

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة أبي بكر بلقايد - تلمسان

Université Aboubakr Belkaïd - Tlemcen -
Faculté de TECHNOLOGIE



MEMOIRE

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

En : Hydraulique

Spécialité : Hydraulique Urbaine

Par : **MARHOUM Aissa**

Sujet

Contribution de l'étude des débits extrêmes à la gestion des événements hydrologiques. Cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud (NW algérien)

Soutenu publiquement, le 08/06/2023, devant le jury composé de :

Mme BENSAOULA Fouzia	Pr	Université de Tlemcen	Président
Mr BOUCHELKIA Hamid	Pr	Université de Tlemcen	Examineur
Mr BOUANANI Abderrazak	Pr	Université de Tlemcen	Encadreur
Mme BABA HAMED Kamila	Pr	Université de Tlemcen	Co-Encadreur

Année universitaire : **2022/2023**

Remerciements

Au terme de cette étude, je souhaite exprimer mes sincères remerciements aux personnes qui m'ont aidé(e) à arriver jusqu'ici.

Tout d'abord, je remercie le Dieu tout-puissant qui m'a donné la force et le courage de mener à bien ce modeste travail.

Je tiens également à exprimer ma gratitude à mon encadrant, le Professeur **BOUANANI Abderrazak**, pour sa patience, sa confiance, ses remarques et ses conseils éclairés, ainsi que sa bienveillance à mon égard. Je suis reconnaissant de son soutien et de son accompagnement durant tout ce parcours.

Je remercie également ma Professeur **BABA-HAMED Kamila** pour avoir acceptée de co-diriger mon travail, ainsi que pour ses conseils avisés et sa patience.

Je voudrais aussi remercier Madame **BENSAOULA Fouzia**, président du jury, pour l'honneur qu'elle m'a faite de siéger à mes côtés et pour sa grande gentillesse.

Enfin, je remercie Monsieur **BOUCHELKIA Hamid** pour avoir accepté d'examiner mon travail, ainsi que tous les enseignants du département d'hydraulique pour leurs enseignements de qualité et leurs précieux conseils qui ont contribué à la réussite de mon parcours académique jusqu'à présent.

Dédicaces

Je souhaite dédier le fruit de mes années d'études à des personnes qui m'ont profondément influencé et inspiré tout au long de mon parcours académique.

À **ma chère mère**, je voudrais te remercier pour tes sacrifices et ton dévouement inébranlable. Tes encouragements ont été une source de motivation pour moi. Que Dieu tout-puissant te comble de santé, de bonheur et t'accorde une longue vie.

À **mon cher père**, tu as toujours été pour moi un modèle de patience, de confiance, d'espoir et d'amour. Je prie Dieu tout-puissant de te donner une bonne santé, une longue vie et beaucoup de bonheur.

À ma sœur Ines, je dédie ce travail en témoignage de mon profond attachement et de mon affection indéfectible.

Je souhaiterais exprimer ma profonde gratitude envers mes frères **Adel, Reda, Younes** et **Khaled** qui ont toujours été présents à mes côtés pendant les moments difficiles. Enfin, je voudrais dédier ce travail à la mémoire de mes grands-parents et à toute ma famille.

MARHOUM Aissa

Résumé

L'évaluation et la prédiction des débits extrêmes, tels que les crues et les étiages, revêtent une importance cruciale dans les études de projets stratégiques visant la prévention et la gestion des risques liés aux inondations et aux sécheresses dans les bassins versants. Dans le cas spécifique du bassin versant d'Oued Boumessaoud, situé dans le Nord-Ouest de l'Algérie et constituant un affluent de la rivière Tafna, l'estimation des débits maximums constitue un apport très important aux connaissances sur le fonctionnement hydrologique des sous bassins de la Tafna et une suite des études déjà réalisées dans la région.

Le bassin versant d'Oued Boumessaoud couvre une superficie de 118 km² et présente un climat semi-aride, avec une moyenne annuelle des précipitations de 449,83 mm et une moyenne annuelle des températures de 18,2 °C.

Pour résoudre le problème de l'estimation des débits maximums, différentes formules empiriques classiques ont été utilisées, telles que les formules de Taibi-ANRH, Mac-Math, Giandotti, Turazza et Mallet-Gauthier, ainsi que la méthode du Gradex. Toutefois, il est important de noter que l'utilisation de ces formules peut entraîner des erreurs qui, à leur tour, peuvent causer des problèmes tels qu'une mauvaise conception et utilisation des ouvrages hydrauliques et des dépenses inutiles.

À la lumière des résultats obtenus, il a été constaté que les formules de Mallet-Gauthier et de Mac-Math donnent les plus proches valeurs de celles obtenues par les observations sur l'oued pour estimer les débits maximums selon différentes périodes de retour. Cela indique que ces formules peuvent être privilégiées pour les calculs de conception des ouvrages hydrauliques dans le bassin versant d'Oued Boumessaoud et ceux de la région qui lui sont semblable.

En ce qui concerne les débits minimums, la méthode des débits classés a été utilisée pour estimer ces valeurs. Ensuite, les débits d'étiage caractéristiques ont été estimés. Enfin, le volume stocké correspondant à différentes périodes de retour peut être calculé en utilisant le coefficient de tarissement obtenu à partir des hydrogrammes de crues.

Il convient de noter que ces estimations et méthodes utilisées sont basées sur des données et des modèles disponibles, mais qu'elles peuvent comporter des incertitudes. Par conséquent, il est recommandé d'affiner ces évaluations en fonction des besoins spécifiques du projet, en tenant compte des données locales, des conditions hydrologiques actuelles et des considérations supplémentaires spécifiques à la gestion des bassins versants et à la prévention des risques hydrologiques.

Mots clés : Oued Boumessaoud, Tafna, Algérie, bassins non-jaugés, débit maximum, Formules empiriques, Gradex

Abstract

The evaluation and prediction of extreme flows, such as floods and low flows, are of crucial importance in strategic studies aimed at the prevention and management of flood and drought risks in watersheds. In the specific case of the Oued Boumessaoud watershed, located in Northwest Algeria and constituting a tributary of the Tafna River, estimating the maximum flows poses a significant challenge.

The Oued Boumessaoud watershed covers an area of 118 km² and has a semi-arid climate, with an annual average precipitation of 449,83 mm and an annual average temperature of 18.2 °C.

To address the issue of estimating maximum flows, various classical empirical formulas have been used, such as the Taibi-ANRH, Mac-Math, Giandotti, Turazza, and Mallet-Gauthier formulas, as well as the Gradex method. However, it is important to note that the use of these formulas can lead to errors, which in turn can cause problems such as improper use of hydraulic structures and unnecessary expenses.

Based on the results obtained, it was found that the Mallet-Gauthier and Mac-Math formulas are the most reliable for estimating maximum flows for different return periods. This indicates that these formulas can be preferred for hydraulic structure design calculations in the Oued Boumessaoud watershed.

Regarding minimum flows, the method of ranked flows was used to estimate these values. Subsequently, characteristic low flow rates were estimated. Finally, the corresponding storage volume for different return periods can be calculated using the depletion coefficient obtained from flood hydrographs.

It should be noted that these estimations and methods used are based on available data and models but may have uncertainties. Therefore, it is recommended to refine these evaluations according to the specific needs of the project, taking into account local data, current hydrological conditions, and additional considerations specific to watershed management and hydrological risk prevention.

Keywords: Oued Boumessaoud, Tafna, Algeria, ungauged basins, maximum discharge, empirical formulas, Gradex.

ملخص

إن تقييم التدفقات الشديدة والتنبؤ بها، مثل الفيضانات والتدفقات المنخفضة، لهما أهمية بالغة في الدراسات الاستراتيجية التي تهدف إلى منع وإدارة مخاطر الفيضانات والجفاف في مستجمعات المياه. وفي حالة مستجمع المياه واد بومسعود، الواقع في شمال غرب الجزائر، والذي يشكل رافدا لنهر تافنا، يشكل تقدير الحد الأقصى للتدفقات تحديا كبيرا. يغطي مستجمع المياه واد بومسعود منطقة تبلغ 118 كيلومتر مربع وتتميز بمناخ شبه جاف، بمتوسط هطول سنوي يبلغ 449,83 مم ومتوسط درجة حرارة سنوية تبلغ 18.2 درجة مئوية.

لمعالجة مسألة تقدير الحد الأقصى للتدفقات، تم استخدام صيغ تجريبية كلاسيكية مختلفة، مثل Taibi-Anrh و Mac-Math و Giandotti و Turazza و Mallet-Gauthier بالإضافة إلى طريقة Gradex. ومع ذلك، من المهم ملاحظة أن استخدام هذه الصيغ يمكن أن يؤدي إلى أخطاء، والتي بدورها يمكن أن تسبب مشاكل مثل الاستخدام غير السليم للهياكل الهيدروليكية والنفقات غير الضرورية.

وبناء على النتائج التي تم الحصول عليها، تبين أن صيغ Mallet-Gauthier و Mac-Math هي الأكثر موثوقية لتقدير أقصى التدفقات لفترات إرجاع مختلفة. وهذا يشير إلى أن هذه التركيبات يمكن أن تكون مفضلة لحسابات تصميم الهيكل الهيدروليكي في مستجمع واد بومسعود.

وفيما يتعلق بالحد الأدنى من التدفقات، استخدمت طريقة تصنيف التدفقات لتقدير هذه القيم. وبعد ذلك، تم تقدير معدلات التدفق المنخفضة المميزة. وأخيرا، يمكن حساب حجم التخزين المقابل لفترات العودة المختلفة باستخدام معامل الاستنزاف الذي تم الحصول عليه من هيدروجرافات الفيضانات.

وتجدر الإشارة إلى أن هذه التقديرات والأساليب المستخدمة تستند إلى البيانات والنماذج المتاحة ولكنها قد تكون غير مؤكدة. لذلك، يوصى بتنقيح هذه التقييمات وفقا للاحتياجات المحددة للمشروع، مع مراعاة البيانات المحلية والظروف الهيدرولوجية الحالية والاعتبارات الإضافية الخاصة بإدارة مستجمعات المياه والوقاية من المخاطر الهيدرولوجية.

الكلمات المفتاحية: واد بومسعود، تافنا، الجزائر، أحواض غير موصولة، أقصى تفريغ، تركيبات تجريبية، Gradex.

Table des matières

REMERCIEMENTS	I
DEDICACES	II
RESUME	III
ABSTRACT	IV
ملخص	V
LISTE DES FIGURES	VI
LISTES DES TABLEAUX	VIII
LISTE DES ABREVIATIONS	X
INTRODUCTION GENERALE	1

CHAPITRE I :

Etat de l'art sur les événements en hydrologie

I.1 INTRODUCTION :	3
I.2 LES CRUES :	3
I.2.1 Définition et concepts de base :	3
I.2.1.1 Définition d'une crue :	3
I.2.1.2 Intérêt de l'étude des crues :	3
I.2.1.3 Les types de crue :	3
I.2.2 Caractéristiques d'une crue :	4
I.2.3 Les facteurs de contrôle des crues :	6
I.2.3.1 Les facteurs climatologiques :	6
I.2.3.2 Les conditions initiales :	6
I.3 METHODES D'ETUDE DES DEBITS DE CRUE :	7
I.3.1 Les méthodes empiriques :	8
I.3.1.1 Formules empiriques d'estimation de débit de pointe :	8
I.3.1.1.1 Formules faisant intervenir les précipitations :	8
I.3.1.1.2 Formules basées sur la période de retour :	9
I.3.1.1.3 Formules empiriques d'estimation du débit de pointe utilisée en Algérie :	9
I.4 LES ETIAGES :	13
I.4.1 Définition et concepts de base :	13
I.4.1.1 Définition de l'étiage :	13
I.4.1.2 Les basses eaux et l'étiage :	13
I.4.1.3 Déroulement général des étiages :	13
I.4.1.3.1 Processus naturel :	13
I.4.1.3.2 Facteurs anthropiques :	14
I.4.2 Méthodologie de caractérisation des étiages :	14
I.4.2.1 Analyse des hydrogrammes :	14
I.4.2.2 Débits spécifiques :	15
I.4.2.3 Débits classés :	15
I.4.2.4 Calcul du coefficient de tarissement :	16
I.4.2.4.1 Méthode graphique :	16
I.4.2.4.2 Méthode déterministe de calcul :	16
I.4.2.5 Estimation de la capacité d'emménagement du bassin versant :	16
I.5 CONCLUSION :	16

CHAPITRE II: Présentation de la zone d'étude

II.1	INTRODUCTION :	18
II.1.1	SITUATION GEOGRAPHIQUE :	18
II.2	GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT OUED BOUMESSAOUD :	19
II.2.1	Cadre géologique du bassin versant :	19
II.2.2	Série stratigraphique :	20
II.2.2.1	Le secondaire :	20
II.2.2.2	Le tertiaire :	21
II.2.2.3	Le quaternaire :	21
II.2.3	Analyse structurale :	22
II.3	ETUDE DES CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES :	22
II.3.1	Caractéristiques géométriques :	22
II.3.2	Caractéristiques de forme :	23
II.4	ETUDE DU RELIEF :	24
II.4.1	Courbe hypsométrique :	24
II.4.2	Altitudes caractéristiques :	26
II.4.3	Etude des pentes :	27
II.5	ETUDE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE :	30
II.5.1	Rapport de confluence :	32
II.5.2	Rapport des longueurs :	33
II.5.3	La densité hydrographique :	34
II.5.4	Coefficient de torrencialité :	35
II.5.5	Temps de concentration :	35
II.5.6	Profil longitudinal de l'oued Boumessaoud :	35
II.6	CONCLUSION :	36

CHAPITRE III : Etude Hydro-climatique

III.1	INTRODUCTION :	38
III.2	ETUDE DES PARAMETRES CLIMATIQUES :	38
III.2.1	Présentation des stations :	38
III.2.2	Etude des précipitations :	38
III.2.2.1	Variation des précipitations annuelles :	39
III.2.2.2	Variation des précipitations mensuelles :	41
III.2.2.3	Variation des précipitations saisonnière :	43
III.2.2.4	Variation des précipitations journalières :	44
III.2.3	Etude statistique des précipitations :	45
III.2.3.1	Test de normalité :	46
III.2.3.1.1	Test graphique :	46
III.2.3.1.2	Test analytique :	46
III.2.3.2	Adéquation des données à une loi statistique :	46
III.2.3.2.1	Ajustement à la loi normale :	47
III.2.3.2.2	Ajustement à la loi log normale :	49
III.2.3.2.3	Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée :	52
III.2.3.2.4	Ajustement des pluies maximales journalières :	53
III.2.3.3	Pluies de courte durée et l'intensité de pluie :	54
III.2.4	Etude des températures :	57
III.2.4.1	Variation annuelles destempératures :	57
III.2.4.2	Variation mensuelledestempératures :	59
III.2.4.3	Températures moyennes saisonnières :	60

III.2.5	Etude de climat :	60
III.2.5.1	Méthodes graphiques :	60
III.2.5.2	Indices climatiques :	61
III.2.5.2.1	Indice d'aridité De Martonne :	61
III.2.5.2.2	Indice de Moral :	63
III.3	EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP) :	63
III.3.1	Formule de Turc (1960) :	64
III.3.2	Formule de Thornthwaite (1948) :	64
III.3.3	Formule d'Oudin(2005):	66
III.4	CALCUL DU BILAN HYDROLOGIQUE PAR LA METHODE DE THORNTHWAITE :	67
III.4.1	Méthode de Coutagne :	68
III.4.2	Méthode de Turc :	68
III.5	DETERMINATION DE LA LAME D'EAU RUISSELEE :	68
III.5.1	Méthode de Coutagne :	69
III.5.2	Méthode de Tixeront-Bercaloff :	69
III.5.3	Méthode de Sogreah :	69
III.6	ETUDE DES DEBITS :	69
III.6.1	Variationdes débits moyens annuels:	69
III.6.2	Variationdes débits moyens mensuels:	71
III.6.3	Variation des débits moyens saisonniers :	72
III.6.4	Variation journalière des débits :	73
III.6.5	Coefficient mensuel des débits :	74
III.6.6	Débit spécifique Q_s :	75
III.6.7	Coefficient d'écoulement :	75
III.7	CONCLUSION :	78

CHAPITRE IV :

Etude des débits extrêmes

IV.1	INTRODUCTION :	80
IV.2	ETUDE STATIQUE DES DEBITS EXTREMES :	80
IV.2.1	Ajustement des débits maximums :	80
IV.2.2	Ajustement des débits minimums :	81
IV.3	COURBE DES DEBITS CLASSES (CDC) :	82
IV.3.1	Estimation des débits caractéristiques :	83
IV.4	APPLICATION DE LA METHODE DU GRADEX :	84
IV.5	METHODE DES FORMULES EMPIRIQUES :	86
IV.5.1	Formule de Mallet-Gauthier :	86
IV.5.2	Formule de Turraza :	86
IV.5.3	Formule de Giandotti :	87
IV.5.4	Formule de Taibi-ANRH :	87
IV.6	L'ERREUR RELATIVE :	88
IV.6.1	Calcul de l'erreur relative :	88
IV.6.2	Discussion des résultats :	89
IV.7	CONSTRUCTION DES HYDROGRAMMES DE CRUES :	90
IV.7.1	Pluie journalière décennale :	90
IV.7.2	Détermination du Gradex des pluies journalières :	90
IV.7.3	Coefficient de correction des quantiles de crue estimé :	91
IV.8	PARAMETRE PLUVIOMETRIQUES DERIVES :	92
IV.9	CARACTERISTIQUES DES CRUES :	92
IV.10	ETUDE DE TARISSEMENT :	95
IV.10.1	Calcul de coefficient de tarissement :	95

IV.10.2 Volume de la réserve hydrogéologique :.....	96
IV.11 CONCLUSION :	97
CONCLUSION GENERALE ET RECOMMANDATIONS	99

Liste des Figures

Chapitre 1

Figure I.1: Hyétogramme et hydrogramme résultant d'un événement pluie-débit.....	5
Figure I.2: Influence de la forme du bassin versant sur l'hydrogramme de crue.....	7
Figure I.3: Influence des conditions antécédentes d'humidité sur le comportement hydrologique d'un bassin versant.....	7
Figure I.4: Principe de la méthode du GRADEX basée sur une distribution de Gumbel.....	12
Figure I.5: Courbe des débits classés et débits caractéristiques associés - La Moselle à Epinal (1971-2003), d'après les données de la Banque HYDRO.....	15

Chapitre 2

Figure II.1: Situation géographique du bassin versant de l'oued Boumessaoud (nord-ouest de l'Algérie).....	19
Figure II.2 : Carte géologique du bassin versant de l'oued Boumessaoud.....	20
Figure II.3 : Carte structurale de l'Oranie Nord –Occidentale.....	22
Figure II.4 : le rectangle équivalent.....	24
Figure II.5 : Histogramme des fréquences altimétriques.....	25
Figure II.6 : Courbe hypsométrique du sous bassin versant.....	25
Figure II.7 : Carte de pente du bassin versant de Oued Boumessaoud.....	30
Figure II.8 : Réseau hydrographique d'Oued Boumessaoud.....	31
Figure II.9: Droite représentative du nombre de Thalwegs en fonction de l'ordre.....	33
Figure II.10: Droite du longueurs des Thalwegs en fonction de l'ordre.....	34
Figure II.11: Profil en long d'Oued Boumessaoud.....	36

Chapitre 3

Figure III.1: Variations annuelles des totaux annuels des précipitations à la station Zenata (1981/1982-2020/2021)	40
Figure III.2: Variations des totaux annuels des précipitations à la station Tlemcen (1981/1982-2020/2021).....	40
Figure III.3: Variation des précipitations moyennes mensuelles (1981/1982-2020/2021).....	42
Figure III.4: Variations saisonnières des précipitations (1981/1982-2020/2021).....	43
Figure III.5: Variations des moyennes journalières de précipitations à la station Zenata (1981/1982-2020/2021)	44
Figure III.6: Variations des moyennes journalières de précipitations à la station Tlemcen (1981/1982-2020/2021)	45
Figure III.7: Ajustement graphique des précipitations à Zenata sur loi de distribution normale (1981/1982-2020/2021)	48
Figure III.8: Ajustement graphique des précipitations à Tlemcen sur la loi de distribution normale (1981/1982-2020/2021)	48
Figure III.9: Ajustement graphique des précipitations à Zenata sur la loi de distribution Log normale (1981/1982-2020/2021)	50
Figure III.10: Ajustement graphique des précipitations à Tlemcen sur la loi de distribution Log normale (1981/1982-2020/2021).....	51
Figure III.11: Ajustement des P_{jmax} de Tlemcen à la loi de Gumbel (1981/1982-2020/2021).....	54
Figure III.12: Courbe des pluies de courte durée à oued Boumessaoud (1981/1982-2020/2021).....	56
Figure III.13: Courbe Intensité-Durée-Fréquence (IDF) à oued Boumessaoud (1981/1982-2020/2021).....	57
Figure III.14: Variation des températures moyennes annuelles à la station Zenata (1981/1982-2020/2021).....	59
Figure III.15: Variation des températures moyennes mensuelles à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)	59
Figure III.16: Variation des températures moyennes saisonnières à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)	60
Figure III.17: Diagramme pluviothermique à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021).....	61
Figure III.18: Abaque de De Martonne pour la station de Zenata (1981/1982-2020/2021). Le climat de la région est du type semi-aride avec un écoulement Temporaire.....	62

<u>Figure III.19:</u> Variation de l’ETP Turc et de l’ETP Thornthwaite (1981/1982-2020/2021).....	65
<u>Figure III.20 :</u> Variation de l’ETP journalières par la méthode d’Oudin (1981/1982-2020/2021).....	66
<u>Figure III.21:</u> Variation des débits annuels (1981/1982-2011/2012).....	70
<u>Figure III.22:</u> Variation des débits mensuels (1981/1982-2011/2012).....	71
<u>Figure III.23:</u> Variation des débits saisonniers à la station de Zenata (1981/1982-2011/2012).....	73
<u>Figure III.24:</u> Variation journalière des débits (1981/1982-2011/2012).....	74
<u>Figure III. 25:</u> Variation mensuelle du coefficient de débit de l’oued Boumessaoud (1981/1982-2011/2012)...	75
<u>Figure III.26:</u> Variation mensuelle de coefficient d’écoulement pour l’oued Boumessaoud (1981/1982-2011/2012)	77
<u>Figure III.27 :</u> Coefficient d’écoulement standard au niveau du bassin d’oued Boumessaoud (1981/1982 - 2011/2012)	78

Chapitre 4

<u>Figure IV.1 :</u> Ajustement des débits Maximums de l’oued Boumessaoud à la loi de Gumbel.....	81
<u>Figure IV.2 :</u> Ajustement des débits Minimums de l’oued Boumessaoud à la loi de Gumbel.....	82
<u>Figure IV.3 :</u> Courbe des débits classés	83
<u>Figure IV.4 :</u> Résultats d’ajustement de la série pluviométrique de la station de Tlemcen (1981-1982/2020-2021)	84
<u>Figure IV.5 :</u> Ajustement des pluies journalières maximales et droite d’extrapolation des débits maximales par la méthode du Gradex de l’oued Boumessaoud	85
<u>Figure IV.6:</u> Représentation graphique de l’erreur relative de l’estimation de débit de l’oued Boumessaoud...	89
<u>Figure IV.7:</u> Carte de la pluie journalière décennale en Algérie	90
<u>Figure IV.8 :</u> Carte du Gradex des pluies journalières en Algérie	91
<u>Figure IV.9 :</u> Carte du coefficient de correction des quantiles de crue en Algérie	91
<u>Figure IV.10 :</u> Hydrogramme fréquentiels des différentes périodes de retour de Boumessaoud.....	95
<u>Figure IV.11 :</u> Volume emmagasiné dans les réserves souterraines de bassin versant de l’oued Boumessaoud.	97

Listes des Tableaux

Chapitre 2

Tableau II.1: Répartition hypsométrique du bassin versant d'Oued Boumessaoud.....	24
Tableau II.2: Fractions des surfaces et les altitudes entre courbes de niveau	26
Tableau II.3: paramètres de calcul de l'indice du pente de Roche I_p	27
Tableau II.4: Classification du relief selon I_g par l'ORSTOM	28
Tableau II.5: Classification du relief selon D_s par l'ORSTOM	29
Tableau II.6: Classification des cours d'eau suivant les ordres	32
Tableau II.7: Calcul de rapport de confluence	32
Tableau II.8: Calcul de rapport des longueurs	33

Chapitre 3

Tableau III.1: Présentation de la station pluviométrique	38
Tableau III.2: Précipitations annuelles enregistrées à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)	39
Tableau III.3: Précipitations annuelles enregistrées à la station de Tlemcen (1981/1982-2020/2021)	39
Tableau III.4: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations (1981/1982-2020/2021)	41
Tableau III.5: Répartition des précipitations moyennes saisonnières à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)	43
Tableau III.6 : Paramètres de position et de dispersion des précipitations	47
Tableau. III.7 : Calcul du χ^2 pour la station de Zenata (loi normale)	49
Tableau. III.8 : Calcul du χ^2 pour la station de Tlemcen (loi normale)	49
Tableau III.9: Paramètres de position et de dispersion des précipitations (Loi Log normale)	50
Tableau. III.10 : Calcul du χ^2 pour la station de Zenata (Loi log normale)	51
Tableau. III.11 : Calcul du χ^2 pour la station de Tlemcen (Loi log normale)	52
Tableau III.12: Calcul des précipitations annuelles pour une période de récurrence donnée	53
Tableau III.13: Paramètres de position et de dispersion des précipitations maximales journalières de la station de Tlemcen	53
Tableau III.14 : Résultats d'ajustement des P_{jmax} de Tlemcen à la loi de Gumbel (1981/1982-2020/2021)	54
Tableau III.15: Pluies de courte durée pour différentes fréquences du bassin versant d'oued Boumessaoud (1981/1982-2020/2021)	55
Tableau III.16 : Intensité de pluie pour différentes fréquences du bassin versant D'oued Boumessaoud (1981/1982-2020/2021)	56
Tableau III.17: Variation annuelle des températures à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)	57
Tableau III.18: Valeurs moyenne de la température mensuelle à la station Zenata (1981/1982-2020/2021) ...	59
Tableau III.19: Températures moyennes saisonnières à la station de Zenata (1979/1980-2020/2021)	60
Tableau III.20: Valeurs des précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)	61
Tableau III.21: Classification du climat selon l'indice d'aridité de De Martonne	62
Tableau III.22: Valeurs des indices d'aridité mensuels de De Martonne à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)	63
Tableau III.23 : Valeurs de l'indice de Moral à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)	63
Tableau III.24 : Valeurs de l'ETP par la méthode de Turc et la méthode de Thornthwaite (1981-1982/2020-2021)	64
Tableau III.25: Eléments du bilan hydrologique calculés pour $RU_{max}=100mm$	67
Tableau III.26: Eléments du bilan hydrologique calculés pour $RU_{max}=50mm$	67
Tableau III.27: Calcul de paramètre λ pour la méthode de Coutagne.....	68
Tableau III.28: Tableau récapitulatif des résultats	68
Tableau III.29: Tableau de calcul de la lame ruisselée	69
Tableau III.30 : Variation annuelle des débits (1981/1982-2011/2012)	70
Tableau III.31: Variation mensuelles des débits (1981/1982-2011/2012)	71
Tableau III.32 : Variation saisonnières des débits (1981/1982-2011/2012)	72
Tableau III.33: Coefficient mensuel des débits pour l'oued Boumessaoud (1981/1982-2011/2012)	74
Tableau III.34: Coefficient d'écoulement pour l'oued Boumessaoud (1981/1982-2011/2012)	76

Chapitre 4

<u>Tableau IV.1 :</u> Paramètres de position et de dispersion des débits maximums (1982/1983-2011/2012)	80
<u>Tableau IV.2 :</u> Débits maximum pour des périodes de retour données	81
<u>Tableau IV.3 :</u> Paramètres de position et de dispersion des débits minimums (1982/1983-2011/2012)	81
<u>Tableau IV.4 :</u> Débits minimum pour des périodes de retour données	82
<u>Tableau IV.5 :</u> Débits caractéristiques classés	84
<u>Tableau IV.6 :</u> Débits de pointe de l'oued Boumessaoud estimés par la méthode du Gradex	85
<u>Tableau IV.7 :</u> Débit maximum de crue l'oued Boumessaoud pour différentes périodes de retour (Formule de Mallet-Gauthier)	86
<u>Tableau IV.8 :</u> Débit maximum de crue de l'oued Boumessaoud pour différentes périodes de retour (Formule de Turraza)	86
<u>Tableau IV.9 :</u> Débit maximum de crue l'oued Boumessaoud pour différentes périodes de retour (Formule de Mac Math)	87
<u>Tableau IV.10 :</u> Débit maximum de crue l'oued Boumessaoud pour différentes périodes de retour (Formule de Giandotti)	87
<u>Tableau IV.11 :</u> Débit maximum de crue l'oued Boumessaoud pour différentes périodes de retour (Formule de Taibi-ANRH)	87
<u>Tableau IV.12 :</u> Récapitulatif des résultats des débits de crue (m^3/s) d'oued Boumessaoud pour les différentes périodes de retour	88
<u>Tableau IV.13 :</u> Erreur relative d'estimation du débit maximum du bassin de l'oued Boumessaoud	88
<u>Tableau IV.14 :</u> Caractéristiques pluviométriques moyennes sur le bassin versant de l'oued Boumessaoud ...	92
<u>Tableau IV.15 :</u> Paramètres pluviométriques dérivés du bassin versant de l'oued Boumessaoud	92
<u>Tableau IV.16 :</u> Caractéristiques de la crue pour chaque période de retour T du bassin versant de l'oued Boumessaoud	93
<u>Tableau IV.17 :</u> Débits de crues pour différentes périodes de retour de l'oued Boumessaoud	94
<u>Tableau IV.18 :</u> Résultats de calcul du coefficient de tarissement et du volume emmagasiné du bassin versant de l'oued Boumessaoud	96

Liste des Abréviations

A.N.R.H : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.

A : Aire.

b : Exposant climatique.

C : Coefficient de ruissellement.

C_v: Coefficient de variation.

C_t : Coefficient de torrentialité.

DA: Déficit agricole.

Dd : Densité de drainage.

ddl : Degré de liberté.

ETP : Evapotranspiration Potentielle

ETR : Evapotranspiration Réelle.

g : Le Gradex des pluies journalières à la station pluviométrique.

I : Indice d'aridité annuel de De Martonne.

I_p : Indice de pente.

I_t : L'intensité de la pluie.

L_e : Lamme d'eau écoulée.

l : Largeur

L : Longueur.

P : Périmètre.

P : Précipitations.

P_{jmax}: Précipitations maximales journalières.

Pj10 : Pluie journalière décennale.

Pct : pluie de courte durée.

Q : Débit en m³/s.

Q_{max}% : Débit maximum pour une fréquence donnée.

R : Ruissellement (mm).

RU : Réserve Facilement Utilisable.

S : Surface

T : Température.

Tc : Temps de concentration.

Tm : Temps de monté de l'hydrogramme de crue.

V totale : Le volume total de la crue.

χ² : Test de Khi deux.

Σ : Somme.

U : Variable réduite de Gauss.

σ: Ecart type.

σ²: Variance.

α: Le paramètre de la forme de l'hydrogramme de crue.

Introduction Générale

L'étude des phénomènes hydrologiques et climatiques revêt une grande importance pour comprendre et gérer les ressources en eau, tant au niveau local que global. Ces phénomènes sont soumis à des variations saisonnières et interannuelles, rendant leur analyse complexe. Les précipitations et les débits sont des paramètres clés pour appréhender l'évolution hydrologique d'un bassin versant. Toutefois, avant de pouvoir les utiliser dans des applications concrètes, il est essentiel de déterminer leur fiabilité.

Au fil des années, plusieurs méthodes ont été développées pour étudier ces phénomènes hydrologiques et climatiques. Parmi celles-ci, la modélisation s'est imposée comme une approche incontournable. La modélisation du comportement des bassins versants consiste à décrire les différentes étapes de la transformation pluie-débit en se basant sur les caractéristiques physiques du bassin versant et les données disponibles. Cette démarche permet de mieux comprendre les processus hydrologiques, d'anticiper les variations des débits et de fournir des outils d'aide à la gestion des ressources en eau.

Dans ce contexte, le mémoire présent se concentre spécifiquement sur l'étude des débits extrêmes et leur contribution à la gestion des événements hydrologiques dans le bassin versant de l'oued Boumssaoud. Les débits extrêmes, tels que les débits maximums et minimums, jouent un rôle crucial dans la planification des infrastructures hydrauliques, la gestion des crues, l'évaluation des risques d'inondation et la protection des écosystèmes aquatiques. L'objectif principal de cette étude est d'évaluer différentes méthodes et formules pour estimer ces débits extrêmes, en les comparant avec des données de mesures hydrologiques réelles recueillies sur l'oued Boumssaoud.

Le mémoire est organisé en quatre chapitres afin de fournir une analyse complète de la problématique. Le premier chapitre présente un aperçu des différentes méthodes d'estimation des débits maximums et minimums utilisées dans la littérature scientifique. Les avantages, les limites et les domaines d'application de chaque méthode sont discutés en détail. Cette revue de littérature permet d'établir un cadre de référence solide pour l'estimation des débits extrêmes.

Le deuxième chapitre est consacré à la présentation de la zone d'étude, l'oued Boumssaoud, en fournissant des informations géographiques détaillées, telles que sa localisation, sa superficie, son relief et sa géologie. Des caractéristiques spécifiques du bassin versant, telles que la taille, la forme, le type de sol et la végétation, sont également examinées, car elles jouent un rôle clé dans la réponse hydrologique du bassin.

Dans le troisième chapitre, une analyse approfondie des paramètres hydro-climatologiques du bassin est réalisée. Les données météorologiques et hydrologiques sont examinées pour obtenir une meilleure compréhension du climat de la région. Les précipitations, les températures, l'évapotranspiration et d'autres variables sont étudiées afin de déterminer les caractéristiques hydrologiques spécifiques du bassin versant de l'oued Boumssaoud. Ces informations fournissent des indications sur les régimes hydrologiques, les tendances saisonnières et interannuelles, ainsi que sur les périodes de débits extrêmes.

Enfin, le quatrième chapitre est dédié à l'application des différentes méthodes et formules pour l'estimation des débits maximums et minimums dans le bassin versant de l'oued

Boumssaoud. Les données hydrologiques recueillies sur le terrain sont comparées aux résultats obtenus à partir des différentes approches. Cela permet de déterminer l'efficacité de chaque méthode et de sélectionner la plus adaptée pour le bassin de Boumssaoud. Ces résultats peuvent également être extrapolés à d'autres bassins versants non jaugés de la région, offrant ainsi des outils précieux pour la gestion des événements hydrologiques extrêmes dans la région.

En conclusion, ce mémoire vise à approfondir notre compréhension des événements hydrologiques extrêmes dans le bassin versant de l'oued Boumssaoud et à fournir des informations pratiques pour leur gestion. L'estimation précise des débits extrêmes est essentielle pour une planification et une gestion efficaces des ressources en eau, en particulier dans les régions sujettes aux crues et aux inondations. En identifiant la méthode la plus appropriée pour estimer ces débits extrêmes, ce travail contribuera à améliorer la gestion des événements hydrologiques dans le bassin de l'oued Boumssaoud et dans d'autres bassins versants similaires de la région. Les résultats obtenus permettront de prendre des décisions éclairées en matière de gestion des ressources en eau et de réduction des risques associés aux événements hydrologiques extrêmes.

Chapitre I :

Etat de l'art sur les événements
en hydrologie.

I.1 INTRODUCTION :

Les crues, constituent avec les étiages une situation extrême dans le comportement des cours d'eau. Il s'agit de gonflement fluvial exceptionnels et irréguliers, tant en saison froide, période de hautes eaux qu'en saison chaude, période de basses eaux (*Frécaut, 1971*).

L'intérêt de l'étude des crues provient du pouvoir dévastateur de celles-ci quand elles sont importantes. Afin de s'en prémunir, il est utile de bien les analyser, connaître leurs origines, les différents événements qui les provoquent, et les processus participant à leur constitution.

Nous consacrerons cette partie du travail sur l'état des connaissances concernant les crues, leurs caractéristiques, leurs origines, les différents processus participants à leur genèse, les différents facteurs influençant leur apparition.

I.2 LES CRUES :

I.2.1 Définition et concepts de base :

I.2.1.1 Définition d'une crue :

Stricto sensu, la crue est « la montée temporaire des eaux dans les différentes parties d'un cours d'eau », qu'il y ait ou non débordement du lit mineur.

Une crue représente une quantité d'eau « extraordinaire » au sens étymologique du terme qui est transportée, avec ou sans débordement, par un système hydraulique tels que les lacs et les cours d'eau. (*Musy, 1998*).

Il serait réducteur de définir une crue par cette seule phase de montée des eaux. Les phénomènes météorologiques à l'origine de la crue et les conditions d'écoulement initiales sont nécessaires et la compréhension de l'événement crue.

Selon l'objectif d'étude, on détaillera ces caractéristiques dans une section ultérieure du chapitre.

I.2.1.2 Intérêt de l'étude des crues :

Il est utile de bien connaître les crues pour les raisons suivantes :

- La gestion du système hydraulique concerné (cours d'eau, affluent et exutoires, lacs naturels ou artificiels, mares, dépressions).
- La gestion du risque hydrologique dû aux crues (risque d'inondation).
- La gestion des bassins versants à partir desquels se forme la crue.
- La gestion des systèmes environnants dépendant (possibilité d'alimentation en eau, la recharge des nappes). (*Musy, 1999*)

I.2.1.3 Les types de crue :

On peut décrire sommairement deux types de crues :

- **Crue torrentielle ou éclair :**

Les crues torrentielles, également connues sous le nom de crues éclair, se produisent généralement sur de petits bassins versants et sont caractérisées par leur rapidité et leur intensité. Les précipitations intenses et localisées sur de courtes périodes provoquent un ruissellement rapide et une augmentation rapide du débit des cours d'eau. Ces crues ont un temps de réponse court, généralement entre une et 24 heures, ce qui signifie que la montée des eaux se produit rapidement après les fortes pluies. Les crues

torrentielles peuvent être très destructrices, car elles entraînent souvent des niveaux d'eau élevés et des débits importants, provoquant des inondations soudaines et des dommages importants aux infrastructures et aux biens.

- ***Crue fluviale ou de grands bassins :***

Les crues fluviales se produisent généralement sur de grands bassins versants et sont associées à des systèmes météorologiques plus vastes et à une accumulation de précipitations sur une période prolongée. Ces crues résultent souvent de plusieurs événements pluvieux successifs ou de crues simultanées dans différents sous-bassins versants qui se déversent dans un même cours d'eau principal. Les crues fluviales se développent progressivement au fil du temps, car les eaux de pluie s'écoulent lentement à travers les bassins versants et atteignent finalement le cours d'eau principal. Ces crues peuvent durer plus longtemps en raison de la taille du bassin et peuvent être saisonnières, survenant généralement en automne ou au printemps lorsque les précipitations sont plus abondantes. Cependant, dans des circonstances exceptionnelles, des crues fluviales peuvent également se produire en été, notamment en cas de phénomènes météorologiques extrêmes. Les crues fluviales peuvent provoquer des inondations plus étendues et durables, affectant de vastes zones et nécessitant une gestion proactive pour minimiser les dommages et les pertes.

Il convient de noter que les caractéristiques spécifiques des crues peuvent varier en fonction des conditions géographiques, des caractéristiques hydrologiques et des systèmes météorologiques propres à chaque région.

I.2.2 Caractéristiques d'une crue :

Une crue est généralement représentée graphiquement par ce qu'on appelle un hydrogramme, qui est la variation des débits instantanés en fonction du temps. La figure suivante définit les éléments essentiels relatifs à l'hydrogramme de crue résultant d'un hydrogramme spécifique. Dans ce cas, les écoulements sont majoritairement des ruissellements.

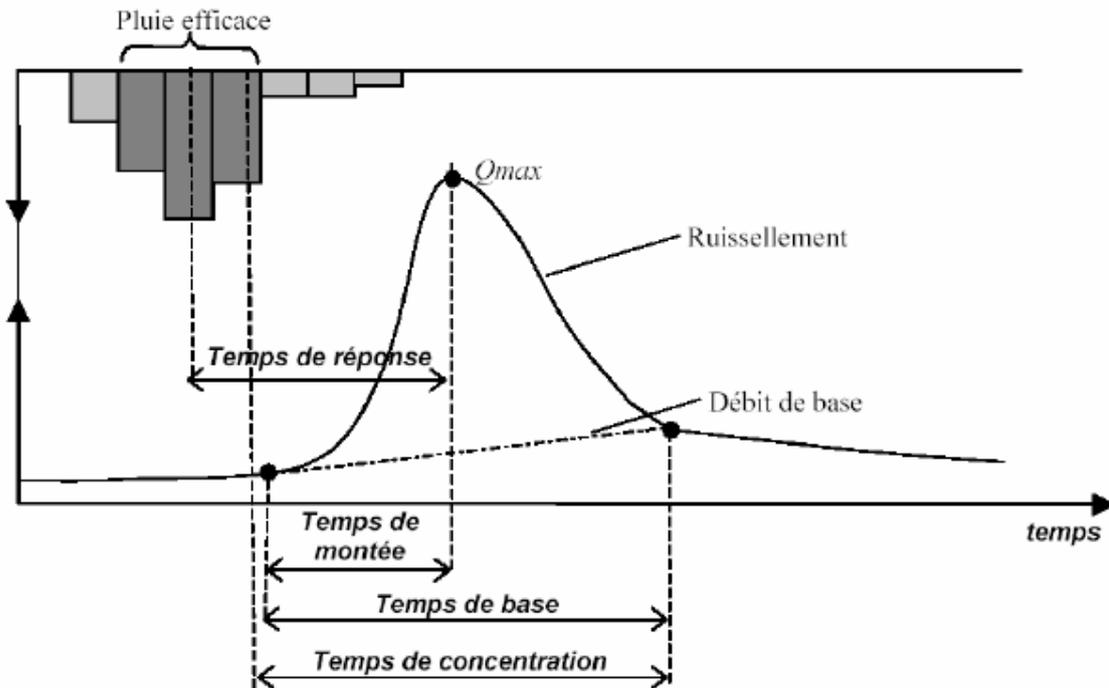


Figure 1.1: Hyétogramme et hydrogramme résultant d'un événement pluie-débit
(D'après Javelle, 2001)

On divise l'hydrogramme de crue en quatre courbes :

- ✓ **Courbe de débit de base :** représente la croissance lente du débit avant la pluie efficace, là où le début de ruissellement.
- ✓ **Courbe de la crue :** c'est la partie où le débit monte depuis le début du ruissellement de surface pour atteindre son maximum lequel correspond au premier point d'inflexion de l'hydrogramme.
- ✓ **Courbe de décrue :** représente l'apport des zones d'emmagasinement suivant la fin de la pluie excédentaire. Cette partie de l'hydrogramme décrit la diminution naturelle du débit, produite par le drainage de surface
- ✓ **Courbe de tarissement :** représente la décroissance plus lente du débit. Le débit est alors associé à la vidange des nappes d'eau souterraines lorsque le ruissellement de surface a cessé. La phase de tarissement résulte d'une absence de précipitations et elle intervient après la phase de décrue. La décroissance du débit se fait de manière exponentielle de plus en plus lentement.

