifier cette adéquation.

#### a. Ajustement par la loi normale

##### ✓ Test graphique

Pour représenter la fonction  $P = (Fi)$  pour la loi normale, on trace dans un graphique sur l'axe des X les fréquences en échelle gaussienne et sur l'axe des Y la variable statistique (précipitations) en échelle arithmétique. Le résultat est une droite appelée droite d'Henry qui donne l'attribution des précipitations de la station de Khemis représentée par l'équation.

$$P = \bar{P} + \delta U \quad (\text{Eq.3.2})$$

avec :

$\bar{P}$  : Moyenne des précipitations = 401,8 mm

$\sigma$ : Ecart type = 159,48

U : Variable réduite de Gauss

Pour cette étude nous avons utilisé le code de calcul HYFRAN version 1.1



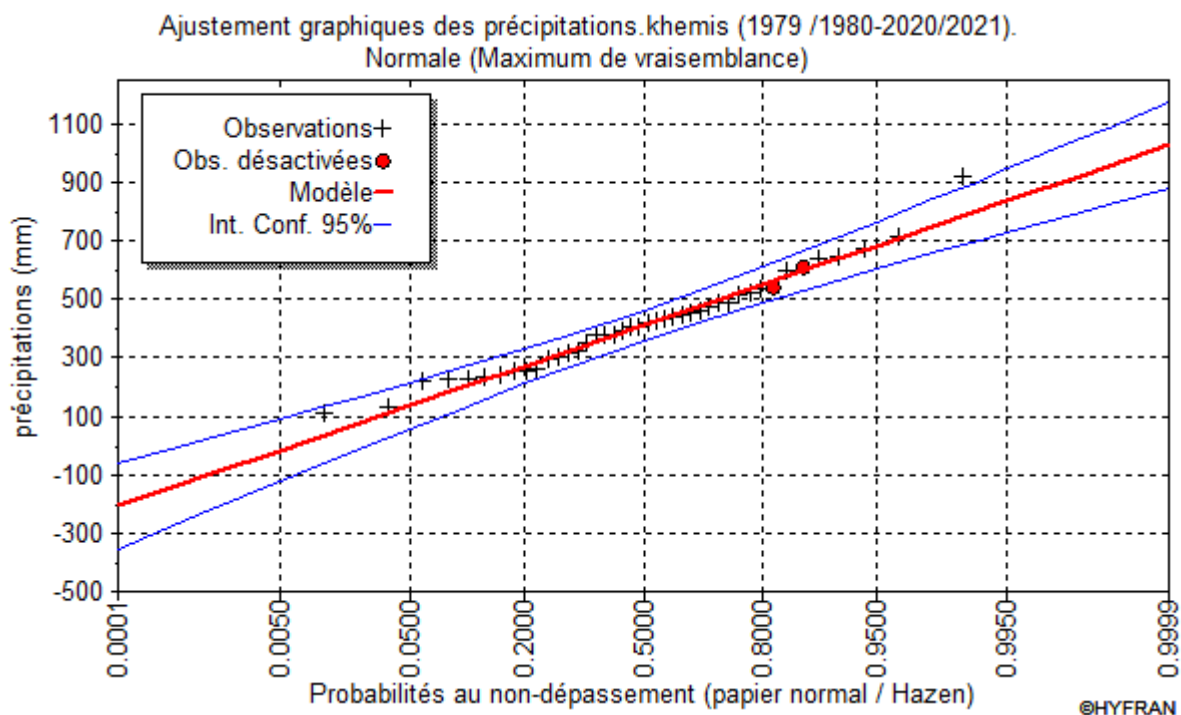


Figure 3.6: Ajustement graphiques des précipitations à la loi normale (1979 /1980-2020/2021)

✓ Test numérique (Test du  $\chi^2$  de Pearson)

Pour la détermination de la valeur du  $\chi^2$ , nous avons repris les séries des modules observés et nous avons reparti ces valeurs en classes, les résultats obtenus sont donnés au tableau ci-dessous :

avec :

K : Nombre de classes.

N : Effectif total.

Tableau 3.7: Calcul du  $\chi^2$  pour la station de Khemis pour une loi normale

K	Classes	Effectifs observés (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théoriques (npi)	(ni-npi) <sup>2</sup> /npi
1	[114,4 - 229,5[	5	0,1401	5,8842	0,1329
2	[229,5 - 344,5[	9	0,2193	9,2106	0,0048
3	[344,5 - 459,6[	13	0,2812	11,8104	0,1198
4	[459,6 - 574,7[	8	0,2193	9,2106	0,1591
5	[574,7 - 689,8[	5	0,0965	4,053	0,2213
6	[689,8 - 804,8[	1	0,0379	1,5918	0,2200
7	[804,8 - 919,9[	1	0,0051	0,2142	2,8827
					<b><math>\chi^2_{calculé} = 3,7406</math></b>

Le nombre de degré de liberté = nombre de classe – nombre de paramètres

ddl = K – p – 1 avec p = 2 ddl = 7 – 2 – 1 = 4

Avec un seuil de probabilité de 5% (0.05), le  $\chi^2_{tabulé} = 9,49 > \chi^2_{calculé} = 3,7406$ .

Le  $\chi^2_{calculé}$  étant inférieur au  $\chi^2_{tabulé}$  ( $\chi^2_c < \chi^2_t$ ), l'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale des précipitations, Malgré cela, nous avons tout de même jugé intéressant de vérifier la série à la loi log normale.

**b. Ajustement par la loi log normale**

$$\ln P = \overline{\ln p} + \delta_{\ln} \cdot U \tag{Eq. 3.3}$$

La variable statistique dans ce cas n'exprime pas les précipitations, mais leurs logarithmes, les résultats obtenus sont donnés au tableau 3.8

Tableau 3.8: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Khemis (Loi Log normale).

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station de Khemis	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$\overline{\ln p} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n \ln P_i$	5,92	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (\ln P_i - \overline{\ln p})^2$	0,18	----
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	0,42	----
Paramètres de dispersion	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\overline{\ln p}}$	0,07	----

✓ Test graphique

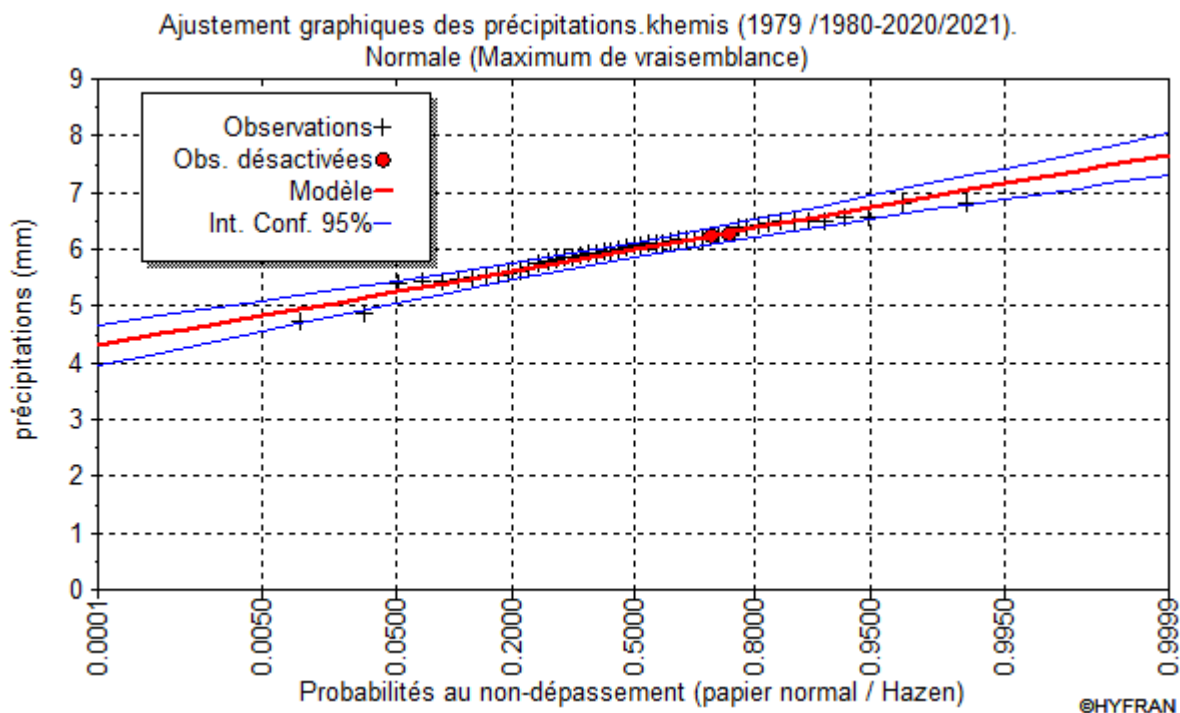


Figure 3.7: Ajustement graphiques des précipitations à la loi normale (1979 /1980-2020/2021).

✓ Test du  $\chi^2$

Le calcul du  $\chi^2$  est donné au Tableau 3.9 :

Tableau 3.9: Calcul du  $\chi^2$  pour la station de Khemis pour une loi Log normale

K	Classes	Effectifs observés (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théoriques (npi)	(ni - npi) <sup>2</sup> /npi
1	[4,74 - 5,34[	2	0,0838	3,5196	0,6561
2	[5,34 - 5,63[	9	0,1676	7,0392	0,5462
3	[5,63 - 5,93[	8	0,2646	11,1132	0,8721
4	[5,93 - 6,23[	15	0,2543	10,6806	1,7468
5	[6,23 - 6,53[	6	0,1548	6,5016	0,0387
6	[6,53 - 6,82[	2	0,0595	2,499	0,0996
					$\chi^2_{calculé} = 3,9596$

Le nombre de degré de liberté = nombre de classe – nombre de paramètres

$$ddl = K - p - 1 \quad \text{avec } p = 2 \quad ddl = 6 - 2 - 1 = 3$$

Avec un seuil de probabilité de 5% (0.05), le  $\chi^2_{tabulé} = 7,81 > \chi^2_{calculé} = 3,9596$ .

Le  $\chi^2_{tabulé}$  étant supérieur au  $\chi^2_{calculé}$  ( $\chi^2_{tabulé} > \chi^2_{calculé}$ ) pour un ddl = 3 et un seuil de probabilité 5% ( $\alpha = 0,05$ ), donc le test numérique indique que l’ajustement à une loi log normale est accepté, mais dans ce type d’analyse et on se basant sur l’ajustement graphique ce dernier permet d’admettre une distribution normale des précipitations.

**Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée**

A partir des résultats obtenus des ajustements, on peut conclure que la loi normale est la plus adéquate pour notre sérié d’étude.

$$L' \text{équation de la loi normale : } P = 401,8 + 159,48.U$$

A partir de cette équation, on peut déterminer un certain nombre de précipitations types, en remplaçant « U » par sa valeur. Les résultats sont donnés au Tableau 3.10:

Tableau 3.10: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

	Type de précipitations	P (mm)
<b>Période de retour humide</b>	Précipitations décennales (u=1.28)	605.9
	Précipitations centenaires (u=2.32)	771.8
	Précipitations de 50 ans (u=2,06)	730.3
	Précipitations millénaires (u=3.08)	893.0
<b>Période retour sèche</b>	Précipitations décennales (u= -1.28)	197.7
	Précipitations de 50 ans (u= -2,06)	73.3
	Précipitations centenaires (u= -2,32)	31.8

**-Ajustement des pluies maximales journalières**

Cette partie d'étude d'ajustement est capitale pour la détermination de l'intensité maximale de pluie ainsi que pour l'utilisation dans la méthode du Gradex pour le calcul des débits maximum. En effet on prend la série des Pjmax et on fait une étude statistique préliminaire (tab. 3.11).

Tableau 3.11: Paramètres de position et de dispersion des précipitations maximales journalières de la station de Khemis (Loi Gumbel).

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station de Khemis	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$\overline{P_{jmax}} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n P_{jmaxi}$	45,2	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (P_{jmaxi} - \overline{P_{jmax}})^2$	871	----
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	29,5	----
Paramètres de dispersion	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\overline{P_{jmax}}}$	0,7	----

✓ **Test graphique**

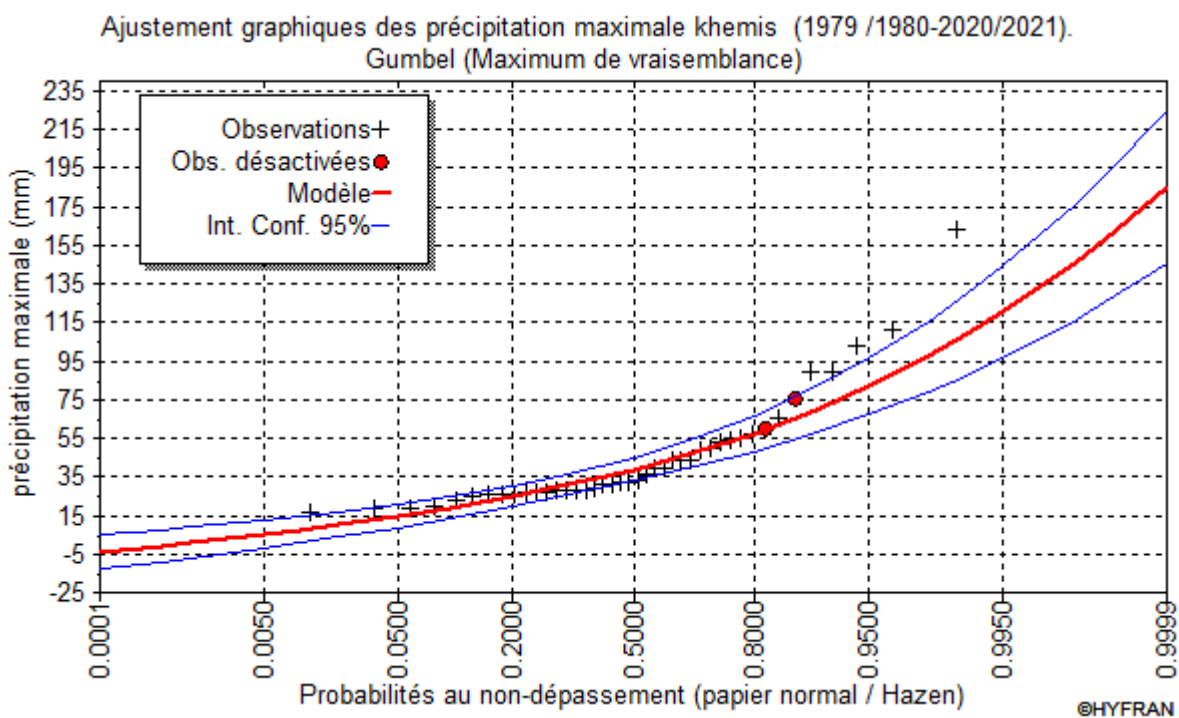


Figure 3.8: Ajustement graphiques des précipitations maximales à la loi Gumbel (1979 /1980-2020/2021).

✓ **Test du  $\chi^2$**

Le calcul du  $\chi^2$  est donné au Tableau 3.12 :

Tableau 3.12: Calcul du  $\chi^2$  pour la station de Khemis pour une loi Gumbel

K	Classes	Effectifs observés (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théoriques (npi)	(ni - npi) <sup>2</sup> /npi
1	[16,3-37,30[	24	0,4519	18,98	1,33
2	[37,30-58,30[	11	0,2751	11,56	0,03
3	[58,30-79,30[	3	0,1529	6,42	1,82
4	[79,30-100,30[	2	0,0700	2,94	0,30
5	[100,30-121,30[	1	0,0296	1,25	0,05
6	[121,30-163,30[	1	0,0122	0,51	0,47
					$\chi^2_{calculé} = 3,99$

Le nombre de degré de liberté = nombre de classe – nombre de paramètres

$$ddl = K - p - 1 \quad \text{avec } p = 2 \quad ddl = 6 - 2 - 1 = 3$$

Avec un seuil de probabilité de 5% (0.05), le  $\chi^2_{tabulé} = 7,81 > \chi^2_{calculé} = 3,99$ .

