

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Mémoire de Master

Présenté à l'Université 08 Mai 1945 de Guelma

Faculté des Sciences et de la Technologie

Département de : Génie Civil & Hydraulique

Spécialité : Hydraulique

Option : Hydraulique urbaine

Présenté par : ZAOUI Raine

**Modélisation hydrologique pluie-débit appliqué au sous bassin
de bassin versants d'oued Ressoul (Nord-Est Algérien)**

Sous la direction de : Dr. BENDJEMA LINA

Juin 2022

REMERCIEMENTS

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

*Au terme de ce travail, il m'est agréable d'adresser toute ma gratitude à mon encadrant **Melle BENDJEMA.LINA** Pour sa possession, ses conseils avisés, son observation, sa sollicitude, sa patience et sa gentillesse.*

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements aux membres de jury et pour leur participation à l'évaluation de ce travail.

J'adresse également mes remerciements aux organismes ayant fourni les données sur lesquelles reposent mon travail à savoir la Direction de l'Office National de la Météorologie, Division régionale du Annaba, l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (Direction Générale Alger)

*Je tiens également à exprimer toute ma gratitude à mon professeur **Madame Dourbani .M**, qui m'a soutenu moralement et scientifiquement tout au long de mes études.*

*Enfin merci de tout mon cœur à **mes chers parents et mon frère et mes sœurs**, et à mes copine **B. Inas** et **D. Ibtissem** pour m'avoir toujours écouté, réconforté et encouragé dans les moments.*

*Sans oublier mon chère collègue **Abou soulay Laïla** je l'ai dans les moments les plus durs.*

DEDICACES

Je dédie ce travail à :

Mon père qui m'a toujours mené le sentiment de la fierté et n'a jamais hésité de me supporter moralement.

Ma très chère mère qui n 'jamais cessé de m'encourager tous le long de mon parcours et qui s'est toujours sacrifiée pour faire de moi ce que je suis que dieu la protège.

A Mon frère : Chems Eddin Wassim

A mes sœurs : Amel & Nour El Houda

A toute la famille « ZAOUI »

A tous mes amis sans exception

Tous les étudiants de M2 Hydraulique Urbaine

RESUME

L'étude des relations entre les précipitations et le débit dans les vallées est un processus d'une importance particulière dans de nombreuses applications pratiques de la gestion des ressources en eau.

Dans le but d'une meilleure connaissance et compréhension de l'hydrologie du bassin versant de l'Oued Ressoul (Nord-Est Algérien) fait partie du grand bassin versant de la Seybouse, nous avons appliqué le modèle pluie-débit qui est le modèle compréhensif de la retenue ou le modèle de génie rural GR avec différents pas de temps (annuel GR1A et mensuel GR2M). Sur le Bassin de l'Oued Ressoul. Dans notre étude, nous avons donné premièrement un aperçu sur la modélisation hydrologique pluie-débit ; ensuite on a présenté notre zone d'étude, le bassin versant Ressoul, procédé une caractérisation de quelques facteurs en particulier physiques, géologiques et climatiques régissant l'écoulement, ensuite une étude hydrologique basée sur le traitement des données hydrométriques relatives à une période de 37 ans a été utilisée.

Nous avons effectué les calculs sur le terme annuel et mensuel, où nous avons inclus le facteur l'ETP comme l'une des données, en plus des facteurs de précipitation et de débit. Après ajustement des modèles obtenus, nous avons validé ces résultats afin de trouver le modèle efficace et les résultats étaient très satisfaisants avec les données de précipitations au niveau mensuel, mais les résultats au niveau annuel étaient insatisfaisants. En effet, le modèle GR prend en compte la succession chronologique des phénomènes d'une part et l'influence des paramètres climatiques que celle physico-hydrogéologiques du bassin versant et les échanges externes d'autre part.

Mots clés : hydrologie, bassin versant, Oued Ressoul, modèle, pluie-débit, GR1A, GR2M.

الملخص

تعتبر دراسة العلاقات بين هطول الأمطار والتدفق في الوديان عملية ذات أهمية خاصة في العديد من التطبيقات العملية لإدارة الموارد المائية.

بهدف الحصول على معرفة وفهم أفضل لهيدرولوجيا مستجمعات المياه في واد الرسول (شمال شرق الجزائر) وهو جزء من مستجمعات المياه الكبيرة لواد سيبوس (شمال شرق - الجزائر)، قمنا بتطبيق تدفق الأمطار- تدفق النموذج وهو النموذج الشامل للخران أو نموذج الهندسة الريفية GR بخطوات زمنية مختلفة (GR1A سنوي وGR2M شهريًا). على حوض واد رسول. في دراستنا، قدمنا أولاً نظرة عامة على النمذجة الهيدرولوجية لتدفق الأمطار؛ ثم قدمنا منطقة دراستنا، مستجمعات المياه الرسول، وقمنا بتوصيف بعض العوامل وخاصة الفيزيائية والجيولوجية والمناخية التي تحكم التدفق، ثم تم استخدام دراسة هيدرولوجية تعتمد على معالجة البيانات الهيدرومترية المتعلقة بفترة 37 عامًا.

أجرينا الحسابات على المدى السنوي والشهري، حيث قمنا بتضمين عامل ETP كأحد البيانات، بالإضافة إلى عوامل الهطول والتصريف. بعد تعديل النماذج التي تم الحصول عليها، قمنا بالتحقق من صحة هذه النتائج من أجل العثور على النموذج الفعال وكانت النتائج مرضية للغاية مع بيانات هطول الأمطار على المستوى الشهري، لكن النتائج على المستوى السنوي كانت غير مرضية بالفعل، في الواقع، يأخذ نموذج GR في الاعتبار التعاقب التسلسل الزمني للظواهر من ناحية وتأثير العوامل المناخية وكذلك العوامل الفيزيائية الهيدرولوجية لمستجمعات المياه والتبادلات الخارجية من ناحية أخرى.

الكلمات المفتاحية: هيدرولوجيا، مستجمع المياه، وادي رسول، نموذج، الأمطار- تدفق، GR1A، GR2M.

ABSTRACT

Studying the relationships between precipitation and flow in valleys is a process of particular importance in many practical applications of water resources management.

With the aim of a better knowledge and understanding of the hydrology of the watershed of Oued Ressoul (North-East Algeria) is part of the large watershed of the Seybouse, we applied the rain-flow model which is the comprehensive model of the reservoir or the rural engineering model GR with different time steps (annual GR1A and monthly GR2M). On the Basin of Oued Ressoul. In our study, we first gave an overview of rainfall-flow hydrological modelling; then we presented our study area, the Ressoul watershed, carried out a characterization of some factors in particular physical, geological and climatic governing the flow, then a hydrological study based on the processing of hydrometric data relating to a period of 37 years has been used.

We performed the calculations on the annual and monthly term, where we included the ETP factor as one of the data, in addition to the precipitation and flow factors. After adjusting the models obtained, we validated these results in order to find the efficient model and the results were very satisfactory with the precipitation data at the monthly level, but the results at the annual level were unsatisfactory. Indeed, the GR model takes into account the succession chronology of the phenomena on the one hand and the influence of the climatic parameters that that physico-hydrogeological of the watershed and the external exchanges on the other hand.

Keywords: hydrology, watershed, Oued Ressoul, model, rainfall-flow, GR1A, GR2M.

LISTE DES FIGURES

Figure.I.1	Le cycle hydrologique	2
Figure. I.2	Schématisation d'un modèle global pluie-débit	4
Figure. I.3	Le cycle hydrologique	13
Figure. I.4	Schématisation d'un modèle global pluie-débit	16
Figure. II.1	Vue en plan du raccordement d'oued Ressoul avec l'Oued de la Seybouse.	23
Figure. II.2	Les différentes formes des bassins versants selon l'indice de compacité.	25
Figure. II.3	Courbe hypsométrique du bassin versant de l'oued Ressoul.	28
Figure. II.4	Carte hypsométrique du bassin versant de l'oued Ressoul	29
Figure. II.5	Interprétation de l'histogramme d'altitude et de courbe hypsométrique pour différent type de relief.	30
Figure. II.6	Carte des pentes du bassin versant de l'oued Ressoul.	33
Figure. II.7	Ordre d'écoulement selon la classification de STRAHLER	36
Figure. II.8	Carte d'occupation des terres du bassin versant de l'oued Ressoul.	41
Figure. II.9	Répartition des terres dans le bassin versant de l'oued Ressoul [%].	43
Figure III.1	Présentation des stations hydrométriques et pluviométriques du bassin versant d'oued Ressoul.	45
Figure III.2	Variations interannuelles des précipitations aux stations d'Ain El Berda et de Nechmaya	48
Figure III.3	Variations des précipitations moyenne annuelles	49
Figure III.4	Répartition de la pluviométrie moyenne annuelle dans le bassin versant de l'oued Ressoul	49
Figure III.5	Variations des précipitations mensuelles moyennes mensuelles des deux stations d'Ain El Berda et de Nechmaya	51
Figure III.6	Variation des précipitations moyennes mensuelles	51
Figure III.7	Portions des précipitations moyennes saisonnières au niveau des stations de Nechmaya et Ain el barda	52
Figure III.8	Variation des interannuelle températures moyennes	53
Figure III.9	Variation des Températures moyennes maximales et minimales mensuelles de la station d'Annaba	55

Figure III.10	Diagramme ombro-thermique de la station de Annaba	56
Figure III.11	Variations interannuelles de l'ETP (Thornthwaite) de la station d'Annaba	59
Figure III.12	Abaque de De Martonne	61
Figure III.13	Degré d'aridité mensuel selon	62
Figure III.14	Climagramme pluviothermique d'EMBERGER	66
Figure III.15	Variations interannuelles des lames d'eau écoulées	68
Figure III.16	Représentation graphique des coefficients d'hydraulicité mensuels	70
Figure III.17	Variations saisonnières des débits de station d'Annaba	71
Figure IV.1	Variation interannuelle des hauteurs des pluies et des lames d'eau écoulées	74
Figure IV.2	Variations mensuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées	75
Figure IV.3	Corrélation Pluie-Débit annuelle	77
Figure IV.4	Corrélation Pluie-Débit mensuelle	77
Figure IV.5	Résultats du calage du modèle GR2M	81
Figure IV.6	Les résultats de Validation du modèle GR2M	83
Figure IV.7	Résultats du calage du modèle GR1A	84
Figure IV.8	Les résultats de validation du modèle GR1A	87

LISTE DES TABLEAUX

Tabl I.1 :	Tableau résumé de quelques modèles hydrologiques	12
Tabl I.2 :	Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins	16
Tabl I.3 :	Valeur des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants.	20
Tabl II.1:	Répartition hypsométrique du bassin versant d'oued Ressoul.	27
Tabl II.2:	Détermination de l'indice de pente de ROCHE I_{pR} (%)	31
Tabl II.3:	Classification du relief selon I_g par O.R.S.T.O.M	32
Tabl II.4:	Distribution des classes de pentes sur le bassin versant de l'oued Ressoul	33
Tabl II.5:	Classification des pentes	34
Tabl II.6:	Indices de forme de bassins versant étudié.	34
Tabl II.7:	Classification des reliefs selon D_s d'après ORSTOM.	35
Tabl II.8:	Nombre et longueurs des Talwegs	36
Tabl II.9:	Coefficient de torrencialité pour chaque fréquence de Talweg.	38
Tabl II.10:	Tableau récapitulatif des résultats du temps de concentration	39
Tabl II.11:	Récapitulation des paramètres hydrographiques du bassin versant.	40
Tabl II.12:	Synthétise les principales caractéristiques de bassin versant de l'oued Ressoul.	44
Tabl III.1:	: Caractéristiques des stations de mesure de Nechmaya et Ain El Barda	46
Tabl III.2:	Précipitations annuelles (mm) aux stations de Nechemaya et Ain El Barda.	47
Tabl III.3:	Précipitation moyenne mensuelle de station Ain barda et Nechmaya	50
Tabl III.4:	Répartition saisonnière de la précipitation au niveau des stations de Nechmaya et Ain el barda	52
Tabl III.5:	Valeurs des températures moyennes, maximales et minimales mensuelles	54
Tabl III.6:	Evapotranspiration potentielle non corrigée en fonction de la température moyenne.	57
Tabl III.7 :	Variation des facteurs de corrections 'K' aux stations météorologiques de Guelma d'Annaba.	58
Tabl III.8:	Calcul de l'ETP annuelles par THORNTHWAITE	58
Tabl III.9:	Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De. Martonne	60
Tabl III.10:	Précipitations et températures moyennes mensuelles	60
Tabl III.11:	Résultats de calcul de l'indice mensuel	62
Tabl III.12:	Calcul de l'indice de Kerner	63
Tabl III.13:	Calcul des indices de Moral mensuels	64
Tabl III.14:	Calcule d'Indice d'Emberger	65
Tabl III.15:	Variation interannuelle des débits	69

Tabl III.16:	Variation mensuelle de débits et de coefficients d'hydraulicité	71
Tabl III.17:	Répartition saisonnière de débit	72
Tabl IV.1:	Représentation des différents types de régression simple au pas du temps	76
Tabl IV.2:	Représentation des différents types de régression simple au pas du temps mensuel	77
Tabl IV.3:	Résultats du calage de GR2M.	79
Tabl IV.4:	Résultats de validation du modèle GR2M	82
Tabl IV.5:	Résultats du calage de GR1A	84
Tabl IV.6:	Résultats de validation de GR1A	86

LISTE DES ABREVIATIONS

- A.N.R.H** : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.
- Cemagref** : Centre d'Etude du Machinisme Agricole et du Génie Rural des Eaux et Forêts.
- Ct** : Coefficient de torrencialité.
- Cv** : Coefficient de variation
- Dd** : Densité de drainage.
- ETP** : Evapotranspiration Potentielle
- GR** : Génie Rural
- GR1A** : Modèle du Génie Rural Annuel à un paramètre.
- GR2M** : Modèle du Génie Rural mensuel à 2 paramètres.
- GR4J** : Modèle du Génie Rural mensuel à 4 paramètres.
- I** : Indice d'aridité annuel de De Martonne.
- i** : Indice d'aridité mensuel de De Martonne.
- Ik** : Indice de continentalité de Kerner.
- IM** : Indice de Moral annuel.
- Im** : Indice mensuel de Moral.
- Ip** : Indice de pente.
- l** : Largeur
- L** : Longueur.
- Le** : Lamme d'eau écoulée.
- ONM** : Office National de Météorologie.
- P** : Périmètre.
- P** : Précipitations
- Q** : Débit en m³/s
- Q²** : Quotient pluviométrique d'Emberger
- R** : Ruissellement (mm).
- R²** : Coefficient de détermination.
- S** : Réservoir de production
- S** : Surface
- T** : Température
- Tc** : Temps de concentration.

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENT		I
DEDICACE		II
RESUME		III
الملخص		IV
ABSTRACT		V
LISTE DES FIGURES		VI
LISTE DES TABLEAUX		VIII
LISTE DES ABREVIATIONS		X
TABLE DES MATIERES		XI
INTRODUCTION GENERALE		1
<i>CHAPITRE I : État De L'art De La Modélisation Hydrologique</i>		
I.1.	Introduction	3
I.2.	L'hydrologie est l'objet de la transformation de la pluie en débit	3
I.3.	Modélisation hydrologique et modèle pluie-débit	4
I.3.1.	Définitions	4
I.3.2.	Structure d'un modèle hydrologique	4
I.3.3.	Objectif de la modélisation pluie-débit	5
I.3.4.	Types de modélisation	6
I.3.4.1.	Modèle de données conceptuelles	6
I.3.4.2.	Modèle de données logique	7
I.3.4.3.	Modèle de données physique	7
I.3.5.	Classification des modèles hydrologiques	7
a.	Classification selon la proche spatiale	7
b.	Classification selon la description des sous processus	7
I.3.6.	Applications du modèle	7
I.3.7.	Choix du modèle	7
I.3.8.	Exemple de quelques modèles	9
I.3.8.1.	TOPMODEL	9
I.3.8.2.	HEC HMS	10
I.3.8.3.	TOPKAPI	10
I.3.8.4.	AIGA	11
I.4.	Les modèles génie rural GR	12

I.4.1.	Modèle pluie-débit annuel GR1A	12
a.	Description mathématique	12
b.	Paramètres	13
I.4.2.	Le modèle pluie-débit mensuel GR2M	13
a.	Description mathématique	14
b.	Paramètres	15
I.4.3.	Le modèle pluie-débit journalier GR4J	16
a.	Description mathématique	16
b.	Paramètres	20
I.5.	Le calage et validation d'un modèle	21
I.6.	Critères de qualité	21
I.6.1.	Le coefficient de détermination	21
I.6.2.	Le critère de Nash	21
I.7.	Conclusion	22
<i>CHAPITRE II : Présentation Générale De La Zone D'étude</i>		
II.1.	Introduction	23
II.2.	Situation géographique	23
II.3.	Caractéristiques morphologiques	24
II.3.1.	Caractéristiques géométriques	24
II.3.2.	Caractéristiques de forme	25
II.3.2.1.	Indice de compacité de GRAVELIUS (K_c)	25
II.3.2.2.	Notion du Rectangle Equivalent	25
a.	La longueur du rectangle équivalent	26
b.	Largeur du rectangle équivalent	26
II.4.	Description du milieu physique	26
II.4.1.	Courbes hypsométriques	26
II.4.2.	Altitudes caractéristiques	28
II.4.3.	Intégrale hypsométrique	29
II.4.4.	Analyse spatiale des pentes	30
a.	Indice de pente de ROCHE I_{pR}	30
b.	Indice de pente global (I_g)	31
c.	Classification des pentes du bassin versant de l'oued Ressoul	32
II.4.5.	La dénivelée (D)	34
II.4.6.	Dénivelée spécifique (D_s)	34

II.5.	Caractéristiques hydrographiques	35
II.5.1.	Classification des cours d'eau (Talwegs)	36
II.5.2.	Densité de drainage (Dd)	37
II.5.3.	Fréquence des cours d'eau (F _c)	37
II.5.4.	Coefficient de torrentialité C _t	37
II.5.5.	Temps de concentration T _c	39
II.5.6.	Vitesse d'écoulement (V)	40
II.6.	Occupation des sols	40
II.7.	Géologie du site	42
II.8.	Synthèse des caractéristiques du bassin versant de l'oued Ressoul	42
CHAPITRE III : Hydroclimatologie		
III.1.	Introduction	44
III.2.	Présentation des données	44
III.2.1.	La source des données	45
III.2.2.	Les données disponibles	45
III.3.	Etude climatique	46
III.3.1.	Etude des précipitations	46
III.3.1.1.	Variation interannuelle des précipitations	46
III.3.1.2.	Variation interannuelle des précipitations moyennes	48
III.3.1.3.	Variation moyennes mensuelles des précipitations	50
III.3.1.4.	Variation moyennes mensuelles des précipitations moyennes	51
III.3.1.5.	Variation moyennes saisonnières des précipitations	52
III.3.2.	Etude des Températures	52
III.3.2.1.	Variation interannuelle des températures	53
III.3.2.2.	Variation mensuelle des températures	53
III.3.2.3.	Diagramme ombro-thermique de Gaussen	55
III.3.3.	Etude des Evapotranspiration	56
III.3.3.1.	L'évapotranspiration potentielle (ETP) selon la méthode Thornthwaite	56
III.3.4.	Indices climatiques	59
III.3.4.1.	Indice d'aridité de De Martonne	59
a.	Indice d'aridité annuel de De Martonne	59
b.	Indice d'aridité mensuel de De Martonne	61
III.3.4.2.	. Indice de continentalité de Kerner	62
III.3.4.3.	Indice de Moral	63

a.	Indice mensuel de Moral	64
b.	Indice de Moral annuel IM	65
III.3.4.4.	Indice d'EMBERGER (1955)	66
III.4.	Etude hydrologique	67
III.4.1.	Variation interannuelle de l'écoulement	68
III.4.2.	Variation mensuelle de l'écoulement	69
III.4.3.	Variation moyennes saisonnières des écoulements	71
III.4.4.	Ruissellement (R)	71
III.5.	Conclusion	72
<i>CHAPITRE IV : Modélisation Pluie-Débit De L'oued Ressoul</i>		
IV.1.	Introduction	73
IV.2.	Modélisation de la relation pluie-lame d'eau écoulée par corrélation	73
IV.2.1	Variations interannuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées	73
IV.2.2.	Variations mensuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées	74
IV.2.3	Corrélation annuelle	75
IV.2.4	Corrélation mensuelle	77
IV.3.	Modélisation de la relation Pluie –Débit par l'utilisation du modèle du Génie Rural	78
IV. 3.1.	Introduction	78
IV. 3.2.	Modèle mensuelle « GR2M »	79
a.	Calage du modèle GR2M	79
b.	Validation du modèle GR2M	82
IV.3.3.	Modèle Annuel GR1A	84
a.	Calage du modèle GR1A	84
b.	Validation du modèle GR1A	86
IV.5.	Conclusion	87
CONCLUSION GENERALE		88
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		90

INTRODUCTION GENERALE

L'hydrologie peut être définie comme étant la science qui étudie le cycle de l'eau dans la nature ainsi que son évolution à la surface de la terre et dans le sol. Elle est liée à des sciences telles que : l'hydraulique, la statistique mathématique, la mécanique de sols, la géographie physique, ... etc. L'étude hydrologique est indispensable pour les projets d'irrigations, de distribution d'eau, de drainage et de protection contre les crues et autres, car elles offrent une évaluation des débits moyens et extrêmes (Crues et étiage) pour le dimensionnement, la sécurité et la bonne exploitation des ouvrages hydrauliques. [BENDJEDOU et DJEDID,2017]

Le terme (modélisation hydrologique) renvoie le plus souvent à l'utilisation d'expressions mathématiques et la modélisation pluie-débit est actuellement l'un des moyens les mieux adaptés pour décrire de manière assez succincte le fait complexe de transformer la pluie entrante en débit à l'exutoire du bassin versant. Plusieurs types de modèles sont couramment utilisés pour visualiser la relation de flux de pluie et grâce aux avancées. [SANA et FERAHI, 2017]

L'apparition et l'essor des modèles pluie-débit a commencé dans les années soixante [NASCIMENTO, 1995]. Le souci de la modélisation pluie-débit est de mettre à la disposition des aménageurs ou bien des ingénieurs un outil « simple » permettant l'estimation ou la prévision des débits pour une étude d'aménagement désirée (barrages, lacs, ponts, etc...). Les modèles pluie-débit sont des outils performants, bien que toujours perfectibles, permettant de répondre aux besoins de gestion des ressources en eau et de prévision de leur évolution. A partir de données en temps réel ou de prévisions de précipitations, ils sont capables d'évaluer le débit et son évolution en un point du cours d'eau (Plantier, 2003).

L'objectif principal du présent mémoire est de : Déterminer les paramètres de calage des modèles GR appliqués aux données « d'Oued Ressoul », aux pas annuel, mensuel, par la formule de l'évapotranspiration (ETP) Thornthwaite. En estimant par la suite la performance et la robustesse des modèles GR.

Ce mémoire est organisé autour de quatre chapitres :

Le premier chapitre, présente un aperçu sur la modélisation hydrologique pluie-débit, les différents modèles hydrologiques utilisés dans le domaine de la modélisation et une description du modèle Génie Rural.

Le seconde chapitre, donne une présentation du site d'étude, ainsi qu'un aperçu Hydrographique, Topographiques géologique et morphologique sur le bassin versant.

INTRODUCTION GENERALE

Dans le troisième chapitre, consacré à la détermination des paramètres hydrologiques et climatiques.

Le quatrième chapitre présente correspond à la modélisation pluie – débit par l'application de deux modèles : GR1A, GR2M aux données du bassin d'oued Ressoul.

Enfin, ce travail se termine par une conclusion rappelons les principaux résultats obtenus dans cette étude en donnant quelques perspectives.

I.1.Introduction

L'hydrologie est la science qui nous donne la faculté de prédire la recharge des ressources hydrauliques, la prévention et la gestion de cette dernière, puis le bon dimensionnement et l'aménagement des ouvrages grâce à la modélisation qui elle-même est un vaste champ qui exige des compétences hydrologiques et informatiques pour transformer la pluie en débit en utilisant les composantes du cycle hydrologique. [BOUANANI.2010]

I.2. L'hydrologie et l'objectif de la transformation de la pluie en débit

L'hydrologie est la science qui traite des eaux que l'on trouve à la surface de la terre ainsi qu'au-dessus et au-dessous, de leur formation (figure I.1), de leur circulation et de leur distribution dans le temps et l'espace, de leurs propriétés biologiques, physiques et chimiques et de leur interaction avec leur environnement, y compris avec les êtres vivants. Autrement dit, c'est la science qui étudie les processus qui régissent les fluctuations des ressources en eau des terres émergées et traite des différentes phases du cycle hydrologique. [Oberlin et Hubert, 1999]

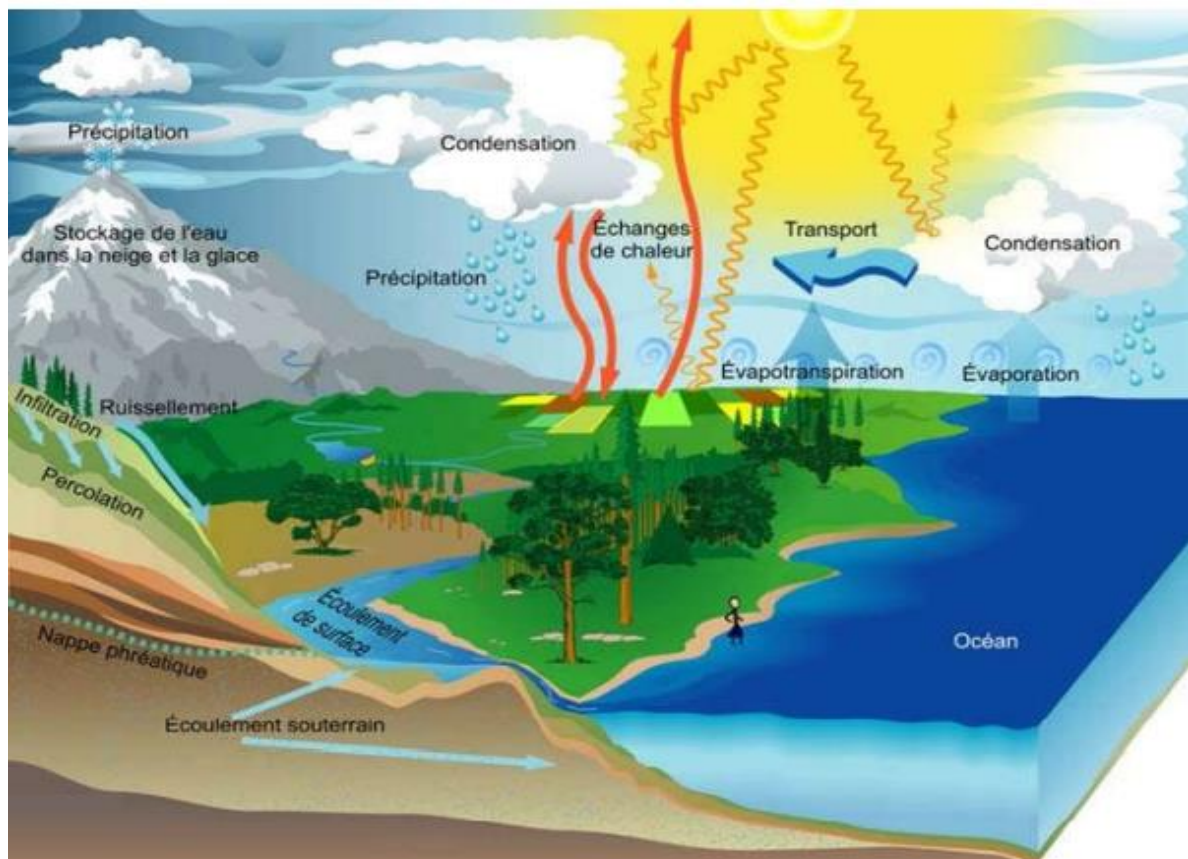


Fig I.1 : Le cycle hydrologique [PEZET, 2014]

Les causes principales de l'écoulement superficiel sont les précipitations, l'évaporation, l'infiltration, le ruissellement, les écoulements dans les nappes et les cours d'eau, et le transport de substances dissoutes ou en suspension.

1.3. Modélisation hydrologique et modèle pluie-débit

I.3.1. Définitions

La modélisation hydrologique est une représentation, qui est soit partielle ou bien totale de cycle hydrologique. C'est une traduction à la langue mathématique de cycle de l'eau (Chaponnière, 2005), qui se fait grâce à un ensemble d'équations mathématiques qui sont appelées à reproduire le système.

I.3.2. Structure d'un modèle hydrologique

On distingue quatre types de variables qui peuvent exister en totalité ou en partie dans chaque modèle [Gaume, 2002 et Boudahraa, 2007] (Fig.I.2) :

- **Variables d'entrée** : le modèle fait appel à ces variables qui dépendent du temps et/ou de l'espace (Pluie, ETP, ...).
- **Variables de sortie** : le modèle répond par un ensemble de variables (débit, flux ou concentration en polluants).
- **Variable d'état** : elle permet de caractériser l'état du système modélisé et peuvent évoluer en fonction du temps (niveau de remplissage des réservoirs d'eau d'un bassin versant, taux de saturation des sols, ...).
- **Paramètres de calage** : en plus des variables, la modélisation fait intervenir des variables dont la valeur doit être déterminée par calage (conductivité hydraulique à saturation...).

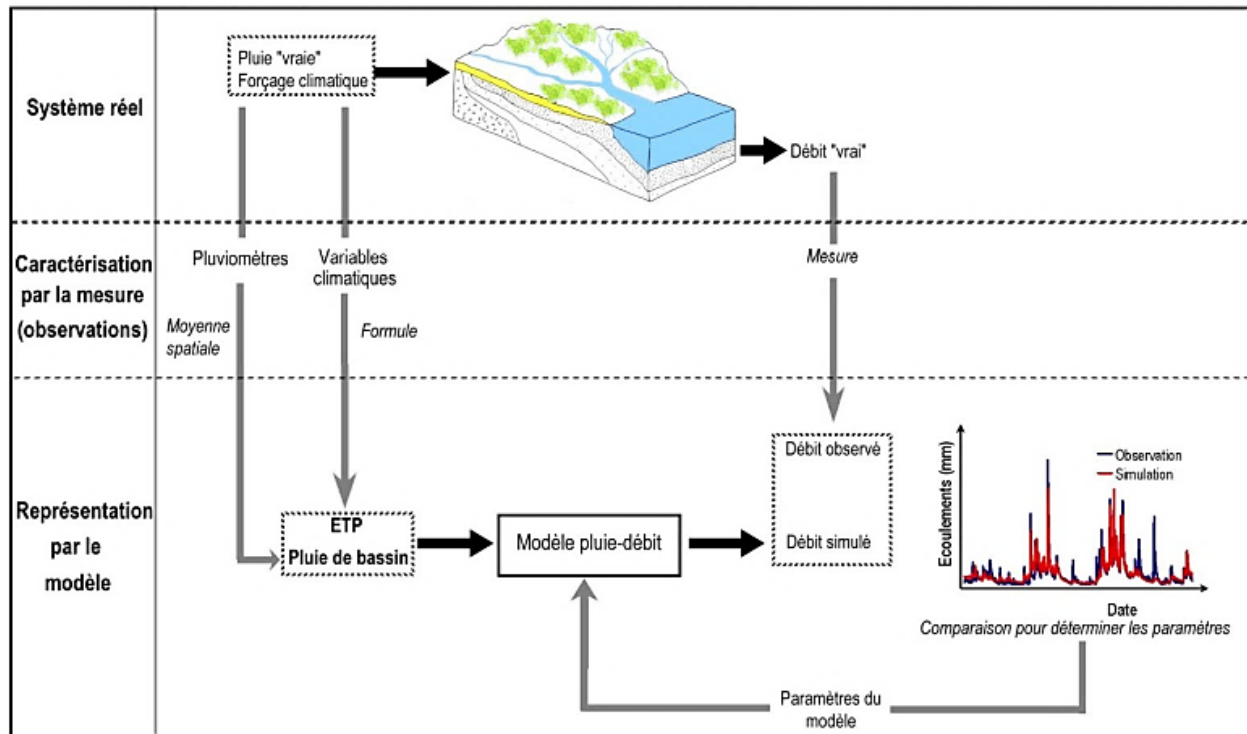


Fig I.2: Schématisation d'un modèle global pluie-débit (Koffi, 2007).