On définit alors des temps caractéristiques :

- **Temps de réponse du bassin t_p :** Intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie efficace de la pointe de crue.
- **Temps de concentration t_c :** Temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée de l'exutoire pour parvenir à celui-ci. On peut estimer t_c en mesurant la durée comprise entre la fin de la pluie efficace et la fin du ruissellement direct.
- **Temps de montée t_m :** Temps qui s'écoule entre le début de l'arrivée à l'exutoire de l'écoulement rapide et le maximum de l'hydrogramme.

- **Temps de base t_b** : Durée du ruissellement direct, c'est-à-dire la durée depuis le début de montée de la crue jusqu'au début du tarissement.

La surface comprise entre la courbe de l'écoulement retardé et l'hydrogramme de crue/décru représente le volume ruisselé. Ce volume, exprimé en lame d'eau, est égal, par définition, au volume de la pluie nette (*Musy, 2004, Javelle 2001 d'après Roche 1963*).

I.2.3 Les facteurs de contrôle des crues :

I.2.3.1 Les facteurs climatologiques :

Les apports en précipitations et en énergie sont des facteurs clés qui influent sur les débits des crues.

Les précipitations jouent un rôle essentiel dans le déclenchement des crues. L'hydrogramme de crue, qui représente le débit d'eau à un point donné d'un cours d'eau au fil du temps, est directement influencé par les caractéristiques des précipitations. Ces caractéristiques comprennent la durée de la précipitation, son intensité et le volume d'eau apporté. Les pluies intenses sur une période relativement courte peuvent entraîner des crues rapides et intenses, en raison du ruissellement rapide et de l'augmentation rapide du débit des cours d'eau. De même, la fonte de la neige peut contribuer aux crues, en particulier lorsque la fonte de la neige est rapide et importante.

L'apport en énergie, principalement sous forme d'énergie solaire, joue également un rôle important dans le cycle hydrologique et dans la modélisation des débits des crues. L'énergie solaire fournit l'énergie nécessaire à l'évaporation de l'eau présente sur le sol et dans les cours d'eau. Cette évaporation peut être considérable, en particulier dans les régions chaudes et en périodes de sécheresse, et peut influencer la redistribution de l'eau dans le sol. Lorsque l'évaporation est élevée, une quantité importante d'eau est perdue avant d'avoir la possibilité de contribuer aux débits d'écoulement. Cela peut réduire le volume d'eau disponible pour les crues et influencer les débits des cours d'eau. (*Ambroise, 1998*).

Il convient de noter que d'autres facteurs, tels que les caractéristiques géographiques du bassin versant, le type de sol, la végétation, l'utilisation des terres et les pratiques humaines, peuvent également influencer les débits des crues. La modélisation et la compréhension de ces facteurs sont essentielles pour évaluer les risques d'inondation et prendre des mesures de prévention et de gestion appropriées.

I.2.3.2 Les conditions initiales :

- **La surface de bassin versant** : *Réménieras (1976)*, donne une formule de débit de crues (Q) en fonction de la surface de bassin pour des bassins versants de surface (A) allant de 100 à 96 600 km².

$$Q = 1.61A^{0.70} \quad \text{Eq I.1}$$

Le débit de crue augmente si la surface du bassin augmente.

- **La forme de bassin versant** : La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les faibles débits de pointe de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants.

En revanche, les bassins en forme d'éventail (b_{vl}), présentant un temps de concentration plus court (t_{c1}), auront les plus forts débits de pointe, comme le montre la figure suivante :

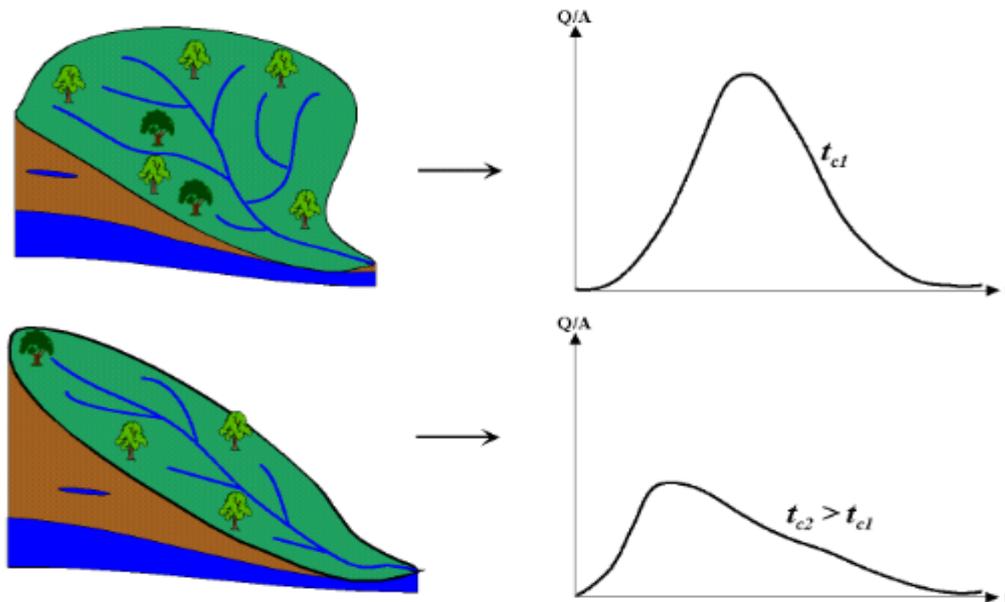


Figure I.2: Influence de la forme du bassin versant sur l'hydrogramme de crue (Musy.2005).

- **Conditions d'humidité initiale du bassin :** La réponse d'un bassin versant à une sollicitation pluvieuse dépend fortement des conditions d'humidité initiales de ce dernier. La figure suivante montre la soumission d'un même bassin versant à une même sollicitation pluvieuse simulée, mais à des conditions d'humidité différentes (à gauche condition initiale sèche, à droite condition initiale humide).

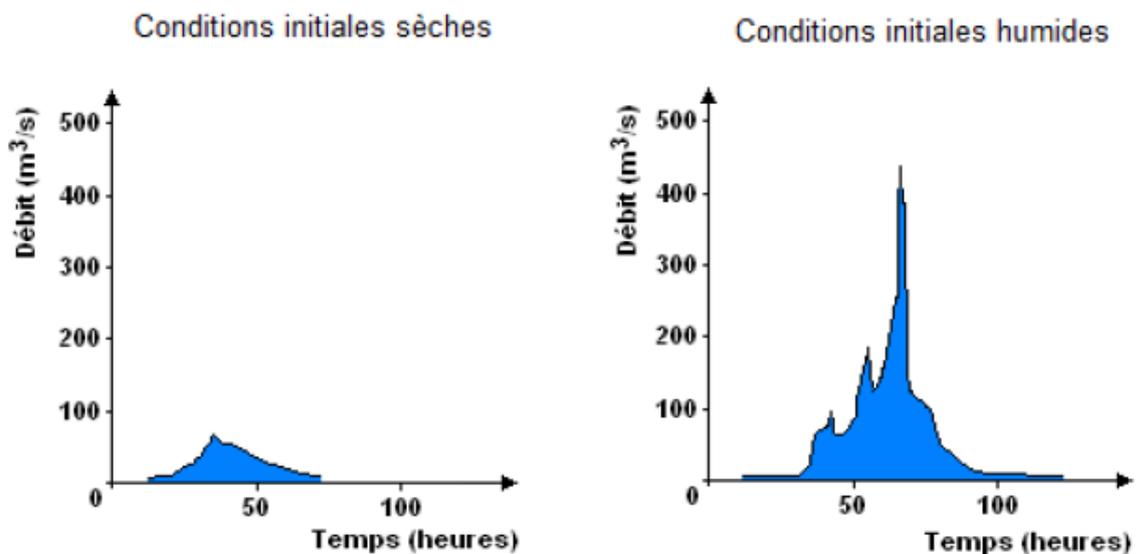


Figure I.3: Influence des conditions antécédentes d'humidité sur le comportement hydrologique d'un bassin versant (Benkhaled et al, 2004).

I.3 METHODES D'ETUDE DES DEBITS DE CRUE :

Les débits de crues peuvent être déterminés de plusieurs façons, dont les mesures, les enquêtes, et les méthodes de calculs.

Les méthodes de calculs sont celles qui suscitent le plus notre intérêt. Selon la disponibilité des données (*Musy, 1999*) on peut distinguer trois groupes de méthodes de détermination de débit de crues :

- Les méthodes empiriques
- Les méthodes déterministes
- Les méthodes probabilistes

I.3.1 Les méthodes empiriques :

En l'absence de données de mesures, on peut utiliser les méthodes empiriques, ces méthodes sont des formules établies entre le débit, la surface du bassin versant, les précipitations et la période de retour.

I.3.1.1 Formules empiriques d'estimation de débit de pointe :

I.3.1.1.1 Formules faisant intervenir les précipitations :

- **Formule de Possenti :**

Il s'agit d'une formule déterminée spécialement pour les torrents des Alpes. Elle donne le débit maximum en fonction de la précipitation maximum en 24 heures. Son expression est donnée par (*EMI, 1999*) :

On a :

$$Q_p = \frac{\mu * P_{max} * j * S}{L_p} \quad \text{Eq I.2}$$

Avec :

Q_p : débit de pointe en m³/s

S : superficie du bassin versant (Km²).

P_{max} : Pluie maximale journalière correspondante à la période de retour donnée (mm).

μ : Coefficient compris entre (700 – 800)

L_p : Longueur du cours d'eau principal (Km).

- **Formule de Turraza :**

Cette formule est un peu plus élaborée que les autres formules utilisant les précipitations car elle fait appel également au temps de concentration (t_c) du bassin, i.e. le temps requis pour qu'une goutte d'eau tombée au point le plus en amont du bassin arrive jusqu'à l'exutoire. Elle peut s'exprimer ainsi (*EMI, 1999*).

$$Q_{max} = \frac{C * S * I_{t_c}}{3.6} \quad \text{EqI.3}$$

Où

S : superficie du bassin versant (Km²).

t_c : temps de concentration (h).

I_t : intensité moyenne maximale de la précipitation pendant une durée égale au temps de concentration en (mm/h).

C : coefficient de ruissellement de la crue.

Cette formule est bien adaptée pour les cas d'études sur les petits bassins.

I.3.1.1.2 Formules basées sur la période de retour :• **Formule de Mallet-Gauthier :**

L'énoncé de la formule de Maillet et Gauthier pour l'estimation de la crue de période de retour T (Coutagne, 1951) est :

$$Q_{max} = 2k \times \log(1 + AP) * \frac{S}{\sqrt{L_p}} * \sqrt{1 + 4\log(T) - \log(S)} \quad \text{EqI.4}$$

S : superficie du bassin versant (Km²).

L_p : longueur du talweg principal (Km).

A : coefficient régional pris égal à 20.

k : constante comprise entre 1-3.

P : précipitation moyenne interannuelle en m.

T : période de retour en années.

• **Formule de Fuller (1914) :**

L'énoncé initial de la formule de Fuller (1914) pour l'estimation des débits de crues de période de retour T est :

$$Q(T) = q(1 + 0.8\log T) \quad \text{EqI.5}$$

Avec :

$Q(T)$: Maximum de débit journalier (m³/s) qu'on a des chances de retrouver une fois au cours d'une période de retour T,

q : Moyenne du débit maxima journalier (moyenne des crues annuelles).

Pour passer de ces débits moyens maxima journaliers aux débits instantanés de pointe, Fuller propose la formule suivante :

$$Q_{max, p\%} = 1 + \frac{2.66}{S^{0.33}} \quad \text{EqI.6}$$

Avec :

S : Surface du bassin versant (km²),

$Q_{max, p\%}$: Débit moyen maximum journalier (m³/s) de probabilité P%.

• **Formule de Mac Math :**

Cette formule est basée sur des observations faites sur la région de la Californie où le climat est aride (Bouziane, 1997) :

$$Q_t = K * P_{24h}(T) * S^{0.58} * I^{0.42} \quad \text{EqI.7}$$

Avec :

S : Superficie du bassin (hectare),

I : Pente moyenne du bassin (%),

K : Coefficient qui dépend du couvert végétal et de la topographie du bassin, il varie 0.11 à 0.43,

$P_{24h}(T)$: Pluie déduite des quantiles issus de la loi d'ajustement des P_{jmax} pour chaque période de retour en mm :

$$P_{24h}(T) = 1,15 \cdot P_{jmax} \quad \text{Eq I.8}$$

I.3.1.1.3 Formules empiriques d'estimation du débit de pointe utilisée en Algérie :• **Formule de Giandotti :**

La méthode de Giandotti s'inspire des lois de ruissellement basées sur les caractéristiques morphométriques du bassin versant ainsi que le temps de concentration. Cette formule donnée de résultats satisfaisants, particulièrement pour les bassins typiquement montagneux. (Bennis, 2004)

$$Q_{max} \% = \frac{170 * S * (H_{moy} - H_{min})^{\frac{1}{2}}}{4(S)^{\frac{1}{2}} + 1.5L} * P_{t_c} \quad \text{EqI.9}$$

Q_{max} (%): débit maximum de crue en m³/s de même fréquence que celle de la pluie de courte durée.

S : superficie du bassin versant (km²).

L : longueur du talweg principal (km).

H_{moy} , H_{min} : altitudes moyennes et minimales (en m).

P_{t_c} : pluies de courte durée (m).

- **Formule de Sokolovsky (1958-1968):**

Cette formule permet de calculer les débits des crues en fonction du volume précipité, du coefficient de ruissellement, de la surface du bassin versant et du temps de concentration. La crue est considérée comme un débit max généré par une averse (une pluie) de courte durée correspondant au temps de concentration. Le temps de montée de la crue est donc pris égal au temps de concentration. (Bennis, 2004)

$$Q_{max} = \frac{0.28 * P_{t_c} * K_r * S * a}{T_c} \quad \text{EqI.10}$$

Q_{max} : Débit maximal (m³/s)

P_{t_c} : Pluie de courte durée en (mm /h)

K_r : Coefficient de ruissellement

a : Coefficient de forme d'Hydrogramme des crues (f=1)

S : Surface du B.V en (Km²)

T_c : Temps de concentration en (h)

- **Méthode fréquentielle Taibi-ANRH:**

Taibi R. (ANRH) a été établie cette méthode pour les cours d'eau d'Algérie.

$$Q_{p_t} = e^{0.95\mu} * Q_p \quad \text{EqI.11}$$

Avec :

Q_{p_t} : Débit de pointe fréquentiel (m³/s),

μ : Variable réduite de Gauss,

Q_p : Débit de pointe annuel (m³/s).

Le débit de pointe moyen annuel est calculé par la relation de Bennie-Athkins :

$$Q_p = 0.000781 * S^{0.688} * P^{1.275} \quad \text{Eq I.12}$$

P : Pluie moyenne annuelle reçue par le bassin versant (mm),

S : Surface du bassin versant (Km²).

- **Méthode du GRADEX:**

La méthode du GRADEX est une approche hydro pluviométrique probabiliste du calcul des débits de crues extrêmes de période de retour supérieure à cent ans. La méthode se base sur l'information apportée par la loi de probabilité de la pluie spatiale pour les valeurs fortes. Méthode proposée en 1967, par Guillot et Duband (Equipe de recherche d'Electricité de France), ces derniers ont essayé de mettre au point une méthode pratique s'appuyant sur un nombre minimum d'hypothèses physiques et statistiques simples qu'ils ont pu résumer comme suit :

Hypothèse 01

Les débits maximaux estimés sont les résultats obtenus uniquement à partir des précipitations maximales uniformément réparties sur le bassin versant.

Hypothèse 02

La pluie maximale et le débit correspondant doivent être ajustés à la même loi de distribution statistique, dite des « extrêmes » en raison de la nature du phénomène recherché (Q_{max}). La loi de Gumbel est souvent utilisée à cette fin. Dans ce cas, le caractère exponentiel de cette distribution est décrit sur le diagramme de probabilité ajusté, par la pente de la droite d'ajustement des pluies expérimentales mesurées. La pente de cette droite est le gradient de cette répartition.

Hypothèse 03

A partir d'une certaine valeur de pluie, correspondant à un état de saturation en eau. Dans un bassin, tout excès de pluie se traduira par le même débit excédentaire (tout ce qui tombe ruisselle). On en détermine que l'on peut dans certains cas définir la loi des débits en se servant de celle des pluies. En raisonnant avec la loi de Gumbel, la droite d'attribution des débits est alors parallèle à celle des pluies à partir de ce seuil. Il est alors possible de calculer la valeur des débits correspondant à des précipitations maximales par simple extrapolation statistique.

Selon Guillot et Duband, le taux de saturation du bassin est atteint après un événement pluviométrique qui donne un débit décennal ($T = 10$ ans).

Les étapes de la méthode :

- ✓ Choisir la marche de temps n heures. Pour l'aisance des calculs, on retiendra une valeur très arrondie, par exemple 2, 4, 6 ... 48 heures.
- ✓ Ajuster les pluies maximales journalières par la loi de Gumbel.
- ✓ Calculer le Gradex des précipitations a (pente de la droite de Gumbel).

$$P(mm) = a \cdot \mu + b \quad \text{Eq I.13}$$

Avec :

μ : Variable réduite de *Gumbel*.

- ✓ Ajuster la série des débits observés à la loi de *Gumbel* et déterminer le débit décennal (point pivot de l'extrapolation des débits). Exprimer le débit décennal en lame d'eau équivalente par la formule ci-dessous :

$$R(mm) = \frac{3.6 \cdot Q \cdot n}{S} \quad \text{EqI.14}$$

Avec :

Q en m^3/s , n en heure, S en km^2 .

- ✓ Faire l'extrapolation de la distribution des débits au-delà de 0.9 ($T=10$ ans) par une droite de pente égale au Gradex de la pluie :

$$Q_{\mu}\% = a \cdot \mu + b' \quad \text{Eq I.15}$$

Avec :

a : Gradex de la pluie,

μ : variable réduite de Gumbel

$$\mu = -\ln(-\ln(F)) \quad \text{EqI.16}$$

$$\text{Avec : } F = \frac{1}{1-T}$$

$$b' = Q_{10 \text{ ans}} - a \cdot \mu \quad (T = 10 \text{ ans})$$

- ✓ Tracer la droite de l'équation sur le même graphique que l'ajustement des $P_{j\max}$.
- ✓ Calculer les Q pour chaque période de retour (mm).
- ✓ Exprimer ces Q (m^3/s) en utilisant la formule suivante :

$$Q = \frac{Q(\text{mm}) \cdot S}{3.6\mu} \quad \text{Eq I.17}$$

- ✓ Le calcul des débits de pointe : calculer sur les hydrogrammes des crues observées le rapport p égal au rapport de débit de pointe sur le débit moyen :

$$P = \frac{Q_{\max}}{Q_{\text{moy}}} \quad \text{EqI.18}$$

Avec :

P : Coefficient de pointe.

$$Q_p \text{ (} m^3/s \text{)} = Q \text{ (} m^3/s \text{)} \times P \quad \text{EqI.19}$$

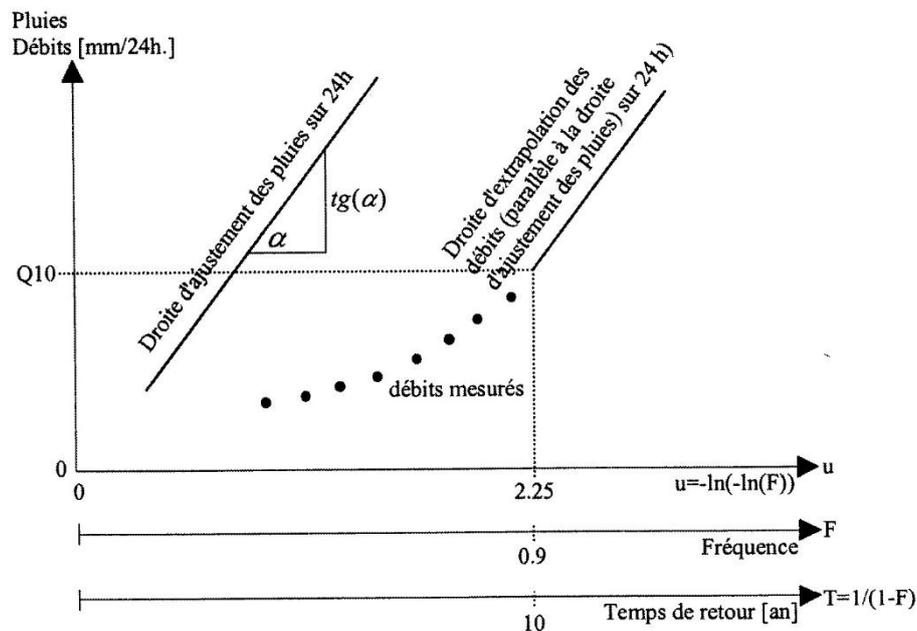


Figure I.4: Principe de la méthode du GRADEX basée sur une distribution de Gumbel (Musy 1998).

Limites et intérêt de la méthode :

La méthode du *GRADEX* s'applique à des bassins versants dont la surface peut aller jusqu'à quelques milliers de km^2 à la condition qu'ils reçoivent une pluie spatialement homogène (pour des surfaces plus grandes il est difficile de définir la pluie). Elle impose une stabilité du type d'occupation des sols (du moins pour les périodes de retour pas trop grandes) et bien évidemment du régime des précipitations.

Elle conduit souvent à une surestimation des débits de crue, ce qui, en termes de gestion des risques, va dans le sens de la sécurité.

Du fait de l'hypothèse forte de stabilité de l'occupation des sols cette méthode est difficile à utiliser en hydrologie urbaine. Elle peut cependant donner des ordres de grandeur de crues

extrêmes pour des rivières périurbaines qui traversent des villes. (Roche, Miquel et Gaume 2012).

I.4 LES ETIAGES :

I.4.1 Définition et concepts de base :

I.4.1.1 Définition de l'étiage :

Plusieurs définitions sont proposées dans la littérature spécifique :

- Le Glossaire International d'Hydrologie (1992) décrit l'étiage comme le "*plus bas niveau atteint par un cours d'eau ou un lac*", sans précision temporelle, alors que le Dictionnaire français d'hydrologie de surface (Roche, 1986) inscrit cet événement dans un contexte annuel : "*niveau annuel le plus bas atteint par un cours d'eau en un point donné*"
- L'étiage est un phénomène saisonnier qui constitue le régime d'écoulement de tous les cours d'eau. Il est constitué des plus faibles débits de l'année hydrologique (Kong A Siou Line, 2008).

I.4.1.2 Les basses eaux et l'étiage :

Dans le Dictionnaire simplifié de la géographie, l'étiage est par exemple directement assimilé aux basses eaux : "*Période de basses eaux. Synonyme de maigre*" (Saffache, 2003). Une distinction claire entre ces deux termes doit pourtant être faite et en ce sens, la définition de l'étiage proposée par M. Dacharry (1996) satisfait particulièrement : "*Débit exceptionnellement faible d'un cours d'eau, qu'il ne faut pas confondre avec les basses eaux saisonnières, même s'il en est l'exacerbation*".

I.4.1.3 Déroulement général des étiages :

On estime deux types de phénomènes qu'influe sur la diminution du débit.

- Processus naturel ou (la décroissance naturelle du débit).
- Les impacts externes, qui incluent spécifiquement : les variations des précipitations et les causes anthropiques.

I.4.1.3.1 Processus naturel :

Les pertes en eau :

Les pertes en eau pour l'écoulement de surface en saison sèche peuvent provenir de :

- L'évapotranspiration.
- L'infiltration.
- L'évaporation directe des eaux de surface.

Apports aux débits d'étiage :

La plupart du temps, les étiages sont favorisés par la montée des eaux souterraines. Pour ce faire, le canal d'eau doit croiser la surface piézométrique de la nappe. Il faut donc que celle-ci ait été suffisamment rechargée pendant la saison humide. Une autre possibilité de résurgence est si l'eau circule dans les fissures de la zone non saturée avec une composante latérale forte, elle pourra à un moment donné recouper le cours d'eau avant même qu'elle n'atteigne la nappe

(Smakhtin, 2001). Ce genre de phénomène est plus facile à produire sur des bassins versants à forte pente.

Anderson et Burt (1980), ont également mentionné le drainage du sol, c'est-à-dire les écoulements hypodermiques, comme support des étiages.

1.4.1.3.2 Facteurs anthropiques :

Action de l'homme sur les étiages :

- Modifications du couvert végétal, ce qui modifie l'évapotranspiration.
- Pompage dans les nappes
- Prélèvements directement dans la rivière.
- La mise en place de petits ouvrages destinés à la protection des sols (diguettes).
- Drainage artificiel par des sols cultivés ou des sols imperméabilisés qui conduisent plus rapidement l'eau à l'exutoire.

Impact des aménagements hydrauliques :

Selon leurs propriétés, ces installations peuvent avoir des effets très différents sur les débits d'étiage. Même ainsi, leur influence ne peut être ignorée. Dans le cas des digues et des barrages qui ne comportent pas de vannes, l'écoulement à l'étiage peut être arrêté. A l'inverse, pour les aménagements intégrant des vannes, notamment les barrages équipés de centrales hydroélectriques, le débit d'étiage peut être soutenu par les lâchers d'eau en saison sèche.

I.4.2 Méthodologie de caractérisation des étiages :

Il existe diverses méthodes pour étudier les débits d'étiages, généralement basées sur des analyses statistiques de séries de données. Dans ce qui suit, nous allons présenter quelques méthodes, en commençant par la méthode la plus simple et en allant jusqu'à la plus complexe.

I.4.2.1 Analyse des hydrogrammes :

En regardant tout simplement l'hydrogramme, On peut définir pour chaque station quelle saison d'étiage doit être prise en compte pour les autres méthodes. On effectue également un travail de comparaison entre stations. Enfin, on calcule le nombre de jours secs (nombre moyen annuel en particulier).

On peut créer des séries chronologiques de débits en effectuant des opérations entre les séries existantes : Elles correspondent à des sous bassins versants intermédiaires entre les stations. De cette façon, on peut connaître le débit sortant de chaque "bassin intermédiaire" en utilisant la formule suivante :

$$Q_{\text{Intermédiaire}} = Q_{\text{Station 1}} - Q_{\text{Station 2}} \quad \text{EqI.20}$$

Ces séries générées sont traitées comme n'importe quelle autre série. En plus des jours secs, des jours négatifs peuvent survenir. Ils représentent les pertes (infiltration, évaporation, prélèvements) qui se produisent entre les stations. Par conséquent, ces jours négatifs sont comptés séparément.

I.4.2.2 Débits spécifiques :

Le débit spécifique Q_s est une mesure de l'écoulement moyen des précipitations dans un bassin versant de cour d'eau. Cette variable ne dépend pas de la surface du bassin, ce qui permet la comparaison entre les bassins de tailles différentes.

On le calcule en divisant le débit par la surface du bassin drainé à la station considérée, comme le montre la formule suivante :

$$Q_s = Q_{\text{Surface du bassin}} \quad \text{EqI.21}$$

Les valeurs obtenues sont en $L/s/km^2$.

I.4.2.3 Débits classés :

Les valeurs issues de la courbe des débits classés sont appelées débits caractéristiques (ou débits fréquentiels). Ces valeurs permettent d'aborder les étiages de manière simple, sans traitement statistique élaboré, et de représenter les débits les plus indigents.

Le Débit Caractéristique d'Etiage (DCE), correspond au débit égalé ou non dépassé 10 jours par an. Il s'agit d'un descripteur fréquemment utilisé pour caractériser les étiages d'un cours d'eau.

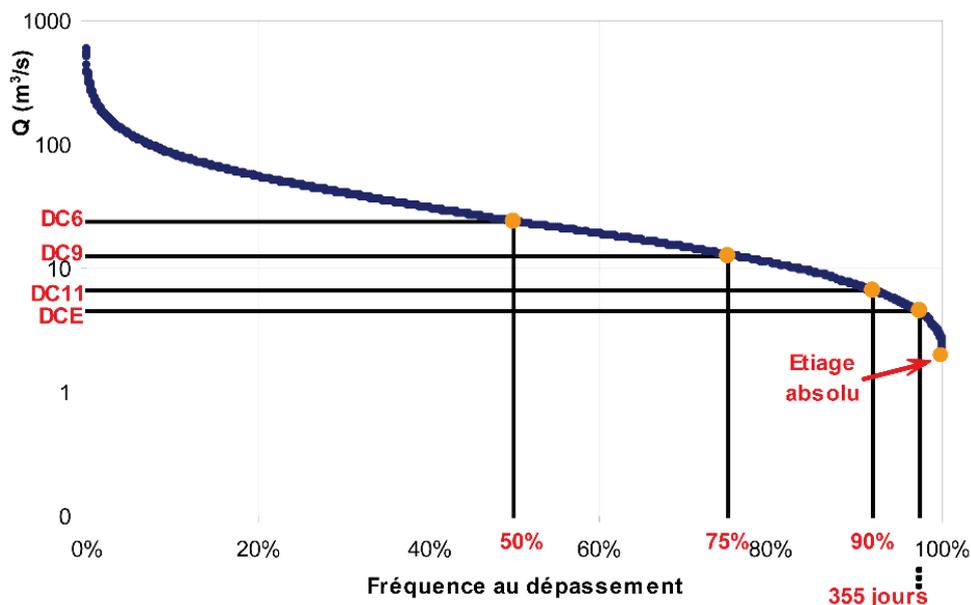


Figure 1.5: Courbe des débits classés et débits caractéristiques associés - La Moselle à Epinal (1971-2003), d'après les données de la Banque HYDRO

Les Débits Caractéristiques de durées 11, 9 et 6 mois (DC_x), notés respectivement DC_{11} , DC_9 et DC_6 , correspondent aux débits dépassés respectivement 335, 274 et 182 jours dans l'année. Les débits caractéristiques peuvent également s'exprimer en pourcentage en utilisant par exemple des valeurs dépassées 90, 75 et 50 % de l'année. Les DC_x sont très utilisés dans les travaux portant sur la statistique des volumes et des durées déficitaires qui s'appuient sur des débits seuils d'étiage.

La courbe des débits classés permet d'obtenir directement des débits « extrêmes » au sens statistique du terme, ce qui les différencie des valeurs extraites de manière annuelle qui nécessitent un traitement statistique ultérieur.

I.4.2.4 Calcul du coefficient de tarissement :

Le coefficient de tarissement indique la vitesse de vidange de la nappe en saison sèche, lorsqu'il n'y a plus de précipitations et donc plus d'apport par le ruissellement de surface. Il est exprimé en jours⁻¹.

1.4.2.4.1 Méthode graphique :

Le coefficient de tarissement α est égal à la pente de la droite formée par l'hydrogramme (phase de tarissement) sur papier logarithmique. Le problème est de savoir quand commence réellement le tarissement et également quelle droite choisir parmi les droites qui peuvent s'ajuster aux points.

1.4.2.4.2 Méthode déterministe de calcul :

Pour déterminer le coefficient de tarissement, Maillet a établi en 1905 une formule exponentielle décroissante :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad \text{EqI.22}$$

Avec :

Q_0 : Débit à la date t_0 du début du tarissement,

Q_t : Débit à la date t ,

α : Coefficient de tarissement.

A partir de la formule (Eq.I.22), on peut écrire :

$$\log Q_t = \log Q_0 - \alpha t \log(e)$$

$$\log Q_t = \log Q_0 - 0.4343 \alpha t$$

Donc :

$$\alpha = \frac{\log Q_t - \log Q_0}{0.4343 t} \quad \text{EqI.23}$$

La méthode la plus fiable est la méthode « automatique ».

I.4.2.5 Estimation de la capacité d'emménagement du bassin versant :

La capacité d'emménagement d'un bassin versant c'est le volume de la réserve hydrogéologique. Elle se calcule selon l'équation suivante :

$$V = \int_{t_0}^{\infty} Q_0 * e^{-\alpha t} * dt \quad \text{Eq I.24}$$

$$V = \frac{Q_0}{\alpha}$$

I.5 CONCLUSION :

En conclusion, l'estimation des débits extrêmes ou de pointe dans les bassins versants algériens revêt une importance cruciale dans la planification et la gestion des cours d'eau.

Le choix de la méthode d'estimation du débit joue un rôle déterminant dans la conception des aménagements nécessaires pour la protection contre les inondations.

Il est essentiel de comprendre que les débits extrêmes ne sont pas uniquement le résultat des précipitations directes, mais sont également influencés par d'autres processus hydrologiques complexes tels que l'écoulement hypodermique et l'écoulement souterrain. Par conséquent, une étude approfondie est nécessaire pour prendre en compte ces différents facteurs et obtenir des estimations précises des débits extrêmes.

Les conséquences des débits extrêmes peuvent être à la fois catastrophiques et bénéfiques pour les communautés et les écosystèmes. Une estimation précise des débits extrêmes permet de mieux évaluer les risques d'inondation et de prendre les mesures d'aménagement adéquates pour réduire ces risques. Cela peut inclure la construction de barrages, de digues, de canaux de dérivation, de bassins de rétention et d'autres infrastructures pour réguler le débit des cours d'eau et protéger les zones sensibles.

Il convient également de souligner que l'estimation des débits extrêmes doit être basée sur des données hydrologiques fiables et à jour, ainsi que sur des méthodes d'analyse appropriées. Les progrès technologiques et la disponibilité de données hydrologiques de qualité contribuent à améliorer la précision des estimations et à renforcer la résilience des communautés face aux risques d'inondation.

Chapitre II :

Présentation de la zone d'étude

II.1 INTRODUCTION :

L'étude hydrologique du bassin versant de l'oued Boumessaoud peut fournir des informations utiles sur la caractérisation et le comportement hydrologique de ce bassin versant, Cela peut nous aider à mieux comprendre le fonctionnement et à prendre des décisions éclairées en matière de planification, d'aménagement et de gestion de notre bassin versant.

Dans ce chapitre, nous présentons les principales caractéristiques géographiques, morphologiques et géologiques de la zone d'étude représentée par le bassin versant de l'oued Boumessaoud.

II.1.1 SITUATION GEOGRAPHIQUE :

Le bassin versant de l'oued Boumessaoud appartient au bassin versant de la Tafna, situé au Nord-Ouest de l'Algérie et qui s'étend sur la totalité de la wilaya de Tlemcen sur une superficie de 7245 km².

En général, le bassin versant peut-être divisé en trois parties principales:

- Partie orientale avec deux principaux affluents l'oued Isser et l'oued Sikkak.
- Partie occidentale comprenant la Haute Tafna (oued Sebdou et oued Khemis) et l'oued Mouilah.
- Au Nord, partant du village de Tafna et s'étendant jusqu'à la plage Rechgoune à l'embouchure de Tafna. Les principaux affluents de cette partie sont oued Boukiou, Boumessaoud et Zitoun.

Le bassin versant de l'oued Boumessaoud est situé entre 1°20' à 1°30' de longitude ouest et 34°51'15" à 35°05' de latitude nord.

Il est limité :

- A l'Est de la route nationale N°98 reliant Tlemcen, Hennaya, Zenata ;
- Au Nord par la Tafna, Remchi ;
- Au Sud par le plateau de Terny ;
- A l'Ouest par l'Oued Zitoun.

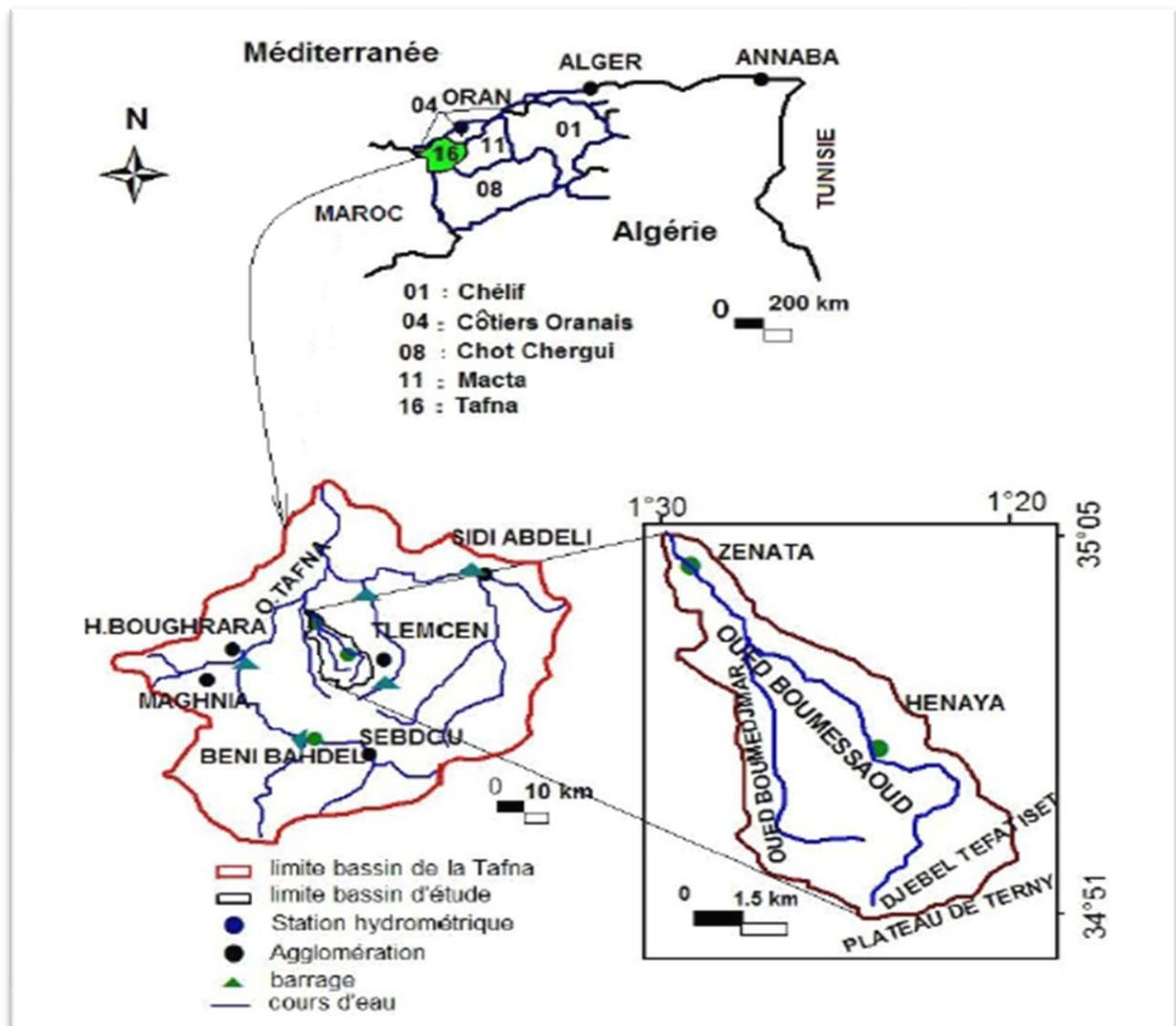


Figure II.1 : Situation géographique du bassin versant de l'oued Boumessaoud (Nord-ouest de l'Algérie) (Medane.2012).

II.2 GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT OUED BOUMESSAOU :

II.2.1 Cadre géologique du bassin versant :

Le bassin versant de l'Oued Boumessaoud est principalement occupé par des séries jurassiques dans sa partie sud et des niveaux miocènes en discordance avec les formations mésozoïques dans le nord. Ces niveaux du Miocène sont recouverts par des alluvions d'âge pliovillafranien, qui incluent des limons brique clair et des poudingues durs à ciment calcaire dans la partie nord du bassin en aval.

De la base au sommet de la série, on rencontre le secondaire représenté par le Jurassique, le Tertiaire par le Miocène et le Quaternaire par les alluvions.

Les formations carbonatées jurassiques des monts de Tlemcen (dolomies de Tlemcen et de Terny) occupent la partie sud du bassin versant, surmontant les bancs de grés de Boumediene, au niveau de la forêt de Zarifet. Au centre se trouvent des formations marneuses et gréseuses du Tertiaire, des alluvions récentes du Pliocène et une carapace calcaire qui couvre une

grande partie du plateau de Zénata. Le nord du bassin est caractérisé par une dépression recouverte par des marnes du miocène inférieur et des alluvions récentes.

