

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Kasdi-Merbah OUARGLA
Faculté Sciences appliquées
Département Génie civil et Hydraulique



N° d'ordre :
Série :

THÈSE

Présentée par

Houari ZEGGANE

Pour l'obtention du grade de

DOCTEUR EN SCIENCES

Filière : Génie civil

Option : Constructions hydrauliques et aménagements

Thème

**Étude de comportement hydrologique des cours d'eau en Algérie,
cas du bassin versant Isser, Algérie.**

Soutenue le : 06/04/2017.

Devant le Jury composé de :

Prénoms et Noms

Grades

Mr Abdelouahed KRIKER	Professeur	Univ.Kasdi-Merbah de Ouargla	Président
Mr Djamel BOUTOUTAOU	Professeur	Univ. Kasdi-Merbah de Ouargla	Rapporteur
Mr Boualem REMINI	Professeur	Univ. de Saâd Dahlab de Blida	Examineur
Mr Aziez ZEDDOURI	Professeur	Univ.Kasdi-Merbah de Ouargla	Examineur
Mr Ali BERREKSI	Maitre de conférences A	Univ. de A.Mira de Bejaïa	Examineur

Année Universitaire 2016 /2017

Remerciements

Je souhaiterais remercier les personnes, sans eux cette étude ne serait pas, en commençant par M. Djamel BOUTOUTAOU, mon directeur de thèse, pour sa disponibilité et son aide précieuse et éclairante sur un domaine que je suis encore loin de maîtriser. Outre ses recadrages lorsque je m'égarais, sa contribution, ses nombreux conseils, son écoute et son ouverture d'esprit sont incontestables. Je remercie également M^{me} B.Touaïbia.

Je tiens particulièrement à remercier Monsieur Abdelouahed KRIKER professeur à l'université de Kasdi Merbah de Ouargla qui nous a fait l'honneur de présider le jury de thèse.

Je tiens à remercier Monsieur Aziez ZEDDOURI professeur à l'université de Kasdi Merbah, qui a bien voulu faire partie du jury.

J'exprime ma profonde gratitude à Boualem REMINI Professeur à l'université de Saâd Dahlab de Blida, pour avoir bien voulu examiner ce travail.

Je tiens aussi à remercier Monsieur Ali BERREKSI Maitre de conférences A à l'université Abderrahmane MIRA de Béjaïa, pour avoir accepté d'examiner ce travail.

Je remercie également mes amis pour leurs aides et merci à mes parents et à ma petite famille.

ملخص العربية

ان الأنظمة الهيدرولوجية للأنهار والوادية تتعلق بتضاريس ومناخ المنطقة، ان شكل الودية الجزائرية قصيرة باستثناء واد شلف ان هناك تفاعل جد معقد بين العوامل المناخية والهيدروغرافية سببها المساهمات والسلوك الهيدرولوجي للأودية، إن سلوك التباين المكاني في شمال شرق الجزائر ظاهر بشكل واضح (مباركي 2005)، وبالتالي تكون الحاجة الى النظر لهذه العوامل من اجل فهم وتنبؤ الإستجابة الهيدرولوجية للشبكة الهيدروغرافية فحوض الصب لواد أيسر هو محور هذه الدراسة اذ هو من بين اهم 17 حوض في الجزائر. ان الامطار هي عنصر لكل إستجابة هيدرولوجية للشبكة الهيدروغرافية، فدراسة توزيع الامطار على الأماكن وعبر الوقت هي في غاية الأهمية لأحواض الصب، لذا يتوجب رؤية أوجه الشبه للإستجابة الهيدرولوجية , في هذه الدراسة تم استخدام النموذج الجهوي بطريقة الإنحراف المعياري لحساب الأمطار القصوى المحتملة قد تم تقديم طريقة نموذجية اين تم تعين ثلاثة نماذج، هناك نموذجين وهو ضعف الأسي اما الأخر فهو نموذج معممة اللوجستية التوزيع، للمناطق التي تشملها هذه الدراسة. التحديد المسبق للفيضانات تستخدم لتصميم مختلف منشآت الريفي ضل وجود معطيات تاريخية للتدفق للمنشآت اذ يتم عن طريق الإحتمالات والإحصاء فيبدو انه لا يوجد نهج واحد لتقدير نحر التربة، فلا بد من إتخاذ إجراءات علاجية للحد .

مفتاح الكلمات : الأنظمة الهيدرولوجية للأنهار, توزيع الامطار, للفيضانات , نحر التربة

Résumé en Français

Le régime des cours d'eau est conditionné par le relief et par le climat. Les apports et le comportement hydrologiques des cours d'eau sont la résultante de l'interaction complexe des facteurs climatiques et physiographiques. Le bassin versant de l'Oued Isser, des études ont été proposées afin de cerner l'aspect pluviométrique en étudiant la variabilité spatio-temporelle et une analyse fréquentielle des pluies maximales fréquentielles journalières annuelles, l'écoulement ont été traité dans travail couronné par des études des hydrogrammes de crue. Enfin le transport solide et l'envasement des barrages où, on a établi un modèle de calcul de l'érosion.

Mots clés : variabilité précipitations, transport solide, écoulements

Abstract

The river system is conditioned by the relief and climate. The contributions and the hydrological behavior of rivers are the result of the complex interaction of climatic and physiographic factors. The watershed of Oued Isser, subject of this study, the study focuses on the spatial variability of average monthly precipitation through response patterns from seventy weather stations, which highlighted two synthetic variables that explain the variability of precipitation. In the second stage, a temporal study of annual rainfall series from 11 weather stations through trends, ruptures and a standardized precipitation index showed a trend towards precipitation decrease over the whole study area with an average of 20% , also in this working party we proposed a working methodology for the development of a model calculation of the frequency flow in the absence of flow data and a model of the distribution of the flow over time. In the Mediterranean region, the specificity of erosion stems from a particularly contrasted climate, drought, and from summer and autumn severe thunderstorms. The adopted approach aims to establish regression models in order to highlight the relationship between solid and liquid flows at four measurement stations in the Isser catchment area, northern Algeria. The annual mean solid matter transport for the whole basin is about $2\ 200\ t.km^{-2}.year^{-1}$.

Key words: spatial variability of precipitation, specific erosion, flows.

Sommaire

Introduction générale.....	14
1.1. SITUATION GENERALE DU BASSIN VERSANT DE L'OUED ISSER.....	18
1.1.1. Situation géographique.....	18
1.1.2. Caractéristiques morphologiques du bassin	19
1.1.2.1. Caractéristiques physiques.....	19
1.1.2.2. Caractéristiques du relief.....	20
1.1.2.3. Paramètres du réseau hydrographique.....	22
1.2. LITHOLOGIE DU BASSIN VERSANT.....	28
1.2.1. Le Haut Isser	28
1.2.2. Le Moyen Isser.....	29
1.2.3. Le Bas Isser	29
1.3. TOPOGRAPHIE DU BASSIN ISSER	29
1.3.1. Le Haut Isser	29
1.3.2. Le Moyen Isser.....	29
1.3.3. Le Bas Isser	29
1.4. HYDROGEOLOGIE	30
1.4.1. Etude des formations quaternaires.....	30
1.4.1.1. Terrasses marines	30
1.4.1.2. Terrasses alluviales	30
1.5. Végétation du bassin versant	31
1.5.1. le haut Isser.....	31
1.5.2. le moyen Isser.....	32
1.5.3. le bas Isser	32
1.6. CLIMAT DE LA REGION D'ETUDE	32
1.6.1. Températures.....	33
1.6.2. Evapo- transpiration	33
1.6.3. Gelée.....	34
1.6.4. Vent.....	34
1.7. RESSOURCES EN EAU.....	34
1.7.1. Eaux superficielles	34
1.7.2. Mobilisations.....	35
1.7.3. Potentialités en eaux souterraines.....	37
1.8. conclusion	37
2.1. VARIABILITE SPACIOTEMPORELLE DES PRECIPITATIONS SUR LA ZONE D'ETUDE	39
2.1.1. Introduction	39
2.1.2. Présentation de la région d'étude	40
2.1.3. Données pluviométriques	40
2.1.4. Étude descriptive multidimensionnelle	43
2.1.5. Étude temporelle.....	51
2.2. ETUDE REGIONNAL DES PLUIES MAXIMALES JOURNALIERES FREQUENTIELLES	59
2.2.1. Introduction	59
2.2.2. Données des pluies maximales journalières	60

2.2.3. Etape de régionalisation des pluies maximales fréquentielles.....	62
2.3. ETABLISSEMENT DU MODELE REGRESSIF DES MOYENNES DES PLUIES MAXIMALES JOURNALIERES ANNUELLES	85
2.3.1. Jeu de Données.....	86
2.3.2. Établissement du modèle régressif des moyennes des pluies maximales journalières.....	88
2.3.2.1. Le modèle régressif de type	88
2.3.2.2. Résultats	88
2.4. Conclusion.....	89
3.1. introduction.....	91
3.2. ECOULEMENTS MOYENS ANNUELS ET FREQUENTIELS	91
3.2.1. Les données hydrométriques	91
3.2.2. Caractéristiques des données hydrométriques.....	93
3.2.3. Étude du ruissellement interannuel du bassin d'Isser.....	94
3.3. ETIAGES DES COURS D'EAU DU BASSIN D'ISSER	101
3.3.1. Distribution saisonnière de ruissellement de fréquence 80 %	102
3.3.2. Distribution saisonnière de ruissellement de fréquence 90 %	103
3.3.3. Distribution saisonnière de ruissellement de fréquence 97 %	104
3.3.4. Établissement de la distribution type des étiages	105
3.4. ELABORATION DE LA RELATION DEBIT FREQUENTIEL-PARAMETRES MORPHOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT	106
3.4.1. Données des débits max annuels	106
3.4.2. paramètres statistiques des séries hydrométriques	106
3.4.3. L'analyse de la relation entre les débits de la crue et les paramètres statistiques	107
3.5. ETUDE DES DEBITS ET DES HYDROGRAMME DE CRUE	110
3.5.1. Méthodologie.....	110
3.5.2. Dépouillement des données hydrogrammes de crues.....	110
3.5.3. Établissement des hydrogrammes unitaires.....	112
3.5.4. Elaboration d'un modèle hydrogramme de crue	115
3.5.5. Détermination des paramètres de l'hydrogramme de crue.....	115
3.6. conclusion	119
4.1. PHENOMENE DE L'EROSION.....	121
4.1.1. Introduction	121
4.1.2. Causes d'érosion et facteurs	122
4.1.3. L'impact de l'érosion dans différentes régions.....	122
4.1.4. Quantification de l'érosion.....	125
4.1.5. Transport solide.....	127
4.1.6. État de la recherche scientifique dans le domaine de l'érosion en Algérie	130
4.2. ETUDE DE L'EROSION	131
4.2.1. Présentation des données.....	131
4.2.2. Description Lithologique du bassin versant et indice Lithologique	133
4.2.3. Établissement de régression entre débit liquide et débit solide	134
4.2.4. Relations débits liquides- concentration des sédiments	136
4.2.5. Calcul des apports	137
4.2.6. Analyse Multi variée de l'érosion sur le bassin versant Isser.....	140
4.2.7. Approche cartographique de l'érosion spécifique	141
4.3. SIMULATION DE L'ENVAISEMENT DU BARRAGE KOUDIAT ACERDOUN	143

4.3.1. Présentation générale du barrage Koudiat Acerdoun	143
4.3.2. Méthode surface –incrémentées et réduction des surfaces empiriques (Area-increment et empirical area reduction <i>EARM</i>)	145
4.4. Conclusion	149
5.1. PRESENTATION D’UN BASSIN VERSANT	152
5.2. CALCUL DES PRECIPITATIONS	153
5.2.1. Précipitations moyennes annuelles.....	153
5.2.2. Précipitations maximales fréquentielles sur la base du modèle régional	154
5.2.3. Moyenne des précipitations maximales journalières.....	155
5.3. CALCUL DES ECOULEMENTS	155
5.3.1. Calcul de ruissellement moyen annuel.....	155
5.3.2. Détermination de la distribution mensuelle du ruissellement	156
5.3.3. Détermination de la distribution mensuelle du débit d’étéage fréquentiel.....	156
5.4. CALCUL DE L’HYDROGRAMME	157
5.4.1. Détermination des paramètres de l’hydrogramme de crue.....	158
5.5. CALCUL DE DE L’EROSION SPÉCIFIQUE DU BASSIN	159
Conclusion générale	162
References	165