I.3.3. Objectif de la modélisation pluie-débit

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

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

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

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

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

I.3.4. Types de modélisation

La modélisation des données est un processus de description de la structure, des associations, des relations et des contraintes relatives aux données disponibles. Elle sert à établir des normes et à coder des règles de gestion (modèles). Les techniques de modélisation de données sont souvent représentées de manière graphique (diagramme) et assurent la portabilité. Le processus encourage la discussion, la collaboration, la relation et permet la transformation des besoins en réalité grâce aux données implémentées [GNOUMA, 2006].

Il existe trois types de modèles de données complémentaires qui doivent être générés lors de la mise en place d'un projet de modélisation :

I.3.4.1. Modèle de données conceptuelles

Ce modèle, également appelé schéma conceptuel exprime une vue d'ensemble des objectifs initiaux, sans entrer dans la précision. Il est de ce fait totalement indépendant des technologies, systèmes et logiciels. Dans ce modèle, on classe les données qui sont basées sur des cas concrets.

I.3.4.2. Modèle de données logique

Le schéma peut être transformé en un modèle de données logique dans lequel des spécifications et des propriétés plus détaillées sont formulées et traitées. Ce data model se focalise plutôt sur la structure des données requises et sur la manière dont elles peuvent être représentées dans un référentiel réel. Un modèle conceptuel peut aboutir à plusieurs modèles logiques, cela dépend de la complexité des informations sous-jacentes et de la sophistication des exigences (Ramoul., 2018).

I.3.4.3. Modèle de données physique

Enfin, les spécifications peuvent être encodées dans des modèles de données physiques. Ils décrivent les tableaux et tables des bases de données individuelles, les colonnes et les types de composants. Ce modèle physique tient également compte des performances, de l'accès et de l'utilisation des ressources par les entités de l'organisation (Ramoul., 2018).

I.3.5. Classification des modèles hydrologiques

Le premier modèle hydrologique était dû à Perreault en 1674. Il était annuel, global sur le bassin versant de la Seine à Paris. Il annonçait que l'écoulement correspondait au sixième de la pluie. Depuis. La modélisation hydrologique s'est largement développée et l'on peut différencier les modèles disponibles selon le type d'approche utilisé pour représenter le cycle hydrologique [CHKIR,1994].

a. Classification selon la proche spatiale

➤ Modèles globaux :

D'après Maison (2000), le modèle global s'applique globalement sur l'ensemble d'un bassin versant (approche par bilan) qui est considéré comme entité homogène. On utilise dans ce type de modèles des valeurs représentatives moyennes.

➤ Modèles spatialisés (distribués)

Ils tiennent compte de la variabilité spatiale de processus et de variables d'entrée, ils sont plus avantageux que les modèles globaux. Dans le cas où les composants du système ne sont pas complètement spatialisés, on parle de modèles semi spatialisés. [YAHI,2010]

b. Classification selon la description des sous processus

Le processus hydrologique de transformation pluie - débit est composé d'autres sous-processus : précipitations, interception, infiltration, etc. Les modèles hydrologiques peuvent se classer selon la manière de décrire ces processus :

➤ **Modèles conceptuels :**

D'après Ambroise (1991), le modèle conceptuel considère le bassin versant comme un assemblage de réservoirs d'humidité, interconnectés et qui sont censés de représenter plusieurs niveaux de stockage, suivant une dimension verticale. Ce modèle est basé sur la connaissance des phénomènes physiques qui agissent sur les entrées pour obtenir les sorties.

➤ **Modèles empiriques :**

Ils sont utilisés pour reproduire le comportement global du système sans décrire les processus élémentaires. Ils sont généralement de type boîte noire sous la forme débit = f (pluie) où f est déterminée par une régression effectuée sur les chroniques pluie-débit (Ambroise, 1991).

I.3.6. Applications du modèle

La modélisation pluie-débit a de nombreuses applications ;

Parmi lesquelles on peut citer :

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

I.3.7. Choix du modèle

Lorsqu'on s'intéresse à la gestion des ressources en eau, à l'aménagement du territoire, ou à l'une des différentes facettes du risque hydrologique, la modélisation du comportement hydrologique du bassin versant s'avère inéluctable. Elle doit pouvoir décrire les différentes étapes de la transformation pluie-débit et en particulier les processus liés à la formation des crues et l'apparition des étiages. Elle est censée aussi fournir des informations exploitables pour le

dimensionnement d'ouvrages hydrauliques, de protection de crues ou pour la gestion hydrologique et écologique du bassin versant étudié. A chaque stade de la modélisation des approximations sont réalisées : perception du phénomène, formalisation en un cadre conceptuel. Il existe de nombreux modèles hydrologiques de bassin versant ayant chacun sa spécificité et son domaine d'application. Une fois le modèle choisi, il faut évaluer sa capacité à représenter la réalité. Ceci se fait le plus souvent en comparant les résultats du modèle avec les observations [GNOUMA,2006].

Le choix d'un modèle hydrologique se fait en fonction des éléments suivants (Gherissi, 2018) :

- **Objectif de l'étude hydrologique** : Les objectifs sont multiples selon lesquels, on peut négliger ou simplifier certains paramètres dans la modélisation,
- **Disponibilité de données** : En dépit des incertitudes que présentent des modèles par rapport à d'autres, le manque de données nous contraint à les utiliser,
- **Nature du modèle** : la robustesse et la simplicité du modèle influencent le choix en particulier dans le cas où le temps ou le coût présentent une contrainte.

I.3.8. Exemple de quelques modèles

I.3.8.1. TOPMODEL

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

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

L'originalité de TOPMODEL réside dans la définition de l'indice topographique. Cet indice est un paramètre dynamique qui traduit la propension qu'a un pixel à se saturer plus ou moins vite.

TOPMODEL modélise le sol à l'échelle du versant de la façon suivante :

- la surface du sol donne lieu au ruissellement superficiel (Horton ou Aires contributives saturées),

- la zone racinaire retient l'eau de pluie en début d'événement,
- la zone insaturée transfère la pluie infiltrée vers la zone saturée selon l'équation de Darcy,
- la zone saturée s'écoule vers l'exutoire.

I.3.8.2. HEC HMS

Ce logiciel a été développé par le HEC (Hydrologic Engineer Center) de US Army corps of Engineer. La première version de ce logiciel est apparue en 1995.

Il s'agit d'un modèle pluie-débit, constitué par un ensemble de modèles hydrologiques qui permettent de décrire le fonctionnement d'un bassin versant de manière spatialisée.

La géométrie du bassin versant peut-être conceptualisée par un ensemble de sous unités hydrologiques liées entre elles par des éléments hydrauliques. Cette description se fait à l'aide d'outils géométriques prédéfinis. La description des pluies se fait par l'introduction d'observations faites sur des pluviographes ou bien de pluies synthétiques.

Chacune des unités hydrologiques ainsi que chacun de ces éléments de liaison sont caractérisés par de multiples modèles de simulation hydrologiques et hydrauliques. Parmi ces modèles, on trouve :

- les modèles de pertes par infiltration, retenue ou évapotranspiration qui permettent d'évaluer le ruissellement : modèle de perte initiale et à taux constant, modèle à déficit et à taux de perte constant, modèle basée sur le CurveNumber (CN), modèle de Green et Ampt.
- les modèles de ruissellement direct sur les versants : les modèles liés à la méthode de l'hydrogramme unitaire, le modèle de l'onde cinématique.
- les modèles des écoulements souterrains : le modèle constant, le modèle à récession exponentielle, le modèle à réservoir linéaire.
- les modèles d'hydrologie fluviale dont les équations de base sont celles des écoulements à surface libre : le modèle Muskingum, le modèle du décalage (lag model), le modèle de l'onde cinématique, le modèle de Muskingum-Cunge ; ces modèles prennent en compte la géométrie des tronçons (bifurcations, confluences).

I.3.8.3. TOPKAPI

Les ondes cinématiques opérationnelles TOPKAPI signifie TOPographic Kinematic Approximation and Intégration. Il a été conçu et développé par (Liu et Todini, 2002). Il s'agit d'un modèle hydrologique distribué à base physique. Les équations de l'onde cinématique sont intégrées à différentes échelles pour permettre une résolution de la transformation pluie-débit et de la propagation de la crue dans la rivière rapide. Il prend en compte l'évapotranspiration, la fonte des neiges et les transferts de l'eau dans le sol, en surface et dans les cours d'eau. En particulier, il modélise l'apparition du ruissellement superficiel par saturation des zones contributives. Les paramètres de ce modèle sont invariants par changement d'échelle et se déterminent à partir de différentes données : le MNT, la carte des sols, la carte de la végétation, la carte d'occupation des sols. Il a été utilisé pour l'analyse de crues extrêmes, la détermination des impacts des changements climatiques, l'extension à des bassins non jaugés, le couplage avec des modèles généraux de circulation.

I.3.8.4. AIGA

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

Tabl I.1 : Tableau résumé de quelques modèles hydrologiques [Estupina-Borrell, 2004].

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

I.4. Les modèles génie rural GR

La division hydrologie du Cemagref Antony développe depuis une vingtaine d'années une série de modèles pluie-débit pour l'hydrologie opérationnelle : les modèles GR pour Génie Rural (Edijatno et Michel 1989 ; Edijatno et al. 1999). Ces modèles appartiennent à la famille des modèles conceptuels à réservoirs. L'approche est globale. Le pas de temps est le plus souvent journalier même si des modèles dérivés à pas de temps mensuel, annuel et interannuel ont été construits (Makhlouf et Michel 1994). Ces modèles privilégient le principe de parcimonie : la version de base GR3J possède trois paramètres ajustables et aucune version n'en compte plus de cinq.

I.4.1. Modèle pluie-débit annuel GR1A

Le modèle GR1A (modèle du Génie Rural à 1 paramètre Annuel) est un modèle pluie-débit global à un seul paramètre. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1990, avec pour objectif de mettre au point un modèle de simulation pluie-débit robuste et fiable en vue d'utilisations pour des applications d'évaluation et de gestion de la ressource en eau. [MEDANE ,2012].

a. Description mathématique

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

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

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

Où :

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

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

b. Paramètres

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

I.4.2. Le modèle pluie-débit mensuel GR2M

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à 2 paramètres Mensuel) est un modèle pluie-débit global à deux paramètres. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1980,

avec des objectifs d'applications dans le domaine des ressources en eau et des étiages. Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Kabouya (1990), Kabouya et Michel (1991), Makhlouf (1994), Makhlouf et Michel (1994), Moulhi (2003) et Moulhi et al. (2006b), qui ont permis d'améliorer progressivement les performances du modèle. La version présentée ici est celle de Moulhi et al. (2006) qui paraît la plus performante. Sa structure, bien qu'empirique, l'apparente à des modèles conceptuels à réservoirs, avec une procédure de suivi de l'état d'humidité du bassin qui semble être le meilleur moyen de tenir compte des conditions antérieures et d'assurer un fonctionnement en continu du modèle. Sa structure associe un réservoir de production et un réservoir de routage ainsi qu'une ouverture sur l'extérieur autre que le milieu atmosphérique. Ces trois fonctions permettent de simuler le comportement hydrologique du bassin.

a. Description mathématique

Un schéma de la structure est donné à la Figure I.3 Pk est la pluie mensuelle du mois k et E l'évapotranspiration potentielle moyenne pour le même mois calendaire.

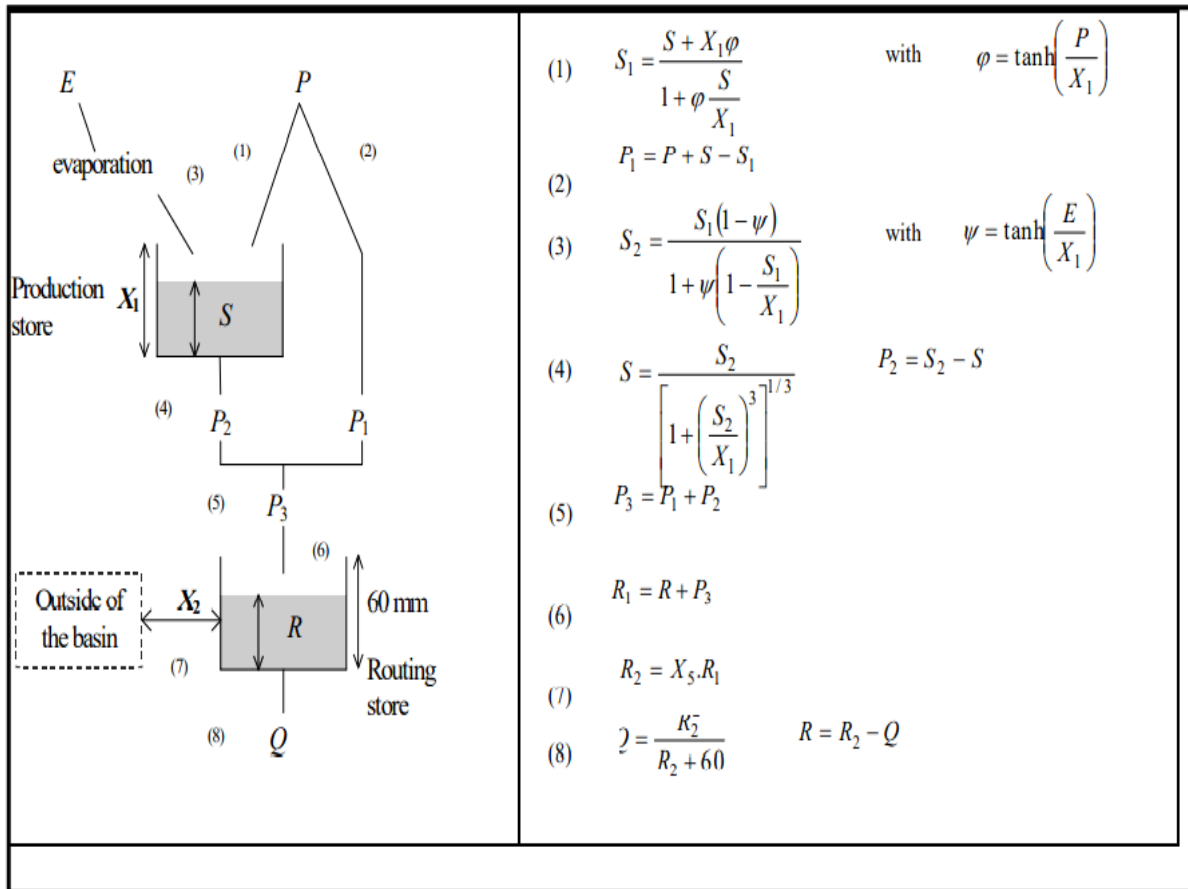


Fig I.3 : Schéma de la structure du modèle GR2M. [GHERISSI.2012]

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

$$S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \dots \text{Eq I.2} \quad \text{où} \quad \varphi = \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right) \dots \text{Eq I.3}$$

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

$$P_1 = P + S - S_1 \dots \text{Eq I.4}$$

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

$$\frac{S_1(1-\Psi)}{1+\Psi(1-\frac{S_1}{X_1})} \dots \text{Eq I.5} \quad \text{où} \quad \Psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right) \dots \text{Eq I.6}$$

E est l'évapotranspiration potentielle. Le réservoir se vidange ensuite en une percolation P2 et son niveau S, prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par :

$$\frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X}\right)^3\right]^{\frac{1}{3}}} \dots \text{Eq I.7} \quad \text{et} \quad P_2 = S_2 - S \dots \text{Eq I.8}$$

La pluie totale P3 qui atteint le réservoir de routage est donnée par : P3 = P1+P2,

Le niveau R dans le réservoir devient alors R1 : R1 = R+P3,

Un terme d'échange en eau est alors calculé par : F = (X2 - 1). R1.

Le paramètre X₂ est positif et adimensionnel. Le niveau dans le réservoir devient :

$$R_2 = X_2 * R_1 \dots \text{Eq I.9}$$

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

$$Q = \frac{R^2}{R+60} \dots \text{Eq I.10}$$

b. Paramètres

Le modèle a deux paramètres optimisables :

X₁ : capacité du réservoir de production (mm),

X₂ : coefficient d'échanges souterrains (-).

Sur un large échantillon de bassins versants, on obtient les valeurs données dans le tableau I.2

Tabl I.2 : Valeur des paramètres du modèle GR2M obtenues sur un large échantillon de bassins versants. [GHERISSI.2012]

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 90%
X1 (mm)	380	140 – 2640
X2 (-)	0.92	0,21 – 1,31

I.4.3. Le modèle pluie-débit journalier GR4J

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

a. Description mathématique

GR4J est un modèle global à réservoir : le caractère global du modèle signifie qu'il considère le bassin comme une entité élémentaire, sans représentation explicite de la variabilité spatiale de ses caractéristiques. La structure de GR4J représente la transformation pluie-débit par un assemblage simple de réservoirs et d'outils mathématiques (figure I.4)

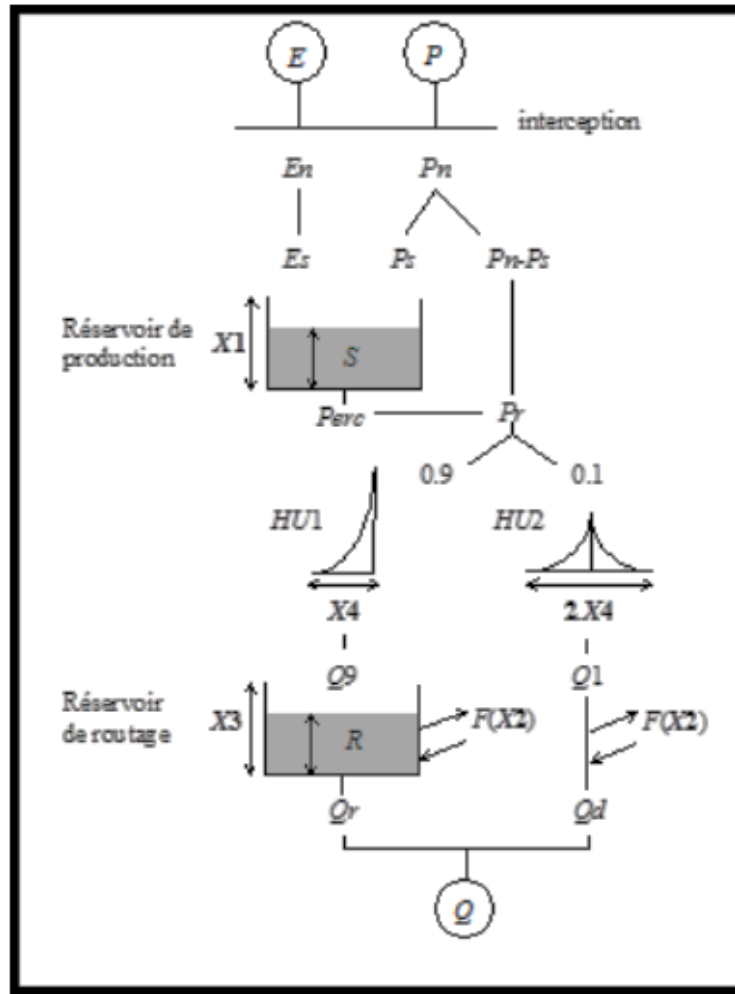


Fig I.4: Schéma de la structure du modèle GR4J [Perrin, 2000].

Le modèle a quatre paramètres optimisables. On désigne par P (mm) la hauteur de la pluie et par E (mm) l'évapotranspiration potentielle (ETP).

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

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

$$P > E, \text{ alors} \quad P_n = P - E \quad E_n = 0$$

$$\text{Si } P < E, \quad \text{alors} \quad P_n = 0 \quad \text{et} \quad E_n = E - P$$

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

$$Ps = \frac{X1(1 - (\frac{S}{X1})^2) \tanh(\frac{Pn}{X1})}{1 + \frac{S}{X1} \tanh(\frac{Pn}{X1})} \dots \text{Eq I.11}$$

Où

X1 (mm) et S sont respectivement la capacité maximum et le niveau du réservoir de production.

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

$$Ps = \frac{S(2 - (\frac{S}{X1})) \tanh(\frac{En}{X1})}{1 + (1 - \frac{S}{X1}) \tanh(\frac{En}{X1})} \dots \text{Eq I.12}$$

Le contenu du réservoir est mis à jour par :

$$S = S - Es + Ps \dots \text{Eq I.13}$$

Une percolation Perc issue du réservoir de production est alors calculée :

$$Perc = S' \cdot \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{4 S'}{9 X_1} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \dots \text{Eq I.14}$$

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

$$S = S - Perc \dots \text{Eq I.15}$$

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

$$Pr = Perc + (Pn - Ps) \dots \text{Eq I.16}$$

Pr est divisé en deux composantes d'écoulement, 90 % étant routés par un hydrogramme unitaire HU1 et un réservoir de routage et 10 % par un unique hydrogramme unitaire HU2.

HU1 et HU2 dépendent du même paramètre X4, temps de base de HU1 exprimé en jours. Les ordonnées des hydrogrammes sont calculées à partir des courbes en S (cumul de la proportion de la pluie unitaire traitée par l'hydrogramme en fonction du temps) notées respectivement SH1 et SH2.

SH1 est définie en fonction du temps par :

$$\text{Pour } t = 0 \qquad SH1(t) = 0 \qquad \dots \text{Eq I.17}$$

Pour $0 < t < X_4$ $SH1(t) = \frac{t}{X_4}$ Eq I.18

Pour $t \geq X_4$ $SH1(t) = 1$ Eq I.19

SH2 est définie de façon similaire par :

Pour $t \leq 0$ $SH2(t) = 0$...Eq I.20

Pour $0 < t \leq X_4$ $SH2(t) = \frac{1}{2} \cdot \left(\frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}}$...Eq I.21

Pour $X_4 < t < 2X_4$ $SH2(t) = \frac{1}{2} \cdot \left(2 - \frac{t}{X_4}\right)^{\frac{5}{2}}$ Eq I.22

Pour $t > 2X_4$ $SH2(t) = 1$...Eq I.23

Les ordonnées de HU1 et HU2 sont alors calculées par :

$SH1(j) = SH1(j) - SH1(j-1)$...Eq I.24

$SH2(j) = SH2(j) - SH2(j-1)$...Eq I.25

Où « j » est un entier

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

$Q9(k) = 0.9 \sum UH1(j) \cdot Pr(k-j+1)$...Eq I.26

$Q1(k) = 0.1 \sum UH2(j) \cdot Pr(k-j+1)$...Eq I.27

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

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

$$F = X_2 \left(\frac{R_K}{X_3}\right)^{\frac{7}{2}} \quad \dots \text{Eq I.28}$$

Où R est le niveau dans le réservoir, X3 la capacité à un jour du réservoir et X2 le coefficient d'échange en eau qui peut être positif dans le cas d'apports, négatif dans le cas de pertes vers des nappes profondes ou nul.

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

$$R = \max (0 ; R + Q9 + F)$$

Il se vidange ensuite en une sortie Qr donnée par :

$$Q_r = R \left\{ 1 - \left[1 + \left(\frac{R}{X3} \right)^4 \right]^{-\frac{1}{4}} \right\} \quad \dots \text{Eq I.29}$$

Le niveau dans le réservoir devient : $R = R - Q_r$

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

$$Q_d = \max (0 ; Q1+F) \quad \dots \text{Eq I.30}$$

Le débit total Q est alors donné par : $Q = Q_r + Q_d \quad \dots \text{Eq I.31}$

b. Paramètres

Le modèle GR4J ne comporte que quatre paramètres à caler :

X1 : capacité du réservoir de production (mm)

X2 : coefficient d'échanges souterrains (-)

X3 : capacité à un jour du réservoir de routage (mm)

X4 : temps de base de l'hydrogramme unitaire HU1 (j)

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

(I.3) suivant :

Tabl I.3: Valeur des paramètres du modèle GR4J obtenues sur un large échantillon de bassins versants. [BOUREK,2010]

Paramètre	Médiane	Intervalle de confiance à 80%
X1 (mm)	350	100 à 200
X2 (-)	0	-5 à 3
X3 (mm)	90	20 à 300
X4 (jours)	1.7	1.1 à 2.9

I.5. Le calage et validation d'un modèle

Le calage consiste donc à sélectionner le jeu de paramètres d'un modèle de façon à ce que celui-ci simule le comportement hydrologique du bassin versant de la meilleure façon possible.

Le critère utilisé est le critère des moindres carrés des erreurs, présenté sous la forme adimensionnelle du critère de Nash borné. L'opération de calage consiste à trouver des valeurs des paramètres du modèle qui minimise l'erreur de modélisation sur la période considérée. Une période de 5 ans généralement est utilisée pour caler le modèle.

La validation porte sur l'application des modèles sur les données qui n'ont pas été utilisées lors de calage des modèles. [BOUREK,2010]

I.6. Critères de qualité

I.6.1. Le coefficient de détermination (R^2)

Il permet d'évaluer le degré d'association entre deux variables X et Y et de juger de la qualité de l'ajustement des points par la droite de régression, en expliquant la proportion de la variance de Y par les variations de X. [BENKACI A ,2006].

Il peut être estimé par l'équation suivante :

$$R^2 = \frac{\sum(Qi\ obs - Qi\ sim)^2}{\sum(Qi\ obs - Qi\ moy)^2} \quad \dots \text{Eq I.30}$$

Où Q_{moy} est la moyenne des débits observés. Pour une bonne simulation des débits le coefficient de détermination doit être égal à un.

I.6.2. Le critère de Nash

Nash et Sutcliffe (1970) ont proposé un critère, adimensionnel qui est considéré comme la base des critères de performance des modèles pluie-débit.

Ce critère exprime le pourcentage de la variance naturelle que l'on gagne par rapport à un modèle de référence qui donnerait comme débits calculés la moyenne des débits observés.

Il est défini par :

$$\text{Nash (Q)} = 100 \times [1 - \sum_i (Q_{i, \text{obs}} - Q_{i, \text{cal}})^2 / \sum_i (Q_{i, \text{obs}} - \bar{Q}_{\text{obs}})^2] \dots \text{Eq I.31}$$

$Q_{i, \text{obs}}$ et $Q_{i, \text{cal}}$ sont les débits observés et calculés au pas de temps i (mm),

\bar{Q}_{obs} , est la moyenne des débits observés sur la période considérée.

Pour tenir compte de certaines valeurs particulières des débits, ce critère a été calculé en utilisant la racine carrée des débits pour atténuer l'importance des débits de pointe, ou le logarithme pour les débits d'étiage. En pratique, on estime que la simulation est de mauvaise qualité lorsque le critère de Nash est faible (< 70%), elle est acceptable lorsqu'il est supérieur à 70 %, parfaite lorsqu'il est égal à 100 %. (BENKACI A,2006).

I.7.Conclusion

Le bassin versant est un système complexe ouvert, et son fonctionnement en réponse aux forçages atmosphériques dépend des caractéristiques hydrologiques et pédologiques propres à ce bassin. Un grand effort de recherche a été mené sur les différents processus intervenants dans la génération des débits, et des progrès fondamentaux sont accomplis dans la compréhension des cheminements de l'eau au niveau d'un bassin versant. La modélisation pluie-débit est considérée dans ce cas comme un des moyens les mieux adaptés pour décrire de façon assez sommaire une réalité complexe du fonctionnement d'un bassin versant. Vu les différences hydro climatiques à travers le monde, les modèles pluie débit se sont diversifiés en plusieurs catégories, pour prédire les débits de réponse d'un bassin aux événements pluvieux à partir d'une série d'observations pluies débits.

Après cette étude des modèles, notre choix porte sur un modèle hydrologique qui traite la modélisation des écoulements dans les régions arides et semi-arides, de type conceptuel global qui est le modèle GR (GR1A et GR2M).

II.1. Introduction

Le bassin versant est un espace géographique dont les apports hydriques naturels sont alimentés exclusivement par les précipitations, et dont les excès en eaux ou en matières solides transportées par l'eau forment, à un point unique de l'espace, une embouchure ou exutoire.

Ce chapitre est consacré à la description et l'analyse des propriétés physico-géologiques du bassin versant d'oued Ressoul. Il traite essentiellement des aspects géographiques, géologique et d'occupation du sol. Il traitera aussi les paramètres géométriques, topographiques et hydrographiques du bassin versant.

II.2. Situation géographique

Le sous bassin versant de l'oued Ressoul fait partie du sous bassin versant de l'oued Seybouse maritime (Fig. II.1) (sous le code N°1406, d'après le découpage de l'Agence Nationale des Ressources Hydriques ANRH). Le bassin versant de l'oued Ressoul est situé au Nord-Est de l'Algérie, entre 07°27'45" et 07°36'52" de longitude Est, et entre 36°32'57" et 36°41'100" de latitude Nord.



Fig. II.1 : Vue en plan du raccordement d'oued Ressoul avec l'Oued de la Seybouse.

[GHAOUTI, 2019]

Ce bassin s'étend sur une superficie de 103.41 km² pour un périmètre de 50.41 km, soit 1.53 % de la superficie totale du bassin de la Seybouse et 9.73 % de la Seybouse Maritime.

CHAPITRE II. Présentation Générale De La Zone D'étude

Il s'allonge dans la direction Sud-Sud-Ouest – Nord-Nord-Est. Il est couvert par les cartes d'état-major au 1/50 000 suivantes : Drean-Ouest (NJ-32-II-4) et Azzaba-Est (NJ-32-II-3).

Le réseau hydrographique du bassin versant est contrôlé à son exutoire par la station hydrométrique d'Ain Berda, située à 28 Km au Sud de la ville d'Annaba et à 25 Km de la mer, son cours d'eau principal mesure 25 km de longueur. L'oued Ressoul est formé par la réunion de deux cours d'eau principaux ; l'oued Mouya à l'Est de Ain Berda de direction presque Sud-Nord et qui draine la partie Sud-Est du bassin versant, et l'oued Guis à l'Ouest de Ain Berda de direction Sud-Ouest - Nord-Est, et qui reçoit les eaux provenant du versant Sud-Ouest.