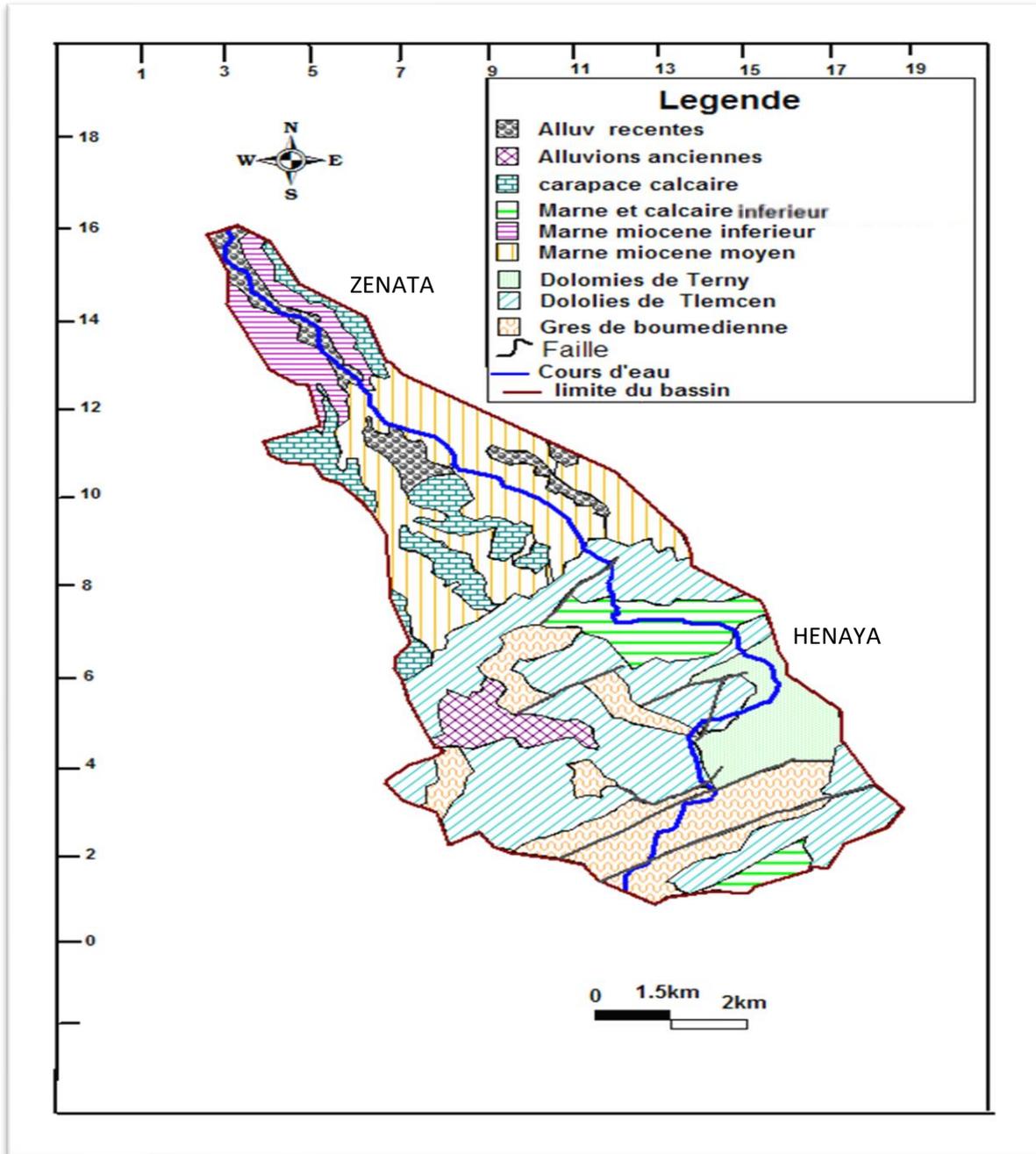


Figure II.2 : Carte lithologique du bassin versant de l'oued Boumessaoud.
(Bouguerra.2015)

II.2.2 Série stratigraphique :

II.2.2.1 Le secondaire :

Il forme l'ossature de la zone étudiée, il est représenté par le Jurassique supérieur, différencié de la base vers le sommet.

a) Grès de Boumediene

Ces grès affleurent sur la majeure partie du bassin versant notamment à Beni Mester et à la forêt de Zarifet. Ils se présentent en bancs bruns, ferrugineux en surface, à élément fins à moyens, à ciment, calcaires et quartziteux. Ils sont de couleur blanche, roussâtre à la cassure.

b) Les calcaires de Zarifet

Il s'agit de bancs calcaires de position intermédiaire entre les grès de Boumediene et les dolomies qui forment les environs de Tlemcen.

c) Les dolomies de Tlemcen

La plupart des dolomies de Tlemcen affleurent dans des bassins (Djbel Tifatisset, forêt de Zarifet). Les Dolomites offrent de grands reliefs uniformes dans lesquels la stratification est difficile à discerner.

d) Les marno-calcaires de Raouräi

Ces marno-calcaires affleurent au Djbel Tifatisset et au Djebel Ech-chiba, où on trouve un ensemble marneux et marno-calcaire avec intercalation de bancs de calcaire franc et blanc.

II.2.2.2 Le tertiaire :

Le tertiaire est représenté par le Miocène marneux et le pliocène conglomératique.

a) Les conglomérats de base du Miocène inférieur

Le Miocène débute par une assise conglomératique de base qui n'affleure pas dans le bassin de l'Oued Boumessaoud, mais il est visible dans le bassin versant de l'Oued Zitoun.

b) Marnes du Miocène inférieur :

Ce sont des marnes friables de couleur verdâtre en surface, grise en profondeur présentant parfois une intercalation de lits limoneux. L'épaisseur varie entre 50 et 100 m.

c) Marnes du Miocène moyen

Ce sont des marnes très friables présentant en intercalation des bancs de grès jaunâtre, très durs. L'épaisseur de la série peut atteindre 150 m.

II.2.2.3 Le quaternaire :

Le quaternaire comporte :

a) Carapace calcaire :

La carapace calcaire s'étale sur une grande partie des marnes formant ainsi le plateau du Zenata. Son épaisseur varie entre quelque centimètre à un mètre et devient importante sur le plateau de Zenata où elle peut atteindre 4 à 5 mètres.

b) Alluvions anciennes :

Ce sont des dépôts correspondant à des éboulis de pente provenant de la désagrégation des dolomies et calcaires Kimméridgiens et des grès séquaniens

c) Alluvions récentes :

Ce sont des dépôts limoneux nivelant les parties basses des plaines et des vallées et aux bords de cours d'eau qui se présentent généralement en 2 terrasses :

- Terrasse haute : sable argileux.
- Terrasse basse : sable argileux graviers et galets.

II.2.3 Analyse structurale :

Le bassin d'Oued Boumessaoud est affecté par des effets tectoniques cassantes dans sa partie sud, ce qui a entraîné le développement d'un karst. Des failles d'effondrement, telles que les failles de la forêt de Zarifet et les failles de Tefatisset, se dirigent généralement vers le nord à 60 degrés. Les pendages des formations du Jurassique varient entre 10 et 50 degrés, avec des directions nord, nord-ouest à Djebel Tefatisset et sud-est à la forêt de Zarifet. Les grès de Boumediene sont très fracturés à leur partie supérieure et ont un pendage très faible. Dans la région de l'Oued Boumessaoud, 3 directions principales de cassures sont observées : sud-nord, ouest-sud-ouest-est-nord-est et sud-ouest-nord-est.

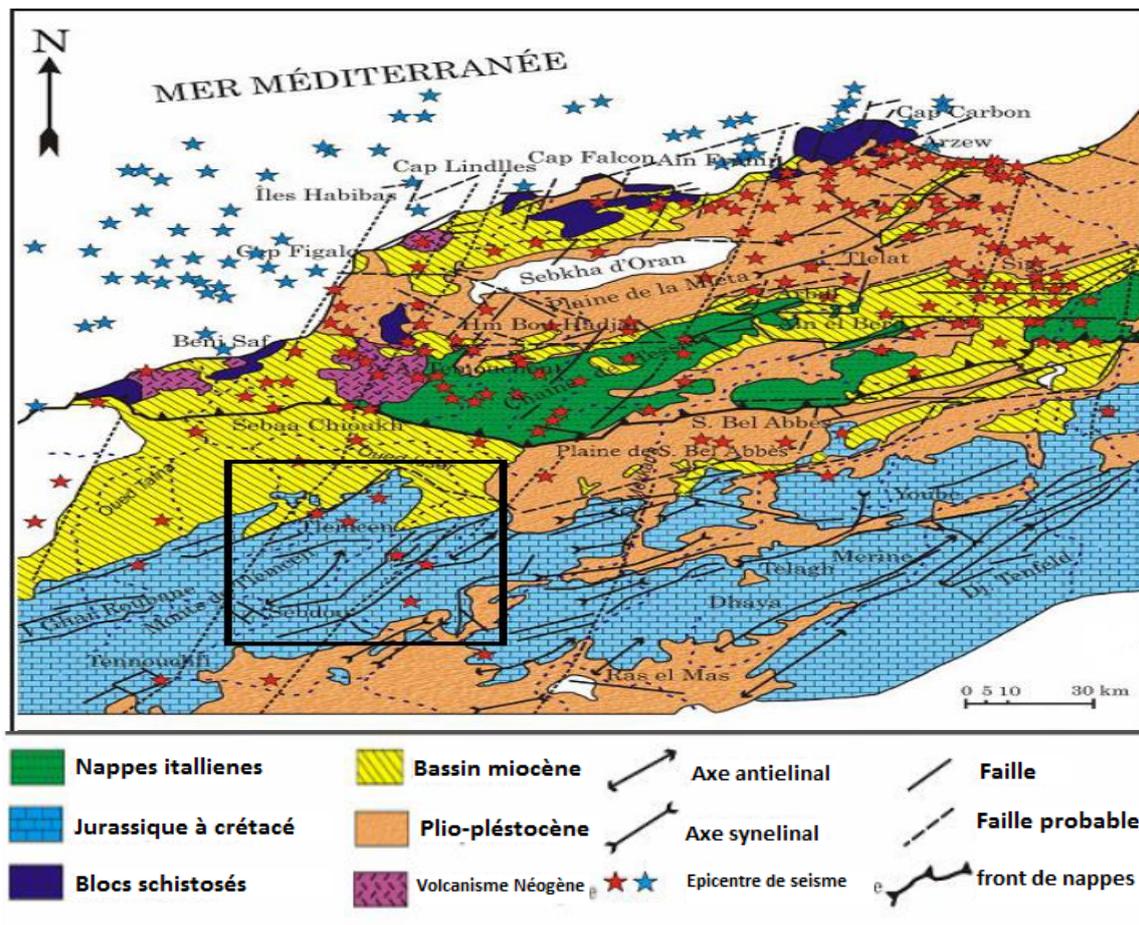


Figure II.3 : Carte structurale de l'Oranie Nord –Occidentale (Thomas, 1985).

II.3 ETUDE DES CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES :

II.3.1 Caractéristiques géométriques :

a) Superficie :

La surface du bassin versant de l'oued Boumessaoud est de 118 km².

b) Périmètre :

Le périmètre est la ligne de contour du bassin, sa mesure est faite à l'aide d'un curvimètre. Ou mieux, par des techniques de digitalisation et est généralement exprimée en km.

Le périmètre du notre bassin versant est de 59 km.

II.3.2 Caractéristiques de forme :

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, pour une même quantité de pluie, une forme allongée favorise un faible débit de pointe car l'eau met plus de temps à se rendre à l'exutoire. Ce phénomène est lié à la notion de *temps de concentration*.

a) Indice de compacité de Gravelius (K_c) :

Appelé aussi indice de forme, renseigne sur la forme du bassin versant, il est égal au rapport entre le périmètre (P) du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie que le bassin (S) (Roche, 1963).

Il est exprimé par la formule suivante :

$$K_c = 0,28 P\sqrt{S} \quad \text{EqII.1}$$

Avec :

K_c : indice de compacité de Gravelius.

P : Périmètre du bassin versant (km),

S : Surface du bassin versant (km²).

Dans le cas de notre bassin :

$$S = 118 \text{ km}^2, P = 59 \text{ km},$$

$$K_c = 0,28 * 59\sqrt{118}$$

$$K_c = 1,52$$

L'indice de compacité de Gravelius est généralement proche de 1 pour les bassins versants de forme circulaire et supérieur à 1 pour les bassins versants de forme allongée. Dans le cas de notre bassin, son indice de compacité de Gravelius de 1,52 indique qu'il est assez allongé.

b) Rectangle équivalent :

Le rectangle équivalent est un modèle mis au point par (Roche) pour comparer les bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. C'est une conversion géométrique, où le bassin devient un rectangle d'une longueur L , les courbes de niveau sont des droites parallèles aux largeurs l du rectangle.

La longueur du rectangle équivalent L (km)

$$L = \frac{K_c\sqrt{A}}{1.128} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c}\right)^2} \right] \quad \text{EqII.2}$$

$$L = 24,53 \text{ km}$$

La largeur du rectangle équivalent l (km)

$$l = \frac{K_c\sqrt{A}}{1.128} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{K_c}\right)^2} \right] \quad \text{Eq II.3}$$

$$l = 4,74 \text{ km}$$

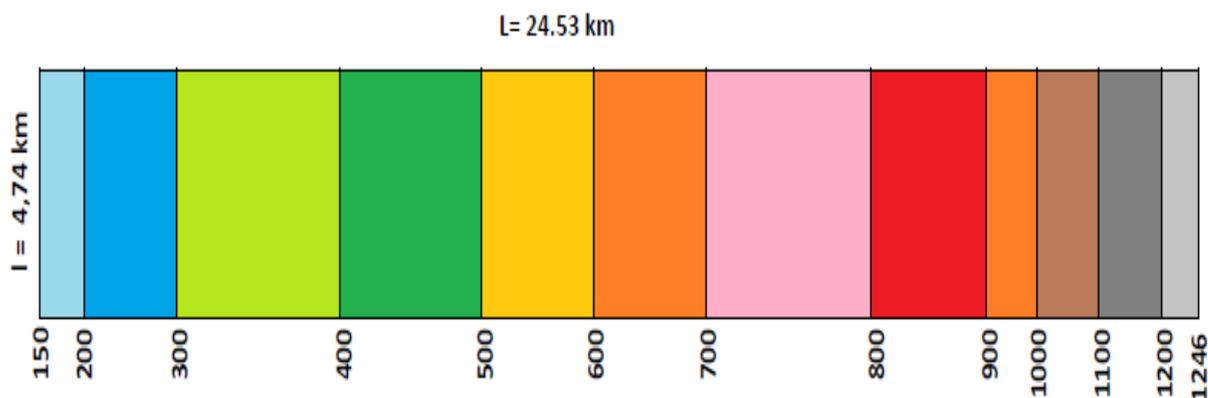


Figure II.4 : le rectangle équivalent

II.4 ETUDE DU RELIEF :

Les paramètres hydrométéorologiques varient en fonction de l'altitude (précipitations, température, etc.) et de la forme du bassin versant, il est donc aisé d'imaginer l'effet de la topographie sur le débit. La pente affecte également le débit. Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques suivants :

II.4.1 Courbe hypsométrique :

La courbe hypsométrique donne une image complète de la pente et de la topographie du bassin. Cette courbe montre la répartition de la superficie du bassin en fonction de l'altitude. Les données du tableau nous permettent de tracer la courbe hypsométrique et le diagramme des fréquences altimétriques pour le bassin d'oued Boumessaoud.

Tableau II.1: Répartition hypsométrique du bassin versant d'Oued Boumessaoud

Tranches d'Altitudes (m)	Surface partielle		Surface cumulée	
	Km ²	%	Km ²	%
1246-1200	1.725	1.46	1.725	1.46
1200-1100	5.125	4.34	6.85	5.8
1100-1000	5.175	4.39	12.025	10.19
1000-900	4.625	3.92	16.65	14.11
900-800	14.40	12.20	31.05	26.31
800-700	20.125	17.05	51.175	43.36
700-600	9.80	8.30	60.975	51.66
600-500	9.325	7.90	70.3	59.56
500-400	16.125	13.67	86.425	73.23
400-300	18.675	15.83	105.1	89.06
300-200	10.55	8.94	115.65	98
200-150	2.35	1.99	118	100

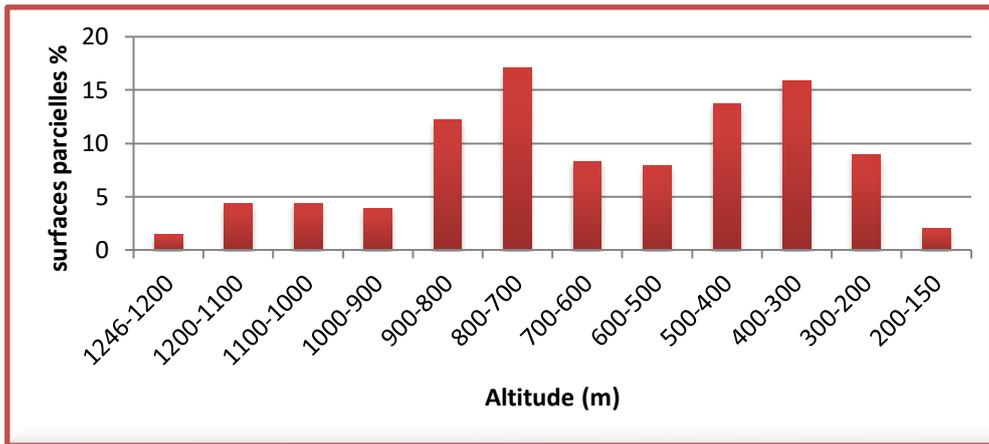


Figure II.5 : Histogramme des fréquences altimétriques.

L'histogramme des fréquences altimétriques que vous avez mentionné indique la répartition des altitudes dans votre bassin versant. Selon les informations fournies, plus de 80% de la surface du bassin versant se situe dans la plage d'altitude de 900 à 200 mètres.

De plus, une part significative de la surface du bassin versant, soit environ 60%, est répartie entre deux intervalles d'altitude. Environ 30% de la surface se trouve dans la plage d'altitude de 900 à 700 mètres, tandis que les 30% restants se trouvent dans la plage d'altitude de 500 à 300 mètres.

Ces informations sur la répartition altimétrique du bassin versant sont essentielles pour comprendre la topographie et la configuration du terrain. Elles peuvent être utilisées dans l'évaluation des risques d'inondation, la planification des aménagements hydrauliques et la gestion des ressources en eau.

Par exemple, les zones d'altitude plus élevée peuvent être sujettes à un ruissellement plus rapide des eaux de pluie, tandis que les zones d'altitude plus basse peuvent être plus propices à la formation d'accumulations d'eau et à des risques accrus d'inondations.

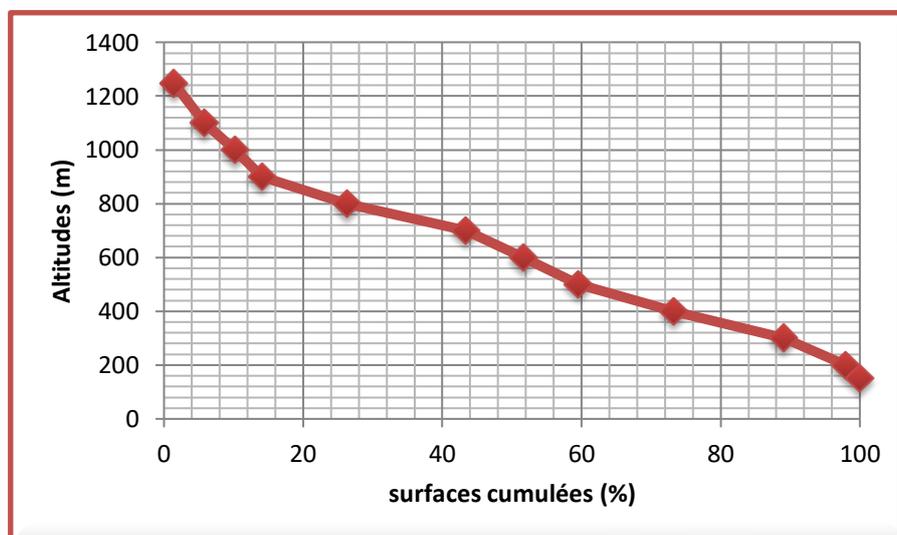


Figure II.6 : Courbe hypsométrique du sous bassin versant.

La courbe hypsométrique (fig.II.6) présente plusieurs caractéristiques importantes. Tout d'abord, elle montre une forte pente en haute altitude, autour de 900 mètres. Cela suggère qu'il existe une zone d'altitude élevée et abrupte dans votre bassin versant.

En outre, la courbe indique une répartition altimétrique homogène des surfaces. Cela signifie que les différentes altitudes sont relativement bien réparties dans la région, sans présenter de fortes concentrations dans des plages altimétriques spécifiques. Cette homogénéité altimétrique peut avoir des implications pour l'écoulement des eaux de pluie et la répartition des flux d'eau dans le bassin versant.

L'altitude maximale de 1246 mètres et l'altitude minimale de 150 mètres donnent une idée de la gamme d'altitudes couverte par notre bassin versant. Ces chiffres permettent également d'évaluer les différences de relief dans la région, ce qui peut avoir un impact sur les schémas d'écoulement des eaux de surface et les risques d'inondation.

L'altitude médiane de 610 mètres représente la valeur médiane des altitudes dans la région. Cela peut être utilisé comme point de référence pour comprendre la répartition altimétrique des terres et les variations de relief.

En ce qui concerne l'Oued Boumessaoud, il est mentionné qu'il est stable vis-à-vis de l'érosion. Cela indique que le cours d'eau ne subit pas de changements significatifs dans son tracé ou dans sa capacité à transporter les sédiments. C'est une information importante pour la gestion des ressources en eau et la planification des aménagements, car cela implique que le cours d'eau peut être relativement prévisible et stable dans sa capacité de drainage.

II.4.2 Altitudes caractéristiques :

La courbe hypsométrique et l'histogramme des fréquences altimétriques du bassin d'oued Boumessaoud nous permettent de déterminer les altitudes caractéristiques suivantes :

- **Altitude maximale (H_{max})** : correspond au haut du bassin versant et elle vaut 1246m.
- **Altitude minimale (H_{min})** : correspond au point le plus bas exutoire au confluent du bassin versant et elle vaut 150m.
- **Altitude moyenne (H_{moy})** est défini comme suit :

$$H_{moy} = \sum \frac{H_i \times A_i}{A} \quad \text{EqII.4}$$

Avec :

H_{moy} : altitude moyenne du bassin [m] ;

A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau [km²] ;

h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ;

A : superficie totale du bassin versant [km²].

Tableau II.2: Fractions des surfaces et les altitudes entre les courbes de niveau.

H_i	A_i	$H_i \times A_i$
1223	1,7255	2110,2865
1150	5,125	5893,75
1050	5,175	5433,75

950	4,625	4393,75
850	14,4	12240
750	20,125	15093,75
650	9,8	6370
550	9,325	5128,75
450	16,125	7256,25
350	18,675	6536,25
250	10,55	2637,5
175	2,35	411,25
A	118	
H_{moy}	623	

$$H_{moy} = 623m$$

L'altitude médiane (H_{med}) : correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique. Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière. $H_{med} = 610m$

II.4.3 Etude des pentes :

Ces indices ont pour but de décrire la pente des bassins, de les comparer et de les classer.

a) Indice de pente de Roche (I_p) :

On calcul cet indice à partir du rectangle équivalent. Ceci est égal à la somme des racines carrées des pentes moyennes de chaque élément pondéré par la surface intéressée, soit :

$$I_p = \frac{1}{L} \sum_{i=1}^n \sqrt{a_i * d_i} \quad (\text{Eq II.5})$$

Avec :

I_p : Indice de pente (m/km),

L : Longueur du rectangle équivalent (m),

a_i : Fraction en % de la surface A comprise entre deux courbes de niveau,

d_i : Distance entre 2 courbes de niveau successives appelée aussi dénivelée (m)

Tableau II.3: paramètres de calcul de l'indice de pente de Roche I_p .

a_i	d_i	$a_i \times d_i$	$\sqrt{a_i \times d_i}$
1,46	46	67,16	8,19
4,34	100	434	20,83
4,39	100	439	20,95
3,92	100	392	19,79
12,2	100	1220	34,92

17,05	100	1705	41,29
8,3	100	830	28,81
7,9	100	790	28,11
13,67	100	1367	36,97
15,83	100	1583	39,79
8,94	100	894	29,90
1,99	50	99,5	9,97
		$\Sigma\sqrt{(a_i \times d_i)}$	319,55
		I_p	1%

Donc $I_p=0.01=1\%$

b) Indice de pente global (I_g) :

L'aptitude de terrain au ruissellement dans un bassin versant est contrôlée en grande partie par l'influence du relief. Pour mettre se faire, on a utilisé l'indice de pente global I_g donné par la relation suivante :

$$I_g = \frac{D}{L} = \frac{H_{5\%}-H_{95\%}}{L} \quad (\text{Eq II.6})$$

Où,

I_g : indice globale de Roche

D : dénivelée (m).

La détermination de l'indice de pente global exige la connaissance de la dénivelée D

✓ La dénivelée c'est l'intervalle contenant 90 % de la superficie du bassin sur la courbe hypsométrique, elle s'exprime par l'équation suivante :

$$D = H_{5\%} - H_{95\%} \text{EqII.7}$$

D : Dénivelée (m),

$H_{5\%}$ et $H_{95\%}$: Valeurs lues sur le graphe sont :

$$H_{5\%} = 1150 \text{ m}, H_{95\%} = 250 \text{ m},$$

$D = 900 \text{ m}$.

Donc : $I_g = 0.03668 = 36.68 \text{ m/km}$

Tableau II.4: Classification du relief selon I_g par l'ORSTOM.

Classes	Indice de pente global	Type de relief
1	$I_g < 0.002$	Relief très faible
2	$0.002 < I_g < 0.005$	Relief faible
3	$0.005 < I_g < 0.01$	Relief assez faible
4	$0.01 < I_g < 0.02$	Relief modéré
5	$0.02 < I_g < 0.05$	Relief assez fort

6	$0.05 < I_g < 0.5$	<i>Relief fort</i>
7	$0.5 < I_g$	<i>Relief très fort</i>

D'après la classification d'ORSTOM (Tableau II.4), on peut dire que le bassin versant de l'Oued Boumessaoud présente un relief assez fort.

c) Dénivelée spécifique (D_s) :

On constate d'après sa formule que, pour un même bassin, l'indice I_g diminue lorsque la surface augmente, il est donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes. La dénivelée spécifique D_s ne présente pas cet inconvénient : elle est obtenue en corrigeant la pente globale I_g de l'effet de surface reconnu qui est inversement proportionnel à A .

$$D_s = I_g \sqrt{A} \quad (\text{Eq II.8})$$

Avec :

I_g : Indice de pente global de Roche $I_g = D/L$

A : Superficie totale du bassin versant $A = L * l$

Donc : $D_s = 395,62$ m

Elle donne une seconde classification de l'O.R.S.T.O.M indépendante de la surface du bassin :

Tableau II.5: Classification du relief selon D_s par l'ORSTOM

$D_s < 10$ m	<i>Relief très faible</i>
$10 \text{ m} < D_s < 25 \text{ m}$	<i>Relief faible</i>
$25 \text{ m} < D_s < 50 \text{ m}$	<i>Relief assez faible</i>
$50 \text{ m} < D_s < 100 \text{ m}$	<i>Relief modéré</i>
$100 \text{ m} < D_s < 250 \text{ m}$	<i>Relief assez fort</i>
$250 \text{ m} < D_s < 500 \text{ m}$	<i>Relief fort</i>
$D_s > 500 \text{ m}$	<i>Relief très fort</i>

Selon le tableau (II.5), le bassin est caractérisé par un fort relief, de sorte que l'influence des montagnes sur notre bassin est très importante.

La carte des pentes générée par le modèle numérique du terrain (M.N.T) de l'Oued Boumessaoud montre que plus de 90% de la topographie du bassin est composée de pentes supérieures à 5%, et le reste (10%) varie entre 0,007% et 4,5%. Cela confirme que le relief de ce bassin varie entre un aspect fort et très fort. (Bouguerra.2015)

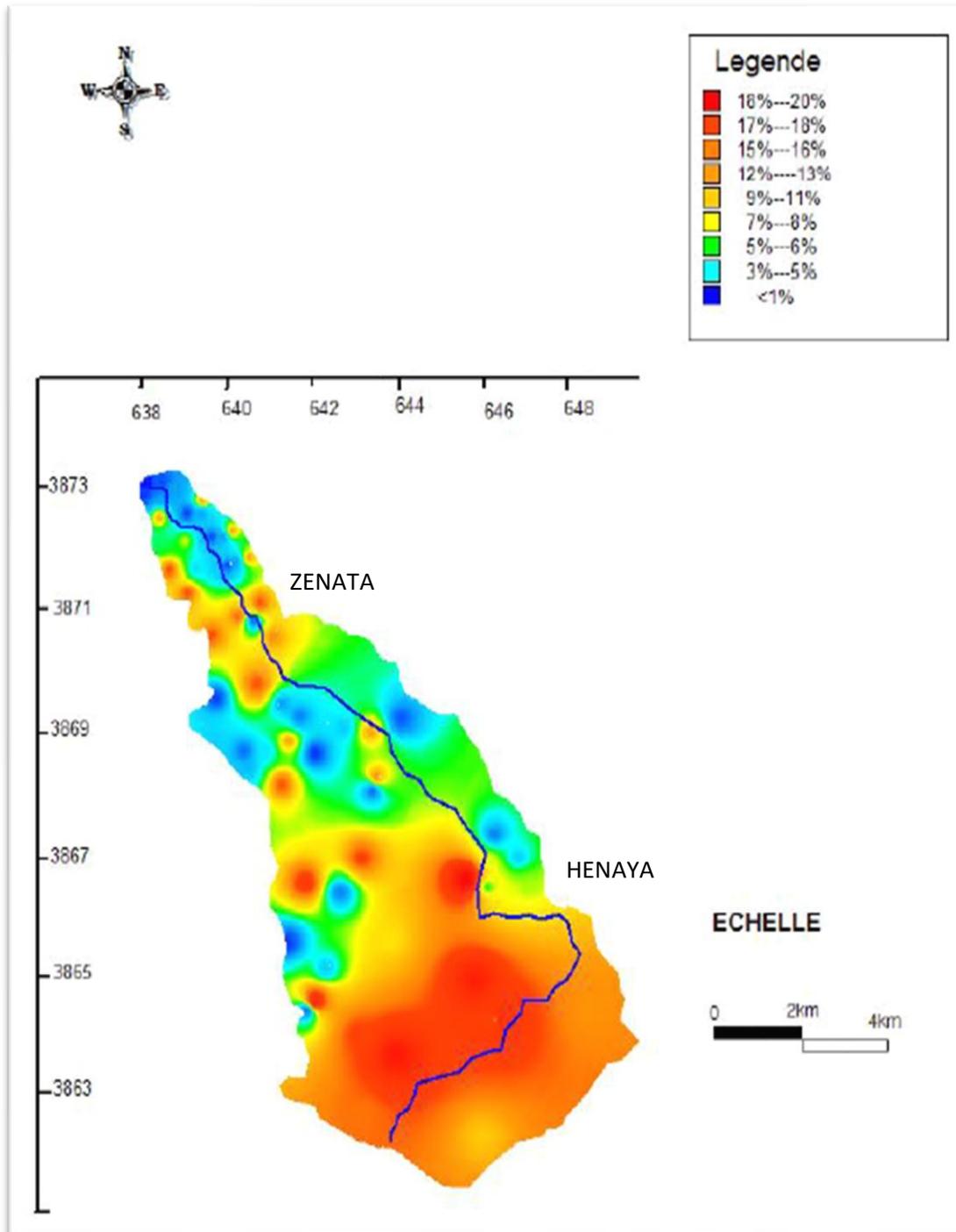


Figure II.7 : Carte de pente du bassin versant de Oued Boumessaoud (Bouguerra.2015)

II.5 ETUDE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE :

La disposition du réseau hydrographique est liée en grande partie à l'évolution des phénomènes structuraux, qui ont affecté la région au cours des temps géologiques (Seladji,2000).

Le réseau hydrographique est représenté par des canaux de drainage naturels qui représentent le chemin d'écoulement provenant des précipitations ou de la recharge des eaux souterraines temporaires ou continues (Roche, 1963).

Deux rivières principales drainent le bassin versant étudié : l'Oued Boumessaoud qui se dirige vers le nord dans une direction SE-NW, et son principal affluent, l'Oued Bou-Medjmar, qui s'écoule également vers le nord mais dans une direction SSE-NNW. Ces deux vallées se rejoignent à Sidi-Messaoud avant de se jeter dans la TAFNA après avoir rejoint l'Oued Zitoune en aval. (Figure II.6)

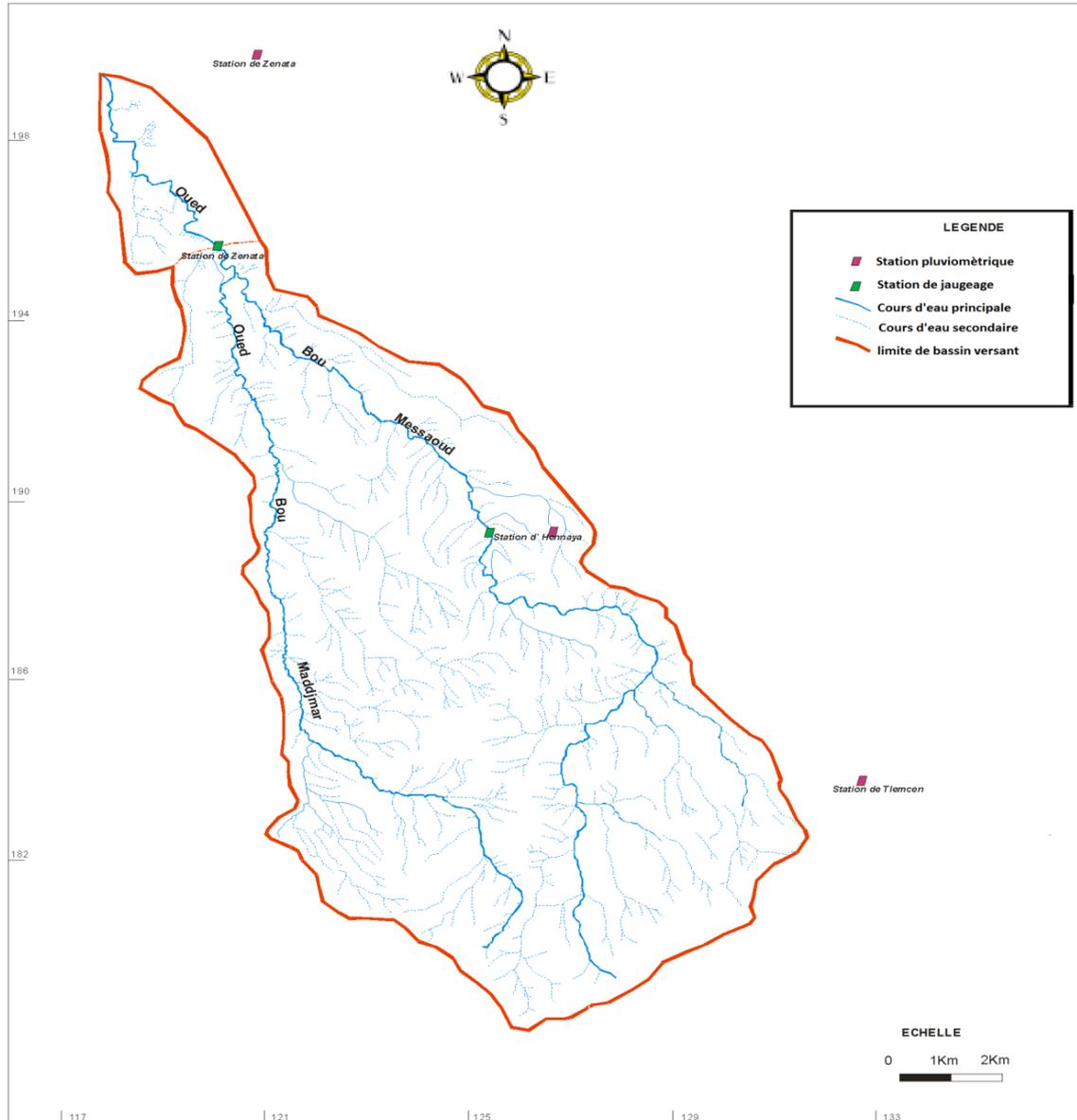


Figure II.8 : Réseau hydrographique d'Oued Boumessaoud (Medane.2012)

Pour bien décrire un réseau hydrographique, on peut utiliser une classification des tronçons des cours d'eau qui est facilitée par un système de numérotation. La classification de **Strahler** (1957) est la plus utilisée et se base sur les règles suivantes :

- a) Tout cours d'eau sans tributaires est d'ordre 1 ;
- b) À l'endroit où deux cours d'eau de même ordre se rejoignent,
- c) Le cours d'eau résultant est d'ordre $(n + 1)$;
- d) Un cours d'eau qui reçoit un affluent d'ordre inférieur conserve son ordre.

Tableau II.6: Classification des cours d'eau suivant les ordres (Medane.2012)

Ordre	Nombre de Talwegs	Longueurs cumulées (km)	Longueurs moyennes (km)
1	343	142	0.41
2	75	70	0.93
3	15	26	1.73
4	3	32	10.16
5	1	11.5	11.5

II.5.1 Rapport de confluence :

Le rapport de confluence est un nombre sans dimension qui exprime le développement d'un réseau de drainage dans une région donnée. Il peut varier en fonction de l'ordre considéré et est un élément important à prendre en compte pour faire des comparaisons entre différentes régions. Il est défini par :

$$R_c = N_n n / N (n + 1) \quad (\text{Eq II.9})$$

R_c : rapport de confluence.

N_n : nombre de cours d'eau d'ordre n.

N_{n+1} : nombre de cours d'eau d'ordre n+1.

Tableau II.7: Calcul de rapport de confluence

Ordre	Nombre de Talwegs	R_c
1	343	$343/75 = 4.57$
2	75	$75/15 = 5$
3	15	$15/3 = 5$
4	3	$3/1 = 3$
5	1	-

$$R_{cm} = \frac{\sum R_c}{n} = \frac{17.57}{4} = 4.39$$



Figure II.9: Droite représentative du nombre de Thalwegs en fonction de l'ordre.

Le rapport Rcm est la pente de la droite $a = \frac{\log 15 - \log 3}{4 - 3} = 0.7$

Donc $R_{cm} = \text{Log } a = 4.9$

II.5.2 Rapport des longueurs :

Le rapport des longueurs selon *Strahler* est une mesure utilisée pour analyser les réseaux de drainage et évaluer leur développement. Cette méthode prend en compte le nombre d'ordres des cours d'eau qui composent un réseau, c'est-à-dire le nombre de fois qu'un cours d'eau se divise en deux. Plus le nombre d'ordres est élevé, plus le réseau de drainage est développé. Il est défini par :

$$RL = \frac{L_{N+1}}{L_N} \quad \text{Eq II.10}$$

L_N : longueur de cours d'eau d'ordre n.

L_{N+1} : longueur de cours d'eau d'ordre n+1.

Tableau II.8: Calcul de rapport des longueurs.

Ordre	Nombre de Thalwegs	Longueurs cumulées (km)	Longueurs moyennes (km)	RL
1	343	142	0.41	2,27
2	75	70	0.93	1,86
3	15	26	1.73	5,87
4	3	32	10.16	1,13
5	1	11.5	11.5	-

$$R_{lm} = \frac{\sum R_l}{n} = \frac{11.13}{4} = 2.78$$

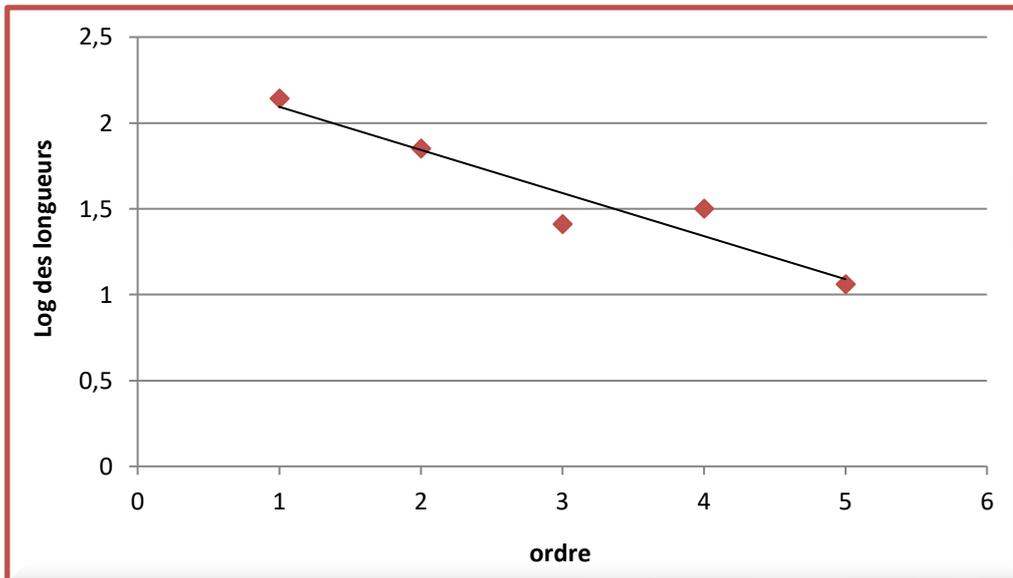


Figure II.10: Droite des longueurs des Thalwegs en fonction de l'ordre.

D'après la figure on peut calculer R_{Lm}

$$R_{Lm} = \text{Log}^{-1}a$$

Avec : $a = 0,53, R_{Lm} = 3,38$.

En se basant sur les valeurs du rapport de confluence et du rapport des longueurs, on peut La densité de drainage :

La densité du drainage introduite par *Horton* évaluée par le rapport entre la longueur totale des lits et l'aire du bassin correspondant, elle s'exprime en km/km^2 .

$$D_d = \frac{\sum L}{A} \quad \text{EqII.11}$$

Avec :

L : longueur cumulée de tous les thalwegs du bassin (Km).

A : aire du bassin (Km^2).

$$D_d = 2.38 \text{ km}/\text{km}^2$$

II.5.3 La densité hydrographique :

Représente le rapport du nombre total de thalweg à la superficie du bassin, elle s'exprime en km^{-2} .

$$F = \frac{N_t}{A} \quad \text{EqII.12}$$

Avec

N_t : Nombre total de thalweg.