N°	LISTE DES TABLEAUX	Pages
Tableau I.1	Caractéristiques hydrographiques des cinq sous bassins	24
Tableau I.2	Caractéristiques morphométriques des cinq sous bassins.....	27
Tableau I.3	Les températures maximales, moyennes et minimales enregistrées à la station Baghlia	33
Tableau I.4	ETP aux différentes stations hydrométriques en mm.....	33
Tableau I.5	Nombre de jours de Gelée aux stations de Tablat et Bir – Ghablou.....	34
Tableau I.6	Nombre de jours de sirocco aux stations Beni Slimane et Bir Ghablou.....	34
Tableau I.7	Potentialités en eau superficielle du bassin Isser (période 1910-1993).....	34
Tableau I.8	Retenues collinaires et leurs capacités par wilaya.....	35
Tableau I.9	Quelques caractéristiques hydromorphométriques des différents sites (retenues collinaires).....	35
Tableau I.10	Caractéristiques des barrages en exploitation	36
Tableau I.11	Caractéristiques des barrages en exploitation	36
Tableau I.12	Répartition des potentialités en eaux souterraines par unité Hydrogéologique...	37
Tableau II.1	Caractéristiques des stations pluviométriques.....	42
Tableau II.2	Caractéristiques du jeu de données.....	42
Tableau II.3	Caractéristiques du groupe1	48
Tableau II.4	Caractéristiques du groupe2.....	49
Tableau II.5	Résultats du test global du découpage.....	50
Tableau II.6	Stations représentatives.....	50
Tableau II.7	Stations les plus éloignées.....	50
Tableau II.8	Quelques caractéristiques des stations de mesures des précipitations en coordonnées UTM.....	52
Tableau II.9	Résultats des tendances au niveau des stations pluviométriques.....	53
Tableau II.10	Résultats des tests au niveau des stations pluviométriques.....	54
Tableau II.11	Classification de la sécheresse en rapport avec la valeur du SPI.....	55
Tableau II.12	Fréquence des années selon les classes de (SPI).....	55
Tableau II.13	Les plus grandes périodes de sécheresse sur la région d'étude.....	59
Tableau II.14	Détail des données de stations en coordonnées Lambert.....	61
Tableau II.15	Résultats de calcul de la zone 1	65
Tableau II.16	Résultats de calcul de la zone 2.....	66
Tableau II.17	Résultats de calcul de la zone 3.....	66
Tableau II.18	Résultats du test d'homogénéité des différentes régions.....	68
Tableau II.19	Statistiques régionales.....	69
Tableau II.20	Z-statistique des différentes distributions.....	70
Tableau II.21	Les Paramètres des lois des distributions régionales.....	73
Tableau II.22	Résumé de calcul pour la station représentative 90304.....	75
Tableau II.23	Les biais moyens des quantiles régionaux et locaux de la région 1.....	75
Tableau II.24	Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 1	77

N°	LISTE DES TABLEAUX	Pages
Tableau II.25	Résumé de calcul pour la station représentative 90502.....	79
Tableau II.26	Les biais moyens des quantiles régionaux et locaux de la région 2.....	79
Tableau II.27	Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 2.....	81
Tableau II.28	Résumé de calcul pour la station représentative 21601.....	83
Tableau II.29	Les biais moyens des quantiles régionaux et locaux de la région 3.....	83
Tableau II.30	Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 3.....	85
Tableau II.31	Les pluies moyennes annuelles et moyennes des pluies maximales journalières des stations pluviométriques.....	86
Tableau II.32	Résultats de calcul.....	88
Tableau III.1	Caractéristiques des stations hydrométriques.....	92
Tableau III.2	Cycles humide et sec et leurs caractéristiques hydrologiques.....	95
Tableau III.3	Les composantes du bilan des sous bassins versants de Isser.....	96
Tableau III.4	Ruissellement mesuré-ruissellement calculé.....	97
Tableau III.5	Répartition des débits au niveau des sous bassins de Isser.....	98
Tableau III.6	Répartition saisonnières des débits (%) des grands bassins versants.....	100
Tableau III.7	Répartition saisonnières des débits (%) des petits bassins versants.....	100
Tableau III.8	Les débits caractéristiques.....	101
Tableau III.9	Résultat d'ajustement du ruissellement annuel.....	101
Tableau III.10	Distribution type des étiages fréquentiels $S > 2000 \text{ km}^2$	105
Tableau III.11	Distribution type des étiages fréquentiels $S < 2000 \text{ km}^2$	105
Tableau III.12	Valeurs du coefficient λ	105
Tableau III.13	Débits max annuels.....	106
Tableau III.14	Paramètres statistiques des données hydrométriques.....	106
Tableau III.15	Données globales de modélisation.....	107
Tableau III.16	Données de modélisation.....	108
Tableau III.17	Résultats de calcul.....	108
Tableau III.18	Résultats de calcul pour $Q_{\max,T}$ calculés et observés.....	109
Tableau III.19	L'erreur sur les débits fréquentiels calculés par le modèle.....	109
Tableau III.20	Hydrogrammes de crues du bassin Pont de la traïlle (090408).....	111
Tableau IV.1	Formes d'érosion hydrique.....	122
Tableau IV.2	Formes de dégradation et d'érosion, causes, facteurs de résistance du milieu.....	122
Tableau IV.3	Etat d'envasement de quelques barrages en Afrique du Nord.....	124
Tableau IV.4	L'état d'envasement de quelques barrages algériens.....	125
Tableau IV.5	Caractéristiques des sous bassins et des stations de mesures en coordonnées Lambert Nord Algérie.....	126
Tableau IV.6	Nombre d'observations des couples débit liquide-débit solide.....	133
Tableau IV.7	Qualité des sols et type d'érosion.....	134
Tableau IV.8	Modèles ajustés par différentes échelles temporelles.....	135
Tableau IV.9	Coefficients de corrélation.....	135
Tableau IV.10	Les pourcentages du transport solide au niveau différents sites de mesure.....	138
Tableau IV.11	Érosion spécifique au droit des stations hydrométriques.....	139

N°	LISTE DES TABLEAUX	Pages
Tableau IV.12	Principaux résultats et données relatives au bassin versant Isser.....	140
Tableau IV.13	Corrélations entre variables.....	141
Tableau IV.14	Paramètres du variogramme.....	141
Tableau IV.15	Caractéristiques du barrage Koudiate Acerdoune.....	145
Tableau IV.16	Résultats de calcul.....	145
Tableau IV.17	Forme du réservoir.....	146
Tableau IV.18	Valeurs C, m et n en fonction du type du réservoir.....	147
Tableau V.1	Caractéristiques du bassin versant.....	152
Tableau V.2	Les précipitations annuelles à la station pluviométrique 090201.....	153
Tableau V.3	Les pluies moyennes annuelles et moyennes des pluies maximales journalières à la station 090201.....	154
Tableau V.4	Les Paramètres des lois des distributions régionales.....	154
Tableau V.5	Pluies maximales fréquentielles pour la station représentatives (90201) et pluies fréquentielles par le modèle régional GEV.....	155
Tableau V.6	Ruissellement annuel à la station 090205.....	156
Tableau V.7	Caractéristiques du cours d'eau et résultats de calcul.....	159

N°	LISTE DES FIGURES	Pages
Figure I.1	Situation générale du bassin Isser.....	18
Figure I.2	Détail de la situation du bassin Isser.....	19
Figure I.3	Carte des pentes du bassin Isser	22
Figure I.4	Réseau hydrographique du bassin 90501.....	23
Figure I.5	Réseau hydrographique du bassin 90408.....	23
Figure I.6	Réseau hydrographique du bassin 90101.....	23
Figure I.7	Réseau hydrographique du bassin 90309.....	23
Figure I.8	Réseau hydrographique du bassin 90305.....	24
Figure I.9	Profile en long du cour d'eau principal Isser.....	25
Figure I.10	Lithologie du bassin versant Isser.....	28
Figure I.11	Topographie du bassin Isser.....	30
Figure I.12	Végétation du bassin Isser.....	32
Figure II. 1	Situation de la zone d'étude en Algérie.....	40
Figure II.2	Présentation de la région d'étude et emplacement des stations pluviométriques...	41
Figure II.3	Coordonnées des stations sur F1 et F2.....	45
Figure II.4	Pluies moyennes annuelles en fonctions des coordonnées de l'axe1.....	45
Figure II.5	Contribution des stations sur l'axe factoriel 1 (F1).....	46
Figure II.6	Totaux des pluies d'été en fonction de coordonnées F2.....	47
Figure II.7	Projection des variables sur l'axe1 et l'axe2.....	47
Figure II.8	SPI de quelques stations pluviométriques.....	56
Figure II.9	Durées de la sécheresse de quelques stations pluviométriques avant et après rupture.....	57
Figure II.10	Situation géographique des groupes homogènes en terme de pluies maximales journalières	67
Figure II.11	L-moment diagramme groupe1	70
Figure II.12	L-moment diagramme groupe2.....	71
Figure II.13	L-moment diagramme groupe 3.....	71
Figure II.14	Quantiles réduits des trois lois régionales.....	74
Figure II.15	Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 1 (90304).....	74
Figure II.16	Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 1.....	76
Figure II.17	Variation du REQM en fonction de la période de retour T de la région 1.....	76
Figure II.18	Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 2 (90502).....	78
Figure II.19	Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 2.....	80
Figure II.20	Variation du REQM en fonction de la période de retour T de la région 2.....	80
Figure II.21	Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 3 (21601).....	82
Figure II.22	Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 3.....	84
Figure II.23	Variation du REQM en fonction de la période de retour T de la région 3.....	84
Figure II.24	Graphique des moyennes des pluies max mesurées et calculées.....	88

N°	LISTE DES FIGURES	Pages
Figure III.1	Emplacement des stations hydrométriques.....	92
Figure III.2	Variation des débits moyens mensuels à la station 090501.....	93
Figure III.3	Variation des débits moyens mensuels à la station 090408 et ceux de la station 090305.....	93
Figure III.4	Variation des débits moyens mensuels à la station 090101 et ceux de la station 090309.....	94
Figure III.5	Courbe des cumules des écarts à la moyenne des données de la station Lakhdoria 090501.....	95
Figure III.6	Courbe des cumules des écarts à la moyenne des données des cinq stations.....	96
Figure III.7	Relation entre le coefficient de ruissellement et la pluviométrie annuelle des BV d'Isser.....	97
Figure III.8	Distribution du ruissellement (%) de la totalité des sous bassins versants d'Isser...	98
Figure III.9	Distribution du débit mensuel (%) des sous bassins Lakhdoria et la traïlle.....	99
Figure III.10	Distribution du débit mensuel (%) des sous bassins de Beni Slimane et Déchmia.....	99
Figure III.11	Distribution type du ruissellement (%) pour les bassins $S > 2000\text{km}^2$	100
Figure III.12	Distribution type du ruissellement (%) pour les bassins $S < 2000\text{km}^2$	100
Figure III.13	Distribution du ruissellement de fréquence 80 % pour les bassins de superficie supérieure à 2000 km^2	102
Figure III.14	Distribution du ruissellement de fréquence 80 % pour les bassins de superficie inférieure à 2000 km^2	103
Figure III.15	Distribution du ruissellement de fréquence 90 % pour les bassins de superficie supérieure à 2000 km^2	103
Figure III.16	Distribution du ruissellement de fréquence 90 % pour les bassins de superficie inférieure à 2000 km^2	104
Figure III.17	Distribution du ruissellement de fréquence 97 % pour les bassins de superficie supérieure à 2000 km^2	104
Figure III.18	Distribution du ruissellement de fréquence 97 % pour les bassins de superficie inférieure à 2000 km^2	104
Figure III.19	Relation \bar{qmax} et S.....	107
Figure III.20	Relation Cv/\bar{qmax} et $\log(S+1)$	108
Figure III.21	Ecart débits fréquentiels calculés et mesurés.....	109
Figure III.22	Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 090501 et 090408.....	112
Figure III.23	Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 090309 et 090305.....	112
Figure III.24	Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 090101.....	113
Figure III.25	Les hydrogrammes types des cours d'eau du bassin d'Isser.....	113
Figure III.26	Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Lakhdoria (090501).....	117
Figure III.27	Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station La traïlle (090408).....	117
Figure III.28	Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Mezahim (090101).....	118
Figure III.29	Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Dechmia (090309).....	118
Figure III.30	Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Beni slimane(090305).....	119

