

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche
Scientifique

جامعة أبي بكر بلقايد – تلمسان –

Université Aboubakr Belkaïd– Tlemcen –

Faculté de TECHNOLOGIE



MEMOIRE

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

En : **HYDRAULIQUE**

Spécialité : **HYDRAULIQUE URBAINE**

Par :

Mlle. Hanane ABDELMOUMENE

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdou (N.W algérien).

Soutenu publiquement, le 29 Septembre, devant le jury composé de :

Mr ROUISSAT B.	MCA	Univ. Tlemcen	Président
Mr BOUANANI A.	Professeur	Univ. Tlemcen	Encadreur
Mme BABA HAMED K.	Professeur	Univ. Tlemcen	Co-Encadreur
Mr MEGNOUNIF A	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur

REMERCIEMENTS

Je saisi l'occasion à travers ce modeste travail pour présenter mes remerciements

D'abord au bon dieu tout puissant qui m'a donné le courage, la santé, la volonté durant toutes ces années d'études pour enfin aboutir à ce jour-ci.

*A mes encadreurs Madame **BABA HAMED K** et Monsieur **BOUANANI A**
De m'avoir fait l'honneur de diriger ce travail, de leur rigueur et leur disponibilité durant la préparation de ce mémoire.*

Au président du jury

Mr ROUISSAT .B

De m'avoir fait l'honneur d'accepter avec une très grande gentillesse de siéger à mon Jury comme président de jury.

Je vous confirme mon profond respect

A mon examinateur

Mr MEGNOUNIF A

Pour l'honneur d'avoir accepté d'examiner mon travail.

Je vous témoigne mon profond respect

Je ne saurais oublier mes enseignants du Département d'Hydraulique pour leurs informations et les encouragements qu'ils m'ont apporté pendant tout le long de mon cursus universitaire.

Enfin merci à tous ceux et celles qui m'ont aidé à réaliser mon travail de thèse.

Dédicace

*Je dédie ce Modest travail accompagné d'un profond
sentiment d'amour :*

*A celle qui m'a arrosé de tendresse et d'espoirs, à la
source d'amour Incessible, à la mère des sentiments qui
ma bénie par ces prières, A Celle qui est le père et la
mère, les mots ne suffisent guère pour exprimer l'amour
que je porte pour vous.*

A maman que j'adore.

*A mon support dans la vie, qui m'a appris, supporté,
dirigé vers la gloire.*

A Mon frère ABDEL DJEBBAR.

*A celle qui m'a toujours aidé et encourager durant ce
mémoire et mes études universitaires et dans ma vie.*

Ma chère sœur AMINA.

*Aux symboles de fidélité, mes amis
Ibtissam, fathima Zohra, Ammaria, Karima.*

*A ma promotion master 2 hydraulique
(2020/2021).*

A tous mes enseignants

Je vous Remercie tous.

*ABDELMOUMENE
HANANE*



Résumé

Le bassin versant de la Tafna, situé dans le Nord-Ouest algérien, a connu des crues généralement importantes ces dernières années. L'estimation et la prédétermination des quantiles extrêmes des crues constituent une étape nécessaire dans les études de projets stratégiques pour la prévention et l'aménagement contre les phénomènes de crues et d'inondations dans les bassins versants à risque.

Le bassin versant d'oued Sebdou et un affluent de la Tafna, Occupant une superficie de 439,3 Km², caractérisé par un climat semi-aride. Il a une forme allongée, présente une lithologie favorisant l'écoulement. Cette étude a pour objectif d'analyser en fonction des données disponibles, les caractéristiques morphologiques, le régime pluviométrique et la détermination des débits de crues fréquentielles, en utilisant les différentes formules empiriques qui ont été développées dans le contexte Algérien pour être utilisée dans des zones bien précises.

Les erreurs qu'engendre l'application de ces formules peuvent entraîner de graves problèmes techniques, financiers et environnementaux tels qu'un mauvais dimensionnement d'ouvrages de stockage ou de protection, une cartographie des zones inondables erronée dont les conséquences seraient désastreuses.

Dans ce travail, l'analyse de l'erreur d'utilisation de ces formules dans le sous bassins de Sebdou a été établie. Aussi, la méthode de Gradex a été tenue à l'épreuve dans cette étude. Les résultats ont indiqué que la méthode de GIANDOTTI est la plus fiable avec une erreur relative de 19,7%(T=1000ans), et les formules de SOKOLOVSKY et TURRAZA sont satisfaisants et donnent des débits proches de ceux obtenues à partir des observations dans la station hydrométrique de Sebdou.

Mots clés : Tafna – oued Sebdou – Débit maximum– IDF – Fréquences– Gradex.

المخلص

شهد الحوض الهيدروغرافي لتافنة الواقع في شمال غرب الجزائر فيضانات كبيرة بشكل عام في السنوات الأخيرة. يعد تقدير الكميات القصوى للفيضانات و الفيضانات و تحديدها مسبقا خطوة ضرورية في دراسات المشاريع الاستراتيجية للوقاية والتنمية ضد ظواهر الفيضانات والفيضانات في مستجمعات المياه المعرضة للخطر.

يستحوذ الحوض الهيدروغرافي لوادي سبدو وهو من تشعب روافد تافنة على مساحة كيلومتر مربع يتميز بمناخ شبه جاف له شكل ممدود و صخور تسهل الجريان.

تهدف هذه الدراسة إلى التحليل وفق للبيانات المتاحة و الخصائص المورفولوجية النظام تساقط الأمطار و تحديد تدفق الفيضانات الترددية باستخدام الصيغ التجريبية المختلفة التي تم تطويرها في السياق الجزائري للاستخدام في مناطق محددة.

يمكن أن تؤدي الأخطاء الناتجة عن تطبيق هذه الصيغ إلى مشاكل تقنية ومالية وبيئية خطيرة مثل ضعف حجم التخزين أو هياكل الحماية ، ورسم خرائط غير صحيحة لمناطق الفيضانات ، والتي ستكون عواقبها كارثية.

تم في هذا العمل تحليل خطأ استخدام هذه الصيغ في أحواض سبدو الفرعية كما تم اختبار طريقة GRADEX في هذه الدراسة أظهرت النتائج أن طريقة GIANDOTTI هي الأكثر ناجعة مع وجود

خطأ نسبي قدره 19,7% (T=1000) سنة كما أن النتائج المتحصل عليها بواسطة الصيغ التالية: SOKOLOVSKY و TURRAZA مرضية وتعطي معدلات تدفق قريبة من تلك التي تم الحصول عليها من الملاحظات في محطة سبدو الهيدرومترية.

الكلمات المفتاحية: تافنة، واد سبدو، تدفق الأقصى، الترددات، GRADEX.

Abstract

The Tafna watershed, located in the North West of Algeria, has experienced generally significant floods in recent years. The estimation and predetermination of extreme quantiles of floods is a necessary step in the studies of strategic projects for the prevention and development against the phenomena of floods and floods in watersheds at risk.

The watershed of wadi Sebdou and a tributary of the Tafna, occupying an area of 439,3 km², characterized by a semi-arid climate. It has an elongated shape, presents a lithology favoring the flow, this study aims to analyze according to the available data, the morphological characteristics, the pluviometric regime, the determination of the frequency flood flows, using the different empirical formulas were developed in the Algerian context to be used in specific areas.

The errors generated by the application of these formulas can lead to serious technical, financial, and environmental problems such as poor sizing of storage or protection structures, incorrect mapping of flood zones, the consequences of which would be disastrous.

In this work, the analysis of the error of use of these formulas in Sebdou sub-basins was established. Also the Gradex method was put to the test in this study. The results are presented that the GIANDOTTI method is the most reliable with a relative error of 19.7% (T=1000 years), as well as the results obtained by the following formulas: SOKOLOVSKY, TURRAZA are satisfactory and give flow rates close to those obtained from observation in the Sebdou hydrometric station.

Key Words: Tafna, Wadi Sebdou, Maximum flow, IDF, Frequencies, Gradex.

Liste des abréviations

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

A : Aire.

b : Exposant climatique.

C : Coefficient de ruissellement.

Cv: Coefficient de variation.

Ct : Coefficient de torrentialité.

DA: Déficit agricole.

Dd : Densité de drainage.

ddl : Degré de liberté.

ETP : Evapotranspiration Potentielle

ETPcor : Evapotranspiration Potentielle Corrigée

ETR : Evapotranspiration Réelle.

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

g_{bv}: Le Gradex de la pluie journalières sur le bassin versant (mm/j).

I : Indice d'aridité annuel de De Martonne.

Ip : Indice de pente.

It : L'intensité de la pluie.

Le : Lamme d'eau écoulée.

l : Largeur

L : Longueur.

L_p : Longueur du cours d'eau principal.

P : Périmètre.

P : Précipitations.

P_{jmax}:Précipitations maximales journalières.

P_{j10} : Pluie journalière décennale.

Pct : pluie de courte durée.

Q : Débit en m³/s.

Qmax% : Débit maximum pour une fréquence donnée.

R : Ruissellement (mm).

RU : Réserve Facilement Utilisable.

T : Température.

Tc : Temps de concentration.

Tm : Temps de montée 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.

δ: Ecart type.

σ²: Variance.

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

Liste des figures

Chapitre I: Etude bibliographique

Figure I.1: Principe de la méthode du GRADEX basée sur une distribution de Gumbel (Musy 1998).....10

Figure I.2: Les temps caractéristiques d'un hydrogramme de crue.....12

Chapitre II : Etude du milieu

Figure II.1: Carte de situation de la ville de Sebdou.....14

Figure II.2: Situation de bassin versant d'oued Sebdou.....15

Figure II.3: Rectangles équivalents de sous bassin versant d'oued Sebdou.....17

Figure II.4: Courbes hypsométriques du sous bassin versant de l'oued Sebdou...19

Figure II.5: Histogramme des fréquences altimétriques.....19

Figure II.6: Répartition altimétrique du bassin d'oued Sebdou (BOUGARA, 2021).....20

Figure II.7: Cartes de pentes des bassins d'étude (BOUGARA, 2021).....24

Figure II.8: Classes de pentes du bassin versant Sebdou.....25

Figure II.9: Le réseau hydrographique du bassin versant d'oued Sebdou (BOUGARA, 2021).....26

Figure II.10: Profil en long des sous bassin d'études (BOUGARA, 2021).....27

Figure II.11: Droite représentative du nombre de Thalwegs en fonction de l'ordre.....28

Figure II.12: Droite représentative des longueurs de Thalwegs en fonction de l'ordre.....29

Figure II.13: Carte d'occupation du sol du bassin de Sebdou (Bouanani, 2004)...36

Figure II.14: Carte structurale de l'Oranie nord –occidentale (Thomas, 1985)... 37

Chapitre III : Etude hydro-climatologique

FigureIII.1: Présentation des stations de mesure du bassin versant de sebdou (Carte du réseau hydro-climatologique et la surveillance de la qualité des eaux ANRH).....	40
FigureIII.2: la Variation interannuelle moyenne des précipitations (1979/1980-2019/2020).....	41
FigureIII.3: Variation des précipitations moyennes mensuelles (1979/1980-2019/2020).....	42
FigureIII.4: Variation saisonnière des précipitations (1979/80-2019/20).....	43
FigureIII.5: Variation des précipitations moyennes journalières (1979/1980-2019/2020).....	43
FigureIII.6: Ajustement graphique des précipitations à la loi normale (1979 /1980-2019/2020).....	47
FigureIII.7: Ajustement graphique des précipitations à la loi normale.....	48
FigureIII.8: Graphique d'ajustement à la loi de Gumbel.....	50
FigureIII.9: la carte de l'exposant climatique b inspiré à partir des travaux de(LABORDE, 2013).....	51
FigureIII.10: Courbe des pluies à courte durée à Sebdou.....	53
FigureIII.11: Courbe Intensité-Durée-Fréquence à Sebdou.....	53
FigureIII.12: Variation des températures moyennes annuelles à la station de Maghnia (1979/1980-2019 /2020).....	54
FigureIII.13: Répartition des Températures moyennes mensuelles à la station de Maghnia.....	55
FigureIII.14: Diagramme Pluviothermique pour le bassin de Sebdou.....	56
FigureIII.15: Abaque de De. Martonne.....	57
FigureIII.16: Variation de l'ETP de Turc et l'ETP de Thornthwaite (1979-1980/2019-2020).....	61
FigureIII.17: Indices annuels de variabilité des précipitations et des lames d'eau écoulées.....	66

FigureIII.18: Indices de variabilité saisonniers des précipitations et des lames d'eau écoulées.....	67
FigureIII.19: Indices de variabilité Mensuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées	68
FigureIII.20: Indices de variabilité des températures annuelle.....	69
FigureIII.21: Indices de variabilité Mensuelle des températures.....	70
FigureIII.22: Indices de variabilité Saisonnière des températures.....	71
FigureIII.23: Les Indices de variabilité annuelle des précipitations, des lames d'eau écoulées et des températures.....	72
FigureIII.24: Précipitations et lames d'eau écoulées annuelles comparées aux moyennes (au -dessous) et zonage des années hydrologiques (au-dessus).....	74
FigureIII.25: Répartition Mensuelle pour l'ensemble des années hydrologiques.....	75
FigureIII.26: Zonage saisonnier pour l'ensemble des années hydrologiques.....	76
FigureIII.27: Variation des débits annuels à la station de Sebdou (1980/1981-2011/2012).....	78
FigureIII.28: Variation mensuelle des débits (1980/1981-2011/2012).....	79
FigureIII.29: Variations saisonnières des débits (1980/1981-2011/2012).....	79
FigureIII.30: Variation journalière des débits (1980/1981-2011/2012).....	80
FigureIII.31: Ajustement des débits de la station de Sebdou à la loi de Gumbel.....	81
FigureIII.32: Ajustement des débits Maximums de la station de Sebdou à la loi de Gumbel.....	83
FigureIII.33: Courbe des débits classés.....	84
FigureIII.34: Coefficient d'écoulement standard au niveau du bassin d'oued Sebdou(1980/1981 - 2011/2012).....	86
FigureIII.35: Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).....	87
FigureIII.36: Courbe d'ajustement à la loi log normale des lames d'eau	

écoulées.....	90
FigureIII.37: Variation mensuelles des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).....	92
FigureIII.38: Variation des précipitations et des lames d'eau écouléesmoyennes mensuelles	92
FigureIII.39: Variation saisonnière des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).....	93
FigureIII.40: Variations des lames d'eau écouléesjournalières moyennes (1980/1981-2011/2012).....	93

Chapitre IV : Estimation des débits par les formules empiriques

FigureIV.1: Résultats d'ajustement de la série pluviométrique de la station de Sebdou.....	95
FigureIV.2: Graphe de l'ajustement des pluies et la droite d'extrapolation des débits.....	97
FigureIV.3: Représentation graphique de l'erreur relative de l'estimation de débit de l'oued Sebdou(1980/1981-2011/2012).....	100
FigureIV.4: la carte de la pluie journalière décennale dans l'Algérie (Laborde, 2013).....	102
FigureIV.5: la carte de gradex des pluies journalières dans l'Algérie (Laborde, 2013).....	102
FigureIV.6: la carte de coefficient de correction des quantiles de crue de l'Algérie (Laborde, 2013).....	103
FigureIV.7: Hydrogramme fréquentiels des différentes périodes de retour du Sebdou.....	107

Liste des Tableaux

Chapitre I: Recherche bibliographique

Tableau I.1: Valeur de γ en fonction de bassin versant.....	7
Tableau I.2 : Coefficient de forme de l'Hydrogramme de crue γ	12

Chapitre II: Etude du milieu

Tableau II.1 : Classes de formes de cuvette suivant les valeurs de l'indice de Gravelius (Journal, open Edition).....	16
Tableau II.2: Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Sebdou....	18
Tableau II.3: Fractions des surfaces et les altitudes entre courbes de niveau.....	21
Tableau II.4: Fractions des surfaces entre les courbes de niveau.....	22
Tableau II.5: Classification du relief selon O.R.S.T.O.M.....	23
Tableau II.6: Classification du relief selon la méthode de LORSTOM à partir du DS.....	24
Tableau II.7 : Classification du thalweg du sous-bassin amont de Sebdou.....	26
Tableau II.8: Distance et pente du thalweg principal du bassin amont d'oued Sebdou.....	27
Tableau II.9: Rapport de confluence.....	28
Tableau II.10: Rapport des longueurs.....	29
Tableau II.11: Modèles de calcul du temps de concentration.....	32
Tableau II.12: Valeurs de temps de concentration.....	34
Tableau II.13: Principaux paramètres physique du sous bassin d'oued Sebdou..	38

Chapitre III : Etude hydro-climatologique

TableauIII.1: Caractéristiques de la station hydroclimatique de Seb dou	40
TableauIII.2: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations.....	42
TableauIII.3: Répartition des précipitations saisonnières.....	42
TableauIII.4: Distribution des précipitations moyennes annuelles de la station de Seb dou sur la période de 1979-1980 à 2019-2020.....	45
TableauIII.5: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Seb dou (Loi normale).....	46
TableauIII.6: Calcul du χ^2 pour la station de Seb dou pour une loi normale.....	47
TableauIII.7: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Seb dou (Loi Log normale).....	48
TableauIII.8: Calcul du χ^2 pour la station de Seb dou pour une loi Log normale.....	49
TableauIII.9: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.....	49
TableauIII.10: Paramètres de position et de dispersion des précipitations maximales journalières de la station de Seb dou	50
TableauIII.11: Les résultats d'ajustement à la loi de GUMBELdes précipitations maximales journalières de la station de Seb dou	51
TableauIII.12: Les pluies de courte durée et l'intensité pour différentes fréquences dans le bassin versant d'oued Seb dou.....	52
TableauIII.13: Caractéristiques de la station de mesure Maghnia.....	54
TableauIII.14: Valeurs des températures mensuelles moyennes, exprimées en °C de la station de Maghnia (1979/1980-2019/2020).....	55
TableauIII.15: Précipitations et températures moyennes mensuelles (1979/1980-2019/2020).....	55
TableauIII.16 : Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne.....	57
TableauIII.17: Résultats de calcul de l'indice mensuel.....	58

Tableau III.18 : Valeurs d'ETP par la méthode de Turc et par la méthode de Thorntwaite (1979-1980/2019-2020).....	60
Tableau III.19 : Calcul de l'ETR par la méthode de Turc.....	61
Tableau III.20: Eléments du bilan hydrologique calculés pour la station de Sebdu(1979/1980-2019/2020).....	62
Tableau III.21: Calcul du déficit d'écoulement (méthode de Coutagne) période (1979/1980-2019/2020).....	63
Tableau III.22: Valeur du ruissellement (Tixeront – Berkaloff).....	64
Tableau III.23: Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI, SSFI et du RDI. Svoboda et al. (2012).....	65
Tableau III.24: Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du STI. Fasel (2015).....	69
Tableau III.25: Distribution interannuelle des débits à la station de Sebdu.....	77
Tableau III.26 : Valeurs moyennes mensuelles des débits.....	78
Tableau III.27: Répartition des débits saisonniers.....	79
Tableau III.28: Paramètres de position et de dispersion des débits de la station de Sebdu (1980/81-2011/12).....	80
Tableau III.29 : Les résultats d'ajustement à la loi de GUMBELdes débits de la station de Sebdu (1980/81-2011/12).....	81
Tableau III.30: Calcul du χ^2 pour la station de Sebdu pour la loi Gumbel....	81
Tableau III.31 : Paramètres de position et de dispersion des débits maximums de la station de Sebdu (1980/81-2011/12).....	82
Tableau III.32: Les résultats d'ajustement à la loi de GUMBEL.....	83
Tableau III.33: les débits classés.....	84
Tableau III.34: Coefficient mensuel des débits pour l'oued Sebdu.....	84
Tableau III.35: Débit spécifique d'oued Sebdu.....	85
Tableau III.36: Coefficient et déficit d'écoulement pour l'oued Sebdu.....	85

TableauIII.37: Distribution interannuelle des lames d'eau écoulées de la station de Sebdu.....	88
TableauIII.38: Paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées de la station de Sebdu (1980/81-2011/12).....	89
TableauIII.39: Paramètres de position et de dispersion pour la loi log normale (1980/1981-2011/2012).....	89
TableauIII.40: Calcul du χ^2 pour la station de Sebdu pour une loi log normale.....	90
TableauIII.41: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.....	91
TableauIII.42: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.....	91
TableauIII.43: Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières.....	93

Chapitre IV : Estimation des débits par les formules empiriques

TableauIV.1: Débits de pointe par la méthode du Gradex de l'oued Sebdu.....	97
TableauIV.2: Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de MALLET-GAUTHIER) de l'oued Sebdu.....	98
TableauIV.3: Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Turraza) station Sebdu.....	98
TableauIV.4: Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Sokolovsky) station Sebdu.....	98
Tableau IV.5 : Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de GIANDOTTI) station Sebdu.....	99
Tableau IV.6 : Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de TAIBI-ANRH) de l'oued Sebdu.....	99
Tableau IV.7 : Récapitulatif des résultats des débits de crue d'oued sebdu.....	99
Tableau IV.8 : Erreur relative d'estimation du débit maximum de l'oued Sebdu.....	100

Tableau IV.9 : Les caractéristiques pluviométriques moyennes sur le bassin versant d'oued Sebdou.....	103
Tableau IV.10 : les Paramètres pluviométriques dérivés du bassin versant de l'oued Sebdou.....	104
Tableau IV.11 : Les Caractéristiques de la crue pour chaque période de retour T de l'oued Sebdou.....	105
Tableau IV.12 : les Débits de crues pour différentes périodes de retour de l'oued Sebdou.....	106

Table des matières

Remerciements

Dédicaces

Résumé

Liste des abréviations

Liste des figures

Liste des tableaux

Introduction générale.....1

Chapitre 1 : Etude bibliographique

I.1.Introduction..... 4

I.2.Méthodes empiriques4

I.3.Formules empiriques d'estimation du débit de point.....4

I.3.1. Formules basées sur la période de retour.....4

I.3.1.1. Formule de MALLET-GAUTHIER.....4

I.3.1.2.Formule de Fuller (1914).....5

I.3.1.3. Formule de Mac-Math.....5

I.3.2.Formules faisant intervenir les précipitations.....6

I.3.2.1. Formule de TURRAZA.....6

I.3.2.2.Formule de POSSENTI.....6

I.4. Formules empiriques d'estimation du débit de pointe utilisées en Algérie.....6

I.4.1. Formule de SOKOLOVSKY.....6

I.4.2. Formule de GIANDOTTI.....7

I.4.3. Méthode fréquentielle TAIBI-ANRH.....8

I.4.4. La méthode du GRADEX.....8

I.4.4.1.Les hypothèses suivantes doivent être vérifiées pour l'application de cette méthode.....	8
I.4.4.2.Les étapes de la méthode.....	9
I.4.4.3.Limites de la méthode.....	11
I.4.5.Hydrogramme de crue.....	11
I.4.5.1.Construction des hydro grammes des crues (SOKOLOVSKY).....	11
a-Pour le temps de montée.....	11
b- Pour la décrue.....	11
I.5.Conclusion.....	13

Chapitre 2 : Etude de milieu

II.1. Introduction.....	14
II.2. Situation géographique.....	14
II.3. La morphométrie de bassin versant d'oued sebdou.....	15
II.3.1. Caractéristique de forme.....	15
II.3.1.1. Indice de compacité de GRAVELIUS.....	15
II.3.1.2. Rectangle équivalent.....	16
➤ La longueur(L).....	16
➤ La largeur(l).....	17
II.3.2.Etude du relief.....	18
II.3.2.1.Répartition altimétrique.....	18
a)-courbe hypsométrique.....	18
b)-Altitudes caractéristiques du sous bassin de l'oued Sebdou.....	20
- Altitude moyenne.....	20
- Altitude médiane.....	21
- Dénivelée.....	21
II.3.2.2.Indice de pente et relief.....	21
II.3.2.2.1.Indice de pente de Roche Ip.....	22

II.3.2.2.2.Indice de pente global.....	22
II.3.2.2.3.Indice de pente.....	23
II.3.2.2.4.Dénivelée spécifique.....	23
II.3.2.3.Analyse spatiale des pentes.....	24
II.3.2.Etude du réseau hydrographique.....	25
II.3.2.1.Etude de chevelu hydrographique.....	25
II.3.2.1.1.Hiérarchisation du réseau.....	25
II.3.2.1.1.1.Profil en long du cours d'eau principal.....	26
II.3.2.1.1.2.Pente moyenne du thalweg principal.....	27
II.3.2.2.Caractéristiques du réseau hydrographique.....	27
II.3.2.2.1.Rapport de confluence (Rc).....	28
II.3.2.2.2. Rapport des longueurs(RL).....	29
II.3.2.2.3. Densité de drainage.....	30
II.3.2.2.4.La fréquence de cours d'eau ou densité hydrographique.....	30
II.3.2.2.4.1. La densité hydrographique(Ft).....	30
II.3.2.2.4.2. Densité hydrographique pour l'ordre 1(F1).....	30
II.3.2.2.4.3. Coefficient de torrentialité.....	31
II.3.2.2.4.4. Coefficient d'allongement.....	31
II.3.2.2.4.5. Temps de concentration du bassin versant.....	31
II.3.2.2.4.6. Vitesse de ruissellement.....	34
II.4.Sol et végétation du bassin versant d'oued SEBDOU.....	35
II.5.Contexte géologique et hydrogéologique.....	36
II.5.1.Géologie d'Oued Sebdou.....	36
II.5.2.Hydrogéologie de la région d'étude.....	37
II.5.2.1.Formations à fort potentiel aquifère.....	37
II.5.2.2.Formations à faible potentiel aquifère.....	38

II.6.Conclusion.....	38
----------------------	----

Chapitre III : Hydroclimatologie

III.1.Introduction.....	40
III.2.Présentation de la station.....	40
III.3. Etude des précipitations.....	41
III.3.1. Variation de la pluviométrie interannuelle.....	41
III.3.2. Variation des précipitations mensuelles.....	41
III.3.3. Variation des précipitations saisonnière.....	42
III.3.4. Variation des précipitations journalières.....	43
III.3.5. Etude statistique des précipitations annuelle à la station de Sebdou.....	43
✓ Test de normalité.....	44
➤ Test graphique.....	44
➤ Test analytique.....	44
III. 3.5.1- Adéquation des données à une loi statistique.....	44
a. Ajustement par la loi normale.....	46
✓ Test graphique.....	46
✓ Test numérique (Test du χ^2 de PEARSON).....	47
b- Ajustement par la loi log normale.....	48
✓ Test graphique.....	48
✓ Test numérique (Test du χ^2 de PEARSON).....	48
c- Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.....	49
d-Ajustement des pluies maximales journalières.....	50
III.3.6. Les pluies de courte durée et l'intensité de pluie.....	51
III.4. Etude des Températures.....	54
III.4.1.Variation des Températures interannuelles.....	54
III.4.2.Variation des Températures moyennes mensuelles.....	54

III.4.3 Étude du climat.....	55
III.4.3.1. Méthode de visualisation (méthode graphique de Gausson et Bagnouls).....	56
III.4.3.2. Indice d'aridité de De. Martonne.....	56
a. Indice d'aridité annuel de De. Martonne.....	56
b. Indice d'aridité mensuel de De. Martonne.....	58
III.5. Evapotranspiration potentielle (ETP).....	58
a. Méthode de Thornthwaite.....	58
b. Formule de L. Turc (1954).....	59
III.6. Evapotranspiration réelle (ETR).....	61
✓ Méthode de Turc.....	61
III.7. Calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite.....	62
✓ Méthode de Coutagne.....	62
III.8. Calcul du ruissellement « R ».....	63
III.9. Evolution des indices hydro-climatiques.....	64
III.9. 1.Indice de l'écart à la moyenne ou indice de sécheresse (IS).....	64
III.9.1.1.Indice de précipitation normalisé (SPI).....	64
III.9.1.2.Indice standardisé des écoulements (SSFI).....	64
✓ Echelle annuelle.....	65
✓ Echelle saisonnière.....	66
✓ Echelle mensuelle.....	67
III.9.1.3. Indice de température normalisé (STI).....	69
✓ Echelle annuelle.....	69
✓ Echelle mensuelle et annuelle.....	70
✓ Echelle saisonnière.....	71
III.9.1.4. Discussion générales sur les indices hydro climatiques.....	72
III.9.2.La détermination des périodes humides et sèches en comparaison aux moyennes.....	72

✓	Echelle annuelle.....	73
✓	Echelle mensuelle.....	74
✓	Echelle saisonnière.....	75
	III.10. Etude des débits.....	77
	III.10.1.Variation interannuelle des débits.....	77
	III.10.2. Variation moyenne mensuelle des débits.....	78
	III.10.3. Variation saisonnière des débits.....	79
	III.10.4. Variation journalière des débits.....	80
	III.10.5.Etude statistique des débits.....	80
	a- Ajustement à la loi Gumbel.....	81
✓	Test graphique.....	81
✓	Test numérique (Test du χ^2 de PEARSON).....	81
	III.10.6.Etude statistique des débits maximums.....	82
	a- Ajustement à la loi Gumbel.....	82
	III.10.7- Les débits caractéristiques.....	83
	III.10.7.1- La courbe des débits classés (CDC).....	83
	a- Débit caractéristique maximum (DCM) ou Débit caractéristique de crue (DCC10).....	83
	b- Débit caractéristique de 6 mois (DC6).....	84
	c- Débit caractéristique d'un an, trois ou neufs mois (DC1, DC3 et DC9)...	84
	d- Débit spécifique d'étiage (DCE).....	84
	III.10.7.2- Coefficient mensuel du débit.....	84
	III.10.7.3- Débit spécifique QS.....	85
	III.10.7.4- Coefficient d'écoulement.....	85
	III.11. Etude des lames d'eau écoulées.....	86
	III.11.1. Variation interannuelle des lames d'eau.....	86
	III.11.2.Etude statistique des lames d'eau écoulées.....	87

a-	Ajustement des lames d'eau écoulées annuelles à loi Log normale.....	89
✓	Test graphique.....	90
✓	Test numérique (Test du χ^2 de PEARSON).....	90
b-	Calcul des lames d'eau pour une période de récurrence donnée.....	91
	III.11.3. Variations mensuelles des lames d'eau écoulées.....	91
	III.11.4. Variations saisonnières des lames d'eau écoulées.....	92
	III.11.5. Variations journalières des lames d'eau écoulées.....	93
	III.12. Conclusion.....	94

Chapitre IV : Estimation des débits par les formules empiriques

	IV.1. Introduction.....	95
	IV.2. Application de la méthode du gradex au bassin de Sebdou.....	95
	IV.3. Résultats de calcul des débits par les différentes formules empiriques.....	98
	IV.3.1. Formule de MALLET-GAUTHIER	98
	IV.3.2. Formule de TURRAZA.....	98
	IV.3.3. Formule de SOKOLOVSKY.....	98
	IV.3.4. Formule de GIANDOTTI.....	99
	IV.3.5. Formule de TAIBI-ANRH.....	99
	IV.4. Calcul d'erreur relative pour chaque formule.....	100
	IV.5. Discussions.....	100
	IV.6. Construction des hydro-grammes de crues.....	101
	1-La pluie journalière décennale.....	102
	2-La détermination de gradex des pluies journalières.....	102
	3-Le coefficient de correction des quantiles de crue estimés.....	103
	4-Rappel des paramètres du bassin versant et des paramètres de crue.....	104
	5-Paramètres pluviométriques dérivés.....	104
	6-Les caractéristiques de la crue de période de retour t (ans).....	104

IV.7. Conclusion.....	107
Conclusion générale.....	108
Références bibliographiques	

Introduction Générale

Introduction générale

L'hydrologie joue un rôle essentiel dans le domaine des sciences environnementales. Elle est liée à des sciences telles que : l'hydraulique, la statistique mathématique, la mécanique de sols, la géographie physique, etc.... Elle concerne aussi bien les mécanismes d'écoulement des eaux dans les systèmes naturels (bassin versant) ou anthropiques que le dimensionnement des ouvrages hydrauliques utiles à l'exploitation et à la gestion des eaux.

L'étude hydrologique est nécessaire pour les projets d'irrigations, de distribution d'eau, de drainage et de protection contre les crues et autres, car elle produit une évaluation des débits moyens et extrêmes (Crues et étiage) pour le dimensionnement, la sécurité et la bonne production des ouvrages hydrauliques.

Les inondations sont l'une des catastrophes naturelles les plus fréquentes, et touchent tous les pays du globe mais avec des effets très variables d'un pays à autre. Plusieurs facteurs influent sur la fréquence du phénomène d'inondations particulièrement les facteurs météorologiques, topographiques, géologiques, hydrologiques et humains.

L'Algérie, est parmi les régions méditerranéennes caractérisées par ce phénomène des inondations particulièrement dans les zones arides et semi-aride.

Les phénomènes d'inondation sont considérés comme les catastrophes les plus destructrices et occasionnent d'importants dégâts humains et matériels. Les exemples de Bab El Oued – Alger en 2001, de Sidi Bel Abbes en 2006, de Ghardaïa en 2008 et El Bayadh en 2011 en sont témoins. Ces événements rares sont dus à plusieurs facteurs dont ; la mauvaise évaluation des débits de pointe, la qualité et la fréquence des mesures hydrométéorologiques qui ont un impact majeur sur l'erreur qui affecte les calculs hydrologiques.

La prévision des événements hydrologiques extrêmes et rares est autant d'exercices qui nécessitent une bonne connaissance des débits maximums d'un cours d'eau et leur variabilité car c'est d'elle qui va dépendre la sécurité et la pérennité de la construction des ouvrages d'évacuation.

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

Dans ce cadre, cette étude porte sur les crues, c'est à dire l'augmentation du débit des cours d'eau, et son origine par le biais de l'étude des pluies et des débits, ainsi que la détermination du débit de pointe par une analyse statistique de la série des débits enregistrés et des données de précipitations accompagnée de l'étude des caractéristiques du bassin versant.

L'objectif principal de ce travail vise à explorer des formules empiriques pour la détermination des débits maximums qui sont celles de Mallet-Gauthier, Giandotti, Turraza, Possenti, Sokolovsky et Taibi-ANRH, ainsi que la méthode du Gradex pour estimer les probabilités de crues extrêmes qui serviront après le choix des résultats les plus réalistes à la construction de l'hydrogramme de crue de l'oued Sebdo à la station de Sebdo.

Ce mémoire s'articulera autour de quatre chapitres dont le descriptif est comme suit :

❖ **Le premier chapitre** : Ce chapitre présente une étude bibliographique concernant les formules empiriques pour le calcul de débit maximum, ainsi que la présentation détaillée de la méthode du Gradex avec ces principes et limites d'utilisation.

❖ **Le deuxième chapitre** : se concentre sur la présentation du bassin d'étude, il englobe la situation géographique, la morphométrie, la géologie et l'hydrogéologie de la région d'étude qui aideront à connaître les principales unités lithostratigraphiques et hydrodynamiques reconnues dans la zone d'étude.

❖ **Dans le troisième chapitre** : nous procédons à une étude des paramètres hydrologiques du sous bassin qui seront introduits par la suite dans le calcul des débits extrêmes. Ces paramètres permettront de donner une notion sur le climat caractérisant la région.

❖ **Le Dernier chapitre**: Dans ce chapitre, nous avons utilisés des formules empiriques et la méthode du Gradex pour l'estimation du débit maximum et son évolution. Nous confrontons les résultats obtenus par ces formules avec les valeurs observées dans la station pluviométrique, pour faire ressortir la formules ou la méthode la plus adéquate pour notre bassin versant.

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdoou (N.W algérien).

❖ Enfin, nous finirons notre travail par une conclusion générale dans laquelle, nous synthétiserons les résultats trouvés et essayerons de donner quelques perspectives.

Chapitre 1 :

Etude bibliographique

I.1.Introduction

La protection de la population contre les catastrophes naturelles est l'un des soucis majeurs dans la stratégie de développement d'un pays.

Aussi, les inondations constituent l'un des phénomènes les plus courants qui cause le plus de dégâts humains et matériels dans le monde. L'Algérie a connu ces trois dernières décennies des inondations assez spectaculaires dans différentes régions au Nord comme au Sud du pays. Ces inondations sont le résultat de crues événementielles violentes spécifiques aux caractéristiques du climat et particulièrement des précipitations très irrégulières et orageuses que connaît le pays associé à une méconnaissance scientifique et ou à une mauvaise prise en considération de ce phénomène (aménagement des cours d'eau, définition des zones inondables, occupation inappropriée des espaces.....). La prise en charge de ce phénomène nécessite donc des études hydrologiques des débits extrêmes dans les différents bassins concernés. Ces investigations nécessitent soit des données de mesures instantanées de débits soit, dans le cas d'absences de mesures de formules et/ou de modèles hydrologiques permettant de les calculer.