Le  $\chi^2_{tabulé}$  étant supérieur au  $\chi^2_{calculé}$  ( $\chi^2_{tabulé} > \chi^2_{calculé}$ ) pour un ddl = 3 et un seuil de probabilité 5% ( $\alpha = 0,05$ ), donc le test numérique indique que l’ajustement à une loi Gumbel normale est accepté, mais dans ce type d’analyse et on se basant sur l’ajustement graphique ce dernier permet d’admettre une distribution des précipitations journalières maximale a loi Gumbel.

### 3.3. Etude des Températures

#### 3.3.1. Variation des Températures interannuelles

La figure 3.9, montre que les températures moyennes annuelles sont irrégulières, elles ont tendance à augmenter d’une année à l’autre. En effet, on y enregistre une augmentation annuelle de 0.050 °C et une température moyenne interannuelle de 15,2 °C.

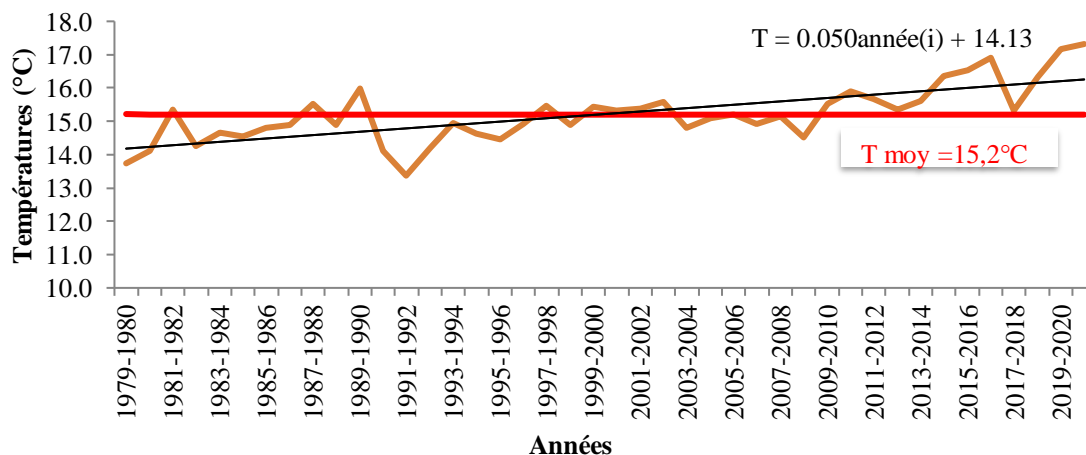


Figure 3.9: Variation des températures moyennes annuelles à la station de Khemis (1979/1980-2020 /2021).

### 3.3.2. Variation des Températures moyennes mensuelles

Les températures moyennes mensuelles de la station de Khemis sont reportées dans le tableau 3.13.

Tableau 3.13: Valeurs des températures mensuelles moyennes, de la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
T (°C)	21,2	16,2	10,4	7,1	6,1	7,5	10,2	12,8	16,9	22,1	26,2	26,0

Les variations des températures moyennes mensuelles à la station de Khemis (fig.3.10) montrent que le mois de Janvier avec 6,1 °C est le plus froid, et les mois de Juillet et Août avec 26°C sont les plus chauds. La température moyenne annuelle est de 15,2°C.



Figure 3.10: Répartition des Températures moyennes mensuelles à la station de Khemis. (1979/1980-2020/2021).

### 3.4. Étude du climat

L'étude et les indices climatique se feront à partir des données de température et des précipitations moyennes mensuelles pour la période 1979/1980 à 2020/2021.

Tableau 3.14 : Précipitations et températures moyennes mensuelles (1979/1980-2020/2021).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
T (°C)	21,2	16,2	10,4	7,1	6,1	7,5	10,2	12,8	16,9	22,1	26,2	26,0
P (mm)	20,1	33,4	45,7	47,4	59,4	47,9	52,3	43,6	31,3	9,1	4,2	7,3

Nous utiliserons deux méthodes pour déterminer le type climatique dominant dans la région à partir de la moyenne annuelle des précipitations et de la température comme suit :

- ✓ La méthode de visualisation (méthode graphique de Gaussen et Bagnouls).
- ✓ Calcul de l'indice climatique annuel de De Martonne.

### 3.4.1. Méthode de visualisation (méthode graphique de Gaussen et Bagnouls)

Pour Gaussen et Bagnouls, un mois humide est celui où le total moyen des précipitations (mm) est supérieur au double des températures moyennes (°C) ( $P > 2T$ ). Par contre, un mois sec est celui où le total moyen des précipitations (mm) est inférieur au double des températures moyennes (°C) ( $P < 2T$ ), c'est ce qui nous amène à déduire deux périodes :

- ✓ Pour la période sèche, la courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations.
- ✓ Pour la période humide, la courbe des précipitations passe au-dessus de celle des températures

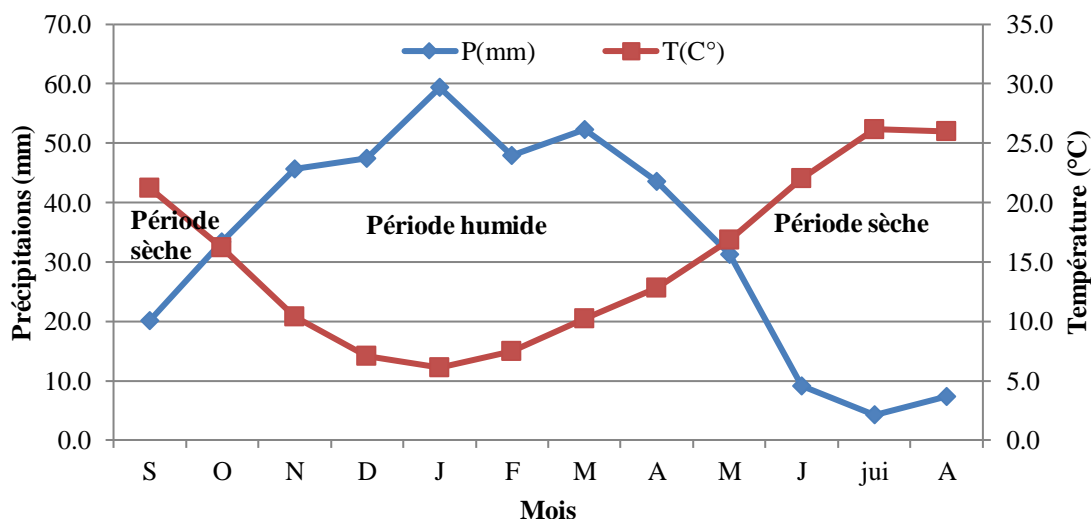


Figure 3.11: Diagramme Pluviothermique pour le bassin de Khemis.

- Une période humide entre la mi-octobre et la mi-mai.
- Une période sèche occupant les autres mois de l'année.

### 3.4.2. Indice d'aridité de De. Martonne

#### a) Indice d'aridité annuel de De. Martonne

Cet indice est défini par De. Martonne en 1923, il est calculé en fonction des températures et des précipitations par la relation suivante :

$$I = \frac{P}{10+T} \quad (\text{Eq.3.4})$$

avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm).

T : Température moyenne annuelle (°C).

I : indice d'aridité = 15,9

I=16

<b>P (mm)</b>	401,8
<b>T (°C)</b>	15,2
<b>I</b>	<b>16</b>

La classification de De. Martonne est donnée par le tableau suivant :

Tableau.3.15 : Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne.

Indice d'aridité	Type de climat
$I < 5$	Climat hyperaride
$5 < I < 7,5$	Climat désertique
$7,5 < I < 10$	Climat steppique
<b><math>10 &lt; I &lt; 20</math></b>	<b>Climat semi-aride</b>
$20 < I < 30$	Climat tempéré

Le report des précipitations et températures sur l'abaque de De Martonne (fig.3.12) et la classification montrent que la région de Khemis jouit d'un climat **semi-aride**.

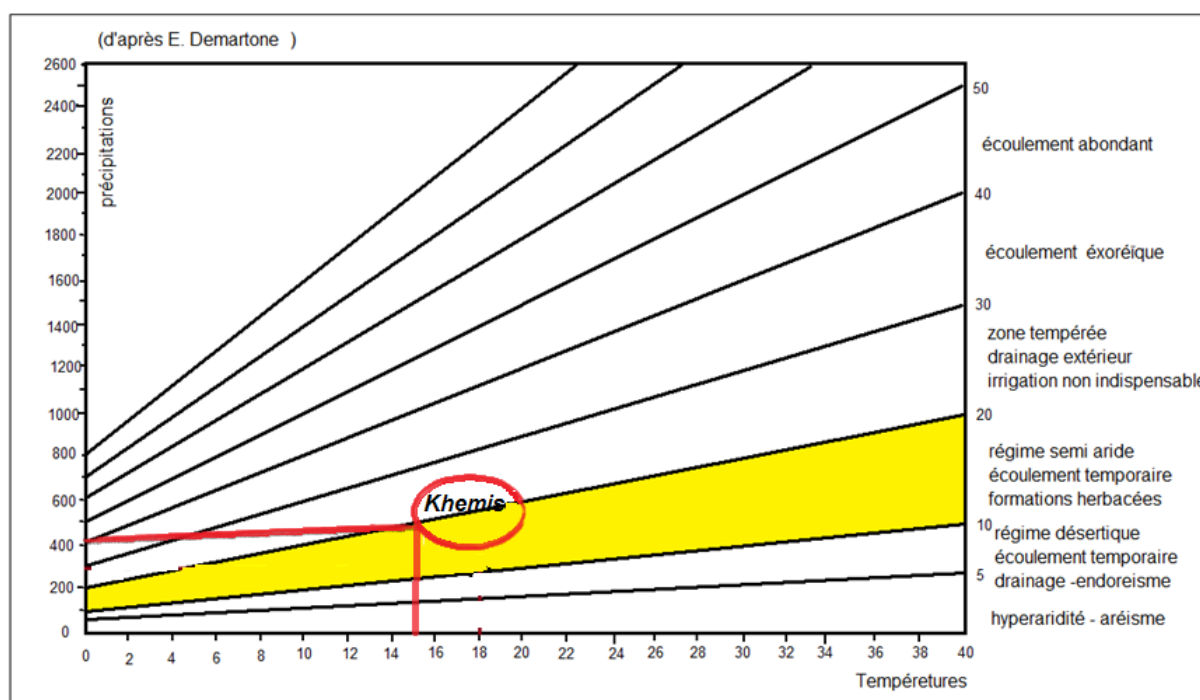


Figure 3.12: Abaque de De. Martonne.

**b) Indice d'aridité mensuel de De. Martonne**

Par définition :

$$i = 12p / (t+10) \tag{Eq.3.5}$$

i : Indice d'aridité mensuel

p : Précipitations moyennes mensuelles (mm).



t : Température moyenne mensuelle en (°C).

Tableau.3.16: Résultats de calcul de l'indice mensuel (1979/1980-2010/2011).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An
P (mm)	20,1	33,4	45,7	47,4	59,4	47,9	52,3	43,6	31,3	9,1	4,2	7,3	401,8
T (°C)	21,2	16,2	10,4	7,1	6,1	7,5	10,2	12,8	16,9	22,1	26,2	26,0	15,2
i	7,7	15,3	26,9	33,3	44,2	32,8	31,1	23,0	14,0	3,4	1,4	2,4	

### 3.5. Evapotranspiration potentielle (ETP)

C'est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre ou par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant. La valeur de l'évapotranspiration potentielle est fonction de l'énergie disponible. (Margat, 1997).

**Remarque** : Pour le calcul de l'ETP par la méthode de Thornthwaite et Turc, nous avons utilisé le programme élaboré par Benadda (2000).

#### a. Méthode de Thornthwaite

Pour estimer l'ETP, en 1948 Thornthwaite a établi une corrélation entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration potentielle mensuelle par la formule suivante :

$$\text{ETP non corrigée} = 1.6 \left( \frac{10T}{I} \right)^a \quad (\text{Eq.3.6})$$

- $I = \sum_{1}^{12} i$
- $i = \left( \frac{T}{5} \right)^{1.514}$
- $a = ((1.6 \times I)) / (100 + 0.5)$
- $K = 0.49 + 1.8 I/100 - 0.77 I/100^2 + 0.67 I/100^3$

$$\text{ETP non corrigée} = 1.6 \left( \frac{10T}{I} \right)^a \times K \quad (\text{Eq.3.7})$$

avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle (mensuelle) (mm),

T : Température moyenne mensuelle du mois considéré (°C),

I : Somme des 12 indices thermiques mensuels,

K : Coefficient de correction liée à la latitude (durée maximale de l'ensoleillement).

#### b. Formule de L. Turc (1954)

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de la formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'insolation. Cette formule est la suivante:

$$\text{ETP} = 0,4 I_g + 50 k \left( \frac{t}{t+15} \right) \quad (\text{Eq.3.8})$$

avec:

Etp : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

T : Température moyenne mensuelle de l'air (°C),

Ig : Radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (calorie/cm<sup>2</sup>/jour),

$K$  : Coefficient égal à 1 si l'humidité relative  $hr$  est supérieure à 50 %.

Si non :

$$K=1+\frac{50-hr}{70} \quad (\text{Eq.3.9})$$

Si la radiation globale  $I_g$  n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation  $h$  par la formule suivante :

$$I_g = I_g A 0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \quad (\text{Eq.3.10})$$

avec:

$I_g A$  : Radiation globale théorique (calorie/cm<sup>2</sup> /jour),

$H$  : Durée théorique des jours du mois.

La formule de Turc ne réclame donc que deux données ( $T$  et  $h$ ) et les calculs sont possibles avec deux tables seulement ( $I_g A$  et  $H$ ). La valeur de l'évapotranspiration potentielle annuelle est la somme des 12 valeurs d'évapotranspiration potentielle mensuelle.  $I_g A$  et  $H$  sont fonction de la latitude et sont données par des tables, à partir des valeurs mensuelles de la radiation globale en calories/cm<sup>2</sup> et par jour, en supposant qu'il n'y a pas d'absorption (absence d'atmosphère).

Les résultats de calcul d'ETP de Thornthwaite et Turc sont données aux tableaux qui suivent :

Tableau 3.17: Valeurs d'ETP par la méthode de Turc et par la méthode de Thornthwaite (1979-1980/2020-2021).

Année	ETP Turc (mm)	ETP Thornthwaite (mm)
1979-1980	862,5	740,0
1980-1981	871,0	766,1
1981-1982	909,9	809,2
1982-1983	878,8	773,9
1983-1984	879,4	789,9
1984-1985	883,3	781,7
1985-1986	889,7	802,0
1986-1987	898,5	799,7
1987-1988	915,4	816,7
1988-1989	893,8	794,9
1989-1990	929,6	822,8
1990-1991	863,9	770,8
1991-1992	848,3	723,8
1992-1993	874,6	766,9
1993-1994	897,7	812,3
1994-1995	892,0	771,0
1995-1996	885,2	759,9
1996-1997	905,8	772,7
1997-1998	915,1	813,0
1998-1999	894,0	811,8
1999-2000	910,9	832,9
2000-2001	912,7	809,8
2001-2002	912,3	803,6
2002-2003	914,1	846,0
2003-2004	893,5	786,3
2004-2005	895,9	830,7
2005-2006	905,8	824,7

2006-2007	895,4	788,4
2007-2008	906,5	805,3
2008-2009	880,6	802,1
2009-2010	919,3	804,4
2010-2011	930,5	839,1
2011-2012	913,3	857,2
2012-2013	911,7	799,1
2013-2014	919,8	823,5
2014-2015	937,5	880,9
2015-2016	945,7	864,5
2016-2017	953,9	913,9
2017-2018	908,2	811,2
2018-2019	939,4	870,0
2019-2020	963,2	909,4
2020-2021	967,2	920,9

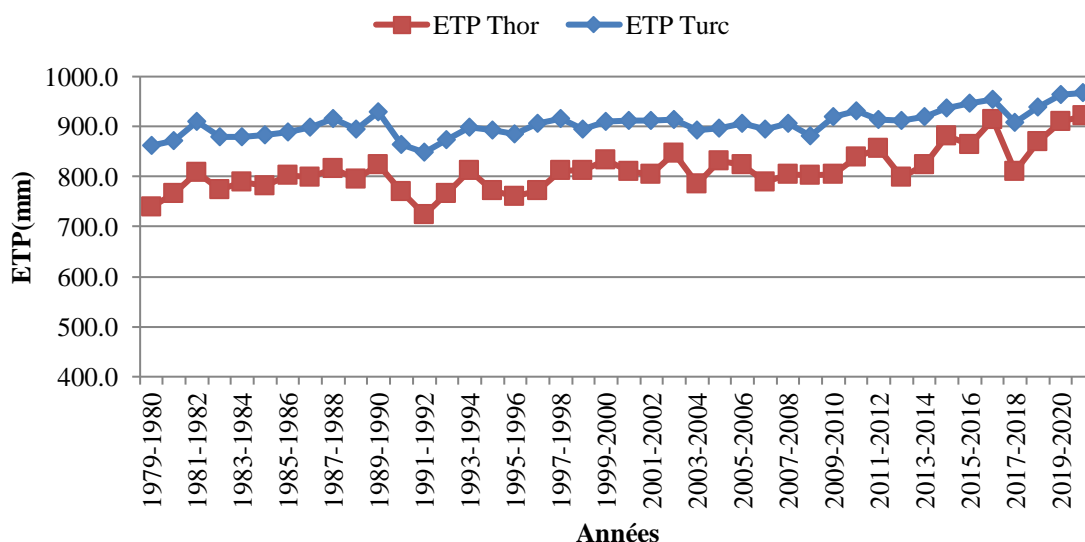


Figure 3.13: Variation de l’ETP de Thornthwaite et de Turc à la station de Khemis (1979/1980-2020/2021).