Il est délimité :

- à l'Est par le bassin d'Oued Seybouse Maritime,
- à l'Ouest par Lac Fetzara,
- au Sud-Ouest par le bassin d'Oued Kebir-Hammam,
- au Sud par le bassin d'Oued Seybouse Moyenne.

Le bassin versant d'Oued RESSOUL de la ville d'AIN BERDA est situé au sud-est de la wilaya de Annaba à une distance de 28 Km du chef-lieu de la wilaya, Trois communes de deux wilayas (Guelma et Annaba) sont partiellement incluses dans le sous bassin versant de l'oued Ressoul. De l'amont vers l'aval, l'Oued Ressoul est traversé par les agglomérations suivantes : Nechmaya, Selmoun El Hachemi et Ain Berda. Elle est limitée par :

- **NORD** : La commune CHEURFA (wilaya de ANNABA).
- **NORD-EST** : El Harrouchi (La commune AIN BERDA, wilaya de ANNABA).
- **EST** : La commune AIN BEN BEIDA (wilaya de GUELMA).
- **SUD-EST** : La commune DJEBALLAH KHEMISSI (wilaya de GUELMA)
- **SUD-OUEST** : La commune GUELAAT BOUSBAA (wilaya de GUELMA).
- **OUEST** : Djbel Menchoura (la commune NECHMAYA, wilaya de GUELMA).

II.3. Caractéristiques morphologiques

Les indices morphologiques permettent de caractériser le milieu physique d'un bassin versant. La détermination de ces indices s'appuie sur la connaissance de la répartition hypsométrique sur la totalité du bassin versant.

II.3.1. Caractéristiques géométriques

Pour délimiter ce bassin hydrographique nous avons utilisé la carte ASTER Global Digital Elévation Model V003 (N36E07). La surface du bassin versant de Ressoul a été calculée à l'aide du logiciel ArcGIS 10.7, après avoir enregistré les données topographiques du bassin. La surface calculée est : **S = 103.41 km²** et le périmètre calculé est : **P = 50.81 km**.

II.3.2. Caractéristiques de forme

II.3.2.1. Indice de compacité de GRAVELIUS (Kc)

Caractéristique de forme la plus utilisée est Le coefficient de compacité de GRAVELIUS (Kc), est un indice morphologique permettant de caractériser le milieu physique. Il se définit comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant même surface. Il est obtenu par la formule suivante :

$$Kc = \frac{P}{2\sqrt{\pi S}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \dots \text{Eq II.1}$$

Kc : Indice de compacité de GRAVELIUS

P : Périmètre du bassin versant (Km).

S : Surface du bassin versant (Km²) (S=103.41km²; P =50.81km)

$$Kc = 1.40$$

Donc la forme : type de chaîne, selon la figure II.2

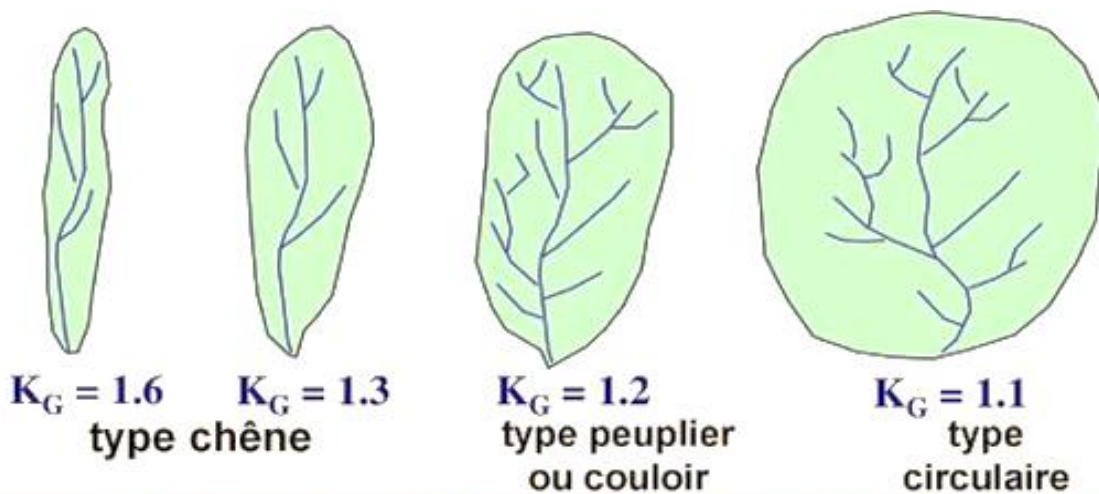


Fig. II.2 : les différentes formes des bassins versants selon l'indice de compacité.

II.3.2.2. Notion du Rectangle Equivalent

Le rectangle équivalent s'identifie par une simple transformation géométrique du contour du bassin en un rectangle de même surface (S), de périmètre (P), de longueur (L), de largeur (l), indice de compacité KC, et de la même courbe hypsométrique que le bassin versant étudié.

a. La longueur du rectangle équivalent

La longueur du rectangle équivalent est donnée par l'expression suivante :

$$L = \frac{k_c}{1,12} \sqrt{S} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{k_c} \right)^2} \right] \dots \text{eq II.2}$$

L : longueur de rectangle équivalent en Km,

Kc : indice de compacité,

S : Superficie du bassin versant en Km².

b. Largeur du rectangle équivalent

La largeur du rectangle équivalent est obtenue par la relation suivante :

$$l = \frac{k_c}{1,12} \sqrt{S} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{k_c} \right)^2} \right] \dots \text{eq II.3}$$

II.4. Description du milieu physique

II.4.1. Courbes hypsométriques

Le relief joue un rôle fondamental dans le comportement hydrologique d'un bassin versant. Il a une forte influence sur le régime d'écoulement, car la pente du bassin influe fortement sur le ruissellement, l'infiltration, l'évaporation... etc. [BOUANANI, 2004].

Le relief d'un bassin versant est souvent indiqué par les courbes de niveau. Il est caractérisé par la courbe hypsométrique, celle-ci donne la répartition des surfaces comprises entre les différentes courbes de niveau en fonction des altitudes correspondantes. Elle porte en abscisses les fractions cumulées des surfaces comprises entre deux courbes de niveau successives (Ci et Ci-1) en pourcentage, et en ordonnées les altitudes correspondantes.

Cette courbe reste un outil pratique pour comparer plusieurs bassins entre eux ou les diverses sections d'un seul bassin versant.

CHAPITRE II. Présentation Générale De La Zone D'étude

Les fractions des surfaces comprises entre les différentes courbes de niveau ont été obtenues après la délimitation des bassins versants, par l'application d'un modèle numérique de terrain de type SRTM et d'1 arc second de résolution à l'aide d'un système d'information géographique (ArcGIS). Les surfaces partielles, les surfaces cumulées et les altitudes correspondantes pour du sous bassin sont reportées dans le tableau II.1.

Ces résultats nous ont permis de tracer la courbe hypsométrique en choisissant l'échelle de telle sorte qu'elle soit d'utilisation facile.

Tab. II.1 : Répartition hypsométrique du bassin versant d'oued Ressoul.

N° de classe	Classe d'altitude	Altitude moy	Surfaces partielles		Surfaces cumulées	
	$H_i - H_{i-1}$	H_i [m]	S_i [km ²]	S_i [%]	ΣS_i [km ²]	ΣS_i [%]
1	51-100	75.5	3,60	3,48	103.4	100
2	100-200	150	23,34	22,57	99.8	96.52
3	200-300	250	30,13	29,13	76.46	73.95
4	300-400	350	22,02	21,30	46.33	44.81
5	400-500	450	13,53	13,09	24.31	23.51
6	500-600	550	6,66	6,44	10.78	10.43
7	600-700	650	2,05	1,98	4.12	3.98
8	700-800	750	1,57	1,52	2.07	2
9	800-910	855	0,50	0,49	0.5	0.48

Le bassin versant de l'oued Ressoul présente un relief moins accentué (Figure. II.3 et Figure. II.4), il est montagneux dans sa partie Sud. Plus de la moitié (50%) de la surface du bassin versant est située entre les altitudes 100 m et 300 m, ces zones représentent les plaines et les versants.

La courbe hypsométrique du bassin versant de l'oued Ressoul présente une pente forte vers les hautes altitudes indiquant la présence d'un plateau. La faible pente de la courbe hypsométrique aux basses altitudes indique la présence d'une vallée encaissée à l'exutoire du bassin versant.

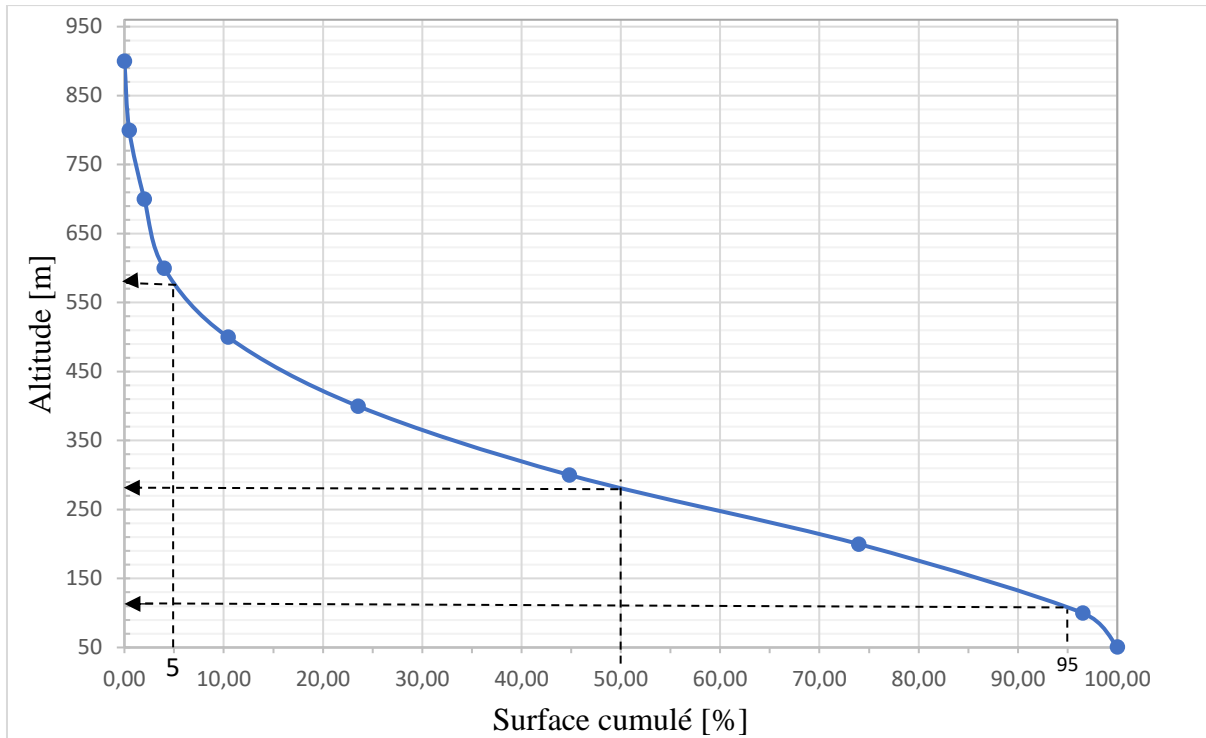


Fig. II.3 : Courbe hypsométrique du bassin versant de l'oued Ressoul.

II.4.2. Altitudes caractéristiques

Les altitudes les plus utilisées dans les études hydrologiques des bassins versants, et qui sont lues à partir des courbes hypsométriques sont :

a. Altitude minimale (H_{min}) : Cette altitude représente le point le plus bas du bassin versant généralement à l'exutoire, elle est **51m**.

b. Altitude à 95% de surface (H_{95}) : Celle-ci est obtenue directement à l'aide de la courbe hypsométrique, elle correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 95% de la superficie totale du bassin versant. L'altitudes à 95% de surface est **110 m**.

c. Altitude médiane (H_{50}) : Elle correspond à l'altitude qui inclut 50% de la superficie totale du bassin versant sur la courbe hypsométrique. Elle est **280 m**.

d. Altitude à 5% de surface (H_5) : Elle correspond à l'altitude lue sur la courbe hypsométrique au point d'abscisse 5% de la superficie totale du bassin versant. Elle est de **580 m**.

e. Altitude maximale (H_{max}) : Cette altitude considère le point le plus haut du bassin versant, elle est égale **910 m** à Koudiet Thalbala.

f. Altitude moyenne (H_{moy}) : Elle est calculée à partir de la relation suivante :

CHAPITRE II. Présentation Générale De La Zone D'étude

$$H_{moy} = \frac{1}{S} \times \sum_i^n S_i * \left(\frac{H_i + H_{i-1}}{2} \right) \quad \dots \text{eq II.4}$$

Où :

H_{moy} : l'altitude moyenne du bassin versant exprimée en m ;

S : la superficie totale du bassin versant exprimée en km^2 ;

S_i : la superficie partielle comprise entre deux altitudes successives et exprimée en km^2 ;

n : le nombre de courbes de niveau.

$$H_{moy} = 306.59 \text{ m}$$

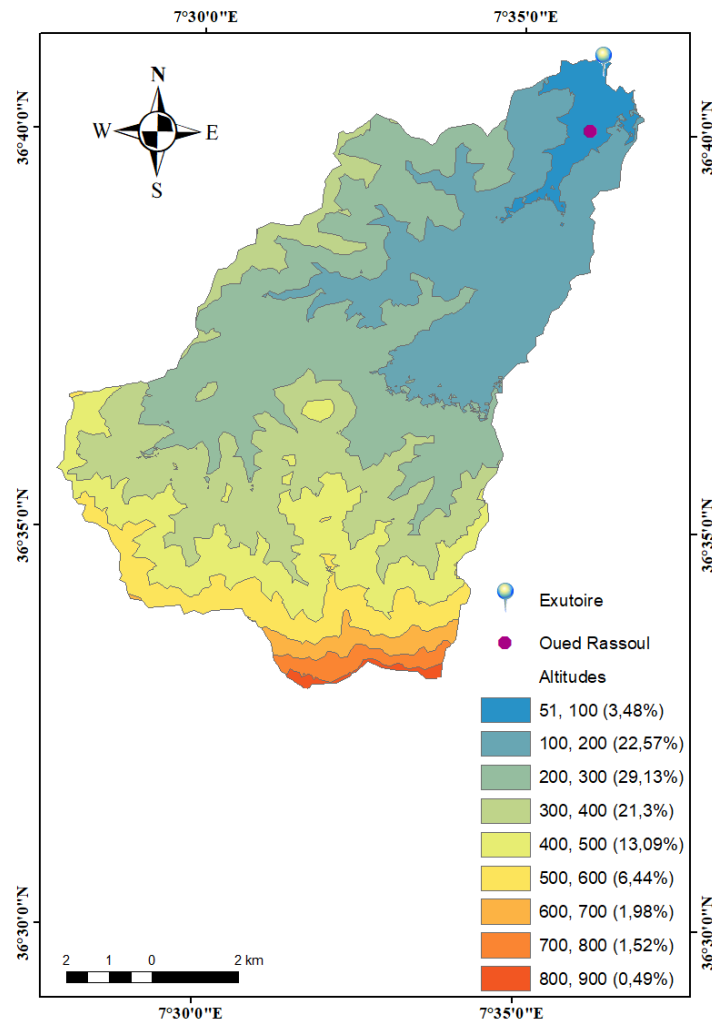


Fig. II.4 : Carte hypsométrique du bassin versant de l'oued Ressoul

II.4.3. Intégrale hypsométrique

L'intégrale hypsométrique (l'aire située entre la courbe hypsométrique et l'axe des abscisses) reflète de l'état d'équilibre dynamique potentiel du bassin. S'il est élevé (> 0.6), le

CHAPITRE II. Présentation Générale De La Zone D'étude

bassin versant est immature, i.e. la superficie est faible par rapport au changement d'altitude initial, ce qui est caractéristique des bassins abrupts. A l'inverse, s'il est faible (< 0.3), le paysage est vieux ; c'est-à-dire le bassin est caractérisé par une plaine douce près d'un cours d'eau où l'altitude varie très peu malgré une superficie importante [BENAÏCHOUCHE.2013]. La figure II.5 illustre les courbes hypsométriques pour différents types de relief.

$$IH = \frac{H_{moy} - H_{min}}{H_{max} - H_{min}} \quad \dots \text{Eq II.5}$$

$$IH = 0.30$$

Le bassin versant de l'oued Ressoul présente une faible intégrale hypsométrique (0.30) et un profil concave et régulier ce qui correspond à un relief considérablement érodé. C'est un bassin marqué par un stade d'évolution de fin maturité avancé.

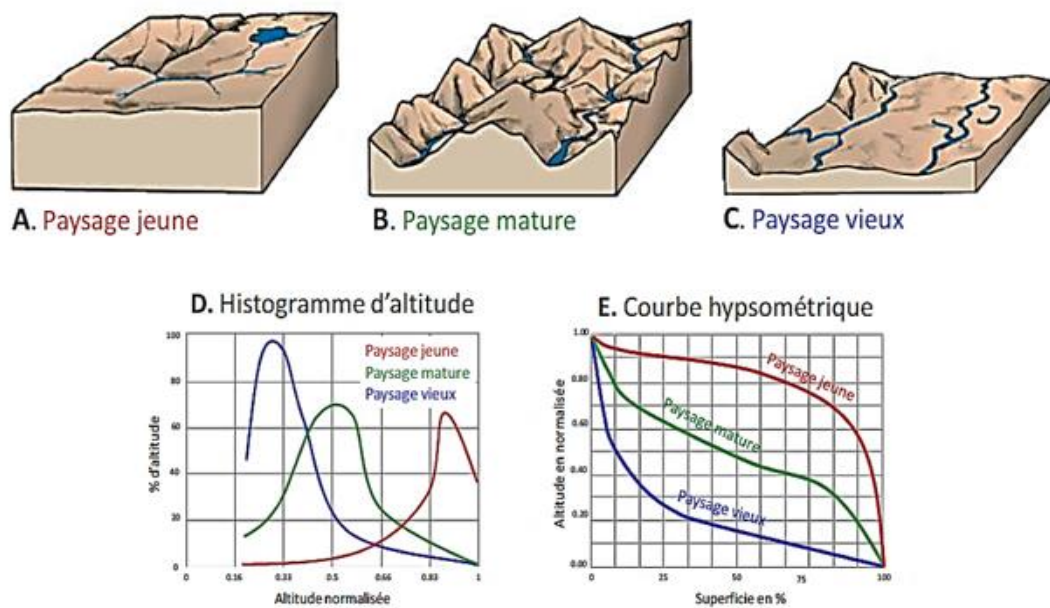


Fig. II.5: Interprétation de l'histogramme d'altitude et de courbe hypsométrique pour différents types de relief. [BENAÏCHOUCHE.2013]

II.4.4. Analyse spatiale des pentes

a. Indice de pente de ROCHE I_{pr}

L'indice de pente moyenne est déterminé à partir des données du bassin versant, l'objectif a caractérisé le régime hydrologique, comparer et classer plusieurs bassins entre eux. Il est donné par :

CHAPITRE II. Présentation Générale De La Zone D'étude

$$I_{pR} = \frac{1}{\sqrt{L_r}} \sum \sqrt{S_i (H_i - H_{i-1})} \quad \dots \text{eq II.6}$$

I_{pR} : Indice de pente de Roche,

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

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

L_r : la longueur du rectangle équivalent (km)

Tab. II.2 : Détermination de l'indice de pente de ROCHE I_{pR} (%)

Tranche d'altitudes (m)		D_i [km]	S_i	$S_i * D_i$	$\sqrt{S_i * D_i}$
51	100	0,049	3,48	0,17	0.41
100	200	0,1	22,57	0.22	0.47
200	300	0,1	29,11	0.29	0.53
300	400	0,1	21,31	0,21	0.46
400	500	0,1	13,08	0.13	0.36
500	600	0,1	6,46	0,65	0.81
600	700	0,1	1,97	0,19	0.44
700	800	0,1	1,52	0.152	0,39
800	910	0.09	0,51	0,046	0,21
				Σ	0.60
				$\sqrt{L_r} = \sqrt{20.31}$	4.5
$I_{pR} = 0.133 = 13.30\%$					

b. Indice de pente global (I_g)

L'aptitude de terrain au ruissellement dans un bassin versant est contrôlée en grande partie par l'influence du relief. Pour mettre ça en évidence, on a utilisé l'indice de pente global est défini comme étant le rapport entre la dénivelée qui sépare les altitudes et sur la courbe hypsométrique et la longueur du rectangle équivalent, I_g donné par la relation suivante (eq II.7)

:

CHAPITRE II. Présentation Générale De La Zone D'étude

$$I_g = \frac{D}{L} \dots \text{Eq II.7}$$

I_g : indice globale de Roche,

D : dénivelée (m),

L : longueur du rectangle équivalent (m).

$$I_g = 0.023$$

0.020 < I_g < 0.050, selon la classification adoptée par l'ORSTOM (France), le relief est dit **assez fort** si l'indice de pente global est compris entre 20 et 50 m/km (Tableau II.3).

Théoriquement, on ne peut plus utiliser la méthode ORSTOM, mais on peut à la rigueur l'utiliser quand même en extrapolant les résultats de 100 à 200 km² ou utiliser la méthode CIEU (RODIER et RIBSTEIN, 1988).

Malgré sa simplicité, l'indice de pente global présente l'inconvénient de décroître pour un même bassin lorsque la superficie croît. Il permet la classification mais on ne peut pas s'en servir pour comparer des indices de pente des bassins versants de superficies différentes. Pour pallier à cette lacune, il serait préférable d'utiliser la dénivelée spécifique

Tabl II. 3 : Classification du relief selon I_g par O.R.S.T.O.M

Type de relief	Valeurs de I_g
Relief très faible	$I_g < 0.002$
Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$
Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0.010$
Relief modéré	$0.010 < I_g < 0.020$
Relief assez fort	$0.020 < I_g < 0.050$
Relief fort	$0.050 < I_g < 0.100$
Relief très fort	$0.100 < I_g$

c. Classification des pentes du bassin versant de l'oued Ressoul

Les classes de pentes < 10 occupent environ 39.61 Km² soit 39 % de la superficie totale du bassin versant. La classe de pente entre 10 et 30 % représente presque $1/2 \approx 50$ % de la superficie du bassin. Alors que les valeurs de pente supérieure à 30 % touchent une partie moins importante du bassin versant avec 11 % de sa superficie totale (figure II.6).

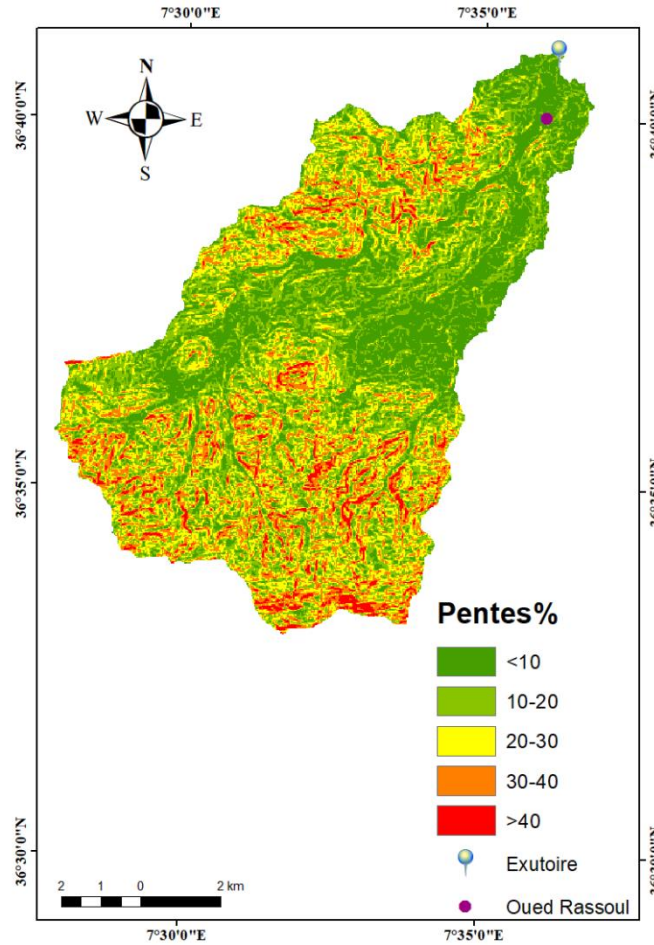


Fig. II.6 : Carte des pentes du bassin versant de l'oued Rassoul.

La répartition des pentes sur l'ensemble du bassin versant a été obtenue par le traitement d'un modèle numérique de terrain (MNT) sous un système d'information géographique (ArcGIS). Dans son ensemble, le bassin versant de l'oued Rassoul montre une pente moyenne relativement modérée (tableau II.4) avec une valeur de 15,54 %. Au Sud et au Nord-Ouest du bassin les pentes sont très accentuées (forte à très forte) correspondant à la chaîne montagneuse. La partie Nord-Est du bassin versant est marquée par un relief relativement faible où prédominent les pentes douces entre 0 et 10 %.

CHAPITRE II. Présentation Générale De La Zone D'étude

Tab. I.4: Distribution des classes de pentes sur le bassin versant de l'oued Ressoul.

<i>N° de classe</i>	<i>Classe de pente</i>	<i>Pente [%]</i>	<i>Superficie [Km²]</i>	<i>Taux [%]</i>
1	Très faible	< 10	39.61	38,80
2	Faible	10 à 20	27,15	26,61
3	Modérée	20 à 30	23,77	23,29
4	Forte	30 à 40	8,70	8,53
5	Très forte	> 40	2,82	2,77

Tab. II.5 : Classification des pentes. [MEDANE.2012]

<i>N° de classe</i>	<i>Classe de pente</i>	<i>Pente [%]</i>
1	Très faible	< 10
2	Faible	10 à 20
3	Modérée	20 à 30
4	Forte	30 à 40
5	Très forte	> 40

II.4.5. La dénivelée (D)

On définit la dénivelée entre et comme étant la différence des altitudes ayants 5% et 95% de la superficie totale du bassin versant dont 90% de la superficie s'inclut (Eq II.8).

$$D = H_{5\%} - H_{95\%} \quad \dots \text{Eq II.8}$$

Après l'application numérique on trouve les résultats suivants (tableau II.6) :

CHAPITRE II. Présentation Générale De La Zone D'étude

Tab. II.6: Indices de forme de bassins versant étudié.

Bassin versant	S [km ²]	P [km]	Kc	Lr [km]	Lr [km]	D[m]
Oued Ressoul	103.41	50.81	1.4	20.34	5.08	470

II.4.6. Dénivelée spécifique (Ds)

La dénivelée spécifique permet de définir les différents types de relief des bassins versant suivant la classification de (EqII.9) (ORSTOM : Office de Recherche Scientifique d'OutreMer).

$$Ds = I_g * \sqrt{S} \dots \text{Eq II.9}$$

Où :

Ds : Dénivelée spécifique (m),

Ig : indice de pente global (m/km),

S : superficie du bassin versant km², pour notre cas S=103.41 km².

$$Ds = 235.27 \text{ m}$$

La dénivelée spécifique permet de se prononcer sur le relief suivant la classification de l'Office de Recherche Scientifique d'Outre-Mer (tableau II.7) (ORSTOM).

Tabl II.7 : Classification des reliefs selon Ds d'après ORSTOM.

Classe de relief	Type de relief	Valeurs de Ds
1	Relief très faible	Ds < 10 m
2	Relief faible	10 m < Ds < 25 m
3	Relief assez faible	25 m < Ds < 50 m
4	Relief modère	50 m < Ds < 100
5	Relief assez fort	100 m < Ds < 250
6	Relief fort	250 m < Ds < 500
7	Relief très fort	Ds ≥ 500m

Le bassin versant étudié de l'oued Ressoul possède une dénivelée spécifique de 235.27 m, ce qui lui permettant d'être classé en classe R5 (100 m < Ds < 250 m), correspondant à **un relief assez fort**.

II.5. Caractéristiques hydrographiques

La détermination des paramètres physiographiques tels-que : la densité de drainage, la fréquence des talwegs élémentaires, le coefficient de torrentialité, les rapports de confluence et de longueurs des cours d'eau, le temps de concentration et la vitesse d'écoulement d'un bassin versant nécessite une classification du réseau de drainage selon la classification de STRAHLER (1957) (figure II.7). Cette dernière a été obtenue pour le bassin après le traitement d'un modèle numérique de terrain (MNT) sous un système d'information géographique (ArcGIS)

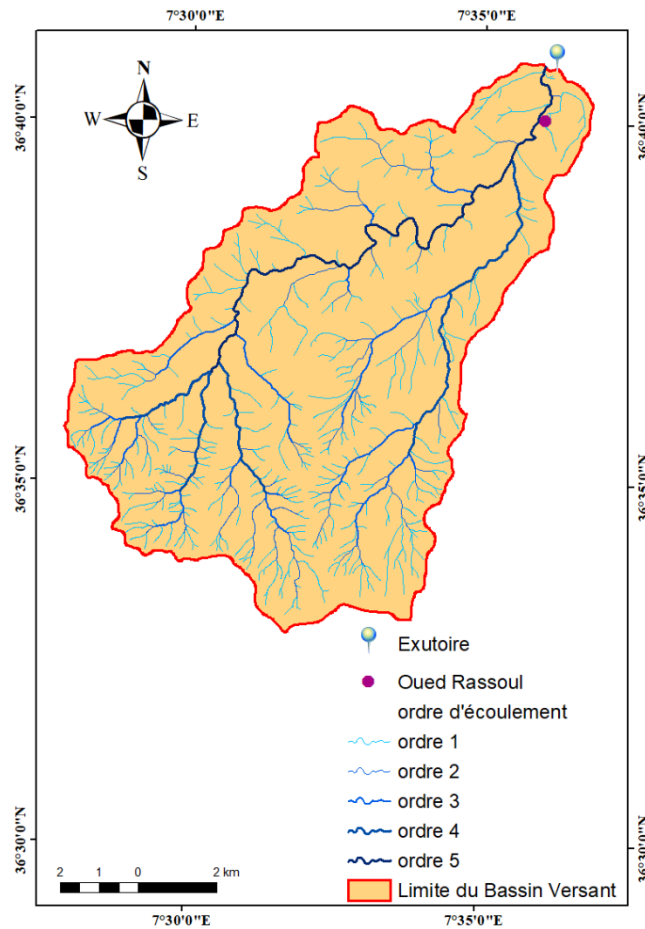


Fig. II.7 : Ordre d'écoulement selon la classification de STRAHLER.

II.5.1. Classification des cours d'eau (Talwegs)

La classification des Talwegs ou les cours d'eau et les affluents est une étape nécessaire dans l'étude de réseau hydrographique pour chaque ordre on détermine le nombre de talwegs et la longueur totale de ceux-ci (tableau II.8)

Tabl II. 8 : Nombre et longueurs des Talwegs.