Ce chapitre présente une recherche bibliographique des études concernant les formules empiriques de calcul de débit maximum dans un bassin versant. Nous présentons dans ce qui suit, les différentes formules utilisées pour la détermination du débit de pointe probable de la crue relative à différentes périodes de retour.

I.2. Méthodes Empiriques

Ce sont des relations établies entre le débit et la surface du bassin versant, la pluie et la période de retour comme les formules de Fuller, Possenti et Mac-Math.

I.3.Formules Empiriques D'estimation de Débit de Pointe

I.3.1.Formules basées sur la période de retour

I.3.1.1.Formule de MALLET-GAUTHIER

Cette formule a été déterminée par des études sur des bassins algériens. L'énoncé de la formule de Maillet et Gauthier pour l'estimation de la crue de période de retour T (Coutagne, 1951) est donnée par:

$$Q_{\max} \cdot T^{\%} = 2K \log(1 + A \cdot P_{\text{moy}}) \cdot \frac{S}{\sqrt{L}} \cdot \sqrt{1 + 4 \cdot \text{Log}T - \text{Log}S} \quad (\text{Eq.I.1})$$

Avec:

$Q_{\max}^{\%}$: Débit maximum pour une fréquence donnée (m³/s).

P_{moy} : Pluie moyenne annuelle (m).

S : Superficie du bassin versant (km²).

L : Longueur du talweg principal (km).

K : Constante dépendant des caractéristiques du bassin variant de 1 à 3 K (1-3).

A: coefficient régional pris égal à 20.

T : Période de retour (an).

I.3.1.2. Formule de Fuller (1914)

L'énoncé initial de la formule de Fuller (1914) pour l'estimation des débits de crues s'exprime de la façon suivante :

$$Q(T) = q (1 + 0,8 \log T) \quad (\text{Eq.I.2})$$

Avec :

Q(T) : débit de crue en m³/s de temps de retour T (en années)

q == moyenne des débits maxima journaliers de chaque année, calculée d'après les données disponibles (il s'agit en quelque sorte d'une crue "inter-annuelle")

Pour passer de ces débits moyens maxima journaliers aux débits instantanés de pointe, (Ouarda, 2001) Fuller présente la formule suivant :

$$Q_p = Q_d \cdot (1 + 2,66 \cdot A^{-0,3}) \quad (\text{Eq.I.3})$$

Avec:

A : surface du bassin versant en (km²).

Q_p == débit de pointe instantané en m³/s.

Q_d == débit journalier moyen en m³/s.

I.3.1.3. 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)

$$Q(T) = k \cdot P_{24h}(T) \cdot S^{0,58} \cdot I^{0,42} \quad (\text{Eq.I.4})$$

Avec:

- 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 :

$$P_{24h}(T) = 1,15 \cdot P_{jmax} \quad (\text{Eq.I.5})$$

– S : Superficie du bassin en (hectare).

– I : Pente moyenne du bassin(%).

I.3.2. Formules faisant intervenir les précipitations

I.3.2.1. Formule de Turraza

Cette formule utilisant les précipitations, prend en compte le temps de concentration du bassin d'étude (EMI, 1999), elle s'exprime par :

$$Q_{\max} T\% = \frac{C.I(tc.T).S}{3.6} \quad (\text{Eq.I.6})$$

S: superficie du bassin versant (Km²).

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

C : Coefficient de ruissellement en fonction de la probabilité donnée.

I.3.2.2. 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 pour une fréquence donnée(EMI, 1999) :

$$Q_{\max} T\% = \frac{\mu.P_{j\max}\%.S}{L_p} \quad (\text{Eq.I.7})$$

Avec :

P_{jmax}% : Pluie maximale journalière correspondante à la période de retour donnée (m).

μ: Coefficient compris entre 700 – 800 ; généralement dans les bassins versant en Algérie On prend μ = 700.

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

S : Superficie (km²).

I.4. Formules empiriques d'estimation du débit de pointe utilisée en Algérie

I.4.1. Formule de SOKOLOVSKY :

Cette méthode est d'une utilisation très courante dans les services d'hydrologie des états indépendants de l'ex URSS ainsi qu'en Algérie. Selon cet auteur, la crue est considérée comme un débit maximum produit par une averse (une pluie) de courte durée correspondant au temps de concentration. Le temps de montée de la crue étant donc égal au temps de concentration. (Bennis, 2007).

$$Q_{\max} T\% = \frac{0,28(Pct\% - H_0) \cdot \alpha_p\% \cdot F \cdot S}{T_m} \quad (\text{Eq.I.8})$$

Avec :

H_0 : Pertes initiales en mm ($H_0 = 8\text{mm}$).

Pct : pluie fréquentielle de courte durée correspondant au temps de concentration (mm).

S : Superficie du bassin (Km^2).

0,28 : Coefficient de changement d'unité.

$\alpha_p\%$: Coefficient de ruissellement de la crue probable pour une période de retour donnée.

$$\alpha_p\% = \frac{\sqrt{Pct\%} - \sqrt{H_0}}{\sqrt{Pct\%} + \sqrt{H_0}} \quad (\text{Eq.I.9})$$

$T_m = T_c$, T_m : Temps de concentration du bassin versant en heures.

F : Coefficient de forme de la crue, il s'exprime par :

$$F = \frac{12}{4 + 3\gamma} \quad (\text{Eq.I.10})$$

Tableau (I.1): valeur de γ en fonction de bassin versant

Condition	γ
Surface du B.V comprise entre 1 et 50 km^2	$\gamma = 2$
Pour un bassin boisé avec un sol peut perméable	$2 \leq \gamma \leq 2.5$
Pour un bassin boisé	$3 \leq \gamma \leq 4$
Pour les grands bassins	$4 \leq \gamma \leq 7$

I.4.2. Formule de GIANDOTTI :

La méthode de GIANDOTTI prend en compte des lois de ruissellement basées sur les caractéristiques morphométriques du bassin versant ainsi que le temps de concentration. Cette formule a donné des résultats satisfaisants en Algérie (**Bennis, 2007**).

$$Q_{\max}\% = \frac{C.S.(H_{\text{moy}} - H_{\text{min}})^{\frac{1}{2}}}{4.(S)^{\frac{1}{2}} + 1.5.L} \cdot Ptc\% \quad (\text{Eq.I.11})$$

Avec :

$Q_{\max} (\%)$: débit maximum de crue en m^3/s de même fréquence que celle de la pluie

de courte durée.

C : Coefficient topographique varie entre 66 et 166, Nous prenons C = 16 pour les bassins versant dans le nord-ouest d'Algérie.

S: superficie du bassin versant (km²).

L: longueur du talweg principal (km).

Hmoy, Hmin: altitudes moyennes et minimales en (m).

Ptc: pluies de courte durée (mm).

I.4.3. Méthode fréquentielle TAIBI-ANRH :

Elle a été établie par Taibi R. (ANRH) pour les cours d'eau d'Algérie. Cette méthode est donnée par la relation suivante :

$$Q_{pt} = e^{0.95u} \cdot Q_p \quad (\text{Eq.I.12})$$

Avec:

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

u : 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 par :

$$Q_p = 0.000781 \cdot S^{0.688} \cdot P^{1.275} \quad (\text{Eq.I.13})$$

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

S : Surface du bassin versant en (Km²).

I.4.4. La méthode du GRADEX

La méthode du gradex a été développée par l'équipe de recherche d'Electricité de France (EDF) (**Guillot et Duband, 1967**).

Cette méthode a pour objectif d'estimer les débits maximaux de crues pour des fréquences d'apparition rares et très rares (temps de retour de plus de 100 ans). Elle prend en compte l'information « pluie » pour compléter l'information « débit ». Elle s'applique notamment lorsque l'on dispose d'une longue série de pluie et d'une courte série de débits (environ 10 ans) sur le bassin.

I.4.4.1. Les hypothèses suivantes doivent être vérifiées pour l'application de cette méthode :

- les débits maximaux estimés sont les résultats obtenus uniquement par des pluies maximales uniformément distribuées sur le bassin.
- Les pluies maximales et les débits correspondants doivent s'ajuster à la même loi de distribution statistique, dite des « extrêmes » à cause de la nature du phénomène recherché (Q max). La loi de Gumbel est souvent utilisée dans cet objectif. Dans ce

cas, le caractère exponentiel de cette distribution est décrit par la pente de la droite d'ajustement des pluies expérimentales mesurées, sur un diagramme de probabilité adapté. La pente de cette droite est le Gradient de cette répartition.

- A partir d'une certaine valeur de pluie, correspondant à un état de saturation en eau du bassin, tout excès de pluie provoque le même surplus du débit (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 sur une loi de Gumbel, la droite d'attribution des débits est alors parallèle à celle des pluies à partir de ce seuil. Il est alors faisable de calculer la valeur des débits correspondant à des pluies maximales par simple extrapolation statistique.

Selon les auteurs de cette méthode, le taux de saturation du bassin est atteint après un événement pluviométrique qui donne un débit décennal (T=10 ans).

I.4.4.2. Les étapes de la méthode

1- fixé la marche de temps n heures (généralement égale à la moyenne des temps de base des hydrogrammes de crues disponibles, Pour la commodité des calculs on retiendra une valeur très arrondie, par exemple 2, 4, 6 ... 48 heures.).

2- Ajuster la série des pluies maximales journalières à la loi de Gumbel.

3- Calculer le Gradex des précipitations a (pente de la droite de Gumbel).

$$P \text{ (mm)} = a \cdot \mu + b \quad (\text{Eq.I.14})$$

Avec :

μ : variable réduite de Gumbel.

4- Ajuster la série des débits mesurés à la loi de Gumbel et déterminer le débit décennal (point pivot de l'extrapolation des débits), puis formuler le débit décennal en lame d'eau équivalente par la formule suivante :

$$R \text{ (mm)} = Q \text{ (m}^3\text{/s)} \cdot 3,6 \cdot n \text{ (heures)} / S \quad (\text{Eq.I.15})$$

5- faites 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.

$$Q_{\mu\%} = a \cdot \mu + b' \quad (\text{Eq.I.16})$$

Avec :

a : le Gradex de la pluie.

μ : variable réduite de Gumbel ($\mu = -\ln(-\ln(F))$).

$$b' = Q_{10 \text{ ans}} - a \cdot \mu \quad (T=10 \text{ ans}) \quad (\text{Eq.I.17})$$

$$F = \frac{1}{1-T} \quad (\text{Eq.I.18})$$

6-Tracer la droite de l'équation (Eq.I.18) sur le même graphe que l'ajustement des P_{jmax} .

$$Q_{\mu\%} = a \cdot \mu + b' \quad (\text{Eq.I.19})$$

7- Calculer les débits pour chaque période de retour (en mm).

8- Formuler les débits calculés en m^3/s par la formule suivante :

$$Q \text{ (m}^3\text{/s)} = Q \text{ (mm)} \cdot S \text{ (km}^2\text{)} / 3,6 \cdot n \text{ (h)} \quad (\text{Eq.I.20})$$

9-On Calcule les débits de pointe : Calculer sur les hydrogrammes des crues observées, Le rapport p égal au rapport débit de pointe sur débit moyen :

$$P : \text{coefficient de pointe} = \frac{Q_{max}}{Q_{moy}} \quad (\text{Eq.I.21})$$

P : Coefficient de pointe égal à 1.5 dans les régions atlasiques

$$Q_p \text{ (m}^3\text{/s)} = Q \text{ (m}^3\text{/s)} * P \quad (\text{Eq.I.22})$$

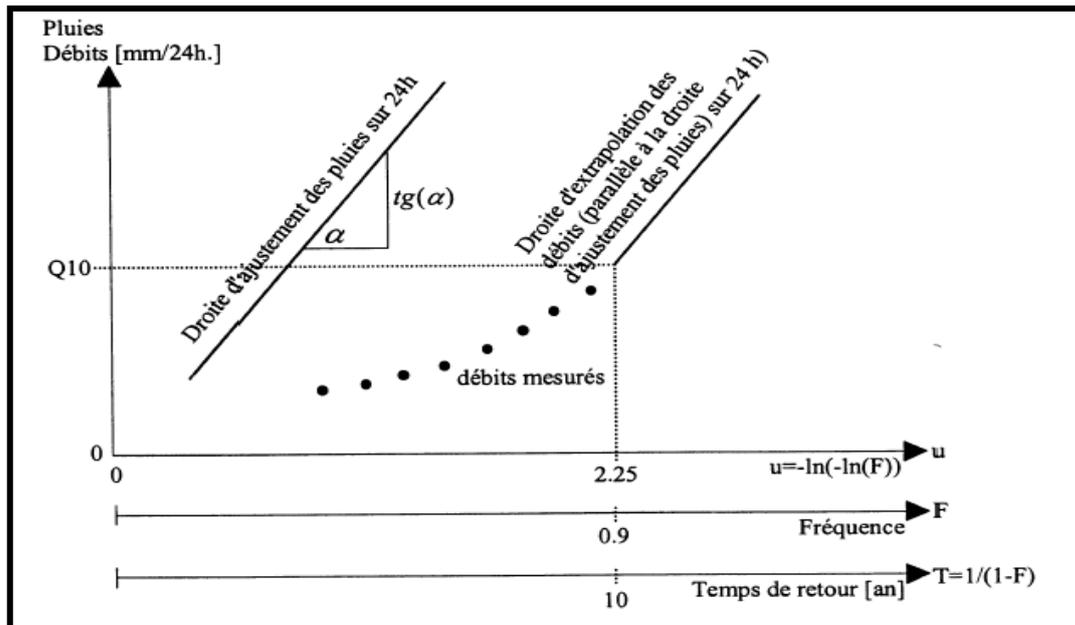


Figure I.1: Principe de la méthode du GRADEX basée sur une distribution de Gumbel(Musy 1998).

I.4.4.3.Limites de la méthode

Très couramment, la méthode du Gradex a été utilisée pour des bassins versants dont la surface est de l'ordre de 5.000 km² ou moindre. On peut toujours utiliser cette méthode pour des surfaces plus petites, car les hypothèses de saturation sur la totalité du bassin versant sont encore plus faciles à évaluer. On a une difficulté dans le cas de petits bassins c'est d'évaluer les Gradex sur des temps de concentrations faibles, il faut donc disposer d'observations pluviographiques. (LABORDE, 2000)

I.4.5. Hydrogramme de crue:

C'est une courbe qui représente l'évolution des débits en fonction du temps pendant la crue, elle permet d'estimer quelques caractéristiques relatives à la crue telle que, la forme, le volume, le temps de montée et temps de base ; pour le tracé de l'hydrogramme, on utilise la méthode de SOKOLOVSKY. (Touabia, 2005)

I.4.5.1.Construction des hydrogrammes des crues (SOKOLOVSKY)

L'hydrogramme de crue est une figure d'identification de la crue, à l'aide de l'hydrogramme de crue on peut tirer les paramètres suivants :

- Le volume de la crue.
- La durée de la crue.
- Le débit maximum de la crue (débit de pointe).

Pour le tracé de l'hydrogramme de crue, on doit suivre la méthode de Sokolovsky qui divise l'hydrogramme en deux parties non symétriques, la première est calculée à partir du temps de montée et l'autre à partir du temps de la décrue.

a. Pour le temps de montée :

$$Q_{\text{montée}} = Q_{\text{max}} \% \cdot \left(\frac{T}{T_m}\right)^m \quad (\text{Eq.I.23})$$

b. Pour la décrue :

$$Q_{\text{décente}} = Q_{\text{max}} \% \cdot \left[\frac{T_d - T}{T_d}\right]^n \quad (\text{Eq.I.24})$$

Avec:

T_m=T_c : Temps de montée (h).

T_d = δ T_m (Sokolovsky). Temps de la décrue

Q_{max} (%): débit maximum de fréquence donnée.

Q_t: débit instantané au moment (t).

t_m,t_d: temps de montée et de décrue (h).

m, n: puissances des paraboles pour l'Algérie m=2 et n=3.

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

δ : Coefficient dépendant des caractéristiques du bassin versant, il est pris en général compris entre (2 ÷ 4), celui-ci est fonction du cours d'eau (longueur), de la perméabilité et du boisement du bassin. On prend $\delta=2$.

Tableau (I.2) : Coefficient de forme de l'Hydrogramme de crue γ .

Condition	δ
petits cours d'eau et vallons dans des bassins versants dénudés et faiblement perméables.	2 à 2,5
petits cours d'eau et vallons dans des bassins versants boisés ou perméables, moyens cours d'eau avec terrasses de lit majeur normales.	3 à 4
Grands et moyens cours d'eau avec des terrasses de débordements étendus.	4 à 7

- enfin l'Hydrogramme de crues est une représentation des débits de différentes périodes de retour en fonction du temps en heure. La (fig.I.2) représente un exemple de l'hydrogramme de crue.

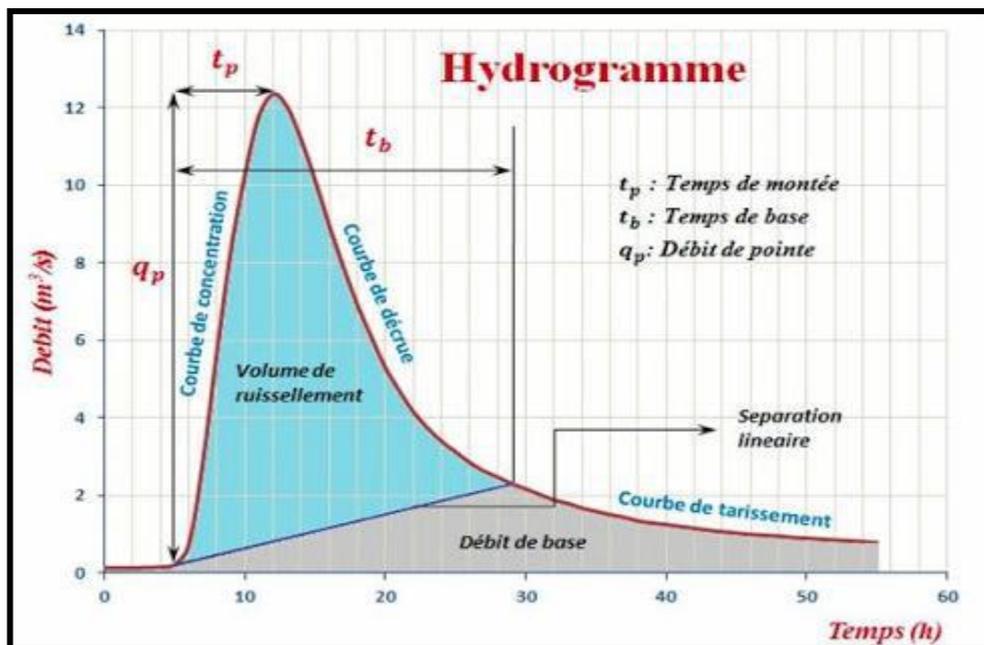


Figure I.2 : Les temps caractéristiques d'un hydrogramme de crue.

I.5.Conclusion

Dans ce chapitre, nous avons présenté les différentes méthodes d'estimation du débit max ou de pointe dans les bassins versants appliquées dans le contexte algérien. Le choix de la méthode joue un rôle très important dans le type et le coût de l'aménagement des cours d'eau, la conception et la construction des barrages. Ainsi

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdoou (N.W algérien).

un surdimensionnement induit des surcoûts non justifiables alors qu'un sous dimensionnement peut provoquer des inondations ou des submersions de digues dont les conséquences peuvent être catastrophiques. La responsabilité de l'ingénieur est donc très importante dans la prise de décision.

Chapitre 2 :

Etude du milieu

II.1.Introduction

La ville de Sebdou située à 36 km au Sud de la wilaya de Tlemcen (Nord-Ouest de l'Algérie) constitue le relais entre les zones steppiques et la chaîne atlasique tellienne. Nous présentons dans ce chapitre les principales caractéristiques, géographique, morphométrique et géologique de la zone d'étude représentée par le bassin versant de l'oued Sebdou.

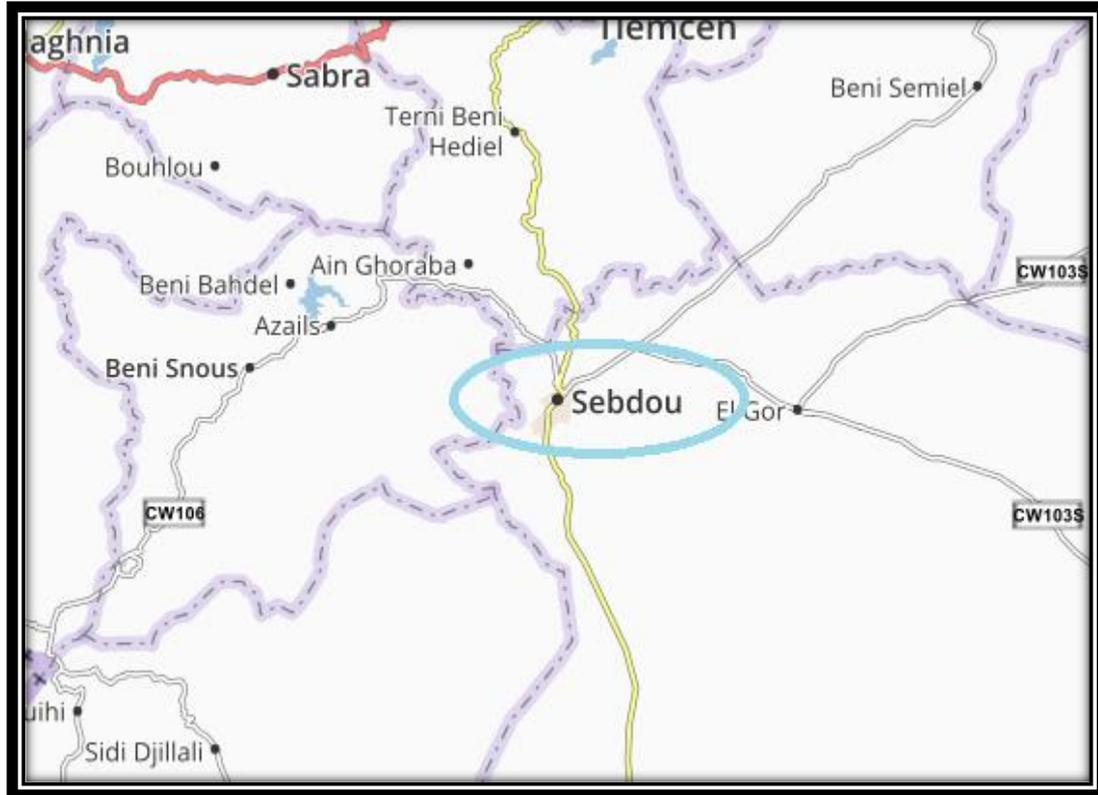


Figure II.1 : Carte de situation de la ville de sebdou(www.viamichelin.fr)

II.2. Situation géographique

Le bassin versant d'oued Sebdou faisant partie du bassin versant de la haute de Tafna en amont du barrage de Béni Bahdel (Fig. II.2), est limité:

- au Nord, par le plateau de Titmokhen,
- au Sud, par Djebel Lato, Si Abdellah, Maiter, Zninia, Toumiet et Koudiat el Harcha,
- à l'Est, par Djebel Mazoudjène, Djebel El Ahmer, et Djebel el Arbi,
- à l'Ouest par le plateau des Azails.
- Le Nord et le Nord - Est du bassin versant correspondent à un horst jurassique notamment carbonaté.
- Au Sud et à l'Est, on trouve un graben rempli de sédiments plio-quadernaires représentant le Fossé de Sebdou. (Baba-Hamed & Kerzabi, 1991)

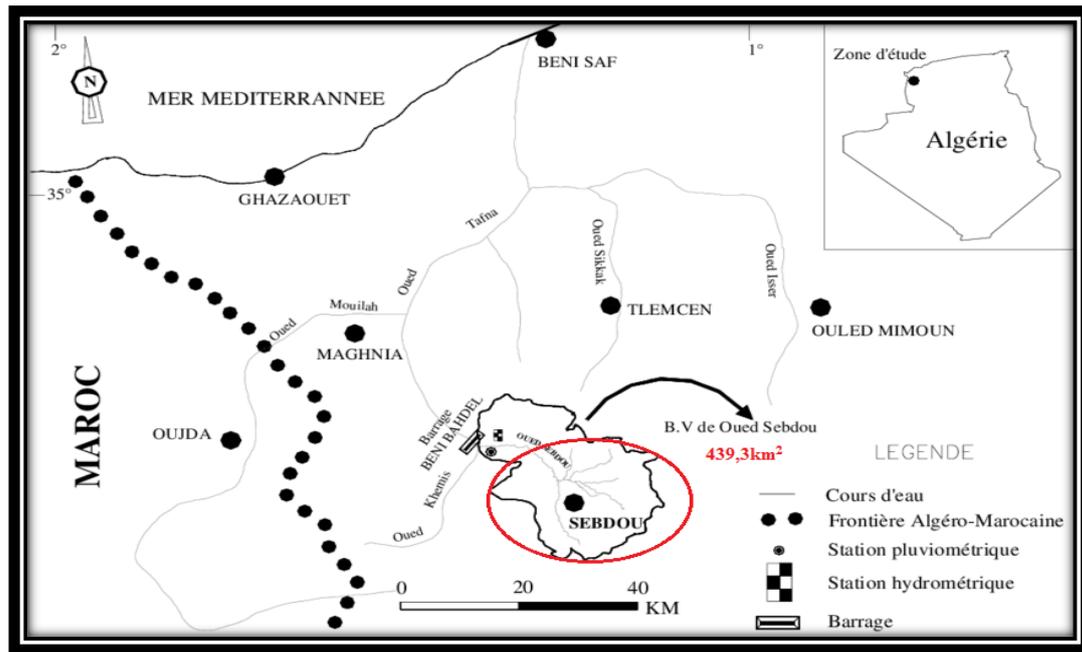


Figure II.2 : Situation du bassin versant d'oued Sebdu (Ghenim, 2013) modifiée

II.3.La morphométrie du bassin versant d'oued Sebdu.

- L'écoulement naturel des eaux dans un bassin versant est conditionné à la fois par les conditions climatiques et par les caractéristiques physiques du bassin.
- Les éléments physiques les plus importants qui jouent un rôle dans le processus de l'écoulement et qui font l'objet de l'analyse morphométrique sont : la forme, le relief et le réseau hydrographique.
- Il existe un certain nombre de caractéristiques qui sauront compléter l'analyse morphométrique tels que la densité de drainage, la fréquence des cours d'eau, l'allongement et le profil du cours d'eau. Les résultats de cette étude sont celles relatives aux travaux de Baba-Hamed & Kerzabi, 1991 et BOUGARA, 2021.

II.3.1.Caractéristiques de forme :

Le bassin a une superficie de 439,3 Km² pour un périmètre de 153,88 Km. La forme du bassin versant détermine le temps de réponse aux précipitations.

II.3.1.1. Indice de compacité de Gravelius (K_c)

On définit la disposition géométrique d'un bassin versant par le coefficient de compacité de Gravelius (K_c), qui se traduit par le rapport entre le périmètre du bassin et la circonférence du cercle ayant la même superficie du bassin. Il est défini par la formule ci-après :

$$K_C = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} = 2.06 \quad (\text{Eq.II.1})$$

Où :

Kc : Coefficient de compacité de Gravelius,

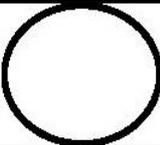
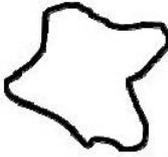
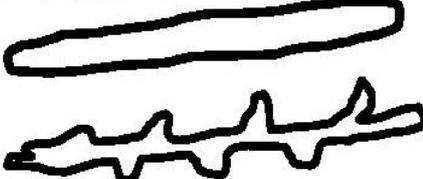
P : Périmètre du bassin versant (km),

S : Surface du bassin versant (km²).

Plus le coefficient se rapproche de la valeur 1, plus la forme du bassin évolue circulaire, le bassin est dit alors compact. Une valeur supérieure à 1 indique que le bassin est allongé permettant un temps de concentration des eaux plus long et un hydrogramme de crue plus large et moins accentué.

Le sous bassin versant d'oued Sebdo avec un Kc = 2,06 est donc allongé.

Tableau III.1. Classes de formes de cuvette suivant les valeurs de l'indice de Gravelius (Journal, open Edition)

Forme	Valeurs de l'indice	Définition	Schéma stylisé
Circulaire	1 à 1,03	Cuvettes ayant la forme de cercle	
Ovoïde	1,03 à 1,3	Cuvettes ovoïdes	
Amiboïde	1,3 à 1,4	Cuvettes caractérisées par une association de plages irrégulières, lobées, d'aspect amiboïde, à contours nets, très contrastés	
Étirée	1,4 à 1,7	Cuvettes allongées	
Très étirée à tendance amiboïde	> 1,7	Cuvettes plus étirées que les précédentes. Elles présentent souvent des fragments amiboïdes c'est-à-dire des contours lobés	

II.3.1.2. Rectangle équivalent

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.

On définit les grandeurs L et l représentant respectivement la longueur et la largeur du rectangle équivalent par :

- Longueur (L) :
$$L = \frac{KC\sqrt{S}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right] \quad (\text{Eq.II.2})$$

- Largeur (l) :
$$l = \frac{KC\sqrt{S}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right] \quad (\text{Eq.II.3})$$

- Avec :
- L : longueur du rectangle (km),
- l : largeur du rectangle (km),
-

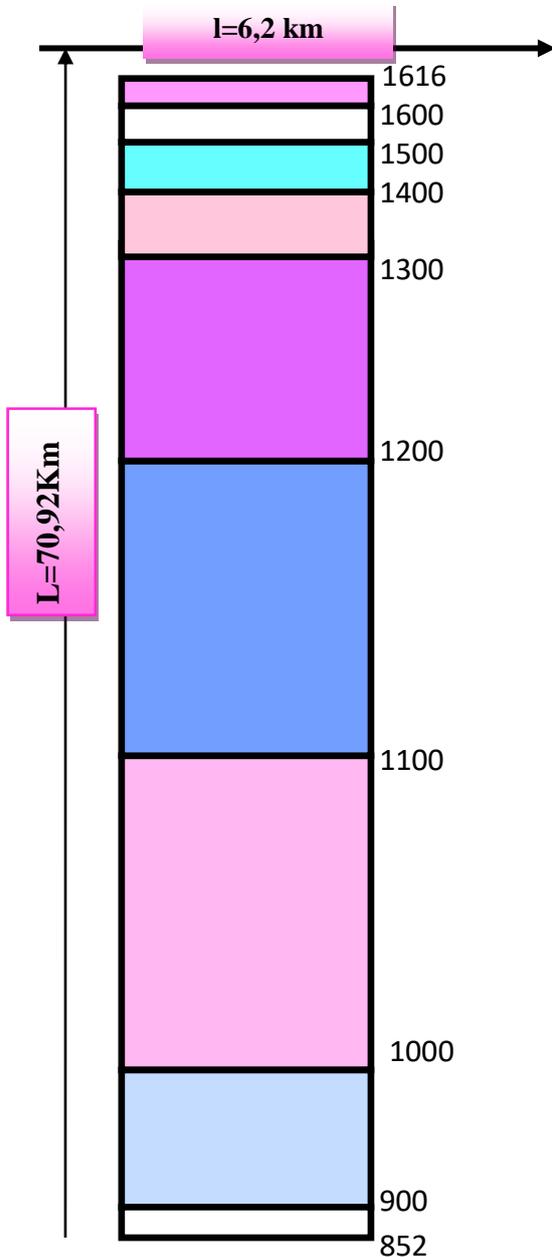


Figure II.3 : Rectangles équivalents du sous bassin versant d'oued sebdou.

La superficie du bassin d'étude a été mesurée par des techniques de numérisation avec délimitation des bassins à l'aide des cartes ASTER Global Digital Elevation Model V003 (N36W02W03 et N35W02W03). La superficie et le périmètre des sous-bassins ont été calculés à l'aide d'ArcGis 10 (BOUGARA, 2021)

II.3.2. Etude du relief

La zone étudiée est caractérisée par deux ensembles distincts :

- Au Nord et au Nord-Ouest, un horst.
- Au Sud et à l'Est, un graben rempli de sédiments plio-quadernaires correspondant au fossé de Sebdou.

La zone montagneuse comprend au Nord, le Djebel Bou-chouk culminant à 1382 m, au Sud le Djebel El Hamar (1314 m) et le Djebel Nouffai (1185 m) à l'Ouest et le Djebel El Guern (1307 m) à l'Est.

Aux limites du fossé s'observent quatre massifs : Djebel Maiter (1217 m), Djebel Lato (1371m), Djebel El Arbi (1239 m) et Djebel Si Abdellah (1368m).

II.3.2.1.Répartition altimétrique

a) Courbe hypsométrique

Le relief est un porteur indispensable, il détermine en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains, l'infiltration et l'évaporation. C'est un élément très important qui définit le comportement hydrologique d'un bassin. Partant de la distribution par tranches d'altitudes du bassin, nous avons établi les courbes et la carte hypsométrique (fig. II. 4 et fig. II.5).

La courbe hypsométrique permet de voir la répartition altimétrique du bassin pour déduire les zones d'influence sur l'écoulement, et déterminer les altitudes caractéristiques nécessaires au calcul des pentes. Elle donne aussi l'Etat du relief ainsi que les potentialités érosives du bassin

Tableau II.2: Répartition hypsométrique du bassin versant de l'Oued Sebdou

Tranches d'altitudes (m)	Surfaces partielles		Surfaces cumulées	
	(Km ²)	%	(Km ²)	%
1616-1600	0,01	0,002	0,01	0,002
1600-1500	1,11	0,25	1,12	0,25
1500-1400	8,32	1,89	9,44	2,15
1400-1300	39,64	9,02	49,08	11,17
1300-1200	67,59	15,39	116,67	26,56
1200-1100	124,23	28,28	240,9	54,83
1100-1000	127,38	28,99	368,28	83,83
1000-900	67,8	15,43	436,08	99,26
900-852	3,24	0,74	439,32	100

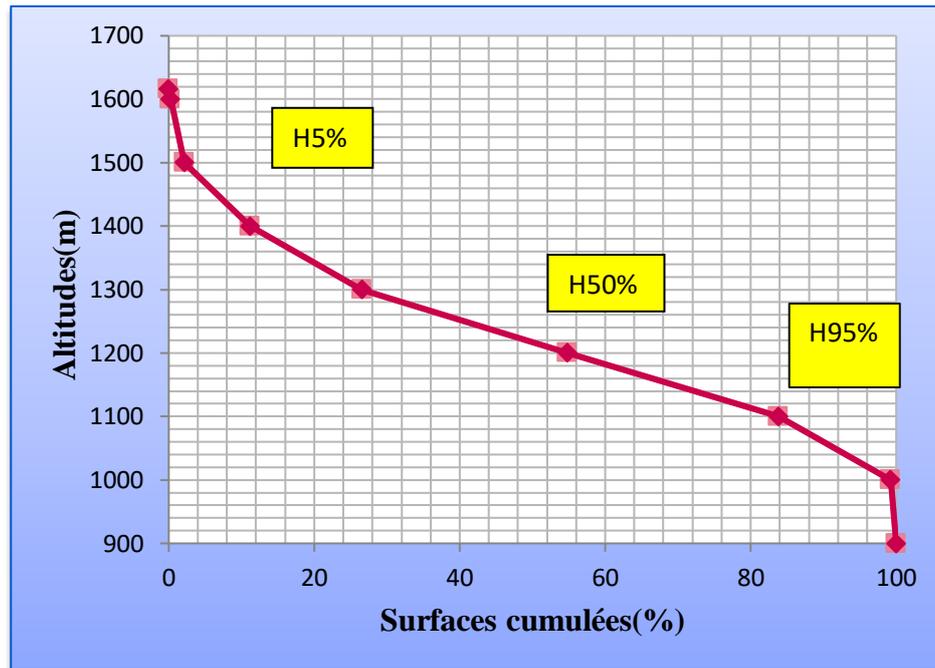


Figure II.4. Courbes hypsométriques du sous bassin versant de l'oued Sebdo.

La courbe hypsométrique du sous bassins de l'oued Sebdo indique une concavité vers le bas, avec une pente importante vers les hautes altitudes indiquant la présence d'un plateau. La faible pente de la courbe aux basses altitudes explique la présence d'une vallée encaissée représentant le lit d'oued Sebdo.

La forme de la courbe est caractéristique d'un bassin à l'état d'équilibre, d'où un potentiel érosif moyen.