### 3.6. Evapotranspiration réelle (ETR)

#### a. Méthode de Turc

La formule de Turc pour le calcul de l’ETR est la suivante:

$$ETR = \frac{p}{\sqrt{0,9 + \frac{p^2}{L^2}}} \tag{Eq.3.11}$$

ETR : Evapotranspiration réelle (mm)

$L = 300 + 25T + 0,05T^3$

P : Précipitations moyennes annuelles (mm)

T : Température moyenne annuelle (°C)

Tableau 3.18: Calcul de l’ETR par la méthode de Turc

P (mm)	T(°C)	L	ETR (mm)	Ecoulement (mm) P-ETR
401,8	15,2	855,59	379,6	22,2

Cette méthode a donné une valeur de 379,6 mm d'évapotranspiration réelle, nous remarquons que cette valeur est inférieure à celle de la moyenne annuelle des précipitations, ce qui permet de déduire à un écoulement de 22,2 mm.

**b. Méthode de Coutagne**

Selon cet auteur, le déficit d'écoulement qui est l'équivalent de l'évapotranspiration réelle se déduit par la formule :

$$D = P - \lambda P^2 \tag{Eq.3.12}$$

- D: Déficit découlement en (m/an),
  - P : Précipitations moyens annuelles en (m/an),
  - T : Température moyenne annuelle en (°C).
- Le paramètre  $\lambda$  a pour expression :

$$\lambda = \frac{1}{\sqrt{0,8+0,14T}} \tag{Eq.3.13}$$

Il est à noter que cette méthode n'est applicable que pour P comprise entre  $(1/2\lambda > P > 1/8\lambda)$ .  
Si par contre :

- $P < 1/8\lambda$  : D est égal aux précipitations et l'écoulement sera nul,
- $P > 1/2\lambda$  : D est pratiquement indépendant de P et D sera égal à:  $D = 0.20 + 0.35 T$

Paramètres	P (m)	T (°C)	$\lambda$	$1/2.\lambda$	$1/8.\lambda$
Station de khemis	0,4018	15,2	0,584	0,856	0,21

P étant comprise entre  $1/2\lambda$  et  $1/8\lambda$  ( $1/2\lambda > P > 1/8\lambda$ )

Nous avons dans notre cas :  $(0,856 > 0,4018 > 0,21)$   
Donc la méthode de M. Coutagne est applicable pour la station de Khemis.  
Le calcul du déficit d'écoulement est donné dans le tableau 3.19.

Tableau 3.19: Calcul du déficit d'écoulement (méthode de Coutagne) (1979/1980-2020/2021).

Paramètres	P (m)	D (m/an)	Écoulement et infiltration P - ETR
Station de Khemis	0,4018	0,307	94,8 mm

**3.7. Calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thorthwaite**

La présence de données des précipitations et des évapotranspirations potentielles nous permettent également de calculer le bilan hydrologique comme suit:  
Si l'évapotranspiration réelle est liée à la réserve en eau disponible nous considérons deux Possibilités.

Possibilité	ETR = ETP	ETR = ETP	ETR = P
Condition	P > ETP	P < ETP et existence de réserve	P < ETP et pas de réserve

Nous considérons une réserve utile de 50 mm (Baba Hamed, 1991)

Tableau 3.20: Eléments du bilan hydrologique calculés pour la station de Khemis (mm) (1979/1980-2020/2021)

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An
<b>P</b>	20,1	33,4	45,7	47,4	59,4	47,9	52,3	43,6	31,3	9,1	4,2	7,3	401,8
<b>ETP</b>	96,8	59,3	26,1	13,9	11,3	15,2	30,1	45,7	78,2	120,0	160,4	151,1	808,1
<b>DU</b>	-76,7	-25,9	19,6	33,5	48,1	32,7	22,2	-2,0	-46,9	-	-	-	
<b>RU</b>	0	0	19,6	50,0	50,0	50,0	50,0	48,0	0	0	0	0	
<b>ETR</b>	20,1	33,4	26,1	13,9	11,3	15,2	30,1	43,6	79,3	9,1	4,2	7,3	293,7
<b>DA</b>	76,7	25,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,0	0,0	110,9	156,2	143,8	514,4
<b>Exc</b>	0,0	0,0	0,0	3,1	48,1	32,7	22,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	

P : Précipitations (mm), ETP : Evapotranspiration potentielle (mm), ΔU: Variation de la réserve, RU: Réserve utile (mm), ETR : Evapotranspiration réelle (mm), D.A: Déficit agricole (mm), Exc. : Excédent (mm).

### 3.8. Calcul du ruissellement « R »

Le ruissellement de surface constitue la part de la pluie qui n'est pas retournée à l'atmosphère par évaporation ou qui n'a pas été absorbée par le sol. Il peut être estimé par la méthode de Tixeront – Berkaloff selon la formule :

$$R = \frac{P^3}{3ETP^2} \quad (\text{Eq.3.14})$$

avec :

R : Ruissellement (m)

P : Précipitations (m)

ETP : Evapotranspiration potentielle (m)

Tableau 3.21 : Valeur du ruissellement (Tixeront – Berkaloff).

<b>P(m)</b>	<b>0,4018</b>
<b>ETP(m)</b>	0,8081
<b>R(m)</b>	0,03

Le ruissellement calculé à partir de la méthode de Tixeront–Berkaloff est de 30 mm.

### 3.9. Etude des débits

Suite à une pluie tombée sur le bassin versant, tout un mécanisme complexe d'interaction de phénomènes hydrologiques et climatologiques se met en œuvre. Il se traduit par un mouvement directe ou indirecte de l'eau à travers le sol ou le sous-sol en passant par les cours d'eau secondaires puis principaux et finissant par l'exutoire du bassin versant.

A l'échelle globale du bassin versant, le débit à l'exutoire traduit la réaction de tout le bassin suite à une pluie. (Mouelhi, 2003).

L'évolution des débits de surface, sur le secteur étudié nous est connue par la station hydrométrique installée et surveillée par l'A.N.R.H. Dans ce travail nous prenons en considération la station de : Khemis (Zahra) sur Oued Khemis (1972/1973 – 2010/2011).

### 3.9.1. Variation interannuelle des débits

La distribution des débits moyens annuels de la station de Khemis (Zahra) sur la période de 1972/1973 à 2010/2011, est donnée dans le tableau qui suit:

Tableau 3.22: Distribution interannuelle des débits à la station de Khemis (1972/1973-2010/2011).

Années	Q (m <sup>3</sup> /s)	Années	Q (m <sup>3</sup> /s)	Années	Q (m <sup>3</sup> /s)
1972-1973	1,68	1985-1986	0,83	1998-1999	0,50
1973-1974	2,45	1986-1987	1,01	1999-2000	0,13
1974-1975	1,55	1987-1988	0,42	2000-2001	0,42
1975-1976	0,77	1988-1989	0,41	2001-2002	0,44
1976-1977	0,66	1989-1990	0,35	2002-2003	0,71
1977-1978	0,42	1990-1991	1,14	2003-2004	0,43
1978-1979	0,37	1991-1992	0,79	2004-2005	0,09
1979-1980	0,80	1992-1993	0,27	2005-2006	0,11
1980-1981	1,34	1993-1994	0,39	2006-2007	0,18
1981-1982	0,37	1994-1995	0,80	2007-2008	0,06
1982-1983	0,35	1995-1996	0,78	2008-2009	1,89
1983-1984	0,35	1996-1997	0,14	2009-2010	0,27
1984-1985	0,46	1997-1998	0,17	2010-2011	0,12
<b>Q<sub>moyen</sub> = 0.63 m<sup>3</sup>/s</b>					

La courbe de la variation des débits annuels de l'oued khemiss (fig. 3.14), montre que la moyenne interannuelle des débits est de 0.63 m<sup>3</sup>/s, le maximum est enregistré en 1973/1974 avec 2.45 m<sup>3</sup>/s par contre, le minimum est observé en 2007/2008, il n'est que de 0.06 m<sup>3</sup>/s.

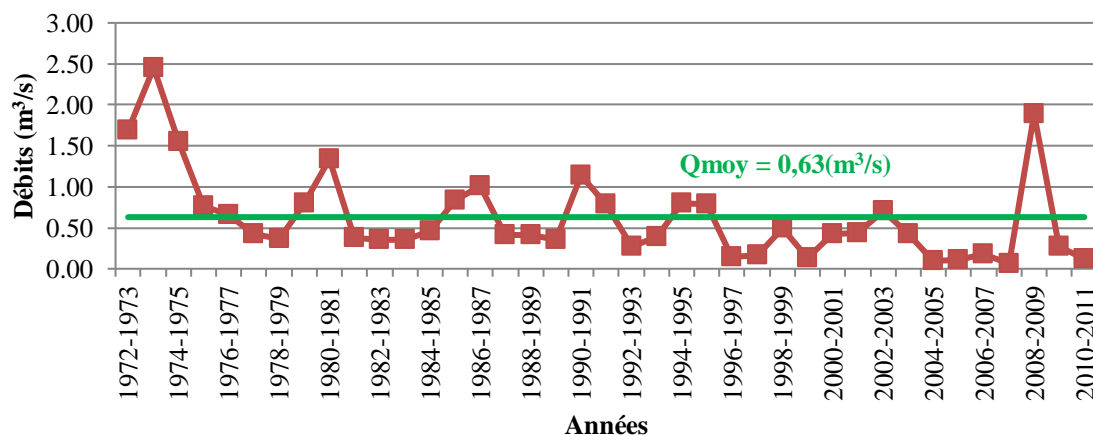


Figure 3.14: Variation des débits annuels de l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011).

### 3.9.2. Variation moyenne mensuelle des débits

Le tableau 3.23 représente les valeurs moyennes mensuelles des débits de l’oued Khemis durant la période (1972/1973-2010/2011).

Tableau 3.23: Valeurs moyennes mensuelles des débits de l’oued Khemis (1972/1973-2010/2011).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Q (m <sup>3</sup> /s)	0,19	0,26	0,40	0,56	0,85	1,08	2,05	1,01	0,53	0,27	0,17	0,14

L’histogramme des débits moyens mensuels de l’oued Khemis (fig.3.15), montre que le mois de plus grand débit est le mois de Mars avec 2.05 m<sup>3</sup>/s et le mois de plus faible débit est celui d’Août avec 0.14 m<sup>3</sup>/s.

L’histogramme de la variation des débits mensuels, nous montre des variations plus ou moins importantes. Les débits varient de manière croissante de Septembre à Mars où on a le maximum cela correspond à la période de fortes précipitations et inversement, de manière décroissante pour le reste des mois à cause de la diminution des précipitations.

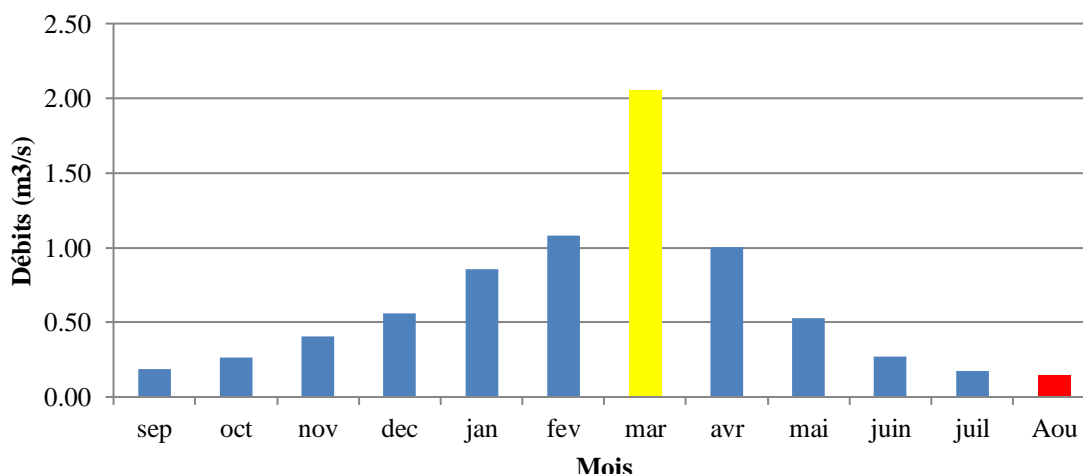


Figure 3.15: Variation mensuelle des débits de l’oued Khemis (1972/1973-2010/2011)

### 3.9.3. Variation saisonnière des débits

Le tableau 3.24 représente les valeurs moyennes saisonnières des débits de l’oued Khemis durant la période (1972/1973-2010/2011)

Le maximum est enregistré au Printemps avec 1.20 m<sup>3</sup>/s, cela s’explique par la présence de fortes pluies durant cette saison (fig. 3.15 & tab.3.24).

\* **Saison humide** : correspond à l’Hiver et au Printemps.

\* **Saison sèche à très sèche** : correspond à l’Automne et l’Eté.

Tableau 3.24 : Répartition des débits saisonniers de l’oued Khemis (1972/1973-2010/2011).

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Q (m <sup>3</sup> /s)	0,29	0,83	1,20	0,19
	Saison sèche	Saison Humide		Saison très sèche

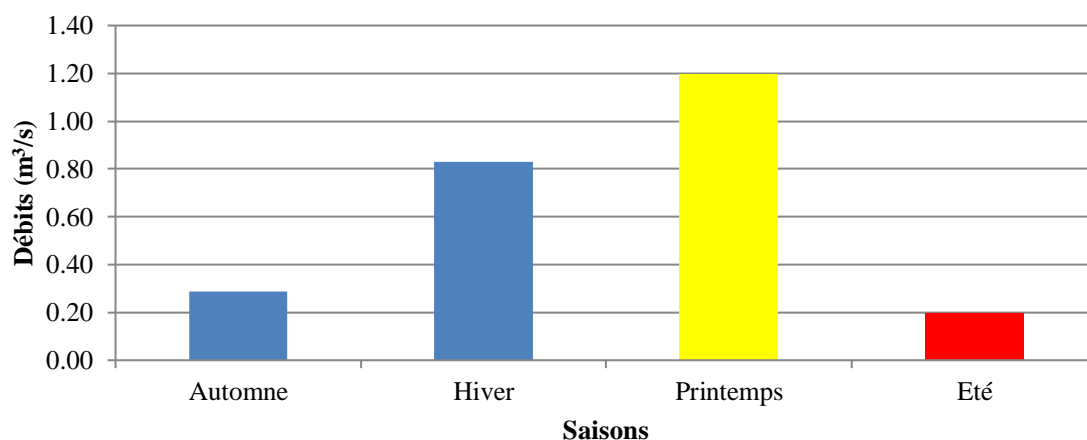


Figure 3.16 : Variations saisonnières des débits de l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011).