N°	LISTE DES FIGURES	Pages
Figure IV.1	Emplacement des stations hydrométriques.....	133
Figure IV.2	Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle.....	135
Figure IV.3	Débit moyen en fonction de la concentration moyenne des quatres station de mesure.....	137
Figure IV.4	Q_{max-c} et C_{max-Q}	137
Figure IV.5	Répartition mensuelle des apports solides au niveau des quatre sous-bassins.....	138
Figure IV.6	Répartition annuelles des apports solides au niveau des quatre sous- bassins.....	139
Figure. IV.7	Variogramme expérimental de l'érosion spécifique.....	142
Figure IV.8	Érosion spécifique en $(t.km^{-2}.an^{-1})$ au niveau du bassin versant Isser.....	142
Figure IV.9	Vue satellitaire du lac réservoir Koudiate-Acerdoune.....	144
Figure IV.10	Courbes capacité- hauteur et surface- hauteur.....	144
Figure IV.11	Courbe de distribution des sediments (Area-Reduction method)	146
Figure IV.12	Les pentes de la courbe capacité –hauteur.....	146
Figure IV.13	Les courbes des profondeurs des sédiments dans le barrage (F-p).....	147
Figure IV.14	Réduction de capacité pour différents scenario d'envasement du barrage Koudiate Acerdoune.....	148
Figure IV.15	Surface du plan d'eau pour différents scénario du barrage Koudiate Acerdoune.....	149
Figure V.1	Situation générale du bassin versant au droit de la station hydrométrique 90205.....	152
Figure V.2	Bassin versant à la station hydrométrique 090205.....	153
Figure V.3	Distribution du ruissellement annuel	156
Figure V.4	Distribution des étiages fréquentiels.....	157
Figure V.5	Hydrogramme de crue pour différentes périodes de retour.....	159

Liste des indices et sigles

ANRH	Agence nationale des ressources hydrauliques
ANBT	Agence nationale des barrages et transferts
PNE	Plan national de l'eau
DRS	Direction de la restauration des sols
ETP	Evapotranspiration potentielle
DHW	Direction d'hydraulique de la wilaya
ACP	Analyse en composante principale
SPI	Indice des précipitations
DM	Magnitude de la sécheresse
D	Durée de la sécheresse
Pmax	Pluies maximales journalières annuelles
GLO	Generalized logistique distribution
GEV	Generalized extreme value
GPA	Loi de PARETO généralisée
LN3	Loi normale
PE3	Loi log-normale trois paramètres
L-Kur	Rapport L-moment (L-coefficient d'aplatissement)
L-CA	Rapport L-moment (L-coefficient d'asymétrie)
REQM	Erreur quadratique moyenne
T	Période de retour
Ki	Coefficient de débit
USLE	Universal Soil Loss Equation
HU	Hydrogramme unitaire
R	Ruissellement interannuel
Qs	Débit solide
C	Concentration
Ql	Débit liquide
AS	Transport solide (tonnes)
S	Surface du bassin
D	Densité des sédiments

Introduction générale

Le bassin versant est un territoire où l'ensemble de l'eau de surface et de ruissellement pluviale, s'écoulent comme dans un entonnoir par gravité vers un même point, qui est l'exutoire, il correspond à l'embouchure du cours d'eau principal, un bassin versant est toujours délimité par une frontière naturelle, la ligne de partage des eaux, chaque bassin versant possède des caractéristiques naturelles qui lui sont spécifiques, lorsque des problèmes liés à la qualité et la quantité de l'eau surviennent, cela peut non seulement avoir des répercussions sur la faune et la flore, mais aussi sur l'économie, la santé et le bien-être des populations humaines, or comme le territoire n'est pas assigné au limite administrative, les problématiques des quantités et de la qualité de l'eau ont le potentiel d'affecter les usagers de la ressource à l'échelle d'un bassin versant, la gestion de l'eau par bassin versant représente donc, une approche qui permet de réunir tous les usagers de l'eau autour des problématiques afin d'élaborer des actions planifiées et concertées et prise d'une façon consensuelle et dans l'intérêt général. L'évolution des eaux pluviales influence sensiblement le fonctionnement d'un bassin versant, les activités anthropiques dans un bassin versant modifieraient le régime d'écoulement des eaux et par ricochet son fonctionnement, en augmentant le ruissellement, diminuant l'infiltration ou encore augmentant la vitesse d'écoulement par exemple.

Le régime des cours d'eau est conditionné par le relief et par le climat. Les montagnes étant parallèles et rapprochées de la côte, les oueds algériens sont courts (sauf le Chéelif) et ont peu d'affluents. En été presque à sec mais à la saison des pluies les averses violentes et irrégulières creusent les pentes abruptes et font de ces oueds des torrents limoneux, fouillant les gorges qu'ils traversent, selon la direction de leurs cours. Les apports et le comportement hydrologiques des cours d'eau sont la résultante de l'interaction complexe des facteurs climatiques et physiographiques dont le caractère de disparité spatiale, dans l'Est algérien, est nettement marqué. (Mebarki, 2005), d'où la nécessité de d'étudier ces facteurs afin de comprendre et de prévoir la réponse hydrologique d'un réseau hydrographique.

Le bassin versant de l'Oued Isser, objet de cette étude, fait partie des 17 bassins versants que compte l'Algérie (ANRH, 2001), bassin 09, l'Oued Isser est le réceptacle des eaux du versant sud du massif des Khachna, une partie de Djurdjura et de l'Atlas blidéen. Toutes les rivières en amont, ainsi que tous les ruisseaux, s'y jettent inlassablement. Les précipitations étant l'élément déclencheur de toute réponse hydrologique du réseau hydrographique, l'étude de sa variabilité spatio-temporelle s'avère nécessaire sur le bassin versant Isser, nécessitant une visualisation synthétique des ressemblances des profils de réponse pluviométriques, des stations de mesure des précipitations, afin d'en déduire une ou plusieurs variables synthétiques capables d'expliquer cette variabilité dans l'espace, quant à l'analyse temporelle, une étude de la tendance ainsi que de la rupture des totaux annuels sera réalisée, afin de caractériser la variabilité temporelle de la pluviométrie. La détermination des quantiles des précipitations maximales journalières est une étape importante dans les études d'ouvrages hydrauliques, on citera les évacuateurs de crues de barrages, les batardeaux de barrages, les aménagements des cours d'eau, les réseaux d'assainissement notamment les réseaux d'eau pluviale, les aménagements contre les inondations, les ponts et les aménagements des villes. En l'absence des données hydrométriques, en Algérie en particulier, le calcul des débits fréquentiels se fait dans la quasi-totalité par des modèles des débits fréquentiels (Sokolovski, 1949 ; Giandotti, 1968 ; Turraza, 1968 ; Montana, 1978 ; Boutoutaou, 2015), utilisant les paramètres morphométriques du bassin versant, paramètres hydrographiques et météorologiques, notamment les pluies annuelles et pluies maximales fréquentielles). Parmi les méthodes couramment utilisées en hydro-météorologie pour estimer les précipitations, en des sites ayant peu ou aucune donnée. Parmi les méthodes couramment utilisées en hydro-météorologie pour estimer les précipitations en des sites ayant peu ou aucune donnée, on peut distinguer d'une

part, les méthodes d'interpolation spatiale (Delhomme, 1978; Creutin et Obled, 1982; Amani et Lebel, 1998) et, d'autre part, les méthodes d'analyse de fréquence régionale (Hosking et al, 1985; Onibon et al, 2004) pour les crues. L'analyse fréquentielle des pluies maximales journalières s'appuie sur l'ajustement des données (informations ponctuelles) à des lois de probabilité pour le calcul des quantiles, après avoir traité statistiquement la série de donnée. Dans la majorité des cas, l'ingénieur est confronté à un dilemme, quelle crédibilité d'un calcul fréquentiel, un quantile pour une période de retour de 500 ans calculé à partir d'une série de 30 ans d'observation. Il arrive fréquemment que des estimations de périodes de retour d'événements extrêmes soient requises pour des sites où il existe peu, voire même aucune donnée. Les hydrologues et météorologues ont alors souvent recours à des techniques d'analyse régionale. (St-Hilaire et al, 2003), L'objectif du deuxième chapitre, est de se focaliser sur la variabilité des précipitations dans l'espace et dans le temps dans le centre d'Algérie du Nord et une analyse régionale des pluies maximales.

Les crues se forment après de fortes précipitations, à l'intérieur des terres, on peut distinguer trois types d'inondations, le premier type est la crue par débordement où une rivière déborde de son lit occupant ainsi le lit majeur de la rivière, les inondations peuvent se propager loin de zone de précipitations, le deuxième type d'inondation est l'accumulation des eaux de pluies dans les bassins en temps normal la plus grande partie de l'eau de pluie est absorbée par sol et rejoint la nappe phréatique, lorsque le sol a une capacité insuffisante pour absorber cette eau, celle-ci s'accumule dans les zones les plus basses, remplissant ainsi les vallées en dehors des rivières, enfin le troisième type d'inondation est lié à l'urbanisation croissante des zones inondables, les eaux alors remonte à travers le réseau d'égouts dans les zones les plus basses ce phénomène est accru par la couverture croissante de terres par les routes et bâtiments, donc l'eau ne s'écoule plus dans les sous-sols et augmente la charge des canalisations. Les crues constituent une menace sérieuse pour les biens matériels et les vies humaines. Il a été bien démontré, à la conférence mondiale sur la prévention des catastrophes naturelles qui s'est tenue à Yokohama en 1994, que les crues étaient à l'origine de plus de décès et de dommages que n'importe quel autre type de catastrophe au monde (Organisation des Nations unies, 1994). Avec une population mondiale qui augmente et la possibilité d'une modification du climat, il est très probable que le problème des crues ne fera à l'avenir que s'aggraver (Grabs et al, 1997 ; Gellens et Schändler, 1997). Ces inondations sont les catastrophes naturelles les plus destructives et même les plus fréquentes et provoquent d'importants dégâts humains et matériels. La planification et la conception des aménagements destinés à la mise en valeur des ressources en eau dépendent étroitement des évaluations hydrologiques. La prédétermination de la crue de projet, s'avère donc, comme une étape importante dans tous les aménagements dans le bassin versant, sa réponse hydrologique, en terme de la distribution de l'hydrogramme de crue dans le temps est aussi importante, en présence de données hydrométriques, celles des débits maximums annuels, la prédétermination du débit fréquentiel est moins difficile, espérant bien sûr que les données en question sont proches du lieu d'aménagement, en revanche la construction de l'hydrogramme de crue s'avérerait difficile à moins d'utiliser des formules empiriques, comme celle de Sokolovsk. Dans cette partie de travail nous proposerons une méthodologie de travail pour l'établissement d'un modèle de calcul du débit fréquentiel, en l'absence de données hydrométriques et d'un modèle de la distribution de ce débit fréquentiel dans le temps (Hydrogramme de crue).

En Algérie, le climat est très agressif avec des pluies très irrégulières. Les pluies torrentielles sont fréquentes en automne, avec des intensités dépassant souvent 45 mm/h, au moment où la couverture végétale est absente, engendrant ainsi, en des temps de concentrations des eaux très courts, des crues fortes, rapides et chargées de sédiments, dont les conséquences, ont des répercussions directes, tant à l'amont par des pertes de sols et des ravinements qu'à l'aval par

des inondations et des dépôts de sédiments (routes, autoroutes, barrages, plages, etc.), des pertes de vies humaines (Touaïbia, 2010). Non seulement le ruissellement, mais aussi l'érosion, ne croissent pas systématiquement avec la pente sur vertisol sur marnes (Roose et al, 1993). En zone plus humide, le couvert végétal intercepte une part importante de l'énergie des pluies et du ruissellement (Fournier, 1960). De tous les travaux menés en Algérie sur le phénomène érosif, compte tenu de l'insuffisance de données, il ressort que, sans une approche ou une synthèse régionale pour estimer l'érosion hydrique en termes d'érosion spécifique, il est impossible d'apporter un aménagement approprié aux bassins-versants très vulnérables et très affectés par le phénomène. De ce fait, la modélisation des écoulements liquides et solides à l'échelle du bassin s'avère une étape incontournable pour les actions de remédiation. Aussi bien limitant que favorisant, les phénomènes et les éléments qui opèrent doivent inéluctablement être connus pour porter des remèdes efficaces et indispensables, le quatrième chapitre s'étalera sur les problématiques de l'érosion citées-ci-dessus, ainsi que une simulation de l'envasement du barrage de Koudiat Acerdoune par la méthode EARM est effectuée.