A : Superficie du bassin (Km^2).

$$F = 3.70 \text{ km}^{-2}$$

✓ La densité hydrographique pour l'ordre 1 (F_1), c'est le rapport du nombre total de thalweg d'ordre 1 à la superficie du bassin.

$$F_1 = \frac{N_1}{A} \quad \text{EqII.13}$$

Avec :

N_1 : Nombre total des cours d'eau d'ordre 1.

A: Surface (km²).

$$F1 = 2.91 \text{ km}^2$$

II.5.4 Coefficient de torrentialité :

La fréquence des thalwegs d'ordre 1 et la densité de drainage sont prises en compte pour calculer le coefficient de torrentialité dans la formule suivante :

$$C_t = D_d * F1 \quad \text{EqII.14}$$

Avec :

D_d : Densité de drainage (km/km²).

$F1$: Fréquence des thalwegs d'ordre 1 (km⁻²).

$$C_t = 6.92$$

Donc le coefficient de torrentialité indique que le bassin étudié est vulnérable à l'érosion en raison de la combinaison de fortes précipitations et d'une topographie en pente.

II.5.5 Temps de concentration :

Le temps de concentration est le temps nécessaire pour qu'une particule d'eau située à la partie la plus éloignée du bassin versant parvienne à l'exutoire, pour son calcul, nous faisons appel à la formule de Giandotti :

$$T_c = \frac{4\sqrt{S} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \quad \text{EqII.15}$$

Avec :

T_c : Temps de concentration (heure),

S : Superficie du bassin (km²),

L : Longueur du thalweg principal (km),

H_{moy} : Altitude moyenne (m),

H_{min} : Altitude minimale (m).

$$T_c = 4h30min$$

II.5.6 Profil longitudinal de l'oued Boumessaoud :

Le graphique montre que le profil en long de l'Oued Boumessaoud s'étend de Ain Zarifet (à 1200 m d'altitude) à sa rencontre avec l'Oued Zitoun. Sur le premier tronçon (Ain Zarifet à Sidi Slimane), la pente est de 15%, mais elle s'adoucit sur le deuxième tronçon qui s'arrête à Ain El Hammam, où elle est de l'ordre de 3%. Cette rupture de pente est attribuée à la présence de failles d'effondrement, telles que la faille NE-SW de Zarifet à Sidi Slimane, la faille de Beni Mester et la faille de Ain El Hammam.

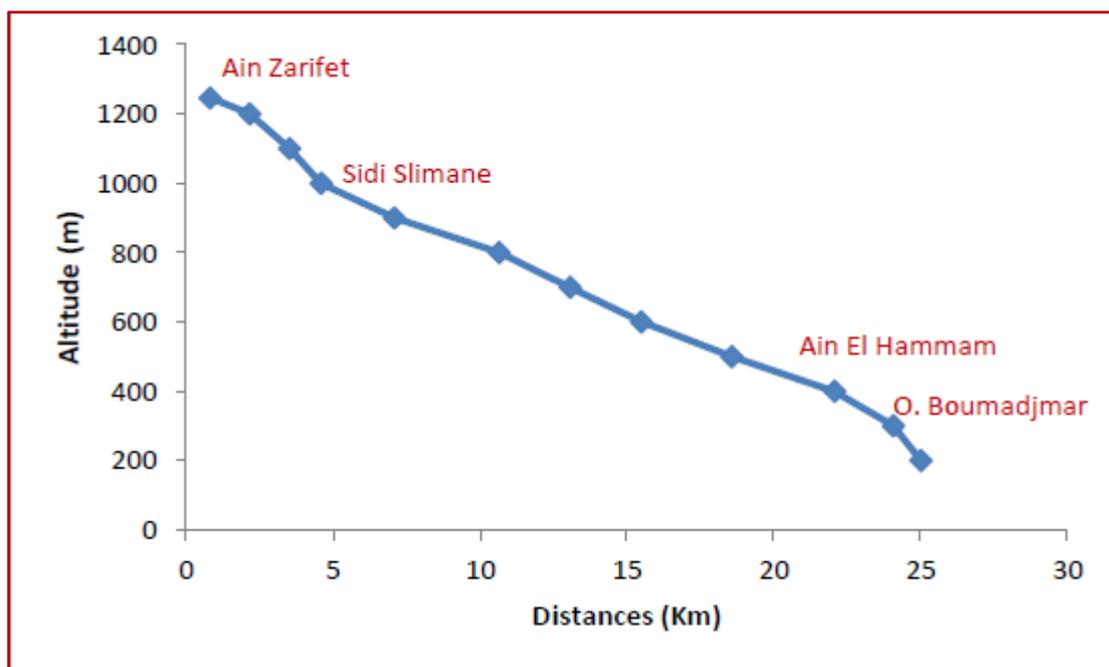


Figure II.11: Profil en long d'Oued Boumessaoud. (Medane.2012)

II.6 CONCLUSION :

Dans ce chapitre, nous avons tenté de mettre en lumière les principales caractéristiques du bassin versant de l'oued Boumessaoud qui affectent l'écoulement souterrain et de surface en général. Ces caractéristiques sont présentées dans le tableau récapitulatif suivant :

Caractéristiques	Unités	Valeurs
Surface (S)	Km ²	118
Périmètre (P)	Km	59
Indice de compacité de Gravelius (Kc)	/	1.52
Longueur du rectangle équivalent (L)	Km	24.53
Largeur du rectangle équivalent (l)	Km	4.74
Altitude minimale (Hmin)	m	150
Altitude maximale (Hmax)	m	1246
Altitude moyenne (Hmoy)	m	623
Altitude médiane (Hméd)	m	600
Indice de pente de Roche (Ip)	%	1
Indice de pente global (Ig)	m/km	36.68
Dénivelée spécifique (Ds)	m	395.62
Densité de drainage (Dd)	Km/Km ²	2.38
Densité hydrographique(F)	Km ⁻²	3.70

Rapport de confluence (Rc)	/	4.39
Rapport des longueurs (RL)	/	2.78
Coefficient de torrencialité (Ct)	/	6.92
Temps de concentration (Tc)	Heure	4h30min

Chapitre III :

Etude Hydro-climatique

III.1 INTRODUCTION :

L'étude hydro-climatique du bassin versant de l'Oued Boumessaoud revêt une grande importance pour analyser l'interaction entre les précipitations et les conditions hydrologiques. Elle permet de comprendre les schémas de précipitation, les régimes de débit et les variations dans le temps, ainsi que les tendances à long terme qui peuvent avoir un impact sur l'hydrologie du bassin.

L'analyse des données hydrologiques et climatiques permet de déterminer les caractéristiques du régime hydrologique, telles que les débits moyens, les débits de crue, les périodes d'étiage, etc. Cela permet de mieux appréhender la disponibilité et la variabilité des ressources en eau dans le bassin versant. Ces informations sont essentielles pour la planification et la gestion des ressources en eau, notamment pour l'agriculture, l'approvisionnement en eau potable, la production d'énergie hydroélectrique et la préservation des écosystèmes aquatiques.

De plus, les études hydro-climatiques sont également utiles pour détecter d'éventuelles tendances à long terme dans le régime hydrologique du bassin versant. Par exemple, elles peuvent révéler des variations saisonnières ou interannuelles dans les précipitations et les débits, ainsi que des changements graduels sur plusieurs décennies. Ces tendances peuvent être liées à des facteurs tels que le changement climatique, la déforestation, l'urbanisation ou d'autres processus environnementaux.

III.2 ETUDE DES PARAMETRES CLIMATIQUES :

Les données utilisées pour cette étude ont été collectées auprès de l'ANRH (Agence Nationale des Ressources Hydrauliques) à partir de deux stations pluviométriques, à savoir Zenata (situé en aval de bassin versant) et Tlemcen (en amont de bassin versant), sur une période allant de 1981/82 à 2020/21.

III.2.1 Présentation des stations :

Les caractéristiques des stations hydro-pluviométriques du bassin versant d'oued Boumessaoud sont données dans le tableau suivant :

Tableau III.1: Présentation de la station pluviométrique.

<i>Station</i>	<i>Code</i>	<i>Altitude (m)</i>	<i>Longitude</i>	<i>Latitude</i>	<i>Période d'observation</i>
<i>Zenata</i>	605310	246	1°47'40''W	35°01'10''N	1981/1982 – 2020/2021
<i>Tlemcen</i>	160724	832	1°19' W	34°52' N	1981/1982 – 2020/2021

III.2.2 Etude des précipitations :

L'étude de la variabilité des précipitations est un élément clé pour comprendre les fluctuations du climat et ses paramètres tels que les températures et l'écoulement des cours d'eau. En effet, les précipitations ont un impact direct sur l'écoulement de surface, en influençant la quantité d'eau disponible dans les bassins versants. Ainsi, une analyse approfondie des précipitations, de leur répartition spatiale et temporelle, ainsi que des facteurs qui les influencent est

essentielle pour mieux comprendre les relations entre le climat et l'hydrologie des bassins versants.

Pour cette étude, nous avons recueilli des données de précipitations sur une période de 40 ans (de 1981/1982 à 2020/2021) mesurées au deux stations Zenata et Tlemcen.

III.2.2.1 Variation des précipitations annuelles :

Il est important de déterminer les précipitations annuelles en raison de la réapparition de leur variabilité temporelle. Cette analyse permet d'identifier les périodes de stress hydrique en les comparant à un seuil jugé normal ou moyen, ainsi que d'établir les bilans annuels moyens de l'écoulement.

Les valeurs de précipitations recueillies sont présentées dans le tableau III.2 et le tableau III.3 :

Tableau III.2: Précipitations annuelles enregistrées à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)

<i>Années</i>	<i>P (mm)</i>	<i>Années</i>	<i>P (mm)</i>	<i>Années</i>	<i>P (mm)</i>	<i>Années</i>	<i>P (mm)</i>
1981/1982	332,22	1991/1992	474,61	2001/2002	490,44	2011/2012	437,67
1982/1983	305,85	1992/1993	326,95	2002/2003	469,34	2012/2013	748,82
1983/1984	326,94	1993/1994	363,87	2003/2004	595,9	2013/2014	442,97
1984/1985	290,03	1994/1995	416,6	2004/2005	363,85	2014/2015	543,15
1985/1986	395,5	1995/1996	495,68	2005/2006	464,05	2015/2016	348,04
1986/1987	469,33	1996/1997	305,84	2006/2007	337,5	2016/2017	437,68
1987/1988	337,5	1997/1998	305,86	2007/2008	421,87	2017/2018	553,7
1988/1989	384,95	1998/1999	290,05	2008/2009	685,55	2018/2019	432,42
1989/1990	400,78	1999/2000	284,75	2009/2010	622,26	2019/2020	390,22
1990/1991	500,97	2000/2001	342,76	2010/2011	458,8	2020/2021	355,63
Précipitations moyennes = 414.07 mm							

Tableau III.3: Précipitations annuelles enregistrées à la station de Tlemcen (1981/1982-2020/2021)

<i>Années</i>	<i>P (mm)</i>						
1981/1982	383,2	1991/1992	515	2001/2002	514,43	2011/2012	777,5
1982/1983	349	1992/1993	399,23	2002/2003	525,91	2012/2013	488,67
1983/1984	361,8	1993/1994	413,42	2003/2004	406,12	2013/2014	552,1
1984/1985	345,37	1994/1995	444,19	2004/2005	520,78	2014/2015	395,51
1985/1986	518,58	1995/1996	559,97	2005/2006	387,25	2015/2016	456,36
1986/1987	524,59	1996/1997	343,87	2006/2007	475,87	2016/2017	595,43
1987/1988	397,08	1997/1998	376,11	2007/2008	773,09	2017/2018	431,92

1988/1989	433,95	1998/1999	347,17	2008/2009	657,83	2018/2019	434,47
1989/1990	456,04	1999/2000	326,25	2009/2010	504,48	2019/2020	339,32
1990/1991	581,91	2000/2001	421,12	2010/2011	472,74	2020/2021	364,45
Précipitations moyennes = 449.83 mm							

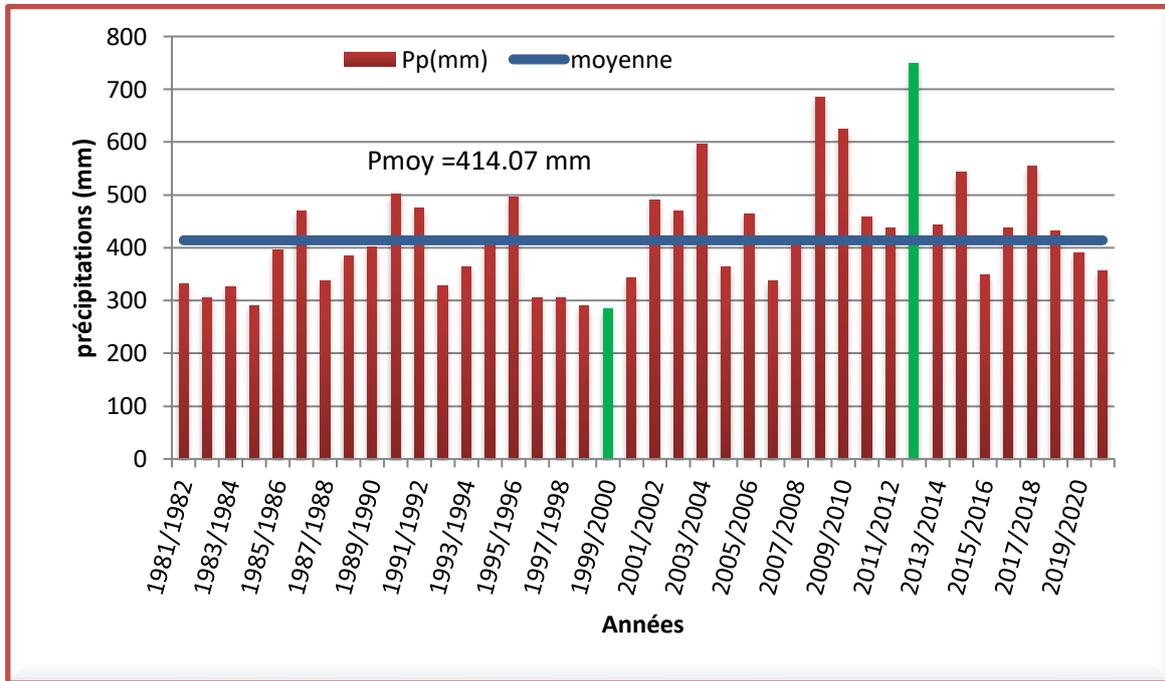


Figure III.1: Variations des totaux annuels des précipitations à la station Zenata (1981/1982-2020/2021).

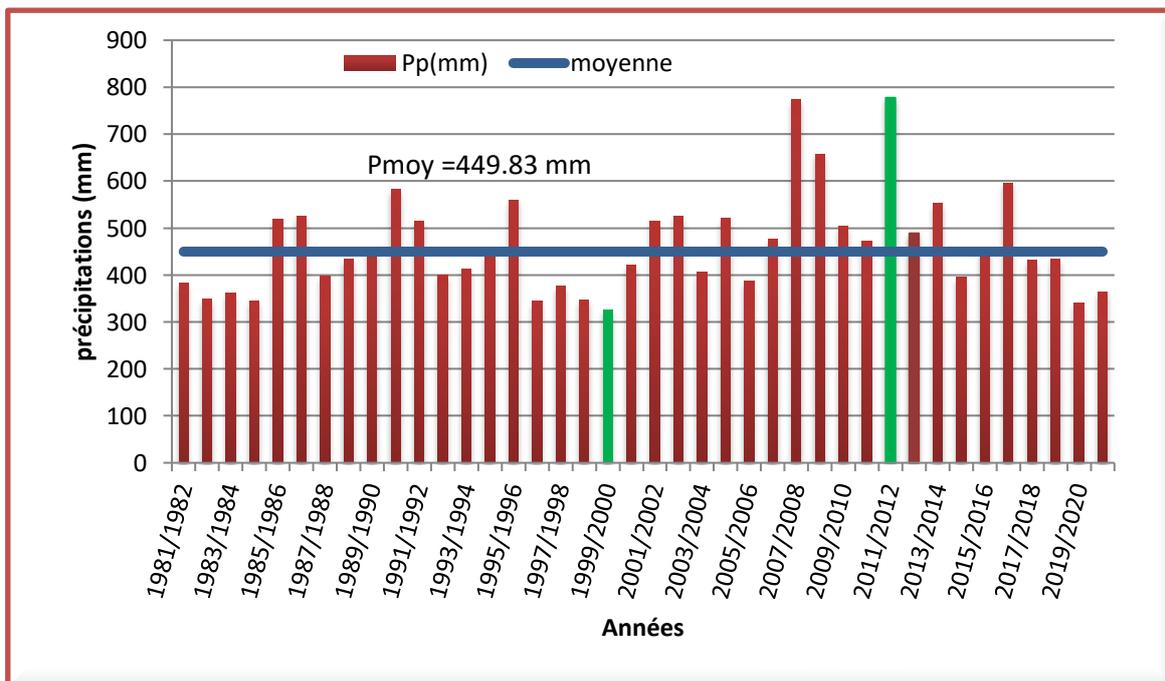


Figure III.2: Variations des totaux annuels des précipitations à la station Tlemcen (1981/1982-2020/2021).

Les figures III.1 et III.2 présentent la variation de la pluviométrie annuelle dans la région étudiée sur une période de 40 ans, de 1981/1982 à 2020/2021. L'analyse des données de pluviométrie montre des variations interannuelles significatives, ce qui indique une certaine irrégularité des précipitations dans la région.

Pour la station de Zenata, sur les 40 années étudiées, 18 années ont enregistré des hauteurs pluviométriques supérieures à la moyenne annuelle de 414.07 mm. Le total annuel maximum de précipitations moyennes a été enregistré en 2012/2013 avec 733 mm, tandis que le total annuel minimum a été enregistré en 1999/2000 avec 279.48 mm. Cela démontre une variation considérable des précipitations d'une année à l'autre.

De même, pour la station de Tlemcen, la variabilité interannuelle montre que 17 des 30 années étudiées ont enregistré des précipitations supérieures à la moyenne annuelle de 449.83 mm. Le maximum annuel a été enregistré en 2011-2012 avec 777,5 mm, tandis que le minimum a été enregistré en 1999-2000 avec 326,25 mm.

Le coefficient d'immodération, qui est le rapport entre les précipitations maximales et minimales, est de 2,62 pour Zenata et de 2,38 pour Tlemcen. Cela confirme l'irrégularité des précipitations dans la région étudiée, avec des variations significatives d'une année à l'autre.

Cette irrégularité des précipitations souligne l'importance de prendre en compte la variabilité interannuelle lors de l'analyse hydrologique et de la gestion des ressources en eau. Les variations des précipitations peuvent avoir un impact sur le régime hydrologique du bassin versant, notamment sur les débits de crue et les périodes d'étiage. Il est donc essentiel de prendre en compte cette variabilité lors de la conception et de la gestion des infrastructures hydrauliques, ainsi que dans la planification de l'utilisation des ressources en eau.

III.2.2.2 Variation des précipitations mensuelles :

Les valeurs moyennes mensuelles des précipitations pour la période (1981/1982-2020/2021) sont résumées dans le tableau ci-dessous.

Tableau III.4: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations (1981/1982-2020/2021).

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MRS	AVR	MAI	JUN	JLT	AUT
Zenata	24,91	39,55	61,17	43,11	54,05	44,16	49,30	43,91	35,70	8,50	2,33	7,36
Tlemcen	24,55	39,65	64,45	49,43	61,58	49,72	54,75	47,81	40,09	8,91	2,65	6,21

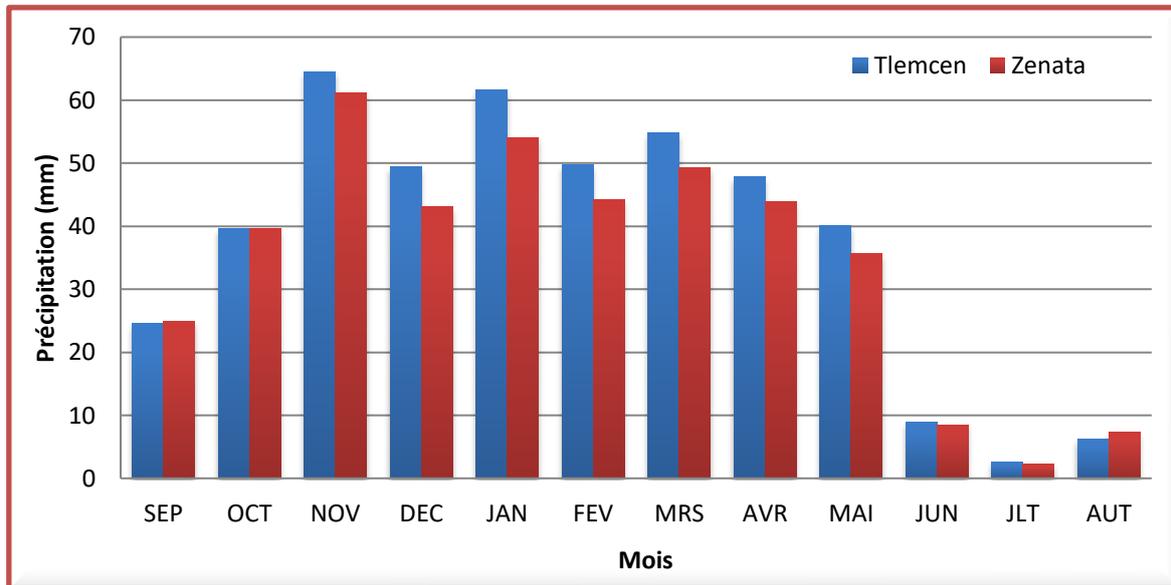


Figure III.3: Variation des précipitations moyennes mensuelles (1981/1982-2020/2021)

L'analyse de la variation des précipitations moyennes mensuelles le long du bassin versant de l'Oued Boumessaoud révèle une diminution de la moyenne mensuelle des précipitations de l'amont à l'aval du bassin. Autrement dit, les précipitations moyennes sont plus élevées aux altitudes plus élevées (station de Tlemcen) par rapport aux altitudes plus basses (station de Zenata).

Cette variation décroissante des précipitations moyennes mensuelles le long du bassin versant indique l'influence de l'altitude sur la répartition des précipitations. Les régions situées à des altitudes plus élevées reçoivent généralement des précipitations plus abondantes en raison de l'effet de l'orographie, qui favorise la formation de nuages et les précipitations.

Le mois de novembre se distingue comme le mois le plus pluvieux pour les deux stations, avec 64.45 mm de précipitations en moyenne pour Tlemcen et 61 mm pour Zenata. Cela peut être dû à des conditions météorologiques spécifiques, telles que des systèmes de précipitations associés à des fronts météorologiques ou des perturbations atmosphériques.

En revanche, le mois de juillet est le plus sec, avec seulement 2.6 mm de précipitations en moyenne pour Tlemcen et moins de 2.3 mm pour Zenata. Cela peut être attribué à des caractéristiques climatiques estivales, telles que des conditions anticycloniques et des masses d'air chaud et sec qui prévalent pendant cette période.

La répartition mensuelle des précipitations est un facteur déterminant pour la répartition saisonnière ou périodique des précipitations tout au long de l'année. Elle influence directement le régime hydrologique du bassin versant, y compris les débits des cours d'eau, la recharge des aquifères et la disponibilité des ressources en eau pour divers usages.

Il est donc essentiel de prendre en compte cette répartition mensuelle des précipitations dans la gestion des ressources en eau du bassin versant. Cela peut impliquer la mise en place de mesures d'adaptation, telles que le stockage des eaux de pluie, l'optimisation de l'utilisation de l'eau pendant les périodes sèches, et la planification de l'irrigation et d'autres activités liées à l'eau en fonction de la disponibilité saisonnière des précipitations.

III.2.2.3 Variation des précipitations saisonnière :

Les quatre saisons de l'année sont des tranches de trois mois (soit un trimestre), et qui ont des conditions climatiques à peu près constantes.

Les quatre saisons correspondent à :

- Automne : Septembre, Octobre, Novembre
- Hiver : Décembre, Janvier, Février
- Printemps : Mars, Avril, Mai
- Eté : Juin, Juillet, Août

Le tableau III.4 illustre la distribution des précipitations moyennes saisonnières pour la période 1981/1982 à 2020/2021.

Tableau III.5: Répartition des précipitations moyennes saisonnières à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Zenata	125,64	141,33	128,92	18,19
Tlemcen	128,67	160,74	142,66	17,77

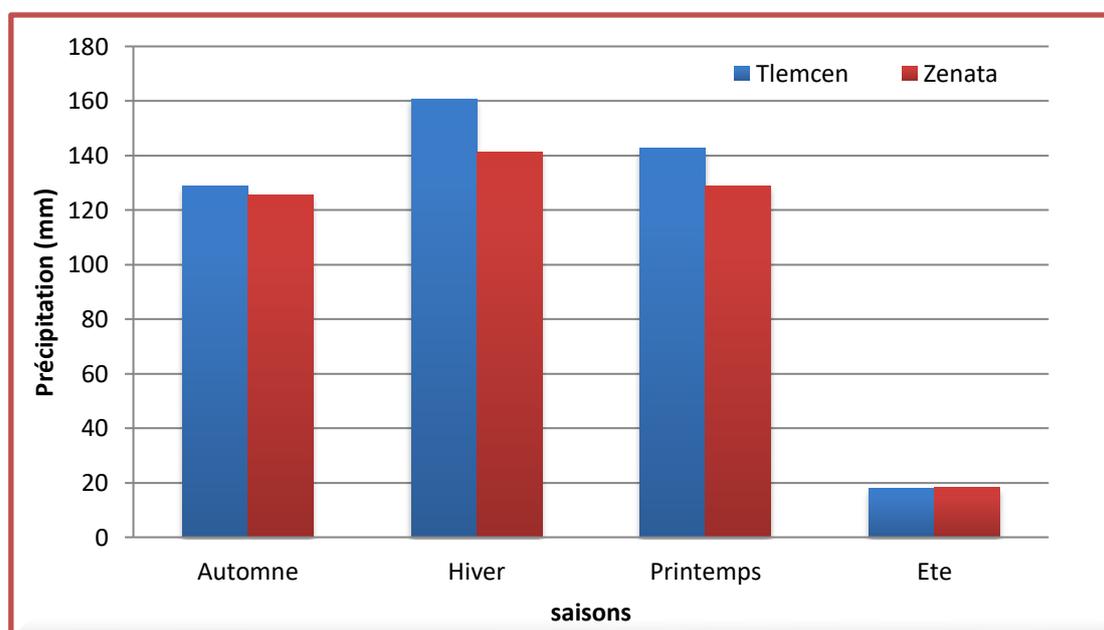


Figure III.4: Variations saisonnières des précipitations (1981/1982-2020/2021)

La figure III.4 illustre la distribution saisonnière des précipitations dans la région étudiée. Elle permet de distinguer deux périodes distinctes : une période sèche, correspondant à l'été, et une période pluvieuse couvrant le reste de l'année (automne, hiver et printemps).

Dans la période sèche, les précipitations sont inférieures à 20 mm. Cela indique une faible pluviométrie pendant l'été dans la région étudiée. Les conditions sèches de cette période peuvent avoir des implications importantes pour la disponibilité des ressources en eau, notamment pour l'agriculture et l'approvisionnement en eau potable.

En revanche, dans les autres saisons (automne, hiver et printemps), les précipitations moyennes saisonnières dépassent les seuils de 100 mm pour Zenata et 140 mm pour Tlemcen.

Cela dénote une période pluvieuse plus intense et une répartition saisonnière des précipitations plus élevée pendant ces saisons.

La différence de répartition des précipitations entre Zenata et Tlemcen peut être attribuée à l'influence de l'altitude dans la région du bassin de la Tafna. En effet, Tlemcen est située à une altitude plus élevée (environ 832 mètres) par rapport à Zenata (environ 246 mètres). L'altitude a un impact significatif sur la distribution des précipitations, avec généralement des quantités plus élevées de précipitations observées à des altitudes plus élevées.

Cette variabilité spatiale des précipitations liée à l'altitude dans la région du bassin de la Tafna souligne l'importance de prendre en compte les caractéristiques géographiques et topographiques lors de l'analyse hydrologique et de la gestion des ressources en eau. Ces différences spatiales peuvent influencer les débits des cours d'eau, la recharge des aquifères et la disponibilité des ressources en eau dans différentes parties du bassin versant.

III.2.2.4 Variation des précipitations journalières :

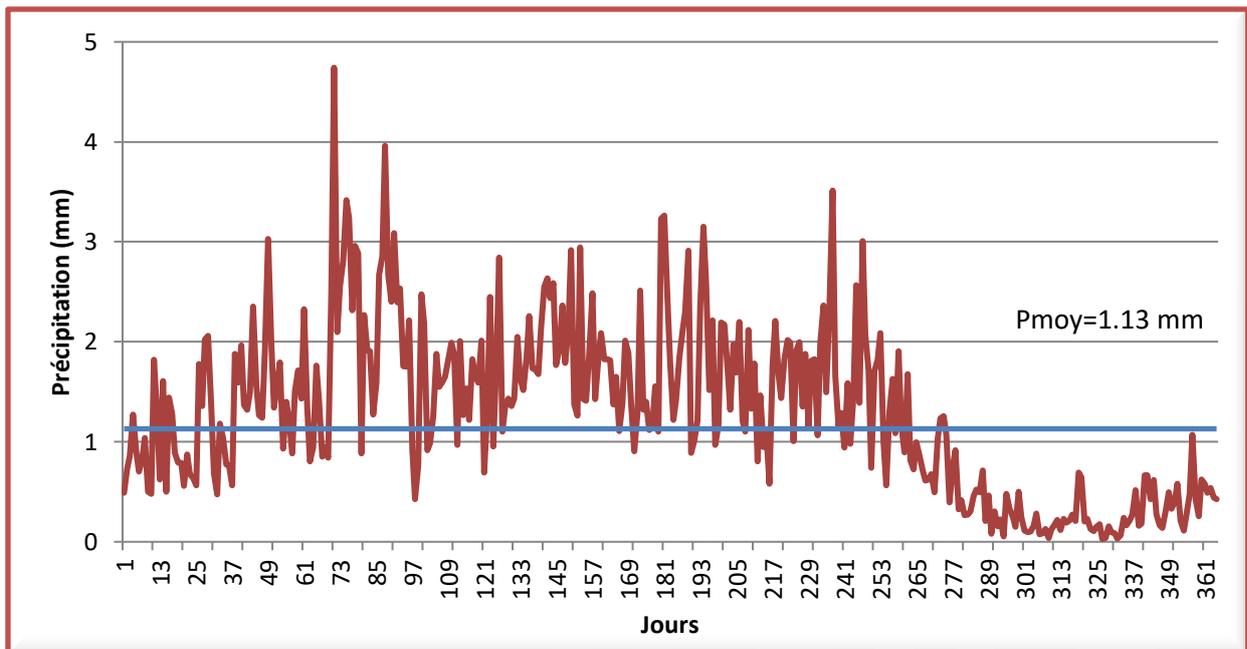


Figure III.5: Variations des moyennes journalières de précipitations à la station Zenata (1981/1982-2020/2021)

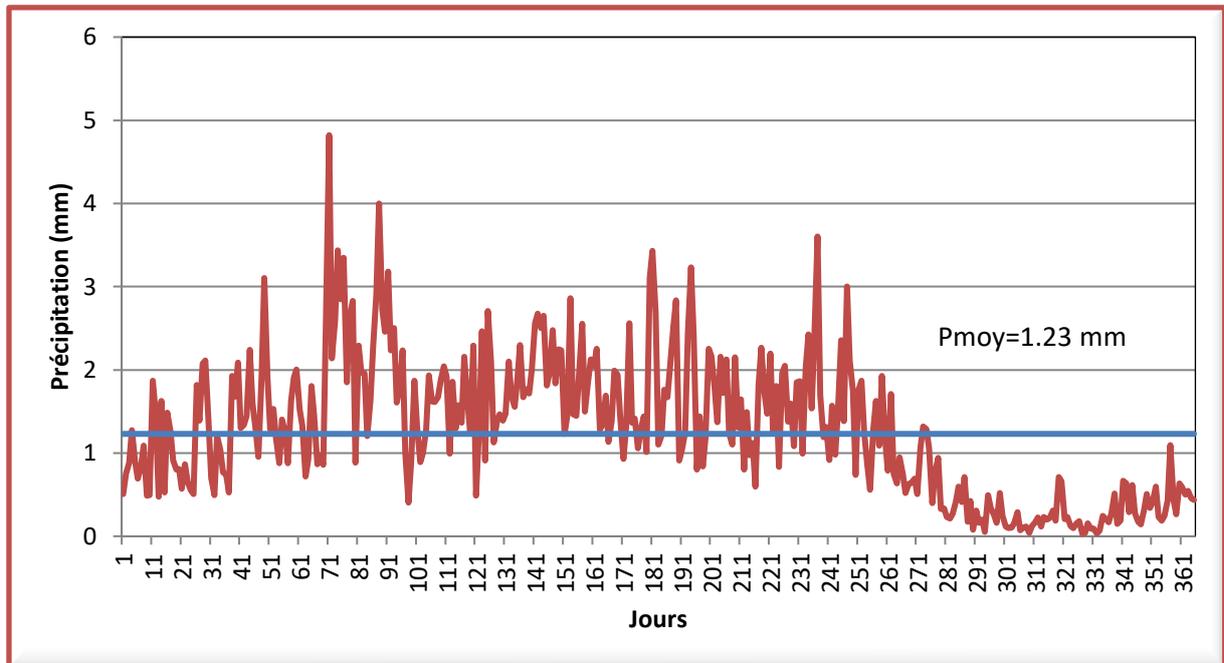


Figure III.6: Variations des moyennes journalières de précipitations à la station Tlemcen (1981/1982-2020/2021)

La fluctuation des moyennes journalières de précipitations est très irrégulière. On remarque que le nombre de jours les plus pluvieux se situe en hiver et au printemps, et le maximum quotidien moyen est toutefois observé en novembre pour les deux stations, avec une moyenne de 1.13mm à Zenata et 1.23 mm à Tlemcen.

III.2.3 Etude statistique des précipitations :

L'ajustement statistique est une méthode utilisée pour évaluer l'adéquation entre un modèle calculé et une variable aléatoire étudiée. Son objectif est de vérifier si le modèle proposé représente de manière satisfaisante les données observées. L'idée est de réduire la complexité des données en utilisant un nombre limité de paramètres statistiques qui captent les caractéristiques essentielles de la variable étudiée.

En utilisant l'ajustement statistique, on peut déterminer si un modèle mathématique ou statistique est en mesure de reproduire les propriétés de la variable aléatoire. Si le modèle ajuste bien les données, cela indique que le modèle est valide et peut être utilisé pour prédire ou simuler le comportement de la variable dans d'autres situations.

L'ajustement graphique est une technique couramment utilisée dans l'ajustement statistique. Elle consiste à tracer les données observées et les valeurs prédites par le modèle sur un graphique, ce qui permet de visualiser la forme de la représentation du modèle pour les différentes variables de l'échantillon. Cette approche graphique est importante car elle permet de détecter d'éventuelles discordances entre les données observées et les valeurs prédites par le modèle, ce qui peut conduire à des ajustements plus précis et à une meilleure compréhension du comportement de la variable étudiée.

III.2.3.1 Test de normalité :

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

III.2.3.1.1 *Test graphique :*

Consiste vérifier si la distribution des données avec leurs fréquences s'ajuste bien sur une courbe normale théorique de Gauss.

III.2.3.1.2 *Test analytique :*

Parmi les tests utilisés pour vérifier la normalité des séries, on peut citer le test du Khi^2 , le test de Kolmogorov, ainsi qu'un test qui se base sur les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement.

Le test du Khi^2 quantifie l'écart entre les fréquences observées et les fréquences théoriques, en se basant sur la statistique du χ^2 . Ce test est employé pour déterminer si une distribution théorique, telle que la distribution normale, peut être ajustée à une distribution empirique, c'est-à-dire une distribution calculée à partir des données observées.

III.2.3.2 Adéquation des données à une loi statistique :

L'analyse statistique des précipitations vise à caractériser leurs régimes et à obtenir des informations quantitatives sur leur variabilité. Différents paramètres statistiques sont utilisés pour représenter les précipitations de manière synthétique.

La moyenne est une mesure de tendance centrale qui représente la valeur moyenne des précipitations sur une période donnée. Elle permet de donner une idée générale de l'ampleur des précipitations dans la région étudiée.

La médiane est une autre mesure de tendance centrale qui représente la valeur qui sépare les précipitations en deux parties égales, où 50% des valeurs sont inférieures et 50% des valeurs sont supérieures. Elle est utile pour évaluer la typicité des précipitations dans un contexte de variabilité.

L'écart-type et la variance mesurent la dispersion des précipitations autour de la moyenne. Un écart-type élevé indique une plus grande variabilité des précipitations, tandis qu'un écart-type faible indique une plus grande cohérence des valeurs.

Les quantiles sont des mesures statistiques qui indiquent la valeur en-dessous de laquelle se situe un certain pourcentage des données. Par exemple, le quantile de 90% représente la valeur en-dessous de laquelle se situent 90% des données de précipitations.

En plus de ces mesures statistiques, l'analyse des précipitations utilise des lois de distribution statistiques pour modéliser la répartition des valeurs. Les lois de distribution couramment utilisées incluent la loi normale (ou loi gaussienne), la loi log normale et la loi de Gumbel. Ces lois permettent de décrire la fréquence et la probabilité des différentes valeurs de précipitations.

Enfin, l'analyse statistique des précipitations permet d'estimer les valeurs extrêmes pour une probabilité donnée. Cela permet de quantifier les événements pluvieux exceptionnels et d'évaluer les risques associés.

En résumé, l'analyse statistique des précipitations fournit des valeurs représentatives et des caractéristiques quantitatives qui permettent de mieux comprendre les régimes de précipitations, leur variabilité et les événements extrêmes associés. Ces informations sont essentielles pour la gestion des ressources en eau, la planification des infrastructures et la prise de décisions dans divers domaines liés aux précipitations

Le calcul des fréquences de chaque valeur sera donné par la relation suivante :

$$F = \frac{I}{N+1} \quad \text{Eq. III. 1}$$

F : Fréquence.

I : Rang.

N : Nombre d'années.

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

Tableau III.6 : Paramètres de position et de dispersion des précipitations.

Paramètre	Formule	Valeur	
		Zenata	Tlemcen
Moyenne (mm)	$\bar{P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a p_i$	414.07	449.83
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a (p_i^2 - \bar{P}^2)$	11982.04	11684,02
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	109.46	108,09
Coefficient de variation	$c_v = \frac{\sigma}{\bar{P}}$	0.26	0,24

Donc, nous pouvons fortement supposer que l'ajustement suit une loi normale ou log-normale étant donné que le coefficient de variation C_v est inférieur à 0,5.

Nous pouvons vérifier cette hypothèse en effectuant un test χ^2 d'adéquation.

III.2.3.2.1 Ajustement à la loi normale :

✓ Test graphique :

Pour représenter la fonction $P = (Fi)$ pour la loi normale, on construit un graphique en utilisant l'échelle gaussienne sur l'axe des X pour les fréquences et l'échelle arithmétique sur l'axe des Y pour la variable statistique (précipitations). Cette représentation prend la forme d'une droite connue sous le nom de droite d'Henry, qui fournit l'attribution des précipitations de la station de Zenata via l'équation ci-dessous :

$$P = \bar{P} + \sigma u \quad \text{Eq. III. 2}$$

Avec :

\bar{P} : Moyenne des précipitations.

σ : Ecart type.

u : Variable réduite de Gauss.

Pour cette étude nous avons utilisé le logiciel : ©HyfranPlus

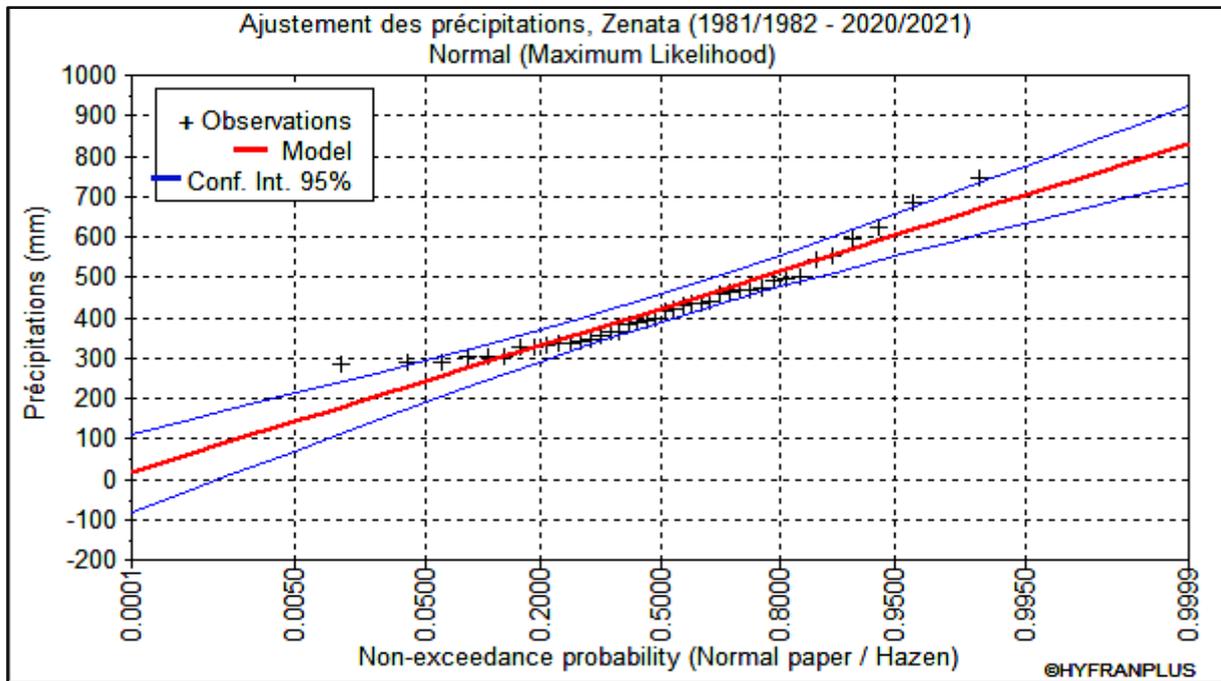


Figure III.7 : Ajustement graphique des précipitations à Zenata sur loi de distribution normale (1981/1982-2020/2021).