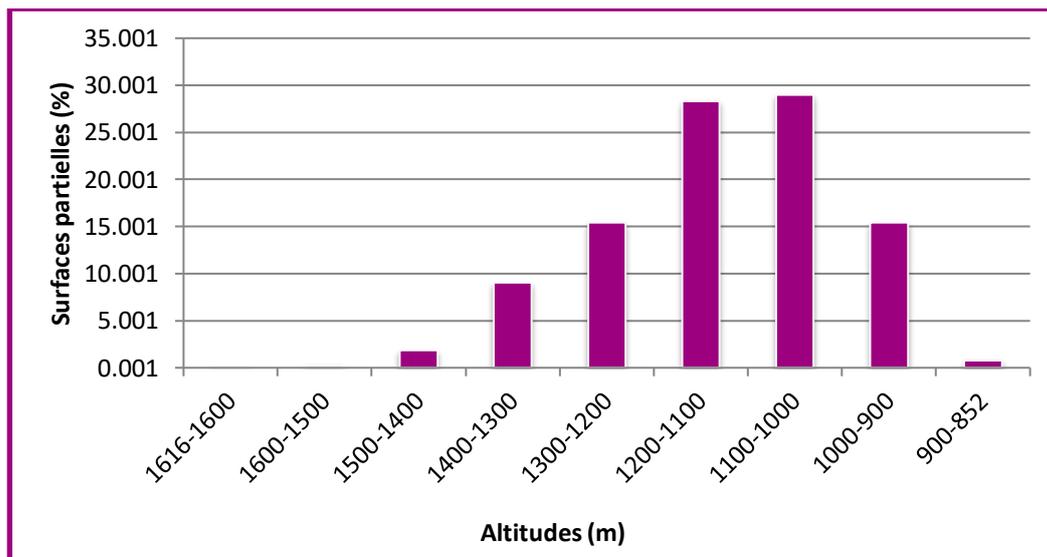


Figure II.5. Histogramme des fréquences altimétriques.

D'après la figure II.5, l'altitude la plus fréquente est celle comprise entre 1100-1000 m qui correspond à la plaine de Sebdou, d'autre part on observe que l'altitude la moins fréquente est celle située entre 1616-1600 et 1600-1500m au niveau des Monts de Merchiche et les cascades d'Ain Taga au Nord.

b) Altitudes caractéristiques du sous bassin de l'oued Sebdou

L'analyse de la carte altimétrique (Fig.II.6) donne pour le sous bassin de Sebdou une altitude maximale de 1616m et une altitude minimale de l'ordre de 852 m.

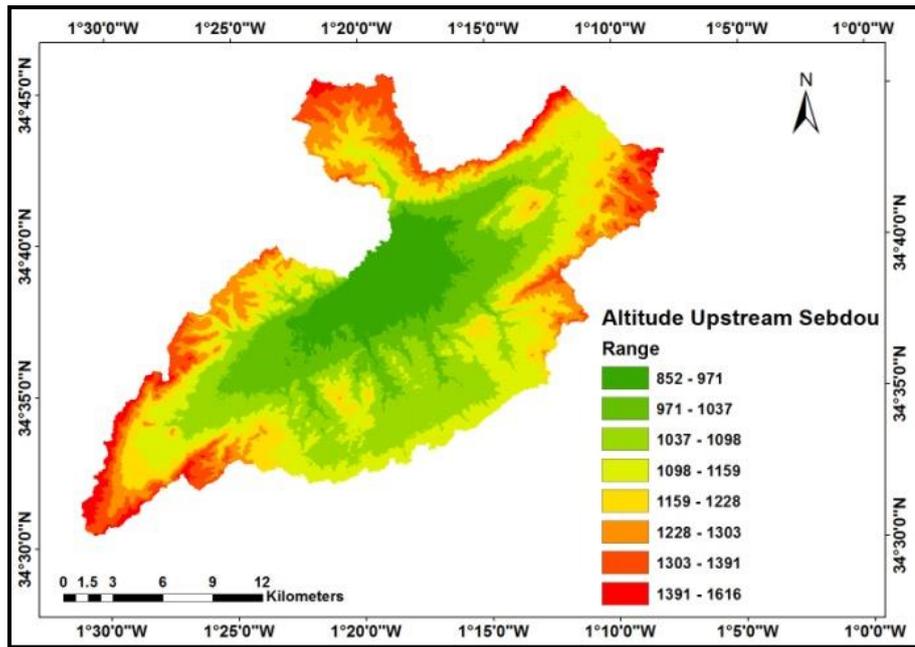


Figure II.6.Répartition altimétrique du bassin d'oued Sebdou(BOUGARA, 2021).

- Altitude moyenne

L'altitude moyenne est déterminée à partir de la formule suivante :

$$H_{moy} = \frac{1}{A_{tot}} \sum A_i \cdot \left[\frac{H_i + H_{i+1}}{2} \right] \quad \text{(Eq.II.4)}$$

Avec :

H_{moy}: Altitude moyenne du bassin (m),

A_{tot}: Aire totale du bassin versant(Km²),

A_i : Aire entre les deux hauteurs H_i et H_{i+1} (Km²),

H_i et H_{i+1} : Altitudes de deux courbes de niveau successives (m).

Tableau II.3.Fractions des surfaces et les altitudes entre courbes de niveau

hi(m)	hi-1(m)	Ai (km ²)	(hi+hi-1)/2	Ai*(hi+hi-1)/2
1616	1600	0,01	1608	16,08
1600	1500	1,11	1550	1720,5
1500	1400	8,32	1450	12064
1400	1300	39,64	1350	53514
1300	1200	67,59	1250	84487,5
1200	1100	124,23	1150	142864,5
1100	1000	127,38	1050	133749
1000	900	67,8	950	64410
900	852	3,24	876	2838,24

Hmoy= 1128 m.

- Altitude médiane

Elle correspond à l'altitude au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique (fig. II.3).

Hmed≈H50%≈1210m.

- Dénivelée

La dénivelée correspond à l'intervalle contenant 90 % de la superficie du bassin sur la courbe hypsométrique, elle s'exprime de la façon suivant :

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

D : Dénivelée utile (m),

H 5% et H 95% : Valeurs lues sur le graphe sont :

Pour S1= 5% de surface, on a une hauteur de 1460 m,

Pour S2 =95% de surface, on a une hauteur de 1020 m.

H 5% = 1460 m, H 95% = 1020 m, **D = 440 m.**

II.3.2.2.Indice de pente et relief :

L'indice de pente du réseau hydrographique est lié aux pentes moyennes de tous les cours d'eau du bassin. Ce sont les pentes du cours d'eau lui-même qui ont une conséquence sur la transmission de l'onde de crue d'amont en aval. Sur certains types de bassins, où on peut avoir des profils en long du cours d'eau très différents du profil en long du bassin, la pente d'un cours d'eau examine directement l'énergie potentielle et cinétique des écoulements et donc l'intensité du débit (Zavoianu, 1985).

II.3.2.2.1. Indice de pente de Roche

C'est la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent et pondérée par les surfaces. Il s'exprime en pourcentage :

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

Avec :

I_{pR} : Indice de pente de Roche,

A_i : Fraction de la surface totale du bassin comprise entre les cotes et H_i et H_{i-1} (%)

L : Longueur du rectangle équivalent (m),

H_i et H_{i-1} : Dénivelée entre deux courbes de niveau voisines (m).

Tableau II.4. Fractions des surfaces entre courbes de niveau.

hi(m)	hi-1(m)	di(m)	Ai%	racine (Ai*di)
1616	1600	16	0,002	0,18
1600	1500	100	0,25	5,00
1500	1400	100	1,89	13,75
1400	1300	100	9,02	30,03
1300	1200	100	15,39	39,23
1200	1100	100	28,28	53,18
1100	1000	100	28,99	53,84
1000	900	100	15,43	39,28
900	852	48	0,74	5,96
				240,45

$I_{pR} = 0,9 \text{ (m/m)}$

II.3.2.2.2. Indice de pente globale

L'indice de pente globale est donné par le rapport de la Dénivelée utile sur la longueur du rectangle équivalent, Il s'exprime de façon suivante :

$$I_{pg} = \frac{H5\% - H95\%}{L} \quad (\text{Eq. II.7})$$

Avec :

I_{pg} : Indice de pente globale.

D : Dénivelée utile (m).

L : Longueur du rectangle équivalent (m).

$$I_{pg} = 6,21 \text{ m/km.}$$

$$I_{pg}=0,00621.$$

Tableau II.5. Classification du relief selon O.R.S.T.O.M.

Relief	Valeurs d'I _g	
1	Relief très faible	$I_g < 0.002$
2	Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$
3	Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0.01$
4	Relief modéré	$0.01 < I_g < 0.02$
5	Relief assez fort	$0.02 < I_g < 0.05$
6	Relief fort	$0.05 < I_g < 0.5$
7	Relief très fort	$0.5 < I_g$

D'après la classification du relief O.R.S.T.O.M, le relief du bassin est **assez faible**.

II.3.2.2.3. Indice de pente

$$I_{pm} = \frac{H_{max} - H_{min}}{Lr} \quad (\text{Eq.II.8})$$

Avec :

I_{pm} : Indice de pente moyenne,

H_{max} et H_{min} : Altitude maximale et minimale du bassin versant (m),

L: Longueur du rectangle équivalent (m).

$$I_{pm}=10,8 \text{ m/km.}$$

$$I_{pm}=0,011.$$

II.3.2.2.4. Dénivelée spécifique

La dénivelée spécifique (DS) est le produit de l'indice de pente global (I_{pg}) par la racine carrée de la superficie du bassin versant. Elle est faiblement corrélée négativement avec la densité de drainage (Dd) et à l'indice de compacité de Gravelius (KC) (Faye, 2018).

La dénivelée spécifique D_s égale à :

$$DS = I_{pg} \cdot \sqrt{A} \quad (\text{Eq.II.9})$$

D_s : Dénivelée spécifique (m),

I_{pg} : Indice de pente global (m/km),

A : Superficie du bassin versant (km²).

$$DS = 130,16\text{m.}$$

Tableau. II.6. Classification de relief selon la méthode de LORSTOM à partir du DS.

Relief	Type de relief	Valeurs de DS
1	Relief très faible	$D_s < 10$
2	Relief faible	$10 < D_s < 25$
3	Relief assez faible	$25 < D_s < 50$
4	Relief modéré	$50 < D_s < 100$
5	Relief assez fort	$100 < D_s < 250$
6	Relief fort	$250 < D_s < 500$
7	Relief très fort	$D_s > 500$

La dénivelée spécifique DS étant supérieure à 100 m, le bassin versant d'oued Sebdou présente un relief assez fort qui est à notre avis plus en adéquation avec la morphologie de notre bassin.

II.3.2.3. Analyse spatiale des pentes

L'analyse spatiale des pentes est déterminée à partir des cartes ASTER Global Digital Elevation Model V003 (N36W02W03 et N35 W02W03) à l'aide du logiciel Arc Gis 10.3.1 pour représenter la topographie du terrain de la zone d'étude (fig. II.7) (BOUGARA 2021).

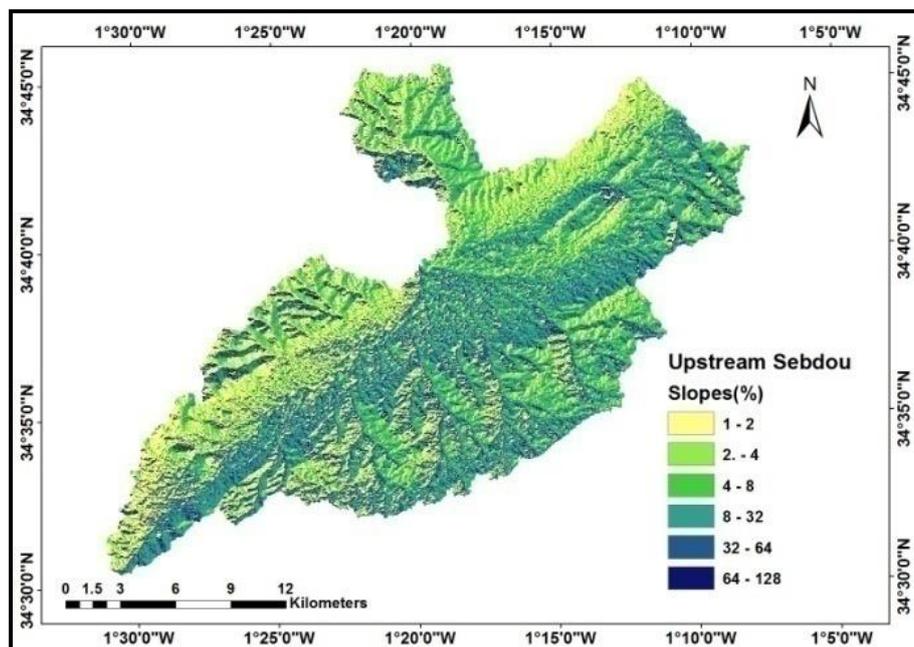


Figure II.7. Cartes de pentes des bassins d'étude (BOUGARA, 2021).

La répartition spatiale des classes des pentes déduites de la carte est donnée sur le Figure II.8.

Pente(m/km)	Ai (km ²)	Ai(%)
1_2	62,65	14,26
2_4	40,31	9,18
4_8	70,11	15,96
8_32	113,81	25,91
32_64	40,81	9,29
64_128	111,63	25,41

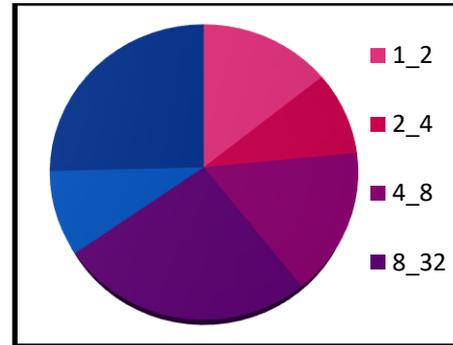


Figure II.8. Classes de pentes du bassin versant d'oued Sebdou.

II.3.2. Etude du réseau hydrographique

-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).

-l'important affluent du sous-bassin amont de Sebdou est l'oued Sebdou (contrôlé par la station hydrométrique de Sebdou).

II.3.2.1. Etude de chevelu hydrographique

II.3.2.1.1. Hiérarchisation du réseau :

La classification du réseau hydrographique reflète la ramification du réseau de drainage. Il existe plusieurs classifications, la méthode utilisée dans notre travail est celle de Strahler(1957) qui suppose que tout talweg sans affluent est d'ordre 1, et le cours d'eau formé par la confluence de deux rivières d'ordre différent prend l'ordre le plus élevé des deux, et si les deux flux ont le même ordre, ils sont augmentés de 1(fig. II.9)

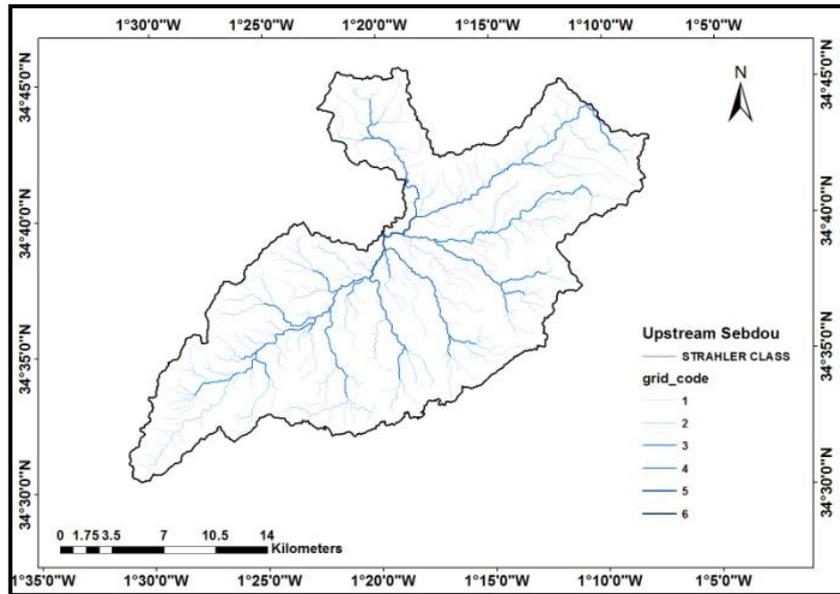


Figure II.9. Le réseau hydrographique du bassin versant d'oued Sebdo (BOUGARA, 2021).

Les longueurs moyennes de chaque ordre des thalwegs du réseau hydrographique du bassin étudié sont présentées dans le tableau II.6.

Tableau II.7. Classification du thalweg du sous-bassin amont de Sebdo.

L'ordre des cours d'eau (i)	Nombre (Ni)	Cumul de longueur (Li) (km)	Longueur moyenne (La) (km)
1	589	291.62	0.5
2	215	141.82	0.66
3	114	72.84	0.64
4	113	56.53	0.5
5	30	7.07	0.24
6	1	0.26	0.26

II.3.2.1.1. Profil en long du cours d'eau principal

Le Profil longitudinal du bassin (fig. II.10) a présenté la distribution des distances du thalweg principal sur différentes plages d'altitudes, la longueur du thalweg principal du bassin en amont de Sebdo est de 24,85 km, il est divisé en sections d'amont en aval.

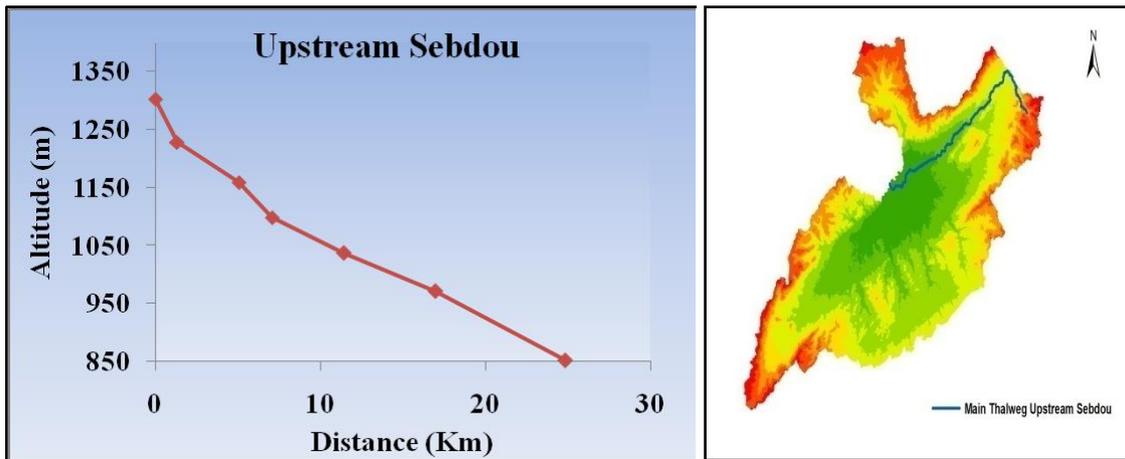


Figure II.10. Profil en long des sous bassin d'études (BOUGARA, 2021).

II.1.3.1.1.2. Pente moyenne du thalweg principal

Elle est définie par le rapport de la dénivelée (ΔH) à la longueur totale du cours d'eau principal (ΔL):

$$P_{\text{moy}} = \frac{DH_{\text{max}}}{L} \quad (\text{Eq. II.10})$$

$$P_{\text{moy}} = 2\%.$$

Tableau II.8. Distance et pente du thalweg principal du bassin amont de Sebdou.

Altitude (m)	Distance (Km)	Pente (%)
[852 - 971]	7.85	9.08
[971 - 1037]	5.55	1.76
[1037 - 1098]	4.38	3.05
[1098 - 1159]	2	1.39
[1159 - 1228]	3.75	1.24
[1228 - 1303]	1.31	0.96

II.3.2.2. Caractéristiques du réseau hydrographique

Les paramètres importants qui régissent le régime hydrologique d'un bassin versant sont : la densité de drainage (D_d), le rapport de confluence (R_c), le rapport de longueur (R_L) et le coefficient de torrentialité.

La détermination de ces paramètres est basée sur la classification de Strahler (1957) sous un système d'information géographique (Arc Gis) (BOUGARA, 2021).

II.3.2.2.1. Rapport de confluence (Rc)

C'est le rapport du nombre de thalwegs d'ordre « n » par celui des thalwegs d'ordre supérieur (n+1) donnée par la relation :

$$Rc = \frac{N_n}{N_{n+1}} \quad (\text{Eq.II.11})$$

Avec :

Rc : Rapport de confluence.

N_n : Nombre de thalwegs d'ordre n.

N_{n+1}: Nombre de thalwegs d'ordre n+ 1.

Tableau II.9. Rapport de confluence.

Ordre	Rc	Nombre (Ni)
1	2.74	589
2	1.89	215
3	1.01	114
4	3.77	113
5	30	30
6	/	1

Rc=7,88.

Rc montre que le réseau est bien organisé et constitue une série géométrique (tab. II.9, fig.II.11).

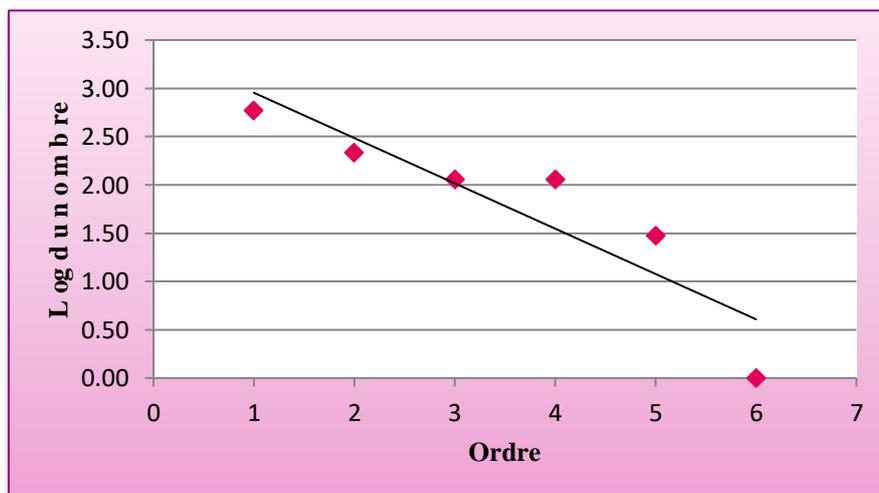


Figure II.11. Droite représentative du nombre de Thalwegs en fonction de l'ordre.

II.3.2.2.2. Rapport des longueurs (RL)

C'est le quotient de la longueur moyenne des thalwegs d'ordre (n+1) par celles des thalwegs d'ordre (n) :

$$RL = \frac{L_{n+1}}{L_n} \quad (\text{Eq. II.12})$$

Avec :

R1 : Rapport de longueur,

L_n : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n (km),

L_{n+1} : Longueur moyenne des thalwegs d'ordre n+ 1 (km).

Tableau II.10. Rapport des longueurs.

Ordre	RL	Longueur moyenne
1	/	0,5
2	0.49	0,66
3	0.51	0,64
4	0.78	0,5
5	0.13	0,24
6	0.04	0,26

RL=0.39.

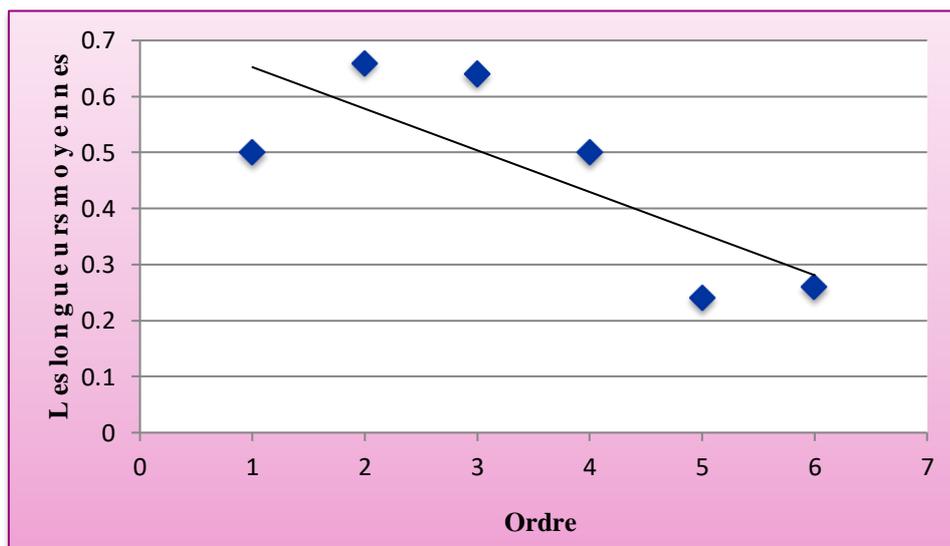


Figure II.12. Droite représentative des longueurs de Thalwegs en fonction de l'ordre.

II.3.2.2.3.Densité de drainage

C'est une grandeur qui admet de caractériser l'organisation du chevelu hydrographique et le degré de drainage du bassin versant donnée par la relation :

$$\mathbf{Dd} = \frac{\sum L}{A} \quad (\text{Eq.II.13})$$

Avec :

Dd : Densité de drainage (km/km²).

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

A : aire du bassin (Km²).

$$\mathbf{Dd=1.3 \text{ (km/km}^2\text{)}}.$$

II.3.2.2.4.La fréquence de cours d'eau ou densité hydrographique.

II.3.2.2.4.1. La densité hydrographique(Ft)

Cette densité représente le nombre de thalweg par unité de surface :

$$\mathbf{Ft} = \frac{Nt}{A} \quad (\text{Eq.II.14})$$

Avec :

F : Densité hydrographique (km⁻²).

Nt : Nombre total de thalweg.

A : Superficie du bassin (Km²).

$$\mathbf{Ft=2.42 \text{ (km}^{-2}\text{)}}.$$

II.3.2.2.4.2.Densité hydrographique pour l'ordre 1(F1)

C'est le rapport du nombre total de thalweg d'ordre 1 à la superficie du bassin

$$\mathbf{F1} = \frac{N1}{A} \quad (\text{Eq.II.15})$$

Avec :

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

N1:Nombre total des cours d'eau d'ordre 1.

A: Surface (km²).

$$\mathbf{F1 = 1.34 \text{ (km}^{-2}\text{)}}.$$

II.3.2.2.4.3.Coefficient de torrentialité

C'est un coefficient qui tient compte à la fois de la Fréquence des thalwegs d'ordre 1 et de la densité de drainage.

$$C_t = D_d \cdot F_1 \quad (\text{Eq.II.16})$$

Avec :

C_t : Coefficient de torrentialité.

D_d: Densité de drainage (km/km²).

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

$$C_t=1.74.$$

II.3.2.2.4.4.Coefficient d'allongement

Il est donné par la relation suivante :

$$E = \frac{2\sqrt{A \cdot \pi}}{L_0} \quad (\text{Eq.II.17})$$

$$L_0 = \frac{\sum L_m}{n} \quad (\text{Eq.II.18})$$

Avec :

E : Coefficient d'allongement.

A : Superficie du bassin versant (km²).

L₀ : longueur moyenne des thalwegs au niveau de chaque Oued.

n : nombre d'ordre=6

L_m: longueur moyenne des thalwegs de même ordre (km).

$$L_0= 0,467 \text{ km}$$

$$E = 159.1$$

II.3.2.2.4.5.Temps de concentration du bassin versant T_c :

C'est le temps que met une particule d'eau provenant de point hydrauliquement le plus éloigné du bassin pour arriver à l'exutoire considéré. (SOUKATCHOFF M.2009), nous faisons appel à différentes formules :

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

Tableau II.11. Modèles de calcul du temps de concentration.

Nome de formule	L'équation	Paramètres	N°
Formule de Sheridan	$Tc=2.2.L^{0.92}$	TC (heure), L(km).	(Eq.II.19)
Formule de Ventura	$Tc=0.1272. \sqrt{\frac{A}{Ip}}$	TC (heure), A (km ²), Ip (m/m).	(Eq.II.20)
Formule de Pasini-Turraza	$Tc=0.108. \frac{(A.L)^{\frac{1}{3}}}{\sqrt{Ip}}$	TC (heure), A (km ²), L (km), Ip (m/m).	(Eq.II.21)
Formule de Bransby Williams	$Tc=0.605. \frac{L}{Ip^{0.2}.A^{0.1}}$	TC (heure), A (km ²), L (km), Ip (m/m).	(Eq.II.22)
Formule de Sokolovsky	$Tc=4. \left(\frac{(A.L)^{0.333}}{\sqrt{Ip}}\right)^{0.75}$	TC (heure), A (km ²), L (km), Ip (m/km).	(Eq.II.23)
Formule de SOGREAH-ANRH	$Tc=3. \left(\frac{A.L}{(10.Ip)^{(1.5)}}\right)^{0.25}$	TC (heure), L (km), A (km ²), Ip (%).	(Eq.II.24)
Formule de Dooge	$Tc=0.365. \frac{A^{0.41}}{Ip^{0.17}}$	TC (heure), A (km ²), Ip (m/m).	(Eq.II.25)
Formule de Valencia y Zuluaga	$Tc=1.7694. \frac{A^{0.325}}{L^{0.096}.Ip^{0.29}}$	TC (heure), A(km ²), L(km), Ip (%).	(Eq.II.26)
Formule de Giandotti	$Tc=\frac{4.\sqrt{A}+1.5.L}{0.8.\sqrt{Hmoy-Hmin}}$	TC (heure), A (km ²), L (km), Hmoy (m), Hmin (m).	(Eq.II.27)
Formule Espagnole	$Tc=0.3. \left(\frac{L}{Ip^{0.25}}\right)^{0.77}$	TC (heure), L (km), Ip (m/m).	(Eq.II.28)
Formule de Témez	$Tc=0.3. \left(\frac{L}{Ip^{0.25}}\right)^{0.76}$	TC (heure), L (km), Ip (m/m).	(Eq.II.29)
Formule de Pilgrim et Mac Dermott	$Tc=0.76.A^{0.38}$	TC (heure), A (km ²).	(Eq.II.30)
Formule de Haktanir et Sezen	$Tc=26.85.L^{0.841}$	TC (min), L (km).	(Eq.II.31)

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

Formule d'Arizona DOT	$Tc=0.0097956 \cdot \frac{A^{0.1} \cdot (L \cdot LC)^{0.25}}{Ip^{0.2}}$	TC (heure) L(m), LC(m), Ip(m/m).	(Eq.II.32)
Formule de Van Te Chow	$Tc=0.1602 \cdot \left(\frac{L}{\sqrt{Ip}}\right)^{0.64}$	TC (heure), L (km), Ip (m/m).	(Eq.II.33)
Formule d'US Corps of Engineers	$Tc=0.191 \cdot \frac{L^{0.76}}{Ip^{0.19}}$	TC (heure), Lth (km), Ip (m/m).	(Eq.II.34)
Formule de Snyder	$Tc=1.2 \cdot (L \cdot LC)^{0.3}$	TC (heure), Lth (mi), LC (mi).	(Eq.II.35)
Formule d'USBR	$Tc=\left(\frac{0.87 \cdot L^2}{1000 \cdot Ip}\right)^{0.385}$	TC (heure), L (km), Ip (m/m).	(Eq.II.36)
Formule de Kirpich -Tennessee	$Tc=0.0663 \cdot \left(\frac{L^{0.77}}{Ip^{0.385}}\right)$	TC (heure), L (km), Ip (m/m).	(Eq.II.37)
Formule de Clark	$Tc=0.335 \cdot \left(\frac{A}{100 \cdot \sqrt{Ip}}\right)^{0.593}$	TC (heure), A (km ²), Ip (m/m)	(Eq.II.38)
Formule de Johnstone et Cross	$Tc=0.0543 \cdot \left(\frac{L}{Ip}\right)^{0.5}$	TC (heure), L (km), Ip (m/m).	(Eq.II.39)
Formule de S.C.S	$Tc=0.917 \cdot L \cdot \sqrt{Ip}$	TC (heure), L (km), Ip (m/m).	(Eq.II.40)
Formule de Basso	$Tc=0.957 \cdot \frac{L^{1.115}}{Hmoy^{0.385}}$	TC (heure), L (km), Hmoy (m).	(Eq.II.41)

Tc: Temps de concentration, A: Superficie du bassin versant, L: Longueur du plus long thalweg, LC: Distance de la sortie au centre de gravité du bassin (≈ 12 km), Ip : Pente moyenne, Hmax : Altitude maximale, Hmoy : Altitude moyenne, Hmin : Altitude minimale, H: Différence d'altitude entre les extrémités du cours d'eau principal.

Tableau II.12. Valeurs de temps de concentration.

Nome de formule	Temps de concentration (heures)
Formule de Sheridan	42,28
Formule de Ventura	25,42
Formule de Pasini-Turraza	22,84
Formule de Bransby Williams	20,16
Formule de Sokolovsky	16,71
Formule de SOGREAH-ANRH	12,48
Formule de Dooge	9,52
Formule de Valencia y Zuluaga	9,13
Formule de Giandotti	9,11
Formule Espagnole	8,48
Formule de Témez	8,12
Formule de Pilgrim et McDermott	7,67
Formule de Haktanir et Sezen	6,67
Formule d'Arizona DOT	5,83
Formule de Van Te Chow	5,30
Formule de US Corps of Engineers	5,17
Formule de Snyder	4,98
Formule d'USBR	4,47
Formule de Kirpich-Tennessee	4,47
Formule de Clark	3,07
Formule de Johnstone et Cross	2,58
Formule de S.C.S	2,38
Formule de Basso	2,29
Moyenne	5,84

- Le temps de concentration moyen dans le bassin versant d'oued Sebdou calculé à partir des relations sélectionnées dans le tableau II.12, est de **5h51min** soit **6heures** environ.

II.3.2.2.4.6. Vitesse de ruissellement :

On entend par ruissellement l'écoulement par gravité à la surface du sol suivant la pente du terrain, et dans le micro-réseau hydrographique des eaux météoriques qui ont échappé à l'infiltration à l'évaporation et au stockage superficiel.

Cette vitesse peut être déterminée par la formule suivante :

$$V_c = \frac{L}{T_c} \quad (\text{Eq. II.42})$$

V_c : Vitesse de concentration (km/h).

L : Longueur du thalweg principal (Km).

T_c : Temps de concentration (h).

Vc= 4,14 (km/h).

II.4.Sol et végétation du bassin versant d'oued SEBDOU.

Les sols dans cette zone peuvent être subdivisés en trois classes :

- les sols calcaires couvrant une grande partie du bassin, où se développent une arboriculture non irriguée et un élevage de montagne.
- les sols alluvionnaires constituant la cuvette de Sebdoou où, émergent de nombreuses sources.
- Les sols constitués par des croûtes calcaréo-gréseuses ou marno-gréseuses ainsi que des argiles de calcification, où l'on retrouve un couvert forestier bien développé.

Le couvert végétal influe beaucoup sur les quantités d'eau disponibles pour l'écoulement de surface. En effet, l'évapotranspiration par les végétaux est très importante et elle varie selon la nature des végétaux (forêts, cultures, prairies, etc.).

Par ailleurs, la végétation joue également un rôle atténuateur important en période de crue: en effet, lorsque la végétation est développée, le ruissellement est retardé et la pointe de crue est atténuée. Par ailleurs, l'écoulement étant plus long, la part d'eau reprise par l'évapotranspiration augmente et le volume de la crue diminue. (Laborde, 2009)

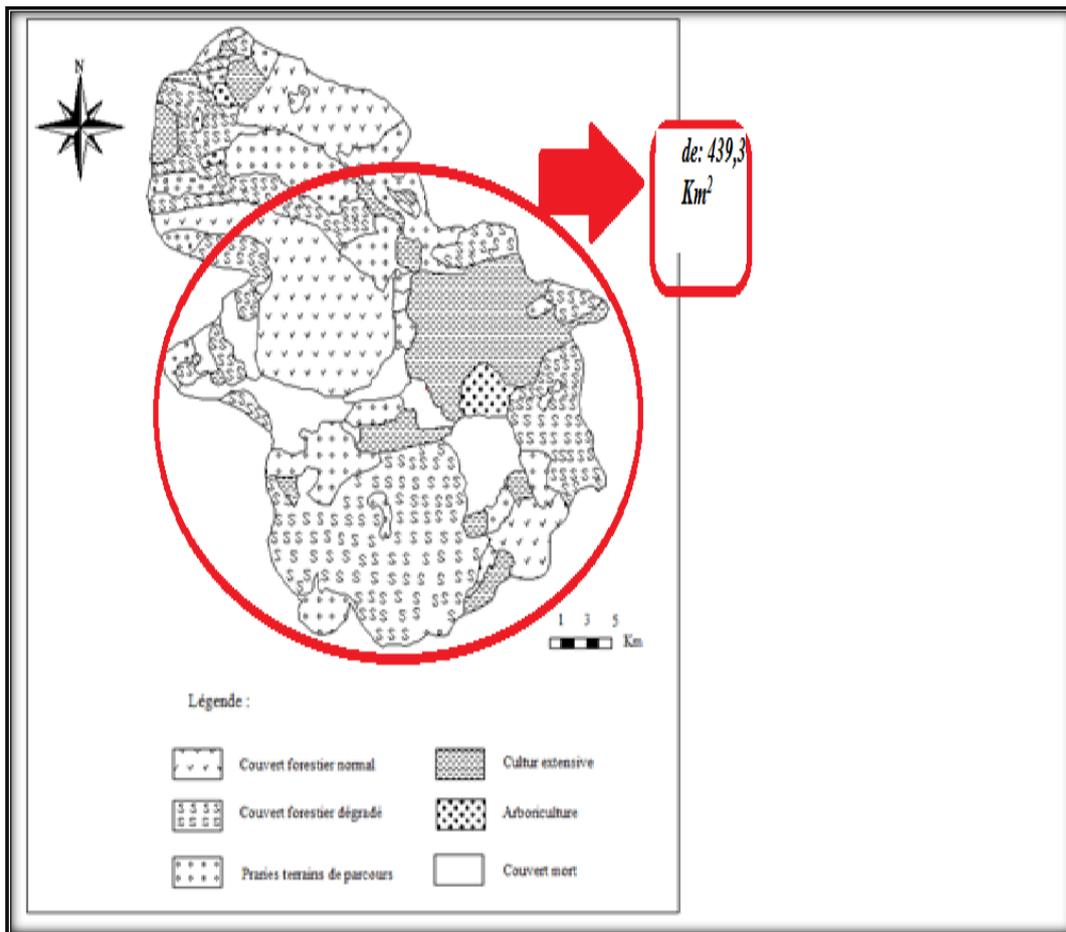


Figure II.13: Carte d'occupation du sol du bassin de Sebdo.