En terminera le travail par un exemple de calcul, en choisissant un sous bassin à l'intérieur de la zone d'étude, où tous les modèles développés dans ce travail lui seront appliqués.

CHAPITRE I

CADRE DE L'ETUDE

1.1. SITUATION GENERALE DU BASSIN VERSANT DE L'OUED ISSER

1.1.1. Situation géographique

Le bassin versant de l'oued Isser est situé dans le Nord algérien. Il est limité au Nord Est par la daïra de Drâa El Mizane, au Sud Est par la wilaya de Bouira, au Sud par la daïra de Ain boucif au Sud-Ouest par la daïra de Ksar El Boukhari et la wilaya de Médéa, au Nord-Ouest par les dairas de Tablat et Larbâa et au Nord par la mer Méditerranée, la figure I.1 et I.2 montre la situation générale de la zone d'étude et le détail de la situation du bassin versant Isser. Le bassin versant de l'oued Isser une superficie de 4126 km². Le bassin versant Isser est situé environ à 70 km au Sud Est d'Alger. Il présente sensiblement la forme d'un quadrilatère d'orientation Sud –Ouest /Nord-Est. Du point de vue administratif, ce bassin chevauche plusieurs wilayas : Médéa, Bouira, Tizi Ouzou et Boumérdes. Le cadre géographique dans lequel se développe le bassin versant est constitué de l'atlas tellien algérois au Nord qui culmine à 1130 m au Djebel Tamesguida et de la chaîne des Bibans au Sud qui culmine à 1810 m au Djebel Dirra. Ces deux chaînes sont séparées par la plaine des Aribis d'altitude 550 m. Le bassin versant de l'Oued Isser dont les lignes de crête se situent entre 90 et 1810 m à une altitude moyenne de 710 m.

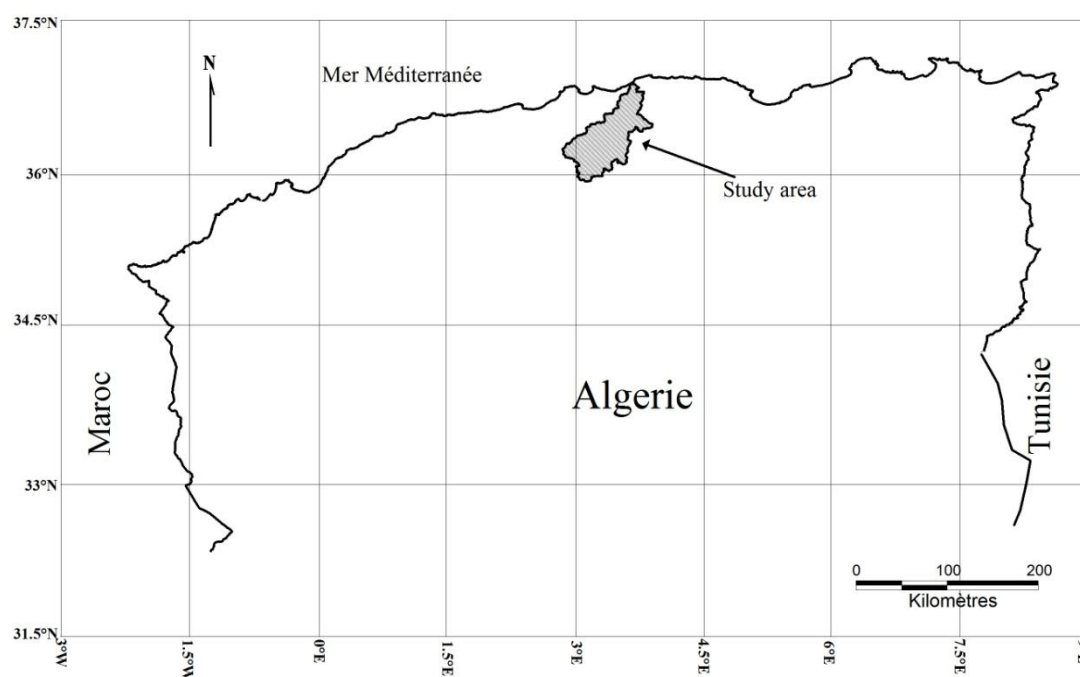


Figure I.1. Situation générale du bassin Issser.

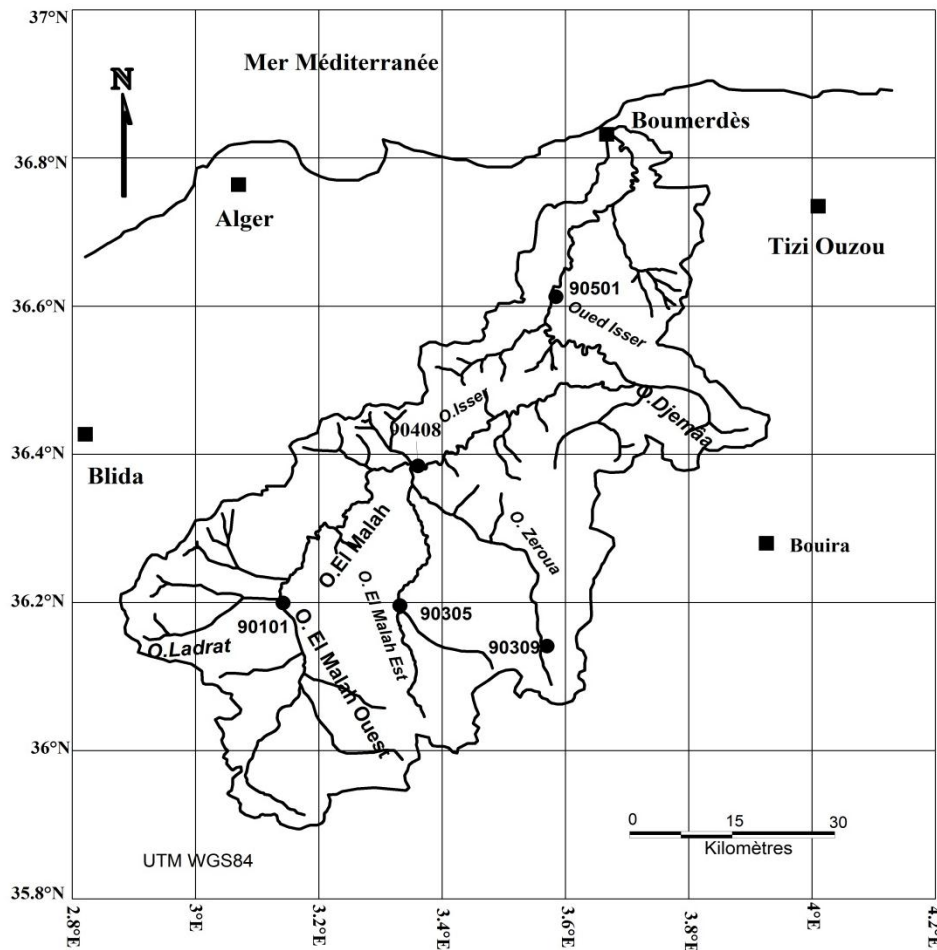


Figure I.2. Détail de la situation du bassin Issser.

1.1.2. Caractéristiques morphologiques du bassin

1.1.2.1. Caractéristiques physiques

La forme du bassin versant est la configuration géométrique telle qu'elle est projetée sur un plan horizontal. Elle influence directement sur le temps de réponse du bassin, c'est à dire sur le temps de parcours des eaux à travers le réseau de drainage et par conséquent, elle influe sur l'hydrogramme de crue (Llamas, 1992).

1.1.2.1.1. Indice de compacité ou indice de Gravélius

Il définit la forme du bassin versant (allongée, ramassée), il est défini par la relation suivante

$$K_c = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \tag{I.1}$$

P : Périmètre du bassin en Km

S : Surface du bassin en Km²

$K_c < 1$: bassin ramassé

$K_c > 1$: bassin allongé

1.1.2.1.2. Coefficient de forme R_f

Ce paramètre est le rapport entre la superficie du bassin et le carré de la longueur (L_m) selon Horton :

$$R_f = \frac{S}{L_m^2} \tag{I.2}$$

S : surface du bassin en km^2 .

L_m : la distance entre l'embouchure et le point le plus éloigné du bassin suivant le cours d'eau principale en km.

1.1.2.1.3. Coefficient de forme K_f

Il exprime le rapport entre la largeur moyenne et la longueur axiale.

$$K_f = \frac{B_m}{L_a} \quad (\text{I.3})$$

B_m : Représente la largeur suivant le cours d'eau principal en km

L_a : La longueur axiale du bassin en km.

1.1.2.1.4. Elancement R_e

Ce rayon de circulation entre la superficie du bassin et celle du cercle dont la circonférence est égal au périmètre du bassin

$$R_e = \frac{4 \cdot \pi \cdot S}{P^2} \quad (\text{I.4})$$

Sa valeur est 1 pour un bassin circulaire et de 0.78 pour un bassin carré.

1.1.2.1.5. Rectangle équivalent

Défini par sa longueur "L" et sa largeur "l" et par la même surface du bassin versant "S". Les dimensions de ce rectangle sont données par les formules suivantes :

$$\text{La longueur : } L = \frac{Kc \cdot \sqrt{S}}{1,12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc} \right)^2} \right] \quad (\text{I.5})$$

$$\text{La largeur : } l = \frac{Kc \cdot \sqrt{S}}{1,12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kc} \right)^2} \right] \quad (\text{I.6})$$

1.1.2.2. Caractéristiques du relief

1.1.2.2.1. Hypsométrie des bassins

La variation d'altitude à l'intérieur d'un bassin ainsi que l'altitude moyenne sont des données essentielles aux études de la température et des précipitations (Llamas, 1992), la figure I.3 montre la répartition des altitudes sur l'ensemble du bassin Isser

La description détaillée de l'élévation d'un bassin est donnée par les courbes hypsométriques, et à partir de celles –ci, nous pouvons déterminer les caractéristiques, à savoir :

- L'altitude maximale (H_{\max}).
- L'altitude minimale (H_{\min}).
- L'altitude médiane correspond à 50% de la surface ($H_{50\%}$) ; ou l'altitude médiane
- L'altitude moyenne (H_{moy}).
- L'altitude correspond à 5% de la surface ($H_{5\%}$)
- L'altitude correspond à 95% de la surface ($H_{95\%}$)
- Dénivelée ($D = H_{5\%} - H_{95\%}$).
- L'altitude moyenne (H_{moy}), qui peut être déterminée par l'expression (I.7)

$$H_{\text{moy}} = \sum_{i=1}^n \frac{S_i \cdot H_i}{S} \quad (\text{I.7})$$

Avec :

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

- S_i : Surface comprise entre deux courbes de niveaux (i) et (i+1) en km².
 H_i : Altitude entre ces deux courbes de niveaux (m)
 S : Surface totale du bassin versant en km².

1.1.2.2.2. Indice de pente

Selon Dubreuil (1974), le but de ces indices est de caractériser les pentes d'un bassin versant pour permettre des comparaisons et des classifications entre bassins. Ces indices de pentes sont déterminés à partir de la connaissance des courbes hypsométriques.

a) Indice de pente de roche « I_p »

Il sert à déterminer la pente moyenne avec les données réelles du bassin versant ; il est déterminé par l'expression I.8 :

$$I_p = \frac{l}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{B_i(a_i - a_{i-1})} \quad (\text{I.8})$$

I_p : Indice de pente de roche en %

B_i : Fraction de surface comprise entre l'altitude a_i et a_{i+1} (a_i , a_{i+1}) altitude des courbes de niveau du bassin (m).

L : Longueur du rectangle équivalent en (km).

a_i, a_{i+1} : Cotes de ligne de niveaux du bassin (m).

b) Indice de pente globale I_g

Pour la classification du bassin versant, cet indice est déterminé par la formule (I.9) :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (\text{I.9})$$

D : Dénivelée (m).

L : Longueur du rectangle équivalent en km.