### 3.9.4. Variation journalière des débits

L'examen de la figure 3.17, met en évidence l'irrégularité dans la distribution des débits journaliers. En effet, on peut avoir un faible débit un jour, qui pourra doubler le lendemain et diminuer fortement le surlendemain. En Général, les jours à fort débit correspondent aux saisons humides (Hiver et Printemps), par contre, on observe de faibles débits en Automne et en Eté. Toutefois, les plus grands débits moyens journaliers sont observés au Printemps avec  $5.28\text{m}^3/\text{s}$ .

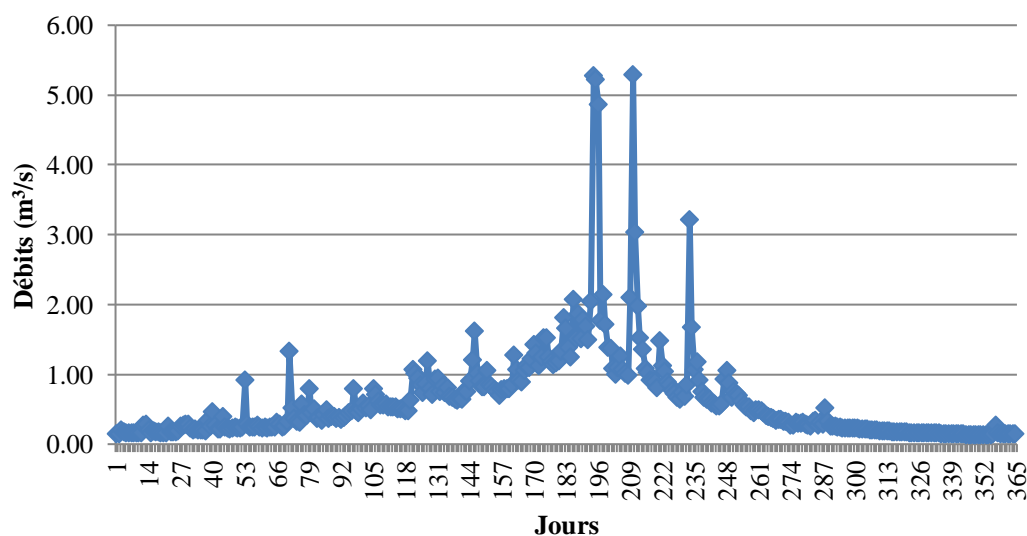


Figure 3.17: Variation journalière des débits de l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011).



### 3.9.5. Coefficient mensuel du débit

Appelé aussi « Débit relative mensuel », il représente le rapport entre le débit moyen relatif de chaque mois par le module interannuel. Il permet de représenter la répartition en pourcentage des débits mensuels au cours de l’année.

$$C_m = \frac{Q_{moy\ mensuel}}{Q_{moy\ annuel}} .100 \quad (Eq.3.15)$$

Tableau 3.25 : Coefficient mensuel des débits pour l’oued Khemis.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
Qmoy (m³/s)	0,19	0,26	0,40	0,56	0,85	1,08	2,05	1,01	0,53	0,27	0,17	0,14
Qann (m³/s)	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63	0,63
Cm	0,30	0,42	0,64	0,89	1,35	1,71	3,26	1,60	0,84	0,43	0,27	0,23
Cm (%)	30	42	64	89	135	171	326	160	84	43	27	23

### 3.9.6. Débit spécifique Qs

Le débit spécifique est une mesure de l’écoulement moyen des précipitations au sein d’un bassin versant. Il est utilisé pour déterminer les débits de pointe lors des crues.

$$Q_s = \left( \frac{Q \left( \frac{L}{s} \right)}{S(km^2)} \right) \quad (Eq.3.16)$$

Qs : Débit spécifique (l/s/Km²).

Q : Débit moyen annuel (L/s).

S : Surface (Km²).

Tableau 3.26 : débit spécifique de l’oued Khemis (1972/1973-2010/2011).

Q (m³/s)	Q (L/s)	S (km²)	Qs (L/s/km²)
0,63	630	350	1,80

### 3.10. Etude des lames d’eau écoulées

L’écoulement des oueds dépend essentiellement du régime des précipitations qui dépendent du climat de la région, on note une variation importante des régimes d’écoulement, mensuels, saisonniers, et interannuels.

#### 3.10.1. Variation interannuelle des lames d’eau

La distribution de lames d’eau écoulées moyennes annuelles à la station de Khemis sur la période de 1972/1973 à 2010/11, est reportée dans le tableau 3.27.

Tableau 3.27 : Valeurs des lames d'eau écoulées interannuelles de l'oued Khemis (1972/1973 – 2010/2011).

Années	Le (mm)	Années	Le (mm)	Années	Le (mm)
1972-1973	151.4	1985-1986	74.8	1998-1999	45.1
1973-1974	221.0	1986-1987	91.0	1999-2000	11.7
1974-1975	139.7	1987-1988	37.8	2000-2001	37.8
1975-1976	69.4	1988-1989	36.9	2001-2002	39.6
1976-1977	59.5	1989-1990	31.5	2002-2003	64.0
1977-1978	37.8	1990-1991	102.7	2003-2004	38.7
1978-1979	33.3	1991-1992	71.2	2004-2005	8.1
1979-1980	72.1	1992-1993	24.3	2005-2006	9.9
1980-1981	120.7	1993-1994	35.1	2006-2007	16.2
1981-1982	33.3	1994-1995	72.1	2007-2008	5.4
1982-1983	31.5	1995-1996	70.3	2008-2009	170.3
1983-1984	31.5	1996-1997	12.6	2009-2010	24.3
1984-1985	41.4	1997-1998	15.3	2010-2011	10.8
<b>Lame d'eau écoulee moyenne interannuelle (Le moyenne = 56.5 mm)</b>					

La variation de l'écoulement dans le bassin versant de l'Oued Khemis pendant la période 1972/1973 – 2010/2011 (fig. 3.18), nous a donné une moyenne de lame d'eau écoulee de 56,5 mm pour une aire de 350 km<sup>2</sup>. Le module annuel maximal a été enregistré en 1973-1974 avec 221,0 mm, alors que le module minimal est enregistré en 2007-2008 avec 5,4 mm.

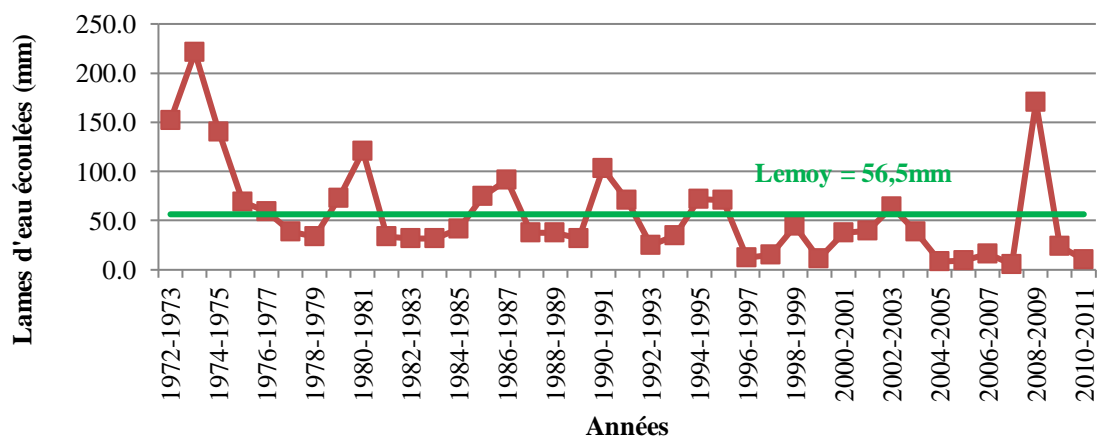


Figure 3.18: Variation interannuelle des lames d'eau écoulées dans l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011).

### 3.10.2. Etude statistique des lames d'eau écoulées

La distribution des lames d'eau écoulées à la station de Khemis sur la période de 1972/1973 à 2010/2011, est enregistrée dans le tableau suivant :

Tableau 3.28: Distribution interannuelle des lames d'eau écoulées de l'oued Khemis (1972/1973 à 2010/2011).

Rang	fi	Années	Le	Log Le
1	0,03	2007-2008	5,4	1,74
2	0,05	2004-2005	8,2	2,11
3	0,08	2005-2006	9,5	2,25
4	0,10	2010-2011	10,5	2,35
5	0,13	1999-2000	11,5	2,44
6	0,15	1996-1997	12,6	2,53
7	0,18	1997-1998	15,2	2,72
8	0,20	2006-2007	16,2	2,78
9	0,23	1992-1993	24,4	3,20
10	0,25	2009-2010	24,6	3,20
11	0,28	1982-1983	31,5	3,45
12	0,30	1983-1984	31,8	3,46
13	0,33	1989-1990	32,0	3,46
14	0,35	1978-1979	33,4	3,51
15	0,38	1981-1982	33,7	3,52
16	0,40	1993-1994	35,0	3,55
17	0,43	1987-1988	37,3	3,62
18	0,45	1988-1989	37,4	3,62
19	0,48	2000-2001	37,9	3,63
20	0,50	1977-1978	38,3	3,64
21	0,53	2003-2004	38,3	3,65
22	0,55	2001-2002	39,6	3,68
23	0,58	1984-1985	41,2	3,72
24	0,60	1998-1999	44,8	3,80
25	0,63	1976-1977	59,6	4,09
26	0,65	2002-2003	63,6	4,15
27	0,68	1975-1976	69,1	4,24
28	0,70	1991-1992	70,6	4,26
29	0,73	1995-1996	71,2	4,26
30	0,75	1979-1980	72,1	4,28
31	0,78	1994-1995	72,4	4,28
32	0,80	1985-1986	74,8	4,32
33	0,83	1986-1987	91,3	4,51
34	0,85	1990-1991	102,9	4,63
35	0,88	1980-1981	120,8	4,79
36	0,90	1974-1975	140,0	4,94
37	0,93	1972-1973	151,7	5,02
38	0,95	2008-2009	170,5	5,14
39	0,98	1973-1974	221,0	5,40

Les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion des débits sont :

Tableau 3.29 : Paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées au niveau de l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011).

	Paramètres	Formules	Valeurs	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$Le = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n Le$	56,5	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (Le - \overline{Le})^2$	2352,54	-----
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	48,50	-----
Paramètres de dispersion	Coefficient De variation	$Cv = \frac{\sigma}{Le}$	0,86	----

Le coefficient de variation  $Cv > 0,5$ , laisse fortement penser que l'ajustement suit une loi log normale.

**a- Ajustement des lames d'eau écoulées annuelles à loi Log normale**

Les résultats de calcul sont représentés dans le tableau 3.30:

Tableau 3.30: Paramètres de position et de dispersion pour la loi log normale. (1972/1973-2010/2011).

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station de khmiss	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$\overline{\ln le} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n \ln le$	3,7	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (\ln le - \overline{\ln le})^2$	0,8	-----
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	0,88	-----
Paramètres de dispersion	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\overline{\ln le}}$	0,24	-----

On obtient une distribution représentée par la droite d'Henry, d'équation :

$$\text{Log } Le = \overline{\text{Log } Le} + \sigma U \tag{Eq. 3.17}$$

avec :

$L o g L e$  = Moyenne du Log des lames d'eau écoulées = 3,7 mm,

$\sigma$  = Ecart type = 0,88,

U : Variable réduite de Gauss.

✓ **Test graphique**

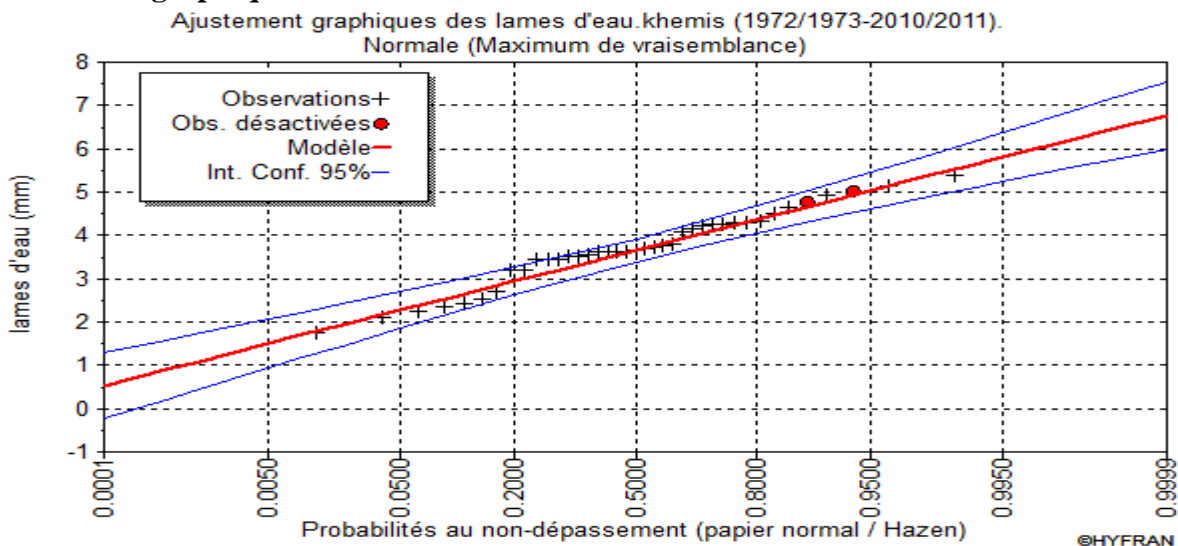


Figure 3. 19: Courbe d'ajustement à la loi log normale des lames d'eau écoulées.

✓ **Test numérique (Test du  $\chi^2$  de Pearson)**

Avant de déterminer la valeur de  $\chi^2_{calculé}$ , on a repris la série des lames d'eau observées et on l'a réparti en 5 classes, les résultats sont donnés dans le tableau ci-dessous:

avec :

K : Nombre de classes.

N : Effectif total.

Tableau 3.31 : Calcul du  $\chi^2$  pour la série des lames d'eau de l'oued Khemis pour une loi log normale.

K	Classes	Effectifs observés (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théoriques (npi)	$(ni - npi)^2/npi$
1	[1,74 - 2,35[	4	0,0630	2,4570	0,9690
2	[2,35 - 2,96[	4	0,140	5,4717	0,3958
3	[2,96 - 3,57[	8	0,2450	9,5550	0,2531
4	[3,57 - 4,18[	10	0,2640	10,2960	0,0085
5	[4,18 - 4,79[	9	0,1820	7,0980	0,5097
6	[4,79 - 5,40[	4	0,0801	3,1239	0,2457

$\chi^2_{calculé} = 2,3818$

Le nombre de degré de liberté = nombre de classe – nombre de paramètres

$$ddl = K - p - 1 \quad \text{avec } p = 2 \quad \text{ddl} = 6 - 2 - 1 = 3$$

Avec un seuil de probabilité de 5% (0.05)

Donc :  $\chi^2_{\text{tabulé}} = 7,81 > \chi^2_{\text{calculé}} = 2,3818$ .

Le  $\chi^2_{\text{tabulé}}$  étant supérieur à  $\chi^2_{\text{calculé}}$  pour un  $ddl = 3$  et un seuil de probabilité 5% ( $\alpha = 0,05$ ), l'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale des logs des lames d'eau écoulées, par conséquent les lames d'eau écoulées suivent une loi log normale.

**c. Calcul des lames d'eau pour une période de récurrence donnée**

A partir de l'équation d'ajustement, nous pouvons calculer les Lames d'eau écoulées pour des périodes de récurrences données.

Partant de l'équation de la loi log Normale,

$$\text{Log } L_e = \text{Log } L_e + \sigma U \quad (\text{Eq.3.18})$$

Tableau 3.32: Calcul des lames d'eau écoulées pour une période de récurrence donnée.

	Type de lame d'eau écoulée	Le (mm)
<b>Période de retour humide</b>	Lame d'eau décennales (u=1.28)	124,76
	Lame d'eau centenaires (u=2.32)	311,56
	Lame d'eau de 50 ans (u=2,06)	247,84
	Lame d'eau millénaires (u=3.08)	608,14
<b>Période de retour sèche</b>	Lame d'eau décennales (u= -1.28)	13,11
	Lame d'eau de 50 ans (u= -2,06)	6,60
	Lame d'eau millénaires (u=-3.08)	2,69
	Lame d'eau centenaires (u= -2,32)	5,25

**3.10.3. Variation mensuelle des lames d'eau écoulées**

Tableau 3.33: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A
<b>Le (mm)</b>	1,4	2,0	3,0	4,3	6,5	7,7	15,7	7,5	4,1	2,0	1,3	1,1

L'histogramme des lames d'eau écoulées mensuelles de l'oued Khemis (fig.3.20) montre que le mois à lame d'eau écoulée maximale est le mois de Mars avec 15.7 mm, contre la minimale accusée par le mois d'Août avec 1,1 mm.