II.5. Contexte géologique et hydrogéologique

II.5.1. Géologie d'Oued Sebdo

Les Monts de Tlemcen composent un édifice régulier comportant essentiellement des terrains mésozoïques et cénozoïques. Les assises sédimentaires attribuées au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur sont principalement formées de carbonates (Fig.II.14).

Cet ensemble constitue la bordure méridionale des Monts de Tlemcen, situé dans le couloir délimité à l'Ouest par l'accident de la Tafna et à l'Est par celui d'Oued Chouly (Baba-Hamed & Kerzabi, 1991).

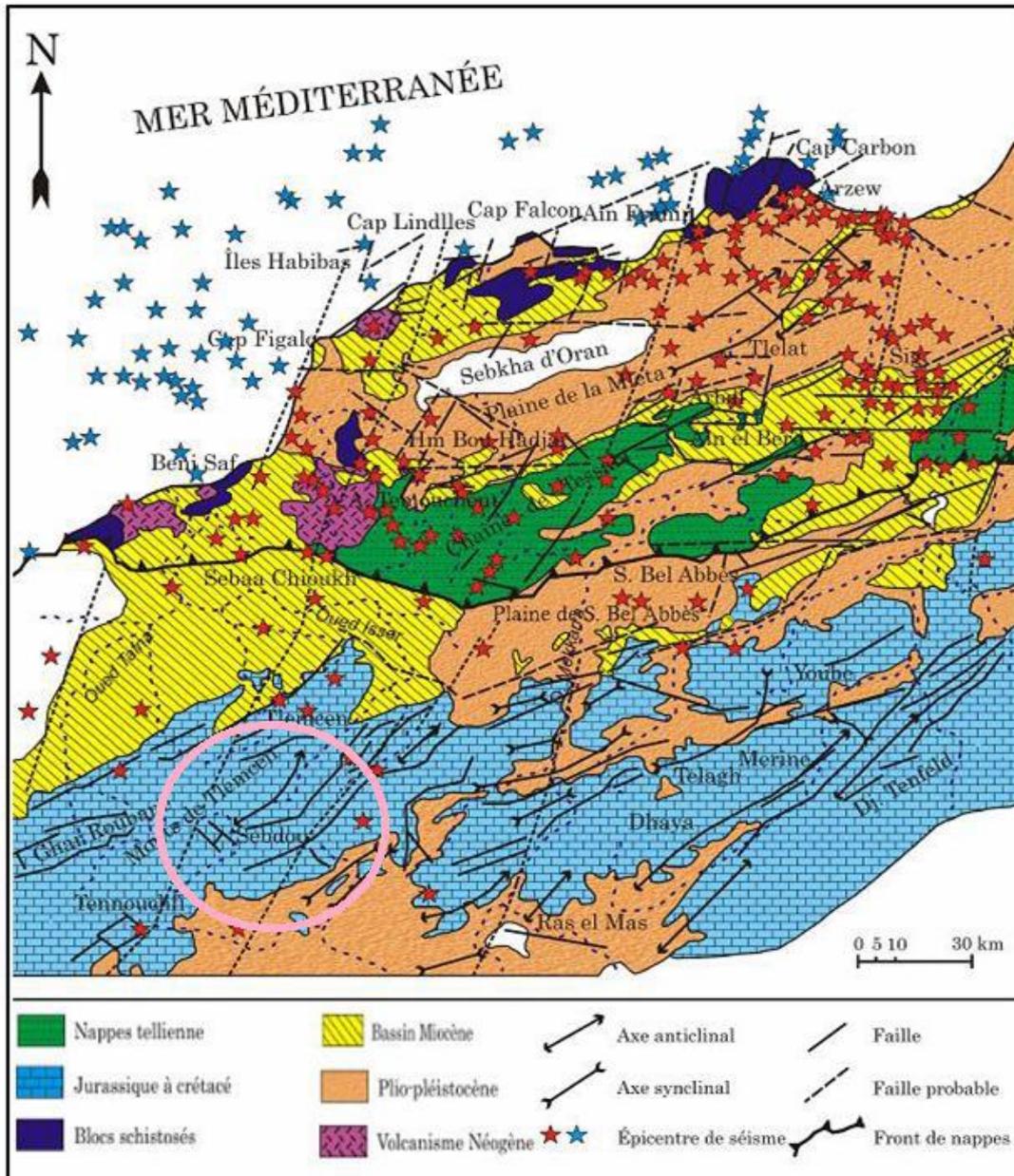


Figure II.14. Carte structurale de l'Oranie nord-occidentale (Thomas, 1985).

II.5.2. Hydrogéologie de la région d'étude

II.5.2.1. Formations à fort potentiel aquifère

Ce sont les formations calcaréo-dolomitiques (dolomie de Tlemcen et de Terny), les formations gréseuses (grès de Merchiche) et les formations du Plio-Quaternaire. Il s'agit là d'ensembles lithologiques forts tant en ce qui concerne leur structure physique, que leur composition chimique, mais ils ont pour caractère commun une capacité d'accumulation en eau élevée, surtout en ce qui concerne les massifs dolomitiques qui donnent naissance à de nombreuses émergences karstiques.

• **Dolomie de Tlemcen** : Avec à leur base les calcaires de Zarifet, elles affleurent en grande partie vers le Nord-Ouest et le Nord-Est du Bassin.

• **Alluvions plio-quaternaires** : Nous considérons ici, aussi bien les alluvions récentes formés le long des Oueds que les terrasses, croûtes calcaires du Quaternaire ancien et les conglomérats qui comblent le fossé de Sebdou. Bien que leur épaisseur soit généralement faible, ces formations ont une extension spatiale considérable, ce qui favorise l'extension d'une nappe phréatique plus ou moins continue et facilement exploitable. Parmi les sources qui drainent ces formations, nous citons : Ain Soltane, Deillen, Sidi Aissa, Berdil, Hadjar.

II.5.2.2. Formations à faible potentiel aquifère

Cet ensemble regroupe un ensemble de formations de nature lithologique très variée, mais où les séries à dominance argileuse ou marneuse occupent une place prépondérante. L'ensemble des formations concernées présente une faible perméabilité d'interstices ou de fissures, il n'y existe donc pas d'aquifères notables.

- **Grès de Boumediene** : Ces grès présentent une perméabilité généralement faible ou nulle, sauf cependant pour les bancs de grès résistants qui s'intercalent dans les marnes, montrant une augmentation de perméabilité à la faveur des diaclases qu'ils présentent et au rôle aquifère des lentilles calcaires qui y sont incluses. Le rôle primordial de ces grès est de maintenir, grâce aux formations marneuses intercalées le niveau aquifère des dolomies de Tlemcen.

II.6. Conclusion

Dans ce chapitre nous avons essayé de présenter les principaux paramètres physiques du sous bassin versant de l'oued Sebdou qui ont une influence sur l'écoulement souterrain ou de surface d'une façon générale.

En résumé tous les résultats obtenus de cette étude sont synthétisés dans le tableau (II.13)

Tableau. II.13: Principaux paramètres physiques du sous bassin d'oued Sebdou.

Paramètres		Bassin versant d'oued sebdou
Superficie (km ²)		439.3
Périmètre		153.88
Longueur du thalweg principal		24.85
Indice de compacité		2.06
Rectangle équivalent	longueur	70.91
	largeur	6.2
Altitudes	maximale	1616
	Moyenne	1128
	Minimale	852

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdoou (N.W algérien).

Indice de pente de Roche(I_R)	0.9
Indice de pente globale(I_{pg}) (m/m)	0.01
(m/km)	0,00621
Indice de pente moyenne(I_{pmoy}) (m/m)	0.011
(m/km)	10.8
Pente moyenne de thalweg principal (%)	2
Dénivelé spécifiques(D_s) (m)	130.16
Densité de drainage D_d (Km /km²)	1.3
Rapport de confluence R_c	7.88
Rapport des longueurs R_L.	0.39
La densité hydrographique(F_t)(km⁻²)	2.42
Densité hydrographique pour l'ordre 1(F₁)(km⁻²)	1.34
Coefficient de torrentialité(C_t)	1.74
Coefficient d'allongement(E)	159.1
Temps de concentration(T_c) (h)	6
Vitesse de ruissellement(V_r) (km/h)	4.14

Chapitre 3 :

Etude

**Hydro-
climatologique**

III.1. Introduction

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

Le but de ce travail est d'étudier et d'analyser les différents porteurs hydrologiques et climatiques du bassin versant d'oued Sebdou. A l'échelle temporaire sur une période d'observation plus ou moins longue (plus de 30 ans). Parmi ces facteurs, on distingue : les précipitations, la température, l'évapotranspiration et le débit à travers lesquelles on peut définir le type de climat du bassin versant et établir un bilan Hydrologique. A l'aide des indices et des diagrammes climatiques, une synthèse hydro-climatologique de la zone étudiée sera établie.

III.2. Présentation de la station

Les caractéristiques de la station hydro-pluviométrique du bassin versant d'oued Sebdou (Fig. III.1), sont données dans le tableau III.1.

Tableau.III.1: Caractéristiques de la station hydroclimatique de Sebdou.

Station	Code	Coordonnées			Période	Etat	Paramètres
		X (km)	Y (km)	Z (km)			
Sebdu	160401	131,25	158,55	875	1979/80 à 2019/20 1980/81 à 2011/12	Opérationnelle	P Q



Figure III.1: Présentation des stations de mesure de bassin versant de sebdu(Carte du réseau hydro-climatologique et la surveillance de la qualité des eaux ANRH).

III.3. Etude des précipitations

La variabilité des précipitations implique directement celle de l'écoulement de surface. Leur connaissance constitue une phase indispensable pour l'étude du climat et ses variations : températures, précipitations, écoulements... qui forment les principaux paramètres de contrôle des processus de la géodynamique externe des bassins versant.

Les données (précipitations et débits) utilisées dans ce travail proviennent de l'organisme responsable ANRH (l'Agence Nationale des Ressources hydraulique), Observées au niveau de la station pluviométrique Sebdo sur la période allant de 1979/80 à 2019/2020.

III.3.1. Variation de la pluviométrie interannuelle

Le régime pluviométrique interannuel est très discontinu d'une année à une autre, sur une période d'étude de 41ans (1979/80-2019/2020), 17 années ont enregistré des hauteurs de pluies supérieures à la moyenne de l'ordre du 354,4mm. On observe que l'année 1995-1996 est la plus humide avec 694 mm et l'année 2019-2020 l'année la plus sèche avec un minimum de 197,5 mm. Sur toute la période considérée, deux années de bonne pluviométrie (> 650mm) se distinguent 1995/96 et 2009/10). Durant ces deux années il y a eu débordement de l'oued souterrain de GharBoumaaza, renaissance des cascades du Merchiche et le remplissage du barrage de Beni Bahdel à 100% poussant les autorités à procéder à des lâchés.

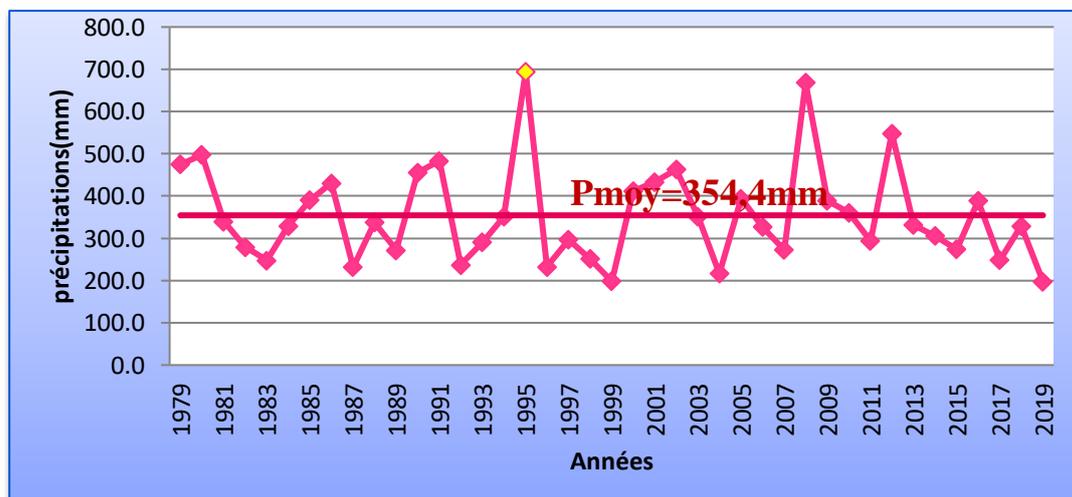


Figure III.2: la Variation interannuelle moyenne des précipitations (1979/1980-2019/2020).

III.3.2. Variation des précipitations mensuelles

Les données des précipitations mensuelles durant la période (1979-1980) à (2019 -2020) sont présentées dans le tableau III. 2.

Tableau III.2: Valeurs moyennes mensuelles des précipitations (1979/2020)

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
P (mm)	20,5	28,9	40,8	45,6	45,0	42,1	44,2	33,8	30,2	10,8	5,3	7,3

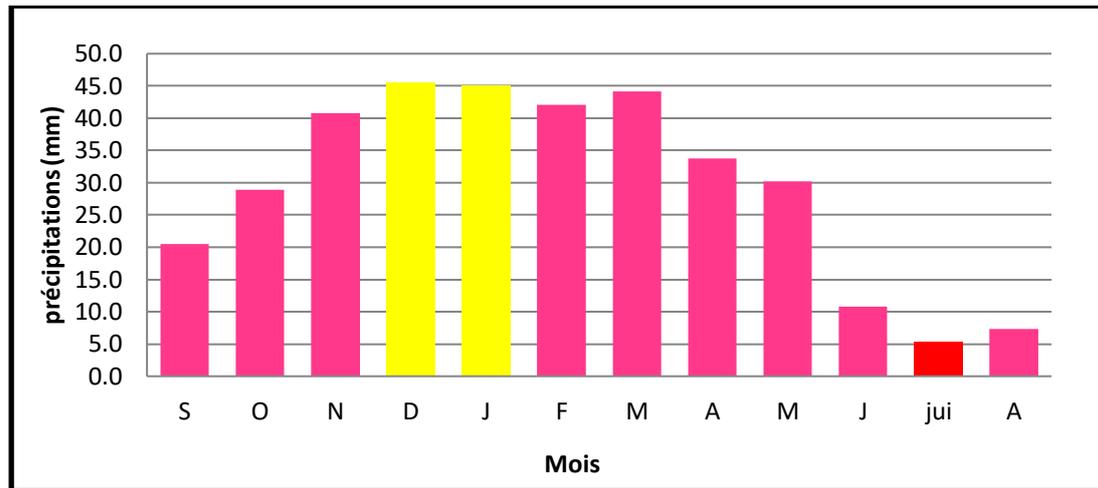


Figure III. 3: Variation des précipitations moyennes mensuelles (1979/1980-2019/2020).

Avec une moyenne de 45mm, les mois les plus pluvieux durant la période (1979/1980-2019/2020) sont janvier et décembre, le mois de juillet étant le plus sec avec une moyenne de 5,3mm.

III.3.3. Variation des précipitations saisonnière

Le tableau III.3 présente la répartition des précipitations saisonnières à la station de Sebdoou durant la période (1979/1980 - 2019/2020).

Tableau III.3: Répartition des précipitations saisonnières(1979/1980 - 2019/2020).

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Saison	Automne			Hiver			Printemps			Eté		
P (mm)	90,2			132,6			108,2			23,4		

D'après le tableau III. et la figure III.4, la saison la plus humide qui représente le maximum de pluie est l'Hiver avec une moyenne de 132,6mm et la saison sèche avec une valeur de 23,4mm est l'Eté, confirmant la distribution mensuelle des pluies.

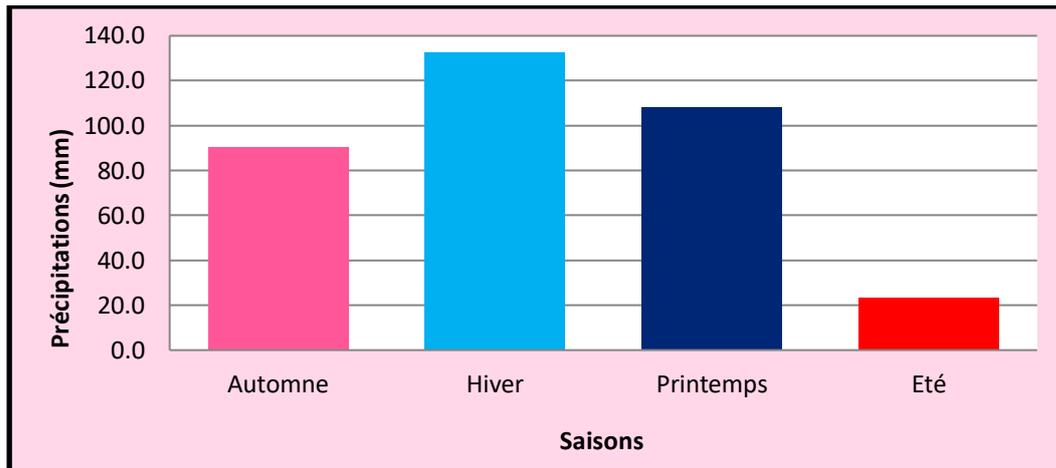


Figure III.4: Variation saisonnière des précipitations (1979/80-2019/20).

III.3.4. Variation des précipitations journalières

La variation des moyennes quotidiennes des pluies est très irrégulière (figure III.5), toutefois le nombre de jours les plus pluvieux s'observe en hivers et au printemps. Toutefois, le maximum moyen quotidien est enregistré en novembre avec 4mm.

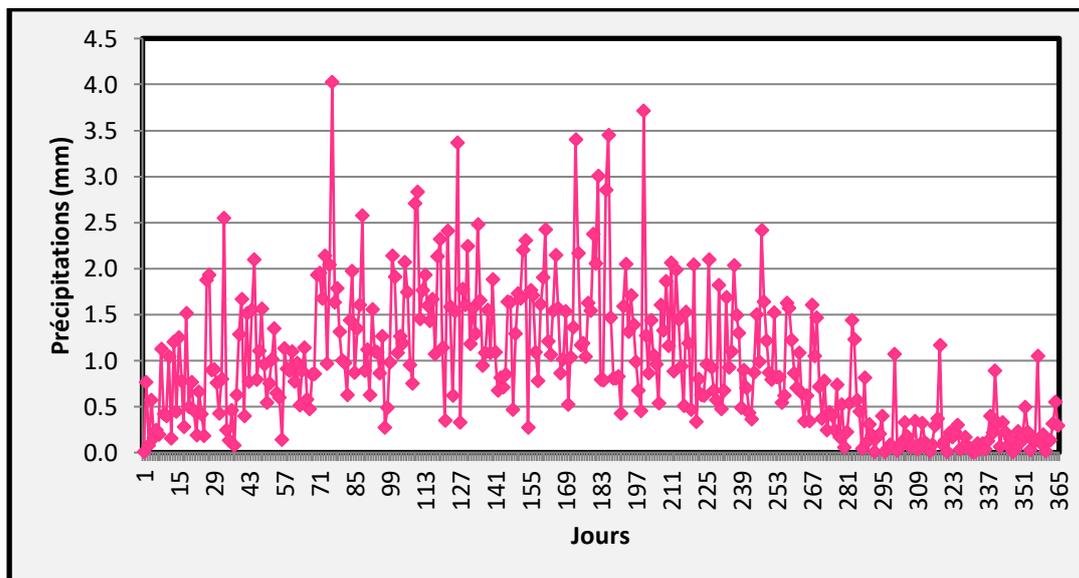


Figure III.5: Variation des précipitations moyennes journalières (1979/1980-2019/2020).

III.3.5. Etude statistique des précipitations annuelles à la station de Sebdou

L'ajustement statistique est l'une des principales étapes de la vérification de l'homogénéité entre les valeurs mesurées et les valeurs résultants du modèle choisi. L'objectif de calculer les paramètres statistiques des lois appliquées pour cette étude c'est la détermination des variations futures de l'élément étudié pour une probabilité

donnée. Aussi, l'ajustement graphique montre la forme de la représentation du modèle des variables de l'échantillon étudié, c'est un élément capital dans ce type d'analyse.

✓ **Test d'adéquation de la loi**

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

➤ **Test graphique** : Consiste à tracer sur un papier de Gauss la courbe théorique représentative de la loi choisie basée sur les paramètres de la série et de la comparer avec la distribution des points observés.

➤ **Test analytique** : Parmi les tests utilisés nous avons le test du Khi^2 , le test de Kolmogorov, et on peut aussi utiliser un test qui prend en compte les coefficients d'asymétrie et d'aplatissement.

Le test de Khi^2 mesure l'écart qu'il y a entre les fréquences observées et théoriques, il est représenté par la statistique du χ^2 . Il est utilisé pour déterminer si une distribution théorique comme la distribution normale, peut ajuster une série d'observations.

Il est connu que dans le bassin de la Tafna que les précipitations annuelles s'ajustent généralement à une loi normale. Pour notre cas, nous allons tester l'adéquation de notre série des pluies à la station de Sebdou à une loi normale et log-normale.

II. 3.5.1- Adéquation des données à une loi statistique

Les valeurs des précipitations annuelles de la station de Sebdou sont portées dans le tableau (III.4) par ordre croissant.

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

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

Avec :

I : rang

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

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

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

Tableau.III.4:Distribution des précipitations moyenne annuelle de la station de Sebdo sur la période de 1979-1980 à 2019-2020.

rang	Pi (mm)	Fi
1	197,5	0,02
2	198,4	0,05
3	217,0	0,07
4	231,5	0,10
5	232,5	0,12
6	237,4	0,14
7	247,6	0,17
8	248,4	0,19
9	251,9	0,21
10	272,2	0,24
11	272,4	0,26
12	274,4	0,29
13	279,4	0,31
14	290,4	0,33
15	293,7	0,36
16	296,7	0,38
17	306,2	0,40
18	327,0	0,43
19	329,1	0,45
20	329,4	0,48
21	331,4	0,50
22	337,8	0,52
23	339,9	0,55
24	351,1	0,57
25	351,1	0,60
26	360,9	0,62
27	388,9	0,64
28	389,2	0,67
29	390,6	0,69
30	394,5	0,71
31	411,4	0,74
32	430,7	0,76
33	433,3	0,79
34	455,1	0,81
35	463,1	0,83
36	475,2	0,86
37	483,7	0,88
38	497,5	0,90
39	548,3	0,93
40	668,9	0,95
41	694,0	0,98

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

Tableau III.5: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Seb dou (Loi normale).

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station de Seb dou	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$\bar{p} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n P_i$	354,4	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (P_i - \bar{p})^2$	13322,6	-----
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	115,4	-----
Paramètres de dispersion	Coefficient de variation	$C_v = \frac{\sigma}{\bar{p}}$	0,3	-----

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

a-Ajustement par la loi normale

✓ **Test graphique**

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

$$P = \bar{P} + \sigma U \quad \text{(Eq.III.2)}$$

Avec :

\bar{P} : Moyenne des précipitations = 354,4mm

σ : Ecart type = 115,4

U : Variable réduite de Gauss

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

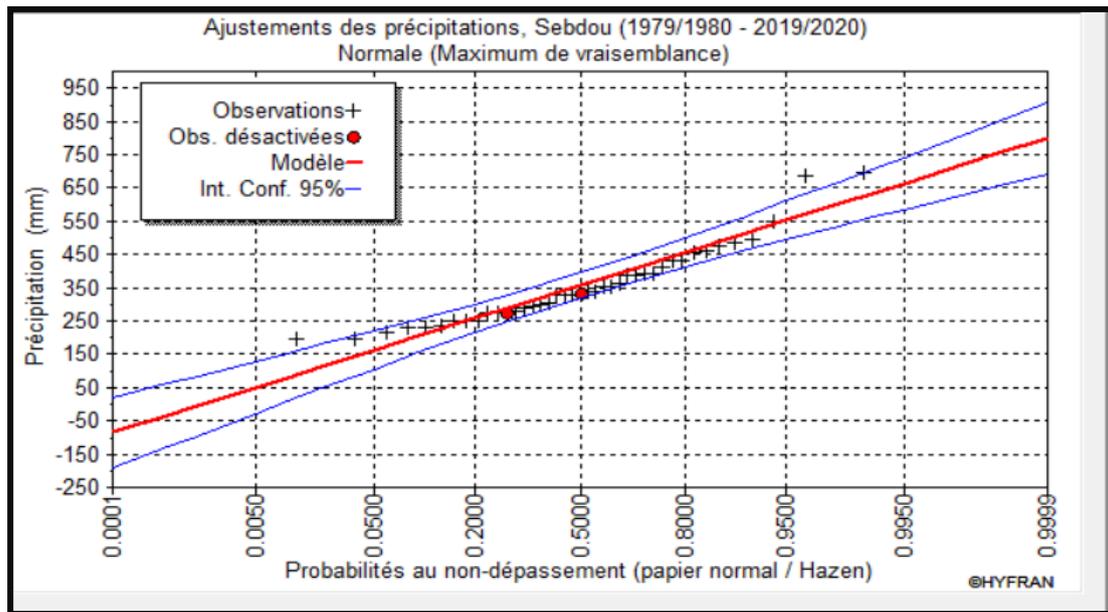


Figure III.6 : Ajustement graphique des précipitations à la loi normale (1979 /1980-2019/2020)

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

Pour la détermination de la valeur du Khi^2 , nous avons repris la série des Précipitations annuelles observées et nous avons reparti ces valeurs en 5 classes, les résultats obtenus sont donnés au tableau III.6. :

Avec :

K : Nombre de classes.

N : Effectif totale.

Tableau III.6: Calcul du χ^2 pour la station de Sebdo pour une loi normale

K	Les classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (N.pi)	$(ni-N.pi)^2/N.pi$
1] 197,5-268,43]	9	0,2297	9,4177	0,0185
2	[268,43-339,36]	13	0,2186	8,9626	1,819
3	[339,36-410,29]	8	0,2361	9,6801	0,292
4	[410,29-481,22]	6	0,1799	7,3759	0,257
5	[481,22-694 [4	0,1341	5,4981	0,408
					$\chi^2_{\text{calculé}} = 2,7945$

Le nombre de degré de liberté = nombre de classe – nombre de paramètres - 1

$$ddl = K - p - 1 \text{ avec } p = 2 \Rightarrow ddl = 5 - 2 - 1 = 2$$

Avec un seuil de probabilité de 5% (0.05), le $\chi^2_{\text{tabulé}} = 5,99 > \chi^2_{\text{calculé}} = 2,7945$

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdu (N.W algérien).

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

c- Ajustement par la loi log normale

$$\ln P_i = \overline{\ln P} + \sigma u \quad (\text{Eq.III.3})$$

La variable statistique dans ce cas n'exprime pas les précipitations, mais leurs logarithmes, les résultats obtenus sont donnés au tableau III.7

Tableau III.7: Paramètres de position et de dispersion des précipitations de la station de Sebdu (Loi Log normale).

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station de Sebdu	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$\overline{\ln P} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n \ln P_i$	5,8	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (\ln P_i - \overline{\ln P})^2$	0,1	-----
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	0,3	-----
Paramètres de dispersion	Coefficient de variation	$C_v = \frac{\sigma}{\ln p}$	0,05	-----

✓ **Test graphique :**

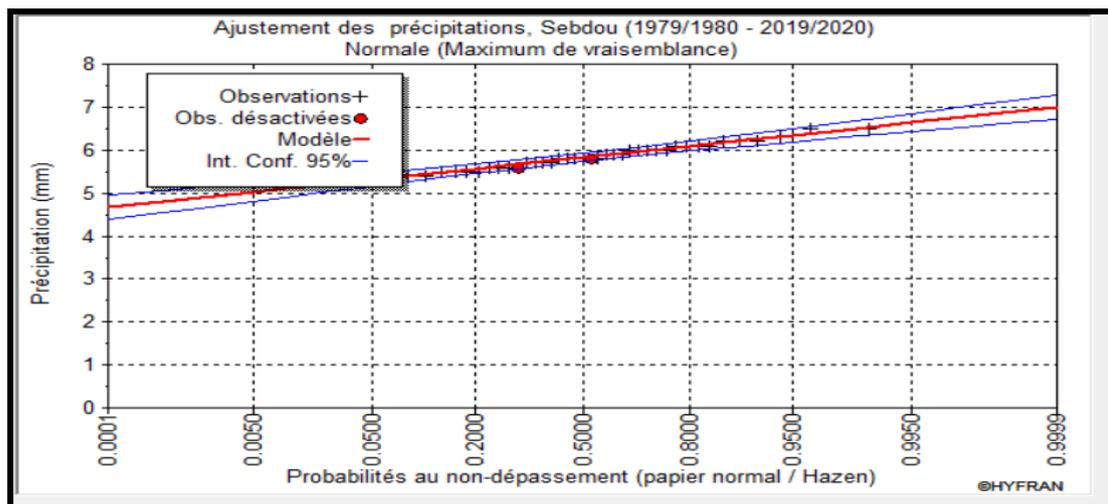


Figure III .7: Ajustement graphiques des log des précipitations à la loi normale (1979 /1980-2019/2020).

✓ **Test du χ^2**

Le calcul du χ^2 est donné au Tableau III.8 :

Tableau III.8: Calcul du χ^2 pour la station de Sebdo pour une loi Log normale

K	Les classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (Npi)	$(ni - Npi)^2 / Npi$
1] 5,3 - 5,5]	9	0,1587	6,5067	0,955
2	[5,5 - 5,8]	14	0,3413	13,9933	$3,21 * 10^{-6}$
3	[5,8 - 6]	8	0,2486	10,1926	0,472
4	[6 - 6,3]	8	0,2039	8,3599	0,0155
5	[6,3 - 6,5[2	0,0376	1,5416	0,136
					$\chi^2_{calculé} = 1,578$

Le nombre de degré de liberté = nombre de classe – nombre de paramètres - 1

$$ddl = K - p - 1 \text{ avec } p = 2 \text{ ddl} = 5 - 2 - 1 = 2$$

Avec un seuil de probabilité de 5% (0.05), le $\chi^2_{tabulé} = 5,99 > \chi^2_{calculé} = 1,578$.

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

c- Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

A partir des résultats obtenus des ajustements on peut conclure que la loi normale avec un χ^2 plus petit est la plus adéquate pour notre série d'étude.

L'équation de la loi normal : $P = 354,4 + 115,4.U$

A partir de cette équation, on peut déterminer un certain nombre de précipitations types, en remplaçant « U » par sa valeur. Les résultats sont donnés au Tableau III.9:

Tableau III.9: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée

	Type de précipitations	P (mm)
Période de retour humide	Précipitations décennales (u=1.28)	502,1
	Précipitations centennales (u=2.32)	622,2
	Précipitations de 50 ans (u=2,06)	592,1
	Précipitations millénaires (u=3.08)	709,9
Période de retour sèche	Précipitations décennales (u= -1.28)	206,7
	Précipitations de 50 ans (u= -2,06)	116,7
	Précipitations centennales (u= -2,32)	86,6

d-Ajustement des pluies maximales journalières

Cette partie d'étude d'ajustement est capitale pour la détermination de l'intensité maximale de pluie ainsi que pour l'utilisation dans la méthode du Gradex pour le calcul des débits maximum. En effet on prend la série des Pjmax et on fait une étude statistique préliminaire (tab.III.10).

Tableau III.10: Paramètres de position et de dispersion des précipitations maximales journalières de la station de Sebdo (Loi Gumbel).

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station de Sebdo	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$\overline{P_{jmax}} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n P_{jmaxi}$	38,6	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (P_{jmaxi} - \overline{P_{jmax}})^2$	408,78	---
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	20,22	---
Paramètres de dispersion	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{P_{maxj}}$	0,5	---

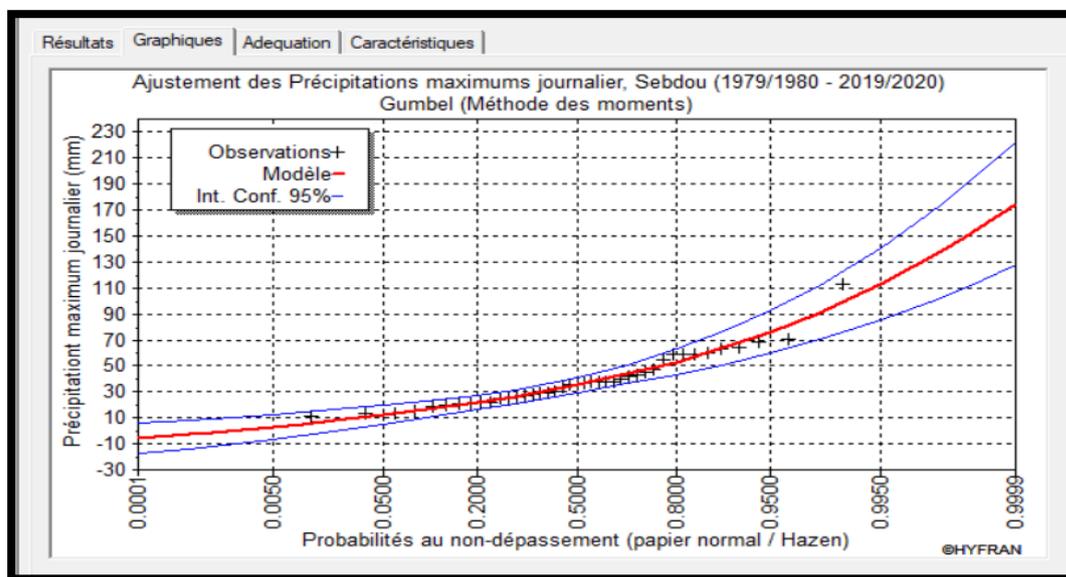


Figure III.8 : Ajustement des Pjmax de Sebdo à la loi de Gumbel.

D'après la fig.III.8 on remarque que le modèle de Gumbel montre une bonne adéquation. Les résultats de l'ajustement de la pluie journalière maximale sont regroupés dans le tableau III.11, obtenus à l'aide de logiciel HYFRAN.

Tableau III.11: Les résultats d'ajustement des Pjmax de Sebdou à la loi de GUMBEL.

T (ans)	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)	
1000	0,9990	138.4	18.28	102.6	174.3
100	0,9900	102	12.41	77.69	126.3
50	0,9800	90.99	10.65	70.11	111.9
20	0,9500	76.28	8.342	59.93	92.63
10	0,9000	64.91	6.603	51.97	77.86
5	0,8000	53.07	4.889	43.48	62.65

III.3.6. Les pluies de courte durée et l'intensité de pluie :

La pluie de courte durée est utilisée pour l'estimation des crues. Le calcul des pluies de courtes durées pour différentes fréquences a été effectué à l'aide de la relation de Body exprimée par:

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

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

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

t : temps en heure.

b : exposant climatique (dans notre cas $b=0,59$ cette valeur est tirée à partir des travaux de (Laborde, 2013)).