1.1.2.2.3. Pente moyenne d'un bassin versant « I_m »

La pente moyenne d'un bassin versant peut se calculer par l'expression (I.10) :

$$I_m = H \left(\frac{0.5L_1 + L_2 + L_3 + \dots + 0.5L_n}{S} \right) \quad (\text{I.10})$$

Avec :

I_m : Pente moyenne du bassin en (%).

H : Hauteur entre deux courbes de niveaux consécutives (m).

L_i : Longueur de la courbe de niveau en (km).

S : Superficie du bassin versant (km²).

L : Longueur du rectangle équivalent en (km).

La carte des pentes moyennes ainsi établie est donnée par la figure I.3.

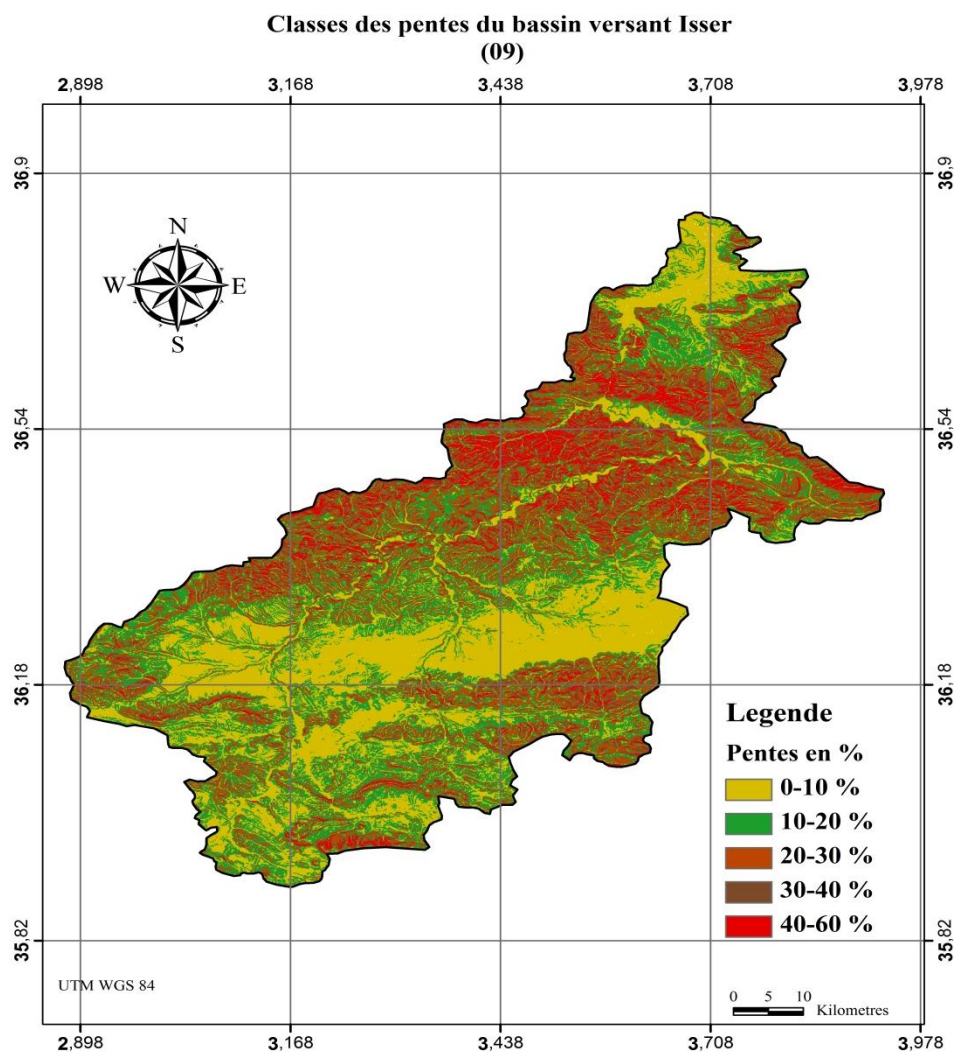


Figure I.3. Carte des pentes versant Isser.

La patrie centrale du bassin présente d'assez faibles pentes entre 0% -10%

1.1.2.3. Paramètres du réseau hydrographique

1.1.2.3.1. Caractéristiques du réseau hydrographique des cinq sous bassins

Les figures I.4, I.5, I.6, I.7 et I.8 montrent les chevelures des réseaux hydrographiques classées des cinq sous bassins.

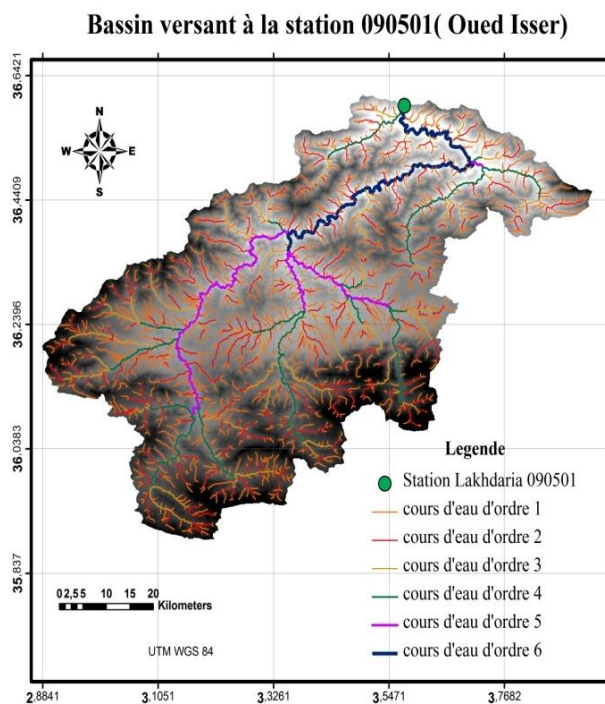


Figure I.4. Réseau hydrographique du bassin 90501.

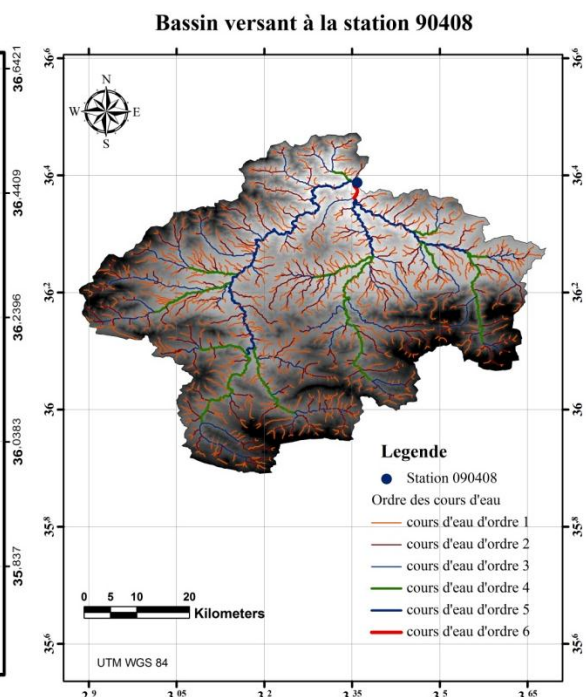


Figure I.5. Réseau hydrographique du bassin 90408.

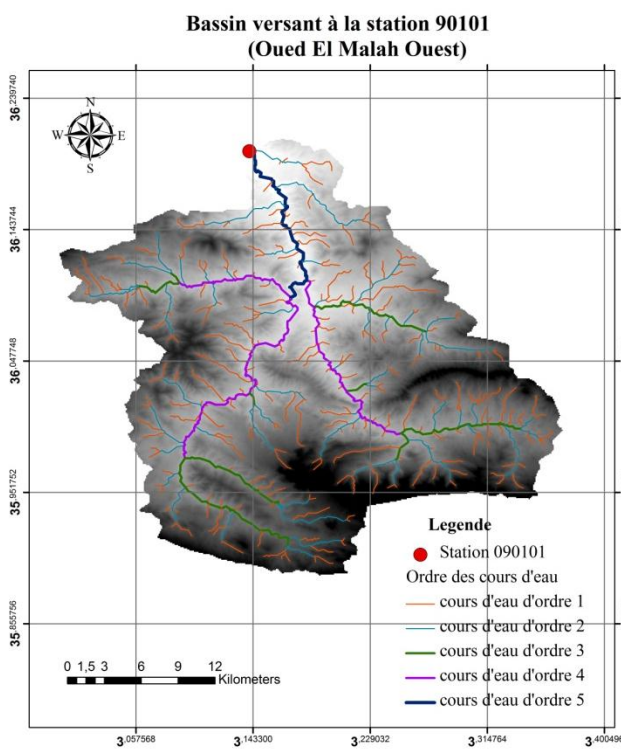


Figure I.6. Réseau hydrographique du bassin 90101.

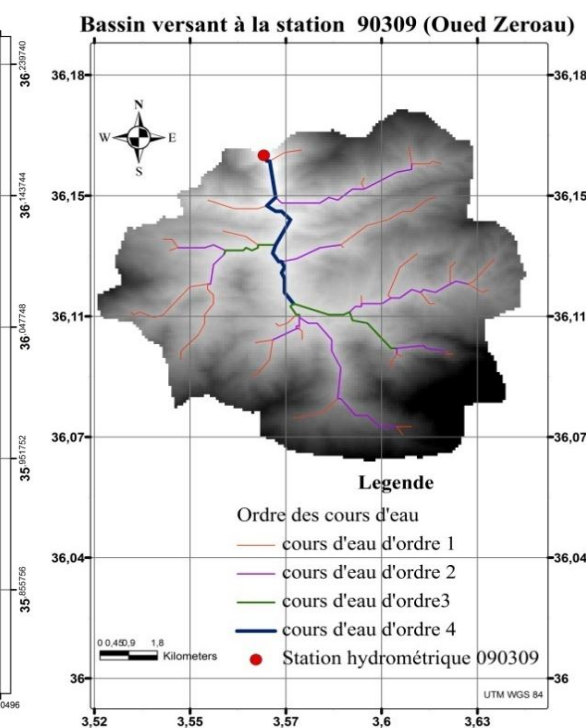


Figure I.7. Réseau hydrographique du bassin 90309.

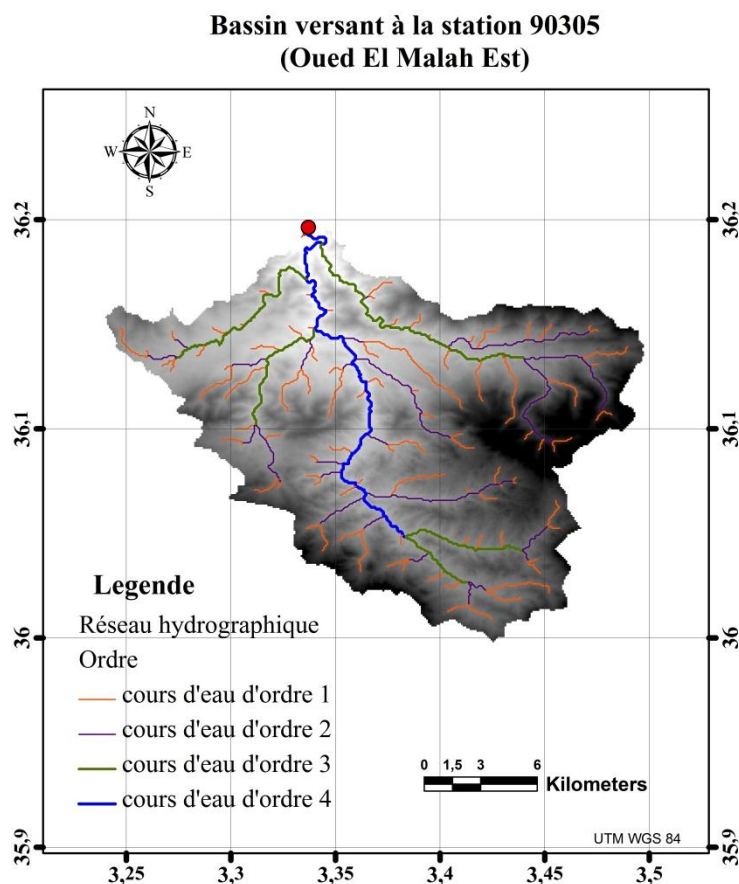


Figure I.8. Réseau hydrographique du bassin 90305.