Ordre	Nombre des talwegs	Longueur des talwegs [km]
1	401	173,54
2	66	39,31
3	18	27,23
4	4	19,36
5	1	16,91
Σ	490	276,34

II.5.2. Densité de drainage (Dd)

La densité de drainage d'un bassin versant est définie comme étant la longueur totale de tous les cours d'eau ramenée à l'unité de surface, elle est étroitement liée à la longueur de l'écoulement superficiel. Ce paramètre s'exprime par la relation suivante (Eq II.10) :

$$Dd = \frac{\sum Li}{S} \dots \text{eq II.10}$$

Dd : Densité de drainage (Km/Km²),

Li : Longueur de cours d'eau (km),

i : L'ordre d'écoulement de 1 à n.

S : Surface du bassin versant, S = 103.41 (Km²).

$$Dd = 2.67 \text{ (Km/Km}^2\text{)}$$

II.5.3. Fréquence des cours d'eau (Fc)

Représente le nombre de cours d'eau par unité de surface. Elle est déterminée par la formule suivante :

$$Fc = \frac{N}{S} \dots \text{eq II.11}$$

CHAPITRE II. Présentation Générale De La Zone D'étude

N : nombre totale des cours d'eau,

S : la surface du bassin en Km², S = 103.41 Km².

$$F_c = 4.74 \text{ Km}^{-2}$$

II.5.4. Coefficient de torrentialité C_t

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

$$C_t = F_1 * D_d \quad \dots \text{ eq II.12}$$

D_d : densité de drainage (km/km²) ;

F₁ : La fréquence des talwegs d'ordre (km).

Ce paramètre permet l'estimation de la grandeur de l'énergie érosive du cours d'eau.

$$F_1 = \frac{N_1}{S} \quad \dots \text{ Eq II.13}$$

F₁ : La fréquence des talwegs d'ordre 1

S : Surface du bassin en km², S = 103.41 Km²

N₁ : Nombre de talweg d'ordre1.

Tabl II. 9 : Coefficient de torrentialité pour chaque fréquence de Talweg.

Ordre	Nombres de Talwegs	Fi	Ct
1	401	3.88	10,35
2	66	0.64	1,70
3	18	0.17	0,46
4	4	0.039	0,10
5	1	0.01	0,03
			Σ=12.65

$$C_t=10.37$$

II.5.5. Temps de concentration Tc

Le temps de concentration, c'est le temps que met la particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée pour arriver à l'exutoire. Le calcul de ce temps de concentration se fait par plusieurs formules empiriques comme suite (Eq II.14) :

➤ **Formule de TURRAZA :**

$$Tc = 0.108 \frac{\sqrt[3]{S \cdot L}}{\sqrt{I}} \dots \text{eq II.14}$$

Tc : Temps de concentration en (h).

S : Surface du bassin versant en (S = 103.41 Km²).

L : Longueur du thalweg principal en (L = 25 Km).

Imoy : Pente moyenne du cours d'eau (I = 17.90 %)

➤ **Formule de SCS (Soil Conservation Service) :**

$$Tc = \left(0.87 * \frac{L^3}{H}\right)^{0.387} \dots \text{Eq II.15}$$

L : Longueur du Talweg principal (L = 25 Km) ;

H : Différence entre altitude max. et altitude min. H = (910-51) =859 m.

➤ **Formule de GIANDOTTI :**

$$Tc = \frac{4\sqrt{S}+1.5*L}{0.8*\sqrt{H_{moy}-H_{min}}} \dots \text{Eq II.16}$$

S : Surface du bassin versant en (S = 103.41 Km²) ;

L : Longueur du Talweg principal (L = 25 Km).

Hmoy : est l'altitude moyenne en (m),

H_{min} : c'est l'altitude minimale en (m) Hmoy- Hmin = 306.59-51 = 255.59m.

➤ **Formule de VENTURA :**

Est donnée par :

CHAPITRE II. Présentation Générale De La Zone D'étude

$$T_c = 0.1272 * \frac{\sqrt[3]{S}}{\sqrt{I_m}} \dots \text{Eq II.17}$$

I_{PR} : Pente moyenne du cours d'eau ($I_m = 13.30\%$) ;

S : Surface du bassin versant ($S = 103.41 \text{ Km}^2$).

Après l'application numérique on trouve les résultats suivants (tableau II.10) :

Tabl II.10: Tableau récapitulatif des résultats du temps de concentration.

Formule utilisée	Tc temps de concentration trouvé (heurs)
Formule de TURRAZA	3.51
Formule de SCS	2.91
Formule de GIANDOTTI	6.11
Formule de VENTURA	1.61
La moyenne	4.46

II.5.6. Vitesse d'écoulement (V)

Ce paramètre caractérise la vitesse moyenne d'écoulement des oueds par gravité suivant les pentes du bassin versant. Elle est exprimée par la relation suivante (Eq II.18)

$$V = \frac{L}{T_c} \dots \text{Eq II.18}$$

Où :

V : Vitesse d'écoulement [km/h] ;

L : Longueur du talweg principal [km] ;

T_c : Temps de concentration [h].

$$V=5.61 \text{ km/h}$$

Tabl II. 11 : Récapitulation des paramètres hydrographiques du bassin versant.

Paramètres caractéristiques	Symboles	Unités	Valeurs
Densité de drainage	D_d	Km/km ²	2.67
Fréquence des cours d'eaux	F_c	-	4.74
Coefficient de torrencialité	C_t	-	10.37
Temps de concentration	T_c	Heur	3.86
Vitesse de ruissellement	V	Km/h	5.61

II.6. Occupation des sols

Les cartes d'occupations des sols de la zone d'étude ont été établies sur une base des cartes thématiques de formations forestières et d'occupations des sols, déjà élaborées par le Bureau National d'Etudes pour le Développement Rural [Samuel,2014] en 2008 sur une échelle de travail de 1/25.000e. Ces cartes ont été numérisées sous ArcGIS et ensuite actualisées et vérifiées à l'aide des images satellitaires récentes de 15 à 30 m de résolution.

Le bassin versant de l'oued Ressoul occupe divers domaines (forestier, agricole,). Les formations forestières occupent 36.77 Km² soit 35,70 % de la superficie totale du bassin versant. Environ la moitié de cette formation est formée essentiellement de forêts domaniales (88 % de Draa El-Arch qui couvre le versant Nord et 12 % de Beni Ahmed située au Sud du bassin versant), le reste (19.93 Km²) est occupé par des maquis claires et des maquis arborés de Chêne liège (figure II.8). [BOUGURRA.2019]

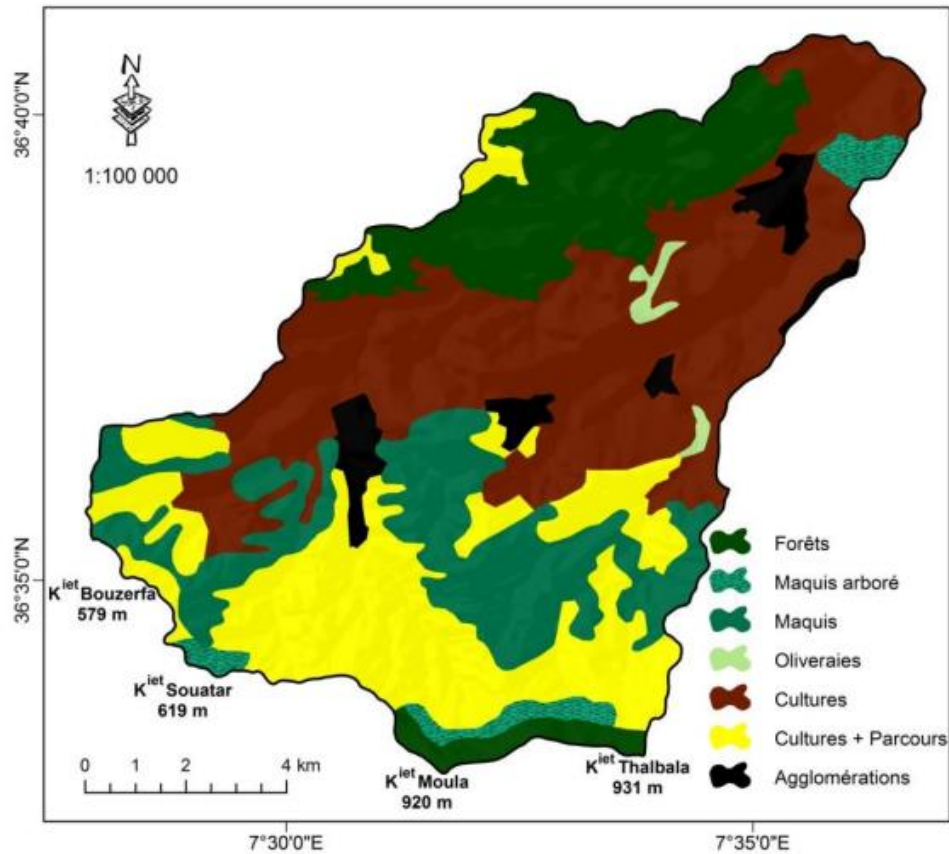


Fig. II.8: Carte d'occupation des terres du bassin versant de l'oued Ressoul.

[BOUGUERRA.2019]

Les espaces agricoles (cultures, cultures associées aux parcours et oléiculture) totalisent une superficie de 62.23 Km² soit 60,42 %. Alors que les terres improductives (agglomérations) couvrent une superficie de 4 km² correspondant à 3,9 % de la superficie totale du bassin versant de l'oued Ressoul (figure II.9). [BOUGUERRA.2019]

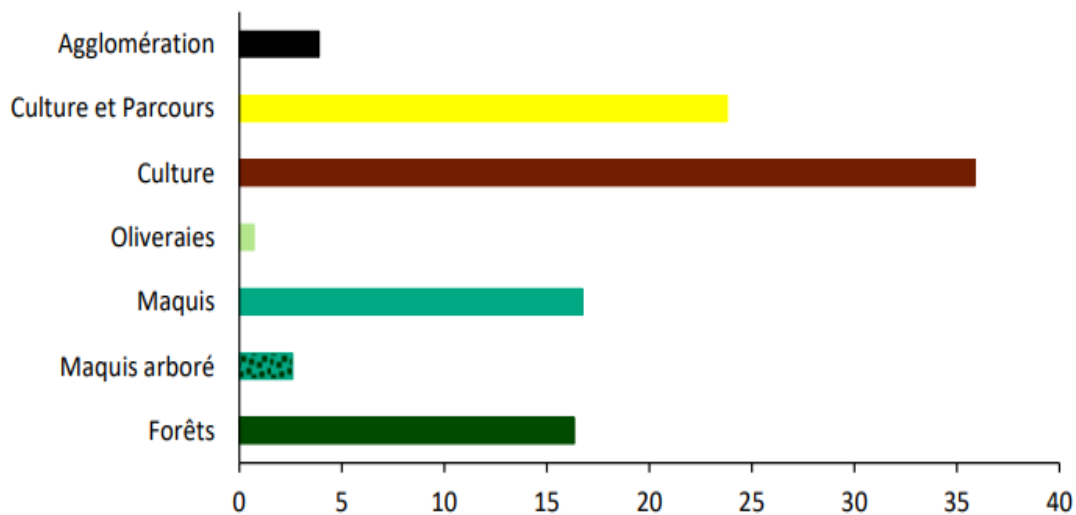


Fig. II.9: Répartition des terres dans le bassin versant de l'oued Ressoul [%].

[BOUGUERRA,2019]

En conclusion le bassin versant de l'oued Ressoul occupe 66.23 Km² de surface non protégée, cette zone est exposée aux activités anthropiques (cultures, pâturages, construction d'ouvrages d'arts, ...), quant aux et 36.77 Km² restantes formées essentiellement par des végétations naturelles ils sont certainement protégés. Ceci indique la gravité de la situation de de bassin versant. [BOUGUERRA,2019]

II.7. Géologie du site

Pour toutes indications stratigraphique et tectonique relatives à la zone montagneuses principales. Cet ensemble montagneux de structure complexe (faillé, plissé) affecté par toutes les phases tectoniques depuis le paléozoïque apparaît comme tout à fait indépendant du reste de la région de Annaba dont l'orogénie se lie à la terminaison orientale de la chaîne Numidique. La nappe Numidienne avec son flysch habituel argilo-gréseux mise en place à la suite des poussées tectoniques d'origine alpine. [YLES.2014]

II.8. Synthèse des caractéristiques du bassin versant de l'oued Ressoul

Nous avons essayé de récapituler dans le tableau.II.12, l'ensemble des caractéristiques morphométriques, topographiques et hydrologiques du bassin versant étudié.

CHAPITRE II. Présentation Générale De La Zone D'étude

Tabl II.12 : Synthétise les principales caractéristiques de bassin versant de l'oued Ressoul.

Caractéristiques		Symbole	Unité	Bassin Versant	
Topographiques	Minimale	H_{min}	Km	51	
	à 95% de surface	$H_{95\%}$	Km	120	
	Médiane	$H_{50\%}$	Km	280	
	Moyenne	H_{moyen}	Km	306	
	à 5% de surface	$H_{5\%}$	Km	650	
	Maximale	H_{max}	Km	960	
	Intégrale hypsométrie		IH	Km	
Pente moyenne		-	%	13.30	
Morphométriques	Superficie		S	Km^2	103.41
	Périmètre		P	Km	50.41
	Indice de compacité		K_c	-	
	Rectangle équivalent	Longueur	L	Km	20.34
		Largeur	L	Km	5.08
	Densité de drainage		Dd	Km/Km^2	2.67
	Indice de pente globale		Ig	%	2.30
Dénivelée spécifique		Ds	m	219.96	
Hydrographique	Talweg principal		-	-	Oued Rassoul
	Principaux influents		-	-	Oued Guis, Oued Mouya
	Longueur de talweg principal		L	Km	25
	Fréquence de talweg		Fc	Km^{-2}	4.74
	Coefficient de torrencialité		Ct	-	10.37
	Temps de concentration		Tc	h	4.46
	Vitesse d'écoulement		V	Km/h	5.61

III.1. Introduction

La connaissance des régimes d'écoulement des eaux de surface et des eaux souterraines est vitale, notamment dans l'aménagement et la gestion de ces eaux. Elle est Bien sûr, sur la base de l'analyse des différentes composantes du bilan hydrologique, les deux sont Conditions météorologiques spéciales par rapport aux conditions normales. Pour ça Enfin, il est nécessaire de quantifier et d'estimer tous les paramètres impliqués Processus hydrologiques ; l'interprétation de ces paramètres nous permettra également d'Identifier les changements dans les apports de surface et la recharge des eaux souterraines.

L'étude est subdivisée en deux parties ; la première concerne l'étude du climat où on s'intéresse à l'identification du climat de la zone d'étude à partir de différents agents climatiques (précipitation, température, ...), et la deuxième englobe l'étude de variations des termes du bilan d'eau d'une part et les régimes des cours d'eau d'autre part.

III.2. Présentation des données

III.2.1. La source des données

Les données pluviométriques et hydrométriques utilisées dans cette étude appartiennent aux :

- ✓ L'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH). Elles concernent deux stations pluviométriques : Ain Berda (140606), Nechmeya (140605) et une seule station hydrométrique : Ain Berda (140602).

Les données de températures ont été déterminées à partir des ré-analyses produites par :

- ✓ "National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)" et "L'Office National de la Météorologie (ONM)". Elles concernent la station : Annaba (les salines) (Figure. III.1).

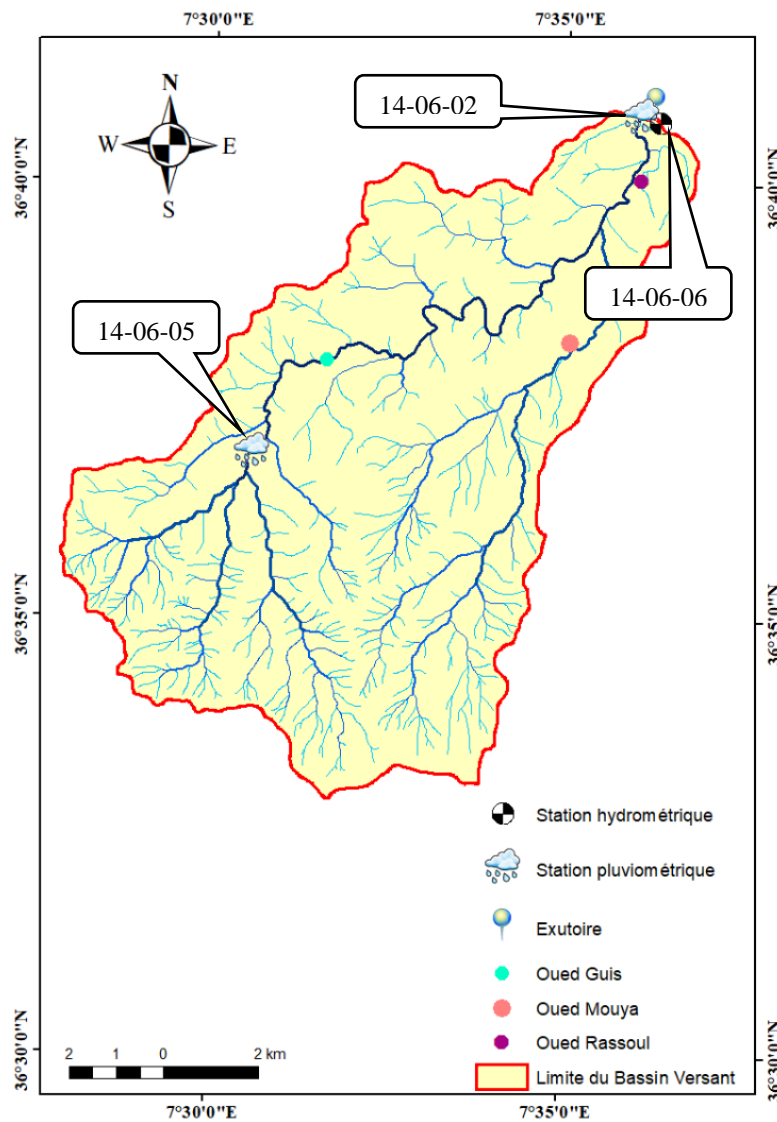


Fig : III.1 : présentation des stations hydrométriques et pluviométriques du bassin versant d'oued Ressoul.

III.2.2. Les données disponibles

- La taille de l'échantillon
- La concomitance des séries de données ;
- La qualité des données (faiblesse des lacunes dans les séries observées).

Sur la base de ces critères, La période retenue dans cette étude est de (1972/73 à 2008/09) pour le débit, la précipitation et température.

Tab. III.1 : Caractéristiques des stations de mesure de Nechmaya et Ain El Barda (1972/73-2008/09).

	Codes	Longitude	L'altitude	Altitude(m)	Période d'enregistrement
Nechmaya	14-06-05	07°30'48" E	36°36'41" N	254	1972/73-2008/09
Ain El Barda	14-06-06	07°48'09" E	36°40'55" N	73	

III.3. Etude climatique

Les conditions météorologiques affectent grandement le fonctionnement de régime hydrique. Connaître ces conditions (précipitations, température, ensoleillement, humidité, L'évaporation, le vent, ...) nous donneront également une idée du climat de la région qui nous occupe.

III.3.1. Etude des précipitations

Dans ce chapitre, nous nous intéresserons sur l'étude des précipitations, qui est le facteur principal du comportement hydrologique de la région. Varie dans le temps et dans l'espace. Pour ce faire, nous avons pris en considérations les valeurs annuelles et mensuelles des précipitations des deux stations, la station de Nechmaya situé en amont du bassin versant et la station d'Ain El Berda se trouvant, en aval, dont les caractéristiques sont consignées dans le tableau III.1.

III. 3.1.1. Variation interannuelle des précipitations

Le tableau III.2 indique la quantité de précipitations annuelles durant la période 1972/73 2008/09 enregistrées au niveau des deux stations d'Aïn el Barda et Nechemaya. La moyenne annuelle des précipitations à la station de d'Ain El Berda (621.68 mm) est plus élevée de celle de Nechmeya (573.96 mm), tandis que l'altitude de la station de Nechmaya (254 m) plus élevée de celle de Ain El Berda (73 m)

CHAPITRE III. Hydroclimatologie

Tab. III.2 : Précipitations annuelles (mm) aux stations de Nechemaya et Ain El Barda.

<i>Année \ Station</i>	<i>Nechemaya</i>	<i>Ain El barda</i>	<i>Année \ Station</i>	<i>Nechemaya</i>	<i>Ain El barda</i>
1972/73	829,43	791,2	1991/92	709,50	623,7
1973/74	299,12	391,7	1992/93	690,80	680,6
1974/75	549,70	418,1	1993/94	482,40	500
1975/76	371,93	597,6	1994/95	690,80	585,5
1976/77	665,44	705,1	1995/96	832,90	734,6
1977/78	461,13	555,5	1996/97	370,30	391,8
1978/79	545,46	654,5	1997/98	677,00	863
1979/80	457,36	464,1	1998/99	603,80	735
1980/81	638,47	577,6	1999/00	403,39	562,1
1981/82	550,08	585,1	2000/01	279,70	547,1
1982/83	457,85	567,1	2001/02	186,30	368,2
1983/84	1005,91	715,9	2002/03	750,90	973
1984/85	932,17	833,4	2003/04	701,20	858,9
1985/86	428,87	448,4	2004/05	812,50	842,9
1986/87	973,60	813,6	2005/06	531,20	574,2
1987/88	484,60	382,1	2006/07	331,60	594
1988/89	525,05	480,1	2007/08	307,21	528,4
1989/90	414,10	530,9	2008/09	482,40	888,5
1990/91	802,20	638,6	P _{moy}	573,96	621,68

La variation interannuelle temporelle des précipitations annuelles aux stations de Nechemaya et Ain El Barda (figure III.2) sur une période de 37 ans (1972/73 - 2008/09), montre qu'au niveau de la station d'Ain El Barda, l'année la plus pluvieuse enregistrée en (1983/84) avec 1006 mm d'hauteur d'eau, alors que l'année la plus sèche est observée en (2001/02) avec un total de 186 mm. Les périodes humides qui ont des valeurs nettement supérieures à la moyenne est marquée englobe plus de 43 % d'années humides, tandis que les périodes dites sèche dont les valeurs sont inférieures à la moyenne couvre 57 % de la période étudiée.

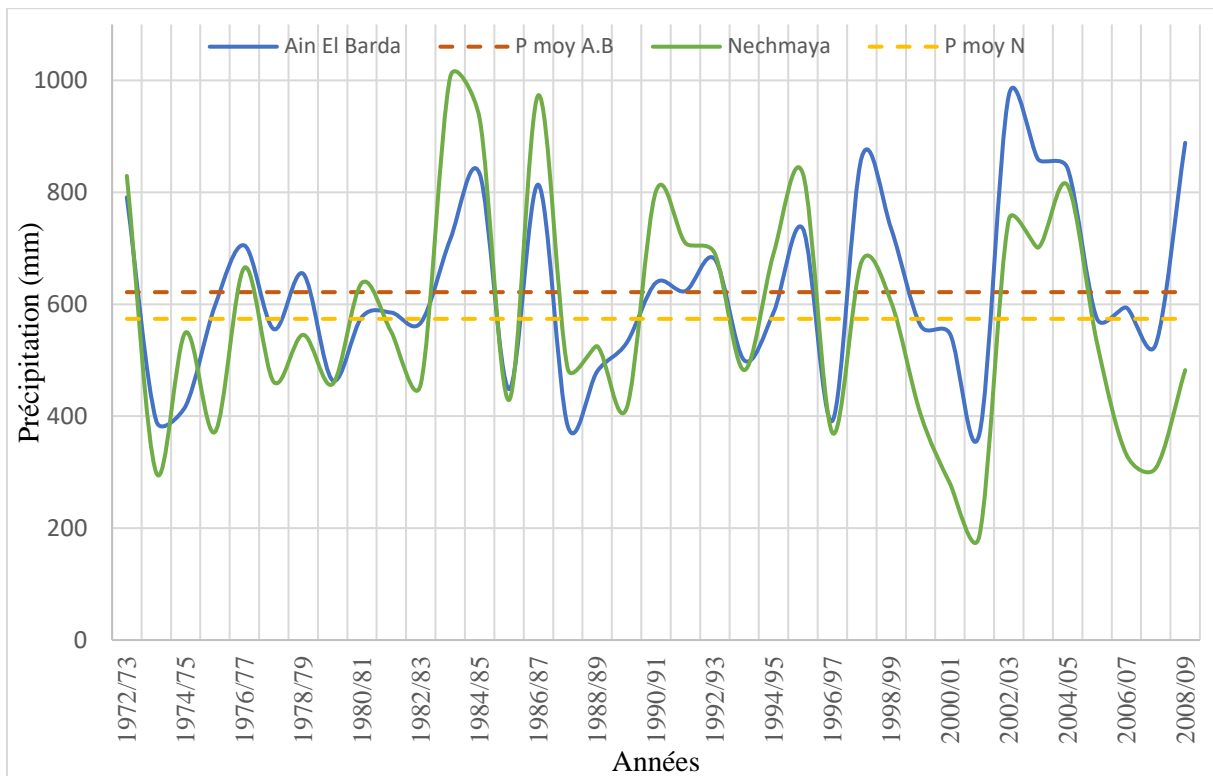


Fig. III.2 : Variations interannuelles des précipitations aux stations d’Ain El Berda et de Nechmaya (1972/73 – 2008/09).

A Ain el barda les précipitations annuelles ont atteint un maximum de 973 mm en 2002/03, alors que la plus faible pluie soit 368,2 mm a été enregistrée en 2001/02. La période humide englobe plus de 44 % d’années humides.

III .3.1.2. Variation interannuelle des précipitations moyennes

La figure III.3, visualise l’évolution ou bien la variation de la pluviométrie annuelle sur une période de 37 ans 1972/73-2008/09 sur l’ensemble du bassin versant d’oued Ressoul, où l’on remarque que le régime annuel est très irrégulier d’une année à une autre. La hauteur maximale des précipitations atteint 893,60mm au cours de l’année 1986/87, tandis que la hauteur minimale de l’ordre de 277,25 mm a été enregistrées à en 2001/02, La hauteur moyenne est de l’ordre de 597,82mm.

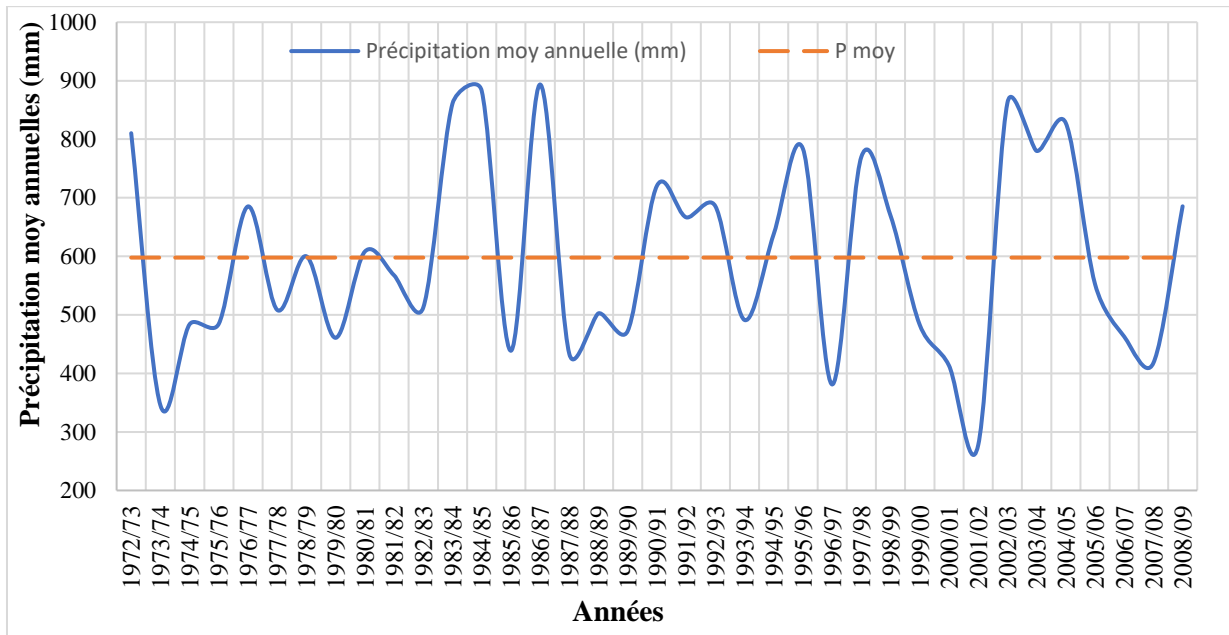


Fig. III.3: Variations des précipitations moyenne annuelle (1972/73 – 2008/09).

On peut voir que la distribution des précipitations annuelles moyennes sur le bassin versant de l'oued Rassoul varie entre les valeurs minimales et maximales. En outre, $P_{moy}(\text{Nechmaya}) = 573,96 \text{ mm} < 621,68 \text{ mm } P_{moy}(\text{Ain El Berda})$, Alors que : $(\text{Nechmaya}) = 254 \text{ m} > 73 \text{ m} (\text{Ain El Berda})$; bien que, les zones hautes sont plus pluvieuses que les basses zones, du fait que plus on monte en altitude par rapport au niveau de la mer, plus que la pluviométrie augmente (figure III.4)

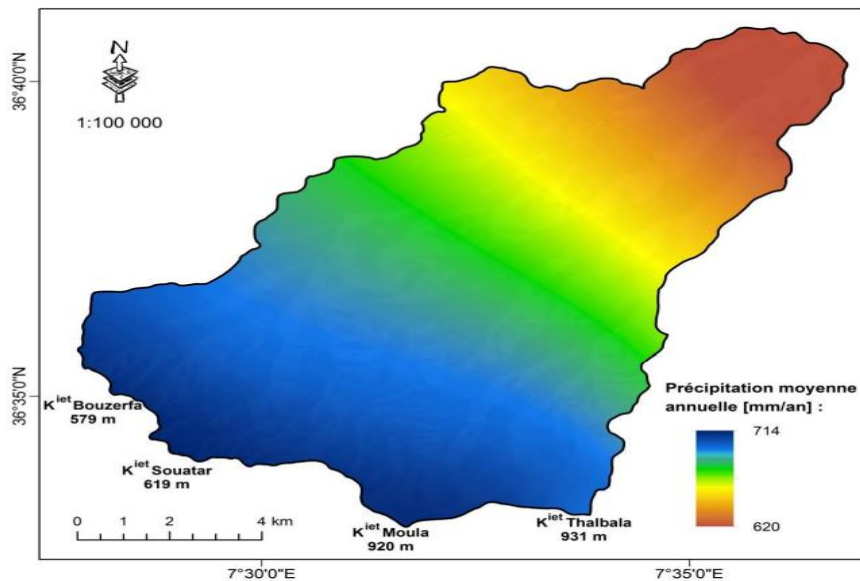


fig. III.4 : Répartition de la pluviométrie moyenne annuelle dans le bassin versant de l'oued Ressoul (1921-1989). [BOUGURRA.2019]

III.3.1.3. Variation moyennes mensuelles des précipitations

Le tableau III.3, représente les valeurs moyennes mensuelles des pluviométries mesurées au niveau de la station de Nechmaya et de la station d'Ain El Berda sur une période d'observation de 37 ans (1972/73-2008/09).