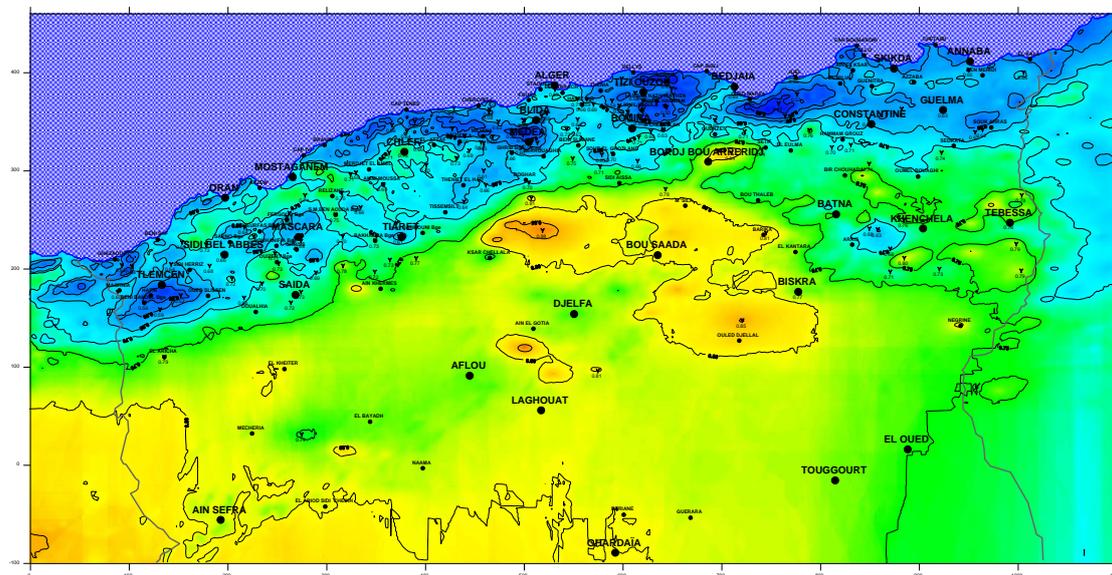


Figure III.9 : la carte de l'exposant climatique b inspirée à partir des travaux de (Laborde, 2013).

L'intensité de pluies est donnée par la formule suivante :

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdou (N.W algérien).

$$I_t = \frac{pct}{t} \quad \text{(Eq.III.5)}$$

L'intensité et la pluie de courtes durées correspondantes à un pas de temps variable, sont présentées pour différentes fréquences, dans le tableau (III.12) :

Tableau III.12 : Les pluies de courte durée et l'intensité pour différentes fréquences du bassin versant d'oued Sebdou.

Période (an)	1000		200		100		50		20		10		5	
Pjmax,p (mm)	138,4		113		102		90,99		76,28		64,91		53,07	
T (h)	Pct (mm)	I (mm/h)												
1	21,2	21,2	17,3	17,3	15,6	15,6	14,0	14,0	11,7	11,7	10,0	10,0	8,1	8,1
2	31,9	16,0	26,1	13,0	23,5	11,8	21,0	10,5	17,6	8,8	15,0	7,5	12,2	6,1
3	40,6	13,5	33,1	11,0	29,9	10,0	26,7	8,9	22,4	7,5	19,0	6,3	15,6	5,2
4	48,1	12,0	39,3	9,8	35,4	8,9	31,6	7,9	26,5	6,6	22,6	5,6	18,4	4,6
5	54,9	11,0	44,8	9,0	40,4	8,1	36,1	7,2	30,2	6,0	25,7	5,1	21,0	4,2
6	61,1	10,2	49,9	8,3	45,0	7,5	40,2	6,7	33,7	5,6	28,6	4,8	23,4	3,9
7	66,9	9,6	54,6	7,8	49,3	7,0	44,0	6,3	36,9	5,3	31,4	4,5	25,7	3,7
8	72,4	9,0	59,1	7,4	53,3	6,7	47,6	5,9	39,9	5,0	33,9	4,2	27,8	3,5
9	77,6	8,6	63,4	7,0	57,2	6,4	51,0	5,7	42,8	4,8	36,4	4,0	29,8	3,3
10	82,6	8,3	67,4	6,7	60,9	6,1	54,3	5,4	45,5	4,6	38,7	3,9	31,7	3,2
11	87,3	7,9	71,3	6,5	64,4	5,9	57,4	5,2	48,1	4,4	41,0	3,7	33,5	3,0
12	91,9	7,7	75,1	6,3	67,8	5,6	60,4	5,0	50,7	4,2	43,1	3,6	35,3	2,9
13	96,4	7,4	78,7	6,1	71,0	5,5	63,4	4,9	53,1	4,1	45,2	3,5	37,0	2,8
14	100,7	7,2	82,2	5,9	74,2	5,3	66,2	4,7	55,5	4,0	47,2	3,4	38,6	2,8
15	104,9	7,0	85,6	5,7	77,3	5,2	69,0	4,6	57,8	3,9	49,2	3,3	40,2	2,7
16	109,0	6,8	89,0	5,6	80,3	5,0	71,6	4,5	60,1	3,8	51,1	3,2	41,8	2,6
17	112,9	6,6	92,2	5,4	83,2	4,9	74,2	4,4	62,2	3,7	53,0	3,1	43,3	2,5
18	116,8	6,5	95,4	5,3	86,1	4,8	76,8	4,3	64,4	3,6	54,8	3,0	44,8	2,5
19	120,6	6,3	98,5	5,2	88,9	4,7	79,3	4,2	66,5	3,5	56,6	3,0	46,2	2,4
20	124,3	6,2	101,5	5,1	91,6	4,6	81,7	4,1	68,5	3,4	58,3	2,9	47,7	2,4
21	127,9	6,1	104,4	5,0	94,3	4,5	84,1	4,0	70,5	3,4	60,0	2,9	49,0	2,3
22	131,5	6,0	107,3	4,9	96,9	4,4	86,4	3,9	72,5	3,3	61,7	2,8	50,4	2,3
23	135,0	5,9	110,2	4,8	99,5	4,3	88,7	3,9	74,4	3,2	63,3	2,8	51,8	2,3
24	138,4	5,8	113,0	4,7	102,0	4,3	91,0	3,8	76,3	3,2	64,9	2,7	53,1	2,2

Les figures III.10, III.11 représentent les courbes des pluies de courte durée et les courbes Intensité-Durée-Fréquence pour la station de Sebdou.

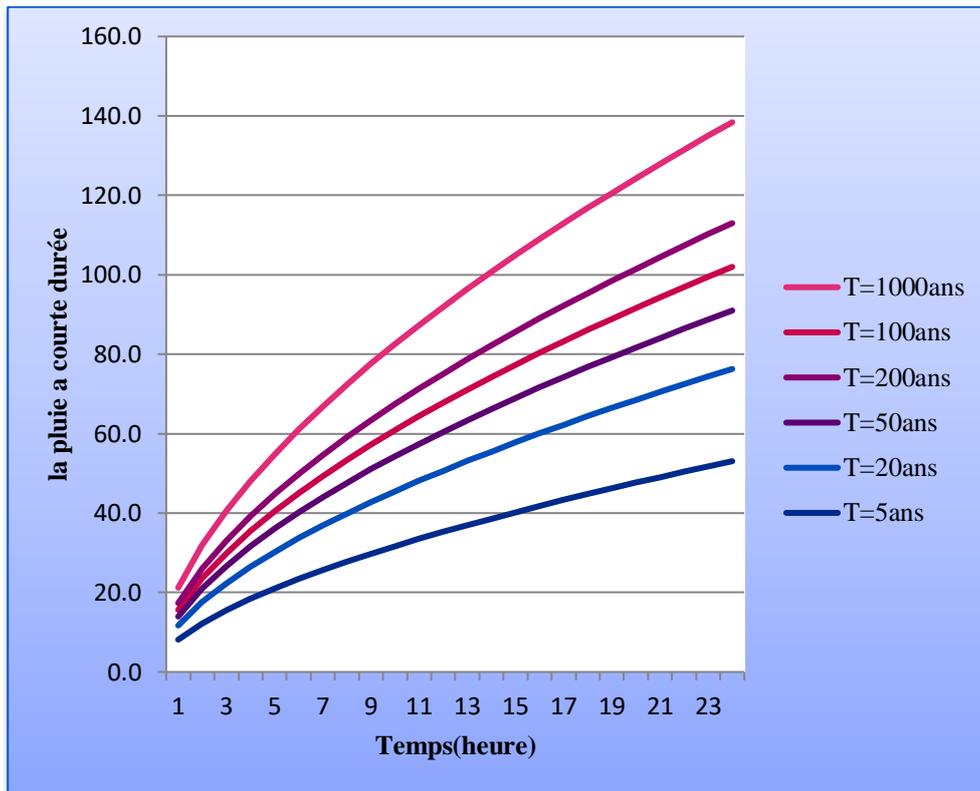


Figure III.10 : Courbe des pluies de courte durée à Sebdo.

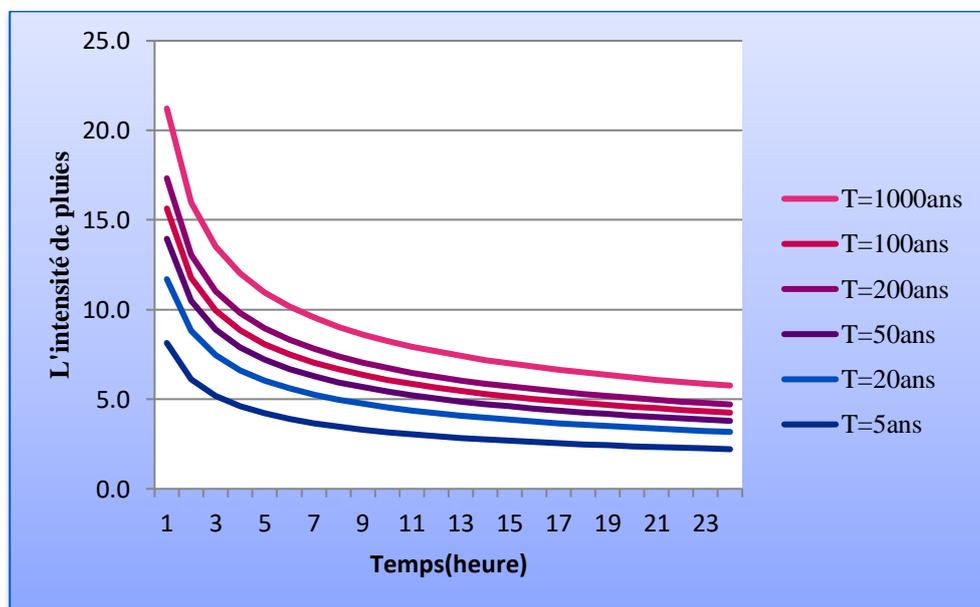


Figure III.11: Courbes Intensité-Durée-Fréquence à Sebdo.

III.4. Etude des Températures

Par manque de mesures à la station de Sebdou, Nous nous sommes contentés Pour de cette étude, des mesures effectuées à la station de Maghnia pour la période (1979/1980 à 2019/2020) qui semble avoir les mêmes caractéristiques que Sebdou

Tableau.III.13: Caractéristiques de la station de mesure Maghnia.

Station	Code	Coordonnées			Période	Etat	Paramètres
		Altitude (m)	Latitude (°)	Longitude (°)			
Maghnia	60522	428	34,81	1,78	1979/80 à 2019/20 1980/81 à 2011/12	Opérationnelle	T

III.4.1.Variation des Températures interannuelles

La figure III.12, montre que les températures moyennes annuelles sont irrégulières, elles ont tendance à augmenter d'une année à l'autre. En effet, on y enregistre une augmentation annuelle de 0.013 °C et une température moyenne interannuelle de 17,9 °C.

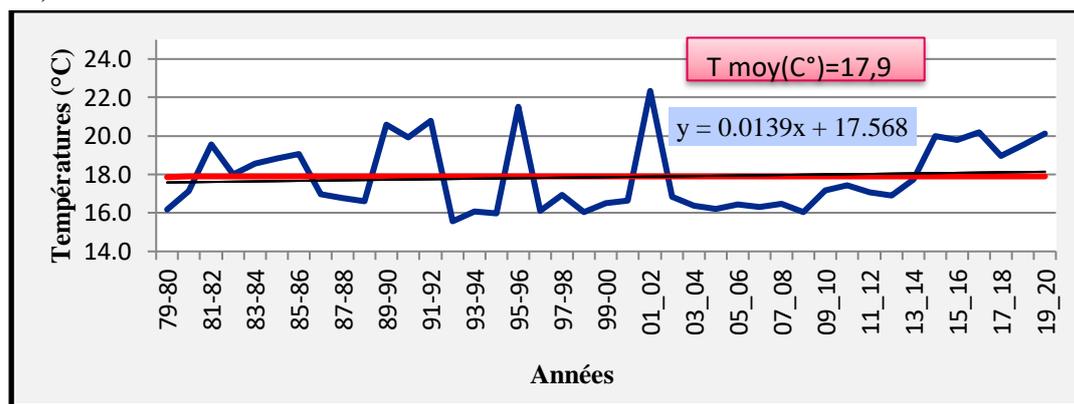


Figure III.12: Variation des températures moyennes annuelles à la station de Maghnia(1979/1980-2019 /2020)

III.4.2.Variation des Températures moyennes mensuelles

Les températures moyennes mensuelles de la station de Maghnia sont portées dans le Tableau III.14.

Tableau III.14: Valeurs des températures moyennes mensuelles, exprimées en °C de la station de Maghnia (1979/1980-2019/2020).

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
T(°C)	23,4	19,0	14,0	10,8	9,7	10,7	13,2	15,1	18,7	23,4	28,0	28,6

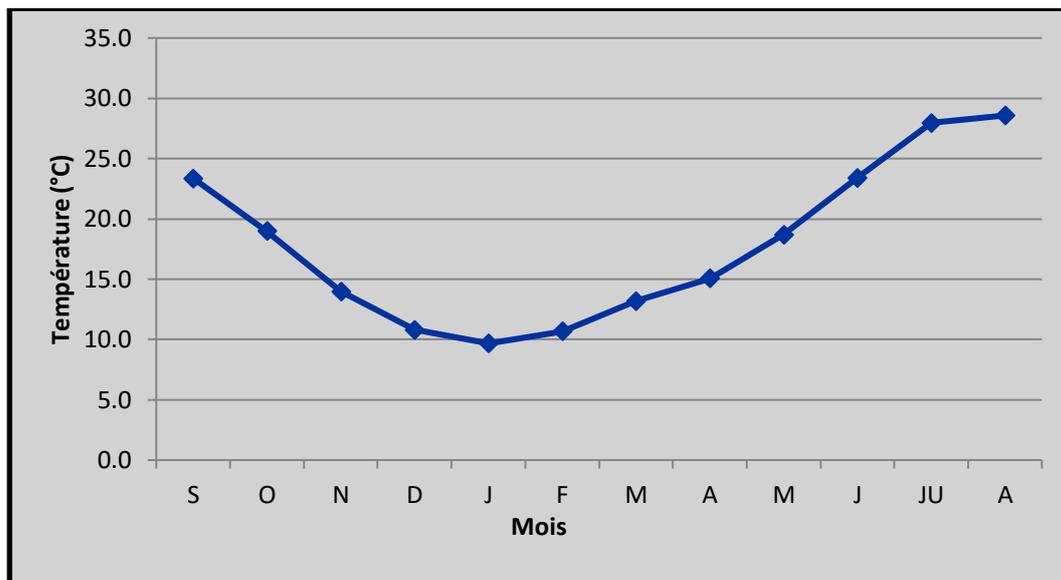


Figure III.13: Répartition des Températures moyennes mensuelles à la station de Maghnia

Les variations des températures moyennes mensuelles à la station de Maghnia (Fig.III.13) : montrent que le mois de Janvier avec 9,7°C est le plus froid, et les mois de Juillet et d'Août avec 28°C sont les plus chauds. La température moyenne annuelle est de 17,9°C.

III.4.3 Étude du climat

L'étude climatique est établie à partir des données de température et des précipitations moyennes mensuelles pour la période 1979/1980 à 2019/2020.

Tableau III.15 : Précipitations et températures moyennes mensuelles (1979/1980-2019/2020).

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
T(°C)	23,4	19,0	14,0	10,8	9,7	10,7	13,2	15,1	18,7	23,4	28,0	28,6
P (mm)	20,5	28,9	40,8	45,6	45,0	42,1	44,2	33,8	30,2	10,8	5,3	7,3

Nous utiliserons deux méthodes pour déterminer le type climatique dominant dans la région comme suit :

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

III.4.3.1. Méthode de visualisation (méthode graphique de Gausсен et Bagnouls) :

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

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

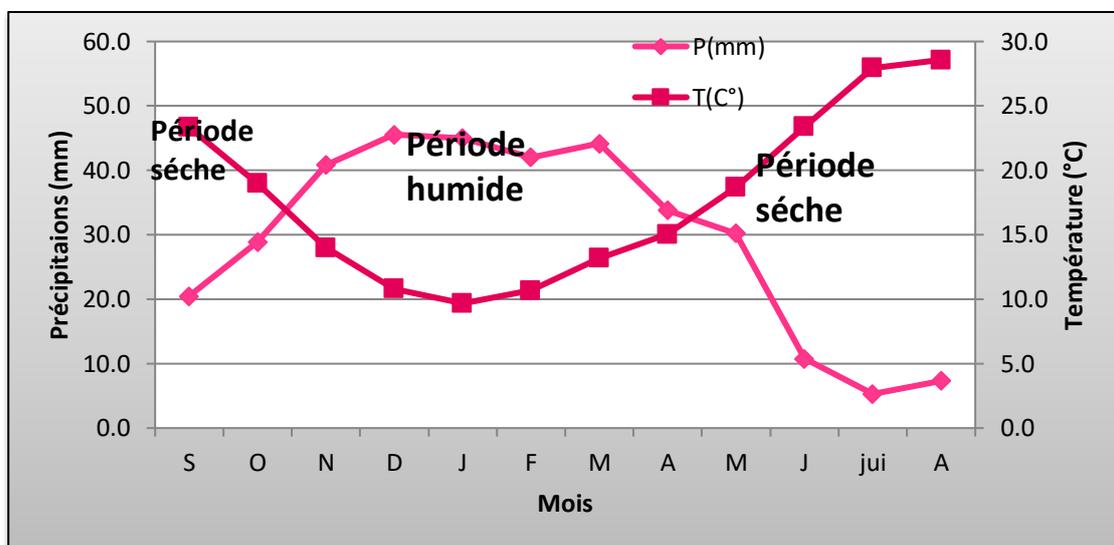


Figure III.14: Diagramme Pluiothermique pour le bassin de Sebrou

III.4.3.2. Indice d'aridité de De Martonne

a-Indice d'aridité annuel de De Martonne

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

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

Avec :

P : Précipitations moyennes annuelles (mm).

T : Température moyenne annuelle (°C).

I : indice d'aridité = 12.7

P (mm)	354,4
T(c°)	17,9

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

Tableau.III.16 : Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De Martonne.

Indice d'aridité	Type de climat
$I < 5$	Climat hyperaride
$5 < I < 7,5$	Climat désertique
$7,5 < I < 10$	Climat steppique
$10 < I < 20$	Climat semi-aride
$20 < I < 30$	Climat tempéré

Le report des précipitations et températures sur l'abaque de De Martonne (Fig. III.15) et la classification montrent que la région de Sebdou jouit d'un climat **semi-aride à écoulement temporaire**.

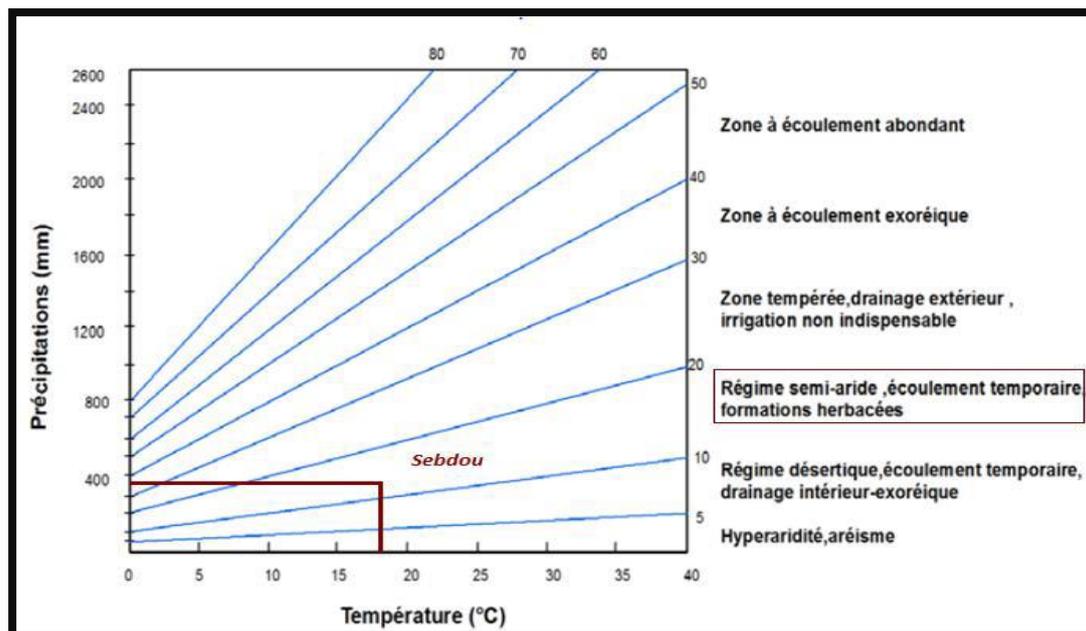


Figure III.15: Abaque de De. Martonne.

b-Indice d'aridité mensuel de De Martonne

Par définition :

$$i = 12p / (t+10) \quad (\text{Eq.III.7})$$

i : Indice d'aridité mensuel

p : Précipitations moyennes mensuelles du mois considéré (mm).

t : Température moyenne mensuelle du mois considéré en (°C).

Tableau.III.17: Résultats de calcul de l'indice mensuel.

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	juin	A	ann
P (mm)	20,5	28,9	40,8	45,6	45,0	42,1	44,2	33,8	30,2	10,8	5,3	7,3	354,4
T-mens(C°)	23,4	19,0	14,0	10,8	9,7	10,7	13,2	15,1	18,7	23,4	28,0	28,6	17,9
I	7,4	12,0	20,4	26,3	27,4	24,4	22,9	16,2	12,7	3,9	1,7	2,3	

III.5. Evapotranspiration potentielle (ETP)

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

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

a-Méthode de Thornthwaite

Pour estimer l'ETP, en 1948 Thornthwaite a établi une relation entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration potentielle mensuelle donnée :

$$\text{ETP non corriger} = 1.6 \left(\frac{10T}{I}\right)^a \quad (\text{Eq.III.8})$$

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

$$\text{ETP non corriger} = 1.6 \left(\frac{10T}{I}\right)^a \times K \quad (\text{Eq.III.9})$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle (mensuelle) (mm),

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

I : Somme des 12 indices thermiques mensuels,

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

b-Formule de L. Turc (1954)

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

$$ETP = 0,4 I_g + 50 k \left(\frac{t}{t+15} \right) \quad (\text{Eq.III.10})$$

Avec:

Etp : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm),

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

I_g : Radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (calorie/cm²/jour),

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

Si non :

$$K = 1 + \frac{50 - hr}{70} \quad (\text{Eq.III.11})$$

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

$$I_g = I_g A 0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \quad (\text{Eq.III.12})$$

Avec:

I_gA : Radiation globale théorique (calorie/cm² /jour);

H : Durée théorique des jours du mois.

La formule de Turc ne nécessite donc que deux données (T et h) et les calculs sont possibles avec deux tables seulement (I_gA et H). La valeur de l'évapotranspiration potentielle annuelle est la somme des 12 valeurs d'évapotranspiration potentielle mensuelle. I_gA et H sont fonction de la latitude et sont données par des tables, à partir des valeurs mensuelles de la radiation globale en calories/cm² et par jour, en supposant qu'il n'y a pas d'absorption (absence d'atmosphère).

Les résultats de calcul d'ETP de Thornthwaite et Turc sont données au tableau III.18 :

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

Tableau III.18: Valeurs d'ETP par la méthode de Turc et par la méthode de Thorntwaite (1979-1980/2019-2020).

Années	ETP turc (mm)	ETPthor (mm)
79-80	929,50	831,0
80-81	951,87	961,0
81-82	1020,91	1117,8
82-83	976,37	969,7
83-84	990,55	1028,7
84-85	1000,78	1053,1
85-86	1009,59	1024,5
86-87	958,67	882,1
87-88	951,05	846,2
88-89	947,46	847,2
89-90	1032,20	1338,3
90-91	1024,95	1142,8
91-92	1044,50	1262,0
92-93	920,54	792,7
93-94	935,55	837,6
94-95	933,78	800,8
95-96	1065,82	1234,4
96-97	940,19	794,5
97-98	957,24	846,3
98-99	934,27	827,0
99-00	947,95	846,6
00-01	952,60	834,4
01_02	1073,32	1593,1
02_03	955,71	866,4
03_04	941,98	827,1
04_05	937,82	842,2
05_06	947,93	850,7
06_07	938,35	818,3
07_08	947,77	833,2
08_09	934,65	838,2
09_10	964,07	851,3
10_11	974,29	893,0
11_12	959,25	896,0
12_13	957,25	843,4
13_14	980,65	918,2
14_15	1030,37	1124,8
15_16	1029,12	1054,2
16_17	1036,90	1127,1
17_18	1007,41	1000,1
18_19	1023,36	1047,8
19_20	1035,36	1111,1

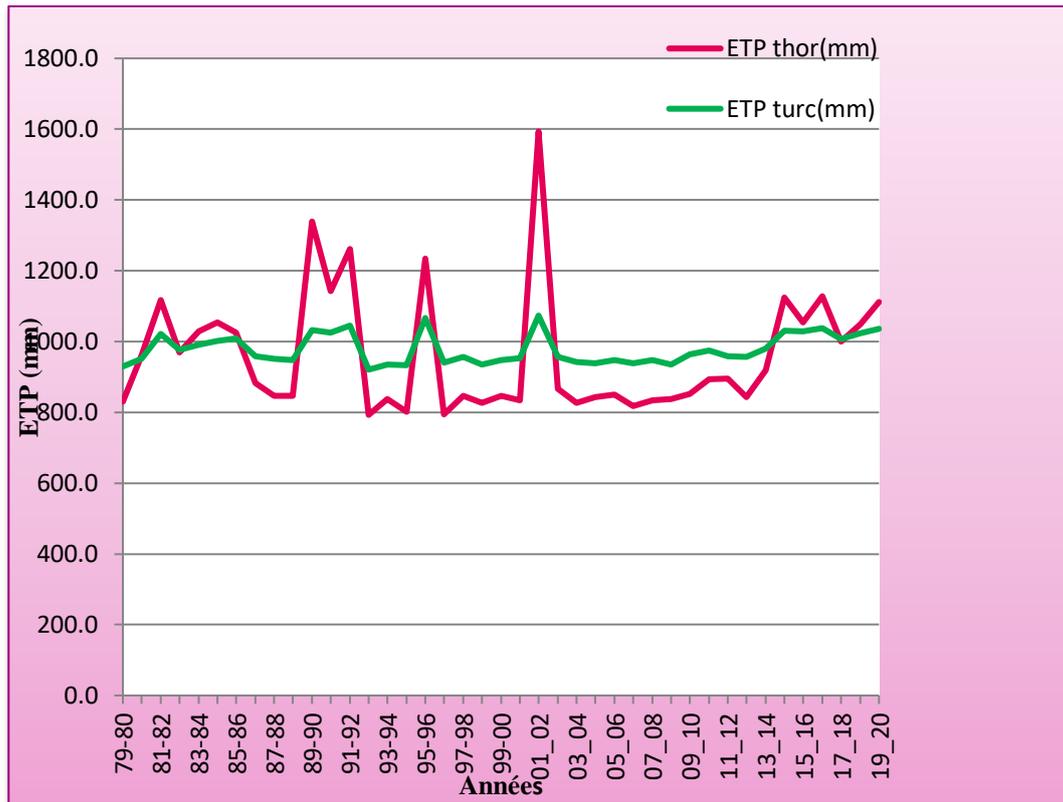


Figure III.16: Variation de l'ETP de Turc et l'ETP de Thornthwaite (1979-1980/2019-2020).

III.6. Evapotranspiration réelle (ETR)

✓ Méthode de Turc

l'ETR de Turc est donnée par:

$$ETR = \frac{p}{\sqrt{0,9 + \frac{p^2}{L^2}}} \quad (\text{Eq.III.13})$$

ETR : Evapotranspiration réelle (mm/an)

- L = 300 + 25T + 0,05T³

- P : Précipitations moyennes annuelles (mm)

- T : Température moyenne annuelle (°C)

Tableau III.19: Calcul de l'ETR par la méthode de Turc

P (mm)	T(°C)	L	ETR (mm)	Écoulement (mm)
354,4	17,9	1034,27	351,35	3,05

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

Cette méthode a donné une valeur de 351,35 mm d'évapotranspiration réelle, nous remarquons que cette valeur est inférieure à celle de la moyenne annuelle des précipitations, ce qui permet de déduire un écoulement moyen annuel de 3,05 mm.

III.7. Calcul du bilan hydrologique par la méthode de Thornthwaite

La présence de données des précipitations moyennes mensuelles et des évapotranspirations potentielles mensuelles nous permettent également de calculer le bilan hydrologique comme suit:

Si l'évapotranspiration réelle est liée à la réserve en eau disponible nous considérons deux Possibilités.

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

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

Tableau III.20: Eléments du bilan hydrologique calculés pour la station de Sebdo (1979/1980-2019/2020)

mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	AN
P (mm)	20,5	28,9	40,8	45,6	45,0	42,1	44,2	33,8	30,2	10,8	5,3	7,3	354,4
ETP (mm)	108,9	69	34,6	20,9	17,4	20,3	36,6	50,1	82,8	126,9	181,6	179,9	929,0
DU	-88,4	-40,1	6,2	24,7	27,6	21,8	7,6	-16,3	-52,6	-116,1	-176,3	-172,6	-----
RU (mm)	0	0	6,2	30,9	50	50	50	33,7	0	0	0	0	-----
ETR (mm)	20,5	28,9	34,5	20,9	17,4	20,3	36,6	50,1	63,9	10,8	5,3	7,3	316,5
DA (mm)	88,4	40,1	0,1	0	0	0	0	0	0	116,1	176,3	172,6	593,7
Exc(mm).	0	0	0	0	8,5	21,8	7,6	0	0	0	0	0	37,9

P : précipitations (mm), ETP : évapotranspiration potentielle (mm), ΔU: variation de la réserve, RU: réserve utile (mm), ETR : évapotranspiration réelle (mm), D.A: déficit agricole (mm), Exc. : Excédent (mm).

✓ Méthode de Coutagne

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

$$D = P - \lambda P^2 \quad (\text{Eq.III.14})$$

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

- D**: Déficit d'écoulement en (m/an) ;
P : Précipitations moyennes annuelles en (m/an) ;
T : Température moyenne annuelle en (°C).

Le paramètre λ a pour expression :

$$\lambda = \frac{1}{\sqrt{0,8+0,14.T}} \quad (\text{Eq.III.15})$$

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

Si par contre :

$P < 1/8\lambda$: le D est égal aux précipitations et l'écoulement sera nul ;

$P > 1/2\lambda$: le D est pratiquement indépendant de P et D sera égale : $D=0.20+0.35T$

Paramètres	P (m)	T (°C)	λ	$1/2.\lambda$	$1/8.\lambda$
Station de Sebdo	0,3544	17,9	0,549	0,911	0,23

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

$$(0,911 > 0,3544 > 0,23)$$

Donc la méthode de M. Coutagne est applicable pour la station de sebdo.

Le calcul du déficit d'écoulement est donné dans le tableau 21.

Tableau 21 : Calcul du déficit d'écoulement (méthode de Coutagne)
Période (1979-2019).

Paramètres	P (m)	D (m/an)	Écoulement et infiltration P-ETR
Station de sebdo	0,3544	0,285	69,4mm

III.8. Calcul du ruissellement « R »

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

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

Avec :

R : Ruissellement (m)

P : Précipitations (m)

ETP : Evapotranspiration potentielle (m)

Tableau III.22 : Valeur du ruissellement (Tixeront – Berkaloff).

P(m)	0,3544
ETP(m)	0,929
R(m)	0,02

Le ruissellement calculé à partir de la méthode de Tixeront–Berkaloff est de 20mm.

III.9. Evolution Des Indices Hydro-Climatiques

III.9.1.Indice de l'écart à la moyenne ou indice de sécheresse (IS)

Pour l'étude de la variabilité spatiale de la sécheresse, un certain nombre d'indices a été retenu :

III.9.1.1.Indice de précipitation normalisé (SPI)

On utilise l'indice SPI (Standardized Precipitation Index) (Edwards, 1997 ; Edwards et Mckee, 1997; Mckee et al. 1993). L'indice SPI est basé sur la probabilité de précipitations sur un laps de temps donné, il se révèle tout aussi efficace pour analyser les périodes ou cycles humides que les périodes ou cycles secs (Svoboda et al. 2012). Ils ont aussi défini les critères d'un épisode de sécheresse pour une échelle de temps(tableau III.23) :

$$E = \sqrt{V^2} \tag{Eq.III.17}$$

$$V^2 = \frac{1}{n-1} \sum (X_i - \bar{X})^2 \tag{Eq.III.18}$$

$$SPI = \frac{X_i - \bar{X}}{E} \tag{Eq.III.19}$$

Avec :

- \bar{X}_i : Précipitations annuelles (mm),
- \bar{X} : Précipitations moyennes annuelles (mm),
- E : Ecart type,
- V^2 : Variance,
- SPI : Indice de précipitation normalisé.

III.9.1.2. Indice standardisé des écoulements (SSFI)

Pour apprécier la sécheresse hydrologique, une approche similaire à celle du SPI est utilisée. Elle se base sur l'indice standardisé des écoulements SSFI (Standardized Stream Flow Index), introduit par Modarres (2007). A l'aide du SSFI, on identifie également les fréquences d'écoulement déficitaire et excédentaire.

Tableau III.23 : Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du SPI, SSFI et du RDI. Svoboda et al. (2012).

Valeurs de SPI et SSFI	Degré d'humidité ou de sécheresse
2.0 et plus	Extrêmement humide
de 1.5 à 1.99	Très humide
de 1.0 à 1.49	Modérément humide
de 0.1 à 0.99	Légèrement humide
0	Normalité absolue
de -0.1 à -0.99	Légèrement sec
de -1.0 à -1.49	Modérément sec
de -1.5 à -1.99	Très sec
DE -2 et moins	Extrêmement sec

Les résultats obtenus sont :

✓ **Echelle annuelle :**

Les précipitations et les lames d'eau écoulées annuelles (figure 17) ont connu une période humide allant jusqu'à la fin des années 1999 ensuite plusieurs séquences sèches se sont déclarées. Les années singulières humides et très humides observées entre ces séquences sèches ne peuvent être considérées comme des séquences vues leurs durées réduites. Malgré cela, la classification adoptée pour qualifier les degrés d'humidité et de sécheresse permet de constater que la classe légèrement humide occupe 40% et la classe Légèrement sèche occupe 60% du temps pour les précipitations et les lames d'eau écoulées respectivement. Les autres classes sont relativement minoritaires. Notons que la classe « Extrêmement sèche » n'existe pas avec ce type de classement.

Années	80-81	81-82	82-83	83-84	84-85	85-86	86-87	87-88	88-89	89-90	90-91	91-92	92-93	93-94	94-95	95-96
Iv(p)	Humide	Sèche														
Iv(Le)	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche
Années	96-97	97-98	98-99	99-00	00-01	01-02	02-03	03-04	04-05	05-06	06-07	07-08	08-09	09-10	10-11	11-12
Iv(p)	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche
Iv(Le)	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche	Sèche

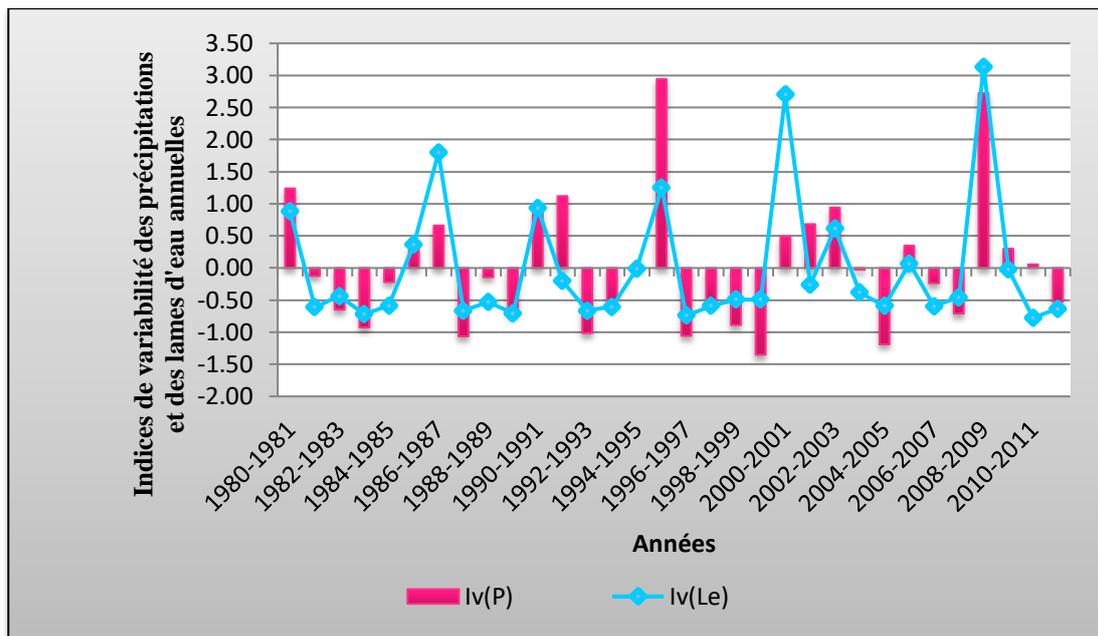


Figure III.17:Indices de variabilité annuels des précipitations et des lames d'eau écoulées.