Les principales caractéristiques des réseaux hydrographiques des cinq sous bassins sont présentées dans le tableau I.1.

Tableau I.1. Caractéristiques hydrographiques des cinq bassins.

	90501		90408		90101		90309		90305	
Ordres	Nb C d'eau	L(km)	Nb C d'ea u	L (km)	Nb C d'eau	L (km)	Nb C d'ea u	L (km)	Nb C d'ea u	L (km)
1	1620	1487.29	1167	1110.57	303	285.9	29	25.66	117	103.92
2	747	718.79	564	548.41	175	151.9	18	19.59	52	60.26
3	381	334.23	303	266.48	71	48.2	7	5.58	37	42.1
4	277	221.97	192	156.56	64	47.9	6	5.58	24	23.97
5	137	101.87	135	99.36	28	16.6	**	**	**	**
6	100	84.1	5	3.91	**	**	**	**	**	**

Nb C d'eau : Nombre des cours d'eau aux nœuds pour chaque ordre.
L (km²) : Longueur du cours d'eau pour chaque ordre

La longueur des cours d'eau principaux des différents bassins versants sont 84.1 km, 3.91, 16.6 et 5.58 respectivement pour les bassins 0905, 0904, 0901 et 0903. La figure I.9 montre le profil en long du cour d'eau principal.

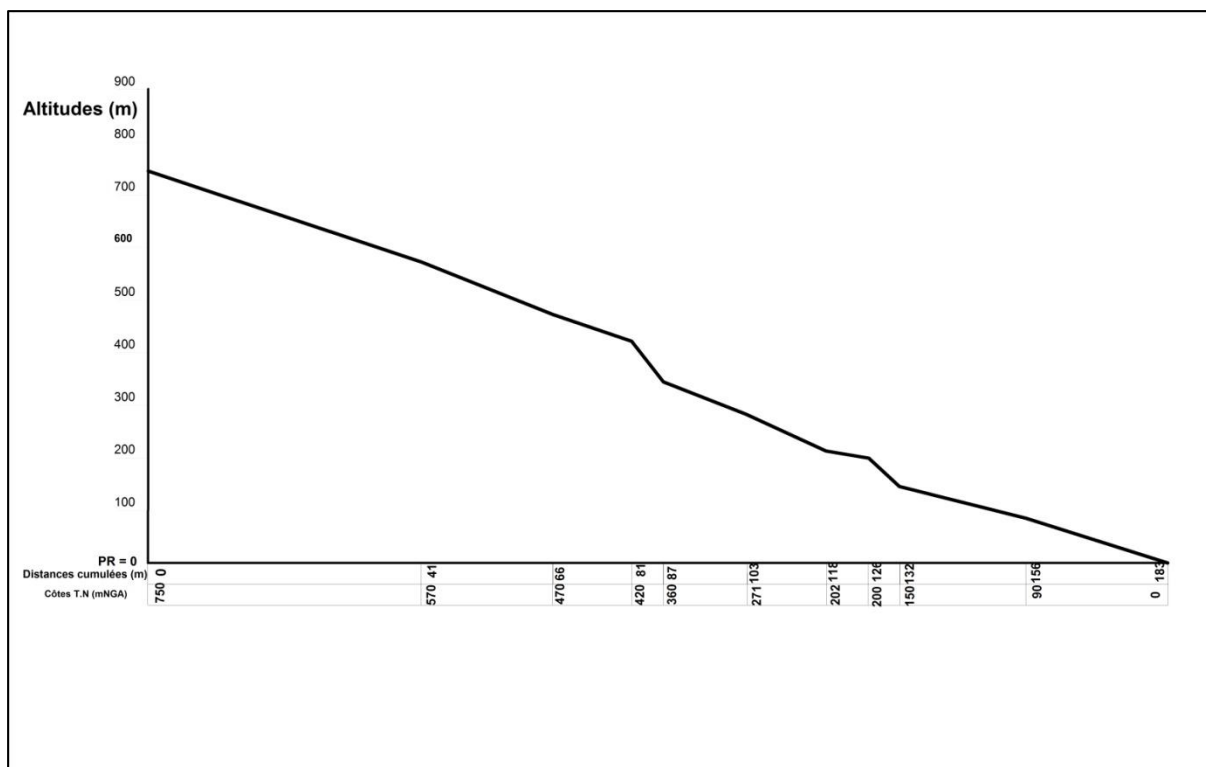


Figure I.9. Profil en long du cours d'eau principal Isser.

1.1.2.3.2. Densité de drainage D_d

C'est le rapport de la longueur totale des talwegs à la surface du bassin versant, elle est exprimée en km.km^{-2} .

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n l_i}{S} \tag{I.11}$$

Avec

$\sum_{i=1}^n l_i$: Longueur totale cumulée des talwegs.
 S : Surface du bassin versant (Km^2).

1.1.2.3.3. Coefficient de torrentialité

$$C_t = F_t \cdot D_d \tag{I.12}$$

Avec :

F_t : Fréquence des talwegs élémentaires : $F_t = N/S$
 N : Nombre des talwegs d'ordre 1.

1.1.2.3.4. Temps de concentration par Giandotti

C'est le temps que met une goutte de pluie la plus éloignée pour arriver à l'exutoire. Il peut être calculé par la formule de Giandotti.

$$t_c = \frac{4\sqrt{S} + 1.5 L}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \tag{I.13}$$

Avec :

L : longueur du talweg principal qu'est égale à 82 km.

1.1.2.3.5. Temps de concentration par (Kiprich, 1940)

$$t_c = 32.5 * 10^{-5} * L^{0.77} * I^{-0.385} \quad (I.14)$$

1.1.2.3.6. Temps de concentration par Passini

$$t_c = 0.108 * \frac{(SL)^{1/3}}{I^{1/2}} \quad (I.15)$$

1.1.2.3.7. Temps de concentration par Johnson et Cross, 1949.

$$t_c = 5.66 \left(\frac{L}{I} \right)^{0.5} \quad (I.16)$$

Pour les trois formules précédentes leurs paramètres sont donnés comme suite :

- S : surface du bassin versant en km².
- I : la pente du cours d'eau en m/m.
- L : longueur du talweg principal en m.

Pour les conditions physiographiques des bassins de l'Algérie, le temps de concentration est présenté par la relation suivante (Boutoutaou et Zeggane, 2015)

$$t_c = 1.7 \left(\frac{SL}{\sqrt{I}} \right)^{0.19} \quad (I.17)$$

- t_c : Temps de concentration en heure.
- S : Surface du bassin versant en Km²
- L : Longueur du cours d'eau en km.
- I : Pente du cours d'eau en %.

La formule de calcul du temps de concentration (III.16) est valable pour les sous bassins du cours d'eau d'Isser.

Cette équation est utilisée pour le calcul du temps de concentration dans la suite du travail.

Un récapitulatif de toutes les caractéristiques morphométriques du bassin Isser sont présentées dans par le tableau I.2.

Tableau I.2. Caractéristiques morphométriques des cinq sous bassins.

	Paramètres		Sous bassins				
	Symbole	Unité	90101	90309	90305	90408	90501
caractéristiques de forme	S	km ²	665	73	273	2570	3615
	P	km	110	41	71	210	270
	Kc	-	1,19	1,1	1,2	1,16	1,26
	Rf	-	0,33	0,55	0,40	0,22	0,09
	Kf	-	0,40	0,66	0,43	0,36	0,18
	Re	-	0,65	0,84	0,72	0,52	0,34
	Rc	-	0,69	0,55	0,68	0,73	0,62
	L	km	37	9,55	24,2	66,1	98,2
caractéristiques topographiques	H _{max}	m	1467	1810	1371	1810	1810
	H _{min}	m	595	810	600	349	90
	H _{moy}	m	750	940	940	843	710
	I _g	‰	19,38	86,96	29,65	13,40	8,60
	I _p	‰	15,00	22,00	13,00	12,00	11,00
	I _m	‰	54	60	53	51	48,5
	Dd	km. km ⁻²	3,03	2,4	2,4	3,2	3,6
Hydrographiques	Ct		19,39	17,5	17,5	23,98	29,5
	Lcp	km	45	11,5	26	109	200

1.2. LITHOLOGIE DU BASSIN VERSANT

Du point de vue géologique, le bassin Isser au droit de la station de Lakhdaria est composé, de 39% de schiste avec calcaire et 5 % d'argilite et argile (voir figure I.10). Les schistes avec calcaire sont des roches du crétacé moyen, du crétacé supérieur et de l'éocène, elles sont hautement fissiles, tendres et érodables, les eaux de ruissellement peuvent provoquer le ravinement, sur les schistes dont pendage est plus faible (généralement entre 10 et 20°). Les argilites et argiles sont des dépôts du miocène et du pliocène inférieur, elles sont tendres, les pentes sont douces et convexes selon des pendages compris entre 5° et 20°, l'eau de ruissellement provoque rapidement le ravinement. (Binnie et *als*, 1983).

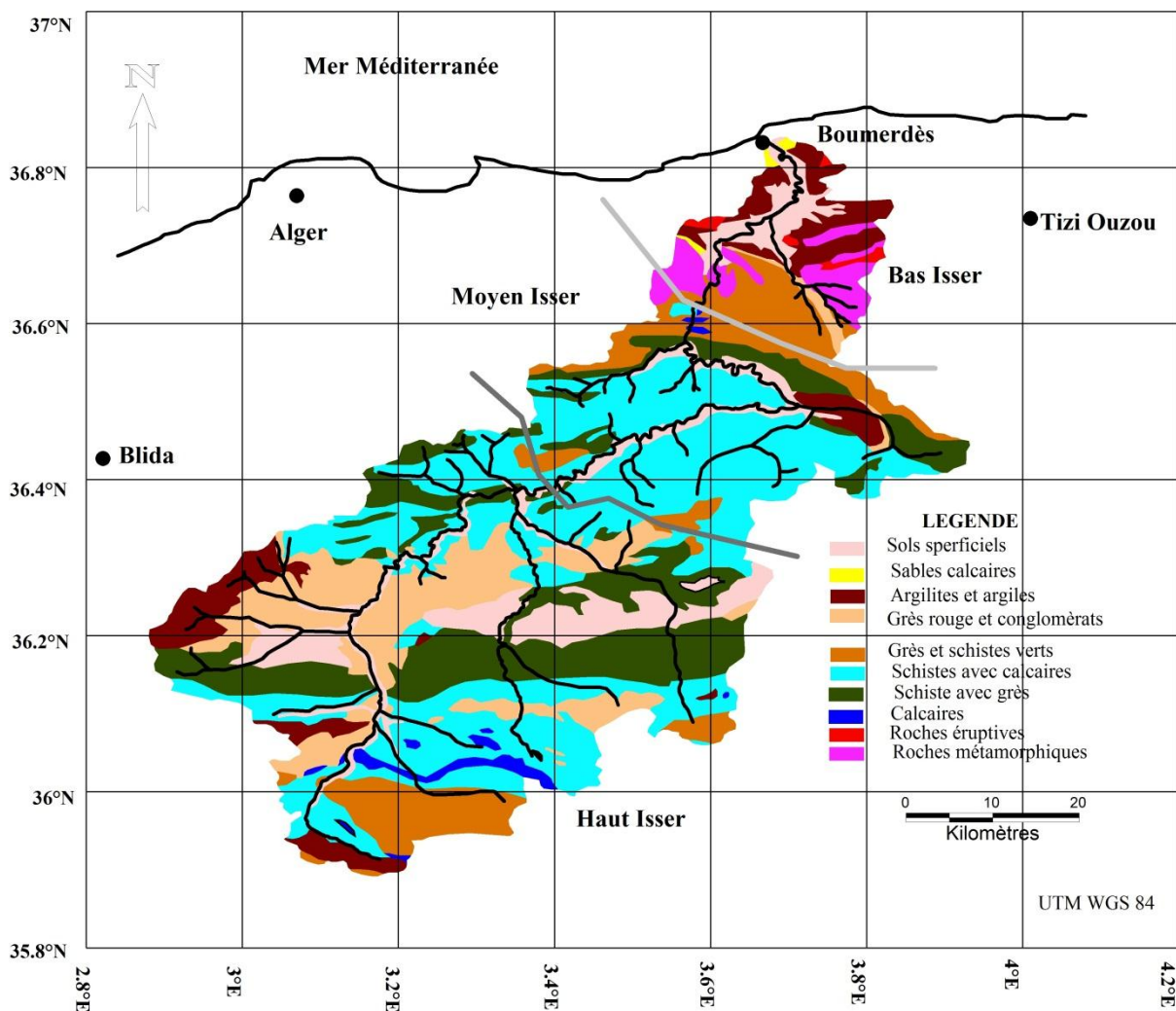


Figure I. 10. Lithologie du bassin versant Isser.