Tab. III.3 : Précipitation moyenne mensuelle de station Ain barda et Nechmaya 1972/73 – 2008/09

Stations		Sept	Oct.	Nov.	déc.	janv.	févr.	Mars	Avr.	Mai	Juin	juil.	Aout
Ain El barda	P(mm)	36.24	54.84	75.38	96.06	92.24	69.66	69.28	61.24	41.43	13.59	2.48	9.15
	<i>Ecart type</i>	29,82	41,94	56,31	57,40	53,34	40,64	44,96	41,53	34,06	15,76	5,13	11,35
	<i>c.v</i>	0,82	0,76	0,75	0,60	0,58	0,58	0,65	0,68	0,82	1,16	2,07	1,24
Nechmaya	P(mm)	29.24	46.02	61.82	88.9	82.61	75.86	71.64	56.43	37.04	13.73	3.09	7.57
	<i>Ecart type</i>	22,62	37,50	58,95	79,78	61,55	67,21	59,67	43,53	38,94	20,38	7,76	10,60
	<i>c.v</i>	0,77	0,81	0,95	0,90	0,75	0,89	0,83	0,77	1,05	1,48	2,51	1,40

c.v : Le coefficient de variation est le rapport de l'écart-type à la moyenne.

La variation mensuelle est très inégalement répartie dans l'espace et dans le temps. La répartition des précipitations moyennes mensuelles sur la période (1972/1973 – 2008/2009) (Fig.III.5), montre que les mois le plus sec est Juillet avec 3.1 mm à Nechmeya et 2.5 mm à Ain El Berda, et les plus pluvieux sont, Novembre et Décembre et Janvier, (un maximum d'ordre de 96 mm, enregistré en décembre) à la station d'Ain el barda (Annaba), Quant au niveau de Nechmaya, nous avons les mois les plus pluvieux sont Décembre, Janvier, Février (un maximum d'ordre de 89 mm, enregistré en décembre).

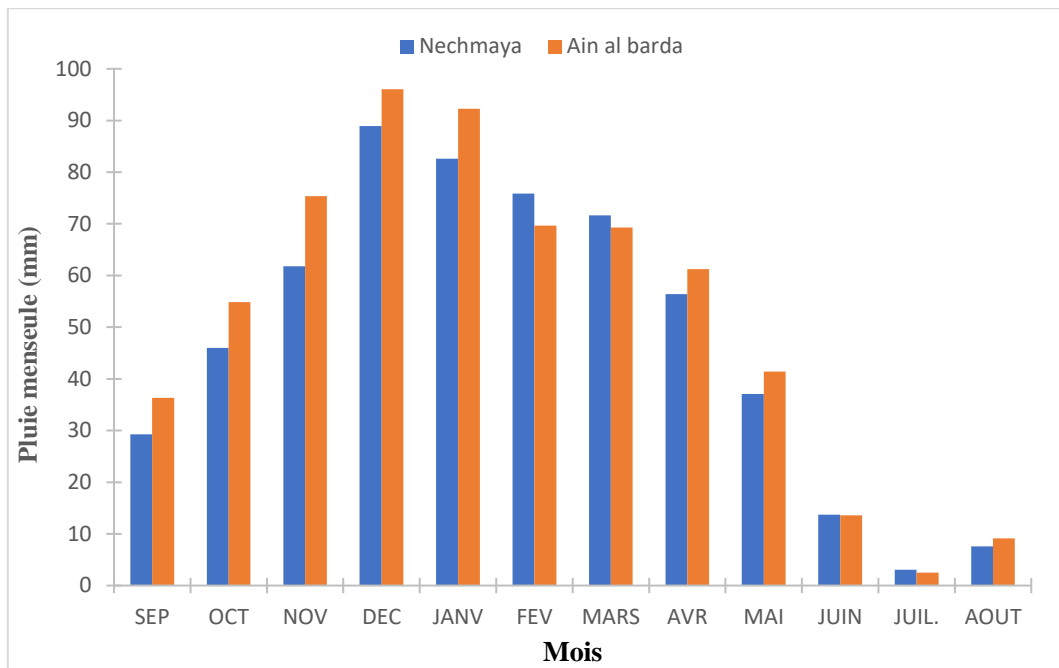


Fig. III.5 : Variations des précipitations mensuelles moyennes mensuelles des deux stations d'Ain El Berda et de Nechmaya (1972/73 – 2008/09).

III.3.1.4. Variation moyennes mensuelles des précipitations moyennes

D'après L'histogramme des précipitations moyennes mensuelles du bassin versant d'oued Ressoul (Fig. III.6) montre que le mois le plus pluvieux est Décembre tandis que le mois le plus sec est juillet.

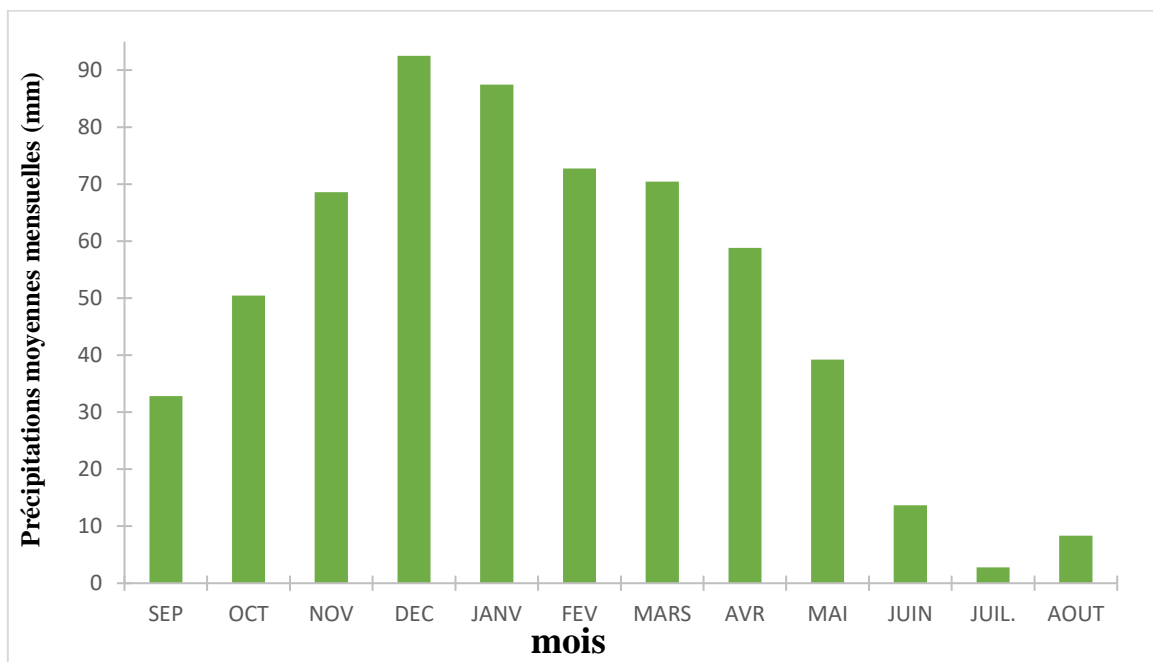


Fig. III.6 : Variation des précipitations moyennes mensuelles, 1972/73- 2008/09

III.3.1.5. Variation moyennes saisonnières des précipitations

La répartition des précipitations moyennes saisonnières aux stations de Nechmaya et d'Ain El Barda (tableau III.4) fait ressortir les observations suivantes :

La saison la plus pluvieuse pour les deux stations est l'hiver avec plus de 43 % et 41 % de précipitation respectivement pour la station de Nechmaya et celle d'Ain el barda figure III.6.

Tab.III.4 : Répartition saisonnière de la précipitation au niveau des stations de Nechmaya et Ain el barda 1972/73 – 2008/09.

Station \ Saison		Automne	Hiver	Printemps	Été	Totale
Nechmaya	P[mm]	137,08	247,38	165,11	24,39	573,96
	P [%]	23,88	43,10	28,77	4,25	100
Ain el barda	P[mm]	166,56	257,95	171,95	25,22	621,68
	P [%]	26,79	41,49	27,66	4,06	100

Les saisons d'automne et de printemps reçoivent à peu près la même quantité de pluies, soit environ d'un quart de la précipitation totale (figure III.7).

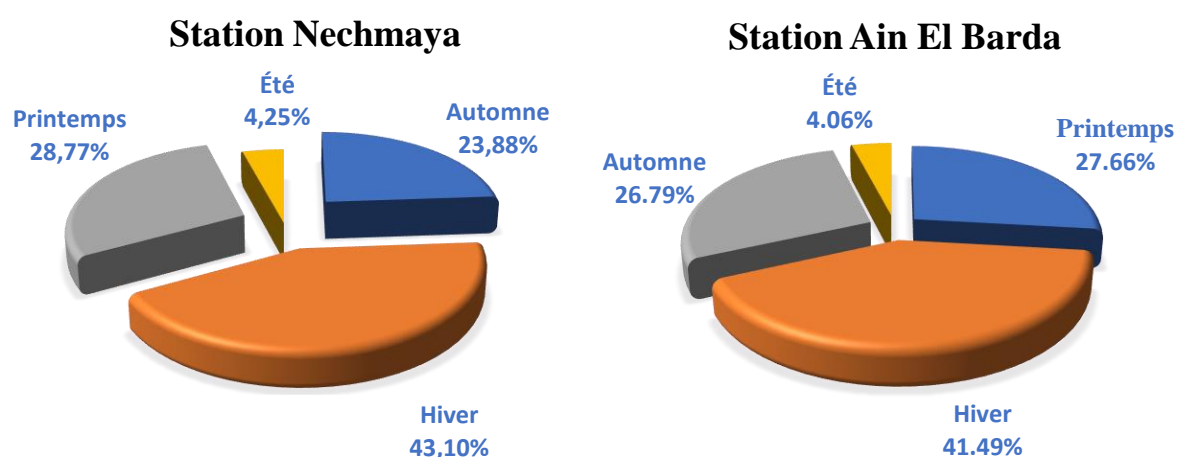


Fig. III.7 : Portions des précipitations moyennes saisonnières au niveau des stations de Nechmaya et Ain el barda 1972/73 – 2008/09.

III .3.2. Etude des Températures

La température est un facteur très important régissant les facteurs climatiques et intervenant dans de nombreux calculs d'évapotranspiration.

Pour notre étude nous disposons de données de températures (max, moyenne, min) annuelles et mensuelles de la station météorologique d'Annaba (les salines) pour une période de 37ans (1972/73-2008/09).

III .3.2.1. Variation interannuelle des températures

La température moyenne annuelle, étant de 17.70 °C pour la période (1972/73-2008/09). (FigureIII.8) la température maximale atteint 18.54°C en 1987/88, en revanche une température minimale de 16.63°C a été enregistrée en 1974/75.

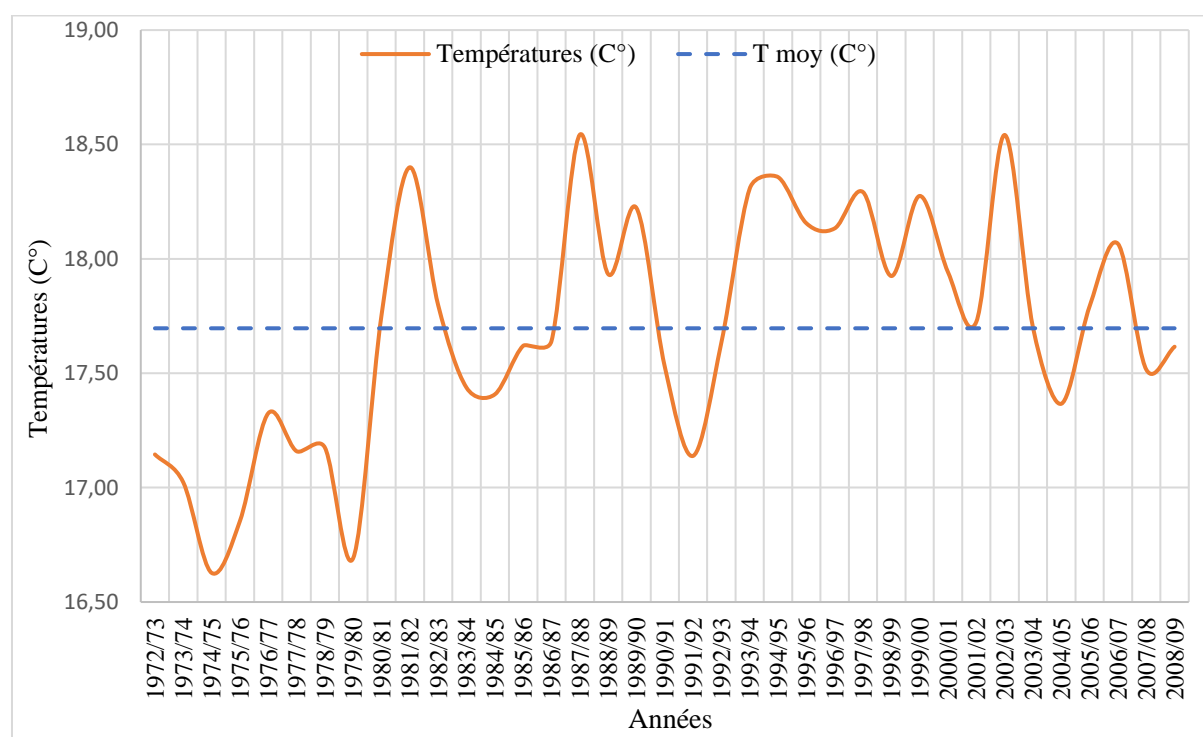


Fig. III.8 : Variation des interannuelle températures moyennes 1972/73-2008/09

III .3.2.2. Variations mensuelles des températures

Les variations de la température moyenne mensuelle durant la période allant de 1972/1973 à 2008/2009, sont représentées dans (Tab.III.5 et fig.III.9).

CHAPITRE III. Hydroclimatologie

Les températures mensuelles sont mentionnées dans le tableau III.5, pour une période de 37 ans (1972/73 – 2008/09).

Tab. III.5: Valeurs des températures moyennes, maximales et minimales mensuelles (1972/73-2008/09).

Mois	SEP	OCT	NOV	DEC	JANV	FEV	MARS	AVR	MAI	JUIN	JUIL.	AOUT
T Max	31,63	28,26	23,02	19,49	18,15	19,02	21,52	23,64	26,46	31,21	33,1	33,89
Tmoy	23,30	19,88	15,31	12,22	11,20	11,52	13,07	14,9	18,4	22,12	24,88	25,56
T Min	16,92	13,40	9,16	6,32	5,39	5,67	6,35	7,99	11,37	14,91	17,57	18,76

Le tableau ci-dessus, montre que les variations des températures moyennes mensuelles indiquent que le mois de janvier est le plus froid avec (11.20°C), et le mois d'aout le plus chaud (25.56°C).

La courbe des maximums (fig. III.8) observés enregistre une valeur maximale de 33.89°C en Aout et une valeur minimale en Janvier de 18.15°C.

La courbe des minima observés enregistre une valeur maximale de 18.76°C en Aout et une valeur minimale en Janvier de 5.39°C.

La saison chaude s'étend de Mai à Octobre, mois pendant lesquels les températures mensuelles sont supérieures à la moyenne annuelle, alors que la saison froide correspond à la période allant de Novembre à Avril.

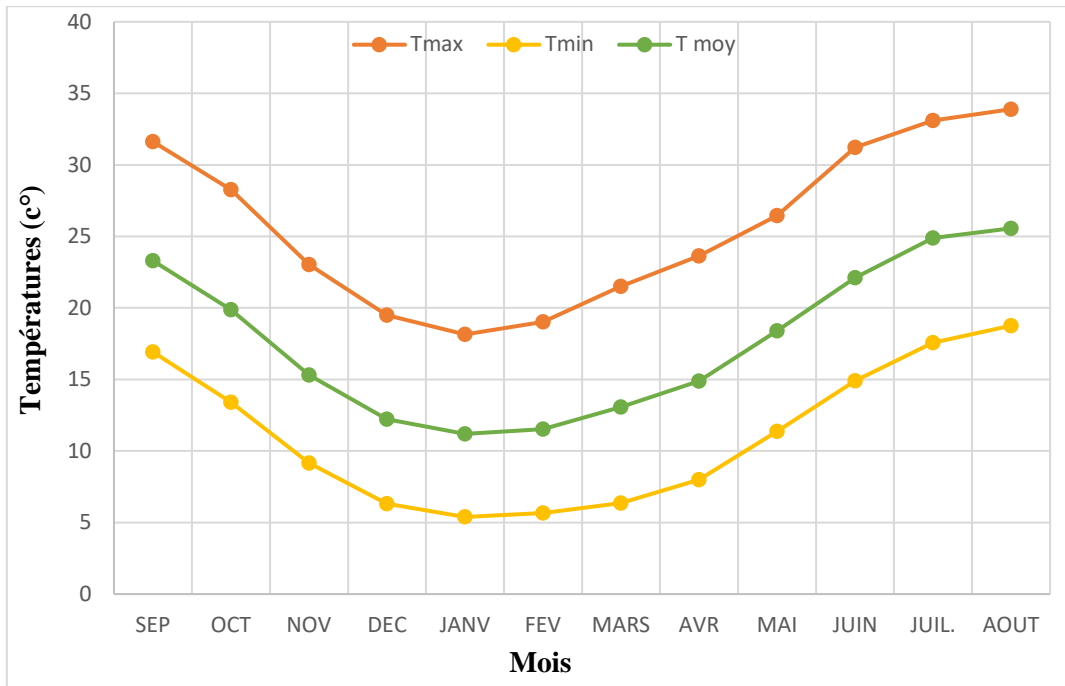


Fig III.9: Variation des Températures moyennes maximales et minimales mensuelles de la station d'Annaba (1972/73-2008/09)

III .3.2.3. Diagramme ombro-thermique de Gaussen

Le diagramme ombro-thermique de Gaussen a été établi, en se basant sur les moyennes mensuelles des précipitations moyennes et des températures enregistrées au niveau de station météorologique (les salines d'Annaba). Les résultats montrent l'existence de deux périodes bien distinctes ; une période sèche où les précipitations sont inférieures ou égales aux doubles des températures du mois considéré, la station d'Annaba nous a conduit à distinguer deux différentes périodes ; une sèche dont la durée varie de la mi-avril à la première semaine d'octobre, et l'autre humide s'étend de la fin de la première jusqu'au son début, qui peut durer environ de six mois (figure III.10)

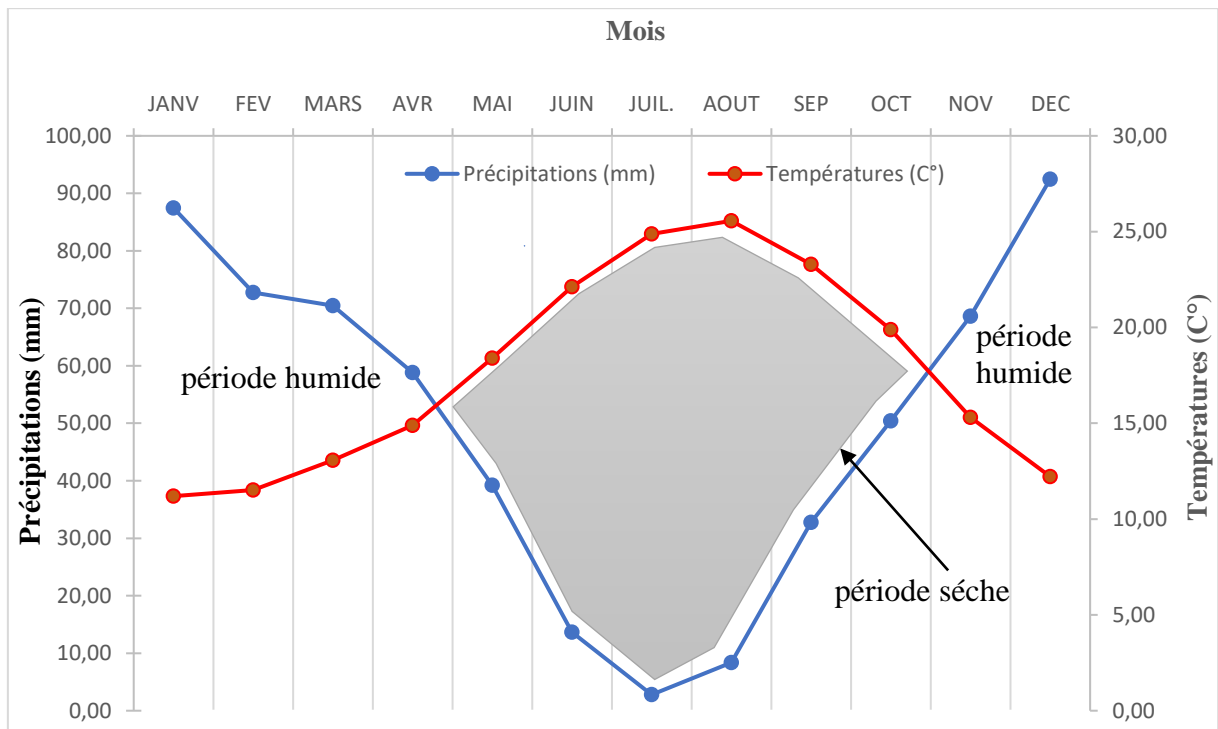


Fig III.10 : Diagramme ombro-thermique de la station de Annaba (1972/73-2008/09).

III.3.3. Etude des Evapotranspiration

L'évapotranspiration est une des composantes fondamentales du cycle hydrologique, elle représente la somme de l'évaporation directe qui s'effectue à partir des sols humides et des différents plans d'eau, et aussi de la transpiration des végétaux. On distingue :

- ✓ L'évapotranspiration réelle qui représente l'eau réellement perdue parcelle-ci sous forme de vapeur.
- ✓ L'évapotranspiration potentielle qui est l'eau susceptible d'être perdue dans les mêmes conditions quand elle n'est plus facteur limitant.

III.3.3.1. L'évapotranspiration potentielle (ETP) selon la méthode Thornthwaite

Selon Penman (1956), l'évapotranspiration potentielle est définie comme : l'évaporation à partir d'une surface de gazon court, poussant activement, recouvrant totalement le sol de hauteur uniforme et bien pourvue en eau. C'est-à-dire que l'ETP est l'évapotranspiration maximale d'un couvert végétal. A partir des expériences réalisées sur des lysimètres, Thornthwaite (1954) considère que pour des étendues de surface assez vastes et des pas de temps assez longs, le facteur le plus prépondérant pour l'ETP est la température.

CHAPITRE III. Hydroclimatologie

La formule proposée par THORNTHWAITE est applicable pour une température moyenne mensuelle de l'aire inférieure à **26,5 °C**.

Dans le cas où la température moyenne de l'aire dépasse ou égale **26,5 °C** ; les valeurs de l'évapotranspiration potentielle non corrigée seront tirées directement à partir d'une table de correspondance :

Tab.III.6 : Evapotranspiration potentielle non corrigée en fonction de la température moyenne. [YAHY et ZAIDI]

<i>T</i> [°C]	<i>ETP_{NC}</i> [mm]	<i>T</i> [°C]	<i>ETP_{NC}</i> [mm]	<i>T</i> [°C]	<i>ETP_{NC}</i> [mm]	<i>T</i> [°C]	<i>ETP_{NC}</i> [mm]
26,5	135	29,5	158,9	32,5	175,3	35,5	183,7
27	139,5	30	162,1	33	177,2	36	184,3
27,5	143,7	30,5	165,2	33,5	179	36,5	184,7
28	147,8	31	168	34	180,5	37	184,9
28,5	151,7	31,5	170,7	34,5	181,8	37,5	185
29	155,4	32	173,1	35	182,9	38	185

$$ETP = k * 16 * \left(\frac{10 \times T}{I}\right)^a \dots \text{Eq. III.1}$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle corrigée [mm] ;

T : Température moyenne mensuelle de l'air [°C] ;

$$a = (6.75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3) - (7.71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2) + (1.79 \cdot 10^{-2} \cdot I) + 0.49$$

I : Indice thermique annuel, donné par (Eq. III.2) :

$$I = \sum_{m=1}^{12} i_m \dots \text{Eq. III.2}$$

D'où :

$$i_m = \left(\frac{T}{5}\right)^{1.514} \dots \text{Eq. III.3}$$

i_m : Indice thermique mensuel ;

K : Coefficient correctif dépendant de la latitude et donné par la table (tabIII.7).

CHAPITRE III. Hydroclimatologie

Tabl III.7 : Variation des facteurs de corrections ‘K’ aux stations météorologiques de Guelma d’Annaba. [BOUGUERRA,2019]

Station	Paramètre	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sep	Oct	Nov	Déc
Guelma	D [h/J]	10,06	10,92	12,02	13,18	14,15	14,65	14,41	13,57	12,46	11,29	10,30	9,77
	$N * D$ [h/mois]	311,7	305,6	372,8	395,4	438,7	439,5	446,7	420,6	373,8	350,1	309,0	303,0
	K	0,866	0,849	1,035	1,098	1,219	1,221	1,241	1,168	1,038	0,973	0,858	0,842
Annaba	D [h/J]	10,01	10,90	12,02	13,20	14,20	14,70	14,46	13,60	12,46	11,29	10,25	9,72
	$N * D$ [h/mois]	310,2	305,2	372,7	395,9	440,3	441,0	448,2	421,5	373,8	350,1	307,5	301,5
	K	0,862	0,848	1,035	1,100	1,223	1,225	1,245	1,171	1,038	0,973	0,854	0,837

Tabl III.8 : Calcul de l’ETP annuelles par THORNTHWAITE (1972/1973)

	Mois	K	T	i	Im	a	ETP
1972/1973	Sept	1,03	23,36	10,32	80,73	1,79	110,58
	Oct.	0,97	20,02	8,17	80,73	1,79	79,01
	Nov.	0,86	15,46	5,52	80,73	1,79	44,06
	déc.	0,84	12,29	3,90	80,73	1,79	28,54
	Jan	0,87	10,69	3,16	80,73	1,79	23,03
	Fév.	0,86	9,97	2,84	80,73	1,79	20,10
	Mar	1,03	10,43	3,05	80,73	1,79	26,09
	Avr.	1,1	13,11	4,30	80,73	1,79	41,97
	Mai	1,21	18,69	7,36	80,73	1,79	87,12
	Juin	1,22	21,84	9,32	80,73	1,79	116,15
	Juit	1,24	24,87	11,34	80,73	1,79	148,94
	Aout	1,16	25,00	11,43	80,73	1,79	140,60

La figure III.11 montre les valeurs annuelles de l'ETP de Thornthwaite, l'ETP a été enregistrée sur une période de 37 ans (1972/73 à 2008/09). Une carence marquée en ETP a été enregistrée dans les années 1972-82 ; En raison de la diminution de la température (voir Figure III.7), la valeur la plus élevée a été enregistrée au cours de l'année 2003/04.

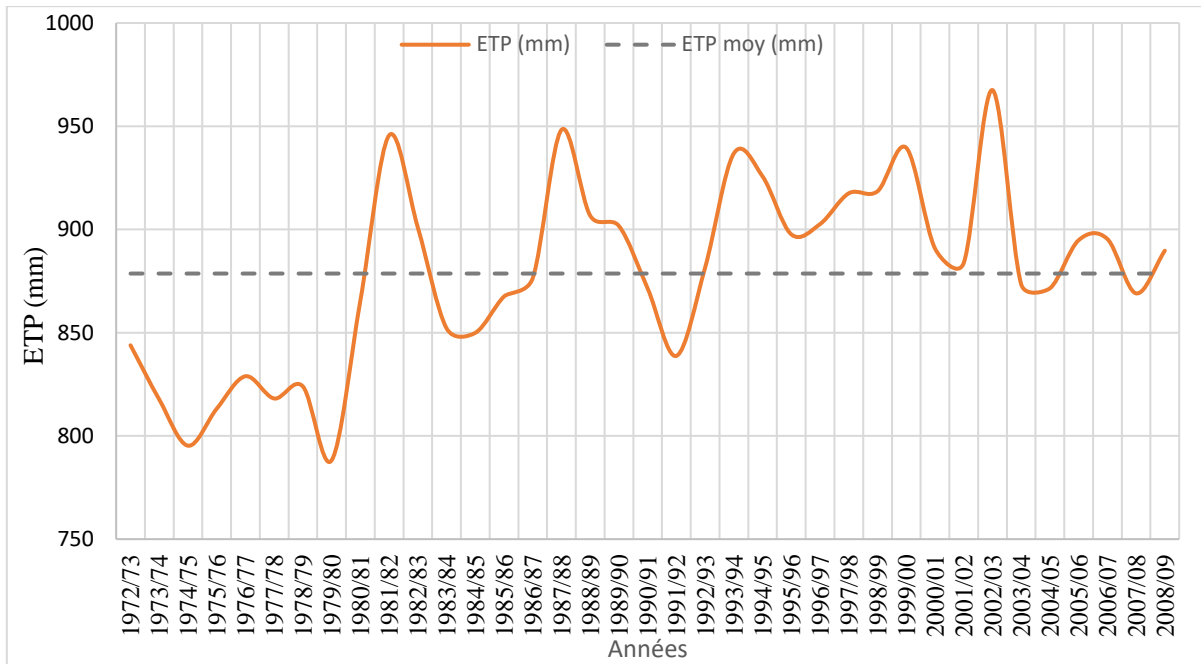


Fig III.11: Variation interannuelles de l'ETP (Thornthwaite) de la station d'Annaba (1972/73-2008/09).

III.3.4. Indices climatiques

III.3.4.1. Indice d'aridité de De Martonne

a) Indice d'aridité annuel de De Martonne

L'indice d'aridité annuel de DE-MARTONNE est obtenu à partir de la relation suivante (EqIII.4) :

Le calcul du coefficient d'aridité annuel de De. Martonne pour les stations Ain El Barda et Nechmaya (1972/73-2008/09) et selon la figure III.11 et les tableau III.9, Tableau III.10, la région d'étude jouit d'un climat tempéré avec un drainage extérieur. Donnés par (EqIII.4) la relation suivante :

$$I = \frac{P}{T+10} \dots \text{EqIII.4}$$

Dans laquelle :

I : Indice d'aridité annuel de DE-MARTONNE ;

P : Précipitation moyenne annuelle [mm] ;

T : Température moyenne annuelle [°C].

CHAPITRE III. Hydroclimatologie

Tabl. III. 9 : Classification du climat suivant l'indice d'aridité de De. Martonne.

[GHRIEB,2011]

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.

Tabl III.10 : Précipitations et températures moyennes mensuelles (1972/73 – 2008/09).

Station	Précipitation [mm]	Température [°C]	Indice d'aridité annuel	Type de climat
Nechmaya	573,96	17,70	20.72	Climat tempéré.
Ain El Barda	621,68	17.70	22.44	Climat tempéré.