✓ **Echelle saisonnière :**

A l'échelle saisonnière, à l'instar de l'échelle annuelle la classe « Légèrement sec » est majoritaire principalement en automne pour les lames d'eau écoulées. Pour les précipitations, contrairement à l'échelle annuelle, on a enregistré des années sévèrement sèches (1985-86 et 1987 jusqu' au 1989 en automne et 1982 jusqu' au 85 en hiver). En hiver et au printemps, on remarque aussi que la classe « modérément sec » se classe en 2^o position (figure 18).

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdoou (N.W algérien).

Années	Automne		Hiver		Printemps		Eté	
	Iv(P)	Iv(Le)	Iv(P)	Iv(Le)	Iv(P)	Iv(Le)	Iv(P)	Iv(Le)
1980-1981								
1981-1982								
1982-1983								
1983-1984								
1984-1985								
1985-1986								
1986-1987								
1987-1988								
1988-1989								
1989-1990								
1990-1991								
1991-1992								
1992-1993								
1993-1994								
1994-1995								
1995-1996								
1996-1997								
1997-1998								
1998-1999								
1999-2000								
2000-2001								
2001-2002								
2002-2003								
2003-2004								
2004-2005								
2005-2006								
2006-2007								
2007-2008								
2008-2009								
2009-2010								
2010-2011								
2011-2012								

Figure III.18 : Indices de variabilité saisonniers des précipitations et des lames d'eau écoulées.

✓ **Echelle mensuelle :**

De même que les échelles de temps précédentes, les indices de variabilité mensuelles montrent que le bassin versant d'Oued Sebdoou a subi au cours de la période d'études des années très peu sèches ou très peu humides et parfois légèrement seches (Figure 19). Par contre les fortes sécheresses sont absentes.

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

Année	Iv (P)	Iv (Le)	Iv (P)	Iv (Le)	Iv (P)	Iv (Le)	Iv (P)	Iv (Le)	Iv (P)	Iv (Le)	Iv (P)	Iv (Le)	Iv (P)	Iv (Le)	Iv (P)	Iv (Le)	Iv (P)	Iv (Le)	Iv (P)	Iv (Le)	Iv (P)	Iv (Le)	
1980-1981	Blue	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Purple	Cyan	Yellow	Blue	Teal	Teal	Yellow	Yellow	Purple	Orange	Teal	Blue	Teal	Yellow	Blue	Yellow	Teal
1981-1982	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Orange	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Blue	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Cyan	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow
1982-1983	Teal	Yellow	Teal	Yellow	Cyan	Light Blue	Cyan	Teal	Orange	Orange	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow
1983-1984	Orange	Yellow	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Blue	Yellow	Teal	Yellow	Teal	Yellow	Yellow
1984-1985	Yellow	Yellow	Orange	Yellow	Blue	Teal	Yellow	Yellow	Light Blue	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Blue	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow
1985-1986	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Cyan	Yellow	Teal	Yellow	Teal	Yellow	Cyan	Blue	Yellow	Teal	Teal	Orange	Yellow	Teal	Teal	Teal	Teal	Teal	Teal
1986-1987	Yellow	Yellow	Blue	Purple	Light Blue	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Purple	Purple	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Teal	Cyan	Yellow	Yellow
1987-1988	Yellow	Light Blue	Yellow	Yellow	Teal	Light Blue	Light Blue	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	White	Yellow	White	Yellow	Yellow
1988-1989	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Purple	Yellow	Teal	Yellow	Orange	Yellow	Cyan	Teal	Yellow	Teal	Yellow
1989-1990	Yellow	Yellow	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Cyan	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Teal	Teal	Teal	Teal	Teal	Teal	Teal	Teal
1990-1991	Cyan	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Purple	Purple	Yellow	Purple	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Light Blue	Yellow	Yellow
1991-1992	Teal	Yellow	Cyan	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Purple	Yellow	Blue	Purple	Blue	Cyan	Light Blue	Teal	Yellow
1992-1993	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Cyan	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow
1993-1994	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Teal	Light Blue	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow
1994-1995	Blue	Cyan	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Purple	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal
1995-1996	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Purple	Teal	Purple	Cyan	Teal	Blue	Teal	Teal	Teal	Purple	Purple	Purple	Purple	Light Blue	Light Blue
1996-1997	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Purple	Teal
1997-1998	Purple	Cyan	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal
1998-1999	Yellow	Yellow	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Orange	Yellow	Cyan	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Light Blue	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange
1999-2000	Teal	Purple	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Cyan	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange	Orange
2000-2001	Teal	Teal	Purple	Blue	Teal	Purple	Yellow	Teal	Blue	Blue	Cyan	Teal	Yellow	Purple	Yellow	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow
2001-2002	Cyan	Teal	Teal	Teal	Cyan	Purple	Yellow	Yellow	Orange	Yellow	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Purple	Teal	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Blue	Blue
2002-2003	Orange	Yellow	Teal	Teal	Teal	Teal	Yellow	Yellow	Purple	Teal	Light Blue	Blue	Yellow	Yellow	Light Blue	Light Blue	Light Blue	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Purple	Purple
2003-2004	Yellow	Yellow	Cyan	Yellow	Light Blue	Light Blue	Teal	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Cyan	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Light Blue	Yellow
2004-2005	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow
2005-2006	Teal	Teal	Teal	Yellow	Teal	Light Blue	Orange	Yellow	Light Blue	Yellow	Cyan	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Blue	Purple	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow
2006-2007	Teal	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Light Blue	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Purple	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow
2007-2008	Teal	Yellow	Purple	Teal	Yellow	Yellow	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Teal	Yellow
2008-2009	Cyan	Teal	Cyan	Teal	Teal	Blue	Purple	Purple	Purple	Purple	Teal	Purple	Teal	Teal	Teal	Teal	Teal	Yellow	Light Blue	Yellow	Yellow	Teal	Yellow
2009-2010	Blue	Teal	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Teal	Teal	Teal	Teal	Teal	Blue	Yellow
2010-2011	Teal	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Cyan
2011-2012	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Light Blue	Yellow	Orange	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Yellow	Teal	Yellow	Orange	Yellow	Light Blue	Yellow	Yellow	Yellow	Teal

Figure III.19 : Indices de variabilité Mensuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées.

III.9.1.3. Indice de température normalisé (STI)

STI est un indice qui représente la probabilité d'occurrence d'une valeur de température par rapport aux valeurs de température sur une période plus longue. Cet indice est utilisé pour identifier les périodes anormalement chaudes et froides. Les valeurs STI sont classées selon les règles du tableau III.24 (Fasel, 2015).

Tableau III.24 : Catégories de sécheresse et d'humidité définies par les valeurs du STI. Fasel (2015).

Valeurs de STI	Degré de chaud et froid
2.0 et plus	Extrêmement chaud
de 1.5 à 1.99	Très chaud
de 1.0 à 1.49	Modérément chaud
de 0.1 à 0.99	Légèrement chaud
0	Normalité absolue
de -0.1 à -0.99	Légèrement froid
de -1.0 à -1.49	Modérément froid
de -1.5 à -1.99	Très froid
de -2 et moins	Extrêmement froid

✓ **Echelle mensuelle :**

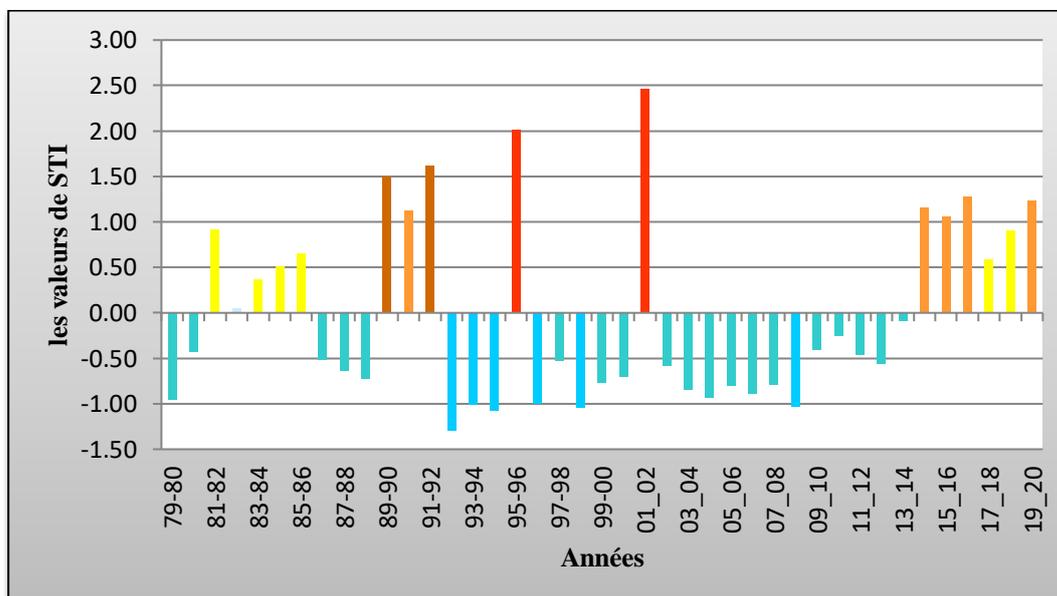


Figure III.20 : Indices de variabilité des températures Annuelle.

A la station de Sebou (fig.III.20), nous constatons que durant la période d'étude les années entre 1987/1988 et 1991/1992 marquent une période sèche, l'extrême de sécheresse est enregistré en 1999/2000. Pourtant, nous assistons à une irrégularité climatique prononcée au cours de cette période. En revanche, il y a un retour à l'humidité de 2001/2002 - 2013/2014.

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

✓ Echelle mensuelle et annuelle :

Année	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	JU	A	ANNUELLE
79-80	Red	Blue											
80-81	Blue												
81-82	Blue												
82-83	Blue												
83-84	Blue												
84-85	Blue												
85-86	Blue												
86-87	Blue												
87-88	Blue												
88-89	Blue												
89-90	Red	Blue											
90-91	Red	Blue											
91-92	Blue												
92-93	Blue												
93-94	Blue												
94-95	Blue												
95-96	Blue												
96-97	Blue												
97-98	Blue												
98-99	Blue												
99-00	Blue												
00-01	Blue												
01_02	Red												
02_03	Blue												
03_04	Blue												
04_05	Blue												
05_06	Blue												
06_07	Blue												
07_08	Blue												
08_09	Blue												
09_10	Blue												
10_11	Blue												
11_12	Blue												
12_13	Blue												
13_14	Blue												
14_15	Blue												
15_16	Blue												
16_17	Blue												
17_18	Blue												
18_19	Blue												
19_20	Blue												

Figure III.21 : Indices de variabilité Mensuelle des températures.

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdoou (N.W algérien).

✓ Echelle saisonnière :

Années	Automne	Hiver	Printemps	Eté
79-80	Yellow	Teal	Light Blue	Light Blue
80-81	Teal	Purple	Teal	Orange
81-82	Light Blue	Yellow	Orange	Orange
82-83	Teal	Yellow	Teal	Yellow
83-84	Yellow	Teal	Teal	Orange
84-85	Teal	Yellow	Yellow	Orange
85-86	Yellow	Yellow	Yellow	Yellow
86-87	Teal	Teal	Teal	Teal
87-88	Teal	Yellow	Teal	Teal
88-89	Teal	Teal	Teal	Teal
89-90	Red	Teal	Yellow	Red
90-91	Orange	Orange	Yellow	Yellow
91-92	Brown	Orange	Orange	Brown
92-93	Light Blue	Teal	Light Blue	Light Blue
93-94	Dark Blue	Teal	Teal	Teal
94-95	Teal	Teal	Teal	Light Blue
95-96	Orange	Red	Red	Orange
96-97	Light Blue	Yellow	Teal	Light Blue
97-98	Teal	Yellow	Teal	Teal
98-99	Teal	Light Blue	Teal	Teal
99-00	Teal	Teal	Teal	Teal
00-01	Light Blue	Yellow	Teal	Teal
01_02	Red	Yellow	Red	Red
02_03	Teal	Teal	Teal	Teal
03_04	Teal	Light Blue	Light Blue	Teal
04_05	Teal	Purple	Teal	Teal
05_06	Teal	Dark Blue	Yellow	Teal
06_07	Yellow	Teal	Light Blue	Light Blue
07_08	Teal	Teal	Teal	Teal
08_09	Light Blue	Dark Blue	Teal	Teal
09_10	Teal	Yellow	Teal	Teal
10_11	Teal	Yellow	Yellow	Teal
11_12	Teal	Light Blue	Teal	Teal
12_13	Yellow	Teal	Teal	Light Blue
13_14	Teal	Light Blue	Yellow	Teal
14_15	Orange	Yellow	Brown	Yellow
15_16	Yellow	Red	Yellow	Yellow
16_17	Orange	Yellow	Brown	Yellow
17_18	Orange	Yellow	Yellow	Yellow
18_19	Yellow	Orange	Orange	Yellow
19_20	Yellow	Brown	Orange	Yellow

Figure III.22 : Indices de variabilité Saisonnière des températures.

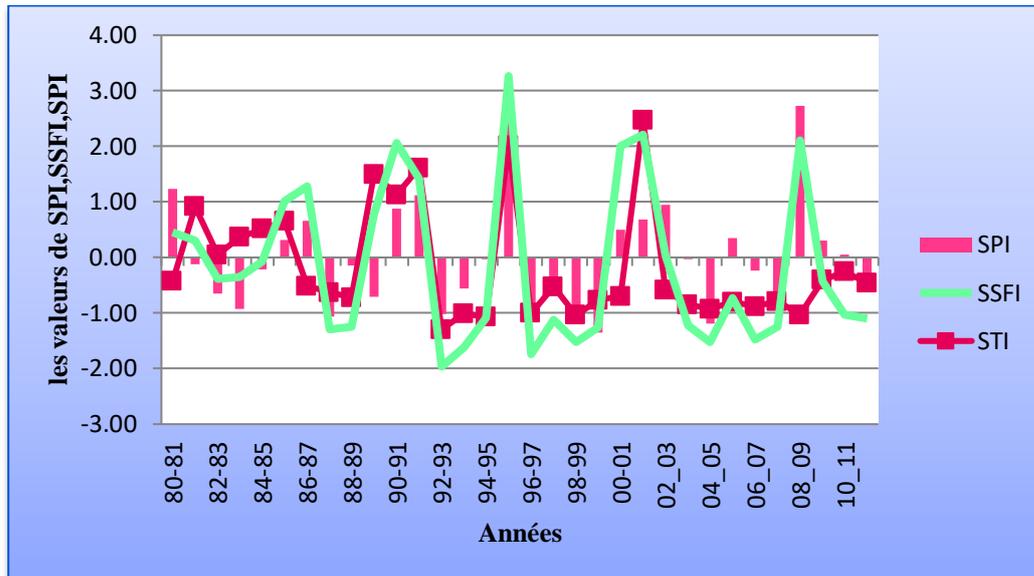


Figure III.23 : Les Indices de variabilité annuelle des précipitations, des lames d'eau écoulées et des températures.

III.9.1.4. Discussion Générale Sur Les Indices Hydro Climatiques :

Si l'on prend en compte les trois indicateurs (SPI, SSFI et STI) pour une même série 1980/1981 - 2011/2012, on peut distinguer différentes périodes avec des caractéristiques différentes (fig. III.23) :

- La période de 1980/1981 à 1983/1984 est caractérisée par une diminution des précipitations, du débit et augmentation de température. C'est une période à caractère sec
- La période suivante 2000/2001 - 2003/2004, on constate une augmentation du niveau de ruissellement malgré les faibles précipitations et l'augmentation de températures. Elle est donc considérée comme une période humide et chaude.
- La période 2006/2007-2008/2009 est caractérisée par une augmentation des précipitations, du débit et la diminution des températures, c'est une période à caractère humide et froid.

III.9.2. La détermination des périodes humides et sèches en comparaison aux moyennes

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdoou (N.W algérien).

Afin de pouvoir différencier entre les périodes sèches et humides en pluviosité et en écoulements superficiels, on met en graphiques les deux paramètres ainsi que leurs moyennes aux différentes échelles temporelles. Cette représentation permet de mettre en évidence quatre zones :

- Zone 1 : Période excédentaire en pluie et en écoulement lorsque les précipitations et les lames d'eau écoulées sont supérieures à la moyenne.
- Zone 2 : Période déficitaire en pluie et en écoulement lorsque les précipitations et les lames d'eau écoulées sont inférieures à la moyenne.
- Zone 3 : Période excédentaire en pluie et déficitaire en écoulement lorsque les précipitations sont supérieures à la moyenne et les lames d'eau écoulées inférieures à la moyenne.
- Zone 4 : Période déficitaire en pluie et excédentaire en écoulement lorsque les précipitations sont inférieures à la moyenne et les lames d'eau écoulées supérieures à la moyenne.

Zone 1	Périodes excédentaires en pluie et en écoulement
Zone 2	Périodes déficitaires en pluie et en écoulement
Zone 3	Périodes excédentaires en pluie et déficitaires en écoulement
Zone 4	Périodes déficitaires en pluie et excédentaires en écoulement

✓ **Echelle annuelle**

Deux groupes d'années occupent la période d'étude. Les années excédentaires (couleur bleu) où les précipitations et les lames d'eau écoulées sont supérieures aux moyennes. Cette période se localise principalement entre 1980-81 et 1985/1986-1986/1987. La seconde zone est occupée par des années déficitaires en précipitations et les lames d'eau écoulées. Elle s'étale entre 1981-82 jusqu'en 1984-1985. Entre ces zones on enregistre des années singulières de la Zone 3 ne pouvant constituer des séquences (figure.III.24).

Années	80-81	81-82	82-83	83-84	84-85	85-86	86-87	87-88	88-89	89-90	90-91	91-92	92-93	93-94	94-95	95-96
Zonage																
Années	96-97	97-98	98-99	99-00	00-01	01-02	02-03	03-04	04-05	05-06	06-07	07-08	08-09	09-10	10-11	11-12
Zonage																

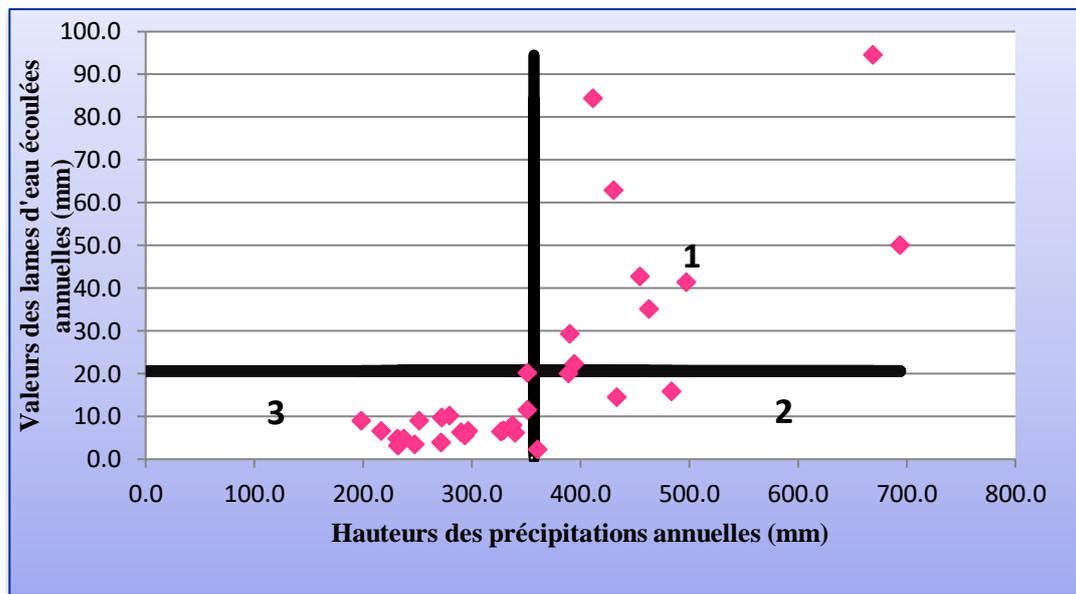


Figure III.24 : Précipitations et lames d'eau écoulées annuelles comparées aux moyennes (au -dessus) et zonage des années hydrologiques (au-dessus).

✓ **Echelle mensuelle :**

Mensuellement, les précipitations et les débits sont inférieurs aux moyennes pendant plus de 50% de l'année (fig. 25). Ceci indique que le bassin versant subit des épisodes de sécheresse plus allongés dans le temps que les périodes d'humidité. On relève aussi que la classe excédentaire en pluie et déficitaire en écoulement est en deuxième classement. Ceci indique que l'infiltration pendant la saison humide et l'évaporation pendant la saison d'été ont empêché les eaux de pluie d'arriver jusqu'au réseau hydrographique. La période humide (couleur en bleu) n'occupe que la troisième position avec les Périodes déficitaires en pluie et excédentaires en écoulement.

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

Année	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fév	Mars	Av	Mai	Jui	Juil	Aout
1980-1981	Vert											
1981-1982	Vert											
1982-1983	Vert											
1983-1984	Vert											
1984-1985	Vert											
1985-1986	Vert											
1986-1987	Vert											
1987-1988	Vert											
1988-1989	Vert											
1989-1990	Vert											
1990-1991	Vert											
1991-1992	Vert											
1992-1993	Vert											
1993-1994	Vert											
1994-1995	Vert											
1995-1996	Vert											
1996-1997	Vert											
1997-1998	Vert											
1998-1999	Vert											
1999-2000	Vert											
2000-2001	Vert											
2001-2002	Vert											
2002-2003	Vert											
2003-2004	Vert											
2004-2005	Vert											
2005-2006	Vert											
2006-2007	Vert											
2007-2008	Vert											
2008-2009	Vert											
2009-2010	Vert											
2010-2011	Vert											
2011-2012	Vert											

Figure III.25 : Zonage Mensuelle pour l'ensemble des années hydrologiques.

✓ **Echelle saisonnière :**

Durant les saisons, la classe où les précipitations et les écoulements sont inférieurs aux moyennes (couleur verte) est majoritaire. Elle occupe autour de 55% du temps total. La période excédentaire est en deuxième position avec un temps d'occurrence allant jusqu'à 32% (fig. 26). La classe où seuls les débits sont supérieurs aux moyennes n'est pas significative pour la saison d'été, ce qui est logique puisque l'on assiste à la vidange des nappes. Par contre, pour la classe où seules les précipitations sont supérieures aux moyennes, les fréquences d'apparition sont de 25% ce qui conduit à conclure que l'infiltration et l'évaporation ont empêché les eaux de pluie de ruisseler.

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

Année	Automne	Hiver	Printemps	Eté
1980-1981				
1981-1982				
1982-1983				
1983-1984				
1984-1985				
1985-1986				
1986-1987				
1987-1988				
1988-1989				
1989-1990				
1990-1991				
1991-1992				
1992-1993				
1993-1994				
1994-1995				
1995-1996				
1996-1997				
1997-1998				
1998-1999				
1999-2000				
2000-2001				
2001-2002				
2002-2003				
2003-2004				
2004-2005				
2005-2006				
2006-2007				
2007-2008				
2008-2009				
2009-2010				
2010-2011				
2011-2012				

Figure III.26. Zonage saisonnier pour l'ensemble des années hydrologiques.

III.10. Etude des débits

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

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

III.10.1. Variation interannuelle des débits

Chaque débit annuel est obtenu en faisant la moyenne des débits mensuels.

La distribution des débits moyens annuels à la station de Sebdou sur la période de 1980/1981 à 2011/12, est donnée dans le tableau III.25:

Tableau III.25 : Distribution interannuelle des débits à la station de Sebdou.

Années	Qan (m ³ /s)	Année	Qan (m ³ /s)	Années	Qan (m ³ /s)
1980-1981	0,58	1995-1996	0,70	2010-2011	0,03
1981-1982	0,09	1996-1997	0,04	2011-2012	0,08
1982-1983	0,14	1997-1998	0,09		
1983-1984	0,05	1998-1999	0,13		
1984-1985	0,09	1999-2000	0,13		
1985-1986	0,41	2000-2001	1,18		
1986-1987	0,88	2001-2002	0,20		
1987-1988	0,07	2002-2003	0,49		
1988-1989	0,11	2003-2004	0,16		
1989-1990	0,05	2004-2005	0,09		
1990-1991	0,60	2005-2006	0,31		
1991-1992	0,22	2006-2007	0,09		
1992-1993	0,07	2007-2008	0,14		
1993-1994	0,09	2008-2009	1,32		
1994-1995	0,28	2009-2010	0,28		

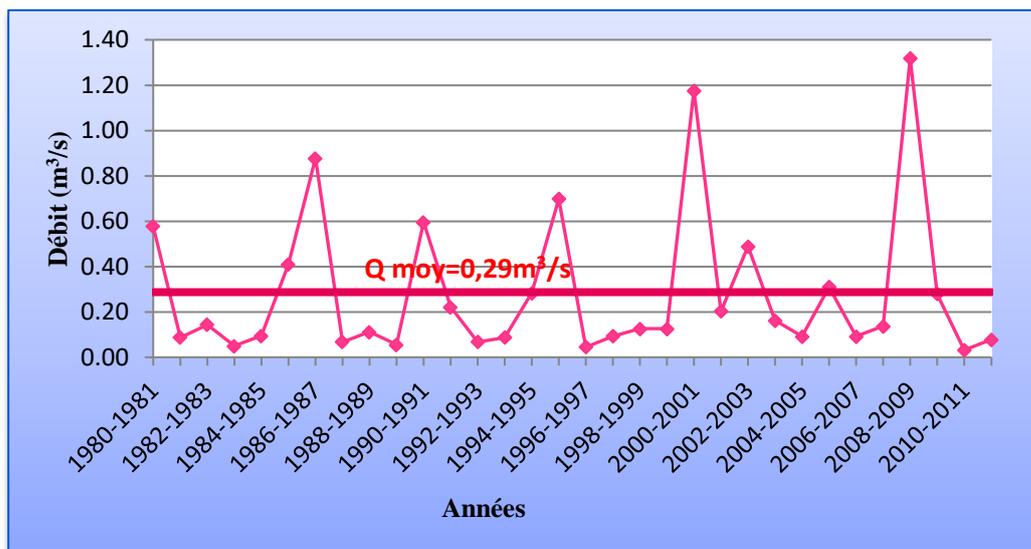


Figure III.27: Variation des débits annuels à la station de Seb dou (1980/1981-2011/2012).

La courbe de la variation des débits annuels à la station de Seb dou, montre que la moyenne interannuelle des débits est de $0.29 \text{ m}^3/\text{s}$, le maximum est enregistré en 2008 – 2009 avec $1.32 \text{ m}^3/\text{s}$ par contre, le minimum est observé en 2010-2011, il n'est que de $0.03 \text{ m}^3/\text{s}$.

III.10.2. Variation moyenne mensuelle des débits

Le tableau III.26 présente les valeurs moyennes mensuelles des débits à la station de Seb dou durant la période (1980/1981-2011/2012)

Tableau III.26: Valeurs moyennes mensuelles des débits.

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
Q (m³/s)	0,14	0,33	0,11	0,20	0,49	0,65	0,97	0,23	0,20	0,06	0,03	0,05

L'histogramme des débits moyens mensuels à la station de Seb dou (fig.III.28), montre que le mois de plus grand débit est Mars avec $0,97 \text{ m}^3/\text{s}$ et le mois de plus faible débit est celui de Juillet avec $0.03 \text{ m}^3/\text{s}$.

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

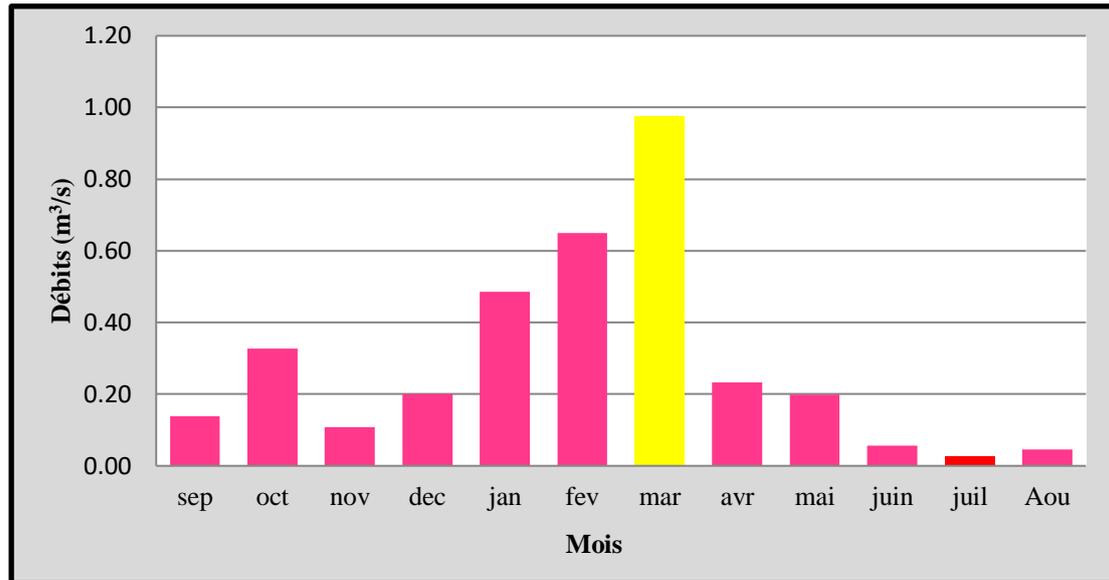


Figure III.28: Variation mensuelle des débits (1980/1981-2011/2012)

III.10.3. Variation saisonnière des débits

Le tableau III.27 présente les valeurs moyennes saisonnières des débits à la station de Sebdo durant la période (1980/1981-2011/2012). Le maximum est enregistré au Printemps avec 0,47 m³/s, cela s'explique par la présence de fortes pluies durant cette saison (Fig. III.29&Tab.III.27).

- * **Saison Humide** : correspond à l'Hiver et au Printemps.
- * **Saison Sèche à très sèche** : correspond à l'Automne et l'Eté.

Tableau III.27 : Répartition des débits saisonniers.

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté
Q (m ³ /s)	0,19	0,45	0,47	0,04
	Saison sèche	Saison Humide		Saison très sèche

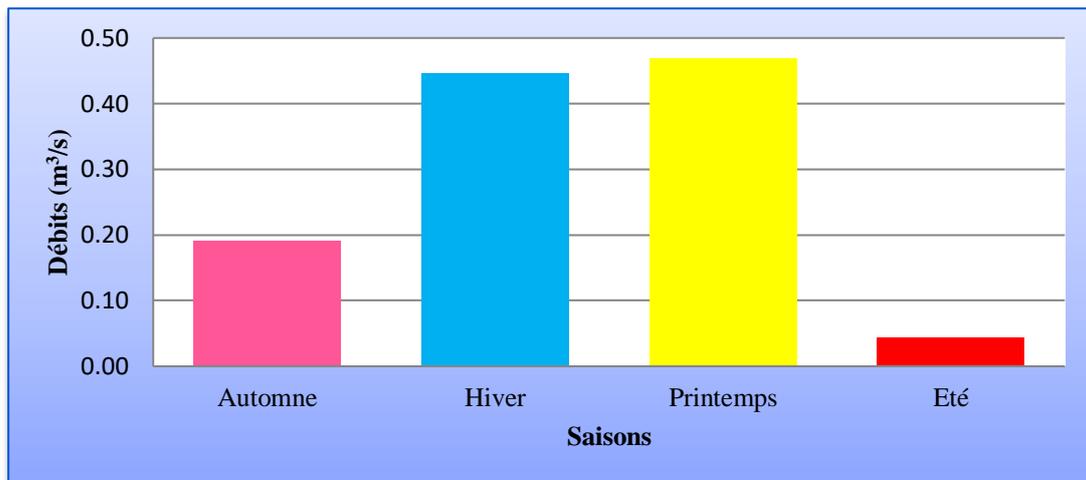


Figure III.29 : Variations saisonnières des débits (1980/1981-2011/2012).

III.10.4. Variation journalière des débits

L'examen de la figure III.30, met en évidence l'irrégularité dans la distribution des débits journaliers. En effet, on peut avoir un faible débit un jour, qui pourra doubler le lendemain et diminuer fortement le surlendemain. En Général, les jours à fort débit correspondent aux saisons humides (Hiver et Printemps), par contre, on observe de faibles débits en automne et en été. Toutefois, les plus grands débits moyens journaliers sont observés au printemps avec $6.5\text{m}^3/\text{s}$ et secondairement en Automne avec $4.2\text{m}^3/\text{s}$.

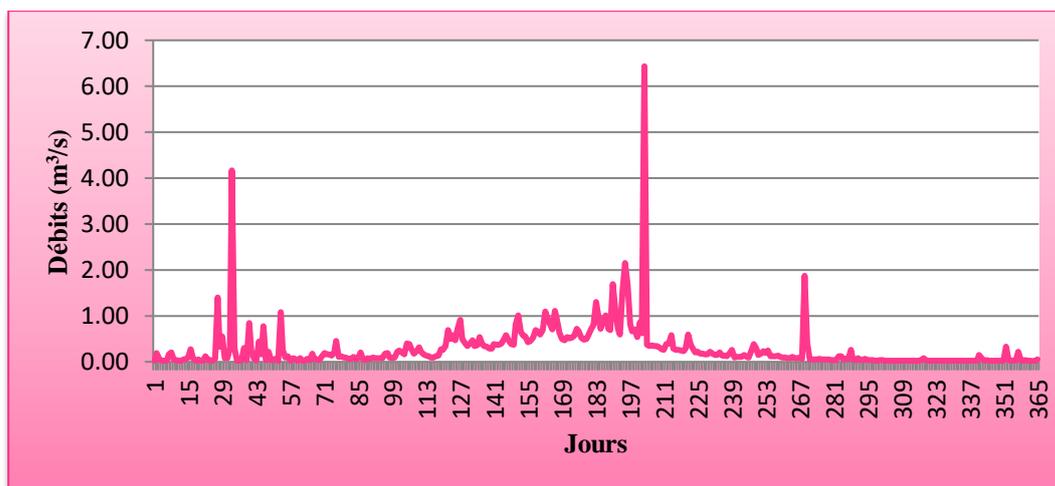


Figure III.30: Variation journalière des débits (1980/1981-2011/2012).

III.10.5. Etude statistique des débits

Les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion des débits sont donnés au tableau III.28 :

Tableau III.28 : Paramètres de position et de dispersion des débits de la station de Sebdou (1980/81-2011/12)

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station de Sebdou	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$\bar{Q} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n Qi$	0,29	m ³ /s
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (Qi - \bar{Q})^2$	0,11	---
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	0,33	---
Paramètres De dispersion	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\bar{Q}}$	1,15	---

Le coefficient de variation $Cv > 0.5$, cela nous laisse penser fortement que l'ajustement suit une loi de Gumbel ($Cv > 0.5$), le test χ^2 permettra de vérifier cette adéquation.

a-ajustement à la loi Gumbel :

- ✓ Test graphique

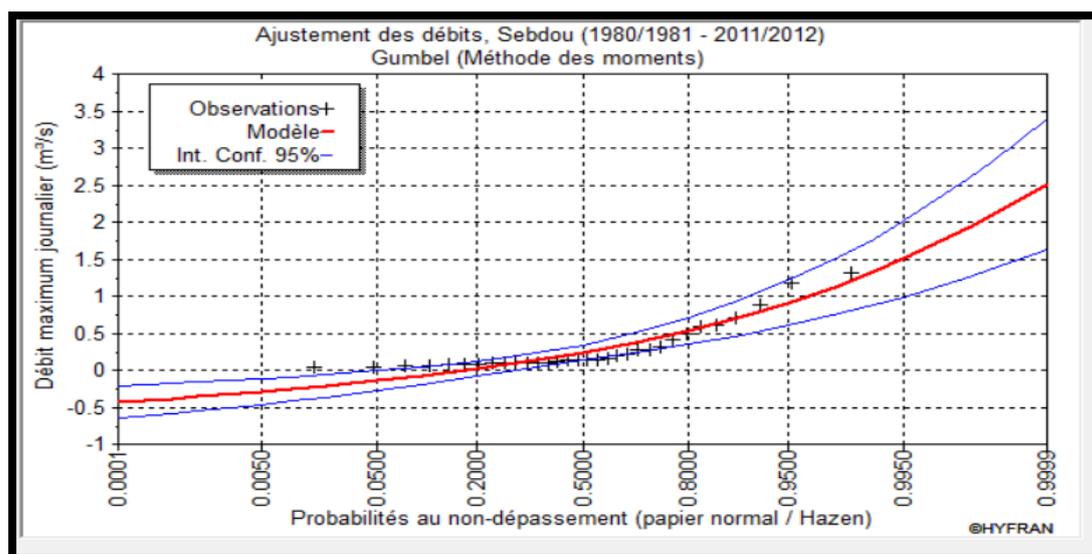


Figure III.31: Ajustement des débits de la station de Sebdou à la loi de Gumbel.