1.2.1. Le Haut Isser

Le haut Isser est constitué à 60% de formation marneuse et marno- calcaire appartenant au crétacé inférieur, moyen et supérieur. Les argiles et sable rouge de l'aquitaniens continental occupent 13 % du bassin. On y trouve également des alluvions en terrasses du quaternaire continental. Ces formations occupent 12% de la surface du bassin. Des pointements triasiques dans le crétacé supérieur ont provoqué la salure des eaux de l'oued Mellah. Ces marnes qui constituent 69 % de la superficie totale, se fissurent et craquellent par déshydratation pendant la saison sèche. Elles s'altèrent sur plusieurs centimètres en formant un tapis des gravillons

mêlé de poussière argilo- calcaire qui partent en débâcle aux premières averses orageuses de la saison de pluie. Ces formations sont assez facilement érodables.

1.2.2. Le Moyen Isser

Les schistes argileux, les marnes grises et schisteuses avec des couches de grés occupent 70 % du moyen Isser. Ces formations appartiennent au crétacé inférieur, moyen de supérieur. On rencontre l'oligocène marin dont les formations sont présentées par des conglomérats, grés et marnes constituent 13.41% de la superficie totale de bassin. Le miocène inférieur est représenté par des grés et marnes ; ces formations constituent 4 % du bassin. Les alluvions du quaternaire continentales occupent 6,90% de la superficie totale. On note la présence des traces de trias marin ou lagunaire formant 0,6 % du bassin. Le moyen Isser présente en général des formations meubles, facilement érodables.

1.2.3. Le Bas Isser

Le bas Isser est constitué de 43.15 % des formations marneuses des grés et des conglomérats, appartenant à l'oligocène marin. Le miocène inférieur marin dont les formations sont des grés et des marnes constituant 14,91 % du bas Isser. Les schistes cristallins et micacés sont respectivement des schistes à chlorite et à séricine et quartz à biotite, formant 19,84 % de la superficie totale. Le crétacé inférieur occupe 2,11 % du bassin. Ces formations sont représentées par des schistes argileux, des marnes grises et des grés ; Les alluvions de quaternaire continentales occupent 18.6 % du bas Isser.

On y trouve des granites formant 1.93 % de la superficie totale. Ces formations dures 'conglomérats et granites' donnent au bas Isser, la caractéristique du moins érodable en comparaison avec les autres parties du Isser.

1.3. TOPOGRAPHIE DU BASSIN ISSER

1.3.1. Le Haut Isser

Le haut Isser dont les lignes de crête se situent entre 1200-1800 m à une altitude moyennes 843 m, 50 % de la surface est comprise entre les altitudes 700- 1100 m. Il présente deux arrêtes principales orientées, Sud – Ouest et Nord –Est. L'arrête Nord- Ouest est moins élevée, son altitude passe de 1240 m au KEF-R'MEL à 1971 au Bou mali.L'arrête Sud –Ouest est plus élevée et passe de 1460m à Kef lakhdar Chergui à la cote 1810 au Djebble Dira, point culminant du bassin.

1.3.2. Le Moyen Isser

Le relief est plus au moins accentué. Il se situe entre l'altitude 900 à la station Lakhdaria à 1265m au Djebble Fouda.

1.3.3. Le Bas Isser

Les altitudes du bas Isser sont comprises entre 0-1031m sur la bordure du massif occidental de Djurdjura. Il présente une topographie accentuée. Voir figure I.11.

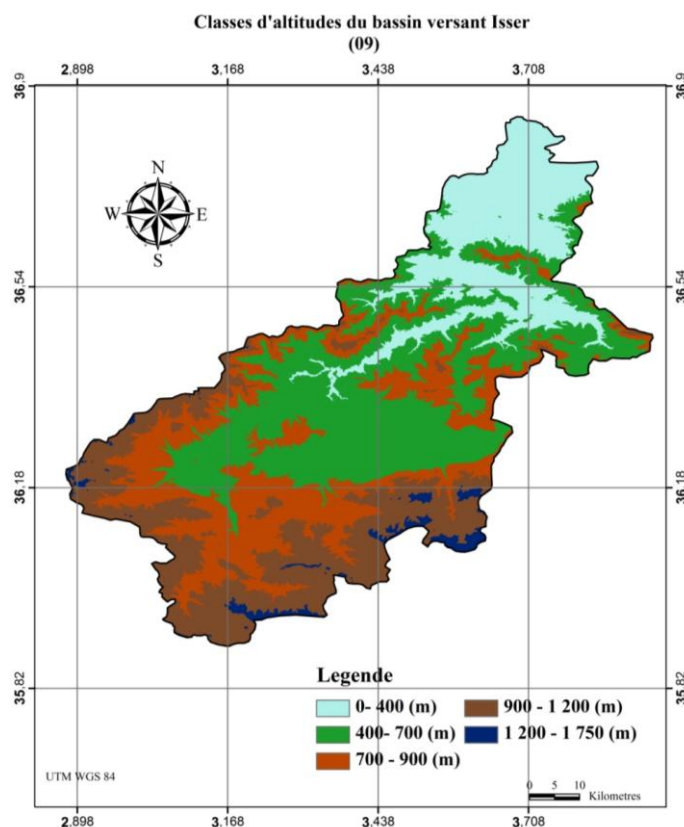


Figure I.11. Topographie du bassin Isser.

1.4. HYDROGEOLOGIE

1.4.1. Etude des formations quaternaires

Le Quaternaire est constitué essentiellement par des graviers, galets, sables et argiles, du fait de son épaisseur assez importante du réservoir utile, ces formations constituent le milieu le plus favorable pour l'accumulation des eaux souterraines (ANRH, 2012). Elle est représentée par :

1.4.1.1. Terrasses marines

Elles comprennent les plages actuelles affleurant aux plateaux de Beni kous, rive gauche de l'Oued Isser et Cap Djenat, et les dunes anciennes développées parallèlement au littoral.

1.4.1.2. Terrasses alluviales

Ce sont les terrains les plus abondants dans la vallée du Bas-Isser (environ 100 km²). Elles sont en nombre de sept (07), elles sont étagées et partiellement emboîtée, dont l'intérêt hydrogéologique de chaque une est représentée ci –dessus :

1.4.1.2.1. 1^{ère} Terrasse

C'est la terrasse la plus ancienne de l'Oued Isser, elle se rencontre à Kalaa, elle est formée de grès, galets, schistes et quartzites emballée dans une gangue argileuse.

1.4.1.2.2. 2^{ème} Terrasse

Elle affleure au Sud de Beni Kous, Sidi Bennor et Lala Touili, se sont des lambeaux isolés de poudingue à galets et schistes, grès calcaires et quartzites emballée dans une gangue sableuse d'épaisseur 5 à 10 m.

1.4.1.2.3. 3^{ème} Terrasse

Elle apparait au Nord de Berafai et s'étend du Nord de Legata jusqu'au plateau de Beni Kous, elle est formée par des marnes bleues de substratum, des argiles brunes jaunâtres, des limons aux argiles sableux, des gravies et galets peu consolidés, l'épaisseur moyenne de la terrasse est de 35 m.

1.4.1.2.4. 4^{ème} Terrasse

Elle affleure entre les Isser, Bordj Menaël, Legata et Beni Ksir, elle repose sur le plaisancin et montre une lithologie variée de conglomérats et de quartzites, cette disposition explique la présence de sources le long de ce contact, son épaisseur varie de 30 à 40 m.

1.4.1.2.5. 5^{ème} Terrasse

Elle affleure au Nord de Bordj Menaël de Si Mustapha jusqu'à Berafai sous forme de lambeaux de conglomérats à grès calcaire et quartzites plaquée contre le substratum, son épaisseur varie de 20 à 30 m.

1.4.1.2.6. 6^{ème} Terrasse

Elle affleure au niveau de la gare de Sidi Mustapha, sous forme de lambeaux conglomératiques dont les éléments sont de même nature que ceux de la 5^{ème} terrasse.

1.4.1.2.7. 7^{ème} Terrasse

C'est la plus récente, elle occupe tout le fond de la basse vallée de l'Oued Isser. Elle affleure depuis Beni Amrane jusqu'à l'embouchure de l'Oued Isser sur une longueur de 20 à 25 km et une largeur de 1 à 4 km, cette dernière atteint sa valeur maximale entre les Isser et Bordj Ménaël. Elle est constituée par des galets, graviers et des sables reposant sur les marnes plaisanciennes, et surmontée par des argiles. Son épaisseur moyenne est de 25 m (Rezki, 2004)

Dans le Bas Isser le comportement hydrogéologique est très différencié selon la lithostructure encaissante, les formations aquifères sont localisées dans les terrains quaternaires de la vallée de l'Oued Isser. Le fond et les bordures de la vallée sont constitués par des terrains anti-quaternaires (schiste, poudingue, grès, conglomérat, roche éruptives). (Areski, 2012)

1^{ère} nappe

Elle est répandue sur tout le Bas Isser. Elle coïncide avec les formations alluviales (Lit majeur de l'Oued Isser) et avec les formations alluviales du quaternaire récent (7^{ème} terrasse). L'épaisseur de la nappe aquifère varie de 10 à 20 m.

2^{ème} nappe

Les terrains d'alluvions sont rattachées, occupent la partie la plus basse de l'Isser, et se suivent en bande interrompue (de largeur 500 à 2000 m), de Souk el Had jusqu'au pont routier à l'embouchure de l'Isser. A Bordj Ménaël, elle atteint une largeur de 2300m. Les alluvions sont assez homogènes, ils sont présentées par des galets, des gravies, et de remplissage sableux (plus au moins argileux), l'épaisseur de l'aquifère varie de 9 à 15 m de

1.5. VEGETATION DU BASSIN VERSANT

1.5.1. le haut Isser

La caractéristique la plus apparente en étudiant le bassin est l'absence d'une couverture végétale arbustive dense, ce qui favorise le phénomène de l'érosion et provoque des dégâts tels que, les pertes des terres cultivables et l'envasement des ouvrages hydrauliques existants au niveau de ce bassin. Les collines marneuses de haut Isser sont couvertes des cultures céréalières,

marâchères et fourragères. On y trouve aussi, mais en faible quantité l'arboriculture fruitière. Les versants abrupts sont dénudés ou couverts de broussailles clairsemées, on y trouve surtout du Pin d'Alep et le chêne vert. Figure II.4.

1.5.2. le moyen Isser

Les cultures annuelles occupent la quasi-totalité des terres agricoles de moyen Isser, Les plaines, tout en long d'oued Isser sont couvertes des cultures marâchères et d'arboricultures fruitières. Les collines sont occupées par la céréaliculture et l'arboriculture. On note que le moyen ISSER manque d'un couvert végétal forestier dense, seuls subsistes les forêts au sud du bassin, mais souvent dégradées.

1.5.3. le bas Isser

On rencontre le même problème de végétation arbustive dans le bas Isser. Les cultures annuelles dominent la majeure partie basse du bassin à savoir l'arboriculture fruitière, fourragère et aussi céréalicultures qui occupent les plaines. Les collines sont couvertes d'une grande partie de céréaliculture et fourragère. Quant aux montagnes et les piémonts, on y trouve de l'olivier et autres espèces forestières.