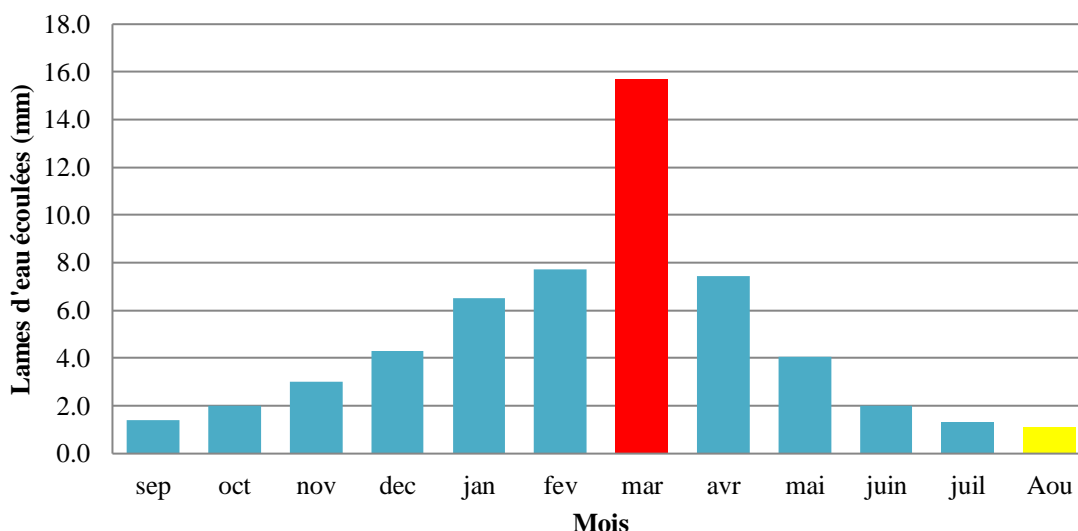


Figure 3.20: Variation mensuelle des lames d'eau écoulées au niveau de l'oued Khemis (1972/1973-2010/2011).

Nous remarquons que le maximum de lame d'eau écoulée ne correspond pas forcément au maximum de précipitations, ceci affirme le soutien des oueds par les eaux souterraines à partir des sources (fig.3.20).

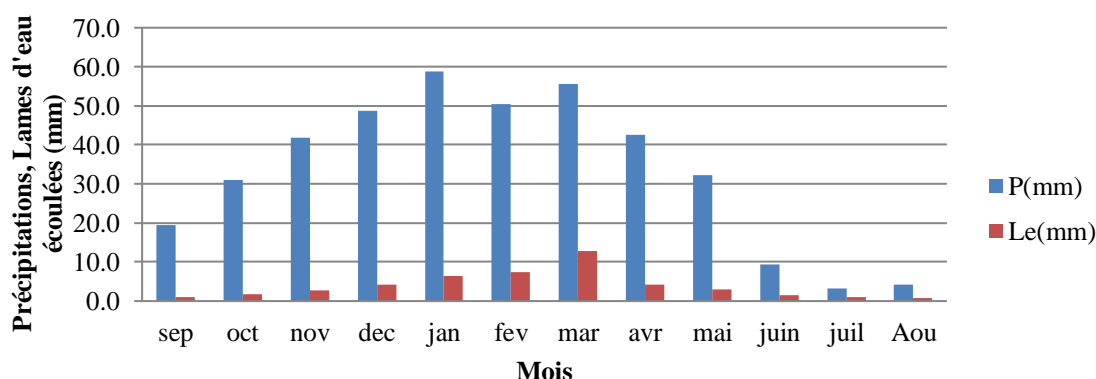


Figure 3.21: Variation mensuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées.

### 3.10.4. Variation saisonnière des lames d'eau écoulées

La distribution saisonnière des lames d'eau écoulées (fig.3.22) montre, que c'est au Printemps et en Hiver que s'effectuent l'essentiel des écoulements. Le maximum est enregistré au Printemps avec 27,2 mm, coïncidant avec de fortes pluies durant cette saison, et le minimum est enregistré au Été avec 4,4 mm.

Tableau 3.34: Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières.

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Été	Année
Le (mm)	6,4	18,5	27,2	4,4	56,5

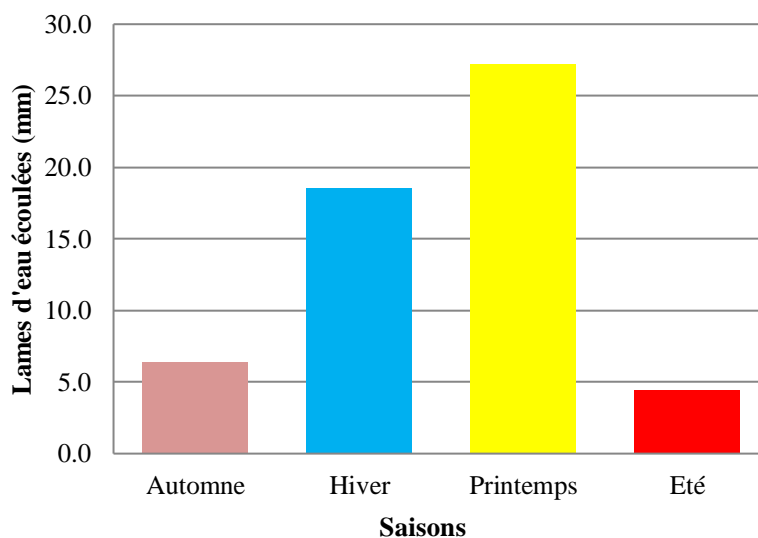


Figure 3.22: Variation saisonnière des lames d'eau écoulées (1972/1973-2010/2011).

### 3.10.5. Variation journalière des lames d'eau écoulées

La figure 3.23 indique que la variation journalière d'une année moyenne sur la période des lames d'eau écoulées est importante pendant la période étudiée. En effet, on peut avoir une faible valeur un jour qui peut augmenter le lendemain, qui nous permet de spécifier la saison humide (Hiver et Printemps) avec la plupart des grandes valeurs et la saison sèche (Automne et Eté) témoignant des plus faibles valeurs. Toutefois les deux plus grandes valeurs apparaissent en Automne et au Printemps.

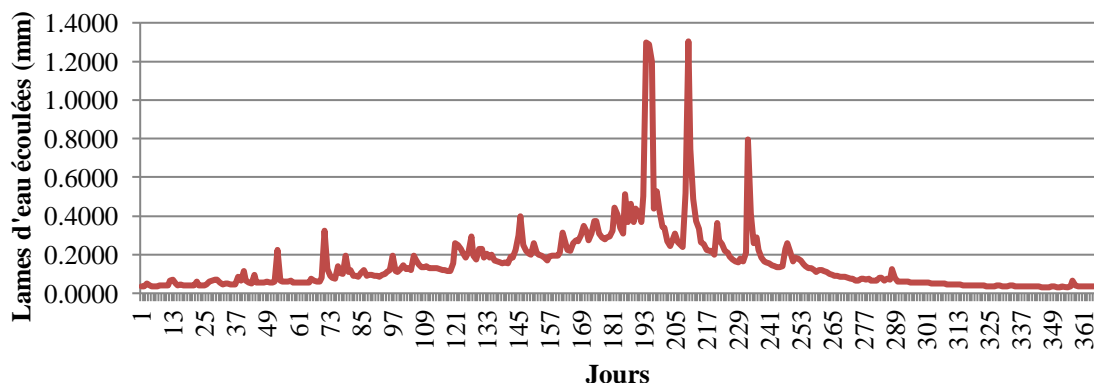


Figure 3.23: Variations journalières moyennes des lames d'eau écoulées (1972/1973-2010/2011).



### 3.10.6. Coefficient d'écoulement

La connaissance de ce coefficient est d'un grand intérêt pour pouvoir estimer les volumes écoulés aux cours d'eau afin de dimensionner une retenue.

$$Ce (\%) = \frac{\text{Lame d'eau moyenne écoulée}}{\text{Pluie moyenne annuelle}} \cdot 100 \quad (\text{Eq.3.19})$$

Tableau 3.35: Coefficient et déficit d'écoulement pour l'oued Khemis (1979/1980-2010/2011).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	An
<b>P (mm)</b>	19,6	31,1	41,9	48,6	58,9	50,4	55,7	42,5	32,3	9,4	3,2	4,3	397,8
<b>Le (mm)</b>	1,1	1,7	2,8	4,1	6,5	7,4	12,8	4,3	2,9	1,4	0,9	0,8	46,7
<b>D (mm)</b>	18,5	29,4	39,1	44,5	52,4	43,0	42,9	38,2	29,4	8,0	2,3	3,5	351,1
<b>Ce (%)</b>	5,63	5,46	6,68	8,43	11,04	14,68	23,00	10,13	8,98	14,87	28,10	18,60	11,74

### 3.11. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons présenté les différentes caractéristiques hydroclimatiques du bassin versant d'oued Khemis.

La moyenne pluviométrique enregistrée sur une période de 42 ans (1979-1980 / 2020-2021) est de 401.8 mm/an.

A l'échelle mensuelle, les mois de Décembre et Janvier sont généralement les plus humides, Juillet et Août étant les plus secs.

La température moyenne annuelle enregistrée au niveau de la station de Khemis (1979-1980/2020-2021) est de 15.2°C.

Le mois de Janvier est le plus froid avec 6.1°C et Juillet-Août sont les plus chauds avec 26°C.

La classification climatique montre que la région de Khemis jouit d'un climat semi-aride à écoulement temporaire.

L'étude hydrologique au niveau de l'Oued nous montre que ce cours d'eau est caractérisé par un régime d'écoulement irrégulier dans l'ensemble.

D'une moyenne égale à 56,5 mm, le module annuel de la série de l'Oued Khemis (1972-1973/2010-2011) suit une loi normale.

Les débits mensuels atteignent leurs maximums en Mars alors que le minimum s'observe en Juillet.

# Chapitre 04

Application du modèle Gardénia sur oued Khemis.

## Introduction

En amont de toute mesure de corrélation à l'aide de coefficients appropriés, il est nécessaire de définir la forme d'une éventuelle relation entre deux caractères à l'aide d'une représentation graphique appropriée. En effet, selon la forme de la relation observée, on ne fera pas les mêmes hypothèses et on n'utilisera pas les mêmes outils de mesure.

Le modèle Gardénia conçu par Thiery (1982) (Bureau de Recherche Géologique et Minière, Orléans, France) a été appliqué sur plusieurs bassins en France (1996), en Burkina-Faso (1990), en Tunisie... etc. En Algérie, il a fait l'objet de plusieurs travaux, citons à titre d'exemple au niveau d'oued Mellah au Nord Est (Bendjema, 2020), oued Tafna au Nord ouest (oued Lakhdar par Gherissi (2017), oued Boukiou par Iles (2019), oued Sebdou par Dib (2021).

L'objectif de ce chapitre est l'application du modèle Gardénia aux données de l'oued Khemis et la détermination de son bilan hydrologique.

### 4.1. Application du modèle Gardénia

Dans la pratique, Gardénia permet d'analyser le fonctionnement hydrologique d'un bassin versant, d'étendre des données de débits et / ou de niveaux piézométriques. Il peut ainsi aider au dimensionnement de différents types d'ouvrages (barrages) ou d'aménagements (parkings, ouvrages de captage en rivière, microcentrales électriques), etc. En effet, le modèle, une fois calibré, est en mesure de :

- reconstituer, pour un bassin versant donné, les débits d'une rivière ou d'une source, et / ou les niveaux piézométriques en un point d'une nappe, durant une période pendant laquelle on ne possède pas de mesures.
- de simuler des débits résultant de périodes de sécheresse (pour le calcul de débits d'étiage ou le dimensionnement de barrages) ou de séquences de précipitations exceptionnelles (pour le dimensionnement de fondations, de parkings, d'ouvrages enterrés),
- de simuler des niveaux piézométriques ponctuels de nappe à partir de précipitations effectivement observées, prolongées par des scénarios de précipitations prévisionnels (sécheresses, périodes de hautes eaux).

Enfin, le code de calcul Gardénia est conçu pour enchaîner le traitement de plusieurs bassins avec des options communes. Il constitue donc un outil tout particulièrement adapté aux synthèses régionales pour lesquelles on désire réaliser, avec une certaine cohérence, l'analyse de plusieurs bassins versants. (Thiéry D. 2014).

Cette modélisation nécessite la création de certains fichiers hydroclimatiques (précipitations, évapotranspiration potentielle et débit), sous différents formats (séquentielle, annuaires, Excel\_Date ou le format libre). Ensuite on introduit dans un tableau d'option toutes les données nécessaires pour cette modélisation (option de prévision, option du bassin, pas de temps...etc.). Pour le calage, il consiste à ajuster les valeurs des paramètres du modèle, de telle sorte qu'ils permettent de calculer des débits aussi proches que possible des débits observés.

Pour la validation, on reproduit les mêmes étapes avec des données hydroclimatiques qui n'ont pas été utilisées lors de la calibration, mais avec les mêmes paramètres hydrologiques optimisés lors du calage.

#### 4.1.1 Application du modèle annuel Gardénia

Le modèle Gardénia annuel utilise des données de pluie mensuelles, ETP mensuelle et débit mensuel de format séquentiel.

Dans une série de 31 ans on a choisi 20 ans pour faire la calibration (1979/1980-1998/1999).

Après plusieurs tentatives de calage, on a pu obtenir les résultats dressés sur le tableau 4.1

Tableau 4.1: Résultats du calage au pas de temps annuel.

Période de calage et validation (1979/1980-2009/2010)	
Paramètres hydrologiques	Valeurs
Correction globale des Pluies (%)	8.6618
Correction globale de l'ETP (%)	-15.000
Capacité de la réserve superficielle 'rés. utile' (mm)	27.590
Capacité de la réserve superficielle progressive (mm)	151.69
Hauteur de répartition Ruissellement-Percolation (mm)	44.335
Temps de 1/2 montée (temps de 1/2 percolation) (mois)	0.10000
Temps de 1/2 tarissement souterrain 1 (mois)	15.000
Retard (propagation) des Débits (en pas de temps)	0.25044
Facteur d'échange externe (%)	0.76206
Déficit initial de la réserve super. 'rés. utile' (mm)	0.0000
Déficit initial de la réserve superf. progressive (mm)	0.0000

Les critères de qualité et d'optimisation pris en compte pour l'évaluation de notre modèle sont le critère de Nash et le coefficient de détermination ( $R^2$ ).