Tableau III.29 : Les résultats d'ajustement à la loi de GUMBEL.

T (ans)	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance (95%)	
1000	0,9990	1,92	0,338	1,26	2,58
100	0,9900	1,32	0,229	0,875	1,77
50	0,9800	1,14	0,197	0,758	1,53
20	0,9500	0,904	0,154	0,602	1,21
10	0,9000	0,719	0,122	0,479	0,958
5	0,8000	0,525	0,0903	0,348	0,702

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

Le calcul du χ^2 est donné au Tableau III. 30:

Tableau III.30: Calcul du χ^2 pour la station de Sebdoou pour une loi de Gumbel.

K	Les classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (npi)	$(n - npi)^2 / npi$
1] 0,03 - 0,12]	14	0,337	10,784	0,959
2	[0,12- 0,21]	6	0,128	4,096	0,885
3	[0,21 - 0,49]	5	0,307	9,824	2,368
4	[0,49 - 0,76]	3	0,141	4,512	0,507
5	[0,76- 1,32[4	0,076	2,432	1,011
					$\chi^2_{calculé} = 5,73$

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

$$ddl = K - p - 1 \quad \text{avec } p = 2 \quad \text{ddl} = 5 - 2 - 1 = 2$$

Avec un seuil de probabilité de 2,5% (0.025)

Donc : $\chi^2_{tabulé} = 7,38 > \chi^2_{calculé} = 5,93$

Le χ^2 calculé étant inférieur au χ^2 tabulé ($\chi^2_c < \chi^2_t$), le test numérique indique que l'ajustement permet d'admettre une distribution des débits moyens annuels à une loi de Gumbel.

III.10.6. Etude statistique des débits maximums

Les résultats de calcul des paramètres de position et de dispersion des débits maximums donnés (tableau III.31) :

Tableau III.31 : Paramètres de position et de dispersion des débits maximums de la station de Sebdou (1980/81-2011/12)

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station Sebdou	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$\bar{Q} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n Qi$	2,82	m ³ /s
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (Qi - \bar{Q})^2$	20,08	-----
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	4,48	-----
Paramètres Dedispersion	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{\bar{p}}$	1,6	-----

Le coefficient de variation Cv >0.5, cela nous laisse penser fortement que l'ajustement suit une loi de Gumbel, le test χ^2 permettra de vérifier cette adéquation.

a-ajustement à la loi Gumbel :

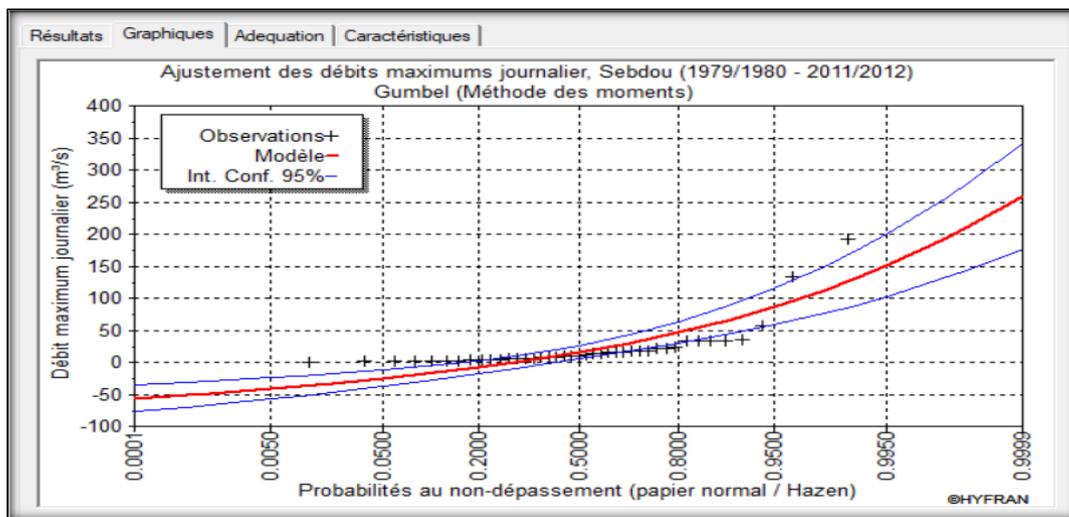


Figure III. 32:Ajustement des débits Maximums de la station de Sebdou à la loi de Gumbel.

La fig.III.32 et le tableau III.32 montrent que l'échantillon est moyennement ajusté par la loi Gumbel.

Tableau III.32: débits max pour des périodes de retour données.

T (ans)	q	XT (m ³ /s)	Ecart-type	Intervalle de confiance(95%)	
1000	0,9990	195.0	31.86	132.6	257.5
100	0,9900	131.6	21.62	89.19	174.0
50	0,9800	112.4	18.56	75.98	148.8
20	0,9500	86.74	14.53	58.25	115.2
10	0,9000	66.93	11.50	44.38	89.49
5	0,8000	46.29	8.517	29.59	62.99

III.10.7. La courbe des débits classés (CDC)

Il s'agit d'un outil qui est souvent utilisé pour le dimensionnement des constructions hydrauliques.

A partir de ce type de courbes on détermine le débit de pointe et le débit minimum par classement des débits journaliers par ordre décroissant. La courbe des débits classés représente la relation entre ces débits et le nombre de jour (j) [$Q=f(j)$]. Une fois cette courbe est tracée, nous pouvons tirer les débits caractéristiques (Fig. III. 33).

III.10.7.1. Les débits caractéristiques

a- Débit caractéristique maximum (DCM) ou Débit caractéristique de crue (DCC10) : Représente le débit maximum (pointe) de l'année (débit atteint ou dépassé 10 jours par an).

b- Débit caractéristique de 6 mois (DC6) : Représente le débit de fréquence $\frac{1}{2}$ ou débit dépassé 6 mois par an.

c- Débit caractéristique d'un an, trois ou neufs mois (DC1, DC3 et DC9) : Représente les débits dépassés respectivement 1,3 ou 9 mois par an.

d- Débit spécifique d'étiage (DCE): Représente le débit dépassé 355 jours par an.

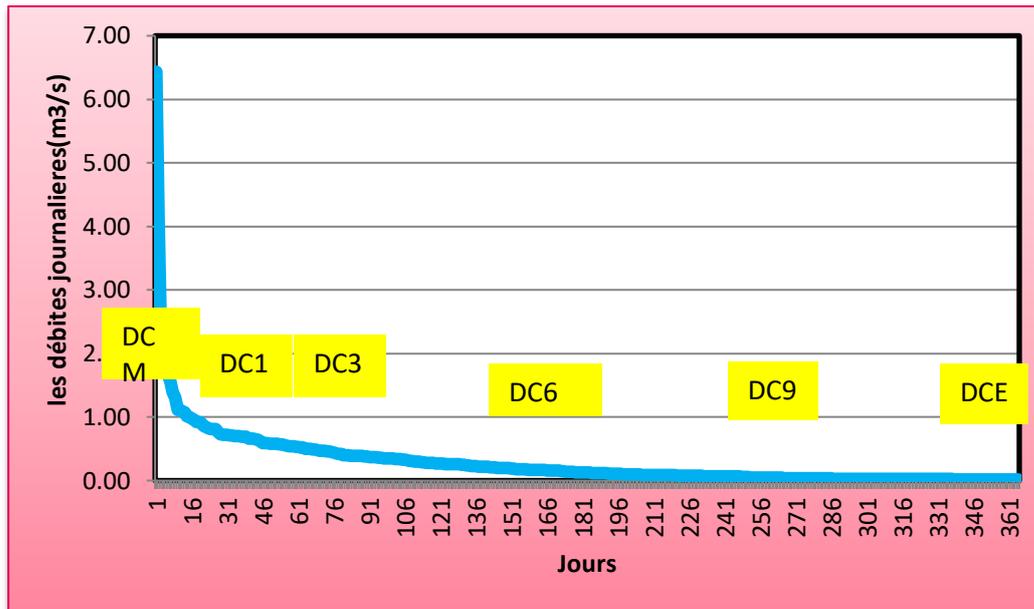


Figure III.33 : Courbe des débits classés.

Tableau III.33: les débits caractéristiques classés.

Les débite classés	DCM	DC1	DC3	DC6	DC9	DCE
Les valeurs	1,11	0,72	0,37	0,12	0,04	0,02

III.10.7.2- Coefficient mensuel du débit

Appelé aussi « Débit relative mensuel ». Il représente le rapport entre le débit moyen relatif de chaque mois par le module interannuel (Q_{ann}).

$$C_m = \frac{Q_{moy mens}}{Q_{moy ann}} \quad (\text{Eq.III.20})$$

Tableau III.34 : Coefficient mensuel des débits pour l'oued de sebdoou.

Mois	sep	oct	nov	dec	jan	fev	mar	avr	mai	juin	juil	Aou
$Q_{moy}(m^3/s)$	0,14	0,33	0,11	0,20	0,49	0,65	0,97	0,23	0,20	0,06	0,03	0,05
$Q_{ann}(m^3/s)$	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29	0,29
C_m	0,48	1,13	0,37	0,69	1,67	2,24	3,36	0,80	0,68	0,20	0,09	0,16

III.10.7.3- Débit spécifique QS

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

$$Q_s = \left(\frac{q \left(\frac{l}{s} \right)}{S(km^2)} \right) \quad (\text{Eq.III.21})$$

Qs : Le débit spécifique (l/s/Km²).

Q : Débit moyen annuel (L/s).

S : Surfaces-en (Km²).

Tableau III.35 : débit spécifique d'oued de sebdo.

Q (m³/s)	0,29
Q (L/s)	290
s (km ²)	439,3
Qs (l/s/km ²)	0,66

III.10.7.4- Coefficient d'écoulement

Il permet de mettre en évidence le caractère systématique des variations saisonnières, et de comparer les rivières entre elles. La connaissance de ce coefficient est aussi d'un grand intérêt pour pouvoir estimer les volumes écoulés dans le cours d'eau afin de dimensionner une retenue.

$$Ce(\%) = \frac{\text{lame d'eau moyenne écoulé}}{\text{pluie moyenne annuelle}} \cdot 100 \quad (\text{Eq.III.22})$$

Tableau III.36 : Coefficient et déficit d'écoulement pour l'oued sebdo

mois	sep	oct	nov	dec	jan	fev	mar	avr	mai	juin	juil	Aou	annuel
p-mens (mm)	20,5	28,9	40,8	45,6	45,0	42,1	44,2	33,8	30,2	10,8	5,3	7,3	354,4
Le-men (mm)	0,8	2,0	0,6	1,2	3,0	3,7	5,9	1,4	1,2	0,3	0,2	0,3	20,6
D (mm)	19,7	26,9	40,2	44,3	42,0	38,3	38,2	32,4	29,0	10,4	5,1	7,0	333,8
Ce(%)	4,01	6,90	1,56	2,69	6,57	8,82	13,45	4,04	4,00	3,12	2,96	3,82	5,82

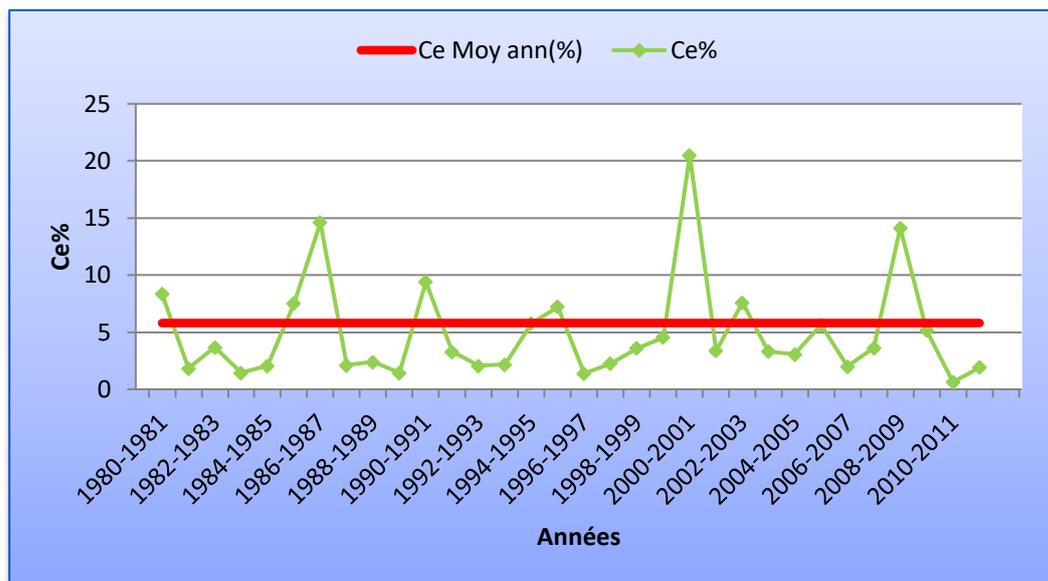


Figure III.34 : Coefficient d'écoulement standard au niveau du bassin d'oued Sebdou (1980/1981 - 2011/2012).

La variation du coefficient d'écoulement (fig. III.34), au cours de l'épisode compris entre 1980/1981 et 2011/2012, montre une chute importante du coefficient entre 1987/1988 - 1998/1999. Pendant la décennie 2000, on observe une tendance à la hausse, Ceci est caractéristique de l'intégration d'une période humide dans le bassin.

III.11. Etude des lames d'eau écoulées

L'écoulement des Oueds, dépend principalement du régime des précipitations qui dépendent du climat de la région, on notera une variation importante des régimes d'écoulement, mensuels, saisonniers, et interannuels.

L'évolution des débits de surface, sur le secteur étudié nous est connue par des stations hydrométriques qui ont été installées et sont surveillées par l'A.N.R.H.

Dans ce travail nous prenons en considération la station de : Sebdou sur Oued Sebdou (1980/1981 – 2011/2012).

La variable étudiée est la lame d'eau écoulée enregistrée au niveau de la station de Sebdou.

III.11.1. Variation interannuelle des lames d'eau

La distribution de lames d'eau écoulées moyennes annuelles à la station de Sebdou sur la période de 1980/1981 à 2011/12, est reportée dans le tableau III.37.

La variation de l'écoulement dans le bassin versant de l'Oued Sebdou pendant la période 1980/1981 – 2011/2012 (fig. III.35), nous a donné une moyenne de lame d'eau écoulée de 20,6 mm pour une aire de 439,3 km². Le module annuel maximal

s'est présenté en 2008-2009 avec 94,6 mm, alors que le module minimal est enregistré en 2010-2011 avec 2,3 mm.

Selon le graphe de la variation des lames d'eau écoulées on peut dire que nous enregistrons quelques pics en 1986/1987, 1990/1991, 1995/1996, 2000/2001 et 2002/2003 respectivement avec 63 mm, 42,8 mm, 86,4 mm, 84,4 mm et 35,1 mm.

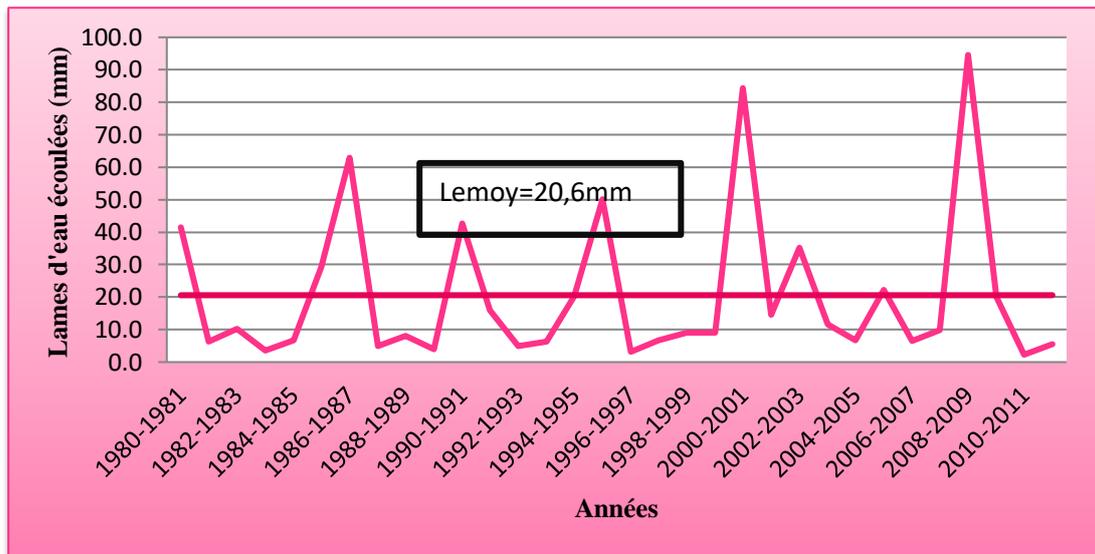


Figure III.35: Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).

III.11.2. Etude statistique des lames d'eau écoulées

La distribution des lames d'eau écoulées à la station de Sebdo sur la période de 1980/1981 à 2011/2012, est donnée dans le tableau suivant :

Tableau III.37: Distribution interannuelle des lames d'eau écoulées de la station de Sebdo.

rang	Fi	Le (mm)	log Le (mm)
1	0,03	2,3	0,8
2	0,06	3,2	1,2
3	0,09	3,6	1,3
4	0,12	3,9	1,4
5	0,15	4,9	1,6
6	0,18	4,9	1,6
7	0,21	5,6	1,7
8	0,24	6,2	1,8
9	0,27	6,3	1,8
10	0,3	6,6	1,9
11	0,33	6,6	1,9
12	0,36	6,7	1,9
13	0,39	6,8	1,9
14	0,42	8,0	2,1
15	0,45	9,0	2,2
16	0,48	9,0	2,2
17	0,52	9,8	2,3
18	0,55	10,3	2,3
19	0,58	11,6	2,5
20	0,61	14,6	2,7
21	0,64	15,9	2,8
22	0,67	20,0	3,0
23	0,7	20,3	3,0
24	0,73	22,3	3,1
25	0,76	29,4	3,4
26	0,79	35,1	3,6
27	0,82	41,5	3,7
28	0,85	42,8	3,8
29	0,88	50,1	3,9
30	0,91	63,0	4,1
31	0,94	84,4	4,4
32	0,97	94,6	4,5

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

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdu (N.W algérien).

Tableau III. 38 : Paramètres de position et de dispersion des lames d'eau écoulées de la station de Sebdu (1980/81-2011/12).

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station de Sebdu	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$Le = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n Le$	20,6	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (Le - \overline{Le})^2$	558,9	-----
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	23,64	-----
Paramètres de dispersion	Coefficient De variation	$Cv = \frac{\sigma}{Ln p}$	1,15	----

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

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

Les résultats de calcul sont présentés dans le tableau III. 39:

Tableau III.39: Paramètres de position et de dispersion pour la loi log normale. (1980/1981-2011/2012).

	Paramètres	Formules	Valeurs à la station de Sebdu	Unité
Paramètres de position	Moyenne	$\overline{Ln le} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n ln le$	2,5	mm
	Variance	$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^n (lnle - \overline{Ln le})^2$	1,0	-----
	Ecart-type	$\sigma = \sqrt{\sigma^2}$	1,00	-----
Paramètres de dispersion	Coefficient de variation	$Cv = \frac{\sigma}{Ln p}$	0,40	----

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

$$\text{Log } Le = \overline{\text{Log } Le} + \sigma U \quad \text{(Eq.III.23)}$$

Avec :

$\overline{\text{Log } Le}$ = moyenne du Log des lames d'eau écoulées = 2,5 mm,

σ = l'écart type = 1,00

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdo (N.W algérien).

U : variable réduite de Gauss.

✓ **Test graphique**

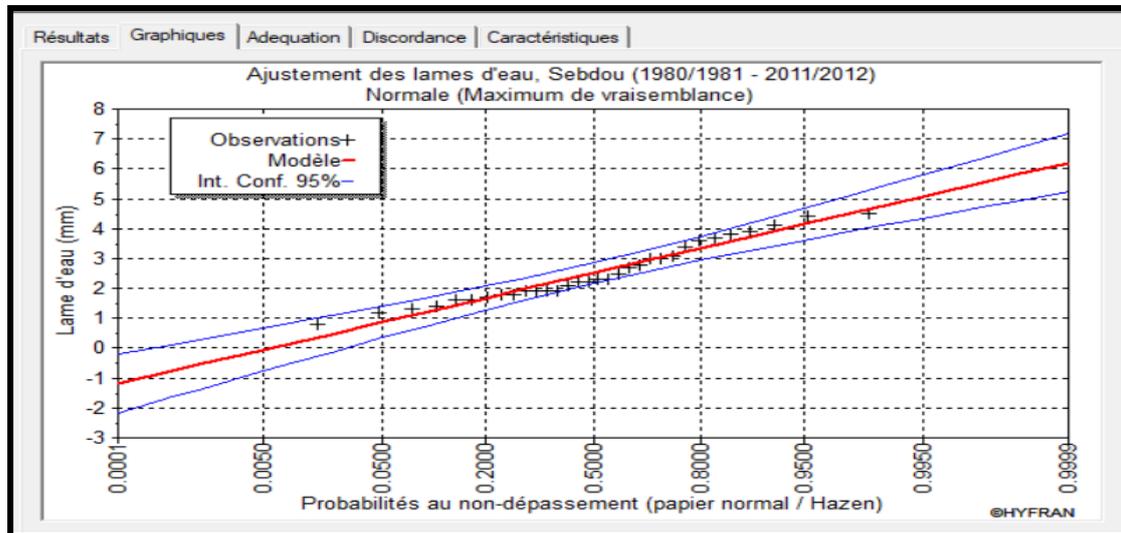


Figure III. 36: Courbe d'ajustement à la loi log normale des lames d'eau écoulées.

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

Avant de déterminer la valeur de $\chi^2_{\text{calculé}}$, on a repris la série de lames d'eau observées et on a réparti cette série en 5 classes, les résultats sont donnés dans le (tableau III.40) :

$$K = N = 32 = 5.65 \approx 5$$

Avec :

K : Nombre de classes.

N : Effectif total.

Tableau III.40: Calcul du χ^2 pour la station de Sebdo pour une loi log normale.

K	Les classes	Effectifs observé (ni)	Fréquence de la classe	Effectifs théorique (npi)	$(ni - npi)^2 / npi$
1] 0,8 - 1,5]	4	0,1587	5,0784	0,229
2	[1,5 - 2,3]	14	0,262	8,384	3,76
3	[2,3 - 3]	5	0,2708	8,6656	1,55
4	[3 - 3,8]	5	0,2117	6,7744	0,467
5	[3,8- 4,5[4	0,074	2,368	1,125
					$\chi^2_{\text{calculé}} = 7,131$

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

$$ddl = K - p - 1 \quad \text{avec } p = 2 \quad ddl = 5 - 2 - 1 = 2$$

Avec un seuil de probabilité de 2,5% (0.025)

Donc : $\chi^2_{\text{tabulé}} = 7,38 > \chi^2_{\text{calculé}} = 7,131$

Le χ^2 tabulé étant supérieur à χ^2 calculé ($\chi^2_{\text{tabulé}} > \chi^2_{\text{calculé}}$) pour un ddl = 2 et un seuil de probabilité 2,5% ($\alpha = 0,025$), l'ajustement permet donc d'admettre une distribution normale des logs des lames d'eau écoulées, par conséquent les lames d'eau écoulées suivent une loi log normale.

d-Calcul des lames d'eau pour une période de récurrence donnée

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

Partant de l'équation de la loi log Normale,

$$\text{Log } L_e = \overline{\text{Log } L_e} + \sigma U \quad (\text{Eq.III.24})$$

Tableau III. 41: Calcul des précipitations pour une période de récurrence donnée.

	Type de lame d'eau	Le (mm)
Période de retour humide	Lame d'eau décennales (u=1.28)	43,82
	Lame d'eau de 50 ans (u=2,06)	95,58
	Lame d'eau centenaires (u=2.32)	123,97
	Lame d'eau millénaires (u=3.08)	265,07
Période retour sèche	Lame d'eau décennales (u= -1.28)	3,39
	Lame d'eau de 50 ans (u= -2,06)	1,55
	Lame d'eau centenaires (u= -2,32)	1,19

III.11.3. Variation mensuelles des lames d'eau écoulées

Tableau III.42: Valeurs moyennes mensuelles des lames d'eau écoulées.

Mois	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
Le (mm)	0,8	2,0	0,6	1,2	3,0	3,7	5,9	1,4	1,2	0,3	0,2	0,3

L'histogramme des lames d'eau écoulées mensuelles à la station de Sebdo (Fig.III. 37) montre que le mois à lame d'eau maximale est Mars avec 5,9 mm, contre la minimale est accusée par le mois de Juillet avec 0,2 mm.

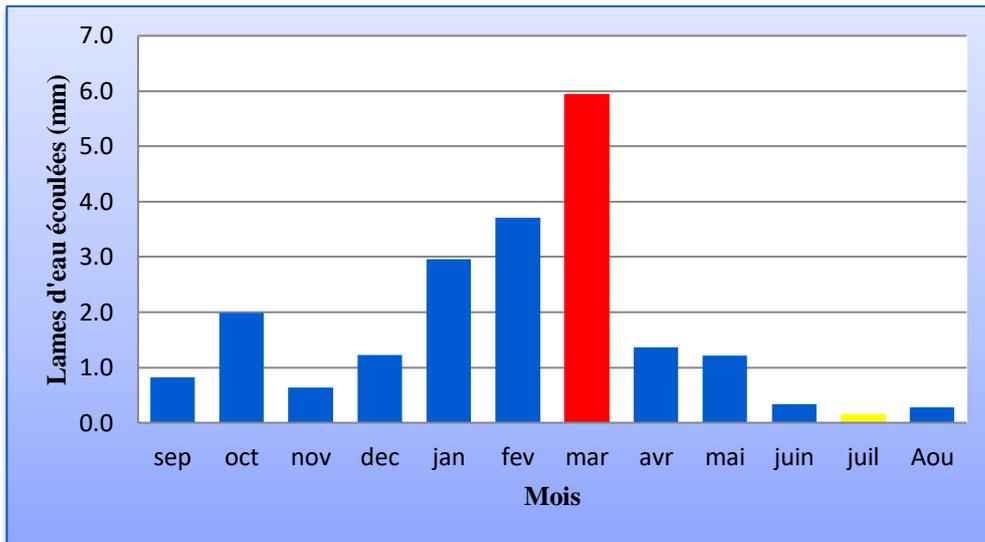


Figure III.37: Variation mensuelles des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).

Nous remarquons que le maximum de lame d'eau écoulée ne correspond pas forcément au maximum de précipitations, ceci confirme le soutien des oueds par les eaux souterraines à partir des sources (Fig.III.38).

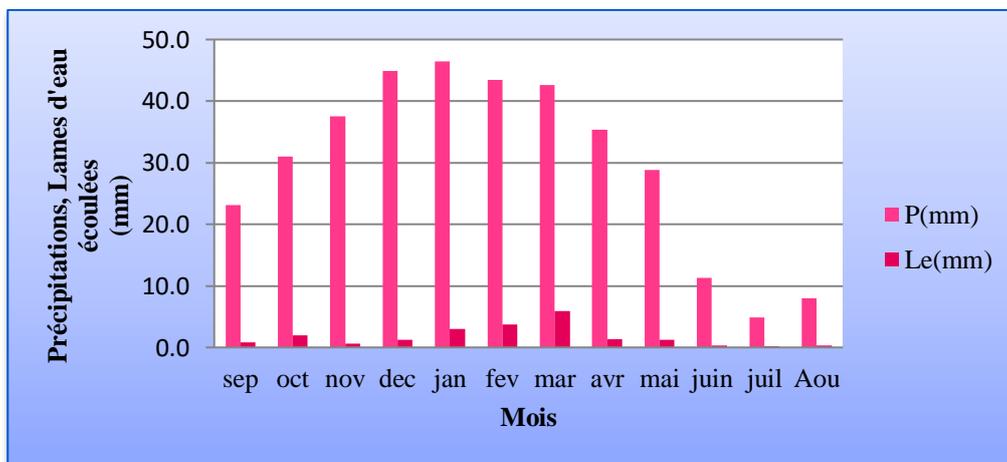


Figure III.38: Variation mensuelle des précipitations et des lames d'eau écoulées.

III.11.4. Variation saisonnière des lames d'eau écoulées

La distribution saisonnière des lames d'eau écoulées (Fig.III.39) montre, que c'est au Printemps et en Hiver que s'effectuent l'essentiel des écoulements. Le maximum est enregistré au Printemps avec 8,5 mm, coïncidant avec de fortes pluies durant cette saison, et le minimum est enregistré en Été.

Tableau III.43: Répartition des lames d'eau écoulées saisonnières.

Saisons	Automne	Hiver	Printemps	Eté	Année
Le (mm)	3,4	7,9	8,5	0,8	20,6

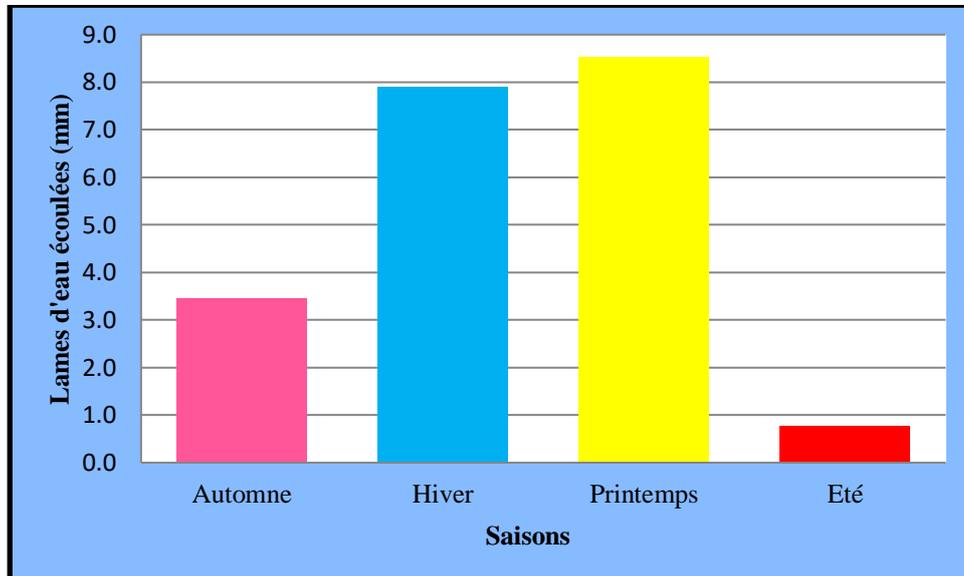


Figure III.39: Variation saisonnière des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).

III.11.5. Variations journalières des lames d'eau écoulées

La figure III.40 montre que la variation journalière des lames d'eau écoulées d'une année moyenne sur la période est importante pendant la période étudiée. En effet, on peut avoir une faible valeur un jour qui peut augmenter le lendemain. On distingue aussi la saison humide (Hiver et Printemps) avec la plupart des grandes valeurs et la saison sèche (Automne et Eté) témoignant des plus faibles valeurs. Toutefois les deux plus grandes valeurs apparaissent en automne et au printemps.

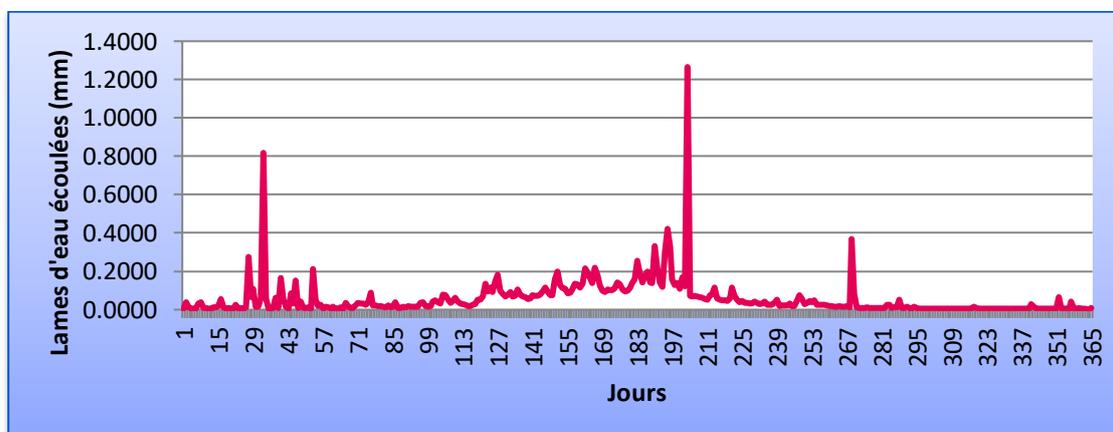


Figure III.40: Variations journalières moyennes des lames d'eau écoulées (1980/1981-2011/2012).

III.12.Conclusion

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

La moyenne pluviométrique enregistrée sur une période de 42 ans (1979-1980 / 2019-2020) est de 354.4 mm/an.

Sur le plan mensuel, les mois Décembre et janvier sont généralement les plus humides, Juillet et Août étant les plus secs.

La température moyenne annuelle enregistrée au niveau de la station Maghnia (1979-1980/2019-2020) est de 17,9°C.

Le mois de Janvier est le plus froid avec 9.7°C ; et Juillet-Août sont les plus chauds avec 28.3°C.

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

Des situations de sécheresse climatique sur le bassin versant d'oued Sebdou ont été détectées durant la période de 42 ans à travers le calcul de l'indice de précipitation normalisé (SPI), l'indice de débit normalisé (SSFI), l'indice de température normalisé (STI)... . Les calculs ont permis de localiser plus précisément les périodes de sécheresse par leur intensité, leur durée et leur fréquence

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

D'une moyenne égale à 20,6 mm, le module annuel de la série de l'Oued Sebdou (1980-1981/2011-2012) suit une loi log-normale.

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

À la station de Sebdou, parmi les trois lois d'ajustement, celle de Gumbel donne, dans notre cas, la meilleure loi d'ajustement des précipitations maximales journalières..

Chapitre 4 :
Estimation des
débits par les
formules empiriques

IV.1.Introduction

L'estimation des débits maximums dans un bassin versant nécessite des modèles ainsi que des formules empiriques spécifiques de la région d'étude pour maîtriser l'aménagement hydraulique qui engendre moins de dégâts lors des phénomènes comme l'inondation.

Dans ce chapitre nous présentons l'estimation des débits maxde l'oued Sebdouà l'aide de formules empiriques trouvées dans la littérature ainsi que la méthode du Gradex très utilisée dans les études de projets en hydraulique.

IV.2.Application dela Méthode du Gradex

1-l'ajustement de la série pluviométrique (P_{jmax}) de la station de Sebdou à la loi de Gumbel en utilisant le logiciel HYFRAN donne les valeurs des pluies max journalières relatives à des temps de retours donnés (tableau IV.1):

Tableau IV.1 : Résultats d'ajustement de la série pluviométrique de station de Sebdou.

T	q	XT	Ecart-type	Intervalle de confiance
10000.0	0.9999	174.8	24.19	127.4 - 222.2
2000.0	0.9995	149.4	20.06	110.1 - 188.7
1000.0	0.9990	138.4	18.28	102.6 - 174.3
200.0	0.9950	113.0	14.17	85.22 - 140.8
100.0	0.9900	102.0	12.41	77.69 - 126.3
50.0	0.9800	90.99	10.65	70.11 - 111.9
20.0	0.9500	76.28	8.342	59.93 - 92.63
10.0	0.9000	64.91	6.603	51.97 - 77.86
5.0	0.8000	53.07	4.889	43.48 - 62.65
3.0	0.6667	43.63	3.689	36.40 - 50.87
2.0	0.5000	35.17	2.903	29.48 - 40.86
1.4286	0.3000	26.45	2.668	21.22 - 31.68

Paramètres estimés
 μ : 29.3807
 α : 15.7903
 Niveau de confiance : 95 %

q = Probabilité au non-dépassement Autre période de retour f.d.p.

2- la détermination du Gradex : d'après l'HYFRAN, l'équation de la droite de Gumbel est : $P = 15,7903 * \mu + 29,3807$

Le Gradex est donc : $a = 15,7903$

3-le Choix du pas de temps : on a estimé le temps de base par : $n = 24$ heures.