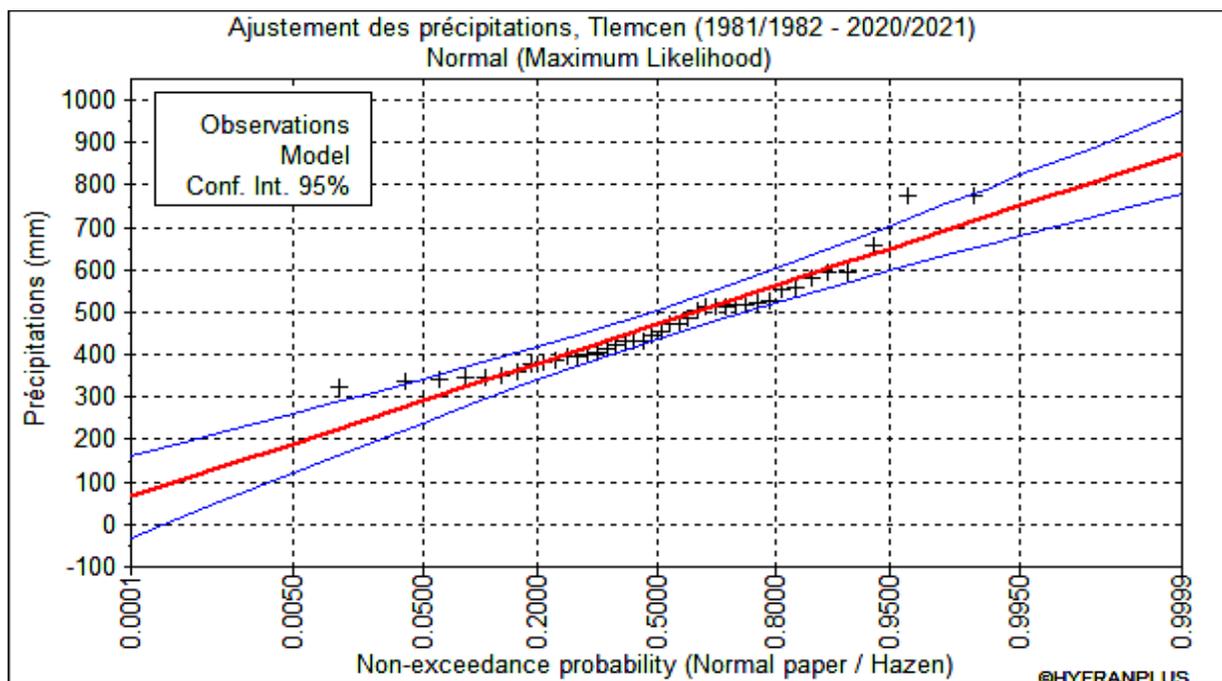


Figure III.8 : Ajustement graphique des précipitations à Tlemcen sur la loi de distribution normale (1981/1982-2020/2021).

✓ **Test numérique (Test du χ^2 de PEARSON) :**

Le test de χ^2 (khi-deux), est utilisé pour évaluer la qualité de l'ajustement d'une distribution théorique à une distribution expérimentale. Les résultats sont donnés au tableau ci-dessous :

Tableau. III.7 : Calcul du χ^2 pour la station de Zenata (loi normale).

K	Classes	Effectifs observés(ni)	Fréquence des classes	Effectifs théorique (Npi)	$(Ni-Npi)^2 / Npi$
1	[284,75-358,12[14	0,32	13,00	0,07
2	[358,12-431,50[8	0,17	7,00	0,14
3	[431,50-504,88[12	0,27	11,00	0,09
4	[504,88-578,25[2	0,025	1,00	1
5	[578,25-651,63[2	0,025	1,00	1
6	[651,63-748,82[2	0,025	1,00	1
				$\chi^2_{\text{calculé}}$	3,31

Tableau. III.8 : Calcul du χ^2 pour la station de Tlemcen (loi normale).

K	Classes	Effectifs observés(ni)	Fréquence des classes	Effectifs théorique (Npi)	$(Ni-Npi)^2 / Npi$
1	[326,25-397,6[13	0,36	14.40	0.13
2	[397,6-468,94[12	0,29	11.60	0.01
3	[468,94-540,29[8	0.16	6.60	0.29
4	[540,29-611,64[4	0,06	2.40	1.06
5	[611,64-682,99[1	0,03	1.40	0.11
6	[682,99-777,5[2	0,02	0.80	1.8
				$\chi^2_{\text{calculé}}$	3.42

Avec :

N : Effectif totale=40

K : Nombre de classes= \sqrt{N} =6

✓ Le nombre de degré de liberté = nombre de classe-nombre de paramètre-1.

Ddl = $n-k-1$.

Ddl = $6-2-1 = 3$

✓ Pour la loi normale avec un seuil de probabilité de 5% (0,05) et un Ddl=3,

$\chi^2_{\text{Tabulé}} = 7.81$.

Les $\chi^2_{\text{calculés}}$ pour les stations Zenata et Tlemcen étant inférieur au $\chi^2_{\text{tabulé}}$ ($\chi^2_{\text{calculé}} < \chi^2_{\text{tabulé}}$), l'adéquation de la série à une loi normale est acceptable.

III.2.3.2.2 Ajustement à la loi log normale :

✓ **Test graphique :**

Les données statistiques ne représentent pas directement les précipitations, mais plutôt les logarithmes des précipitations. Les résultats de ces calculs sont présentés dans le tableau suivant :

Tableau III.9: Paramètres de position et de dispersion des précipitations (Loi Log normale).

Paramètre	Formule	Valeurs	
		Zenata	Tlemcen
Moyenne (mm)	$\overline{\ln P} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a \ln P_i$	6.02	6.11
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^a (\ln p_i^2 - \overline{\ln P}^2)$	0.06	0.05
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	0.24	0.22
Coefficient de variation	$c_v = \frac{\sigma}{\overline{\ln P}}$	0.04	0.04

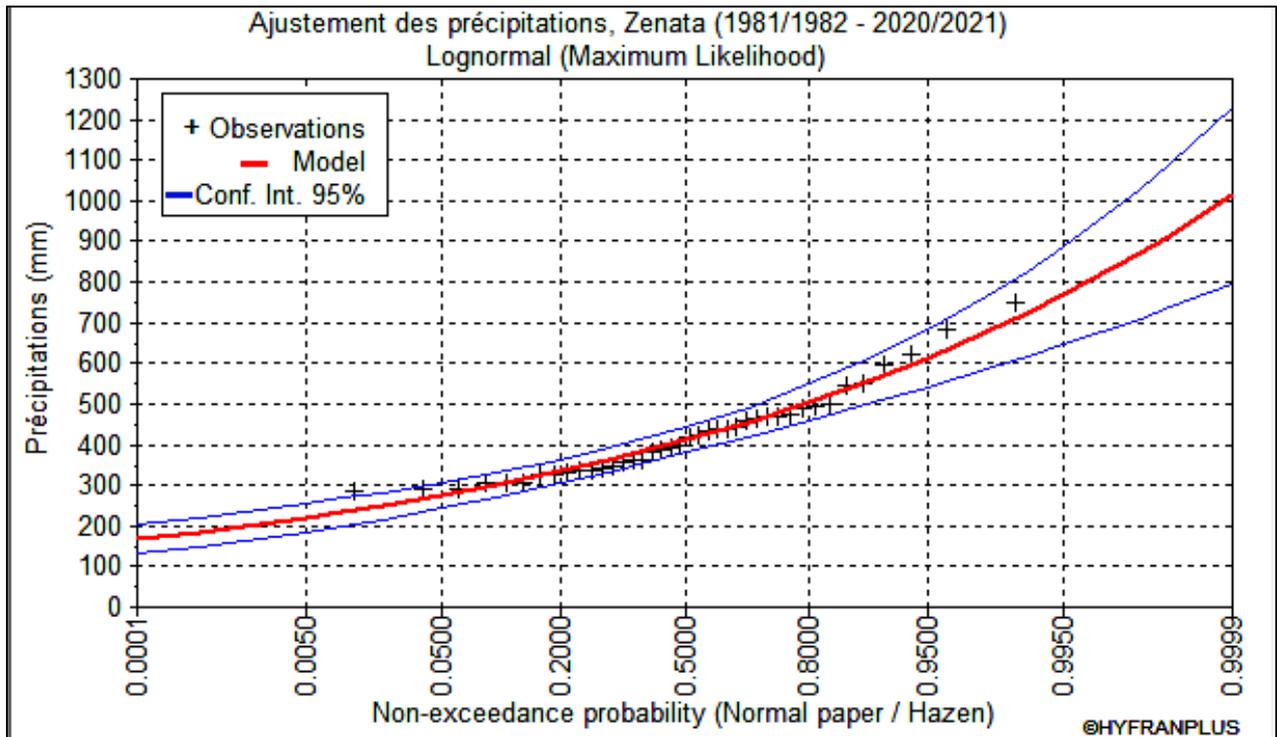


Figure III.9 : Ajustement graphique des précipitations à Zenata par la loi de distribution Log normale (1981/1982-2020/2021).

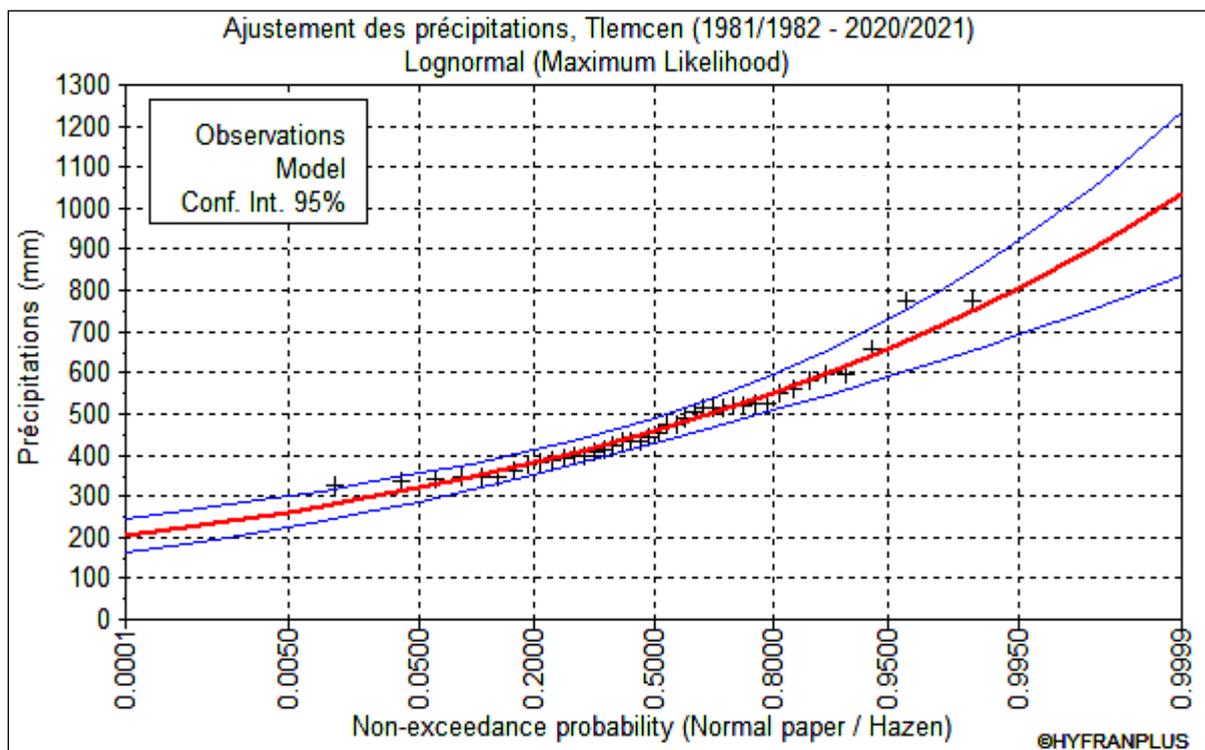


Figure III.10: Ajustement graphique des précipitations à Tlemcen par la loi de distribution Log normale (1981/1982-2020/2021).

✓ **Test numérique :**

Tableau. III.10 : Calcul du χ^2 pour la station de Zenata (loi log normale).

K	Classes	Effectifs observés(n_i)	Fréquence des classes	Effectifs théorique (Np_i)	$(N_i - Np_i)^2 / Np_i$
1	[5,651-5,802[8	0,1906	7,62	0,019
2	[5,802-5,955[9	0,2198	8,79	0,005
3	[5,955-6,108[9	0,2264	9,06	0,000
4	[6,108-6,261[8	0,2056	8,23	0,006
5	[6,216-6,414[3	0,0792	3,17	0,009
6	[6,414-6,618[3	0,0816	3,26	0,021
				$\chi^2_{\text{calculé}}$	0.06

Tableau. III.11 : Calcul du χ^2 pour la station de Tlemcen (loi log normale).

K	Classes	Effectifs observés(ni)	Fréquence des classes	Effectifs théorique (Npi)	$(Ni-Npi)^2 / Npi$
1	[5,787-5,924[8	0,2056	8.22	0,245
2	[5,924-6.061[9	0,2198	9.12	0,012
3	[6.061-6,198[9	0,1529	8.94	0.075
4	[6,198-6,336[9	0,2198	8,79	0,020
5	[6,336-6,473[2	0.0685	2.15	0.157
6	[6,473-6,618[3	0,0824	3,30	0,165
$\chi^2_{\text{calculé}}$					0.67

✓ Le nombre de degré de liberté = nombre de classe- nombre de paramètre-1.

Ddl = n-k-1= 6 - 2 - 1 = 3.

Donc le $\chi^2_{\text{Tabulé}} = 7.81$

Les $\chi^2_{\text{calculés}}$ pour les stations Zenata et Tlemcen étant inférieurs au $\chi^2_{\text{tabulé}}$, l'adéquation de la série à une loi normale est acceptable.

III.2.3.2.3 **Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée :**

Après avoir effectué les ajustements, il a été observé que la distribution Log normale est plus appropriée pour l'ajustement car elle a un khi-carré calculé plus petit.

Les équations de la loi correspondant aux stations étudiées sont :

$$\text{Log } P_{\text{zenata}} = \overline{\text{Log } P} + +109.46 \mu \text{Eq. III. 3}$$

$$\text{Log } P_{\text{Tlemcen}} = \overline{\text{Log } P} + +108.93 \mu \text{Eq. III. 4}$$

En utilisant cette équation et les valeurs de u dans le tableau, il est possible de calculer plusieurs types de précipitations.

Tableau III.12: Calcul des précipitations annuelles pour une période de récurrence donnée.

	Type de précipitations	Log P_{Zenata}	P_{Zenata} (mm)	Log $P_{Tlemcen}$	$P_{Tlemcen}$ (mm)
Période de retour humide	Précipitations décennales (u=1.28)	6,32	555,57	6,39	595,86
	Précipitations de 50 ans (u=2,06)	6,51	671,83	6,56	706,27
	Précipitations centenaires (u=2.32)	6,58	720,54	6,61	742,48
	Précipitations millénaires (u=3.08)	6,76	862,64	6,78	880,07
Période de retour sèche	Précipitations décennales (u= -1.28)	5,70	298,87	5,84	343,78
	Précipitations de 50 ans (u= -2,06)	5,52	249,64	5,676	291,78
	Précipitations centenaires (u= -2.32)	5,45	232,76	5,615	

III.2.3.2.4 Ajustement des pluies maximales journalières :

Il est crucial de réaliser cette étape d'ajustement afin de déterminer l'intensité de pluie maximale et de l'utiliser dans la méthode du Gradex pour calculer les débits maximums. Cette étape implique une analyse statistique préliminaire de la série de données pluviométriques journalières maximales P_{jmax} de Tlemcen.

Tableau III.13: Paramètres de position et de dispersion des précipitations maximales journalières de la station de Tlemcen.

Paramètre	Formule	Valeur
Moyenne (mm)	$\overline{P_{jmax}} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n P_{jmax_i}$	40.33
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (P_{jmax_i}^2 - \overline{P_{jmax}}^2)$	280.41
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	16.74
Coefficient de variation	$c_v = \frac{\sigma}{\overline{P_{jmax}}}$	0.41

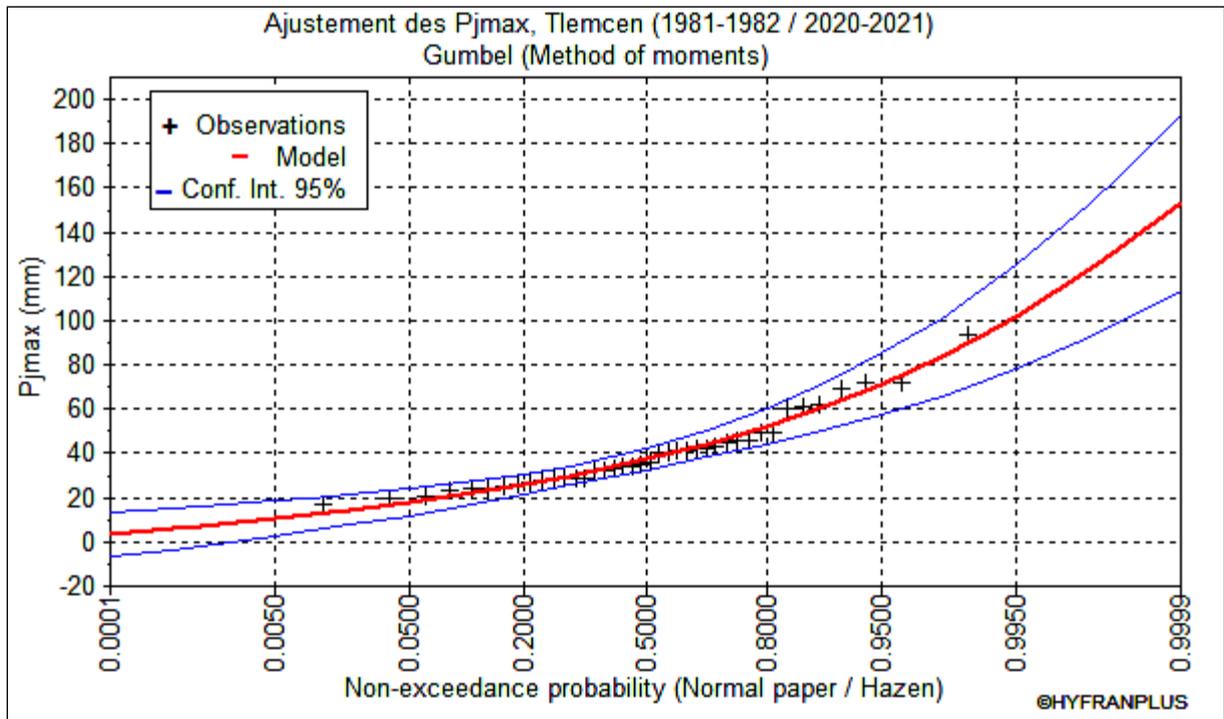


Figure III.11: Ajustement des P_{jmax} de Tlemcen à la loi de Gumbel (1981/1982-2020/2021)

Selon la figure III.7, il est possible de constater que le modèle de Gumbel est bien adapté. Les résultats de l'ajustement des données de P_{jmax} sont présentés dans le tableau III.12 et ont été obtenus à l'aide du logiciel HYFRAN.

Tableau III.14 : Résultats d'ajustement des P_{jmax} de Tlemcen à la loi de Gumbel (1981/1982-2020/2021)

T(an)	F(x)	$P_{jmax} T$ (mm)	Ecart-type	Intervalle de confiance 95%	
1000.0	0.9990	123	15.4	92.9	153
200.0	0.9950	102	11.9	78.5	125
100.0	0.9900	92.8	10.4	72.3	113
50.0	0.9800	83.6	8.95	66.1	101
20.0	0.9500	71.4	7.01	57.7	85.1
10.0	0.9000	62.0	5.55	51.1	72.8
5.0	0.8000	52.1	4.11	44.1	60.2

III.2.3.3 Pluies de courte durée et l'intensité de pluie :

La pluie de courte durée est couramment utilisée pour évaluer les crues. Les calculs des précipitations de courte durée pour différentes fréquences ont été réalisés en utilisant la relation de Body, qui est exprimée par :

$$P_{ct} = P_{jmax} \times \left(\frac{t}{24}\right)^b \quad \text{Eq. III. 4}$$

P_{ct} : Pluies de courte durée de fréquence donnée (mm)

P_{jmax} : Pluie journalière de fréquence donnée (mm)

t : Temps (heure)

b : Exposant climatique (dans notre cas $b=0,59$) (Laborde, 2013)

Tableau III.15: Pluies de courte durée pour différentes périodes de retour du bassin versant d'oued Boumessaoud (1981/1982-2020/2021).

Période(ans)	5	10	20	50	100	200	1000
$P_{jmax}(mm)$	52,5	62	71,4	83,6	92,8	102	123
Temps (h)	P_{ct} (mm)						
1	8,3	9,8	11,3	13,2	14,7	16,1	19,5
2	12,4	14,7	16,9	19,8	22,0	24,1	29,1
3	15,7	18,6	21,4	25,0	27,8	30,5	36,8
4	18,6	21,9	25,3	29,6	32,8	36,1	43,5
5	21,1	25,0	28,7	33,7	37,4	41,1	49,5
6	23,5	27,7	32,0	37,4	41,5	45,6	55,0
7	25,7	30,3	34,9	40,9	45,4	49,9	60,2
8	27,8	32,8	37,8	44,2	49,1	53,9	65,0
9	29,7	35,1	40,4	47,3	52,5	57,7	69,6
10	31,6	37,3	43,0	50,3	55,9	61,4	74,0
11	33,4	39,4	45,4	53,2	59,0	64,9	78,2
12	35,1	41,5	47,8	55,9	62,1	68,2	82,3
13	36,8	43,4	50,0	58,6	65,0	71,5	86,2
14	38,4	45,4	52,2	61,2	67,9	74,6	90,0
15	40,0	47,2	54,4	63,7	70,7	77,7	93,7
16	41,5	49,0	56,4	66,1	73,4	80,6	97,2
17	43,0	50,8	58,5	68,4	76,0	83,5	100,7
18	44,4	52,5	60,4	70,8	78,5	86,3	104,1
19	45,8	54,1	62,4	73,0	81,0	89,1	107,4
20	47,2	55,8	64,2	75,2	83,5	91,8	110,7
21	48,6	57,4	66,1	77,4	85,9	94,4	113,8
22	49,9	58,9	67,9	79,5	88,2	97,0	116,9
23	51,2	60,5	69,7	81,6	90,5	99,5	120,0
24	52,5	62,0	71,4	83,6	92,8	102,0	123,0

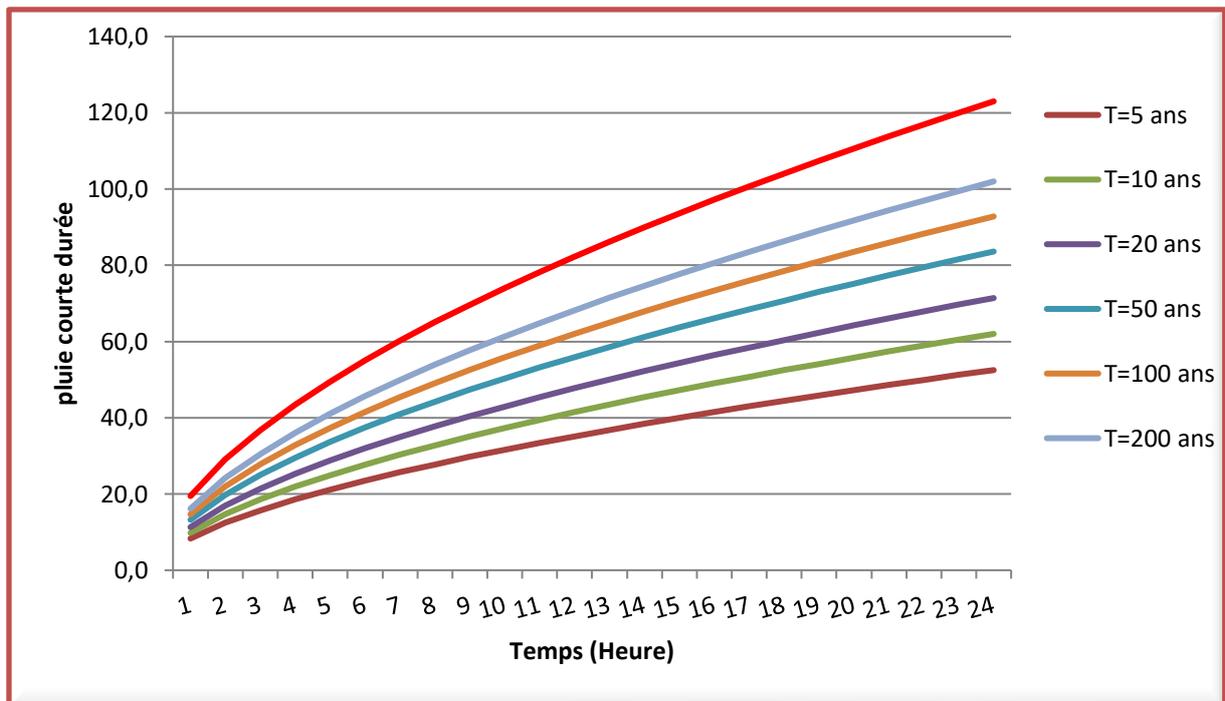


Figure III.12: Courbe des pluies de courte durée à oued Boumessaoud (1981/1982-2020/2021)

On utilise la relation ci-dessous pour les calculs de l'intensité de pluies pour différentes fréquences :

$$I_t = \frac{P_{ct}}{t} \quad \text{Eq. III. 5}$$

Tableau III.16 : Intensité de pluie pour différentes périodes de retour du bassin versant d'oued Boumessaoud (1981/1982-2020/2021).

Période (ans)	5	10	20	50	100	200	1000
P_{jmax} (mm)	52,5	62	71,4	83,6	92,8	102	123
Temps (h)	I_t (mm/h)						
1	8,3	9,8	11,3	13,2	14,7	16,1	19,5
2	6,2	7,3	8,4	9,9	11,0	12,1	14,6
3	5,2	6,2	7,1	8,3	9,3	10,2	12,3
4	4,6	5,5	6,3	7,4	8,2	9,0	10,9
5	4,2	5,0	5,7	6,7	7,5	8,2	9,9
6	3,9	4,6	5,3	6,2	6,9	7,6	9,2
7	3,7	4,3	5,0	5,8	6,5	7,1	8,6
8	3,5	4,1	4,7	5,5	6,1	6,7	8,1
9	3,3	3,9	4,5	5,3	5,8	6,4	7,7
10	3,2	3,7	4,3	5,0	5,6	6,1	7,4
11	3,0	3,6	4,1	4,8	5,4	5,9	7,1
12	2,9	3,5	4,0	4,7	5,2	5,7	6,9
13	2,8	3,3	3,8	4,5	5,0	5,5	6,6

14	2,7	3,2	3,7	4,4	4,8	5,3	6,4
15	2,7	3,1	3,6	4,2	4,7	5,2	6,2
16	2,6	3,1	3,5	4,1	4,6	5,0	6,1
17	2,5	3,0	3,4	4,0	4,5	4,9	5,9
18	2,5	2,9	3,4	3,9	4,4	4,8	5,8
19	2,4	2,8	3,3	3,8	4,3	4,7	5,7
20	2,4	2,8	3,2	3,8	4,2	4,6	5,5
21	2,3	2,7	3,1	3,7	4,1	4,5	5,4
22	2,3	2,7	3,1	3,6	4,0	4,4	5,3
23	2,2	2,6	3,0	3,5	3,9	4,3	5,2
24	2,2	2,6	3,0	3,5	3,9	4,3	5,1

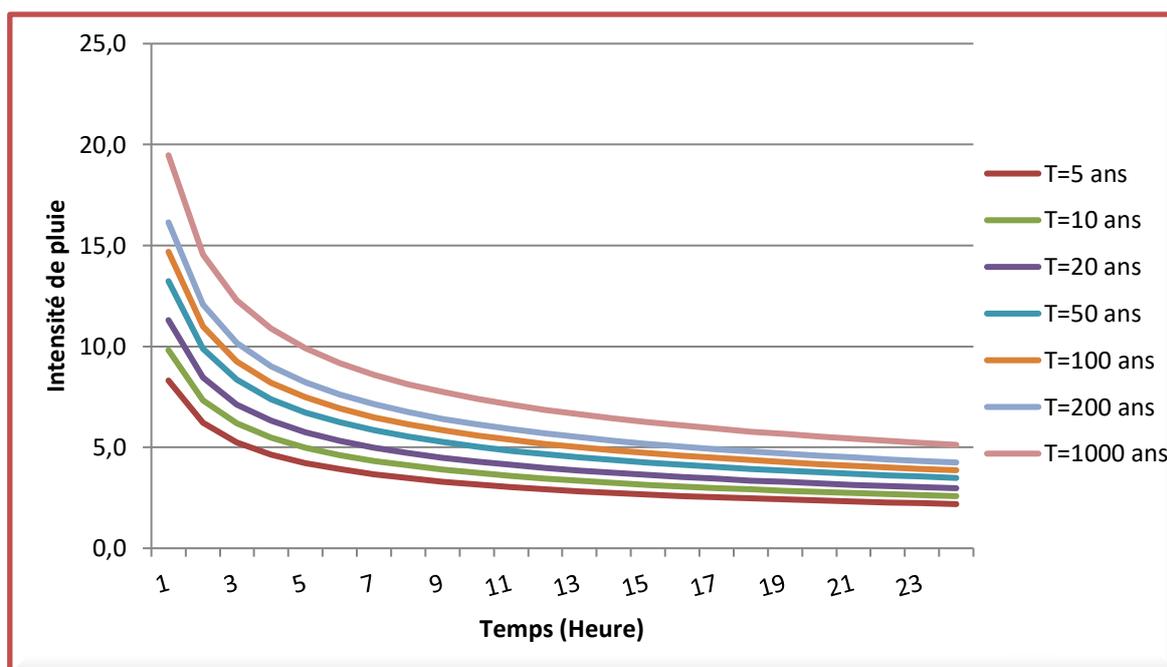


Figure III.13: Courbe Intensité-Durée-Fréquence (IDF) à oued Boumessaoud (1981/1982-2020/2021).

III.2.4 Etude des températures :

III.2.4.1 Variation annuelles des températures :

Le tableau ci-dessous présente les températures annuelles enregistrées à la station de Zenata au cours de la période s'étendant de (1981/1982-2020/2021).

Tableau III.17: Variation annuelle des températures à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)

Années	T(°C)	Années	T(°C)	Années	T(°C)	Années	T(°C)
1981/1982	18,33	1991/1992	16,89	2001/2002	18,26	2011/2012	17,99
1982/1983	17,48	1992/1993	17,48	2002/2003	18,65	2012/2013	17,46
1983/1984	18,00	1993/1994	17,97	2003/2004	17,91	2013/2014	17,90

1984/1985	17,99	1994/1995	18,09	2004/2005	18,09	2014/2015	18,63
1985/1986	18,09	1995/1996	17,78	2005/2006	18,22	2015/2016	18,77
1986/1987	18,00	1996/1997	18,10	2006/2007	18,33	2016/2017	19,22
1987/1988	18,74	1997/1998	18,74	2007/2008	18,04	2017/2018	17,65
1988/1989	18,35	1998/1999	18,37	2008/2009	17,29	2018/2019	18,41
1989/1990	18,94	1999/2000	18,67	2009/2010	18,30	2019/2020	19,26
1990/1991	17,48	2000/2001	18,55	2010/2011	18,35	2020/2021	19,45
<i>Température moyenne = 18.20 °C</i>							

La figure III.14 et le tableau III.17 mettent en évidence l'évolution des températures moyennes annuelles dans la région étudiée sur une période donnée. Ces données permettent d'observer des tendances et des variations interannuelles des températures.

D'après les données présentées, on constate une augmentation générale des températures moyennes annuelles d'une année à l'autre. Cette tendance à la hausse est illustrée par une augmentation de la température moyenne interannuelle, passant de 16,85 °C en 1991-1992 à 19,45 °C en 2020-2021.

La tendance à la hausse des températures moyennes annuelles peut être attribuée, en partie, au phénomène du réchauffement climatique mondial. Le réchauffement climatique est un processus à long terme causé par l'accumulation de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, principalement dus aux activités humaines telles que la combustion des combustibles fossiles. Ce phénomène a des répercussions sur les conditions climatiques à l'échelle mondiale, entraînant une augmentation des températures moyennes.

La pente de 1,5% de la droite indique que les températures moyennes annuelles augmentent en moyenne de 1,5% chaque année. Cela confirme la tendance à la hausse observée sur la période étudiée.

Il est important de noter que ces données représentent des tendances observées localement dans la région étudiée et ne reflètent pas nécessairement les tendances globales des températures. Les variations locales des températures peuvent être influencées par des facteurs géographiques, climatiques et environnementaux spécifiques à la région.

En conclusion, l'analyse des températures moyennes annuelles révèle une tendance à la hausse sur la période étudiée, ce qui peut être associé au phénomène du réchauffement climatique. Cette observation souligne l'importance de surveiller et de comprendre les variations des températures dans le contexte du changement climatique, afin de mieux anticiper et s'adapter aux impacts potentiels sur l'environnement, les ressources naturelles et les activités humaines.

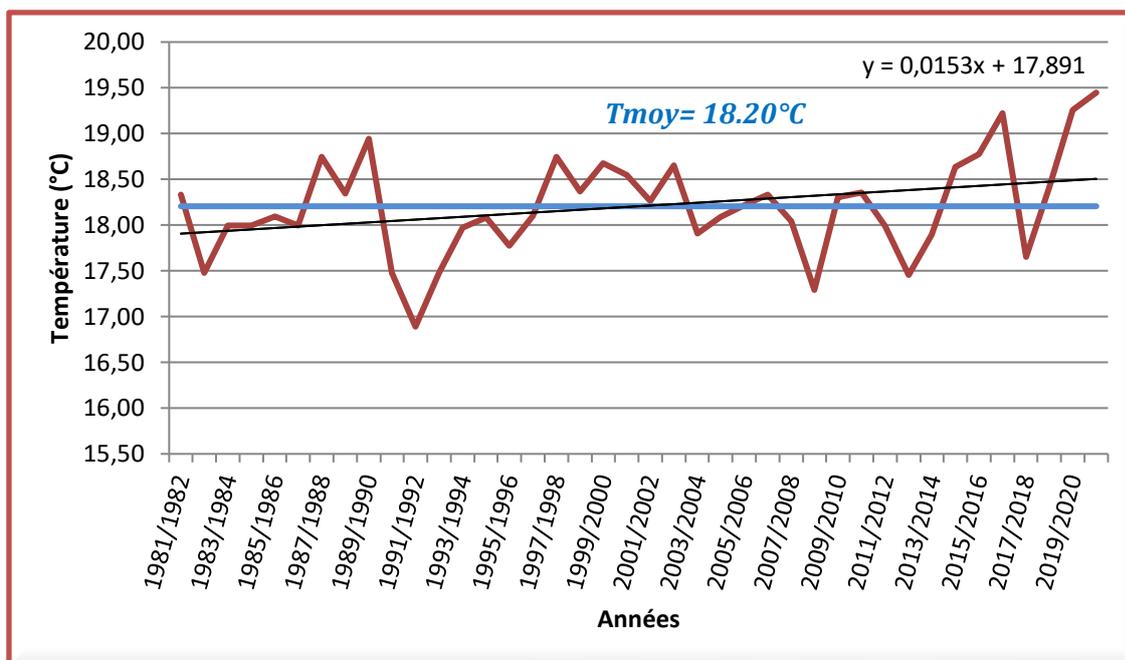


Figure III.14: Variation des températures moyennes annuelles à la station Zenata (1981/1982-2020/2021).

III.2.4.2 Variation mensuelle des températures :

La variation de la température moyenne mensuelle à la station Zenata durant la période allant de 1980/1981 à 2020/2021, est représentée dans le tableau suivant.

Tableau III.18: Valeurs moyenne de la température mensuelle à la station Zenata (1981/1982-2020/2021).

SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MRS	AVR	MAI	JUN	JLT	AUT
24,44	19,35	13,61	10,20	9,02	10,42	13,09	15,97	19,93	24,76	28,75	28,88

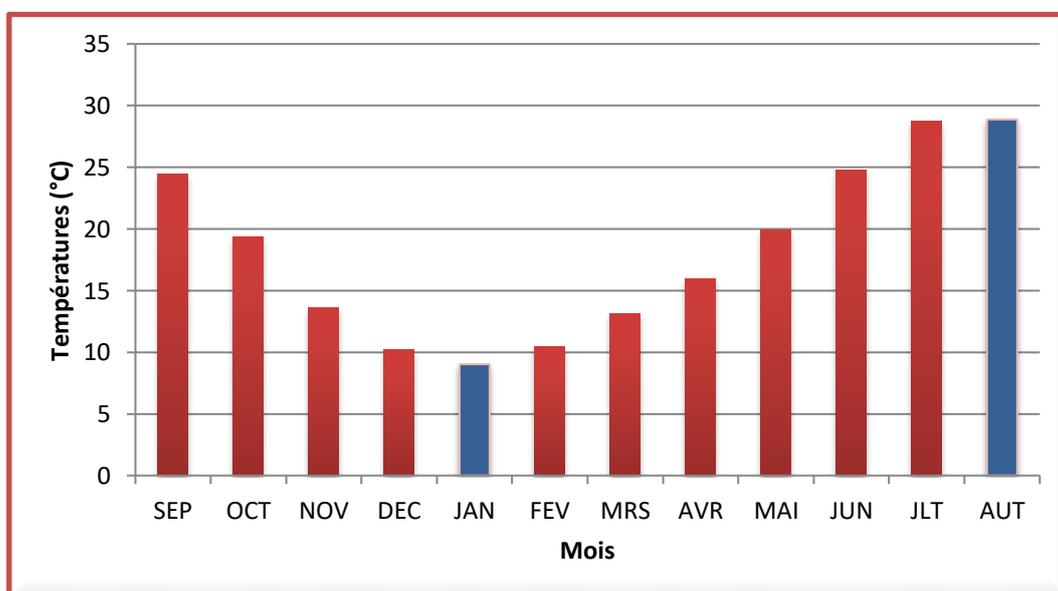


Figure III.15: Variation des températures moyennes mensuelles à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021).

La figure montre que Janvier est généralement le mois le plus froid de l'année, avec une moyenne de 9 °C, tandis qu'Août est le plus chaud, avec une température supérieure à 28°C.

III.2.4.3 Températures moyennes saisonnières :

Les températures moyennes saisonnières de la station Zenata (1981/1982-2020/2021) sont représentées dans le tableau ci-dessous :

Tableau III.19: Températures moyennes saisonnières à la station de Zenata (1979/1980-2020/2021)

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
T(°C)	19,13	9,88	16,33	27,46

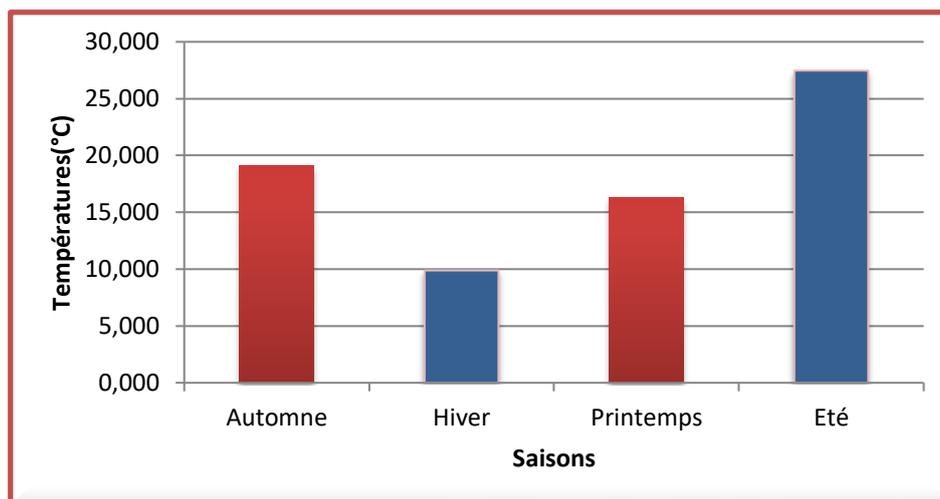


Figure III.16: Variation des températures moyennes saisonnières à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021).

D'après la distribution saisonnière des températures, l'Eté est la saison la plus chaude, alors que, l'Hiver correspond à la saison la plus froide suivi du Printemps.

III.2.5 Etude de climat :

Afin de caractériser le climat de la région d'étude, nous disposons de deux méthodes différentes :

- ✓ Méthode graphique (diagramme pluviothermique de Gaussen et Bagnouls) qui nous permet de visualiser l'étendue des périodes sèches et humides.
- ✓ Le calcul des indices qui permettent à partir des précipitations et des températures de caractériser le climat dominant la région.

III.2.5.1 Méthodes graphiques :

Selon Bagnouls et Gaussen, un mois est considéré comme humide lorsque le total moyen des précipitations en mm est supérieur ou égal à deux fois la moyenne des températures ($P \geq 2T$). Durant les mois secs, la courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations, alors que pour les mois humides, la courbe des précipitations passe au-dessus de celle des températures.

Tableau III.20: Valeurs des précipitations et températures moyennes mensuelles à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021).