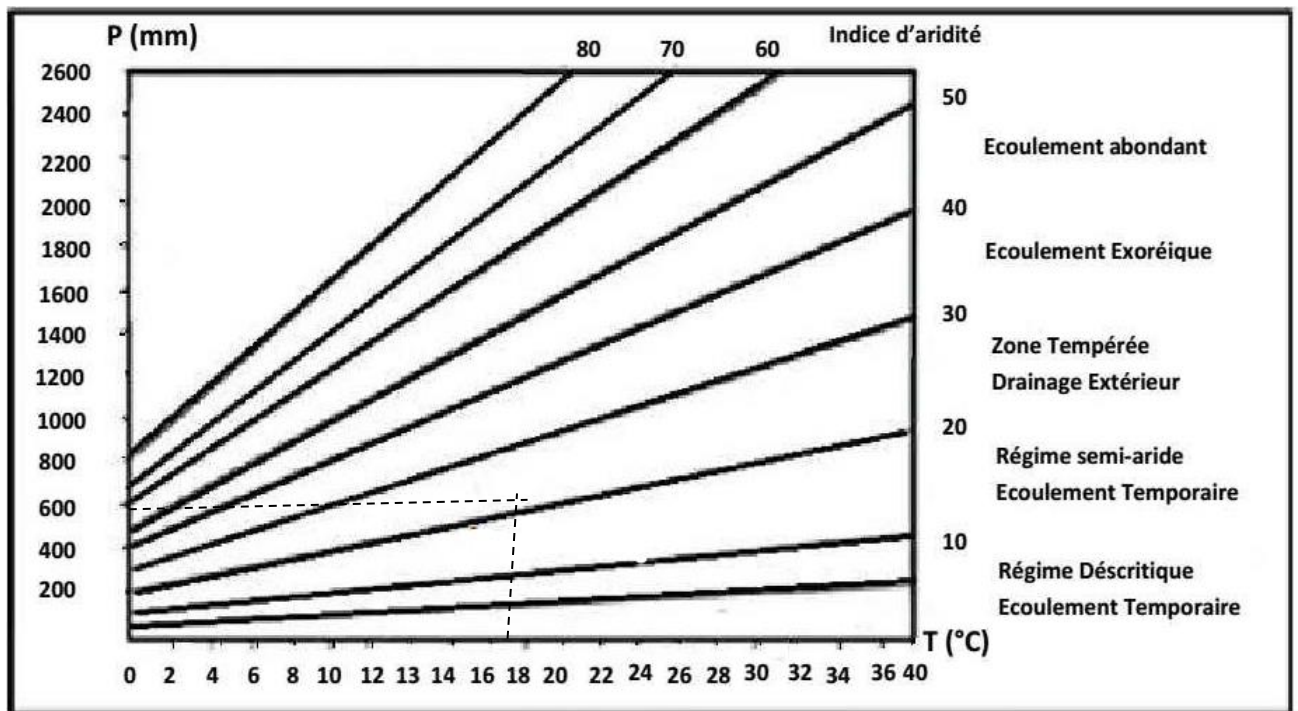


Fig III.12: Abaque de De Martonne. [GHRIEB,2011]

b) Indice d'aridité mensuel de De Martonne

Défini par l'équation III.5 :

$$i = \frac{12P}{T+10} \dots \text{EqIII.5}$$

i : Indice d'aridité mensuel de De Martonne

P : Précipitations moyennes mensuelles (mm).

T : Température moyenne mensuelle (°C).

Les résultats du tableau III.11, montrent que le régime climatique mensuel fluctue entre un climat hyper aride, désertique, semi-aride et tempéré.

CHAPITRE III. Hydroclimatologie

Tabl.III.11 : Résultats de calcul de l'indice mensuel.

Mois	P (mm) Nechmaya	T (C°)	I _{Nechmaya}	P(mm)Ain El Barda	T(C°)	I _{Ain El Barda}
<i>Sep</i>	29,24	23,30	10,54	36,34	23,30	13,10
<i>Oct.</i>	46,02	19,88	18,48	54,84	19,88	22,02
<i>Nov.</i>	61,82	15,31	29,31	75,38	15,31	35,74
<i>Déc.</i>	88,90	12,22	48,01	96,06	12,22	51,88
<i>Janv.</i>	82,61	11,20	46,76	92,24	11,20	52,21
<i>Fév.</i>	75,86	11,52	42,30	69,66	11,52	38,84
<i>Mars</i>	71,64	13,07	37,26	69,28	13,07	36,03
<i>Avr.</i>	56,43	14,90	27,20	61,24	14,90	29,52
<i>Mai</i>	37,04	18,40	15,65	41,43	18,40	17,50
<i>Juin</i>	13,73	22,12	5,13	13,59	22,12	5,08
<i>Juil.</i>	3,09	24,88	1,06	2,48	24,88	0,85
<i>Aout</i>	7,57	25,56	2,55	9,15	25,56	3,09

La figure III.13 montre l'évolution des degrés d'aridité le long des douze mois de l'année sur la base de l'indice de DE-MARTONNE ; Les mois de Mai, Septembre et Octobre sont marqués par un climat semi-aride (le mois d'octobre à la station d'Ain El Barda se trouve à de tempérer) et le mois d'Avril considéré comme un mois tempéré. Mars et Novembre se caractérisent par un écoulement exoréique, et le reste des mois de l'année (Janvier, Février et Décembre) indiquent un écoulement abondant.

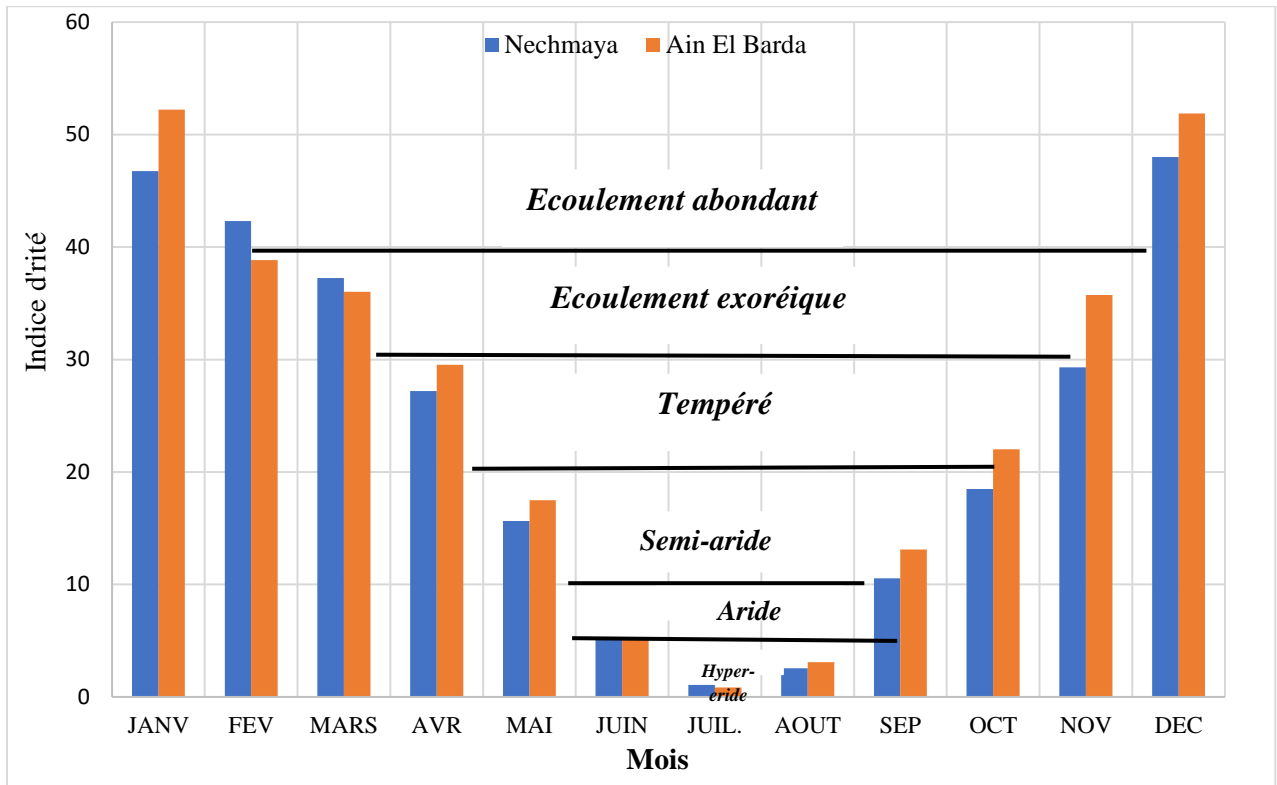


Fig III.13: Degré d'aridité mensuel selon DE-MARTONNE.

III.3.4.2. Indice de continentalité de Kerner

Cet indice permet de déterminer l'influence marine sur les conditions locales de la région (Tab.III.12), il est exprimé par (EqIII.6) :

$$Ik = \frac{T_o - T_a}{A} * 100 \dots \text{EqIII.6}$$

A : Amplitude moyenne annuelle entre la température du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid en °C,

To : Température moyenne mensuelle du mois d'Octobre en °C,

Ta : Température moyenne mensuelle du mois d'Avril en °C,

Tabl.III.12 : Calcul de l'indice de Kerner.

Station	A	To	Ta	Ik
Les salines	14.36	19.88	14.90	34.68

Cet indice est plus important au voisinage des régions côtières et diminue de plus en plus que l'on s'éloigne de la mer. [ZENNAKI, 2015]

Comparons la valeur obtenue ($I_k = 34.68$), (Tab.III.12) avec les résultats de la station côtière de Béni-Saf ($I_k = 34,7$) et celle très continentale de Ghardaïa ($I_k = 1,3$), la station de Dj. Chouachi de Tlemcen ($I_k = 25$) Nous constatons que notre région de climat méditerranéen

III.3.4.3. Indice de Moral

a. Indice mensuel de Moral

Pour préciser le type du climat de chaque mois, on utilise l'indice mensuel de Moral défini comme suite :

$$I_m = \frac{P}{0.1T^2 - T + 20} \dots \text{EqIII.7}$$

I_m : indice pluviométrique mensuel,

P : Précipitation moyenne mensuel en mm,

T : température moyenne mensuel en °C.

A partir du tableau de l'indice de Moral mensuel, nous remarquons que les mois Octobre et Mai (pour station de Ain El Barda juste le de mai) de climat humide et les mois de novembre à avril présentent un régime pluvieux, le reste de l'année marque un régime sec et aride (tableau III.13).

CHAPITRE III. Hydroclimatologie

Tabl.III.13 : Calcul des indices de Moral mensuels

Mois	P(mm) Nechmaya	T (C°)	Im Nechmaya	Type de climat	P(mm) Ain El Barda	T(C°)	Im Ain El Barda	Type de climat
<i>Sep</i>	29,24	23,3	0,57	Sec	36,34	23,3	0,71	Sec
<i>Oct</i>	46,02	19,88	1,16	Humide	54,84	19,88	1,38	Pluvieux
<i>Nov</i>	61,82	15,31	2,20	Pluvieux	75,38	15,31	2,68	
<i>Dec</i>	88,9	12,22	3,91		96,06	12,22	4,23	
<i>Janv</i>	82,61	11,2	3,87		92,24	11,2	4,32	
<i>Fev</i>	75,86	11,52	3,49		69,66	11,52	3,20	
<i>Mars</i>	71,64	13,07	2,98		69,28	13,07	2,89	
<i>Avr</i>	56,43	14,9	2,07	61,24	14,9	2,24		
<i>Mai</i>	37,04	18,4	1,04	Humide	41,43	18,4	1,17	Humide
<i>Juin</i>	13,73	22,12	0,29	Aride	13,59	22,12	0,29	Aride
<i>Juil.</i>	3,09	24,88	0,05		2,48	24,88	0,04	
<i>Aout</i>	7,57	25,56	0,13		9,15	25,56	0,15	

Les types de mois indiqués par Moral sont :

- Mois pluvieux : $P > 0,1 T^2 - T + 30$
- Mois humide : $0,1 T^2 - T + 30 > P > 0,1 T^2 - T + 20$
- Mois sec : $0,1 T^2 - T + 20 > P > 0,05 T^2 - T + 10$
- Mois aride : $P < 0,05 T^2 - T + 10$

b. Indice de Moral annuel IM

Permet de distinguer un climat sec d'un climat humide définit comme suite (Eq III.8)

$$Im = \frac{P}{T^2 - 10T + 200} \dots \text{Eq III.8}$$

Im : indice pluviométrique annuel

P : Précipitation moyenne annuelle en mm

T : température moyenne annuelle en °C

Si : $IM > 1 \rightarrow$ climat Humide

$IM < 1 \rightarrow$ climat Sec

IM = 1,7 calculé pour la station de Nechmaya un climat humide.

Im=1.8 calculé pour la station d'Ain El Barda un climat humide.

III.3.4.4. Indice d'EMBERGER (1955)

L'indice d'EMBERGER est le calcul d'indice d'aridité annuelle en tenant compte des précipitations et de la température. Cet indice a pour but la détermination de l'étage bioclimatique. Il est calculé à l'aide de la formule suivante (Eq. III.9), le tableau III.14 affiche les résultats :

$$Q^2 = \frac{1000 * P}{(M+m/2)*(M-m)} \dots \text{Eq. III.9}$$

Avec :

Q² : Quotient pluviothermique d'EMBERGER ;

P : Précipitation moyenne annuelle [mm] ;

M : Température moyenne maximum du mois le plus chaud [°kelvin] ;

m : Température moyenne minimum du mois le plus froid [°en kelvin].

Tabl.III.14 : Calcule d'Indice d'Emberger

Station	P(mm)	T°max	T ° min	Q ²
Ain El Barda	621,68	299,55	284,15	138,31
Nechmaya	573,96	299,55	284,15	127,69

Le report sur l'abaque d'Emberger (fig.III.14) de Q² sur l'axe des ordonnées et de la température minimale sur l'axe des abscisses, caractérise les régions de Nechmaya et Ain El Barda, par un climat sub-humide à avec saison hivernale relativement chaude.

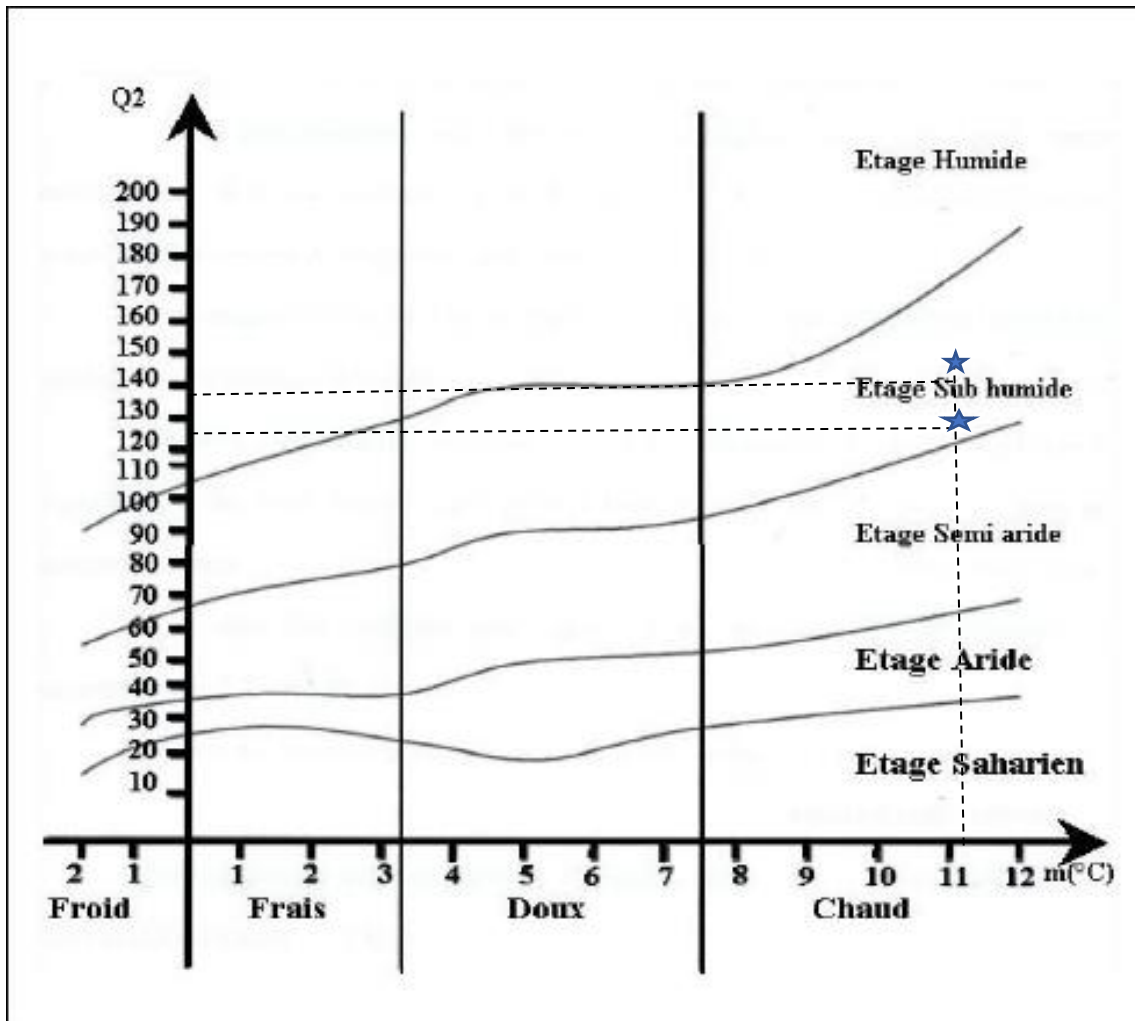


Fig. II.14 : Climagramme pluviothermique d'EMBERGER. [HANNACHI.2010]

III.4. Etude hydrologique

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. Ce débit est exprimé en mètre cube par seconde (m^3/s) [MOULHI, 2003].

Afin d'avoir une vue sur le régime d'écoulement des cours d'eau dans cette étude, une station hydrométrique a été sélectionnée ; la station de Ain Berda qui reçoit toutes les eaux provenant du bassin versant de l'oued Ressoul (103.41 km^2). Des séries de mesures de longue durée d'observation ont été fournies par le service hydrologique de l'ANRH.

III.4.1. Variation interannuelle de l'écoulement

Le débit est très variable d'une année à l'autre (Tableau. III.15), et le débit à la station de mesure hydrologique est très important ; le débit moyenne du bassin versant du Ressoul à la station d'Ain Berda est de 0,43 m³/s (1972/73-2008/09), correspondant à un apport annuel moyen d'environ 13,61 Hm³, la zone de drainage est de 103.41 km².

Le rapport suivant :

$$Q_i / Q_{moy} = C_{h.a} \dots\dots EqIII.10$$

C_{h.a} : coefficient d'hydraulicité,

Q_i : Débit annuelle m³/s,

Q_{moy} : Débit moyenne annuelle m³/s.

CHAPITRE III. Hydroclimatologie

Tab. III.15: Variation interannuelle des débits (1972/73-2008/09)

<i>Année</i>	Débit(m³/s)	Ch. a		<i>Année</i>	Débit(m³/s)	Ch. a
1972/73	1,03	2,405		1991/92	0,30	0,689
1973/74	0,03	0,066		1992/93	0,65	1,506
1974/75	0,09	0,209		1993/94	0,24	0,550
1975/76	0,12	0,285		1994/95	0,51	1,195
1976/77	0,46	1,072		1995/96	0,66	1,535
1977/78	0,20	0,463		1996/97	0,02	0,052
1978/79	0,31	0,727		1997/98	0,33	0,776
1979/80	0,01	0,033		1998/99	0,65	1,502
1980/81	0,35	0,814		1999/00	0,17	0,407
1981/82	0,23	0,535		2000/01	0,16	0,373
1982/83	0,34	0,800		2001/02	0,01	0,013
1983/84	0,92	2,143		2002/03	1,51	<u>3,522</u>
1984/85	0,93	2,167		2003/04	0,49	1,141
1985/86	0,07	0,155		2004/05	1,25	2,903
1986/87	1,27	2,943		2005/06	0,60	1,396
1987/88	0,00	<u>0,009</u>		2006/07	0,37	0,862
1988/89	0,12	0,277		2007/08	0,13	0,293
1989/90	0,13	0,308		2008/09	0,57	1,315
1990/91	0,77	1,794				

Le cours d'eau étudié est caractérisé par l'irrégularité de leur débit, ce qui est confirmé par l'hydraulicité interannuelle de ces cours d'eau. L'analyse des résultats des coefficients d'hydraulicités annuels (Ch. a) obtenus sur la période 1972/1973 - 2008/2009 pour celle de Ain Berda, ont permis de classer les deux années hydrologiques. On peut classer l'année hydrologique 2002/2003 comme la plus humide et 1987/1988 comme la plus sèche à la station d'Ain Berda.

L'analyse de la répartition des annuels sur les périodes d'observation, a montré clairement les années déficitaires et excédentaires, la station d'Ain Berda montre 15 ans excédentaires et 22 ans déficitaires sur 37 ans d'observation. La longue période déficitaire s'observe durant les années soixante-dix (Fig III.15).

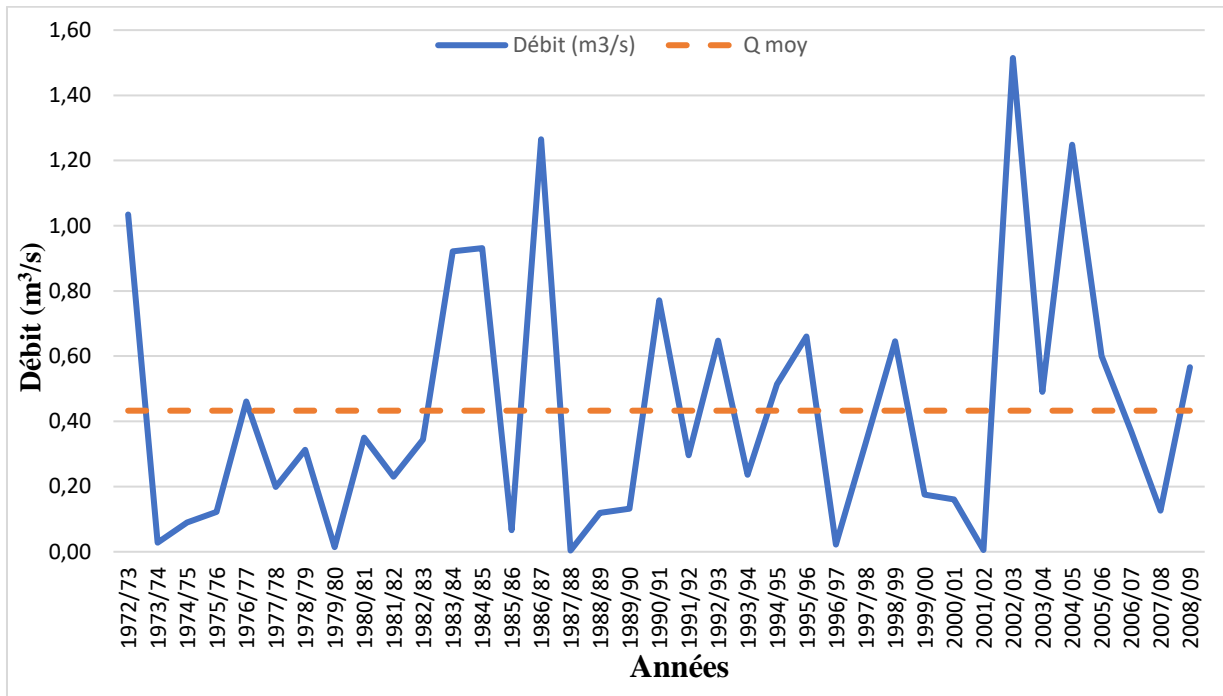


Fig III.15: Variations interannuelles des lames d'eau écoulées (1972/73-2008/09).

III.4.2. Variation mensuelle de l'écoulement

La variation du régime d'écoulement d'un cours d'eau à l'échelle mensuelle est définie par son coefficient d'hydraulicité (C_h) (tableau III.16), qui représente le rapport entre le débit moyen mensuel du mois considéré au débit moyen interannuel obtenu après le traitement de la longue série d'observation. En effet, la période de hautes eaux se caractérise par une hydraulicité supérieure au seuil de référence (1), et contrairement pour la période de basses eaux le coefficient d'hydraulicité est inférieur à la valeur 1.

Tab. III.16: Variation mensuelle de débits et de coefficients d'hydraulicité (1972/73-2008/09)

<i>Mois</i>	<i>Q(m³/s)</i>	<i>Ch.m</i>
<i>SEP</i>	0,01	0,019
<i>OCT</i>	0,04	0,087
<i>NOV</i>	0,32	0,723
<i>DEC</i>	0,59	1,35
<i>JANV</i>	1,12	2,58
<i>FEV</i>	1,22	2,81
<i>MARS</i>	0,94	2,2
<i>AVR</i>	0,71	1,64
<i>MAI</i>	0,21	0,48
<i>JUIN</i>	0,04	0,08
<i>JUIL.</i>	0,00	0,011
<i>AOUT</i>	0,00	0,011

L'analyse de la répartition du coefficient d'hydraulicité mensuel le long de l'année, nous a permis le mois de Février est le plus humide et la période de Décembre à Avril comme étant une période de hautes eaux en raison de l'importance des précipitations tombées dans cette dernière. Pendant les mois restants le régime d'écoulement d'oued devient faible, notamment au mois d'Août et juillet. Durant cette période (basses eaux), les débits moyens mensuels sont compris 0 m³/s (figure III.16).

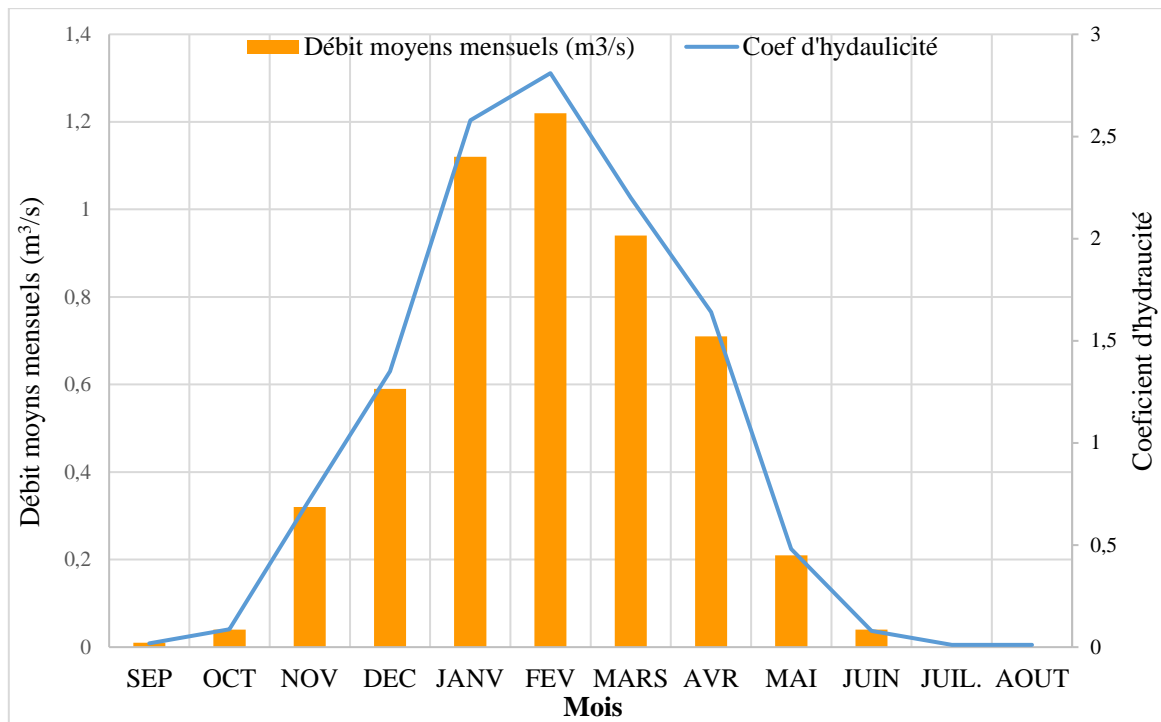


Fig. III.16 : Représentation graphique des coefficients d’hydraulicité mensuels (1972/73-2008/09).

III.4.3. Variation moyennes saisonnières des écoulements

La distribution saisonnière des débits montre que c’est à l’hiver que s’effectue l’essentiel des écoulements, (fig III.17).

Le maximum est enregistré en hiver, cela explique la présence de fortes pluies durant cette saison. (Tableau.III.17).

Tabl III.17: Répartition saisonnière de débit 1972/73 – 2008/09.

Station \ Saison		Automne	Hiver	Printemps	Été	Totale
		Sep.oct.nov	Déc.janv.fev	Mar.avrl.mai	Juin. Juit.Aout	
Ain El Barda	Q[m³/s]	0,37	6,74	4,32	0,102	11,532
	Q [%]	3,21	58,45	37,46	0,88	100

☀ *Saison Humide* : corresponde au Printemps et l’Hiver.

☀ *Saison Sèche* : corresponde au l’Automne et l’Été.

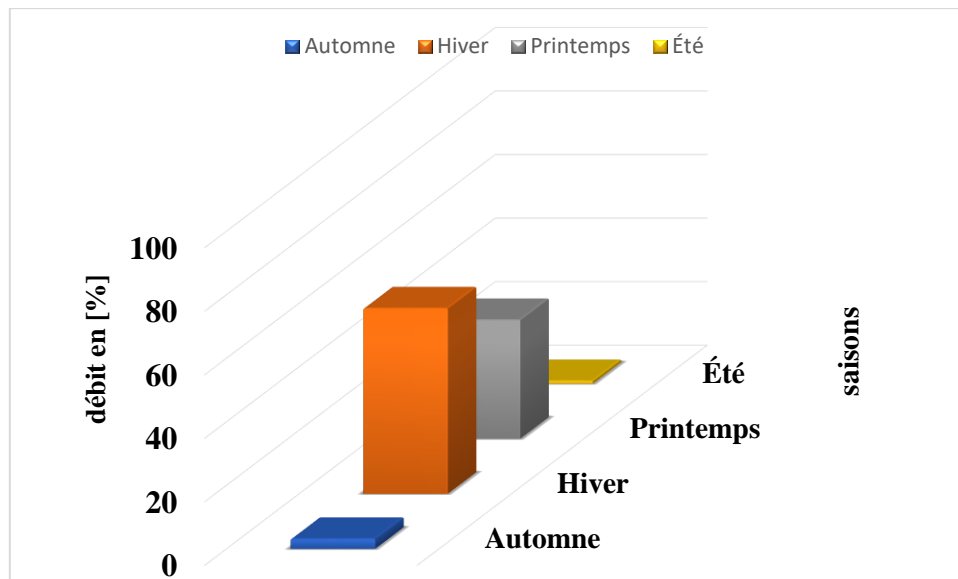


Fig. III.17 : Variations saisonnières des débits de station d'Annaba 1972/73-2008/09.