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdou (N.W algérien).

4- L'ajustement de la série des débits maximums de la station de Sebdou à la loi de Gumbel nous donne un :

$$Q_{10 \text{ ans (sebdou)}} = 66,93 \text{ m}^3/\text{s}$$

-on exprime le débit décennal en lame d'eau équivalente par la formule suivante :

$$R = \frac{Q_{10 \text{ ans}} \cdot 3.6 \cdot n}{S} \quad (\text{mm})$$

Où:

S : surface du bassin en km².

N:nombre d'heure n=24 heure

$$R_{10 \text{ an}} (\text{mm}) = \frac{66,93 \cdot 3.6 \cdot 24}{439,3}$$

$$R_{10 \text{ an}} (\text{mm}) = 13,163 \text{ mm.}$$

5-Extrapoler la distribution des débits au-delà de 0.9 (T=10 ans) par une droite de pente égale au gradex de la pluie.

$$Q_{\mu\%} = a \cdot \mu + b'$$

a : le gradex a=15,79mm.

μ : variable réduite de Gumbel ($\mu = -\ln(-\ln(F))$).

$$b' = Q_{10 \text{ ans}} - a \cdot \mu (T=10 \text{ ans}) \text{ avec } F=1-1/10=0,9 \quad \text{et} \quad \mu = 2,25$$

$$b' = -22,365$$

$$Q_{\mu\%} = 15,7903\mu - 22,365$$

6-On trace cette équation sur un même graphe que celui de l'ajustement des Pjmax, pour chaque période de retour, on tire le débit (lame d'eau écoulée) en (mm).

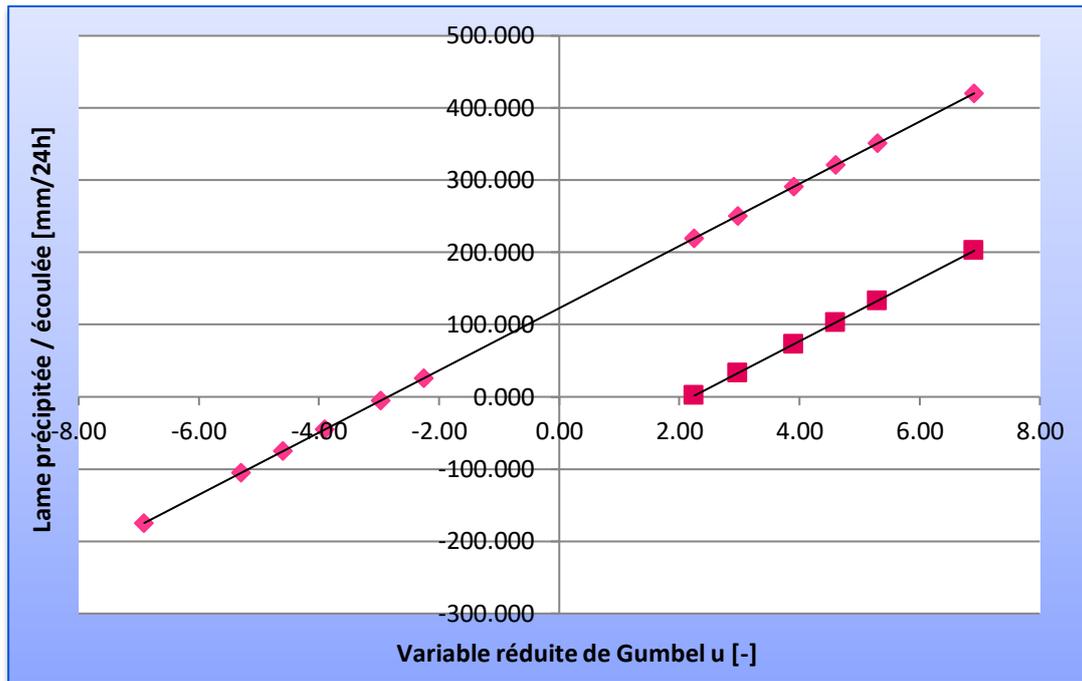


Figure IV.2 : Graphe de l'ajustement des pluies et la droite d'extrapolation des débits.

7-Calcul des débits de pointe :

Donc on multiplie tous les débits extrapolés par le coefficient P (P=1) pour obtenir les débits maximums pour chaque période de retour.

Tableau IV.1 : Débits de pointe par la méthode du Gradex.

Période de retour (ans)	F(x)	q	Qr (mm/24)	Qr (m3/s)	Qp (m3/s)
10,0	0,9	2,25	13,17	66,96	67,0
20,0	0,95	2,97	24,54	124,75	124,7
50,0	0,98	3,90	39,25	199,55	199,6
100,0	0,99	4,60	50,27	255,61	255,6
200,0	0,995	5,30	61,26	311,46	311,5
1000,0	0,999	6,91	86,70	440,84	440,8

IV.3. Résultats De Calcul Des Débits Pour Chaque Bassin Par Les Différentes Formules Empiriques

On estime les débits maximums de l'oued Sebdou par les formules empiriques suivantes :

IV.3.1. Formule de MALLET-GAUTHIER :

$$Q_{\max T\%} = 2K \log(1 + A \cdot P_{\text{moy}}) \cdot \frac{S}{\sqrt{L}} \cdot \sqrt{1 + 4 \cdot \text{Log}T - \text{Log}S}$$

Tableau (IV.2): Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de MALLET-GAUTHIER) à la station Sebdou.

F%	99.9	99.5	99	98	95	90	80
T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
Qmax (m ³ /s)	772,4	660,0	605,2	544,8	452,9	368,5	257,7

IV.3.2. Formule de Turraza

$$Q_{\max T\%} = \frac{C \cdot I \cdot S}{3.6}$$

Tableau (IV.3): Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Turraza) à Sebdou.

T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
C	0,28	0,26	0,25	0,24	0,22	0,20	0,17
I (mm/h)	10,2	8,3	7,5	6,7	5,6	4,8	3,9
Qmax(m ³ /s)	344,3	266,0	232,3	198,4	153,1	118,1	81,7

IV.3.3. Formule de SOKOLOVSKY :

$$Q_{\max \%} = \frac{0,28(P_{ct\%} - H_0) \cdot \alpha_{p\%} \cdot F \cdot s}{T_m}$$

Tableau (IV.4): Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de Sokolovsky) station Sebdou.

T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
Pct(mm)	61,1	49,9	45,0	40,2	33,7	28,6	23,4
$\alpha_p\%$	0,47	0,43	0,41	0,38	0,34	0,31	0,26
Qp(m ³ /s)	322,0	232,1	195,0	159,4	114,5	82,5	52,4

IV.3. 4. Formule de GIANDOTTI :

$$Q_{max\%} = \frac{C.S.(H_{moy} - H_{min})^{\frac{1}{2}}}{4.(S)^{\frac{1}{2}} + 1.5.L} . Ptc\%$$

Tableau (IV.5): Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de GIANDOTTI) station Sebdu.

T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
Pct(mm)	61,1	49,9	45,0	40,2	33,7	28,6	23,4
Qmax (m ³ /s)	242,9	198,3	179,0	159,7	133,9	113,9	93,2

IV.3. 5. Formule de TAIBI-ANRH :

$$Q_{pt} = e^{0.95u} . Q_p$$

Tableau (IV.6): Débit maximum de crue pour différentes périodes de retour (Formule de TAIBI-ANRH) station Sebdu.

F%	99,9	99,5	99	98	95	90	80
T (an)	1000	200	100	50	20	10	5
U	6,91	5,30	4,60	3,90	2,97	2,25	1,50
Qpt (m ³ /s)	66567,4	14309,1	7368,7	3785,4	1556,2	783,1	382,8

-Les résultats de calcul de toutes les formules pour le bassin versant de l'oued Sebdu sont représentés dans le Tableau (IV-7).

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Seb dou (N.W algérien).

Tableau (IV.7): Récapitulatif des résultats des débits de crue d'oued seb dou.

T (an)	MALLET-GAUTHIER	GIANDOTTI	TAIBI-ANRH	SOKOLOVSKI	TURRAZ	GRADEX	Valeurs calculées à partir des valeurs max observées au niveau de la station hydrométriques de Seb dou
1000	772,4	242,9	66567,4	322,0	344,3	440,8	195
200	660,0	198,3	14309,1	232,1	266,0	311,5	150,7
100	605,2	179,0	7368,7	195,0	232,3	255,6	131,6
50	544,8	159,7	3785,4	159,4	198,4	199,6	112,4
20	452,9	133,9	1556,2	114,5	153,1	124,7	86,74
10	368,5	113,9	783,1	82,5	118,1	67	66,93
5	257,7	93,2	382,8	52,4	81,7	—	46,29

IV.4.Calcul D'erreur Relative Pour Chaque Bassin

Les résultats du calcul d'erreur résultant de l'application de ces formules empiriques par rapport aux valeurs mesurées au niveau de la station de Seb dou, sont rassemblés dans le tableau(IV.8).

Tableau IV.8 : Erreur relative en % d'estimation du débit maximum du bassin de Seb dou.

T (an)	MALLET-GAUTHIER	GIANDOTTI	TAIBI-ANRH	SOKOLOVSKY	TURRAZA	GRADEX
1000	74,8	19,7	99,7	39,4	43,4	55,77
200	77,2	24,0	98,9	35,1	43,4	51,62
100	78,3	26,5	98,2	32,5	43,4	48,52
50	79,4	29,6	97,0	29,5	43,4	43,67
20	80,8	35,2	94,4	24,3	43,3	30,47
10	81,8	41,3	91,5	18,9	43,3	0,04
5	82,0	50,3	87,9	11,6	43,4	

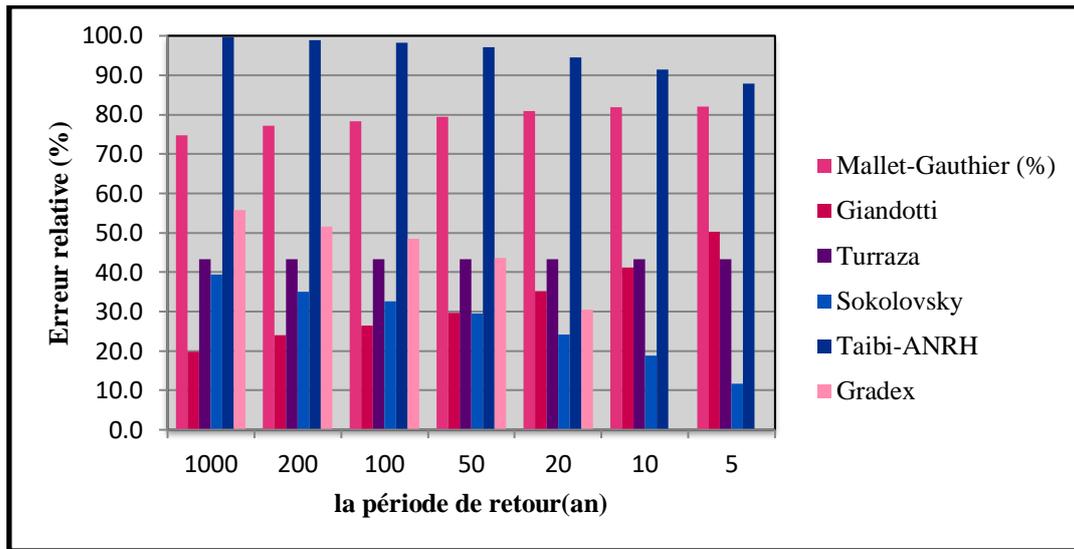


Figure IV.3: Représentation graphique de l'erreur relative de l'estimation de débit de l'oued Sebdou(1980/1981-2011/2012).

IV.5. Discussions

A partir des résultats de calcul (Tableau IV.10); pour le bassin versant d'oued Sebdou de superficie de 439,3 km², on constate que les formules qui donnent les plus petites les erreurs sont, la méthode du Gradex et les formules empiriques tels que, Giandotti, Sokolovsky, Turraza pour les cinq périodes de retour étudiées.

L'erreur est trop importante en utilisant les formules de Taibi ANRH, Mallet-Gauthier (variant entre 70% et 98%) malgré qu'elles utilisent la fréquence de la pluie maximale journalière. L'erreur de la formule de Taibi ANRH et en relation avec l'estimation des débits de pointes et qu'elle est utilisable dans les grands cours d'eau en Algérie et spécifique dans les zone très humide. L'erreur dans la formule de Turazza peut être justifiée du fait que cette formule nécessite la bonne évaluation du coefficient de ruissèlement ; chose très difficile et délicate pour les bassins versants de grandes superficies.

La formule de Sokolovsky présente un avantage par rapport aux autres formules, en effet, elle prenden considération tous les paramètres morphologiques du bassin ainsi que le temps de concentration donc elle peut être considérée comme la formule la plus optimale. Pour une période de retour 20 ans la méthode la plus précise est la méthode du Sokolovsky dans le bassin étudié.

En ce qui concerne les débits centennaux, les résultats des différentes formules sont moins dispersés. La plus faible erreurest observée pour la formule Giandotti.

Pour la fréquence milléniale, les résultats sont très dispersés les erreurs relatives varient entre 19,7 % obtenue par la formule GIANDOTTI et 39,4% par la formule de Sokolovsky. Ces erreurs sont logiques par rapport à la taille de la série des débits observés qui est très loin de représenter la fréquence milléniale.

IV.6. Construction Des Hydrogrammes de Crues

Pour la construction de l'hydrogramme de crue pour le bassin versant d'oued Sebdo nous avons utilisé le programme Créé par Jean-Pierre LABORDE (Professeur émérite à Polytech'Nice Sophia) au profit de l'ANRH dans le cadre du projet « **Les crues du Nord de l'Algérie, Application** des résultats de l'étude des crues du Nord de l'Algérie »(Crue de projet GIRE 2013).

Le programme de LABORDE sous Excel est conçu pour l'estimation des quantiles de crues pour les bassins versant non jaugeés du Nord de l'Algérie et la génération de l'hydrogramme de crue pour le quantile demandé. Les formules utilisées ont été modélisées à partir d'un échantillon formé des débits décennaux de 120 stations hydrométriques du Nord de l'Algérie contrôlant des bassins versants de surface variant de 10 à 5000 km². Le modèle demande des paramètres d'entrée qui sont : la surface du bassin versant, la pente de l'oued, la pluie journalière décennale et le gradex des pluies. Pour L'extrapolation aux fréquences rares il utilise un modèle de ruissellement de type SCS et s'appuie sur l'hypothèse que les pluies journalières extrêmes suivent une loi de Gumbel. Les quantiles de crue estimés peuvent être corrigés par un coefficient.

L'hydrogramme de crue généré repose sur un modèle à trois paramètres (temps de montée, débit de pointe et paramètre de forme).L'attention de l'utilisateur est attirée sur le fait que cet outil fournit une première approche des débits de crue sur un bassin versant non jaugeé que l'hydrologue doit conforter par un complément d'analyse(Crue de projet GIRE 2013).

1-la pluie journalière décennale : Les précipitations journalières maximales annuelles sont sensiblement gumbeliennes et se résument en deux cartes des Pj10, la figure IV.4 représente les stations pluviométriques avec leur pluie journalière décennale.

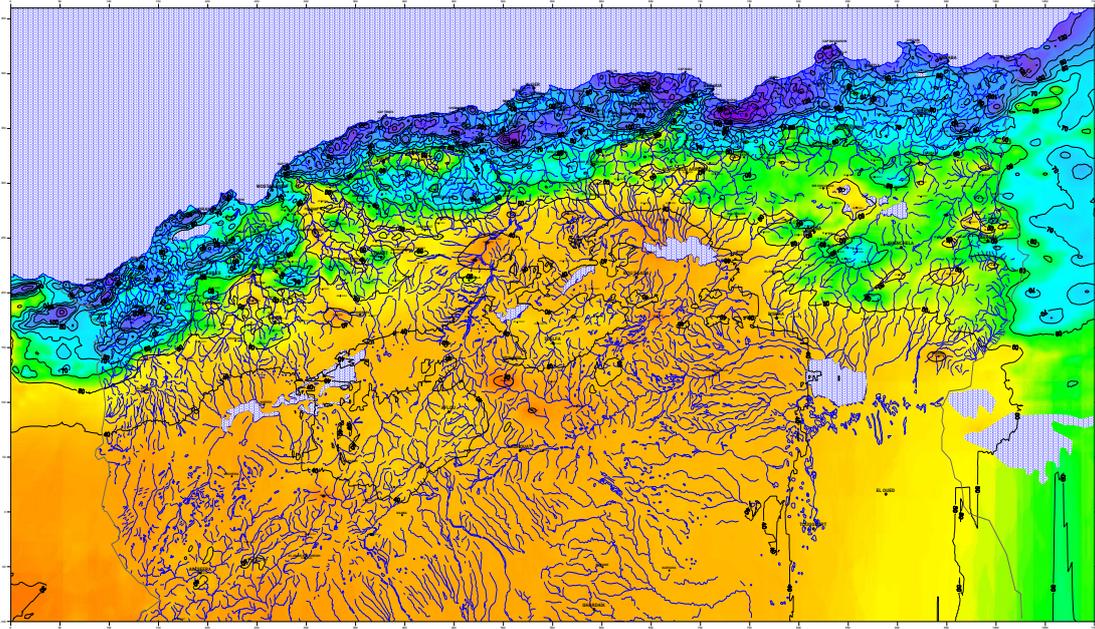


Figure IV.4: la carte de la pluie journalière décennale dans l'Algérie (Laborde, 2013).

2-la détermination de gradex des pluies journalières :

La figure IV.5 représente les stations pluviométriques avec leurs gradex des pluies journalières.

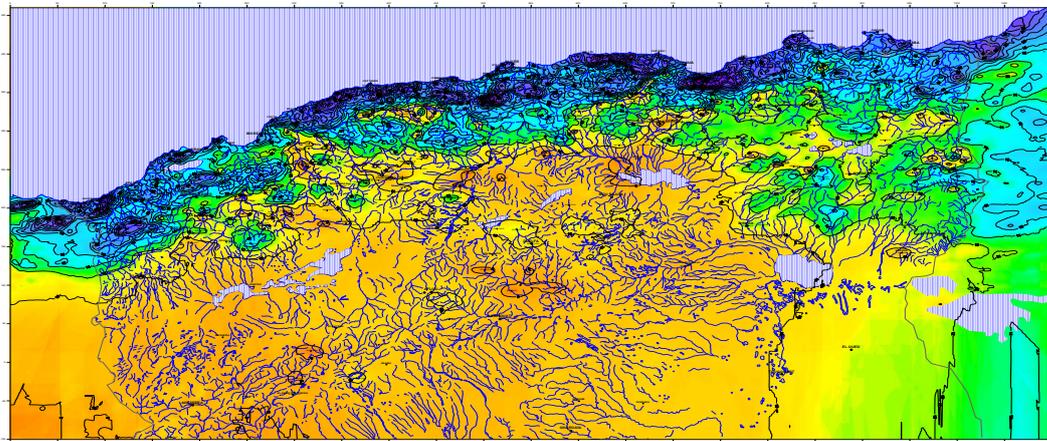


Figure IV.5: la carte de gradex des pluies journalières dans l'Algérie (Laborde, 2013).

3-le coefficient de correction des quantiles de crue estimé :

Pour la performance d'élaboration d'une méthode d'estimation des quantiles caractéristiques de crue sur des sites non jaugeés on prend en considération ce coefficient correctif régional, la figure IV.6 représente La carte de coefficient de correction des quantiles de crue.

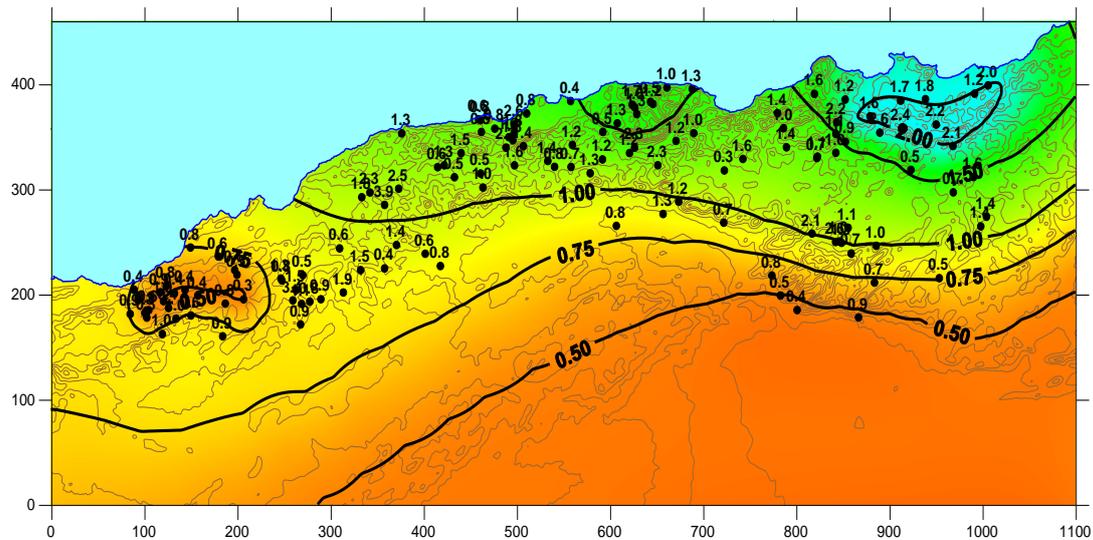


Figure IV.6: la carte de coefficient de correction des quantiles de crue dans l'Algérie (Laborde, 2013).

Les résultats obtenus à l'aide des cartes précédentes :

-le code de la station de Sebdou : 160401

Tableau IV.9 : les caractéristiques pluviométriques moyennes sur le bassin versant d'oued Sebdou.

Code de la station	Les Paramètres à estimés.	Indices des paramètres	Les valeurs
	la pluie journalière décennale	Pj10	76 mm/j
	Le gradex des pluies journalières	g	16,8 mm/j
	Le coefficient de correction des quantiles de crue	$r_{Qi}=r_{Qj}$	0,9

4-Rappel des paramètres du bassin versant et des paramètres de crue :

5-Paramètres pluviométriques dérivés :

Kab : c'est un coefficient représentatif de l'abattement des pluies, il s'exprime par la formule suivante

$$Kab=1-0,007(S)^{0,5}(\text{sans unité})$$

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdoou (N.W algérien).

Pj() BV : représente la pluie journalière pour différentes temps de retour choisi par l'utilisateur sur le bassin versant(mm/j).

gbv : représente le gradex de la pluie journalière sur le bassin versant (mm/j).

Tableau IV.10 : les Paramètres pluviométriques dérivés du bassin versant de l'oued Sebdoou.

Les paramètres	La valeur	L'unité
Kab.	0,85	(sans unité)
Pj(10)BV	65	(mm/j)
gBV	14	(mm/j)
Surface	439,3	(km ²)
Pente	0,02	(sans unité)
Pj(10)	76	(mm/j)
g	16,8	(mm/j)
rQj=rQi	0,9	(sans unité)
α	2,73	(sans unité)

6-Les Caractéristiques de la crue de période de retour T (ans):

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

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

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

Tm : c'est le temps de monté de l'hydrogramme de crue.

V₂₄ : c'est le volume maximal de la crue au pas de temps 24 heures (m³).

V_{totale} : c'est le volume total de la crue (m³).

α : c'est le paramètre de la forme de l'hydrogramme de crue (sans unité).

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Seb dou (N.W algérien).

Tableau IV.11 : Les Caractéristiques de la crue pour chaque période de retour T de bassin versant de l'oued Seb dou.

les paramètres estimés	unité	5	10	20	50	100	200	1000
PjBV	(mm/j)	54	65	75	89	99	109	132
Qj	(mm/j)	10	13	19	26	32	39	55
Qi	(mm/j)	27	34	48	67	83	100	142
Qj	(m ³ /s)	51	68	94	133	164	197	279
Qi	(m ³ /s)	139	175	244	343	424	509	721
D	(heures)	8,8	9,4	9,4	9,4	9,4	9,4	9,4
tm	(heures)	8,7	9,4	9,4	9,4	9,4	9,4	9,4
V24	(m ³)	5 222 811	6 955 093	9 689 764	13 641 072	16 857 804	20 247 179	28 678 196
Vtotal	(m ³)	5 997 993	8 119 463	11 311 952	15 924 759	19 680 012	23 636 811	33 479 285
Débit de pointe	(m ³ /s)	138,99	174,80	243,52	342,83	423,67	508,85	720,74
Débit sur 24h	(m ³ /s)	60,45	80,50	112,15	157,88	195,11	234,34	331,92
Volume total	(m ³)	5 997 993	8 119 463	11 311 952	15 924 759	19 680 012	23 636 811	33 479 285

L'hydrogramme de crue est Caractérisé par un débit de crue en fonction du temps choisi, le tableau IV.12 récapitule les résultats des débits calculés en utilisant par le programme de « Laborde ».

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Seb dou (N.W algérien).

Tableau IV.12 : les Débits de crues pour différentes périodes de retour de l'oued Seb dou.

T (an)	5	10	20	50	100	200	1000
Temps(h)/débit (m³/s)	Q (m³/s)						
0	0	0	0	0	0	0	0
0,5	0	0	0	0	0	0	0
1	1	1	1	2	2	2	3
1,5	2	2	3	5	6	7	10
2	5	5	7	10	12	15	21
2,5	9	9	13	18	23	27	39
3	15	15	21	30	37	45	64
3,5	23	23	33	46	57	68	97
4	32	34	47	66	81	98	138
4,5	44	46	64	90	111	134	189
5	58	60	84	118	146	176	249
5,5	73	77	107	150	186	223	316
6	88	94	131	185	229	275	389
6,5	103	112	157	221	273	327	464
7	117	130	181	255	315	379	536
7,5	128	146	203	286	354	425	602
8	135	159	221	312	385	463	656
8,5	139	168	234	330	408	490	694
9	139	174	242	340	421	505	716
9,5	135	175	243	343	424	509	720
10	130	172	240	338	418	502	711
10,5	123	167	233	328	405	487	689
11	115	160	223	314	388	466	660
11,5	107	151	211	297	367	441	624
12	99	142	198	279	345	414	586
12,5	92	133	185	260	322	387	547
13	84	123	172	242	299	359	509
13,5	78	114	159	225	277	333	472
14	71	106	148	208	257	309	437
14,5	66	98	137	192	238	285	404
15	60	91	126	178	220	264	374
15,5	56	84	117	165	203	244	346
16	51	78	108	152	188	226	321
16,5	48	72	100	141	175	210	297
17	44	67	93	131	162	195	276
17,5	41	62	87	122	151	181	256
18	38	58	81	113	140	168	238
18,5	35	54	75	106	130	157	222
19	33	50	70	98	122	146	207
19,5	31	47	65	92	114	137	193
20	29	44	61	86	106	128	181
20,5	27	41	57	81	100	120	169
21	25	39	54	76	93	112	159
21,5	24	36	50	71	88	105	149
22	22	34	47	67	83	99	140
22,5	21	32	45	63	78	93	132
23	20	30	42	59	73	88	125
23,5	19	29	40	56	69	83	118
24	18	27	38	53	65	78	111

L'hydrogramme de crue est représenté dans la figure IV.7:

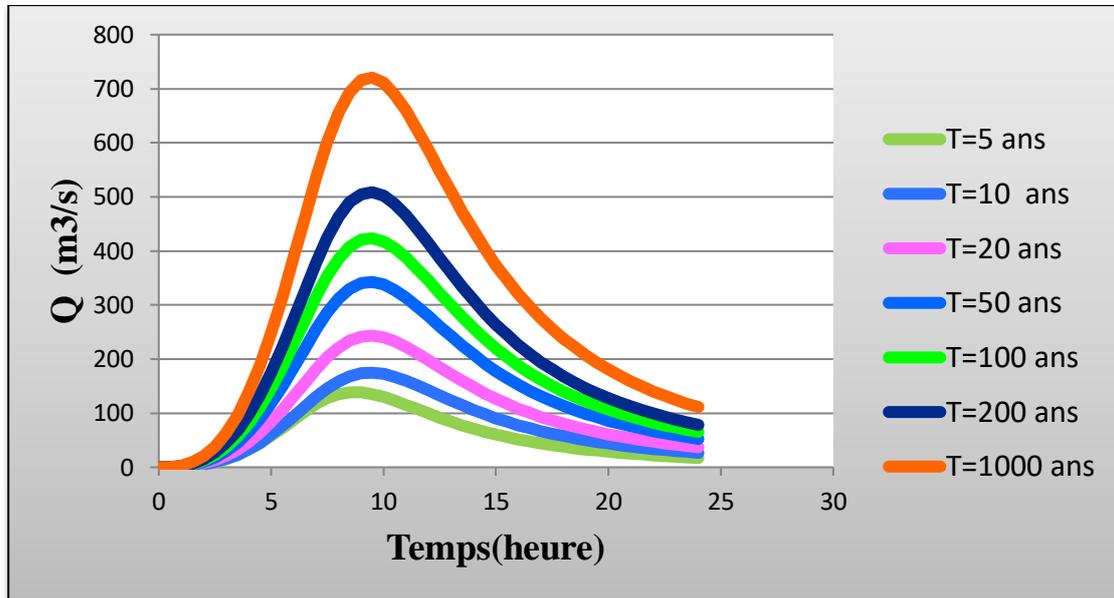


Figure IV.7:Hydrogramme fréquentiels des différentes périodes de retour de l'oued Sebdo.

IV.7.Conclusion

Dans ce chapitre nous avons estimé le débit maximum en appliquant différentes formules empiriques et la méthode du Gradex pour différentes périodes de retour. D'après les résultats obtenus nous pouvons conclure que les méthodes de Sokolovsky et de Giandotti sont les plus optimales pour la détermination des débits maximum pour le bassin versant de l'oued Sebdo.

L'estimation des crues révèle une grande importance pour la sécurité de l'ouvrage à implanter.

Aussi, parmi les principales méthodes utilisées pour l'estimation des crues, la méthode adéquate pour tracer les hydrogrammes des crues qui nous permet de voir leur évolution dans le temps et d'avoir le débit optimal pour l'utiliser dans le dimensionnement, nous avons opté pour le programme de « Laborde-ANRH », au temps de concentration du bassin versant de l'oued Sebdo qui est de 6 heures. Cette méthode nous donne un débit millénial de $389 (m^3/s)$.

Conclusion générale

Conclusion Générale

L'estimation exacte des événements hydrologiques extrêmes est fondamentale en raison des risques importants associés à une mauvaise connaissance de ces variables d'où l'évaluation des événements exceptionnels est une tâche indispensable pour le dimensionnement, la sécurité et la bonne production des ouvrages hydraulique ainsi que l'élaboration des plans de prévention du risque d'inondation (PPRI). En effet, la gestion de ce risque devient de plus en plus une nécessité qui doit rassembler tous les acteurs et tous les moyens disponibles possibles pour faire face aux risques.

L'objectif de notre mémoire est l'estimation des débits maximum dans le bassin de Sebdou situé au Nord-ouest algérien qui s'étend sur une superficie de 439,3km². Avant de calculer le débit maximum nous avons donné un aperçu théorique sur les différentes formules empiriques et avons présenté la méthode du Gradex et leurs domaines et limites d'application.

Dans la deuxième partie nous avons présenté l'ensemble des caractéristiques principales de la zone d'étude géographiques et morphométrique qui nous ont permis de caractériser la forme, les altitudes moyennes et les altitudes les plus fréquentes de notre bassin ainsi que la superficie et le périmètre. Nous avons en outre calculé des paramètres tels que : le coefficient de compacité, la densité de drainage....etc, Le bassin de l'Oued Sebdou a une forme moyennement allongée qui est en faveur d'un temps de concentration des eaux de 6 heures.

L'étude géologique et structurale a été inspirée des travaux de Thomas (1985), Benest (1982), Baba-Hamed & Kerzabi, 1991 et Bouanani (2004). La description montre que la région de Sebdou est formée essentiellement par des terrains karstiques affleurant dans le bassin étudié (calcaire, marne et dolomie).

De l'étude hydro-climatique dans la troisième partie, il ressort que le bassin est caractérisé par une saison pluvieuse en Hiver, et sèche en Été avec une moyenne de 354.4 mm/an (1979/1980-2019/2020). L'étude statistique met en évidence l'ajustement de la série des précipitations annuelles à une loi Normale.

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdoou (N.W algérien).

Deux saisons sont à classer :

- Saison humide, qui va s'étendre d'Octobre à Avril, avec des pluies irrégulières,
- Saison sèche, de Mai à Septembre, où la pluviométrie est faible.

La moyenne des températures est de 17.9 °C, L'évapotranspiration réelle est de 351.35 mm/an.

L'étude hydrologique, reflète un régime d'écoulement irrégulier d'une moyenne de 20.6 mm lié à l'irrégularité du régime pluvial.

L'étude statistique des lames d'eau écoulées met en évidence l'ajustement de la série à une loi Log-Normale.

Dans la quatrième partie de notre mémoire nous avons abordé le calcul des débits max en appliquant les formules empiriques ainsi que la méthode du Gradex. L'analyse des résultats obtenus sur les erreurs de ces formules sont relativement variable.

Dans le bassin Sebdooula méthode de Sokolovsky donne des résultats acceptables d'une erreur relative de l'ordre de 27%. Elle convient particulièrement très bien lorsqu'il s'agit d'évaluer les crues extrêmes pendant des périodes de retour (100 à 1000 ans) produites sur un bassin versant de bonne qualité des données de pluie maximale journalière.

Enfin, nous prévoyons que cette étude fera l'objet d'autres travaux où ces formules seront testées sur tout l'ouest et le nord de l'Algérie pour qu'on puisse ressortir la formule adéquate dans le contexte Algérien pour mieux aménager nos cours d'eau contre les phénomènes exceptionnels.

**Références
bibliographiques**

Références Bibliographiques

- **BABA-HAMED K. & KERZABI R.** (1991) - Contribution à l'Etude hydrogéologique de la haute tafna en amont du barrage BENI – BAHDEL (MONTES DE TLEMCEEN) - Mém. Ing. Etat, univ. Oran, Tome 1et 2, 424 p., 154 Fig., 61 Tab., 5 pl., 15 ph.h.t.
- **BENINA,T.** (2005) -Manuel Pratique d'hydraulique- ENSH Blida.
- **BENNIS, S.** (2007) -Hydraulique et hydrologie- PUQ.
- **BOUANANI A.** (2004) - Hydrologie, Transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérien) - Thèse de Doctorat d'état, Univ. Tlemcen, 250 p., 81 Fig.
- **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), R-84 : p. 687-711.
- **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.
- **FAYE C.** (2018) - Caractérisation d'un bassin versant par l'analyse statistique des paramètres morphométriques : cas du bassin versant de la Gambie -(bassin continental Guineo-Sénégalais). Revue Marocaine de géomorphologie. N°. 2. p. 110-127. ISSN: 2508-9382.
- **Fuller, W. E.**(1914) - Flood flows -. Trans. Am. Soc. Civ. Eng., Vol LXXVII, 1293: p. 564-617.
- **Guillot P. Et D. Duband.** (1967)-La méthode du Gradex pour le calcul de la probabilité des crues à partir des pluies - IAHS publ. 84: 560-569.
- **LABORDE J. P.** (2000) - Eléments d'hydrologie de surface - Université de Nice-Sophia Antipolis. France (204p).
- **LABORDE JP.** (2009)- éléments d'hydrologie de surface- Univ Nice Sofia antipolis, 188p.

Méthodes de prédétermination des débits maximums, application au bassin versant de l'oued Sebdoou (N.W algérien).

- **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).
- **Musy, A.** (1998) - hydrologie appliquée - .
- **OUARDA, Taha BMJ, GINGRAS, Hugo & BOBÉE, Bernard.** (2001)
-Synthèse des méthodes simples de régionalisation- INRS, Eau.
- **ROCHE M.** (1963) - Hydrologie de surface. Office de la recherche scientifique et technique - Outre-mer Gauthier-Villars éditeur - Paris. N°. 1097. 431 p.
- **SOUKATCHOFF Merrien.** (2009) -Eléments d'hydrologie et hydrogéologie - Ecole des mines de NANCY.
- **SVOBODA M.** (2012) HAYES M., WOOD D, - Guide d'utilisation de l'indice de précipitations normalisé - Organisation météorologique mondiale. Temps Climat-Eau. Geneva-Suisse. OMM-N°. 1090. 16 p. ISBN 978-92-63-21090-6.
- **THOMAS, G.** (1985) - Géodynamique d'un bassin intra-montagneux, le bassin du bas Cheliff occidental (Algérie) durant le Mio-Plio-Quaternaire », Thèse d'Etat, Univ. Pau, 594 pp.
- **ZAVOIANU I.** (1985) - Morphometry of drainage basin-Developments in water science. Elsevier Science. Vol. 20. 238 p. ISBN-10: 0444995870.