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MRS	AVR	MAI	JUN	JLT	AUT
T(°C)	24	19	14	10	9	10	13	16	20	25	29	29
P(mm)	25	40	61	43	54	44	49	44	36	9	2	7

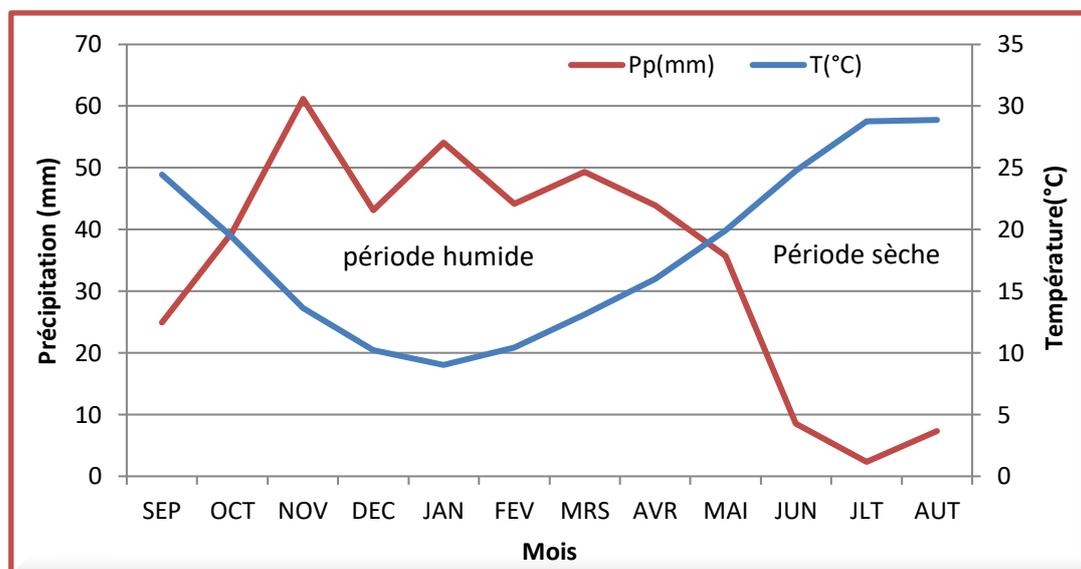


Figure III.17: Diagramme pluviothermique à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021)

D'après la figure, nous pouvons observer que la période humide s'étend d'octobre jusqu'à avril, et la période sèche couvre les autres mois de l'année.

III.2.5.2 Indices climatiques :

L'emploi des indices climatiques permet d'avoir une représentation plus claire du type de climat.

III.2.5.2.1 Indice d'aridité De Martonne :

En 1923, De Martonne a établi un indice d'aridité dont les variations correspondaient aux changements des conditions d'écoulement de l'eau.

✓ **Indice d'aridité annuel :**

Cet indice se calcule par la formule suivante :

$$I = \frac{P}{10+T} \quad \text{Eq. III. 6}$$

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm)

T : Température moyenne annuelle (°C)

I : indice d'aridité = **15.20**

De Martonne propose la classification suivante :

Tableau III.21: Classification du climat selon l'indice d'aridité de De Martonne

Indice d'aridité	Type de climat
$I < 5$	Climat hyper aride
$5 < I < 10$	Climat désertique
$10 < I < 20$	Climat semi-aride
$20 < I$	Climat humide

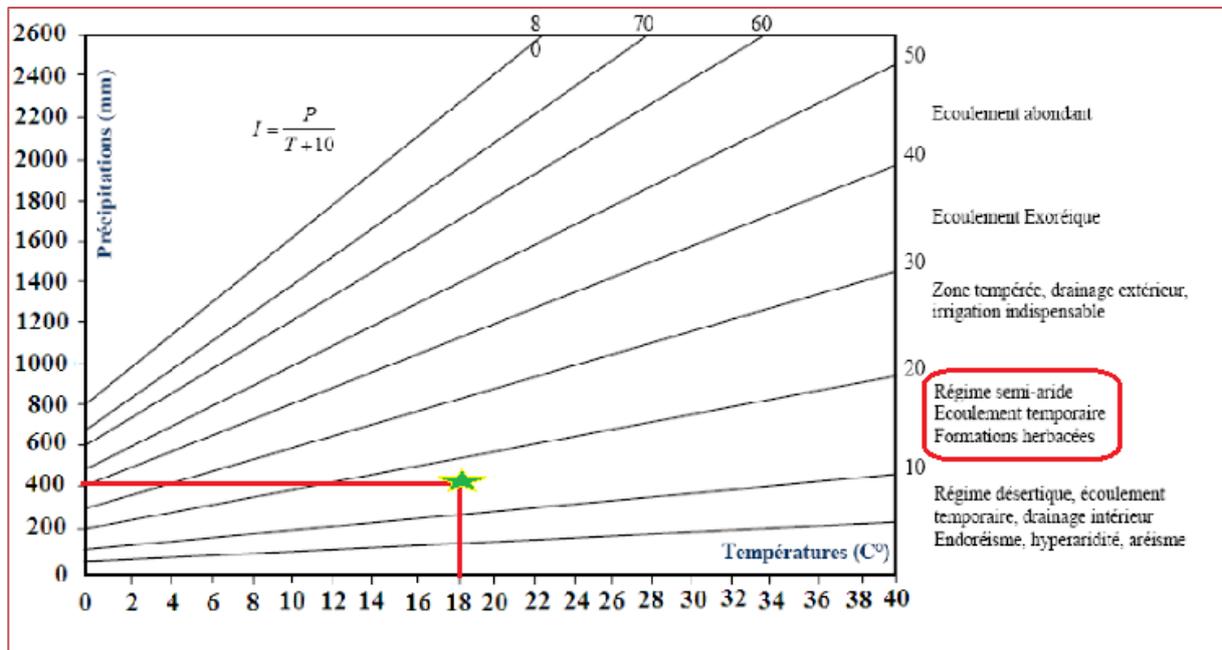


Figure III.18: Abaque de De Martonne pour la station de Zenata (1981/1982-2020/2021).

Le climat de la région est du type semi-aride avec un écoulement Temporaire et formations herbacées.

✓ **Indice d'aridité mensuel :**

Cet indice est donné par la relation suivante :

$$I = \frac{12p}{t+10} \quad \text{Eq.III.7}$$

Avec :

P : Précipitations moyennes mensuelles (mm),

T : Température moyenne mensuelle (°C).

Les résultats sont reportés sur le tableau ci-dessous :

Tableau III.22: Valeurs des indices d'aridité mensuels de De Martonne à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021).

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MRS	AVR	MAI	JUN	JLT	AUT
T(°C)	24	19	14	10	9	10	13	16	20	25	29	29
P(mm)	25	40	61	43	54	44	49	44	36	9	2	7
I	8,68	16,17	31,09	25,60	34,10	25,95	25,62	20,28	14,31	2,93	0,72	2,27
Type	D	SA	H	H	H	H	H	H	SA	HA	HA	HA

Donc :

- Les mois de Novembre, Décembre, Janvier, Février, Mars et Avril sont considérés comme des mois humides. (H)
- Les mois de Mai et Octobre : climat semi-aride. (SA)
- Celui de Septembre comme désertique. (D)
- Et enfin les mois de Juin, Juillet et Août comme hyperaride. (HA)

III.2.5.2.2 **Indice de Moral :**

Cet indice se calcule par la formule suivante :

$$I_m = \frac{P}{0.1T^2 - T + 20} \quad \text{Eq.III.8}$$

Les résultats de calculs sont donnés dans le tableau suivant :

Tableau III.23 : Valeurs de l'indice de Moral à la station de Zenata (1981/1982-2020/2021).

Mois	P(mm)	T(°C)	Im	Type
Sep	25	24	0,47	Sec
Oct	40	19	1,08	Humide
Nov	61	14	2,38	Pluvieux
Dec	43	10	2,15	Pluvieux
Jan	54	9	2,83	Pluvieux
Fev	44	10	2,20	Pluvieux
Mrs	49	13	2,05	Pluvieux
Avr	44	16	1,49	Pluvieux
Mai	36	20	0,90	Sec
Jun	9	25	0,16	Arde
Jlt	2	29	0,03	Arde
Aut	7	29	0,09	Arde

III.3 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)

Dans notre étude, nous avons utilisé les formules de Turc, Thornthwaite et d'Oudin pour estimer l'Evapotranspiration Potentielle (ETP).

III.3.1 Formule de Turc (1960) :

La formule de Turc nécessite de la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'insolation. Elle est donnée par :

$$ETP = 0.4(I_g + 50)k \frac{T}{T+15} \quad \text{Eq.III.9}$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm d'eau),

T : Température moyenne mensuelle de l'air ($^{\circ}\text{C}$),

I_g : Radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol ($\text{calorie}/\text{cm}^2/\text{jour}$),

K : Coefficient égal à 1 si l'humidité relative hr est supérieure à 50 % (généralement le cas sous nos climats). Si non : $K = 1 + \frac{50-hr}{70}$

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.

$$I_g = I_g A (0.18 + 0.62 \frac{h}{H}) \quad \text{Eq.III.10}$$

Où :

$I_g A$: Radiation globale théorique ($\text{calorie}/\text{cm}^2 / \text{jour}$),

H : Durée théorique des jours du mois.

III.3.2 Formule de Thornthwaite (1948) :

Pour estimer l'ETP, Thornthwaite a établi une relation entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration potentielle mensuelle donnée par :

$$ETP = 1.6 \left(\frac{10T}{I}\right)^a * K \quad \text{Eq.III.11}$$

T : Température moyenne mensuelle du mois considéré ($^{\circ}\text{C}$),

K : Coefficient d'ajustement mensuel en fonction de la latitude et de la durée du jour,

I : indice thermique annuel.

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

Les résultats de calcul de l'ETP de Thornthwaite et Turc sont donnés au tableau suivant :

Tableau III.24 : Valeurs de l'ETP calculées par la méthode de Turc et la méthode de Thornthwaite pour la station de Zenata (1981-1982/2020-2021).

Années	ETP Turc	ETP Thorn	Années	ETP Turc	ETP Thorn
1981/1982	993,41	957,29	2001/2002	991,53	969,10
1982/1983	972,53	930,88	2002/2003	998,79	1029,07
1983/1984	979,05	952,61	2003/2004	980,80	947,11
1984/1985	983,36	964,47	2004/2005	982,38	1007,23
1985/1986	983,47	967,49	2005/2006	990,65	987,09
1986/1987	986,19	955,67	2006/2007	991,69	967,05
1987/1988	1001,64	1008,49	2007/2008	986,51	964,28
1988/1989	991,06	989,62	2008/2009	965,76	935,36
1989/1990	1007,17	1000,36	2009/2010	993,12	951,58
1990/1991	967,17	933,64	2010/2011	994,60	983,99

1991/1992	956,78	877,14	2011/2012	978,33	1004,27
1992/1993	971,62	918,25	2012/2013	968,91	912,06
1993/1994	983,94	981,48	2013/2014	983,11	948,64
1994/1995	988,71	940,13	2014/2015	997,77	1031,52
1995/1996	980,36	907,41	2015/2016	1003,48	1003,4
1996/1997	992,56	929,43	2016/2017	1013,35	1075,33
1997/1998	1002,69	995,01	2017/2018	974,19	929,82
1998/1999	992,34	1011,88	2018/2019	994,48	998,58
1999/2000	1000,66	1027,68	2019/2020	1015,33	1060,24
2000/2001	999,56	996,67	2020/2021	1020,44	1056,72
				Moy=988.9	Moy=975.2

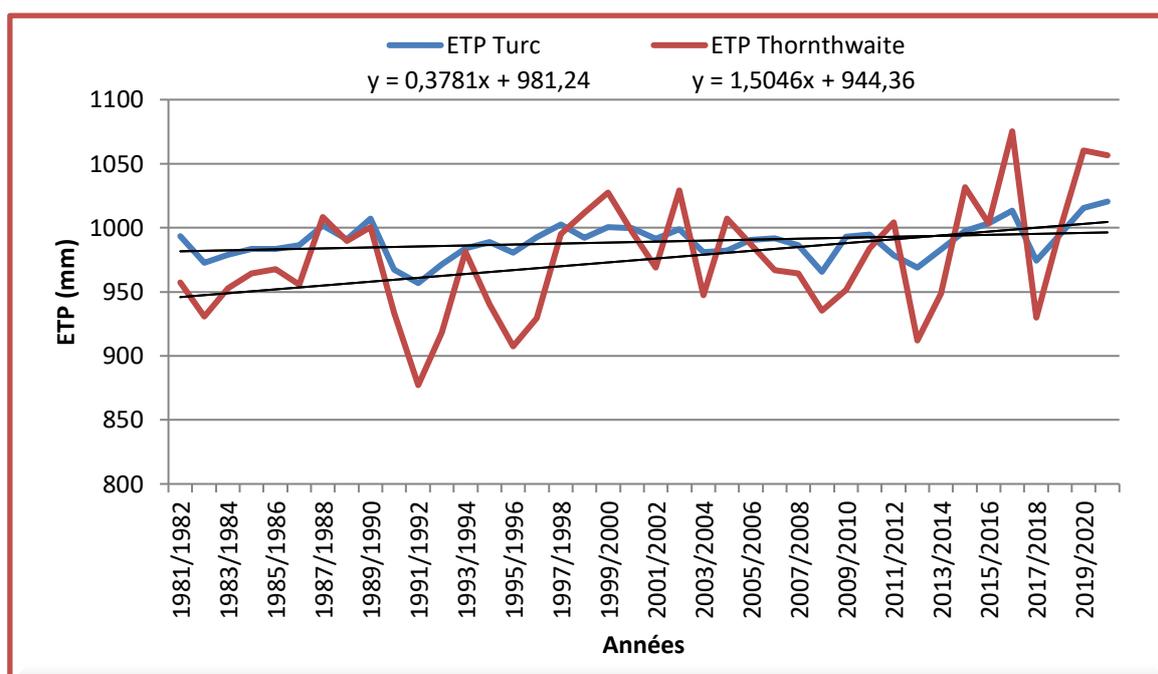


Figure III.19 : Variation de l'ETP Turc et de l'ETP Thornthwaite (1981/1982-2020/2021).

L'analyse des courbes d'évapotranspiration potentielle de Turc et de Thornthwaite dans la Figure III.19 met en évidence les tendances et les différences entre ces deux méthodes.

Dans l'ensemble, les deux méthodes présentent une tendance générale à la hausse de l'évapotranspiration potentielle au fil des ans. Cela indique une augmentation de la demande en eau due à des conditions climatiques plus chaudes et/ou plus sèches. Cette tendance peut être associée aux effets du changement climatique, tels que l'augmentation des températures moyennes et la modification des schémas de précipitations.

Bien que les deux méthodes produisent des résultats similaires dans la plupart des cas, il existe des différences notables dans certaines conditions. Par exemple, la méthode de Turc peut indiquer des valeurs plus élevées d'évapotranspiration potentielle dans des conditions de forte humidité relative. Cela peut être dû à la prise en compte par cette méthode de l'influence de l'humidité de l'air sur l'évaporation des surfaces végétalisées.

D'autre part, la méthode de Thornthwaite peut donner des valeurs plus élevées d'évapotranspiration potentielle dans des zones où les températures varient considérablement,

comme les régions soumises à des variations saisonnières marquées. Cette méthode tient compte de la variation des températures dans le calcul de l'évapotranspiration potentielle, ce qui peut conduire à des estimations plus élevées dans ces conditions.

Il est important de prendre en compte ces différences lors de l'utilisation des méthodes d'évapotranspiration potentielle pour évaluer les besoins en eau et planifier la gestion des ressources hydriques. Le choix de la méthode appropriée dépendra des caractéristiques spécifiques de la région étudiée, notamment du climat, de la végétation et de la disponibilité des données.

En conclusion, bien que les méthodes de Turc et de Thornthwaite présentent des similitudes dans la plupart des cas, il est essentiel de comprendre leurs différences et de les prendre en compte lors de l'analyse de l'évapotranspiration potentielle. Une évaluation approfondie des conditions locales et une comparaison avec des données observées peuvent aider à choisir la méthode la plus appropriée pour une application spécifique.

III.3.3 Formule d'Oudin (2005) :

La formule d'Oudin (2005) a été développée dans le cadre de l'évaluation de différentes formulations d'ETP, elle est donnée par :

$$ETP = 0.0393 * T + 0.418 * \left(\frac{P}{\lambda}\right)^{0.6} - 1.6 \quad \text{Eq.III.12}$$

Où :

T : la température moyenne en degrés Celsius,

P : la pression atmosphérique en kPa,

λ : la conductance thermique de l'air.

Développé par Morton (1983), le modèle d'Oudin est une méthode simple et empirique pour calculer l'ETP, basée sur des données journalières, ne nécessite qu'une seule donnée d'entrée, à savoir la température, et utilise également le calcul de la radiation extraterrestre.

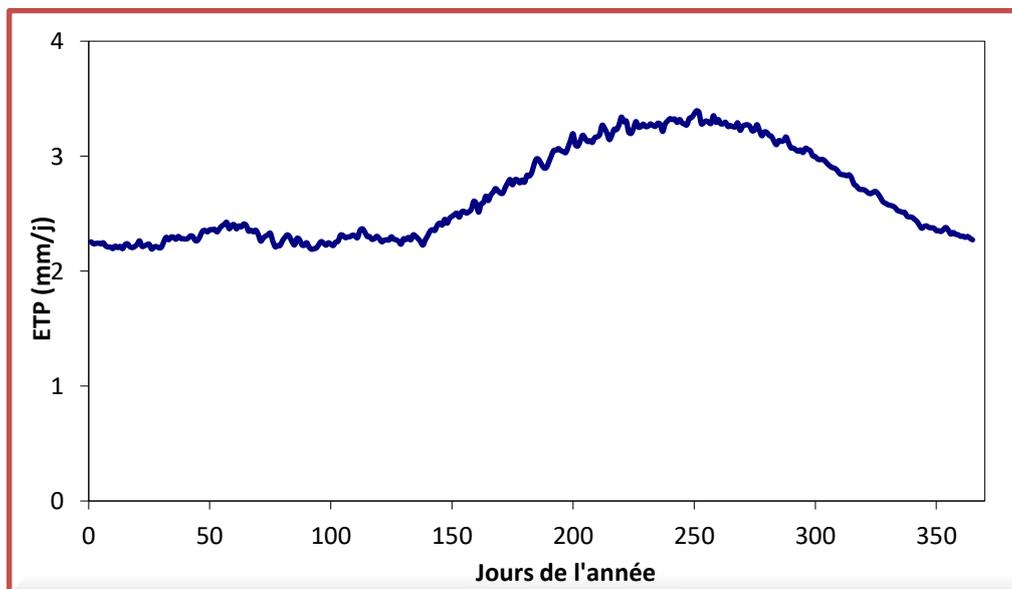


Figure III.20 : Variation de l'ETP journalières par la méthode d'Oudin (1981/1982-2020/2021).

La courbe de l'ETP peut présenter une forme de parabole avec un début d'augmentation en mai, une valeur maximale en août et une diminution à partir de septembre.

Cette augmentation peut être attribuée à une hausse de la température et de la durée d'ensoleillement, ce qui entraîne une demande de plus en plus importante en eau.

III.4 CALCUL DU BILAN HYDROLOGIQUE PAR LA METHODE DE THORNTHWAITE :

Nous pouvons calculer le bilan hydrologique en utilisant les données des précipitations moyennes mensuelles et des évapotranspirations potentielles mensuelles. Pour le calcul du bilan il faut soit calculer la RU max par la formule de Hallaire en ayant connaissance de la nature du sol et son épaisseur dans le bassin, soit prendre une valeur pour la RU_{max} (en général entre 50 et 100 mm).

Pour ce cas nous n'avons pas de données sur le sol, donc on peut faire deux bilans, l'un avec $RU_{max} = 50\text{mm}$ et un autre pour $RU_{max} = 100\text{mm}$, comme présenté dans les deux tableaux ci-dessous :

Tableau III.25: Eléments du bilan hydrologique calculés pour $RU_{max}=100\text{mm}$

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MRS	AVR	MAI	JUN	JLT	AUT	Années
P(mm)	24,92	39,55	61,17	43,11	54,05	44,16	49,31	43,91	35,70	8,50	2,33	7,36	414,08
ETP(mm)	117,86	70,24	31,22	17,55	14,10	18,27	34,63	54,18	92,82	142,05	193,52	184,14	975,2
ΔU	-92,94	-30,69	29,95	25,56	39,96	25,89	14,68	-10,27	-57,11	-133,55	-191,19	-176,78	-
RU(mm)	0	0	29,95	55,51	95,47	100	100	100	68,66	0	0	0	-
ETR(mm)	24,92	39,55	31,22	17,55	14,1	18,27	34,63	54,2	92,8	41,1	2,3	7,4	378,1
DA(mm)	92,9	30,7	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	100,9	191,2	176,8	592,5
Exc(mm)	-	-	-	-	-	21,4	14,7	-	-	-	-	-	36,0
Ecoulement	0,2	0,1	0,1	0,0	0,0	10,7	12,7	6,3	3,2	1,6	0,8	0,4	36,0

Tableau III.26: Eléments du bilan hydrologique calculés pour $RU_{max}=50\text{mm}$

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MRS	AVR	MAI	JUN	JLT	AUT	Années
P(mm)	24,9	39,5	61,2	43,1	54,1	44,2	49,3	43,9	35,7	8,5	2,3	7,4	414,1
ETP(mm)	117,9	70,2	31,2	17,5	14,1	18,3	34,6	54,2	92,8	142,0	193,5	184,1	975,2
ΔU	-92,9	-30,7	30,0	25,6	40,0	25,9	14,7	-10,3	-57,1	-133,5	-191,2	-176,8	
RU(mm)	0,0	0,0	30	50	50	50,0	50,0	49,3	0	0,0	0,0	0,0	
ETR(mm)	24,9	39,6	31,2	17,6	14,1	18,3	34,6	54,2	91,3	8,5	2,3	7,4	337,7
DA(mm)	92,9	30,7	0	0,0	0,0	0,0	0,0	0	85	133,5	191,2	176,8	576,6
Exc(mm)				5,6	40	18,3	14,7						73
Ecoulement	0,2	0,1	0,1	2,8	20	9,15	7,35	3,67	0,0	0,0	0,0	0,0	43,37

Où :

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

III.4.1 Méthode de Coutagne :

La méthode de Coutagne permet de calculer le déficit d'écoulement en utilisant le paramètre " λ " et la température moyenne annuelle. La formule qui en découle est la suivante :

$$D = P - \lambda P^2 \quad \text{Eq.III.13}$$

Avec :

D : Déficit d'écoulement (m/an),

P : Précipitations moyennes annuelles (m/an),

T : Température moyenne annuelle (°C).

Le paramètre λ a pour expression :

$$\lambda = \frac{1}{\sqrt{0.8 + 0.14T}}$$

La méthode de Coutagne n'est applicable que si la valeur de P se situe entre $1/8\lambda$ et $1/2\lambda$.

Dans le cas où ($P < 1/8\lambda$), le déficit d'écoulement est égal à la quantité de précipitations, ce qui signifie que l'écoulement sera nul.

En revanche, si ($P > 1/2\lambda$), le déficit d'écoulement est pratiquement indépendant de P et est déterminé en utilisant la formule suivante : $D = 0.20 + 0.35T$.

Tableau III.27: Calcul de paramètre λ pour la méthode de Coutagne.

Paramètres	P(m)	T(°C)	λ	$1/2\lambda$	$1/8\lambda$
Station de Zenata	0.414	18.2	0.546	0.723	0.068

P étant compris entre $1/2\lambda$ et $1/8\lambda$ ($0.068 < 0.414 < 0.723$), donc la loi est applicable pour la station de Zenata.

Le déficit d'écoulement selon la méthode de Coutagne est de : $D=0,320 \text{ m} = 320\text{mm}$.

III.4.2 Méthode de Turc :

$$D = \frac{P}{\sqrt{0.9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{Eq.III.14}$$

Avec : $L = 300 + 25T + 0.05T^3 = 1056.43$

Selon la méthode de Turc, le déficit d'écoulement est de : $D=403.40\text{mm}$.

Tableau III.28: Tableau récapitulatif des résultats

Méthodes de calcul du déficit d'écoulement (D)	Valeurs (mm)
Coutagne	320.37
Turc	403.40

III.5 DETERMINATION DE LA LAME D'EAU RUISSELEE :

R = Ruissellement (mm),

P = Précipitations moyennes annuelles (mm),

S= Surface du bassin versant (Km²).

III.5.1 Méthode de Coutagne :

$$R = (0.164 - 0.00145\sqrt{S}) \times P \quad \text{Eq.III.15}$$

R= 61.39 mm

III.5.2 Méthode de Tixeront-Bercaloff :

$$R = \frac{P^3}{3*ETP^2} \quad \text{Eq.III.16}$$

R= 22.29 mm

III.5.3 Méthode de Sogreah :

$$R = 720 \left(\frac{P - 250}{1000} \right)^{1.85} \quad \text{Eq. III. 17}$$

R= 25.43 mm

Tableau III.29: Tableau de calcul de la lame ruisselée.

Méthode de calcul de la lame ruisselée	Valeurs (mm)
Coutagne	61,39
Tixeront-Bercaloff	22,29
Sogreah	25,43

On prend le ruissellement moyen entre les trois méthodes Pour la suite des calculs :

R=36.36 mm, ce qui correspond à l'écoulement trouvée par la méthode de Thornthwaite pour RU=100mm.

III.6 ETUDE DES DEBITS :

L'écoulement des Oueds est principalement influencé par les précipitations qui dépendent du climat de la région, ce qui entraîne une grande variabilité des régimes d'écoulement à différentes échelles de temps.

La surveillance des débits de surface est assurée par des stations hydrométriques installées dans la région étudiée, sous la supervision de l'A.N.R.H. Dans le cadre de cette étude, nous nous intéressons plus particulièrement aux données recueillies sur l'Oued Boumessaoud au niveau de la station hydrométrique Zenata, sur la période allant de 1981/1982 à 2011/2012.

III.6.1 Variation des débits moyens annuels :

Le tableau ci-dessous présente les débits annuels enregistrés à oued Boumessaoud durant la période (1981/1982-2020/2021).

Tableau III.30 : Variation annuelle des débits (1981/1982-2011/2012).

Années	Q (m ³ /s)	Années	Q (m ³ /s)	Années	Q (m ³ /s)
1981/1982	0,03	1992/1993	0,04	2002/2003	0,05
1982/1983	0,04	1993/1994	0,03	2003/2004	0,05
1983/1984	0,04	1994/1995	0,18	2004/2005	0,03
1984/1985	0,05	1995/1996	0,22	2005/2006	0,02
1985/1986	0,05	1996/1997	0,27	2006/2007	0,05
1986/1987	0,06	1997/1998	0,05	2007/2008	0,09
1987/1988	0,02	1998/1999	0,08	2008/2009	0,18
1988/1989	0,27	1999/2000	0,01	2009/2010	0,08
1989/1990	0,13	2000/2001	0,03	2010/2011	0,08
1990/1991	0,15	2001/2002	0,12	2011/2012	0,16
1991/1992	0,13	<i>Débit moyen= 0.09 m³/s</i>			

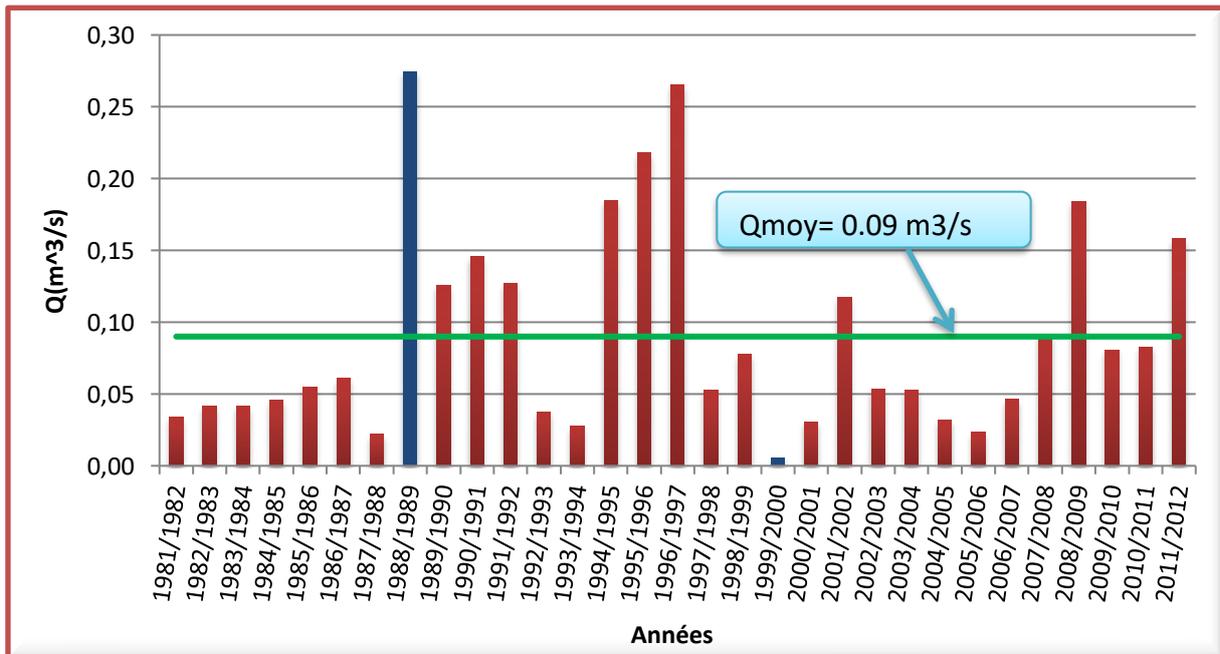


Figure III.21: Variation des débits annuels (1981/1982-2011/2012).

Au cours de la période étudiée, le débit enregistré à l'oued Boumessaoud a présenté une variation moyenne de 0,09 m³/s. Cependant, il est important de souligner que deux périodes exceptionnelles, de 1988 à 1992 et de 1994 à 1997, ont enregistré des valeurs nettement supérieures à la moyenne, atteignant jusqu'à 0,27 m³/s. La présence de ces périodes avec des

débites élevés peut avoir une influence sur le calcul de la moyenne interannuelle, car elles contribuent à augmenter la valeur moyenne.

Par ailleurs, il convient de noter que le débit minimum a été enregistré en 1999/2000, avec une valeur exceptionnellement basse de seulement 0,01 m³/s. Cette période de débit minimal indique une diminution significative du volume d'eau transporté par l'oued Boumessaoud.

Ces variations dans les débits enregistrés soulignent l'importance de prendre en compte les fluctuations interannuelles et les périodes exceptionnelles lors de l'analyse des données hydrométriques. Cela permet d'obtenir une vision plus précise de la moyenne et des tendances générales du débit de l'oued au fil du temps.

Il est également essentiel de comprendre les facteurs qui peuvent influencer ces variations de débit, tels que les précipitations, l'occupation des terres et les pratiques de gestion de l'eau dans le bassin versant de l'oued Boumessaoud. Une étude approfondie de ces facteurs peut contribuer à une meilleure compréhension des variations observées et à une gestion plus efficace des ressources en eau dans la région.

III.6.2 Variation des débits moyens mensuels :

Le tableau III.27, présente les valeurs moyennes mensuelles des débits à l'Oued Boumessaoud :

Tableau III.31: Variation mensuelles des débits (1981/1982-2011/2012)

Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Jun	Jlt	Aut
0,050	0,099	0,103	0,069	0,118	0,109	0,259	0,157	0,071	0,029	0,010	0,008

La Figure III.22 présente les débits moyens mensuels enregistrés entre 1981/1982 et 2011/2012. Le mois d'août enregistre les valeurs les plus basses (0,008 m³/s), tandis que le mois de mars enregistre la valeur maximale, atteignant jusqu'à 0,26 m³/s.

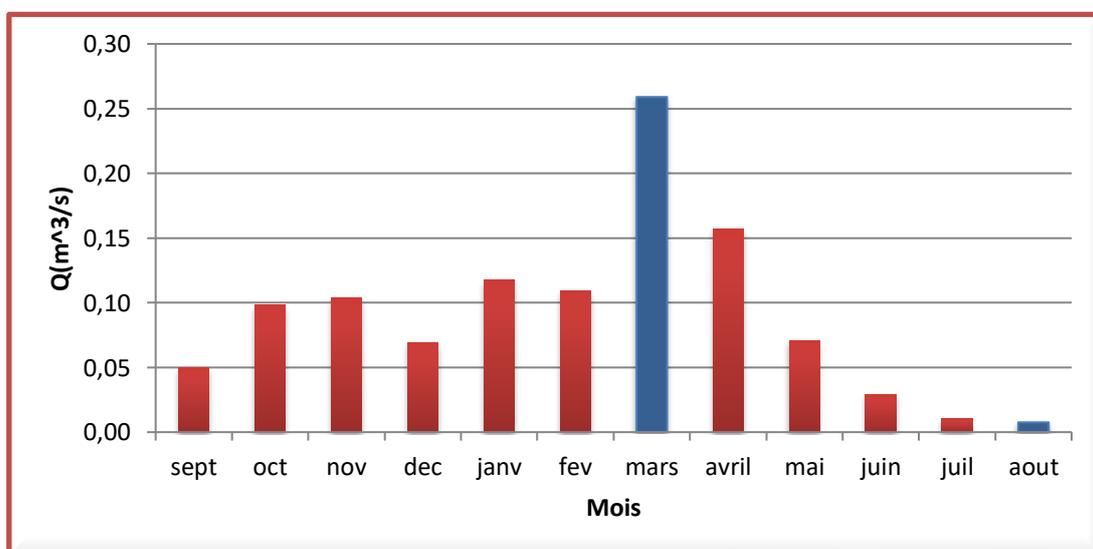


Figure III.22: Variation des débits mensuels (1981/1982-2011/2012).

III.6.3 Variation des débits moyens saisonniers :

Les débits moyens saisonniers d'oued Boumessaoud (1981/1982-2011/2012) sont représentés dans le tableau ci-dessous :

Tableau III.32 : Variation saisonnières des débits (1981/1982-2011/2012)

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Q (m^3/s)	0.084	0.099	0.162	0.016

Dans la figure III.23 et le tableau III.32, on peut observer la distribution saisonnière des débits à l'oued Boumessaoud. Les résultats indiquent que la majeure partie des écoulements se produit au printemps, avec un débit moyen de 0,162 m^3/s .

Cette augmentation significative du débit au printemps peut s'expliquer par plusieurs facteurs. Premièrement, le printemps est généralement une période de précipitations plus abondantes dans de nombreuses régions, ce qui entraîne un apport d'eau plus important dans le bassin versant de l'oued Boumessaoud. Les précipitations supplémentaires alimentent les cours d'eau et augmentent les débits.

Deuxièmement, pendant l'hiver, le sol peut être saturé en eau en raison des précipitations antérieures. Lorsque les précipitations continuent à tomber au printemps, le sol déjà saturé ne peut pas absorber toute l'eau supplémentaire, ce qui entraîne un ruissellement plus important vers les cours d'eau, y compris l'oued Boumessaoud.

Il est important de noter que la répartition saisonnière des débits peut varier en fonction du climat, de la géographie et d'autres facteurs locaux. Cependant, les résultats présentés dans la figure III.23 et le tableau III.32 suggèrent que le printemps est la saison où les débits sont généralement les plus élevés à l'oued Boumessaoud, en raison des fortes pluies et de l'état de saturation du sol en hiver.

Ces informations sont essentielles pour comprendre la dynamique hydrologique de l'oued Boumessaoud et peuvent être utilisées pour la planification de la gestion des ressources en eau dans la région.

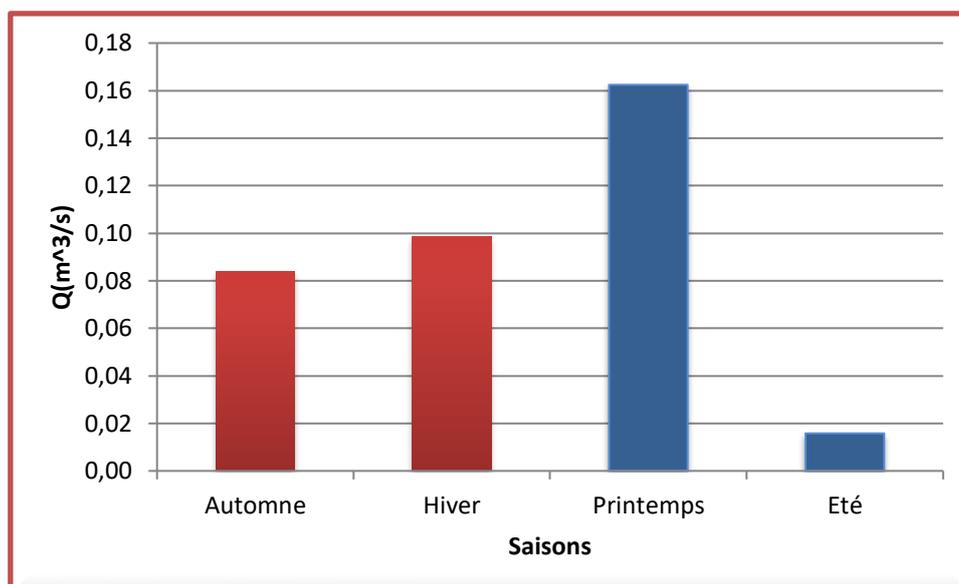


Figure III.23: Variation des débits saisonniers à la station de Zenata (1981/1982-2011/2012).

III.6.4 Variation journalière des débits :

La figure III.24 met en évidence une variation très irrégulière des moyennes journalières des débits observés à l'oued Boumessaoud sur une période allant de 1981/1982 à 2011/2012. Cette variabilité indique des fluctuations importantes dans les débits tout au long de l'année.

En moyenne sur 365 jours, il est noté que sur 99 jours, le débit était supérieur à la moyenne de 0,09 m³/s. Cela suggère que près d'un tiers de l'année (environ 27%) a enregistré des débits supérieurs à la moyenne, tandis que le reste de l'année a enregistré des débits inférieurs à cette valeur moyenne.

Deux pics de débit se distinguent particulièrement dans la figure. Le premier pic, d'une valeur de 1,68 m³/s, a été enregistré le 17 mars, indiquant une période de débit exceptionnellement élevé à cette date spécifique. Le deuxième pic, d'une valeur de 2,08 m³/s, a été enregistré le 6 avril, suggérant une autre période de débit très élevé.

Ces pics de débit élevé peuvent être attribués à des événements spécifiques tels que des précipitations abondantes ou des phénomènes météorologiques exceptionnels. Ils peuvent être liés à des facteurs climatiques, géographiques ou hydrologiques particuliers dans la région.

La nature irrégulière de la variation des débits observés souligne l'importance d'une analyse approfondie pour comprendre les facteurs qui influencent ces fluctuations. Il est crucial de prendre en compte ces variations saisonnières et les événements exceptionnels lors de la gestion des ressources en eau dans le bassin de l'oued Boumessaoud.

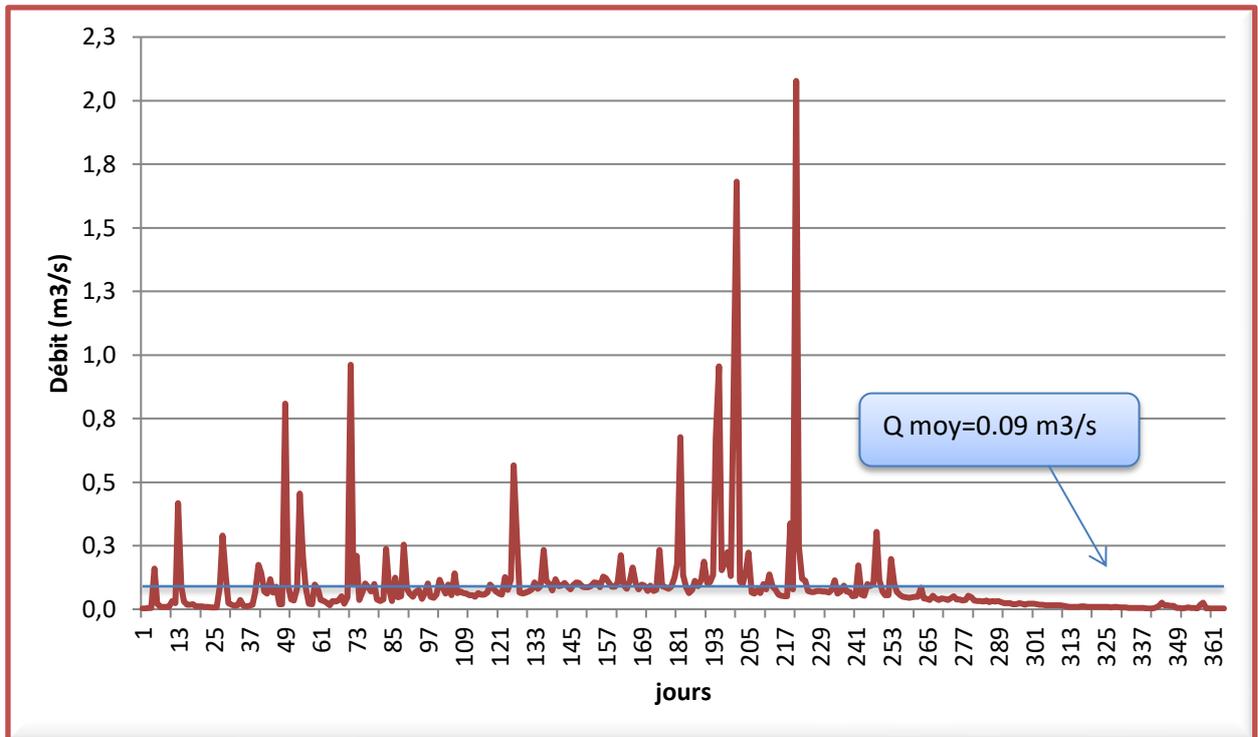


Figure III.24: Variation journalière des débits (1981/1982-2011/2012)

III.6.5 Coefficient mensuel des débits :

Le coefficient mensuel de débits (C_m) est calculé en divisant le débit moyen mensuel par le débit moyen interannuel. La formule qui permet de le définir est la suivante :

$$C_m = \frac{Q_{moy\ mens}}{Q_{moy\ ann}} \quad \text{Eq.III.18}$$

Tableau III.33: Coefficient mensuel des débits pour l’oued Boumessaoud (1981/1982-2011/2012).