III.4.4. Ruissellement (R)

La lame d'eau ruisselée est obtenue par l'application de la relation empirique de TIXERONT-BERKALOFF. Cette relation fait intervenir la précipitation moyenne annuelle et l'évapotranspiration potentielle, dont l'expression est la suivante (Eq. III.11) :

$$R = \frac{P^3}{3 \cdot (ETP)^2} \dots \text{EqIII.11}$$

Avec :

R : Lame d'eau ruisselée [mm] ;

P : Précipitation moyenne annuelle [mm] ;(597.82mm)

ETP : Evapotranspiration potentielle annuelle [mm]. (878.64mm)

$$R = 92.25\text{mm} = 0.092 \text{ m.}$$

III.5. Conclusion

L'étude climatique effectuée sur les stations de Nechmaya et d'Ain El Barda, au cours d'une période de 37 ans allant de 1972/73 jusqu'à 2008/09, basée sur deux principaux paramètres (précipitations et températures) mesurés dans la station a caractérisé la région par un climat sub-humide à hivernale relativement chaude.

- La moyenne pluviométrique enregistrée sur une période de 37 ans est de 597.82 mm/an.
- Sur le plan mensuel, le mois de décembre est généralement le plus humide, Juillet et Août étant les plus secs.
- La température moyenne annuelle enregistrée au niveau de la station de Annaba (1972/73-2008/09) est de 17.70°C.
- Le mois de Janvier est le plus froid de 11.10 C°, Août est le mois le plus chaud.
- L'évapotranspiration potentielle importante égale à 878.64 mm/an.
- Le ruissellement est de 92.25 mm/an.

IV.1. Introduction

Le modèle hydrologique est un outil incontournable dans la compréhension de la dynamique d'un bassin versant, dans l'utilisation rationnelle de ses ressources en eau ainsi que dans la lutte contre les catastrophes naturelles liées aux crues. Grâce aux progrès importants réalisés dans le domaine de l'informatique et des Systèmes d'Informations Géographiques, les modèles hydrologiques distribués utilisent une description de plus en plus complète du bassin versant et des termes du cycle hydrologique. Cependant, du fait du grand nombre de paramètres qui interviennent dans les processus hydrologiques et la complexité de ces bassins, cette approche pointue n'apporte pas forcément des résultats meilleurs. A cet effet, nous avons opté dans cette étude pour un modèle hydrologique global, comportant peu de paramètres et pouvant rendre compte du comportement hydrologique de notre bassin.

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

IV.2. Modélisation de la relation pluie-lame d'eau écoulée par corrélation

Avant d'entamer l'application du modèle du Génie Rural, nous exposons tout d'abord une relation simple entre les précipitations avec les lames d'eau écoulées.

IV.2.1. Variations interannuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées (1972/1973-2008/2009)

La figure IV. 1, nous permet de voir la réaction du cours d'eau aux précipitations annuelles du bassin versant d'oued Rassoul des données de notre série (1972/73-2008/09).

Le débit d'une rivière est toujours directement lié à la pluviométrie de notre bassin versant.

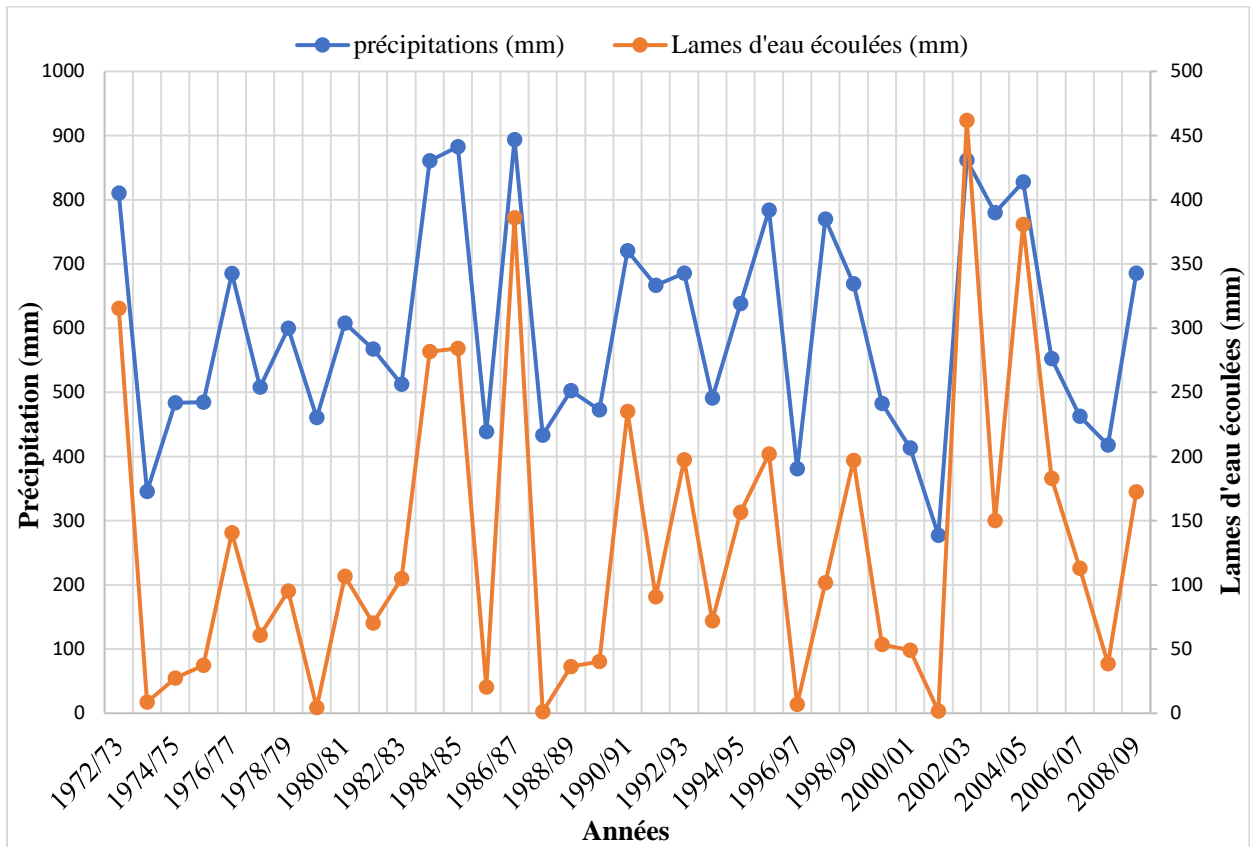


Fig IV.1: Variation interannuelle des hauteurs des pluies et des lames d'eau écoulées (1972/73 – 2008/09)

IV.2.2. Variations mensuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées (1972/1973-2008/2009)

Les précipitations et les lames d'eau écoulées annuelles (figure IV.2) dans la période (1972/73-2008/09), L'évolution des précipitations et des écoulements apparaît également de façon très nette les écoulements relativement abondants observés des mois novembre décembre janvier février. Ensuite, la quantité de précipitations et les lames d'eau écoulées diminue jusqu'à ce qu'ils soient absents en juillet, le mois le plus sec.

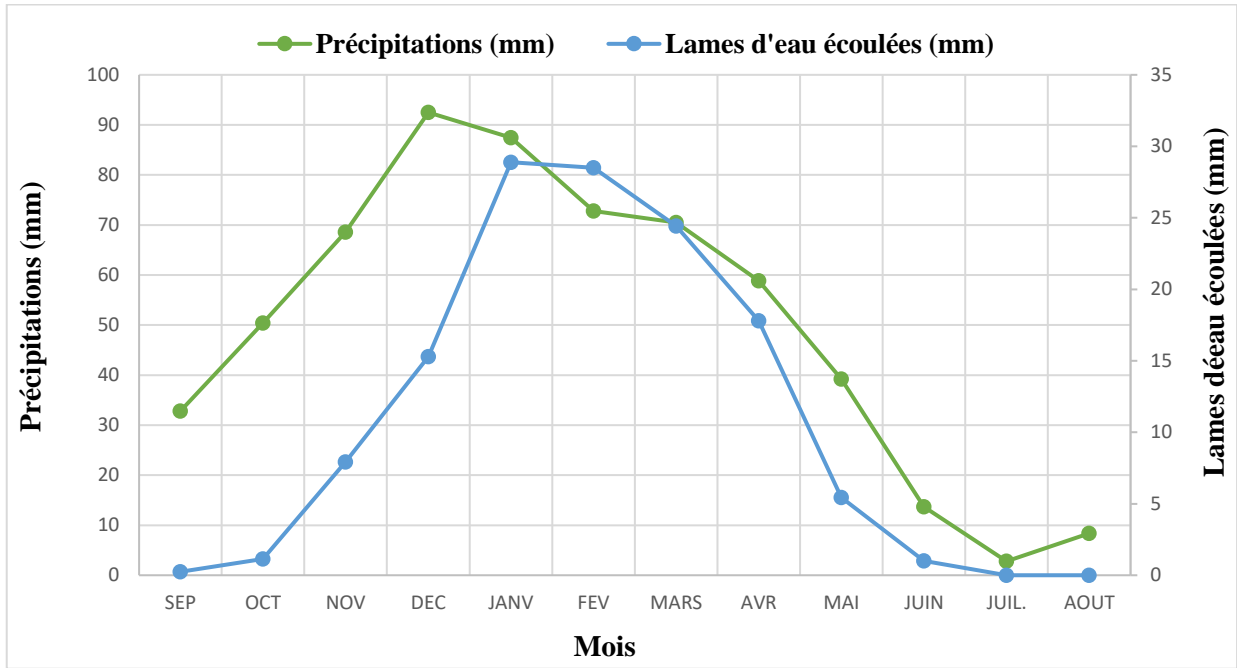


Fig IV.2 : Variations mensuelles des précipitations et des lames d'eau écoulées (1972/73-2008/09).

IV.2.3. Corrélation annuelle

Nous avons soumis nos données annuelles et mensuelles, à un traitement statistique par la méthode des régressions.

✚ Les régressions simples :

Coefficient de corrélation.

✚ Corrélation linéaire :

$$Y = bx + a$$

Cette méthode n'est efficace que si le coefficient de corrélation est assez élevé. (Gherissi, 2012).

La représentation simultanée des droites $Y = f(x)$ dans le repère, met en évidence l'angle θ qui correspond à l'angle de régression auquel est liée la validité de la loi linéaire. On appelle le coefficient de corrélation :

$$R = \frac{\sum[(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})]}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_i - \bar{y})^2}} \dots \text{Eq IV.1}$$

Tel que : "r" toujours compris entre - (1) et + (1) ainsi :

CHAPITRE IV. Modélisation pluie-débit de l'oued Rassoul

Si : $r = +1$ où $r = -1$, la relation est dite fonctionnelle ;

Si : $r = 0$, les variables sont indépendantes.

Un simple changement de variable peut nous conduire à une corrélation non linéaire (multiplicative ou exponentielle). Où :

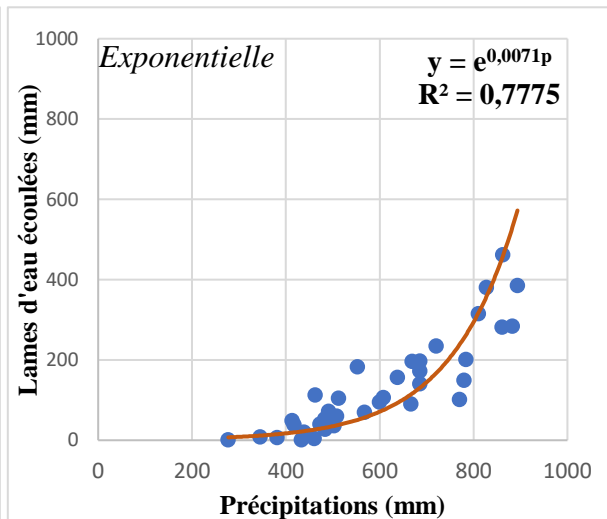
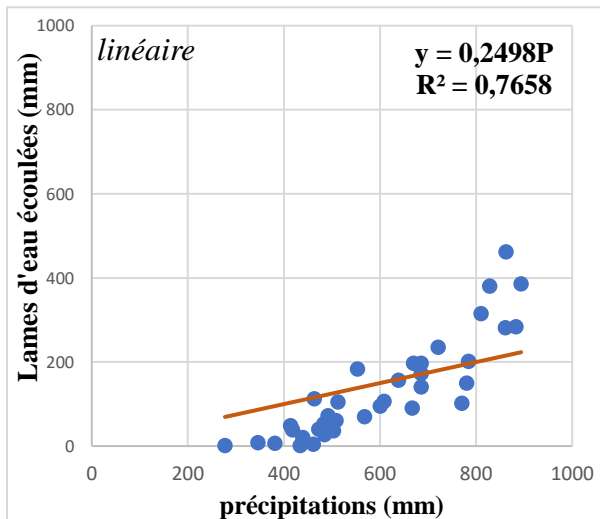
$$Y = a \cdot x^h$$

$$Y = \exp (bx + a).$$

Le tableau IV.1 montre les résultats du coefficient de détermination et le modèle qui relie les paramètres pluie - débit. On remarque que la modélisation par corrélation des données annuelles donne des coefficients de détermination bonne compris entre 0.71 et 0.81, quelques soit le type de relation choisie. (Fig.IV.3).

Tabl IV.1 : Représentation des différents types de régression simple au pas du temps périodique (1972/73-2008/09).

	Linéaire	Exponentielle	Logarithmique	Polynomiale	Puissance
Ain El	$Le=0.25p$	$Le=e^{0.0071p}$	$Le=345.19\ln(p)-2061.1$	$Le=0.0009x^2-0.48x+71.96$	$10^{-10} \cdot P^{4.3}$
Barda	$R^2= 0.77$	$R^2= 0.78$	$R^2= 0.71$	$R^2= 0.81$	$R^2= 0.81$



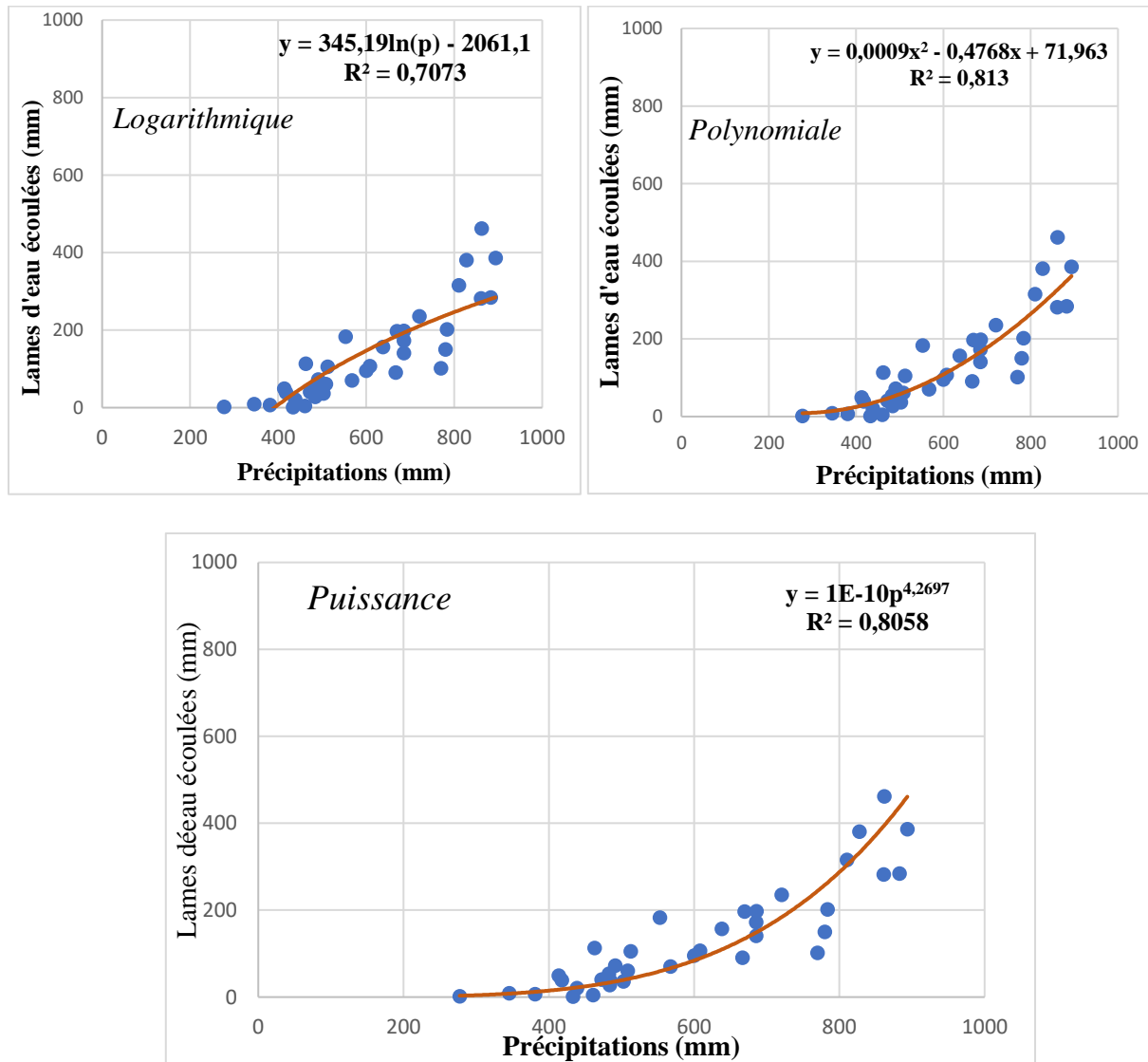


Fig.IV.3 : Corrélation Pluie-Débit annuelle (1972/73-2008/09)

IV.2.4. Corrélation mensuelle

Nous avons utilisé, des séries de données mensuelles de septembre 1972 jusqu'à aout re 2009 pour la station d'Ain El Barda.

Certaines courbes de tendance de type logarithmique, exponentiel, et puissance ne peuvent pas être évaluées pour des valeurs nulles (Tab.IV.2). En effet, la modélisation par corrélation des données mensuelles donne des coefficients faibles quelques soit le type de relation choisie (fig.IV.4).

Tabl IV.2 : Représentation des différents types de régression simple au pas du temps mensuel périodique (1972/73-2008/09).

	Linéaire	Exponentielle	Logarithmique	Polynomiale	Puissance
Ain	$Le=0.33p-$			$Le=0.0014x^2-0.084x$	
El	5.33	/	/		/
Barda	$R^2 = 0.48$			$R^2 = 0.53$	

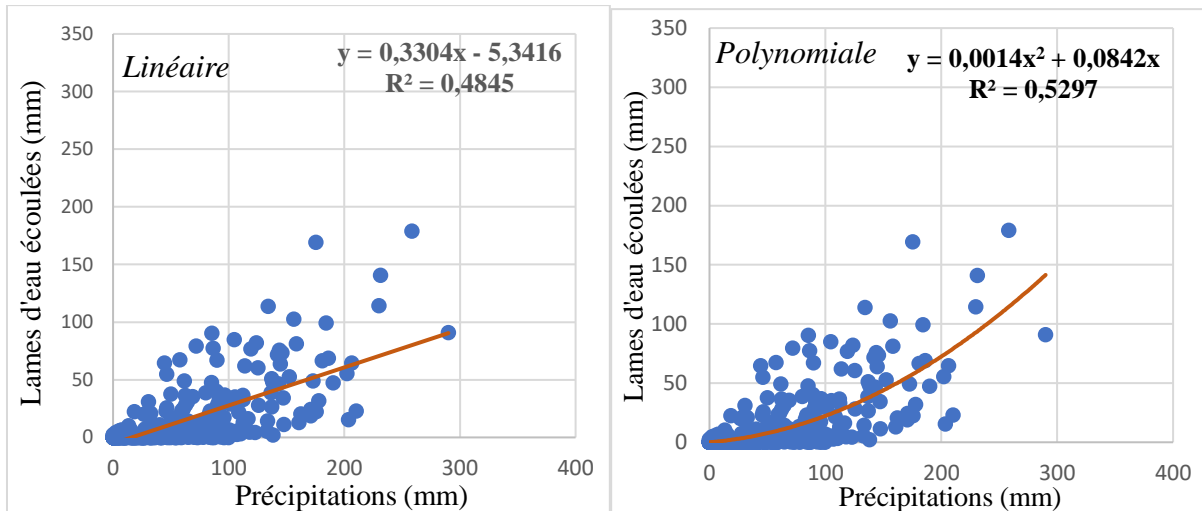


Fig.IV.4 : Corrélation Pluie-Débit mensuelle (1972/73-2008/09)

On peut dire que le modèle polynomial présente mieux mais la relation moyenne entre les précipitations et le drainage avec $R^2 = 0,53$.

IV.3. Modélisation de la relation Pluie –Débit par l’utilisation du modèle du Génie Rural

IV. 3.1. Introduction

De nombreux modèles hydrologiques ont vu le jour au cours des vingt dernières années surtout en regard de la relation pluie – débit, ils sont devenus aujourd’hui des outils indispensables à toutes les études et recherches dans le domaine de l’estimation, de la valorisation et de la gestion des ressources en eau. Parmi ces modèles, les modèles du Génie Rural, leurs avantages c’est qu’ils comportent peu de paramètres et peuvent rendre compte du comportement hydrologique du bassin. Ils ont été testés sur des bassins versants allant de moins de 10 Km² à plus de 100 000Km² et des contextes climatiques très variés. Ils sont également utilisés pour une large gamme d’application opérationnelle telles que la prédétermination des crues, la prévision des crues et d’étiage, la détection d’impact, la gestion ou dimensionnement d’ouvrage. La version que nous avons retenue est la version Excel disponible dans le site du CEMAGREF.

Pour prédire le débit à un mois donné nous avons utilisé à l'entrée du modèle des valeurs des pluies mensuelles observées (mm), des ETP calculées par la méthode de Thornthwaite (mm) et des débits mensuels observés exprimés en lames d'eau écoulées (mm). Et les débits exprimés en lames d'eau

Écoulées mensuelles en mm relatives à la période 1972/73-2008/09 de la station de Ain el barda.

IV. 3.2. Modèle mensuelle « GR2M »

a. Calage du modèle GR2M

Le calage du modèle se fait par introduction des données, et la vérification de l'ajustement du modèle par analyse des résultats numériques et graphiques. Afin de quantifier la précision des résultats, deux critères d'ajustement sont retenus, le coefficient de corrélation R et le critère de Nash N. Nous avons procédé aux changements des valeurs des paramètres X_1 et X_2 du modèle entre les valeurs limites comprises entre [140 et 2640] (mm) pour X_1 et [0.21 à 1.31] (mm) pour X_2 avec un intervalle de 0.001 jusqu'à l'obtention des valeurs optimum des coefficients de détermination, et le critère de Nash (valeur égale ou supérieur à 70%). Les données utilisées sont relatives à la période allant de Septembre 1972 à Aout 1997. Les résultats du calage, coefficient de détermination, et le Nash sont présentés dans le tableau IV.3.

Tab. IV.3 : Résultats du calage de GR2M.

Paramètres	X_1	X_2	Nash %	R^2	Bilan
Valeurs	197.73	0.71	83.8	0.91	110.9

X_1 : Capacité du réservoir de production (mm),

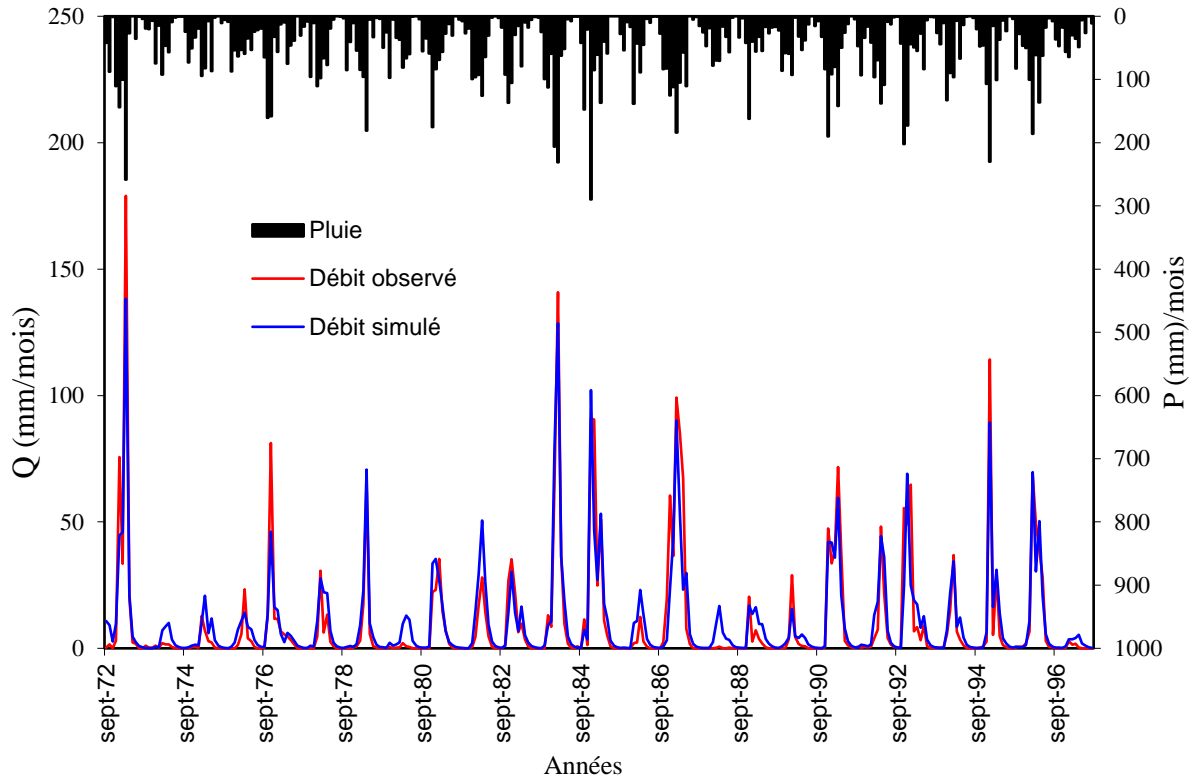
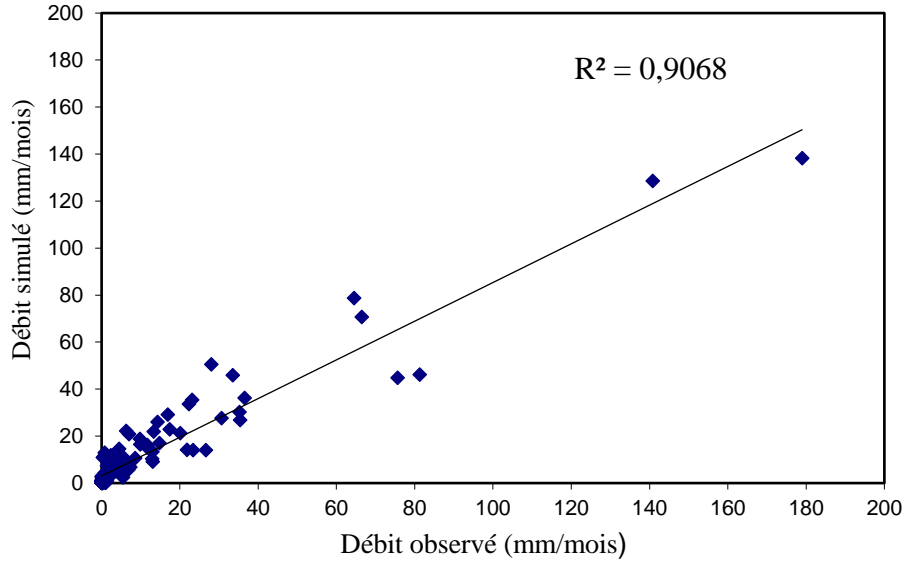
X_2 : Paramètre d'échange (mm),

Nash : critère (%)

R^2 : Coefficient de détermination.

A partir des valeurs du critère de Nash et le coefficient de détermination obtenus par la formule de l'ETP (Thornthwaite), ainsi que la bonne superposition des courbes des débits observés et les débits simulés (Tableau IV.3; et la figure IV.5), le calage paraît correct.

CHAPITRE IV. Modélisation pluie-débit de l'oued Rassoul



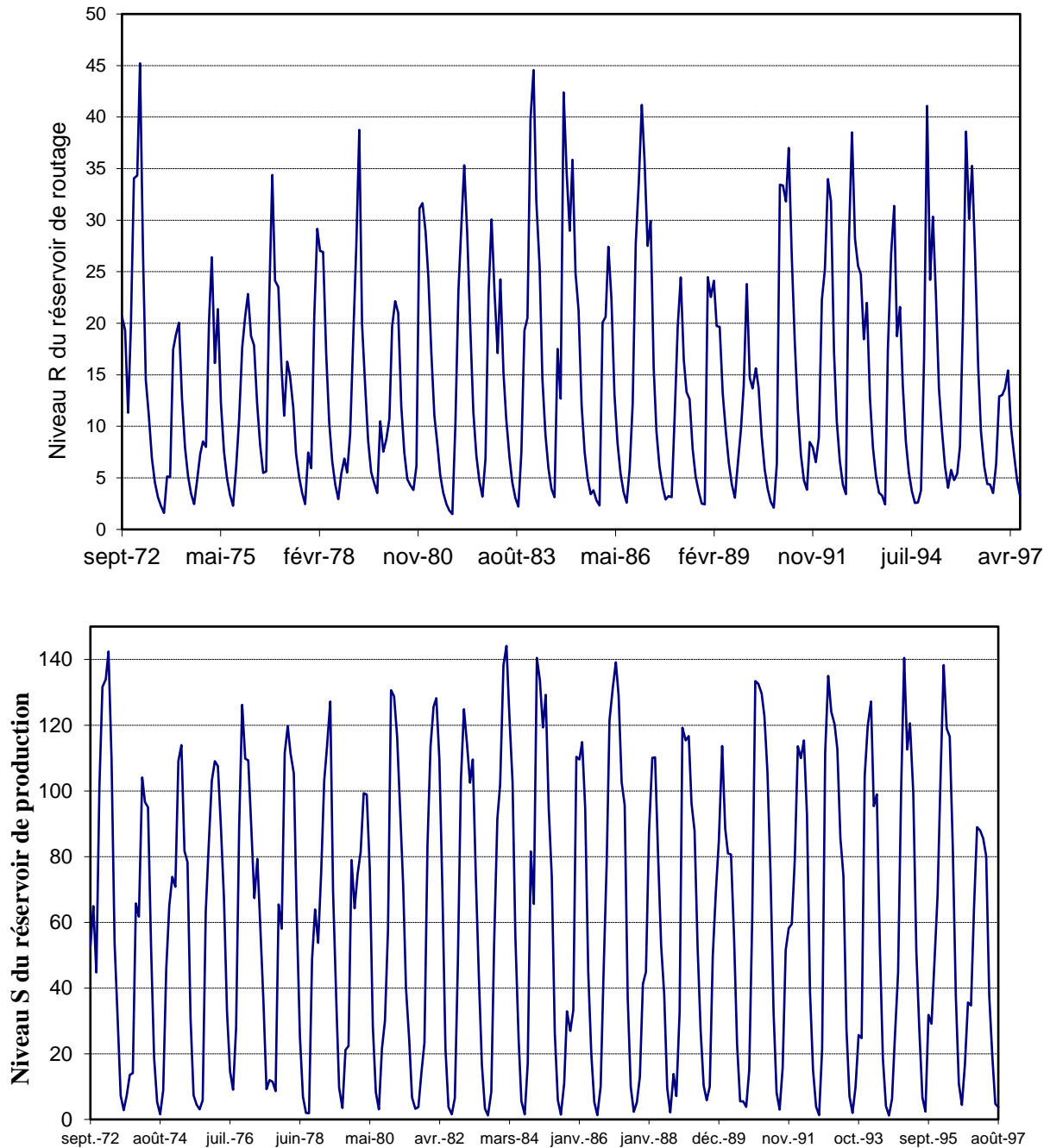


Fig IV.5: Résultats du calage du modèle GR2M (09/1972-08/1997)

❖ **Interprétations des résultats du calage :**

Nous observons dans le tableau. IV.3, que le critère du bilan est supérieur à 1 (Bilan= 110.9), cela indique que les débits simulés sont supérieurs aux débits observés. Nous indiquons que l'ETP est important et que notre bassin perd de l'eau en profondeur (les échanges avec des nappes profondes d'où une infiltration souterraine et l'alimentation des nappes tout au long de l'oued).