Les résultats du calage et de la validation sont représentés graphiquement par les figures 4.1, 4.2, 4.3 et 4.4 et le tableau 4.2 :

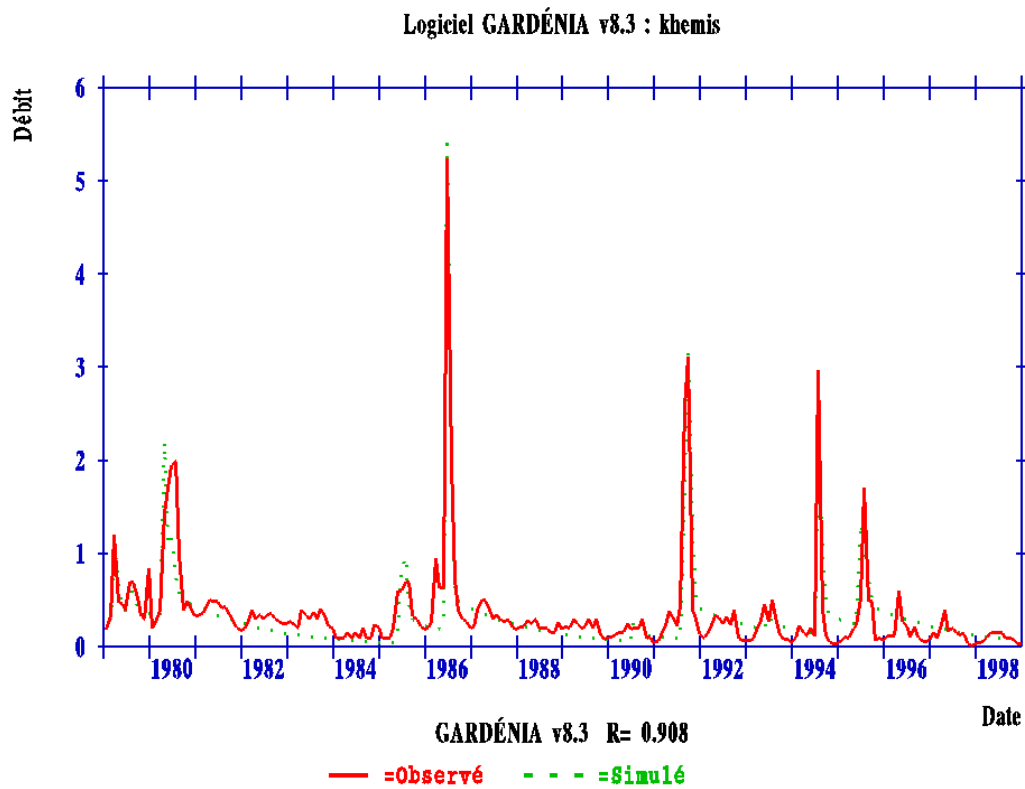


Figure 4.1: Visualisation des résultats en phase de calage (1979/1980-1998/1999)

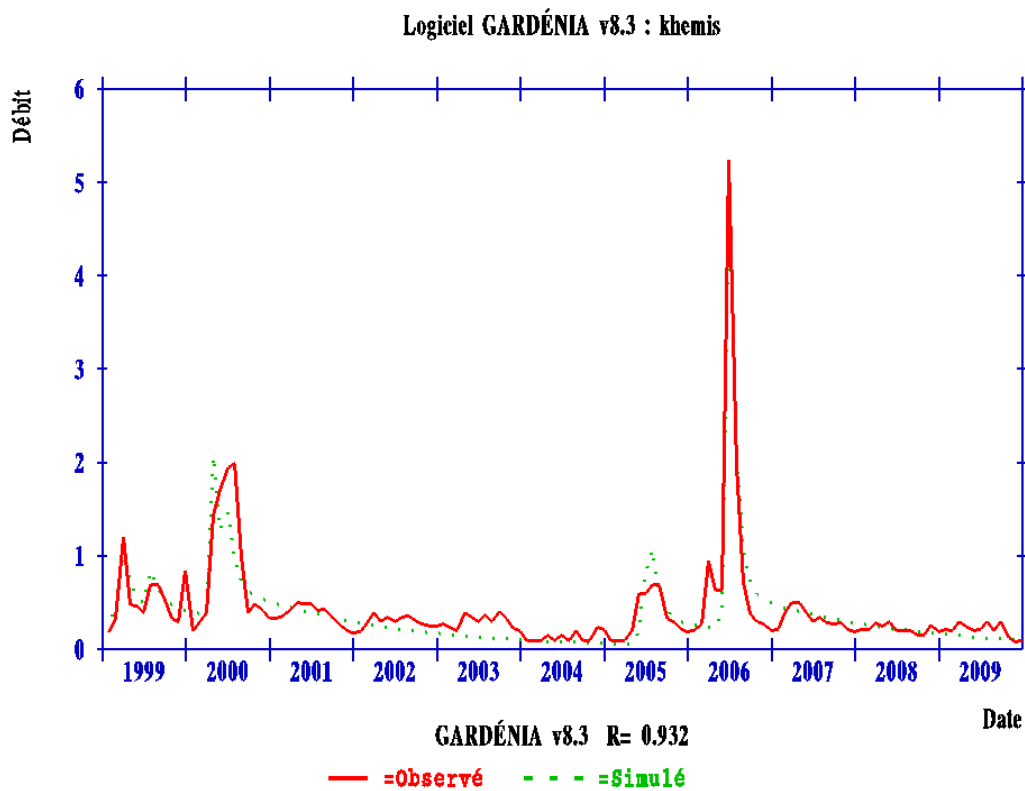


Figure 4.2: Visualisation des résultats en phase de validation (1999/2000-2009/2010).

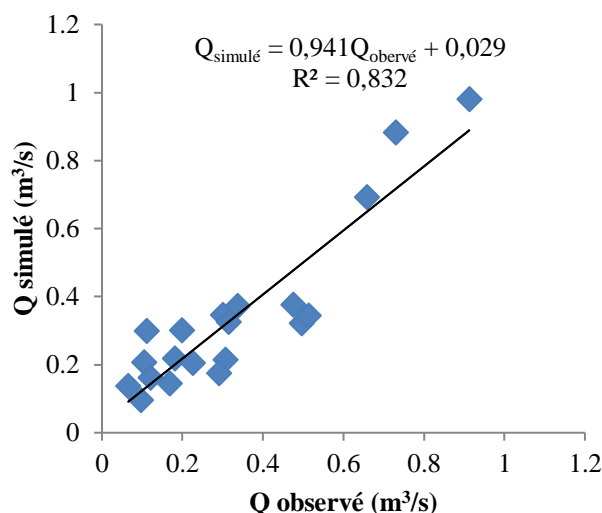


Figure 4.3: Corrélation entre débit simulé et observé (phase de calage) (1979/1980-1998/1999).

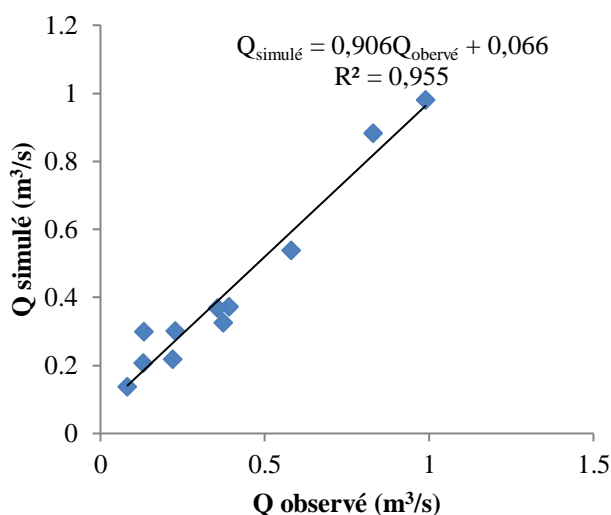


Figure 4.4: Corrélation entre débit simulé et observé (phase de validation) (1999/2000-2009/2010).

Nous remarquons une bonne corrélation concernant le calage avec un,  $R^2=0,832$  ainsi qu'une assez bonne corrélation dans la validation avec un  $R^2= 0,955$ . Les paramètres du modèle Gardénia à pas de temps annuel caractéristiques du bassin versant d'oued khemis ont été déterminés. La phase de validation a donné de bons résultats confirmant ainsi le bon calage du modèle sur le bassin versant d'oued Khemis.

L'analyse des critères de qualité et d'optimisation ainsi que la superposition des courbes des débits observés et simulés montrent que le modèle est assez bien calé et montre une certaine performance en phase de calage et de validation.

Tableau 4.2: Critères de qualité et d'optimisation.

Critère	Nash (%)	R <sup>2</sup> (%)
<b>Calibration</b>	82	0.832
<b>Validation</b>	86	0.955

#### 4.1.2. Application du modèle mensuel Gardénia

Le modèle Gardénia mensuel utilise des données de pluie mensuel, ETP mensuelle et débit mensuel de format séquentiel, exactement comme le modèle annuel. Les débits observés sont les mêmes, la différence réside dans les valeurs calculées des débits simulés.

Après plusieurs manipulations de calage, on a pu obtenir les résultats consignés sur le tableau 4.3

Dans la phase validation, nous avons introduit une série de donnée qui n'a pas été utilisé lors du calage mais avec les mêmes paramètres optimisés en calibration.

Tableau 4.3 : Résultats du calage des paramètres au pas de temps mensuel.

Période de calage et validation (1979/1980-2009/2010)	
Paramètres hydrologiques	Valeurs
Correction globale des Pluies (%)	8.1131
Correction globale de l'ETP (%)	-14.119
Capacité de la réserve superficielle 'rés. utile' (mm)	0.0000
Capacité de la réserve superficielle progressive (mm)	167.89
Hauteur de répartition Ruissellement-Percolation (mm)	45.527
Temps de 1/2 montée (temps de 1/2 percolation) (mois)	1.2210
Temps de 1/2 tarissement souterrain 1 (mois)	15.000
Retard (propagation) des Débits (en pas de temps)	0.18547
Facteur d'échange externe (%)	-21.270
Déficit initial de la réserve super. 'rés. utile' (mm)	1.3000
Déficit initial de la réserve superf. progressive (mm)	34.867

Les critères de qualité et d'optimisation sont représentés dans le tableau 4. 4:

Tableau 4.4 : Critères de qualité et d'optimisation

Critère	Nash (%)	R (%)
<b>Calibration</b>	81	0.90
<b>Validation</b>	86	0.92

Les graphes qui illustrent les débits observés et les débits simulés en fonction des années pour le calage (fig.4.5) et la validation (fig.4.6), montrent la bonne superposition des courbes, ajouter à cela les paramètres d'optimisation trouvés (fig.4.5 & 6) et le tableau 4.4, le modèle mensuel montre aussi qu'il est bien calé et bien validé.

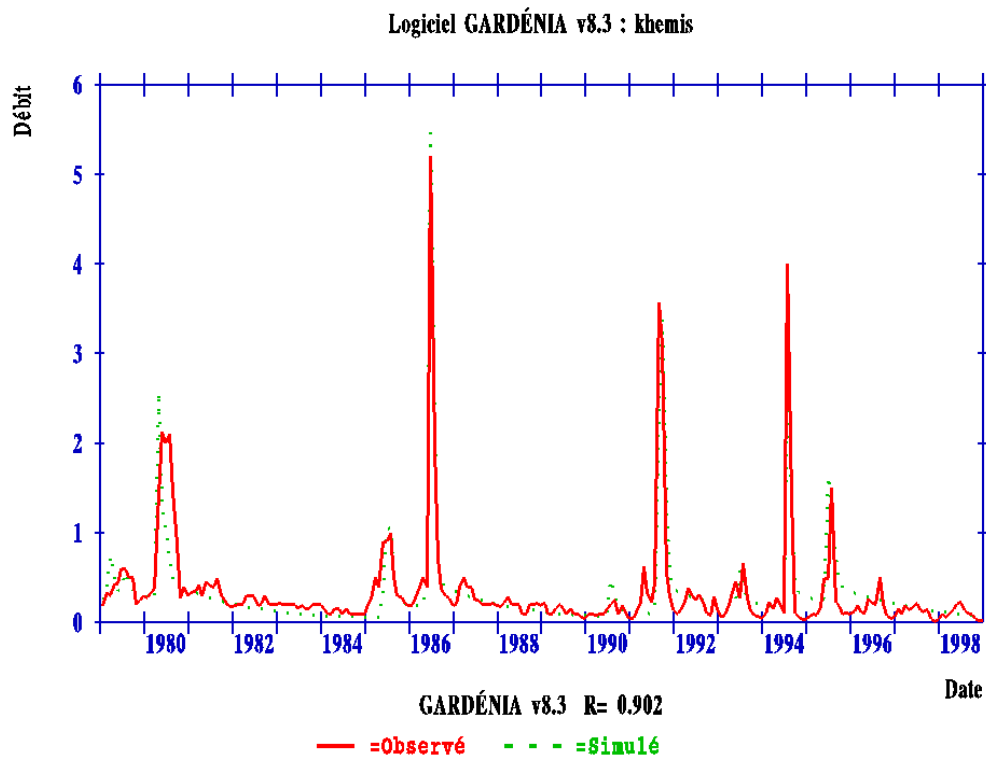


Figure 4.5 : Visualisation du calage au pas de temps mensuel (Septembre 1979 à Août 1999)

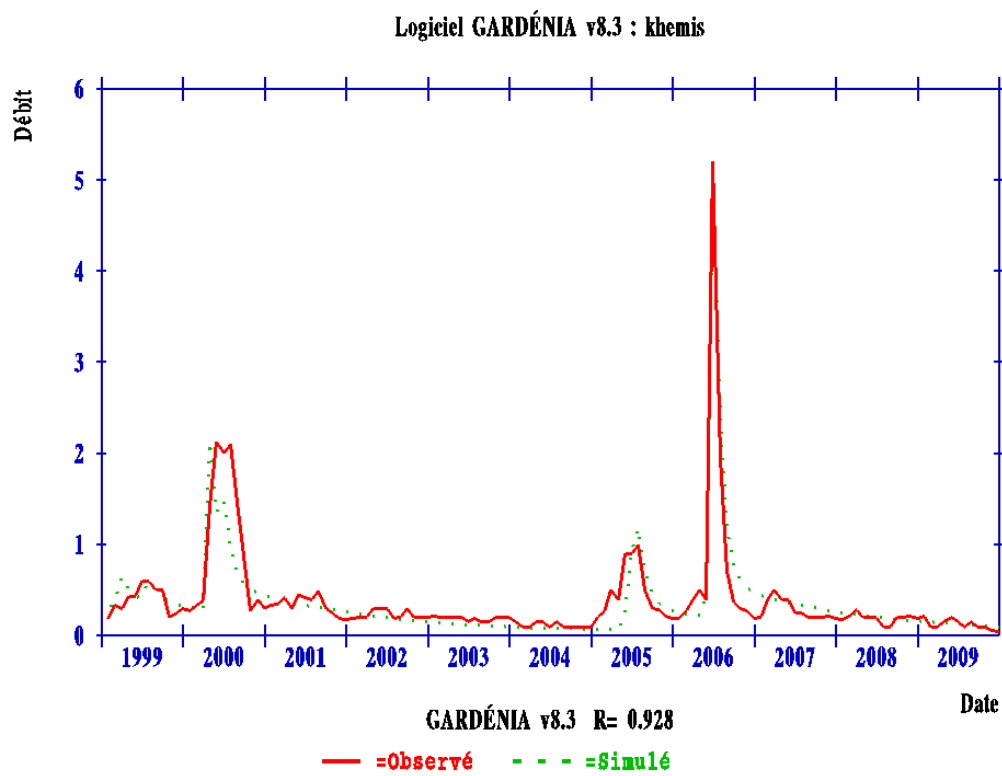


Figure 4.6 : Visualisation de la validation au pas de temps mensuel (Septembre 1999 à Août 2010)



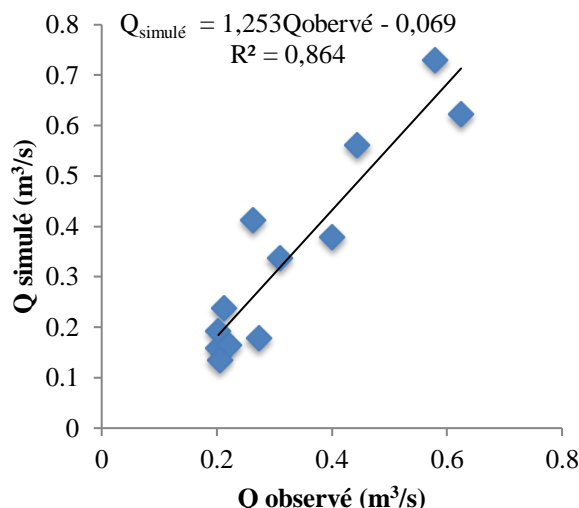


Figure 4.7: Corrélation entre débit simulé et observé (phase de calage) (Septembre 1979 au 31 Août 1999).