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mrs	Avr	Mai	Jun	Jlt	Aut
$Q_{moy}(m^3/s)$	0,05	0,1	0,1	0,07	0,12	0,11	0,26	0,15	0,07	0,03	0,01	0,01
C_m	0,55	1,09	1,14	0,76	1,30	1,21	2,87	1,74	0,78	0,32	0,11	0,08

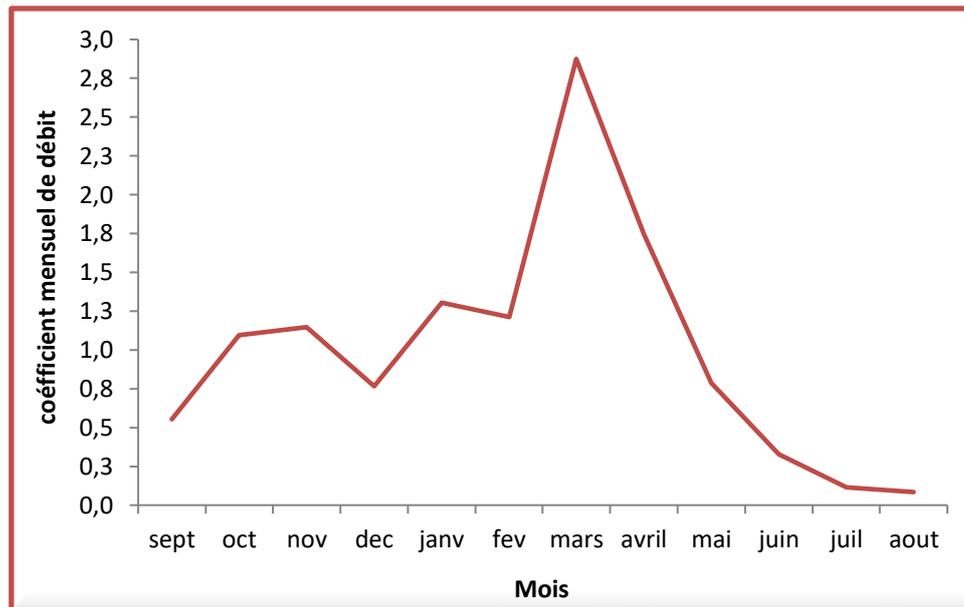


Figure III. 25: Variation mensuelle du coefficient de débit de l'oued Boumessaoud (1981/1982-2011/2012).

La courbe présentée dans la Figure III.25 témoigne des fluctuations du coefficient mensuel de débit, illustrant un pic particulièrement marqué durant le mois de mars, où sont enregistrés des débits importants comparés à la moyenne annuelle. Cette même courbe permet également de conclure que le régime d'écoulement est simple.

III.6.6 Débit spécifique Q_s :

Le débit spécifique est utilisé couramment pour déterminer les débits de crue en évaluant le niveau moyen de l'écoulement des précipitations dans le bassin, exprimé comme une quantité d'eau Q (L/s) sur la surface totale de ce bassin (km^2).

$$Q_s = \frac{Q}{S(\text{bassin})} \quad \text{Eq.III.19}$$

Avec :

Q_s : Débit spécifique (L/s/ km^2).

Q : Débit moyen annuel (L/s), $Q=90.1$ L/s

S : Surface du bassin versant (km^2), dans le cas de notre bassin $S=118km^2$.

$Q_s = 0,76$ (L/s/ km^2).

III.6.7 Coefficient d'écoulement :

Le coefficient permet de déterminer les variations saisonnières régulières et de réaliser des comparaisons entre les différentes rivières. Sa connaissance est primordiale pour estimer les quantités d'eau s'écoulant dans l'oued, ce qui est indispensable pour évaluer la capacité idéale d'une retenue d'eau.

$$C_e(\%) = \frac{\text{lame d'eau moyenne écoulée}}{\text{pluie moyenne annuelle}} * 100 \quad \text{Eq.III.20}$$

Tableau III.34: Coefficient d'écoulement pour l'oued Boumessaoud (1981/1982-2011/2012)

Mois	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout
P(mm)	24,91	39,55	61,17	43,11	54,05	44,16	49,30	43,91	35,70	8,50	2,33	7,36
L _e (mm)	1,09	2,23	2,27	1,56	2,67	2,31	5,87	3,45	1,61	0,64	0,23	0,17
C _e (%)	4,38	5,66	3,71	3,63	4,94	5,24	11,92	7,86	4,51	7,58	10,18	2,34

La figure III.26 illustre la fluctuation mensuelle du coefficient d'écoulement à l'oued Boumessaoud sur une période s'étendant de 1981/1982 à 2011/2012. Le coefficient d'écoulement représente la proportion de précipitations qui se transforme en écoulement dans le cours d'eau.

Selon la figure, le mois de mars présente le coefficient d'écoulement maximal avec une valeur de 11,92 %. Cela signifie que, en moyenne, près de 11,92 % des précipitations tombées au cours du mois de mars se sont transformées en écoulement dans l'oued Boumessaoud. Ce coefficient élevé peut être attribué à des conditions hydrologiques spécifiques qui favorisent une meilleure transformation des précipitations en écoulement.

D'autre part, le mois d'août présente le coefficient d'écoulement minimal avec une valeur de 2,34 %. Cela indique que seulement environ 2,34 % des précipitations enregistrées en août ont contribué à l'écoulement de l'oued Boumessaoud. Cette valeur plus faible peut être expliquée par des conditions hydrologiques telles qu'une évapotranspiration plus élevée due aux températures estivales élevées et à une demande accrue en eau par la végétation.

Il est important de noter que la fluctuation mensuelle du coefficient d'écoulement peut être influencée par divers facteurs, notamment les précipitations, la température, l'évapotranspiration, la géologie du bassin versant, la végétation et les pratiques de gestion de l'eau. Ces facteurs peuvent varier selon les saisons et les années, ce qui se reflète dans la variation mensuelle du coefficient d'écoulement.

La connaissance de ces fluctuations mensuelles du coefficient d'écoulement peut être précieuse pour la gestion des ressources en eau et la planification des activités liées à l'oued Boumessaoud, notamment l'irrigation agricole et la prévention des inondations

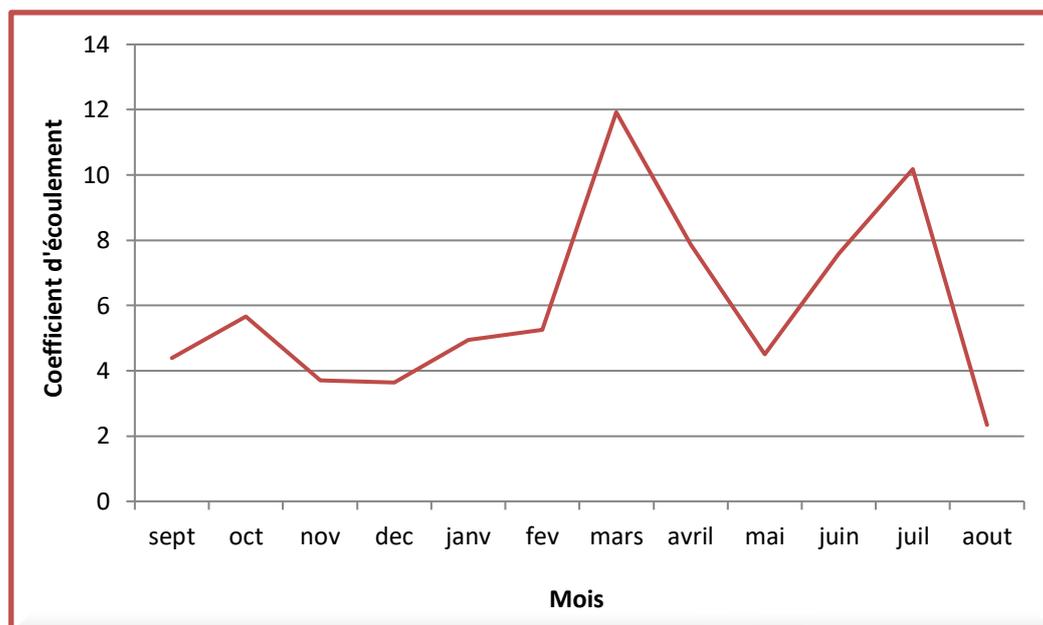


Figure III.26: Variation mensuelle de coefficient d'écoulement pour l'oued Boumessaoud (1981/1982-2011/2012)

La Figure III.27 représente la variation annuelle du coefficient d'écoulement à l'oued Boumessaoud sur la période de 1981/1982 à 2011/2012. Le coefficient d'écoulement est un indicateur de la proportion des précipitations qui se transforme en écoulement dans le cours d'eau.

Selon la figure, les valeurs du coefficient d'écoulement montrent une irrégularité marquée tout au long de la période étudiée. Cependant, il est observé une forte augmentation du coefficient d'écoulement entre les périodes (1988-1990) et (1995-1998).

Cette augmentation significative du coefficient d'écoulement pendant ces périodes indique une intégration d'une période humide dans le bassin de l'oued Boumessaoud. Cela signifie qu'il y a eu des épisodes de précipitations plus abondantes au cours de ces années, ce qui a conduit à une augmentation de l'écoulement dans le cours d'eau.

Ces périodes de pluies plus intenses et de coefficients d'écoulement plus élevés peuvent être le résultat de facteurs climatiques régionaux ou de phénomènes météorologiques spécifiques. Par exemple, des événements tels que des pluies torrentielles, des épisodes El Niño ou des variations dans les systèmes de circulation atmosphérique peuvent influencer les précipitations et donc le coefficient d'écoulement.

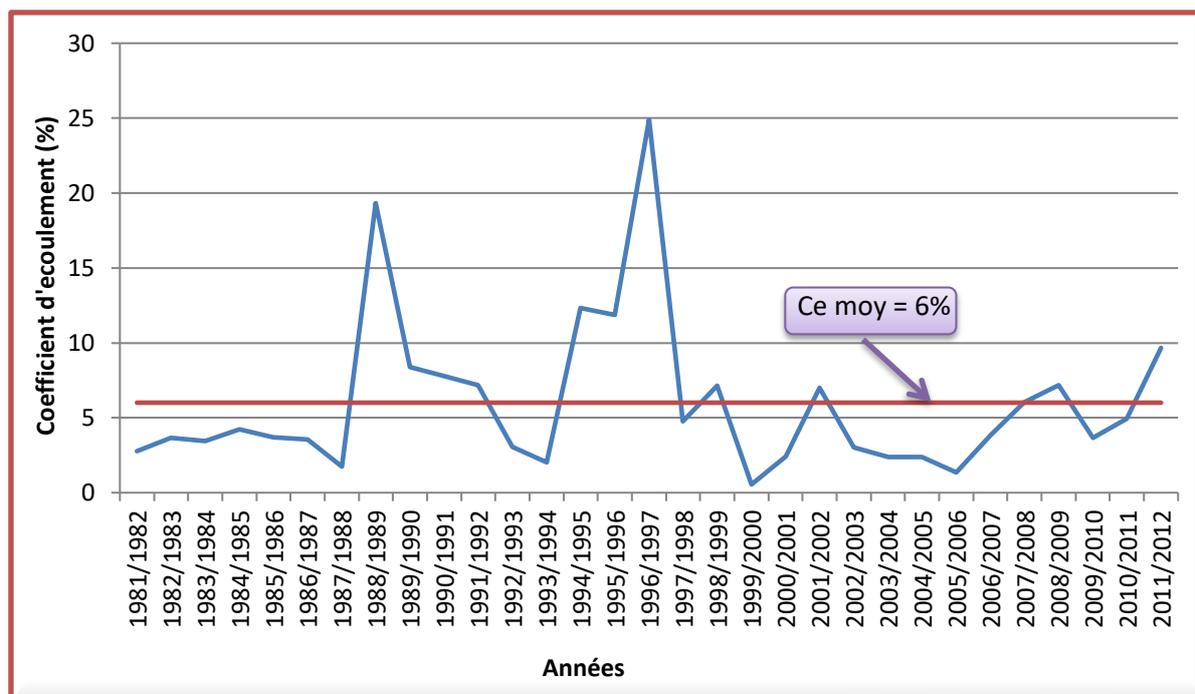


Figure III.27 : Coefficient d'écoulement standard au niveau du bassin d'oued Boumessaoud (1981/1982 - 2011/2012).

III.7 CONCLUSION :

Le chapitre consacré à l'étude du bassin versant d'Oued Boumessaoud a fourni une compréhension approfondie des caractéristiques hydro-climatiques de la région. Voici un résumé des principales conclusions :

1. Pluviométrie irrégulière : La pluviométrie dans le bassin versant d'Oued Boumessaoud est caractérisée par une grande irrégularité, comme en témoigne le coefficient d'immodération élevé. Cela signifie que les précipitations sont inégalement réparties dans le temps, avec des variations significatives d'une année à l'autre.
2. Région semi-aride à écoulement temporaire : En raison de la faible pluviométrie et de l'irrégularité des précipitations, la région peut être qualifiée de semi-aride. De plus, l'écoulement dans le cours d'eau est de nature temporaire, ce qui signifie que les écoulements sont intermittents et dépendent des précipitations récentes.
3. Saisons humides et sèches : Les mois les plus humides dans le bassin versant sont novembre et janvier, tandis que juillet et août sont les mois les plus secs. Les données indiquent une pluviométrie moyenne de 414.07 mm à Zenata et de 449.83 mm à Tlemcen pour ces mois.
4. Variations de température : La température moyenne annuelle dans la région est de 18,2 °C. On observe des variations mensuelles, avec janvier étant le mois le plus froid et août le mois le plus chaud. Ces variations de température influencent l'évapotranspiration potentielle.
5. Évapotranspiration potentielle élevée : L'évapotranspiration potentielle, qui représente la quantité d'eau qui s'évapore de la surface du sol et transpire des plantes, est élevée dans le bassin d'Oued Boumessaoud. Selon différentes méthodes de calcul, la moyenne annuelle de l'évapotranspiration potentielle varie de 975,2 mm à 988,9 mm.

6. Débit moyen annuel : Le débit moyen annuel dans l'oued Boumessaoud est de 0,09 m³/s. Les variations mensuelles montrent un débit maximum en mars et un débit minimum en août. Ces variations sont influencées par les précipitations et l'évapotranspiration dans la région.
7. Lamme d'eau annuelle : La lamme d'eau annuelle, qui représente l'épaisseur d'eau qui s'écoulerait sur la surface du bassin versant si toute la pluie était uniformément répartie, suit une loi log-normale. Sa moyenne est de 24,11 mm.

En résumé, l'étude du bassin versant d'Oued Boumessaoud met en évidence une région avec une pluviométrie irrégulière, des saisons humides et sèches, une évapotranspiration potentielle élevée et des variations du débit tout au long de l'année. Ces informations sont précieuses pour la gestion des ressources en eau, la planification agricole et d'autres activités liées à l'utilisation des ressources dans le bassin versant d'Oued Boumessaoud. La variabilité des précipitations et du débit dans la région nécessite une gestion prudente des ressources en eau pour répondre aux besoins des utilisateurs, tels que l'agriculture, l'approvisionnement en eau potable et la préservation de l'écosystème local.

Les saisons humides, telles que novembre et janvier, fournissent des quantités importantes de précipitations, ce qui peut être bénéfique pour l'agriculture et la recharge des nappes phréatiques. Cependant, il est essentiel de développer des stratégies de stockage et de gestion de l'eau pendant ces périodes afin de maximiser l'utilisation de ces ressources pour les périodes plus sèches.

La forte évapotranspiration potentielle dans la région souligne l'importance de l'efficacité de l'irrigation et de l'optimisation de l'utilisation de l'eau dans l'agriculture. Des techniques d'irrigation précises et des méthodes de conservation de l'eau peuvent contribuer à minimiser les pertes et à maximiser l'efficacité de l'utilisation de l'eau dans le bassin versant.

La connaissance des variations saisonnières du débit est également cruciale pour la gestion des ressources en eau. Les périodes de débits plus élevés, comme en mars, peuvent nécessiter une surveillance accrue des risques d'inondation et des mesures de protection appropriées. Par contre, les périodes de débits plus faibles, comme en août, peuvent nécessiter des stratégies de conservation de l'eau et une planification prudente de l'utilisation des ressources en eau.

En conclusion, la compréhension des caractéristiques hydro-climatiques du bassin versant d'Oued Boumessaoud, telles que la pluviométrie, la température, l'évapotranspiration, le débit et la lamme d'eau, fournit des informations précieuses pour la gestion durable des ressources en eau dans la région. Une approche intégrée de la gestion de l'eau, en tenant compte des variations saisonnières et des besoins des utilisateurs, est essentielle pour assurer une utilisation efficace et équilibrée des ressources en eau dans le bassin versant

Chapitre IV :

Etude des débits extrêmes

IV.1 INTRODUCTION :

L'estimation des débits extrêmes, tels que les crues et les étiages, revêt une importance capitale dans le domaine de l'hydrologie pour concevoir des aménagements efficaces des cours d'eau. Dans le cadre du bassin versant de l'Oued Boumessaoud, plusieurs formules et méthodes sont mises en pratique afin d'estimer ces débits exceptionnels. Ces approches incluent l'utilisation des statistiques de probabilité pour déterminer les débits extrêmes, l'analyse des régimes de crue, ainsi que l'étude des caractéristiques géomorphologiques. En combinant ces méthodes, il est possible d'obtenir des estimations plus précises des débits extrêmes, fournissant ainsi des informations essentielles pour la planification et la gestion des ressources en eau dans la région du bassin versant de l'Oued Boumessaoud.

IV.2 ETUDE STATIQUE DES DEBITS EXTREMES :

IV.2.1 Ajustement des débits maximums :

Le tableau IV.1 fournit les résultats de calcul des valeurs de position et de dispersion des débits maximums.

Tableau IV.1 : Paramètres de position et de dispersion des débits maximums (1982/1983-2011/2012)

Paramètre	Formule	Valeur
Moyenne (m ³ /s)	$\overline{Qmax} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n Qmax_i$	64.6
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (Qmax_i^2 - \overline{Qmax}^2)$	10821.84
Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	104.2
Coefficient de variation	$c_v = \frac{\sigma}{\overline{Qmax}}$	1,61

Lorsque le coefficient de variation (C_v) est supérieur à 0,5, cela suggère fortement que l'ajustement suit une distribution de Gumbel.

Les résultats de cet ajustement à la loi de Gumbel sont illustrés par la figure IV.1 et le tableau IV.2 :

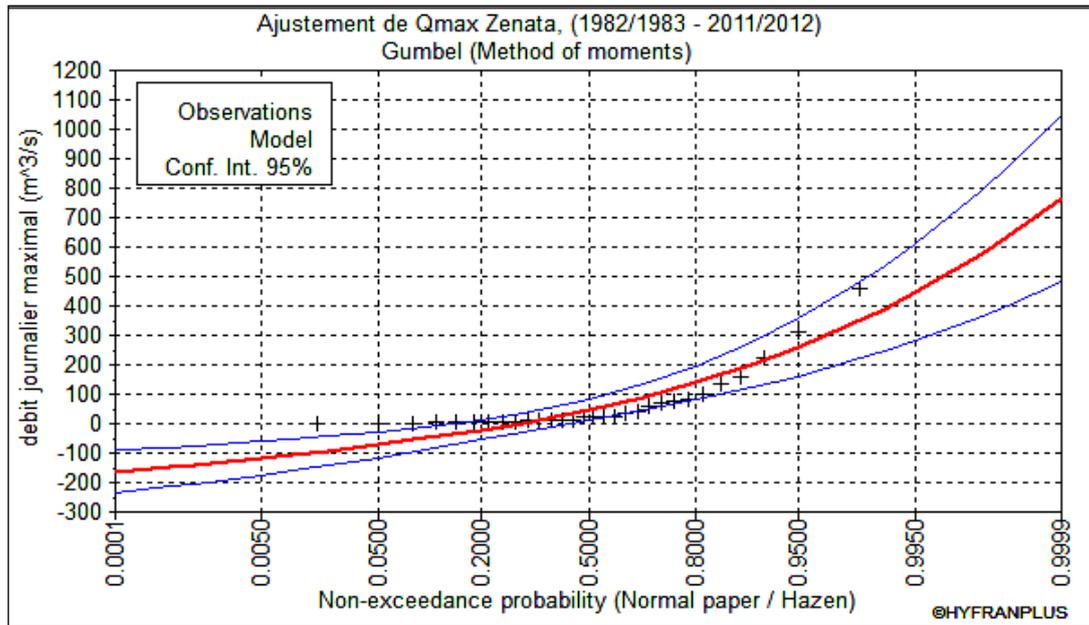


Figure IV.1 : Ajustement des débits Maximums de l’oued Boumessaoud à la loi de Gumbel.

Tableau IV.2: Débits maximum pour des périodes de retour données.

T	F(x)	Q _{maxT} m ³ /s	Ecarts-type	Intervalle de confiance 95%	
1000.0	0.9990	578	110	363	793
100.0	0.9900	391	74.5	245	537
50.0	0.9800	334	64.0	209	460
20.0	0.9500	259	50.1	161	357
10.0	0.9000	200	39.7	123	278
5.0	0.8000	139	29.4	81.9	197

IV.2.2 Ajustement des débits minimums :

Le tableau IV.3 fournit les résultats de calcul des valeurs de position et de dispersion des débits minimums.

Tableau IV.3 : Paramètres de position et de dispersion des débits minimums (1982/1983-2011/2012)

Paramètre	Formule	Valeur
Moyenne (m ³ /s)	$\overline{Qmin} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n Qmin_i$	6,2*10 ⁻³
Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n (Qmin_i^2 - \overline{Qmin}^2)$	1,19*10 ⁻⁴
Ecarts-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	0.01
Coefficient de variation	$c_v = \frac{\sigma}{\overline{Qmin}}$	1.78

Le coefficient de variation $C_v > 0.5$, nous laisse penser fortement que l'ajustement suit une loi de Gumbel comme le montre les résultats donnés par la figure IV.2 et le tableau IV.4.

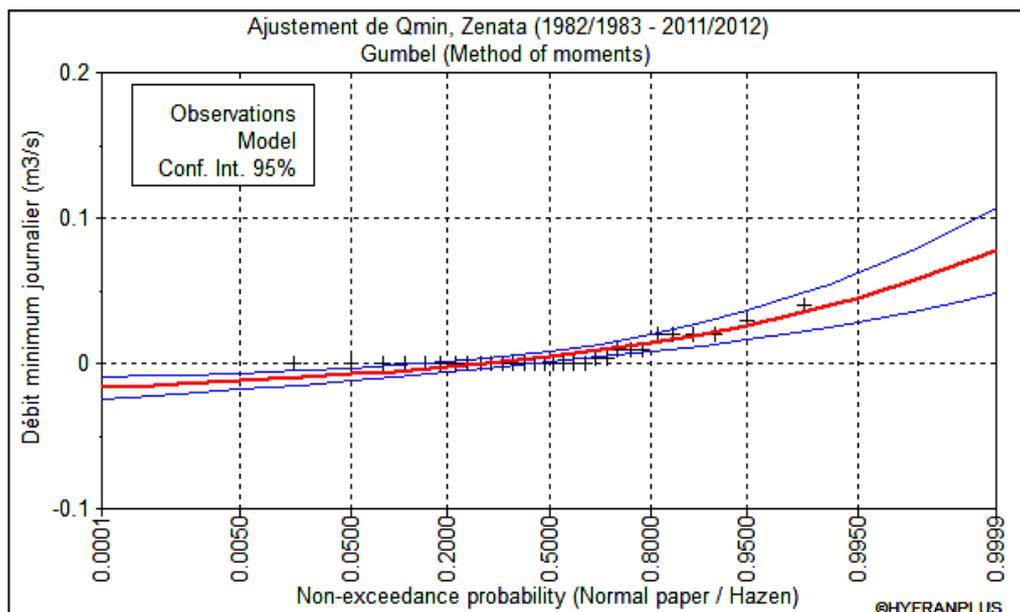


Figure IV.2 : Ajustement des débits Minimums de l’oued Boumessaoud à la loi de Gumbel.

Tableau IV.4: Débits minimum pour des périodes de retour données.

T	F(x)	Q _{min} T	Ecart-type	Intervalle de confiance 95%	
1000.0	0.9990	0.05	0.01	0.04	0.08
100.0	0.9900	0.04	0.007	0.02	0.05
50.0	0.9800	0.03	0.006	0.02	0.04
20.0	0.9500	0.02	0.005	0.02	0.03
10.0	0.9000	0.02	0.004	0.01	0.02
5.0	0.8000	0.01	0.002	0.008	0.01

IV.3 COURBE DES DEBITS CLASSES (CDC) :

La courbe des débits classés offre une vision synthétique de la variabilité des débits dans le temps et permet de prendre en compte les événements extrêmes dans la conception des ouvrages hydrauliques. Elle constitue donc un outil précieux pour les hydrologues et les ingénieurs dans l'aménagement des cours d'eau et la gestion des ressources en eau.

La construction d'une courbe des débits classés se fait en suivant les étapes suivantes :

1. Collecte des données : Il est nécessaire de disposer de séries de débits journaliers pour une période suffisamment longue afin d'obtenir une représentation statistiquement significative.

2. Classement des débits : Les débits journaliers sont classés par ordre décroissant, c'est-à-dire du débit le plus élevé au débit le plus faible. Chaque débit est ensuite associé au nombre de jours correspondants.
3. Construction de la courbe : Les débits classés sont représentés graphiquement en utilisant un axe horizontal pour le nombre de jours et un axe vertical pour les débits. En traçant les points correspondants, on obtient la courbe des débits classés.
4. Interprétation : En observant la courbe des débits classés, on peut identifier les débits caractéristiques, tels que le débit minimum (généralement associé à une fréquence de retour élevée) et le débit de pointe (correspondant à une crue exceptionnelle). Ces débits sont essentiels pour la conception et la planification des ouvrages hydrauliques, tels que les barrages, les canaux, ou les systèmes de drainage.

IV.3.1 Estimation des débits caractéristiques :

Pour caractériser le régime d'étiage d'un cours d'eau, on utilise généralement des débits caractéristiques. Ces débits sont définis comme suit :

- **Le Débit Caractéristique Maximum (DCM) ou Débit Caractéristique de Crue (DCC10)** : il représente le débit maximal de l'année (atteint ou dépassé pendant 10 jours ou plus par an).
- **Le Débit Caractéristique de 6 mois (DC6)** : il représente le débit atteint pendant 6 mois de l'année ou de fréquence $\frac{1}{2}$.
- **Les Débits Caractéristiques de 1, 3 ou 9 mois (DC1, DC3 et DC9)** : ils représentent les débits dépassés respectivement pendant 1, 3 ou 9 mois par an.
- **Le Débit Spécifique d'Etiage (DCE)** : il représente le débit journalier dépassé en moyenne 355 jours par an.

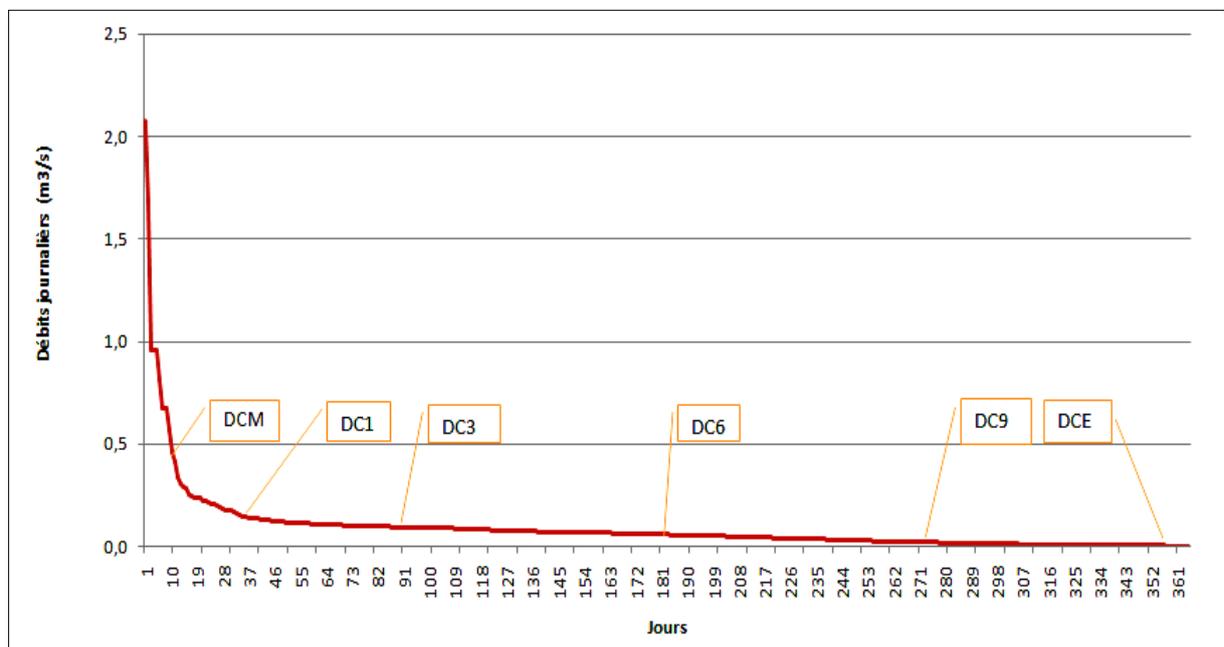


Figure IV.3 : Courbe des débits classés.

Tableau IV.5 : Débits caractéristiques classés.

Q classés	DCM	DC1	DC3	DC6	DC9	DCE
Valeurs (m ³ /s)	0.45	0.17	0.09	0.05	0.02	0.01

IV.4 APPLICATION DE LA METHODE DU GRADEX :

Les différentes étapes qui composent la méthode du Gradex sont :

- a) L'ajustement de la série (P_{jmax}) à la loi de Gumbel par le logiciel Hyfran, ce qui permet d'estimer les valeurs de précipitation maximale pour des périodes de retour données (fig. IV.4).

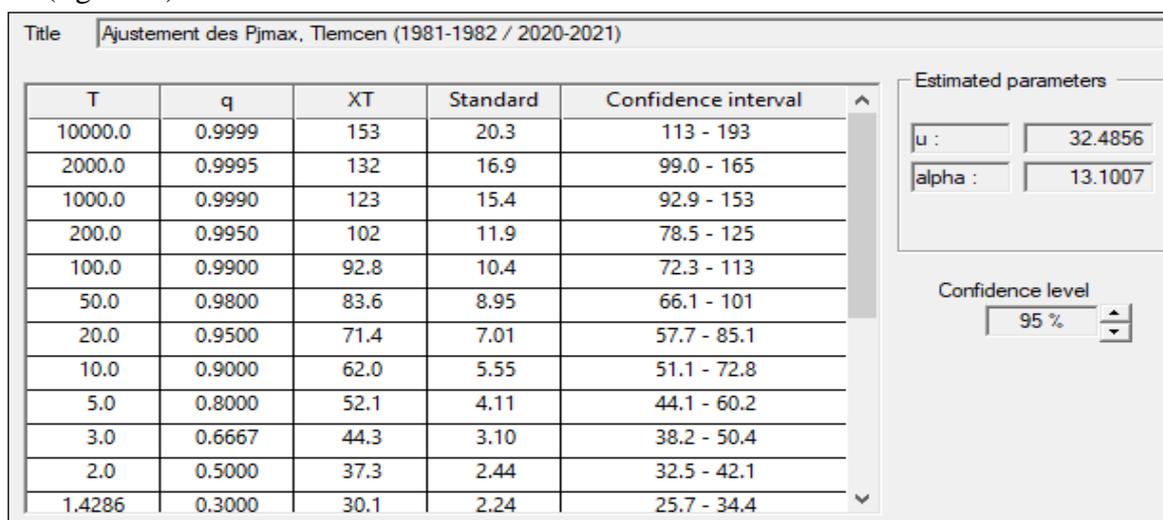


Figure IV.4 : Résultats d'ajustement de la série de pluie journalière maximale à la station de Tlemcen (1981-1982/2020-2021).

- b) Détermination du Gradex :

L'équation de la droite d'ajustement de Gumbel obtenue est :

$$P = 13.10 * \mu + 32.48$$

Donc le Gradex est : $a = 13.10$

- c) Le choix du pas de temps consiste à utiliser le temps de base, qui a été estimé à 24 heures.
- d) Après avoir ajusté la série des débits maximums de l'oued Boumessaoud à la station de Zenata à la loi de Gumbel, nous avons obtenu le débit décennal ($Q_{10 \text{ ans}}=200 \text{ m}^3/\text{s}$.)

Pour exprimer ce débit décennal en lame d'eau équivalente, nous pouvons utiliser la formule suivante :

$$R = \frac{Q_{10} * 3.6 * n}{S} \quad \text{EqIV.1}$$

Où :

S : Surface du bassin (égal à 118 km²),

n : Nombre d'heure (égal à 24 heures),

$R_{10 \text{ ans}}=146.44 \text{ mm}$

- e) L'étape suivante consiste à extrapoler la distribution des débits au-delà de 0,9 (T=10 ans) en utilisant une droite dont la pente est égale au Gradex de la pluie.

$$Q_{\mu\%} = a * \mu + b' \text{EqIV.2}$$

a : Gradexa=13.10

μ : Variable réduite de Gumbel $(\mu = -\ln(-\ln(F)))$ EqIV.3

$$b' = Q_{10 \text{ ans}} - a * \mu (T = 10 \text{ ans}) \text{ EqIV.4}$$

Avec $F = 1 - 1/10 = 0.9$

$\mu = 2.25$

$b' = 116.96$

$$Q_{\mu\%} = 13.10 * \mu + 116.96$$

- f) En représentant l'équation sur le même graphe que celui de l'ajustement des $P_{j\max}$, on peut tirer pour chaque période de retour le débit en millimètres (mm).

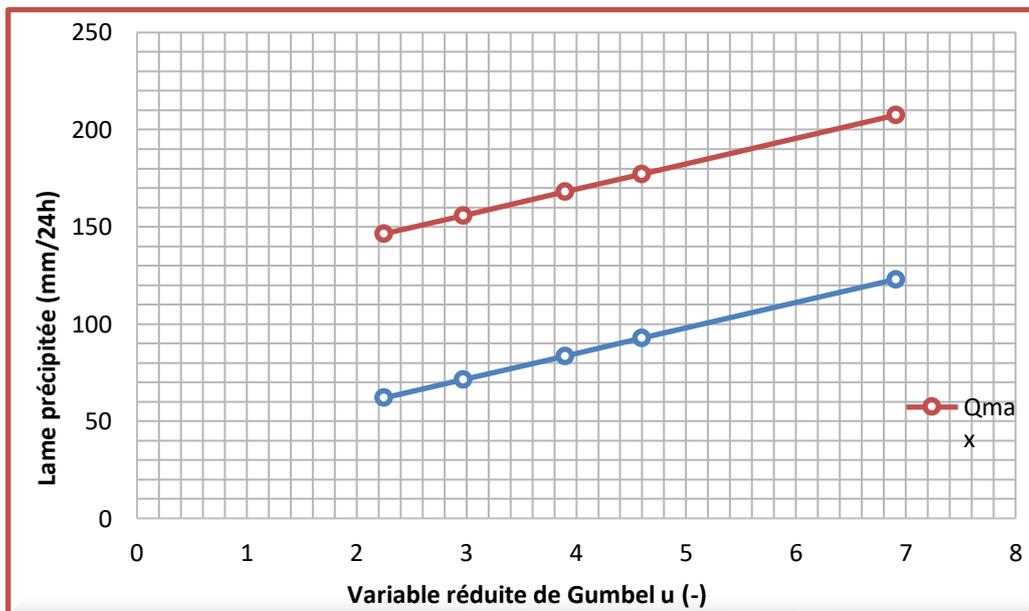


Figure IV.5 : Ajustement des pluies journalières maximales et droite d'extrapolation des débits maximaux par la méthode du Gradex de l'oued Boumessaoud.

- g) Calcul des débits de pointe : Les débits maximums pour chaque période de retour sont obtenus en multipliant les débits extrapolés par un coefficient $P = 1$.

Tableau IV.6 : Débits de pointe de l'oued Boumessaoud estimés par la méthode du Gradex.

Période de retour (ans)	F(x)	μ	Q_r (mm/24)	Q_r (m ³ /s)	Q_p (m ³ /s)
10	0.9	2.25	146.44	200	202
20	0.95	2.97	155.84	212.88	215
50	0.98	3.90	168.05	229.51	231.81
100	0.99	4.60	177.22	242.04	244.46
1000	0.999	6.91	207.48	283.37	286.20

Avec :

F : Fréquence, μ : Variable réduite de Gumbel, Q_r : Débit (mm ou en m³/s),
 Q_p : Débit de pointe (m³/s).

IV.5 METHODE DES FORMULES EMPIRIQUES :

Dans le but d'estimer les débits maximums de l'oued Boumessaoud, différentes formules empiriques ont été considérées, en se basant sur les méthodes les plus couramment utilisées en Algérie.

IV.5.1 Formule de Mallet-Gauthier :

$$Q_{max.P\%} = 2k \log(1 + AP) * \frac{S}{\sqrt{L}} * \sqrt{1 + 4 \log T - \log S} \quad \text{EqIV.4}$$

Avec :

S : Superficie du bassin versant (Km²),
 L : Longueur du thalweg principal (Km),
 A : Coefficient régional pris égal à 20,
 K : Constante comprise entre 1 et 3,
 P : Précipitations moyennes interannuelles (m),
 T : Période de retour en années.

Tableau IV.7: Débit maximum de crue l'oued Boumessaoud pour différentes périodes de retour (Formule de Mallet-Gauthier).

F%	99.9	99	98	95	90	80
T (ans)	1000	100	50	20	10	5
Q_{max} (m ³ /s)	478.22	380.77	346.10	294.07	247.54	189.94

IV.5.2 Formule de Turraza :

$$Q_{max.P\%} = \frac{C * S * I}{3.6} \quad \text{EqIV.5}$$

Avec :

S : Superficie du bassin versant (Km²),
 I : Intensité moyenne maximale de la précipitation pendant une durée égale au temps de Concentration(mm/h),
 C : Coefficient de ruissellement en fonction de la probabilité donnée.

Tableau IV.8: Débit maximum de crue de l'oued Boumessaoud pour différentes périodes de retour (Formule de Turraza).

T (ans)	1000	100	50	20	10	5
C	3.44	3.08	2.92	2.65	2.36	1.95
I (mm/h)	10.9	8.2	7.4	6.3	5.5	4.6
Q_{max} (m ³ /s)	1223.30	829.18	709.55	548.47	425.80	294.54

IV.5.3. Formule de Mac Math :

$$Q_{max.P\%} = K * P * S^{0.58} * I^{0.42} \text{EqIV.6}$$

Avec :

Q_i : Débit de pointe (m³/s) de période de retour T (années),

P : Pluie maximale sur 24 heures (m) de période de retour T (années),

A : Superficie du bassin versant (hectare),

I : Pente moyenne du bassin versant (%),

K : Coefficient dépendant de la nature du bassin versant égal à 0.22.

Tableau IV.9: Débit maximum de crue l’oued Boumessaoud pour différentes périodes de retour (Formule de Mac Math).

T (ans)	1000	100	50	20	10	5
P (mm)	123	92.8	83.6	71.4	62	52.5
Q _p (m ³ /s)	512.51	386.67	348.34	297.50	258.34	218.75

IV.5.3 Formule de Giandotti :

$$Q_{max\%} = \frac{C * S * (H_{moy} - H_{min})^{\frac{1}{2}}}{4(S)^{\frac{1}{2}} + 1.5L} * P_{tc\%} \text{EqIV.7}$$

C : Coefficient topographique varie entre 66 et 166,

S : Superficie du bassin versant (km²),

L : Longueur du talweg principal (km),

H_{moy}, H_{min} : Altitudes moyennes et minimales (m),

P_{tc} : Pluies de courte durée (mm).

Tableau IV.10: Débit maximum de crue l’oued Boumessaoud pour différentes périodes de retour (Formule de Giandotti).

T (ans)	1000	100	50	20	10	5
P _{ct} (mm)	49.5	37.4	33.7	28.7	25	21.50
Q _p (m ³ /s)	237.59	179.51	161.75	137.75	120	103.20

IV.5.4 Formule de Taibi-ANRH :

$$Q_{pt} = e^{0.95\mu} * Q_p \text{EqIV.8}$$

Avec :

Q_{pt} : Débit de pointe fréquentiel (m³/s),

u : Variable réduite de Gauss,

Q_p : Débit de pointe annuel (m³/s).

Tableau IV.11: Débit maximum de crue l’oued Boumessaoud pour différentes périodes de retour (Formule de Taibi-ANRH).

T (ans)	1000	100	50	20	10	5
μ	6.91	4.6	3.9	2.97	2.25	1.5
Q _{max} (m ³ /s)	37085.17	4131.81	2124.88	878.28	443.17	217.34

Les résultats de calcul pour le bassin versant de l'oued Boumessaoud sont résumés dans le tableau suivant :

Tableau IV.12: Récapitulatif des résultats des débits de crue (m³/s) d'oued Boumessaoud pour les différentes périodes de retour.

T (ans)	Mallet-Gauthier	Turraza	Mac Math	Giandotti	Taibi-ANRH	Gradex	Valeurs observées
1000	478,22	1229,30	512,51	237,59	37085,17	286,20	578
100	380,77	829,18	386,67	179,51	4131,81	244,45	391
50	346,1	709,55	348,34	161,75	2124,88	231,8	334
20	294,07	548,47	297,50	137,75	878,28	215	259
10	247,54	425,80	258,34	119,99	443,17	202	200
5	189,94	294,54	218,75	103,19	217,34		139

Le tableau IV.12 présente un récapitulatif des résultats obtenus à partir de différents calculs de débits de crue pour différentes périodes de retour. Une analyse des valeurs révèle que les débits de crue estimés à l'aide de la formule de Mallet-Gauthier et de la formule de Mac-Math se rapprochent le plus des valeurs observées. En revanche, les méthodes du Gradex et de Giandotti tendent à sous-estimer les débits, tandis que les méthodes de Turraza et de Taïbi-ANRH ont tendance à les surestimer.