La capacité du réservoir de production est assez modérée. Selon l'ETP de Thornthwaite, entre 1.24 et 144.10 mm, la capacité du réservoir de routage est aussi assez modérée, elle varie entre 1.5 mm et 45.22mm.

Selon ces résultats et la superposition des deux courbes des débits simulés et observés pour la station d'Ain el barda (fig.IV.5), nous constatons que le calage de ce modèle est très acceptable.

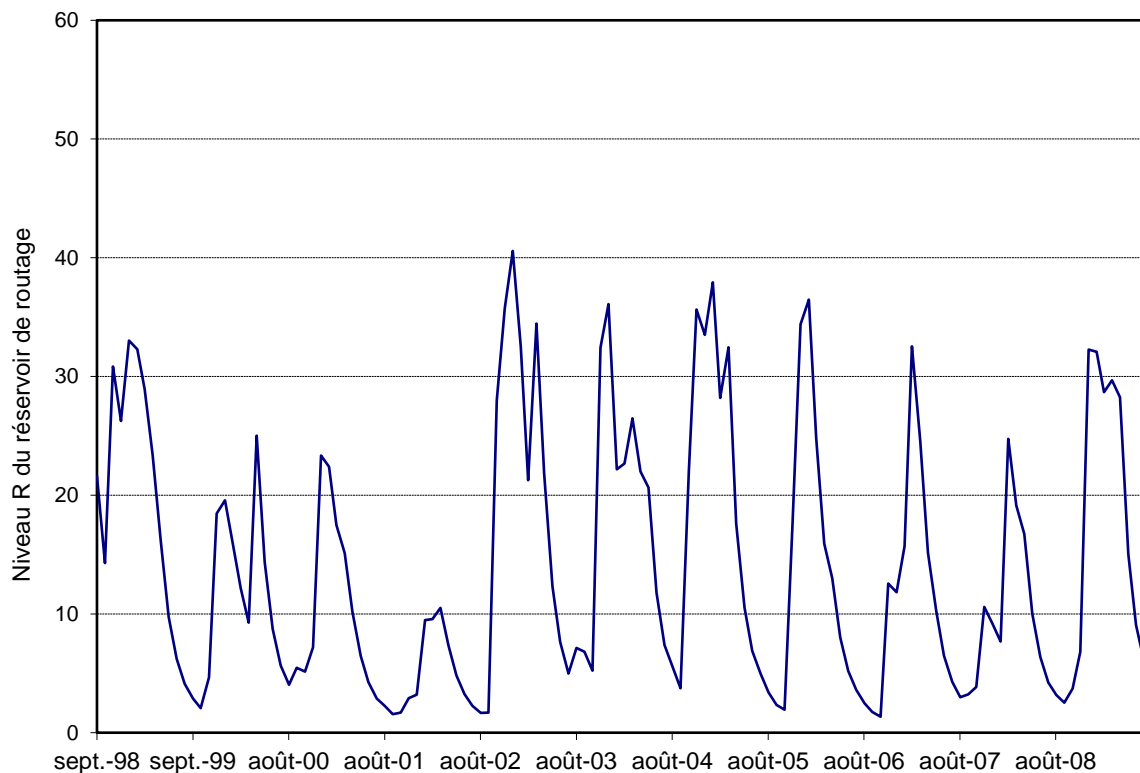
b. Validation du modèle GR2M :

Pour la validation, nous utilisons des séries des données des précipitations et d'évapotranspirations correspondant à la période de Septembre 1997 à Août 2009 et qui n'ont pas été déjà introduites dans le modèle.

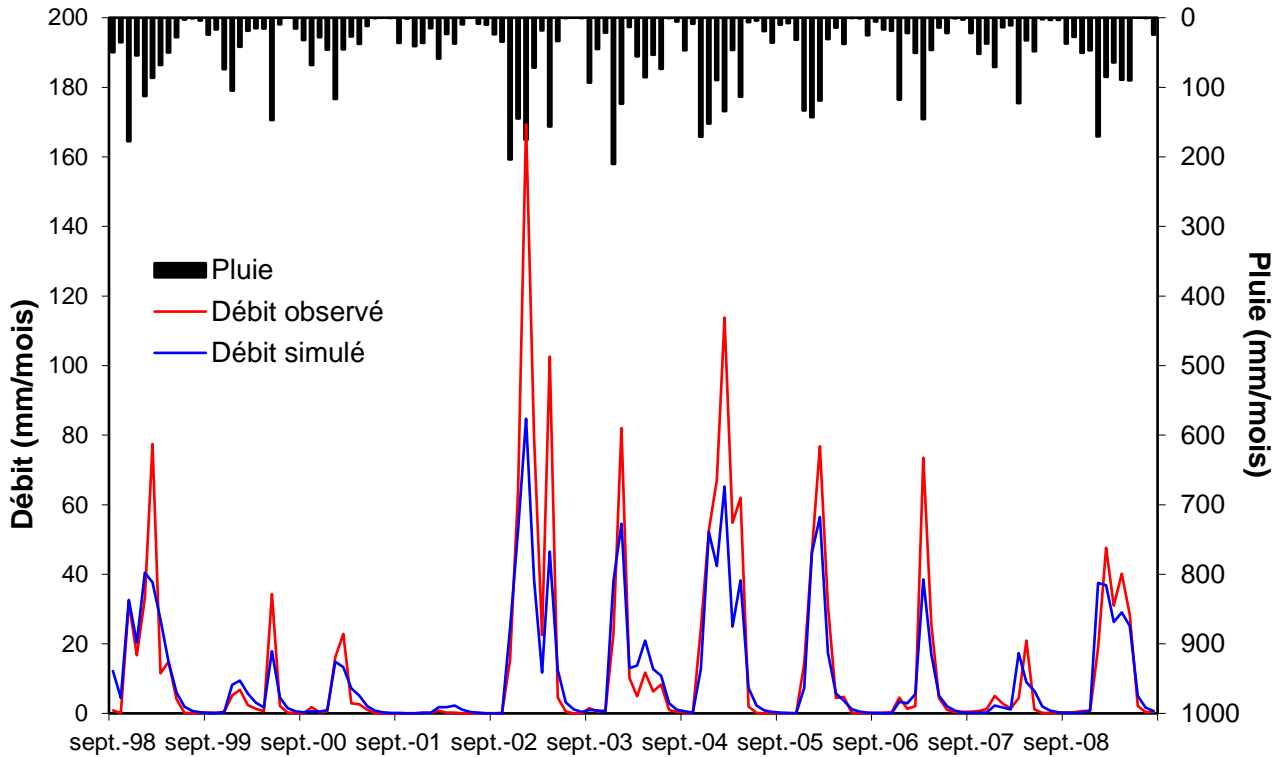
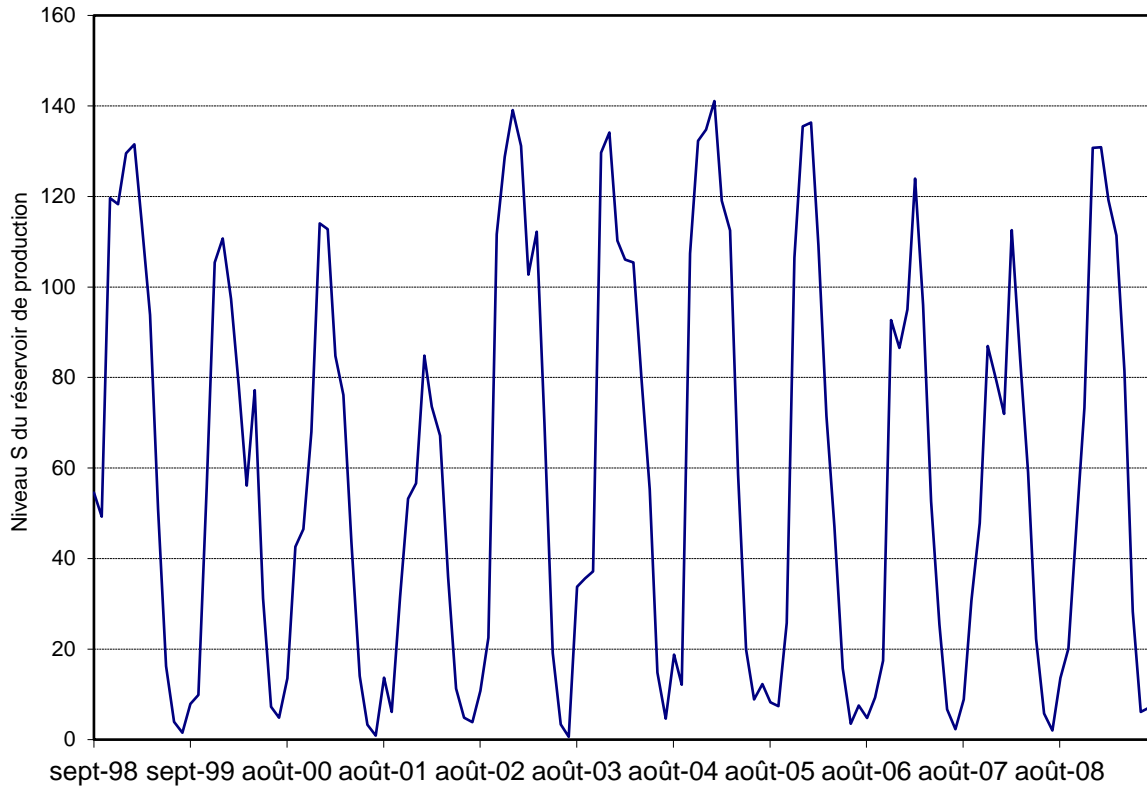
Le tableau IV.4, résume les résultats de la validation du modèle GR2M, les coefficients de corrélations (débits simulés /débits observés) sont exprimés selon les données de l'ETP de Thornthwaite.

Tab IV.4 : Résultats de validation du modèle GR2M

Paramètres	X ₁ [mm]	X ₂ [mm]	Nash %	R ²	Bilan
Valeurs	198.34	0.71	75.6	0.86	76.7



CHAPITRE IV. Modélisation pluie-débit de l'oued Rassoul



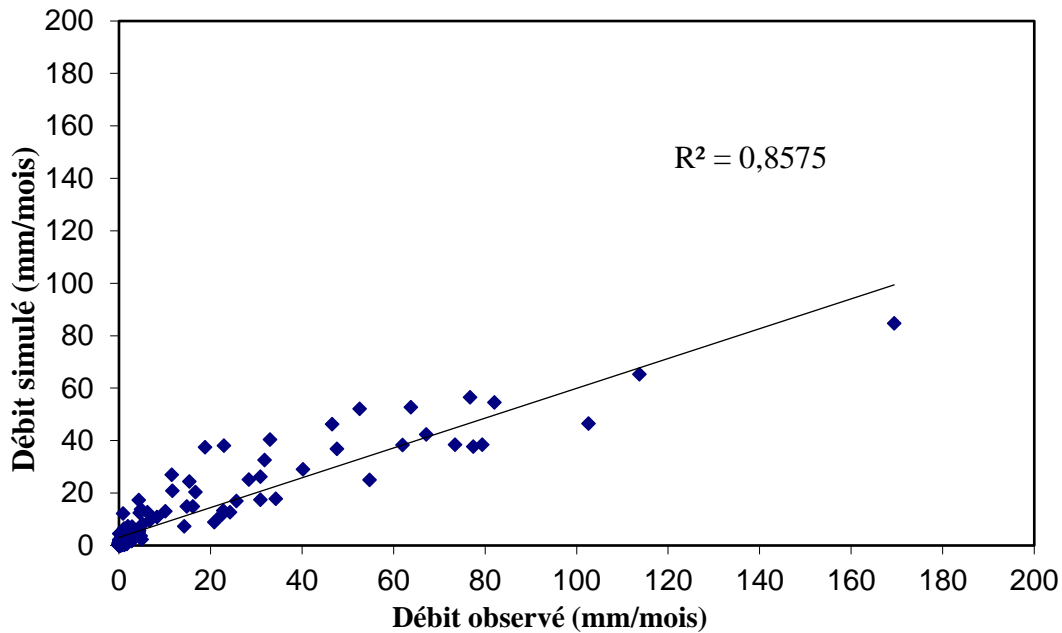


Fig IV.6 : les résultats de Validation du modèle GR2M (09/1997-08/2009).

❖ **Interprétations des résultats du validation :**

Selon les valeurs de coefficient de corrélation de la fonction débit observée et débit simulé la validation du GR2M donne de bons résultats dans l'ensemble. (Tableau IV.4) et (figure IV.6).

IV.3.3. Modèle Annuel GR1A

En utilisant à l'entrée des valeurs des pluies annuelles observées en mm, des ETP calculées par la méthode de Thornthwaite en mm, et des débits annuels (exprimée en lames d'eau écoulées) en mm. La période choisie pour cette étude est celle allant de 1972/1973 à 2008/2009.

a. Calage du modèle GR1A

Le calage du modèle a été effectué avec la série allant 1972/1973 à 2008/2009, après le passage par un certain nombre de simulations. Nous avons procédé au calage du paramètre X du modèle en appliquant des changements sur ce dernier en commençant par la valeur fixée à 0.13 et la faisant accroître successivement avec un intervalle de 0.01 jusqu'à l'obtention d'un critère de Nash optimum supérieur ou égale à 70% et un coefficient de corrélation entre les débits simulés et les débits observés significatif proche de 1. Les résultats du calage sont présentés dans le Tableau IV.5 La validation du calage est effectuée en appliquant le test de performance du modèle de coefficient de détermination R^2 .

Tab. IV.5: Résultats du calage de GR1A

CHAPITRE IV. Modélisation pluie-débit de l'oued Rassoul

Paramètres	X [mm]	Nash %	R ²	Bilan
Valeurs	0.91	75.1	0.86	111.5

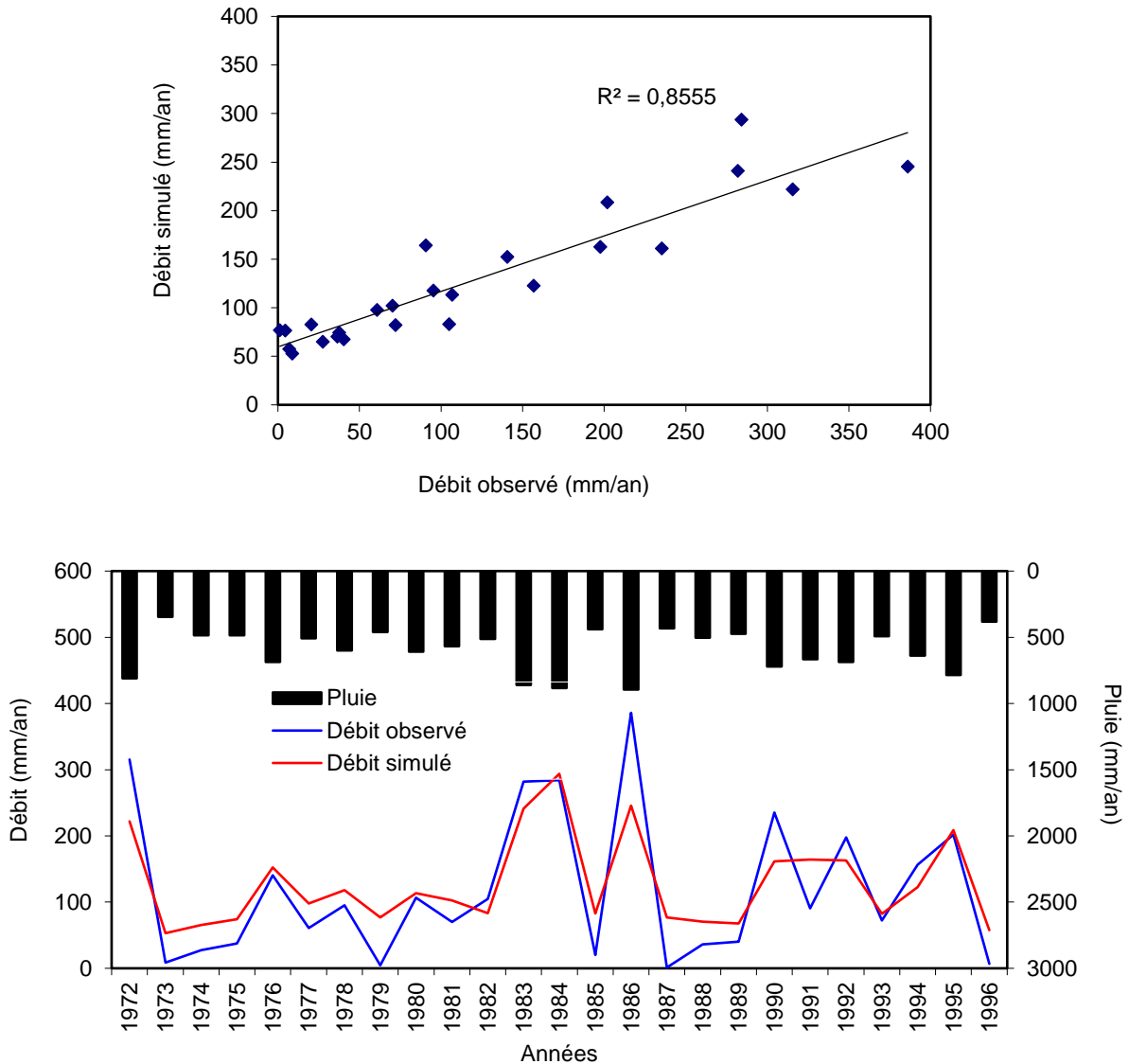


Fig IV.7 : Résultats du calage du modèle GR1A (09/1972-08/1997).

❖ Interprétations des résultats du calage

La valeur du critère de Nash (Q) obtenue =75.1% (Tableau IV.5).

Le bilan est assez équilibré, 111.5%

- Le paramètre X₁ obtenu égal à 0.91, ce qui nous laisse penser que l'évapotranspiration n'est pas importante.

- Selon les résultats obtenus par la méthode de Thornthwaite, on constate que notre bassin gagne de l'eau.

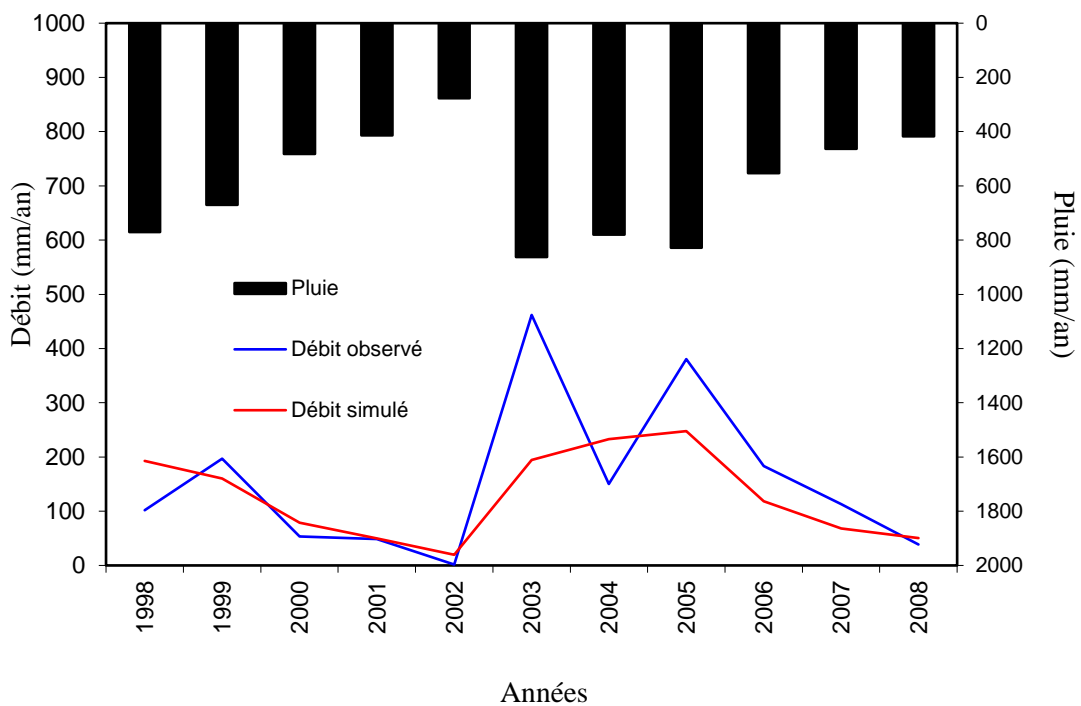
b. Validation du modèle GR1A

Cette étape de la validation porte sur l'application du modèle sur une série de données qui n'ont pas été utilisées lors du calage. Nous avons utilisé donc la série allant de 1997/98 à 2008/09.

Le tableau.IV.6 et la figure IV.8, donne les variations du coefficient de corrélation Q simulé – Q observé relatifs à l'utilisation des ETP dans le modèle GR1A.

Tab. IV.6: Résultats de validation de GR1A

Paramètres	X [mm]	Nash %	R²	Bilan
Valeurs	0.91	49	0.54	75.4



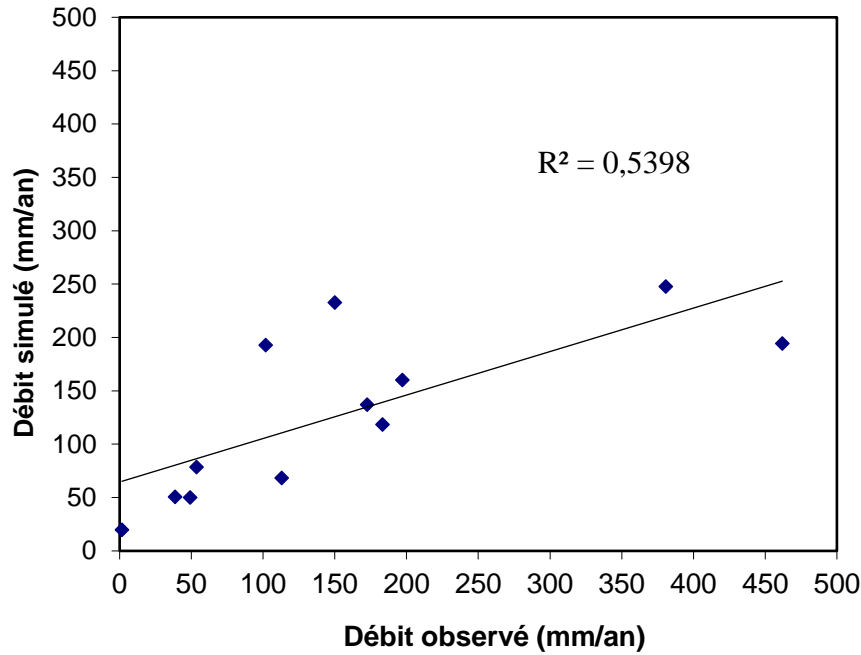


Fig IV.8 : les résultats de validation du modèle GR1A

❖ **Interprétations des résultats de validation**

Selon le tableau IV.6 et la figure IV.8, la validation du modèle GR1A, obtenue par l'utilisation des ETP donne des valeurs de coefficients de détermination (R^2) n'est pas acceptable inférieure à 70 %, cela traduit la mauvaise performance du modèle GR1A appliquée à Oued Rassoul.

IV.5. Conclusion

Les résultats de la validation entre débits observés et débits simulés sont bons à moyens. On prend en considération que le modèle GR2M répond bien. L'observation des valeurs du critère de Nash, ainsi que les valeurs de corrélation pour les différents pas de temps envisagés sont supérieures à 70 % en calage comme en validation, ce qui traduit la performance et la robustesse du modèle GR2M sur le bassin versant d'Oued Rassoul le mieux adapté et le plus performant pour notre étude et le GR2M. Mais Le modèle GRA1, il donne des résultats faibles sur bassin versant d'Oued Rassoul.

CONCLUSION GENERALE

Les modèles pluie-débit sont des outils qui permettent de simuler les débits en un point donné d'un cours d'eau à partir de la connaissance des pluies tombées sur le bassin versant correspondant. Cette modélisation est faite à l'échelle du bassin versant, entité caractéristique de concentration des écoulements, et permet donc de simuler la transformation qu'effectue le bassin sur les pluies pour générer les débits.

L'objectif principal de notre étude étant de simuler la transformation de la pluie en débit à l'échelle du bassin versant d'Oued Ressoul qui se situe au Nord-est algérien. Cette étude, nous a permis de faire ressortir les principaux résultats qui suivants :

- ❖ L'étude morphométrique, nous a montré que notre bassin versant présente une forme type de chaine et drainant une superficie de 103.41 Km², son relief est assez fort caractérisé par un dénivelé spécifique de 235.27 m.
- ❖ La température moyenne annuelle est de 17.70 °C et les précipitations évaluées à 597,82 mm. L'ensemble de l'Hiver et du Printemps forme une saison humide ou s'effectuerait la plus grande partie des écoulements, par contre l'Automne et l'Eté présentent une saison sèche.
- ❖ La détermination de l'évapotranspiration moyenne annuelle ETP par la méthode de Thornthwaite est 878,64m.

Dans le but de simuler un modèle pluie-débit pour une meilleure compréhension du comportement hydrologique du bassin versant de l'Oued Ressoul ; utilisé l'application du modèle génie rural au pas du temps mensuel (GR2M) et annuelle (GR1A)

Nous avons conclu que le modèle pluie-débit GR2M simule bien la relation entre les pluies et les débits sur notre bassin versant, ceci se confirme par le coefficient de corrélation R² qui est de 0.91 et par le coefficient de Nash 83.8% pour le calage et 75.7% pour la validation.

Et pour le modèle pluie-débit GR1A ne simule pas bien la relation entre les pluies et les débits sur notre bassin versant, nous avons le coefficient de corrélation R² qui est de 0.86 et par le coefficient de Nash 75.1% pour le calage et 49% pour la validation.

A la fin de ce travail, nous pouvons dire que l'application de modèle du génie rural au pas du temps mensuel (GR2M) aux données du bassin versant d'Oued Ressoul donne des résultats très satisfaisants. Mais le modèle annuelle (GR1A) donne des résultats ne sont pas suffisant, Vu que ces modèles ont été développés pour des conditions hydro-Climatiques différents de

CONCLUSION GENERALE

ceux de notre zone d'étude, principalement, la condition de la fonction de production est très faible dans la zone considérée.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABED, BENAICHOUCHE. 2013. Réorganisation des réseaux hydrographiques dans les modèles d'évolution des paysages, à grandes échelles spatiales et temporelles . 2013.

AMBROISE, B., ET REUTENAUER. 1995. Multicriterion validation of a semi-distributed conceptual model of the water cycle in the Fecht catchment (Vosges Massif, France). Water resources Research,. s.l. : (Vosges Massif, France). Water resources Research,, 1995.

ANNE, CHAPONNIERE. 2005. Fonctionnement hydrologique d'un bassin versant montagneux semi-aride : cas du bassin versant du Rehraya (Haut Atlas marocain). s.l. : paris, 2005.

KOFFI. 2006 Application à la modélisation de la relation pluie-débit du Bandama Blanc, nord de la Côte d'Ivoire.. European Journal of Scientific Research.

CHKIR, NAJIBA. 23 MARS 1994. MISE AU POINT D'UN MODELE HYDROLOGIQUE. s.l. : Docteur de l'Ecole Nationale des Ponts et Chaussées de Paris, 23 Mars 1994.

YLES, FOUAD. 2014. Hydrologie et transport solide dans les bassins versant d'oued saida modélisation pluies débit . s.l. : UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID TLEMCEN, 2014.

GAUME, ERIC. MARDI 3 JUILLET 2007 -. Eléments d'analyse sur les crues éclair. mardi 3 juillet 2007 -.

GHAOUTI NADJIB, GHENAI ABDENOUR. JUIN.2019. Etude expérimentale du potentiel d'infiltration dans le bassin versant de Medjaz Ressoul. s.l. : universite Badji Mokhtar, juin.2019.

GHERISSI, RADIA. 2012. HYDROLOGIE ET MODELISATION PLUIE-DEBIT :: s.l. : UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID – TLEMCEN, 2012.

Kheira, MEDANE. 2012. HYDROLOGIE ET MODELISATION PLUIE-DEBIT :: s.l. : UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID – TLEMCEN, 2012.

MOUELHI, Safouane. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel,. s.l. : THESE DE DOCTORAT DE L'ECOLE NATIONALE DU GENIE RURAL.

ZAIDI NEDJOUA, YAHI SOUAD.. Modélisation des évènements pluviaux d'un bassin . s.l. : Université Larbi Ben M'Hidi Oum El Bouaghi

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

BERREZOUG, Nisrin. 2016. Hydrologie et modélisation Pluie-Débit de l'oued Boukiou (NW algérien). s.l. : UNIVERSITE de TLEMCEN, 2016.

Perrin, Charles. le 20 octobre 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. s.l. : l'Unité de Recherche Qualité et Fonctionnement Hydrologique, le 20 octobre 2000.

BOUGUERRA Hamza. 2019. Quantification et modélisation des transports solides, cartographie des zones à risques d'érosion hydrique par utilisation d'un SIG: application aux bassins de Bouhamdane et Ressoul (Nord-Est Algérien). s.l. : Université Aboubakr Belkaïd – Tlemcen –, 2019.

BOUREK Rachida., 2010. MODELISATION PLUIE - DEBIT APPLICATION AU BASSIN VERSANT DE LA MACFAA (NW ALGERJEN) . s.l. : UNRSffe nou BEKR BELKAm-TLEMEN , 2010.

BOUANANI , Rahima. 02/10/2010. MODELISATION DE LA FONCTION PLUIE - DEBIT. APPLICATION AU BASSIN VERSANT DE LA TAFNA (NW - ALGERIEN). s.l. : UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID-TLEMCEN, 02/10/2010.

Oberlin Guy, Hubert P. 1999. s.l. : Paris, 1999Refondation du concept de régime hydrologique..

Todini, Z. Liu and E. 2002. Towards a comprehensive physically-based rainfall-runoff model.

- <https://echo2.epfl.ch/e-drologie/chapitres/chapitre9/chapitre9.html>
- https://hmf.enseeiht.fr/travaux/bei/beiere/book/export/html/1583#:~:text=Formule%20de%20Thorntwaite,a%20%3A%200.016%20*%20I%20%2B%200.5