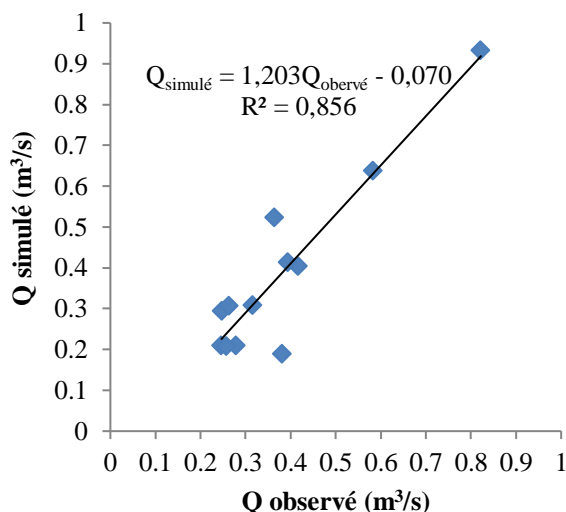


Figure 4.8: Corrélation entre débit simulé et observé (phase de validation) (Septembre 1999 au 31 Août 2010)

Nous remarquons une bonne corrélation concernant le calage avec un,  $R^2=0,864$  ainsi qu'une assez bonne corrélation dans la validation avec un  $R^2= 0,856$ . Les paramètres du modèle Gardénia à pas de temps mensuel caractéristiques du bassin versant d'oued khemis ont été déterminés. La phase de validation a donné de bons résultats confirmant ainsi le bon calage du modèle sur le bassin versant d'oued Khemis.

#### 4.2. Synthèse sur l'application du modèle Gardénia

Les paramètres du modèle Gardénia à pas de temps annuel, mensuel caractéristiques du bassin versant d'oued Khemis ont été déterminés. Leur optimisation a été obtenue pour des

valeurs plus élevées des critères de qualité. La phase de validation a donné de très bons résultats confirmant ainsi le bon calage du modèle sur le bassin versant d'oued Khemis.

### 4.3. Résultats du bilan hydrologique du modèle Gardénia

L'étude du bilan hydrologique pour les différents pas de temps revient à analyser la pluie efficace et la recharge d'oued Khemis, ainsi que les différentes relations qui existent entre les différents termes du bilan (pluie, pluie efficace, recharge et débit).

#### 4.3.1. Pluie efficace

La pluie efficace, est la fraction de la pluie restant après l'action de l'évapotranspiration dans le réservoir sol. Si la sauvegarde est demandée, la pluie efficace calculée sera également sauvegardée dans le fichier de nom « garde\_rech\_peff.prn » importable directement dans Excel ou un tableur équivalent.

##### 4.3.1.1. Pluie efficace annuelle

La pluie efficace annuelle est calculée automatiquement avec le modèle Gardénia, elle sera sauvegardée dans le fichier «gardepef.out»). Elle dépend des pluies et de l'ETP.

La figure 4.9, illustre la variation de la pluie efficace exprimée en mm pour la période de calage (de 1979/1980 à 1998/1999). La moyenne trouvée est de 28.1 mm, la valeur maximale est de 111.5 mm elle est enregistrée durant l'année 1991/1992. Par contre on a des valeurs nulles comme les années 1981/1982 et 1987/1988, elles correspondent aux années de sécheresse.

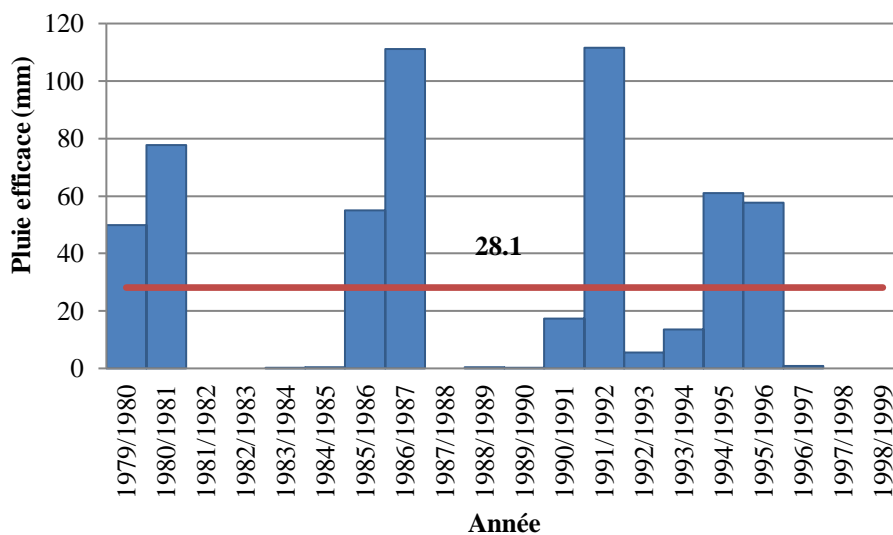


Figure 4.9. Variation de la pluie efficace annuelle pour la période de calage (1979/1980-1998/1999)

Pour la période de validation (1999/2000 - 2009/2010) (fig. 4.10), la moyenne calculée est de 30.1 mm, cette augmentation est due probablement aux fortes pluies enregistrées au niveau de la station durant les années 2005/2006-2006/2007.

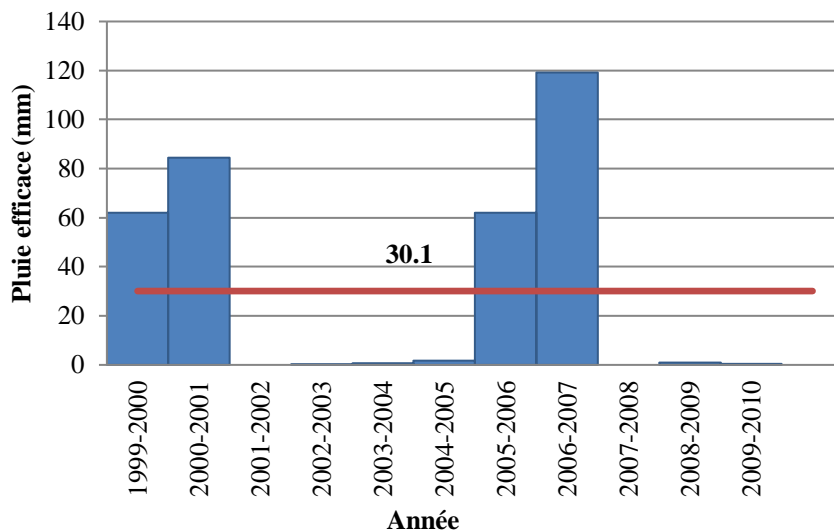


Figure 4.10 Variation de la pluie efficace annuelle pour la période de validation (1999/2000-2009/2010)

#### 4.3.1.2. Pluie efficace mensuelle

Comme pour la pluie efficace annuelle, celles des périodes mensuelles se calculent automatiquement dans le fichier «gardepef.out», on aura qu'à calculer la moyenne mensuelle de la série de calibration (fig. 4.11) et celle de la validation (fig. 4.12). Notons que le maximum de pluie efficace mensuelle en phase de calage est enregistré au mois de Février avec plus de 200mm suivi du mois de Mars avec 149mm.

Pour la phase de validation le maximum de pluie efficace mensuelle est observé au mois de Février. Décembre aussi accuse un taux important de pluie efficace.

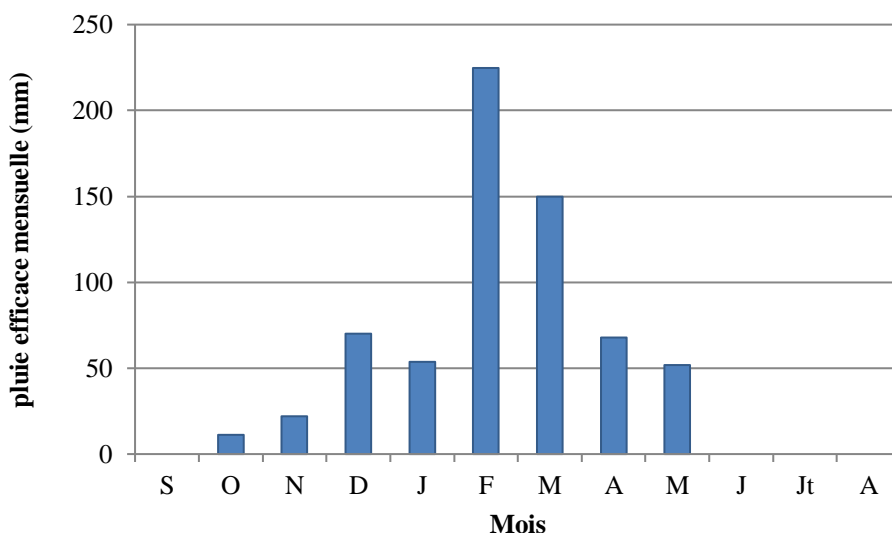


Figure 4.11 Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de calage (Septembre 1979 au 31 Août 1999).

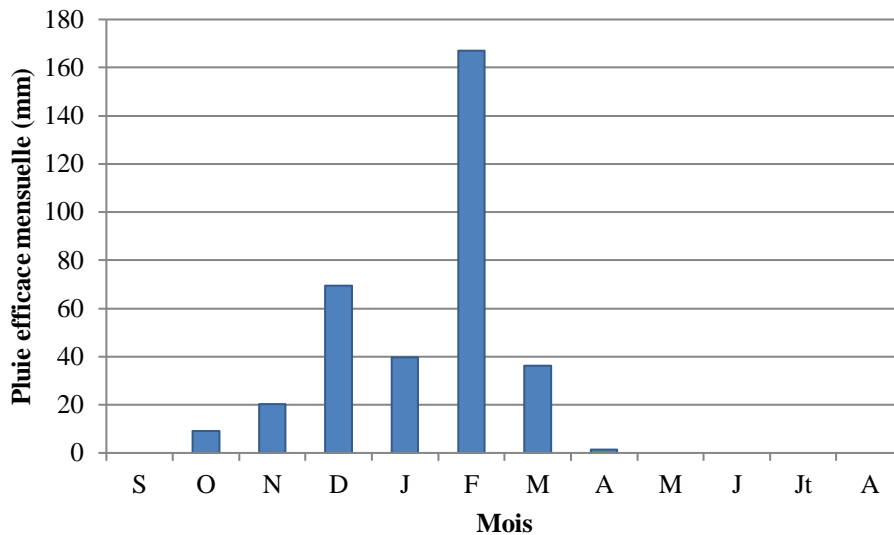


Figure 4.12 Variation de la pluie efficace mensuelle pour la période de validation (Septembre 1999 au 31 Août 2010)

L’analyse de la figure 4.13, montre clairement la différence de la pluie efficace entre les deux phases de calage et de validation : Pour les mois secs, on n’enregistre pas une différence significative, mais par contre, concernant les mois appartenant à la période humide, on remarque un décalage entre la phase de calibration et celle de la validation, notons que pour la première période ce sont les mois de, Février et Mars qui enregistrent les valeurs maximales, pour la seconde phase ce sont plutôt les mois de Février et Décembre. Pour la suite l’histogramme suit une courbe décroissante jusqu’à atteindre une valeur nulle.

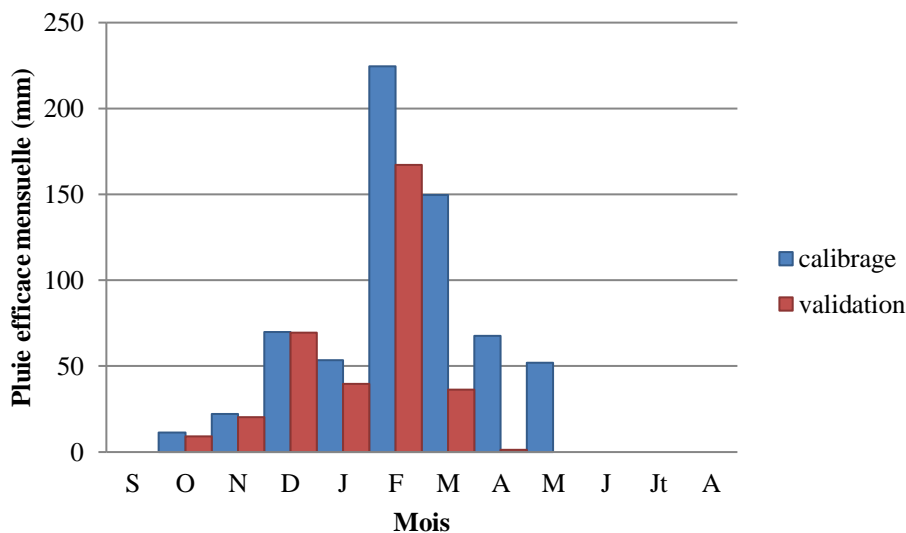


Figure 4.13 : Variation de la pluie efficace mensuelle pour les phases de calage et de validation.

### 4.3.2. Recharge

La recharge est la fraction de la pluie qui alimente le réservoir souterrain représentant la nappe. C'est donc la fraction de la pluie restant après action de l'évapotranspiration, et après soustraction du flux de ruissellement et percolation. Si la sauvegarde est demandée, la recharge calculée sera sauvegardée dans le fichier de nom « garde\_rech\_peff.prn » importable directement dans Excel ou un tableur équivalent. (Elle sera également sauvegardée dans le fichier « garderech.out »).

#### 4.3.2.1. Recharge annuelle

La moyenne de la recharge de la nappe d'oued Khemis est de 19.5 mm pour la période interannuelle en phase de calage (fig4.14) est de 23.2 mm en phase de validation (fig 4.15) L'allure des histogrammes est la même que pour les graphes des pluies efficaces, avec des valeurs plus basses (70.1 mm comme valeur maximale pour l'année 1991/1992, 67.3 mm pour l'année 2006/2007), ceci traduit que la nappe est alimentée directement par les cours d'eau d'oued Khemis qui drainent la pluie qui reste (pluie efficace).

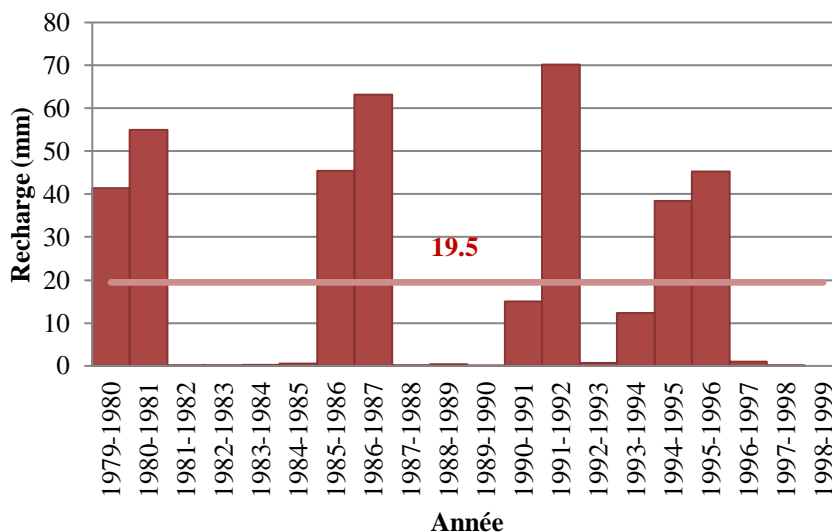


Figure 4.14. Variation de la recharge annuelle pour la période de calage (1979/1980-1998/1999).

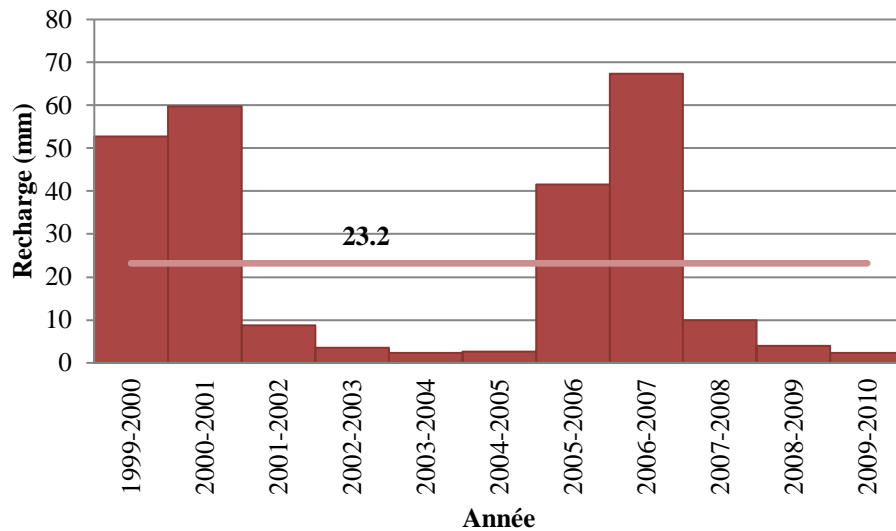


Figure 4.15. Variation de la recharge annuelle pour la période de validation (1999-2000-2009/2010).