IV.6 L'ERREUR RELATIVE :

IV.6.1 Calcul de l'erreur relative :

$$Err = \frac{Q_{max}^{P\%} - Q_{station}}{Q_{max}^{P\%}} * 100 \text{EqIV.9}$$

Tableau IV.13: Erreur relative d'estimation du débit maximum du bassin de l'oued Boumessaoud.

T (ans)	Mallet-Gauthier	Giandotti	Turraza	Mac-Math	Taibi-ANRH	Gradex
1000	20,9	98,5	56,2	5,0	98,5	99,2
100	2,7	94,6	56,0	5,6	91,2	59,9
50	3,5	92,9	56,0	19,3	85,3	44,1
20	11,9	75,7	55,9	30,5	72,4	20,5
10	19,2	56,7	55,8	36,8	57,6	1,0
5	26,8	27,0	55,5	49,3	39,7	

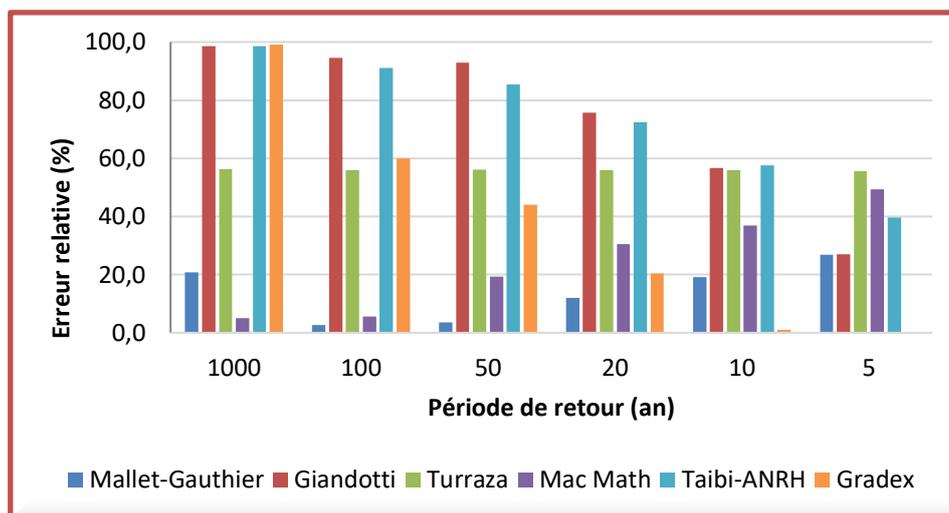


Figure IV.6: Représentation graphique de l'erreur relative de l'estimation de débit de l'oued Boumessaoud.

IV.6.2 Discussion des résultats :

L'analyse des résultats de calculs pour le bassin versant d'Oued Boumessaoud met en évidence trois formules présentant un taux d'erreur minimum. Cela indique que les méthodes de Turraza, Mac-Math et Mallet-Gauthier ont fourni des valeurs de débits de crue pratiquement équivalentes aux mesures observées, tandis que les autres formules ont montré des taux d'erreur considérablement plus élevés.

Pour des périodes de retour inférieures à 50 ans, la méthode de Gradex semble être appropriée pour le bassin étudié, fournissant des résultats comparables aux mesures observées. Cependant, pour des périodes de retour plus longues, deux méthodes se démarquent avec des résultats apparemment plus réalistes : Mallet-Gauthier et Mac-Math. Ces deux formules affichent respectivement des taux d'erreur de 20,9% et 5% pour une période de retour de 1000 ans.

En revanche, les formules de Taibi ANRH et Giandotti ont produit des erreurs importantes. Il est possible que ces deux formules soient plus adaptées aux grands bassins en Algérie, notamment dans les zones humides, et qu'elles ne conviennent pas aussi bien au bassin versant d'Oued Boumessaoud.

Il convient de souligner que l'erreur dans l'estimation des débits de crue peut résulter de divers facteurs, tels que les caractéristiques spécifiques du bassin versant, les hypothèses sous-jacentes des formules utilisées et la disponibilité des données historiques. Il est donc important de considérer ces facteurs lors de la sélection de la méthode appropriée pour estimer les débits de crue dans un bassin donné.

En conclusion, les méthodes de Turraza, Mac-Math et Mallet-Gauthier ont montré des résultats prometteurs pour l'estimation des débits de crue dans le bassin versant d'Oued Boumessaoud, tandis que les formules de Taibi ANRH et Giandotti ont présenté des erreurs plus importantes. Il est recommandé de poursuivre les analyses et les études pour affiner les estimations des débits de crue et mieux comprendre les caractéristiques hydrologiques spécifiques de ce bassin versant.

IV.7 CONSTRUCTION DES HYDROGRAMMES DE CRUES :

Les résultats d'un programme créé par Jean-Pierre Laborde pour le projet "Les crues du Nord de l'Algérie", mandaté par l'ANRH, ont été exploités afin de bâtir les hydrogrammes de crue pour le bassin versant de l'oued Boumessaoud. Ces résultats englobent trois cartes, incluant la carte de Pj10, la carte de Gradex ainsi que la carte des coefficients correctifs régionaux (Laborde, 2013).

IV.7.1 Pluie journalière décennale :

La carte de Laborde (Figure IV.7) présente toutes les stations pluviométriques avec leur code et leur Pj10. En utilisant cette carte, nous avons pu déterminer les précipitations journalières correspondant à une période de retour de 10 ans, qui sont responsables de la crue décennale, en effectuant une lecture directe.

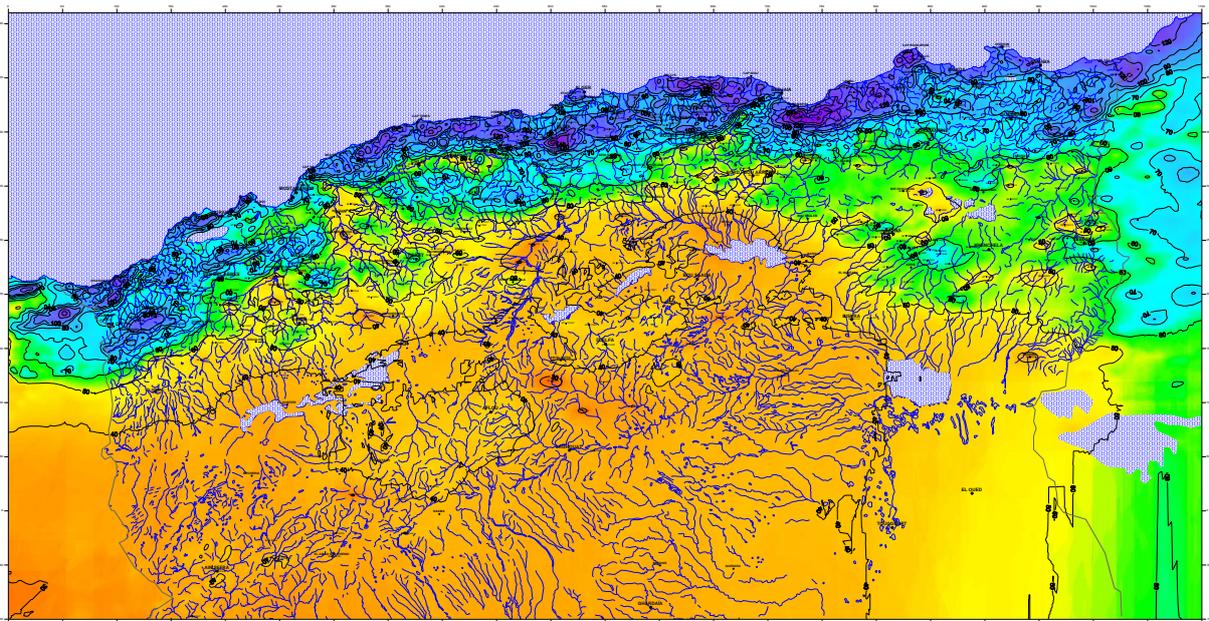


Figure IV.7: Carte de la pluie journalière décennale en Algérie (Laborde, 2013).

IV.7.2 Détermination du Gradex des pluies journalières :

En utilisant la carte de Laborde (Figure IV.5) qui affiche toutes les stations pluviométriques avec leurs codes et leurs Gradex, nous avons calculé le Gradex des précipitations journalières.

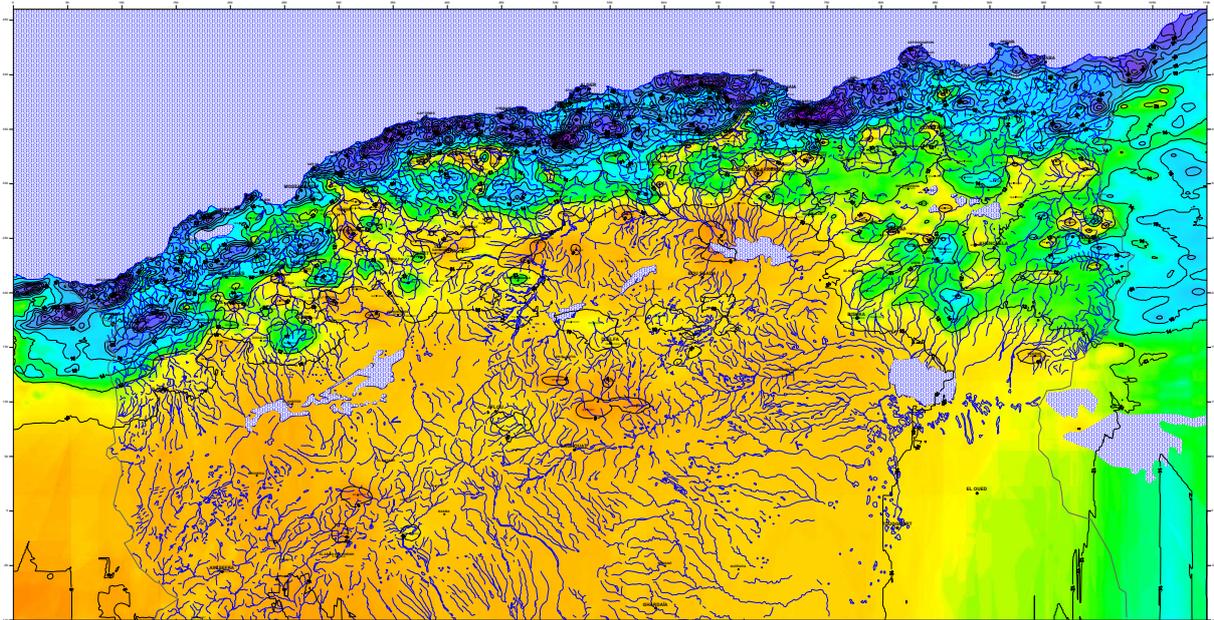


Figure IV.8 : Carte du Gradex des pluies journalières en Algérie (Laborde, 2013).

IV.7.3 Coefficient de correction des quantiles de crue estimé :

En se basant sur la figure établie par Laborde en 2013, nous avons calculé le coefficient de correction des quantiles.

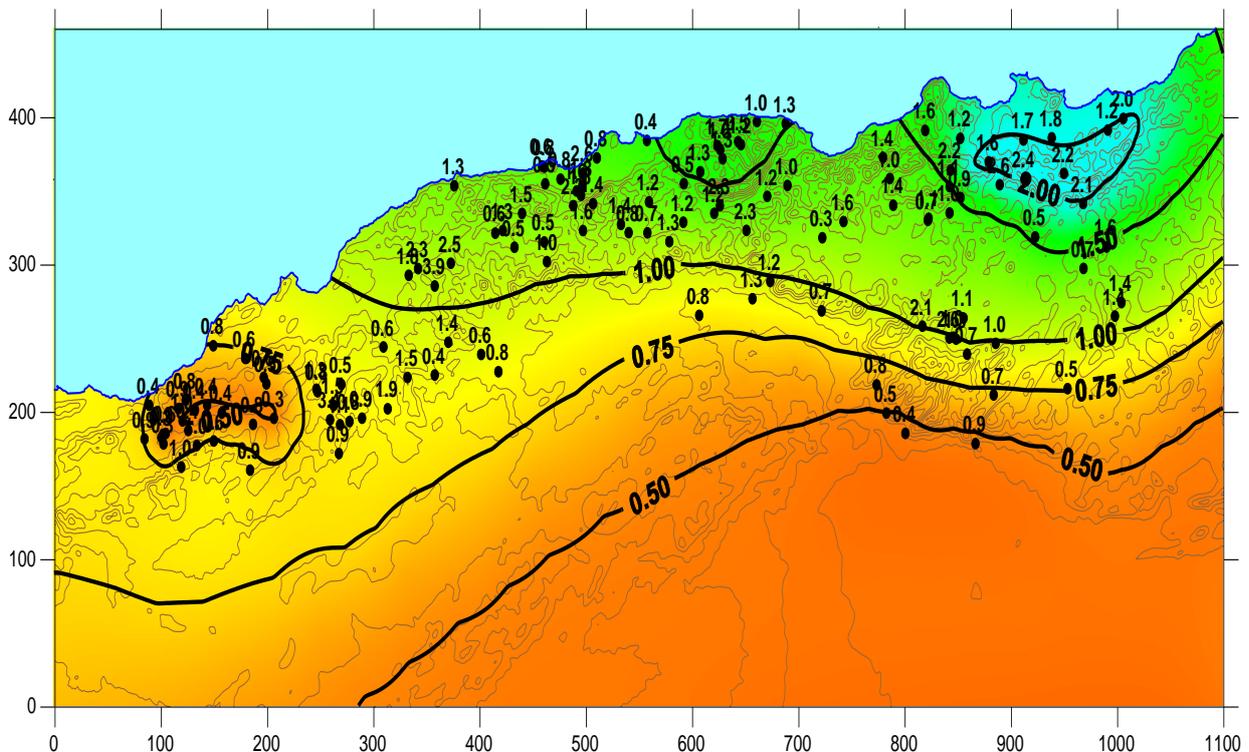


Figure IV.9 : Carte du coefficient de correction des quantiles de crue en Algérie (Laborde, 2013).

Le tableau IV.14 présente les résultats que nous avons obtenus :

Tableau IV.14 : Caractéristiques pluviométriques moyennes sur le bassin versant de l'oued Boumessaoud.

Paramètres à estimer	Indices des paramètres	Valeurs (mm)
Pluie journalière décennale	P_{j10}	90
Gradex des pluies journalières	g	22
Coefficient de correction des quantiles de crue	$rQ_i = rQ_j$	0.5

IV.8 PARAMETRE PLUVIOMETRIQUES DERIVES :

Dans le tableau ci- dessous, nous avons cité six paramètres pluviométriques :

Tableau IV.15 : Paramètres pluviométriques dérivés du bassin versant de l'oued Boumessaoud.

Paramètres	Valeurs	Unité
$Kab.$	0.92	(Sans unité)
P_{j10BV}	83	(mm/j)
g_{BV}	20	(mm/j)
Surface	118	(km ²)
Pente	0.01	(Sans unité)
$P_j(10)$	90	(mm/j)
g	22	(mm/j)
$RQ_j = rQ_i$	0.5	(Sans unité)
α	2.73	(Sans unité)

Avec :

P_{j10} : Pluie journalière décennale (mm/j),

g : Gradex des pluies journalières (mm/j),

rQ_j et rQ_i : Coefficient de correction des quantiles de crue estimée (sans unité),

α : Paramètre de la forme de l'hydrogramme de crue (sans unité),

$Kab.$: Coefficient représentatif de l'abattement des pluies, il est donné par la formule suivante :

$$Kab = 1 - 0.007 * S^{0.5} \quad \text{EqIV.10}$$

IV.9 CARACTERISTIQUES DES CRUES :

Le tableau IV.16 résume les caractéristiques des crues pour une période de retour T (ans) :

Tableau IV.16 : Caractéristiques de la crue pour chaque période de retour T du bassin versant de l'oued Boumessaoud.

Les paramètres estimés	Période de retour T (ans)						
	5	10	20	50	100	200	1000
PjBV(mm/j)	68,00	83	98	117	131	145	178
Q _j (mm/j)	8	11	15	22	28	34	50
Q _i (mm/j)	19	24	34	49	62	76	112
Q _j (m ³ /s)	11	15	21	30	38	47	68
Q _i (m ³ /s)	26	33	47	68	85	104	153
D (heures)	10,1	11,5	11,5	11,5	11,5	11,5	11,5
T _m (heures)	10,1	11,4	11,4	11,4	11,4	11,4	11,4
V ₂₄ (m ³)	1 092 903	1 498 504	2 140 227	3 101 774	3 909 791	4 782 290	7 032 023
V _{total} (m ³)	1 297 308	1 843 872	2 633 497	3 816 656	4 810 902	5 884 491	8 653 732
Débit de pointe (m ³ /s)	26,10	32,64	67,56	67,56	85,15	104,16	153,15
Débit sur 24h (m ³ /s)	12,65	17,34	35,90	35,90	45,25	55,35	81,39
Volume total (m ³)	1 297 308	1 843 872	2 633 497	3 816 656	4 810 902	5 884 491	8 653 732

Avec :

Q_j : Débit journalier pour le temps de retour T soit en (mm/j) ou (m³/s).

Q_i : Débit instantané pour le temps de retour T soit en (mm/j) ou (m³/s).

D : Durée caractéristique définie comme la durée pour laquelle le débit est supérieur au demi-débit de pointe (heure).

T_m : Temps de montée de l'hydrogramme de crue.

V₂₄ : Volume maximal de la crue au pas de temps 24 heures (m³).

V_{totale} : Volume total de la crue (m³).

A : Paramètre de la forme de l'hydrogramme de crue (sans unité).

Afin de construire un hydrogramme, il est nécessaire de procéder au calcul des débits pour les crues. Le tableau IV.17 synthétise les résultats obtenus à partir du programme "Laborde" pour ces débits.

Tableau IV.17 : Débits de crues pour différentes périodes de retour de l'oued Boumessaoud.

Temps (h)	Q (5) (m ³ /s)	Q (10) (m ³ /s)	Q (20) (m ³ /s)	Q (50) (m ³ /s)	Q (100) (m ³ /s)	Q (200) (m ³ /s)	Q (1000) (m ³ /s)
0	0	0	0	0	0	0	0
0,5	0	0	0	0	0	0	0
1	0	0	0	0	0	0	0
1,5	0	0	0	1	1	1	1
2	1	1	1	1	1	2	3
2,5	1	1	1	2	3	3	5
3	2	2	2	3	4	5	8
3,5	3	3	4	5	7	8	12
4	4	4	5	8	10	12	17
4,5	6	5	7	11	13	16	24
5	8	7	10	14	18	22	32
5,5	10	9	12	18	23	28	41
6	12	11	16	23	28	35	51
6,5	14	13	19	28	35	43	63
7	17	16	23	33	42	51	75
7,5	19	19	27	39	49	60	88
8	22	22	31	45	56	69	101
8,5	24	24	35	50	63	77	114
9	25	27	38	55	70	85	125
9,5	26	29	41	60	75	92	135
10	26	31	44	63	80	98	143
10,5	26	32	45	66	83	101	149
11	25	32	46	67	85	104	152
11,5	24	33	47	68	85	104	153
12	23	32	46	67	84	103	152
12,5	22	32	45	66	83	101	149
13	21	31	44	64	80	98	144
13,5	19	30	42	61	77	94	139
14	18	28	40	58	74	90	133
14,5	17	27	38	56	70	86	126
15	16	25	36	53	66	81	119
15,5	15	24	34	50	62	76	112
16	14	23	32	47	59	72	106
16,5	13	21	30	44	55	68	99
17	12	20	28	41	52	63	93
17,5	11	19	27	39	49	59	87
18	10	17	25	36	46	56	82
18,5	10	16	23	34	43	52	77
19	9	15	22	32	40	49	72
19,5	8	14	21	30	38	46	68
20	8	14	19	28	35	43	64
20,5	7	13	18	26	33	41	60

21	7	12	17	25	31	38	56
21,5	6	11	16	23	29	36	53
22	6	11	15	22	28	34	50
22,5	6	10	14	21	26	32	47
23	5	9	14	20	25	30	45
23,5	5	9	13	19	23	29	42
24	5	8	12	18	22	27	40

L'hydrogramme de crue est représenté dans la figure IV.10 :

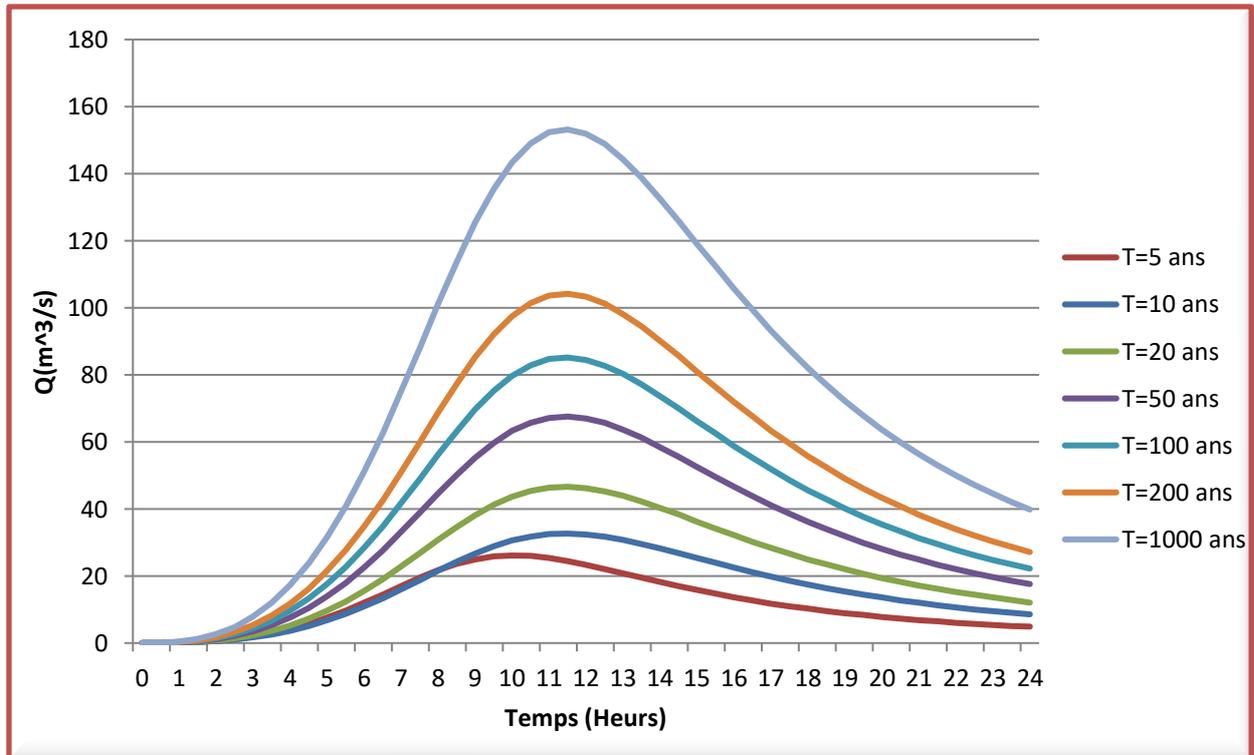


Figure IV.10 : Hydrogramme fréquentiels des différentes périodes de retour d'oued Boumessaoud.

IV.10 ETUDE DE TARISSEMENT :

IV.10.1 Calcul de coefficient de tarissement :

La prédiction des débits pendant une période de sécheresse peut être basée sur le concept de tarissement simple des nappes. Ce concept peut être décrit par la "loi exponentielle simple", qui est largement utilisée pour cette application. La relation suivante permet de l'exprimer :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha t} \quad \text{EqIV.11}$$

Q_t : Débit à l'instant t,

Q_0 : Débit à l'instant t_0 ,

t : Temps (jours),

α : Coefficient de tarissement (j^{-1})

Alors à partir de l'équation (Eq. IV.10) :

$$\alpha = \frac{\log Q_t - \log Q_0}{0.4343 * t} \quad \text{EqIV.12}$$

IV.10.2 Volume de la réserve hydrogéologique :

L'équation suivante permet de calculer la capacité d'emmagasinement du bassin :

$$V = \frac{Q_0 * t}{\alpha} \quad \text{EqIV.13}$$

Le tableau IV.18 présente les résultats de calcul du coefficient de tarissement ainsi que du volume emmagasiné pour chaque période de retour.

Tableau IV.18 : Résultats de calcul du coefficient de tarissement et du volume emmagasiné du bassin versant de l'oued Boumessaoud.

Période	Q _t	Q ₀	T (j)	α (j ⁻¹)	V*10 ⁵ (m ³)
1000	153	25	0,71	2,56	8,45
200	104	19	0,67	2,52	6,51
100	85	15	0,70	2,46	5,26
50	68	12	0,71	2,43	4,25
20	47	7,5	0,70	2,59	2,50
10	33	6	0,72	2,36	2,19
5	26	3,5	0,70	2,83	1,06

La figure IV.11 présentée offre une estimation approximative du volume de la réserve hydrogéologique du bassin versant de l'oued Boumessaoud. Cependant, il est important de noter que les volumes calculés ne sont pas représentatifs de la réalité en raison de certaines considérations spécifiques au système karstique auquel appartient le bassin étudié.

Dans un système karstique, plusieurs facteurs peuvent influencer le volume de la réserve hydrogéologique de manière significative. Tout d'abord, les pertes latérales jouent un rôle important. L'eau peut s'infiltrer latéralement dans des fissures et des passages souterrains, réduisant ainsi le volume disponible dans la réserve hydrogéologique. Ces pertes latérales peuvent être difficiles à quantifier et peuvent varier considérablement en fonction des caractéristiques spécifiques du système karstique.

De plus, l'évaporation est un processus significatif dans les régions arides ou semi-arides, telles que le bassin versant de l'oued Boumessaoud. L'eau souterraine peut s'évaporer à partir de la surface de la réserve hydrogéologique, ce qui entraîne une réduction du volume effectif disponible.

Enfin, l'inféro-flux, c'est-à-dire le débit sortant de la réserve hydrogéologique, peut également influencer le volume total. Les flux sortants peuvent se produire par l'intermédiaire de sources, de puits ou d'autres points de sortie du système karstique. Ces flux peuvent être saisonniers ou varier en fonction des conditions hydrologiques.

Compte tenu de ces facteurs, il est important de prendre en compte les spécificités du système karstique dans l'estimation du volume de la réserve hydrogéologique du bassin versant de

l'oued Boumessaoud. Des études approfondies, basées sur des relevés de terrain, des mesures hydrologiques et des modèles hydrologiques spécifiques au karst, sont nécessaires pour obtenir des estimations plus précises et représentatives de la réalité du volume de la réserve hydrogéologique.

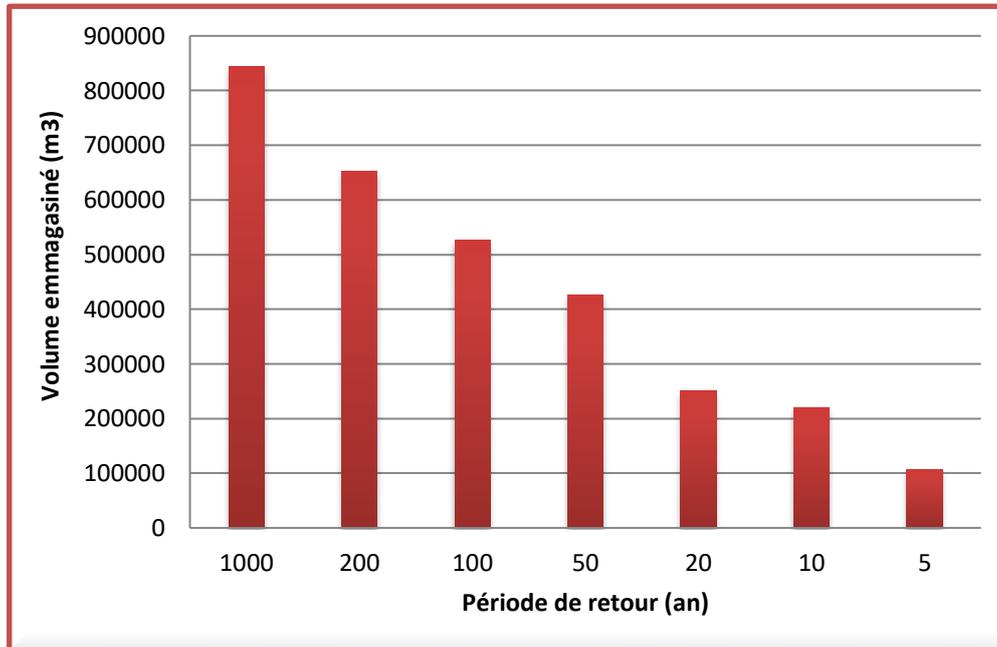


Figure IV.11 : Volume emmagasiné dans les réserves souterraines de bassin versant de l'oued Boumessaoud.

IV.11 CONCLUSION :

Dans le cadre de cette étude sur les débits extrêmes dans le bassin versant de l'oued Boumessaoud, nous avons examiné différentes méthodes et formules empiriques pour estimer les débits de crue. Le choix d'une formule appropriée est essentiel car les caractéristiques physiques et géographiques spécifiques du bassin versant peuvent influencer la réponse hydrologique aux précipitations.

Nous avons utilisé la méthode du Gradex ainsi que plusieurs formules empiriques telles que Taibi-ANRH, Mac-Math, Giandotti, Turazza et Mallet-Gauthier pour estimer les débits maximums pour différentes périodes de retour. Sur la base de nos résultats, les formules de Mallet-Gauthier et Mac-Math se sont avérées les plus adaptées pour le bassin versant d'Oued Boumessaoud. Cependant, il est important de noter que chaque bassin a ses propres caractéristiques uniques, et il est donc nécessaire d'évaluer attentivement les différentes formules en fonction des spécificités locales.

Par ailleurs, nous avons utilisé le programme développé par Laborde pour le compte de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) afin d'évaluer les crues et les étiages, ainsi que pour générer des hydrogrammes de crue. Ces hydrogrammes nous ont permis d'extraire les débits initiaux du tarissement, de calculer le coefficient de tarissement et d'estimer le volume de la réserve hydrogéologique du bassin.

Il convient de souligner que cette étude constitue une première estimation des débits extrêmes et des caractéristiques hydrologiques du bassin versant de l'oued Boumessaoud. Des mesures supplémentaires sur le terrain et une analyse plus approfondie sont nécessaires pour affiner ces estimations et améliorer la compréhension du comportement hydrologique du bassin.

Conclusion Générale et Recommandations

Ce projet de fin d'études vise à estimer les événements hydrologiques extrêmes tels que les crues et les étiages, qui jouent un rôle crucial dans la conception, la sécurité et l'exploitation efficace des infrastructures hydrauliques.

Dans cette étude, nous avons commencé par examiner l'état de l'art sur l'analyse des événements en hydrologie. Nous avons également présenté une revue théorique des différentes méthodes utilisées pour estimer les débits maximums et minimums, ainsi que leurs applications respectives.

Par la suite, une synthèse des caractéristiques physiques du bassin d'oued Boumessaoud d'une superficie de 118 km² a été réalisée. Le bassin est allongé avec un relief fort, et présente une densité de drainage élevée (2,38 km/km²) qui indique une forte probabilité de zones inondables ou d'érosion. Le coefficient de torrentialité ($C_t=6,92$) souligne la vulnérabilité de ce bassin à l'érosion due à des précipitations importantes et une topographie en pente. Le temps de concentration, évalué à 4 heures 30 minutes, complète cette analyse morpho-hydrologique du bassin.

Dans la troisième partie, Le bassin d'étude présente un climat semi-aride avec une saison pluvieuse en Hiver et sèche en Eté, avec une moyenne annuelle de 449.83 mm/an. Les précipitations annuelles suivent une loi Log Normale. Deux saisons sont à distinguer : une saison humide d'Octobre à Avril avec des pluies irrégulières et une saison sèche de Mai à Septembre avec une faible pluviométrie. Les températures moyennes annuelles sont de 18,2°C et l'évapotranspiration potentielle est élevée avec une moyenne journalière de 2,66 mm/jour. La série des lames d'eau écoulées suit une loi Log-Normale avec une moyenne de 24,11 mm.

Dans la quatrième partie, nous avons étudié les débits extrêmes. Pour les débits maximums, nous avons utilisé plusieurs formules empiriques : Taibi-ANRH, Mac-Math, Giandotti, Turazza et Mallet-Gauthier, ainsi que la méthode du Gradex. Nous avons constaté que les formule de Mac-Math et Mallet-Gauthier est les plus appropriées pour toutes les périodes de retour. Pour les débits minimums, nous avons calculé le débit spécifique d'étiage, qui est de 0,01 m³/s, à partir de la courbe des débits classés. Nous avons également calculé le coefficient de tarissement et le volume des eaux souterraines stocké, qui atteint une valeur maximale de 0.8.45 Hm³ pour une période de retour de 1000 ans.

En conclusion, ce projet de fin d'études a porté sur l'estimation des événements hydrologiques extrêmes dans le bassin versant de l'oued Boumssaoud, en mettant l'accent sur les débits de crue et d'étiage. L'objectif était de fournir des informations précieuses pour la gestion des ressources en eau et la sécurité des infrastructures hydrauliques dans la région.

Au cours de cette étude, nous avons examiné différentes méthodes d'estimation des débits maximums et minimums, en explorant leurs domaines d'application respectifs. Nous avons également réalisé une analyse approfondie des caractéristiques physiques et hydro-climatologiques du bassin, en mettant en évidence son relief, sa géologie, son climat et ses

Conclusion Générale

régimes de précipitations. Ces informations ont permis de mieux comprendre les conditions hydrologiques spécifiques du bassin de l'oued Boumssaoud.

En utilisant les données hydrologiques recueillies sur le terrain, nous avons appliqué différentes méthodes et formules pour estimer les débits extrêmes. Pour les débits maximums, nous avons identifié les formules de Mac-Math et Mallet-Gauthier comme les plus appropriées pour toutes les périodes de retour. Pour les débits minimums, nous avons calculé le débit spécifique d'étiage ainsi que le coefficient de tarissement et le volume des eaux souterraines stocké.

Les résultats obtenus sont précieux pour la gestion des événements hydrologiques extrêmes dans le bassin de l'oued Boumssaoud et dans d'autres bassins versants de la région. Ils fournissent des informations utiles pour la planification et la conception d'infrastructures hydrauliques résistantes aux crues et aux étiages, ainsi que pour l'évaluation des risques associés à ces événements.

Cependant, il convient de souligner que cette étude comporte certaines limites. Les données disponibles peuvent présenter des lacunes, en particulier pour les bassins non jaugés de la région. De plus, les méthodes d'estimation utilisées reposent sur des approximations et des hypothèses simplificatrices, ce qui peut influencer la précision des résultats.

Pour améliorer la compréhension des événements hydrologiques extrêmes et renforcer la gestion des ressources en eau, il est recommandé de poursuivre les recherches dans la région de l'ouest et du nord de l'Algérie. Des études supplémentaires pourraient être réalisées pour évaluer l'efficacité des différentes méthodes d'estimation des débits extrêmes, en tenant compte des caractéristiques spécifiques des bassins versants.

L'utilisation de méthodes de modélisation et de formules empiriques a permis d'obtenir des estimations des débits maximums et minimums, mais il est important de noter que ces estimations restent des approximations et sont soumises à certaines incertitudes. Il est donc nécessaire de continuer à améliorer les méthodes d'estimation en les adaptant aux spécificités régionales et en les validant à l'aide de données hydrométriques fiables.

Pour les futurs travaux de recherche, il est recommandé de poursuivre la collecte de données hydrométriques dans le bassin de l'oued Boumssaoud et d'autres bassins versants de la région. Cela permettra d'enrichir les données disponibles et de mieux calibrer les modèles hydrologiques utilisés pour estimer les débits extrêmes. De plus, il serait bénéfique d'explorer l'utilisation de méthodes avancées telles que la modélisation hydrologique distribuée, qui tient compte de la variabilité spatiale des paramètres hydrologiques.

Parallèlement à l'amélioration des méthodes d'estimation, il est également important de renforcer les systèmes d'alerte précoce et de surveillance des événements hydrologiques extrêmes. Cela implique la mise en place d'un réseau de stations hydrométriques bien réparties, la collecte en temps réel des données hydrologiques et la mise en œuvre de systèmes de prévision des crues et des étiages.

Enfin, il est essentiel d'intégrer les résultats de cette étude dans la planification et la gestion des ressources en eau. Les autorités responsables de la gestion des bassins versants doivent prendre en compte les débits extrêmes estimés pour concevoir des infrastructures hydrauliques résistantes et élaborer des plans de gestion des risques liés aux crues et aux étiages.

Conclusion Générale

En conclusion, cette étude a contribué à une meilleure compréhension des événements hydrologiques extrêmes dans le bassin de l'oued Boumssaoud. Les recommandations formulées fournissent des pistes pour améliorer l'estimation des débits extrêmes et renforcer la gestion des risques hydrologiques. En combinant des approches hydrologiques avancées, des données fiables et une gestion intégrée des ressources en eau, il est possible de mieux anticiper, prévenir et gérer les événements hydrologiques extrêmes dans la région.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abdelmoumene H. (2021). Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdou (N.W algérien). Mémoire de Master, Université de Tlemcen.

Ambroise B. (1998). La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant - Processus, Facteurs, Modèles. *H*G*A* (Ed.), Bucarest, 200 p.

Bennis, S. (2007). Hydraulique et hydrologie-presse universitaire du Quebec, 451p.

Bouguerra, S. (2015) Quantification et modélisation du transport solide dans un cours d'eau de l'Algérie septentrionale : cas du bassin versant de l'oued Boumessaoud). Mémoire de Magister, Université de Tlemcen, pp26-33.

Bouziane. A, (1997). Estimation régionale des débits de crues : méthodes utilisées au Maroc [Rapport scientifique] - Université Mohammed V (École Mohammadia d'Ingénieurs), Maroc, 12 p.

Coutagne. A, (1951). Méthodes pour déterminer le débit de crue maximum qu'il est possible de prévoir pour un barrage et pour lequel le barrage doit être établi. Quatrième congrès des grands barrages. New Delhi. 687-711

Dacharry M., (1996), Dictionnaire français d'hydrologie.

Delus CL. (2011). Les étiages : définitions hydrologique, statistique et seuils réglementaires, OpenEdition Journals, <https://journals.openedition.org/cybergeogeo/24827>, consulté le (20/02/2023).

EMI, (1999). Méthodes de calcul d'un débit de projet », (Chapitre IX). Notes de cours de l'École Mohammadia d'Ingénieurs (EMI), Maroc, 24 p.

Frecault F. 1971. La Moselle et son bassin. Contribution à l'hydrologie et la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique. Thèse, doct, Brest, Reprod. Univ. Lille III. 840 p.

Fuller, W. E., (1914). Flood flows -. Trans. Am. Soc. Civ. Eng., Vol LXXVII, 1293: p. 564-617.

Guillot, P. & Duband, D. La méthode du GRADEX pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies. In : Colloque International sur les crues et leur évaluation, Leningrad. 1967. p. 15-22.

Glossaire International d'Hydrologie (1992). International Meteorological Vocabulary, second edition, 1992, WMO-No. 182, Geneva. (ISO 772).

Javelle, P. (2001). Caractérisation du régime des crues: le modèle débit-durée-fréquence convergent. Approche locale et régionale (Doctoral dissertation, Doctorat Mécanique de milieux géophysiques et environnement, Institut national polytechnique de Grenoble).

Khedim. I. (2021). Contribution à l'étude des débits maximums par l'utilisation des formules empiriques dans le bassin versant de l'Oued Lakhdar (ex. Chouly) (NE algérien). Mémoire de Master, Université de Tlemcen.

Kong A Siou Line, (2008). Méthodologie de caractérisation et d'évaluation des débits d'étiages. Application au bassin du Bani (Mali), Mémoire de master.

Laborde JP. (2013). Les crues du Nord de l'Algérie, Application des résultats de l'étude des crues du Nord de l'Algérie - (Crue de projet GIRE).

Medane K. (2012). Hydrologie et modélisation pluie-débit. Cas du bassin versant de l'Oued Boumessaoud Tafna (NW-Algérien). Mémoire de Magister, Université de Tlemcen, 150p.

Meylan, P., et Musy, A. 1999. Hydrologie fréquentielle. Gestion et protection de la ressource en eau, office fédéral de l'éducation et de la science Suisse, Editions HGA, Bucarest.

Musy. A., (2005). Cours "Hydrologie générale", École Polytechnique Fédérale de Lausanne, <https://echo2.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre2/main.html>, consulté le (04/03/2023).

Musy. A., (1998). Hydrologie appliquée. Edition HGA, Bucarest.368p.

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

Picouet. C, Hingray. B, Musy. A. Hydrothèque, Recueil d'exercices en Hydrologie, École Polytechnique Fédérale de Lausanne, <http://hydrologie-2.org/Pages/HA.htm>, consulté le (23/03/2023).

Remenieras G. (1986). L'hydrologie de l'ingénieur. Collect. Dir. Etudes. Rech. Electr. France. Ed., Eyrolles. 465 p., 149 fig

Roche M. (1963). Hydrologie de surface. Office de la recherche scientifique et technique - Outre-mer Gauthier-Villars éditeur - Paris. N°. 1097. 431 p.

Roche M. (1986). *Dictionnaire français d'hydrologie de surface avec équivalents en anglais, espagnol, allemand*, Masson Editeur, 288 p.

Saffache P. (2003). Dictionnaire simplifié de la géographie, éditions Publibook Université, 345 p.

Seladji S. (2000). Contribution à l'étude hydrologique du bassin versant de l'Oued Khemis. Mémoire d'Ingénieur. Université de Tlemcen, 100 p.

Smakhtin V.U. (2001). Low flow hydrology:areview, Journal of hydrology, 240, 147-186.

Strahler, (1957). Quantitative analysis of watershedgeomorphology. Transactions, American Geophysical Union, 38 (6). 913pp.

Tahir C. (2022). Analyse des debits de crue et d'etiage du bassin versant d'Oued Khemis (NW Algerien), Mémoire de master, Université de Tlemcen.

Thomas, G., (1985), Géodynamique d'un bassin intra-montagneux, le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire, Thèse d'Etat, Université de Pau, 594 pp.

Turc L., (1955). Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. Ann. Agr. 6, 5-131.