#### 4.3.2.2. Recharge mensuelle

Comme pour la recharge annuelle, celles des périodes mensuelles se calculent automatiquement dans le fichier «gardepef.out», on aura qu'à calculer la moyenne mensuelle de la série de calibration (fig .4.16) et celle de la validation (fig.4.17).

La variation de recharge mensuelle (Septembre 1979 jusqu'au 31 Août 2010) est caractérisée par une période humide (de Décembre à Mai) où la nappe reçoit le reste de la pluie efficace en surface. La valeur maximale en phase de validation égale à 20.6 mm et enregistrée au mois de Février est une réplique des valeurs maximales observées durant l'année 2006/2007 et qui influent sur cette augmentation en nappe. La période sèche (Juin, Juillet et Août) enregistre des valeurs nulles, la nappe ne reçoit rien de la surface.

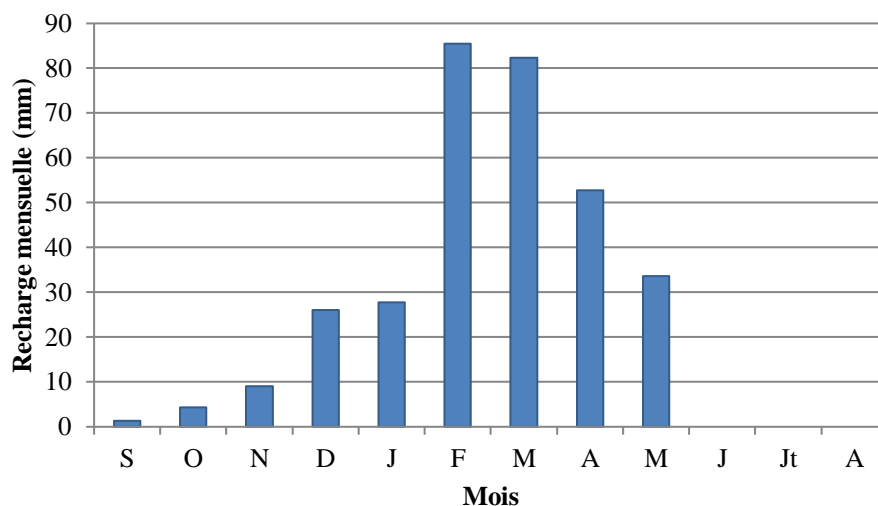


Figure 4.16. Variation de la recharge mensuelle pour la phase de calage (Septembre 1979 au 31 Août 1999).

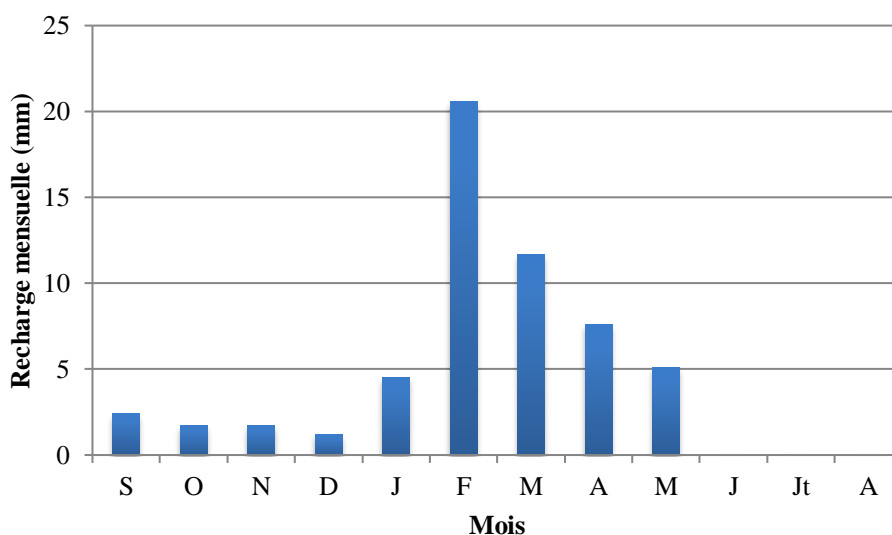


Figure 4.17 Variation de la recharge mensuelle pour la phase de la validation (Septembre 1999 au 31 Août 2010).

#### 4.4. Corrélation entre Pluie, Débit simulé, Pluie efficace et Recharge

La figure 4.18 révèle une certaine concordance entre la pluie, la recharge, et la pluie efficace, et donc, là où les précipitations sont fortes, la recharge est optimale. Néanmoins, il existe des phénomènes externes qui influencent la corrélation telle que la nature karstique fissurée de la nappe. Les années 1981/1982, 1987/1988, 1997/1998, 1998/1999 et 2007/2008 enregistrent une pluie efficace nulle, et l'année 1997/1998 enregistre une valeur de recharge nulle.

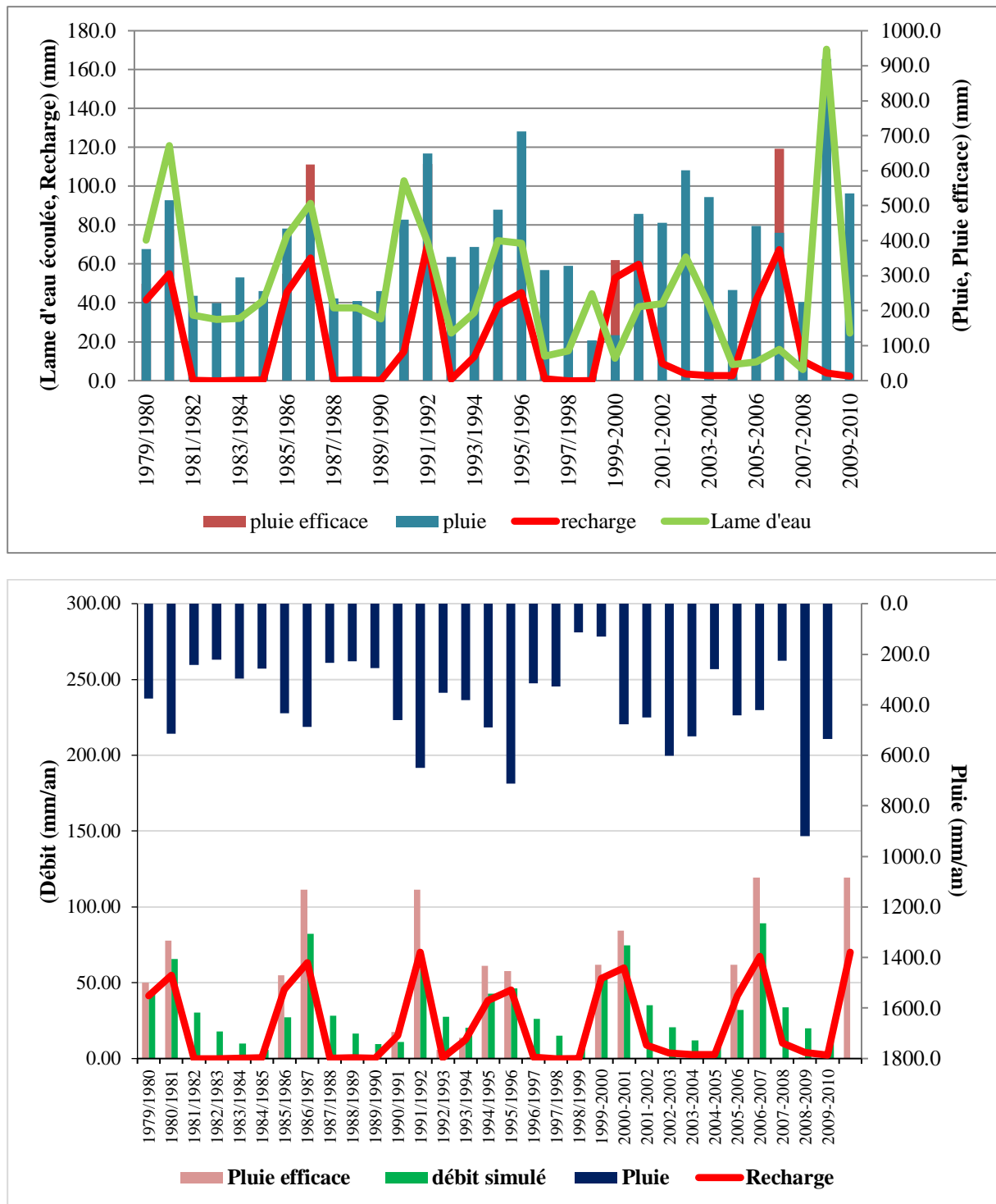


Figure 4.18 : Corrélation entre pluie, débit, pluie efficace et recharge d’oued Khemis (1979/1980 - 2009/2010).

#### 4.5. Conclusion

Nous avons pu déterminer dans ce chapitre la relation pluie-débit du bassin versant d’oued Khemis sur une série de données allant de 1979/1980 jusqu’à 2009/2010, où nous avons modélisé le comportement hydrologique du bassin en utilisant le modèle Gardénia avec deux pas de temps (annuel, mensuel).



A partir des résultats obtenus tableau 4.5 , nous pouvons déduire que le modèle obtenu a offert un bon calage et une bonne validation que ce soit avec le pas de temps (annuel, ou , mensuel) On a eu l'avantage avec le logiciel Gardénia d'établir un bilan hydrologique qui met en évidence la performance du modèle en quantifiant les composants hydrologiques tels que la pluie efficace, la recharge, l'évapotranspiration, la pluie et le stock des réservoirs et débits simulés.

Tableau 4.5 : Résultats de la modélisation par le modèle Gardénia

Modèle	Pas de temps	Calage		Validation	
		Nash (%)	R <sup>2</sup>	Nash (%)	R <sup>2</sup>
GARDENIA	Annuel	82	0.832	86	0.955
	Mensuel	81	0.864	86	0.856

# Conclusion Générale

## *Conclusion générale*

---

A travers ce mémoire nous avons essayé de montrer qu'elle pouvait être la contribution du modèle global à réservoirs pour la simulation des débits et des niveaux aquifères sur un bassin versant tel que celui de Khemis qui est un affluent de la Tafna s'étendant sur une superficie de 350km<sup>2</sup>.

Dans ce travail, nous avons tout d'abord présenté l'état de l'art de la modélisation hydrologique en particulier celui de la fonction pluie-débit. La maîtrise de cette fonction nécessite la connaissance obligatoire de deux notions : d'une part la compréhension du fonctionnement du bassin versant et d'autre part la maîtrise des paramètres intervenant dans l'élaboration du modèle à savoir : les précipitations, la température, l'évaporation et les débits etc.

Nous avons ensuite présenté un aperçu sur le contexte morphologique, géologique, et hydro-climatique afin de comprendre au mieux le fonctionnement du bassin versant.

Oued Khemis est caractérisé par un relief fort, soumis à un climat semi aride, les précipitations moyennes annuelles enregistrées durant la période allant de 1979 jusqu' à 2021 sont de 401,8, mm avec une température de 15,2°C. Le module interannuel est évalué à 0,63 m<sup>3</sup> /s

Le logiciel Gardénia fournit un bilan hydrologique qui démontre la performance du modèle en quantifiant les composants hydrologiques tels que la pluie efficace, la recharge, l'évapotranspiration, la pluie et le stock des réservoirs et débits simulés.

L'application du modèle Gardénia aux différent pas de temps (annuel et mensuel) par l'utilisation d'une base de données hydropluviométriques importante (précipitations, température et débit) disponible à permis de prédire les débits. Les résultats obtenus dans notre travail indiquent clairement que ce modèle peut apporter des réponses satisfaisantes dans une zone semi-aride.

Les différents critères d'évaluation de la modélisation que nous avons utilisés ont donné des résultats qui s'avèrent intéressants. Leur optimisation a été obtenue pour des valeurs élevées. Les deux phases (calage et validation) ont donnés de très bons résultats exprimés par le critère de Nash qui reste supérieur à 70% pour l'ensemble des périodes, confirmant la performance des ce modèle.

A partir des résultats obtenus pour cette étude et pour une meilleure gestion de la ressource en eau nous recommandons :

- Application du modèle Gardénia, par l'utilisation d'autres données (niveau piézométrique, pompage), pour voir l'impact de la variabilité climatique sur les eaux souterraines.

## *Conclusion générale*

---

- L'utilisation d'autres stations climatiques et hydrométriques pour pallier tout le terrain.
- L'actualisation des données hydrométriques, afin de mieux comprendre le fonctionnement de l'oued et voir l'évolution des débits actuels.

## *Références bibliographiques*

- **BABA-HAMED K. & KERZABI R.** (1991). Contribution à l'Etude hydrogéologique de la Haute Tafna en amont du barrage Beni – Bahdel (Monts de tlemcen) ». Mém. Ing. Etat, univ. Tlemcen, Tome 1et 2, 424 p., 154 Fig., 61 Tab., 5 pl., 15 ph.h.t,
- **BEKHERREZ M & KADRI A (2017).** Contribution à l'étude du transport des sédiments en suspension dans le sous bassin de l'Oued Khemis à la station Zahra.
- **BENDAOUH H.(2018)** Modélisation pluie-débit par le modèle conceptuel GR2M: cas du bassin versant de l'oued zeddine.
- **BENDJEMA L. (2020).** Contribution de la modélisation hydrologique a l'évaluation de l'impact de la variabilité climatique sur la ressource en eau. Cas du bassin versant d'oued Mellah (NE algérien). Thèse de Doctorat. Université Abou Bekr Belkaid - Tlemcen.
- **BENZINEB M Z,** Variabilité hydroclimatique et son impact sur les ressources en eau. Cas du bassin versant de l'Oued Khemis (Tafna, NW algérien).2016
- **BOURBABA Y,** Apport de la modélisation Pluie-Débit pour la connaissance de la ressource en eau superficielle. Application à l'Oued Khemis (NW algérien) 2015.
- **BOURSALI I,** Application de la fonction pluie-débit au bassin versant de la TAFNA Cas de l'oued Khemis-TLEMCEN (NW Algérien),2015.
- **BRETON-DUFOUR (2017)** Étude de méthodes de régionalisation des paramètres des modèles hydrologiques et application à un bassin versant non jaugé au Mexique Mémoire la maîtrise avec mémoire en génie de la construction Université du Québec .
- **DIB.F. (2021)** Application du modèle hydrologique GARDENIA. Cas du bassin versant de l'oued sebdou). Mémoire de Master, Université de Tlemcen, département d'hydraulique.
- **DJELLOUL F ,** 2014. Contribution à l'étude de la relation "pluie- débit" : cas de quelques sous bassin du côtier algérois. p 15.
- **GAUME E,** Hydrologie de versants et de bassins versants et modélisation pluie-débit, Edition 2006.

- **GHERISSI R. (2018)** Modélisation hydrologique d'un bassin versant en climat méditerranéen par l'approche conceptuelle globale. Cas de l'Oued Lakhdar (ex : Chouly) (Tafna Nord-ouest algérien). Thèse de Doctorat. Université Abou Bekr Belkaid.
- **HENINE**, Interfaçage entre un modèle hydrologique/modèle hydrodynamique au sein d'un système d'information intégré sous web incluent les SIG Mémoire de magister 2005.
- **ILES S.N. (2019)** Application du modèle hydrologique GARDENIA. Cas du bassin versant de l'oued Boukiou (NW algérien). Mémoire de Master, Université de Tlemcen, département d'hydraulique.
- **MARGAT J. (1997)**. Les gisements d'eau souterraine.
- **MESSAK A (2007)**. Modélisation pluie-débit des bassins versants de l'oued mina : application du modèle hydrologique Hec-Hms. p 16
- **MORIN G.**, Le modèle hydrologique CEQUEAU, exemple d'utilisation, INRSEAU, Université du Québec
- **MOUELHI, S (2003)**. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier.
- **PERRIN. C, MICHEL C., ANDREASSIAN V.** juin 2007, Modèles hydrologiques du génie rural (GR), Rapport, Edition CEMAGREF.
- **THIBAUT & MATHEVET (2005)** Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins Versants. p30
- Les agences de l'eau et l'Onema partenaires du colloque « les territoires: Laboratoire du changement climatique. Rapport annuel, 2017.