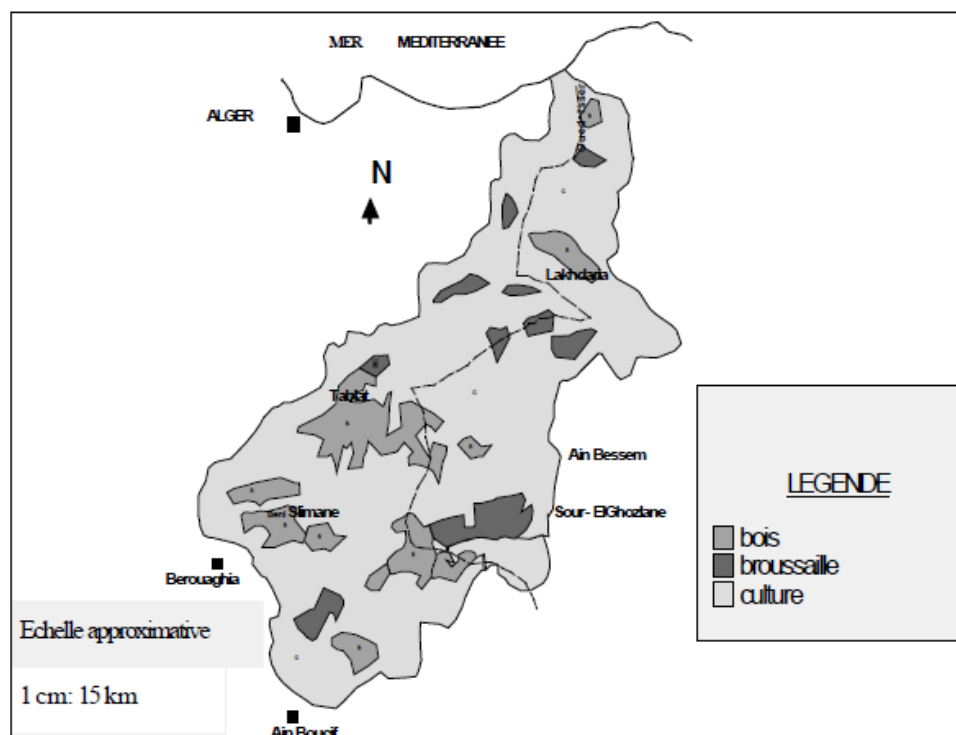


Figure I.12. Végétation du bassin Isser.

1.6. CLIMAT DE LA REGION D'ETUDE

D'après Sogetha-Sogreah (1962), la région de l'oued Isser est soumise au climat de l'atlas tellien, présentant des degrés de continentalité qui croit très rapidement en s'éloignant de la mer. La température moyenne annuelle décroît de 17 °c à 10 °c par effet orographique. L'amplitude moyenne mensuelle passe de 16°c à 20 °c du Nord au Sud de cette région du fait principalement des minima observés en hiver. On peut observer des gelées blanches, pendant 1 à 50 jours par an de Novembre en Mars et la neige persiste plus de 20 jours par an sur les

cimes au-dessus de 1000 m d'altitude. Le climat se caractérise par des hivers froids et humides et des étés secs et chauds.

1.6.1. Températures

Le bassin est soumis à un climat méditerranéen intermédiaire. Entre le climat Tellien de montagne pluvieux et à l'amplitude thermique faible, avec des chutes de neige et le climat Tellien de plaine plus sec relativement chaud et présentant de forts écarts de température. Le bassin versant de l'oued Isser est caractérisé par une température relativement humide d'octobre au mois d'Avril et sèche de Mai à Septembre. La température moyenne annuelle à Beni Slimane altitude (600m) est de l'ordre de 14 ° c.

La station de Baghlia a été choisie pour l'analyse des températures vue sa proximité à la plaine du Bas Isser.

Tableau I.3. Les températures maximales, moyennes et minimales enregistrées à la station Baghlia (1988-2012).

Mois	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août
T moy min (°c)	17.2	14.1	10.5	7.6	6.3	6.6	8	9.6	12.4	16	18.9	19.3
T moy (°c)	23.7	19.4	14.8	11.5	10.5	10.9	13	15	18.5	22.3	25.8	26.55
T moy max (°c)	30.2	24.7	19.1	15.4	14.7	14.9	18	21	24.5	28.5	32.7	33.8

ANRH, 2012

La variation de la température moyenne mensuelle, sur une période de (1988-2012), montre que les valeurs les plus élevées sont observées pendant l'été (Juillet- Août) avec des températures allant de 25.8 °C et 26.5 C°. Les valeurs les plus basses, sont de 6.3 à 6.9 °C, observées durant la période hivernale (Janvier – Février). La valeur de la température moyenne annuelle est de : 17.7 C° .

1.6.2. Evapo- transpiration

Nous présentons en tableau I.4, l'évaporation potentielle (ETP) extraite des cartes évaporations (ETP) établie par l'ANRH en 2002.

Tableau I.4. ETP aux différentes stations hydrométriques en mm.

Station	MEZAHIM	Beni Slimane	Déchmia	La Traille	Lakhdaria
	90101	90305	90309	90408	90501
Septembre	145.18	146.52	140.76	144.81	143.1
Octobre	94.71	96.05	85.77	95.64	95.21
Novembre	51.37	52.46	44.08	53.3	54.57
Décembre	35.1	35.37	28.28	37.83	39.84
Janvier	38.03	38.42	30.2	40.41	43.42
Mars	87.01	85.73	76.95	89.45	93.66
Avril	124.1	123.21	114.64	122.81	125.32
Mai	165.31	166.42	154.98	162.95	159.92
Juin	201.97	206.02	192.7	198.41	189.06
Juillet	226.36	225.38	224.94	221.53	203.96
Août	201.86	199.88	200.35	199.08	197.27

ANRH 2002

Une forte évapotranspiration potentielle est enregistrée sur les mois d'été et le début du printemps qu'est supérieur à 150 mm, quant aux mois de l'hiver, elle inférieure à 100 mm

avec valeur minimale observée au mois de janvier. La valeur moyenne annuelle est de 1350 mm.

1.6.3. Gelée

La gelée est enregistrée du mois de novembre au mois de mai, le nombre moyen de jour par mois enregistré aux stations de Tablat et Bir Ghbalou est donné dans le tableau ci-dessus (A.N.R.H, 2001). Les valeurs maximales sont enregistrées du mois décembre au mois de mars. Sinon pour les autres mois la gelée est nulle.

Tableau I.5. Nombre de jours de Gelée aux stations de Tablat et Bir – Ghbalou.

Station	Altitude(m)	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Total annuel
Tablat	450	0	0	1	5	6	3	3	1	0	0	0	0	19
Bir Ghbalou	624	0	0	3	11	11	8	5	4	1	0	0	0	13

(ANRH, 2001)

1.6.4. Vent

Les vents chargés d'humidité sont de direction Nord –Sud à Nord -Ouest sud- Est alors que les vents desséchant sont de direction Sud –Nord. Le sirocco souffle sur tout le bassin, le nombre moyen de jour de sirocco par an enregistré au niveau la station de Beni Slimane et Bir Ghbalou est donnée par le tableau I.6. (A.N.R.H, 2001).

Tableau I.6. Nombre de jours de sirocco aux stations Beni Slimane et Bir Ghbalou (ANRH, 2001)

Station	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	Total annuel
Beni Slimane	3	0	0	0	0	0	1	2	5	6	7	8	25
Bir Ghbalou	3	1	1	0	0	0	1	1	2	5	5	4	18

1.7. RESSOURCES EN EAU

1.7.1. Eaux superficielles

Les potentialités en eaux superficielles du bassin de l'Isser ont été estimées dans le cadre de l'étude du plan national de l'eau pour une période de référence allant de 1910 à 1993.

Le débit spécifique moyen pour toute la surface du bassin est estimé à 165 mm/an ce qui donne un potentiel en eau superficielle de 729 Hm³/an, soit 17% des potentialités en eau superficielle du bassin Algérois-Hodna-Soummam (voir tableau I.7).

Tableau I.7. Potentialités en eau superficielle du bassin Isser (période 1910-1993).

Bassin versant	Code	Superficie (km ²)	Débit spécifique (mm.an ⁻¹)	Apport annuel (Hm ³ .an ⁻¹)
Isser	09	4 149	165	729

(ANRH, 1993)

1.7.2. Mobilisations

1.7.2.1. Retenue collinaire

Plusieurs retenues collinaires ont été construites tout en long du réseau hydrographique du bassin Isser, en vue de satisfaire les besoins en irrigation de la région. La réalisation de retenues collinaires n'a connu un véritable essor qu'à partir de l'année 1982 où un grand programme d'étude et de réalisation de ce type d'ouvrage a été initié par le secteur de l'hydraulique visant la satisfaction des besoins des petites exploitations agricoles. Les retenues collinaires dans le bassin de l'Isser sont au nombre de 52 retenues totalisant une capacité de l'ordre de 10 hm³. La répartition spatiale de ces retenues par wilaya est donnée dans le tableau ci-après :

Tableau I.8. Retenues collinaires et leurs capacités par wilaya.

Wilaya	Retenues collinaires	
	Nombre	Capacité x1000 m ³
Tizi Ouzou	4	630
Boumerdès	12	1 080
Bouira	7	592
Médéa	29	7 949
Total	52	10 245

DHW 2009

Les caractéristiques de quelques-unes sont présentées dans le tableau I.9.

Tableau I.9. Quelques caractéristiques hydromorphométriques des différents sites (retenues collinaires) (DHW Bouira, 2004).

Site	Bs21	Bs12	Bs25	Eo23	Eo18	Bouchiouane	El Mardja El Arida	El Gueria	Djelada
X (km)	557,6	550,4	547,4	528,75	527,8	585,5	576,8	577,1	597,6
Y (km)	328,8	327,2	323,8	324,8	322	357,3	335,5	331,2	350,8
Z (m)	598	652,4	662,2	755,7	815	320	622	650	495
S (km²)	3,325	2,875	10	3,765	3,58	0,7	4,7992	3,694	1,4
P (km)	8,53	7,62	15,75	8,13	9,8	3,7	8,945	7,8	5,26
Kc	1,31	1,26	1,32	1,17	1,2	1,23	1,14	1,13	1,18
L(km)	3,32	2,73	5,68	2,57	2,71	1,297	2,59	2,17	1,85
l(km)	1,04	1,05	1,75	1,46	1,31	0,53	1,85	1,7	0,75
Alt max(m)	800	790	860	780	1112	520	750	750	715
Alt min(m)	600	652	680	920	815	320	622	630	450
Alt moy(m)	750	720	770	850	960	425	690	710	600
Im(%)	45	40,2	47,85	61,6	68,3	38,35	75,5	39,9	27,5
Lp(km)	3,635	2,75	6,25	3,25	3,7	1,5	3,195	3,05	1,8
Dd(km.km⁻²)	4,41	4,33	4,8	3,2	3,43	6,03	4,95	2,42	3,7
Es (t.ha⁻¹.an⁻¹)	4,7	4,5	5	4,5	6	8	16	8	6

1.7.2.2. Les barrages (ANBT, 2014)

Barrage Beni Amrane : Avec une capacité actuelle de 6 hm³, cet ouvrage de prise implanté sur l'oued Isser, est situé à 5 km environ à l'amont de la ville de Thenia, dans la wilaya de Boumerdès. Les apports de l'oued Isser, sont estimés à 414 hm³ pour une superficie du bassin versant de 3 710 km². Après la réalisation du barrage Koudiat Acerdoune, implanté sur le même oued, le barrage Beni Amrane ne drainera que les apports du bassin Intermédiaire soit 370 km². Il est conçu de manière à fournir un stockage de l'oued Isser afin de faciliter le pompage d'eau brute vers les réservoirs de Keddara et éventuellement directement à la station de traitement de Boudouaou.

Barrage Ladrat : Le barrage Ladrat implanté sur l'oued du même nom, se trouve à l'Est de Médéa à 5 km environ au Sud-Ouest d'El Oumaria dans la wilaya de Médéa. Les apports de l'oued Ladrat au niveau du barrage sont estimés à 8 hm³ pour une superficie du bassin versant de 73 km². D'une capacité actuelle de 9 Hm³, ce barrage est destiné à l'irrigation du périmètre de Ladrat.

Barrage Koudiat Acerdoune : Ce barrage est situé dans la commune de Maala wilaya de Bouira. En Plus de sa participation à la régularisation du système Isser-Kaddara, ce barrage est destiné à l'alimentation en eau potable de 14 centres urbains et 34 localités à travers le territoire des wilayas : Bouira, Tizi Ouzou, Médéa et M'sila et à l'irrigation de 3 000 ha du périmètre du moyen Isser ainsi qu'au renforcement de la mise en valeur hydro-agricole du périmètre de la Mitidja Centre et Est. Les tableaux I.10 et I.11 présentent les caractéristiques générales des barrages en exploitation.

Tableau I.10. Caractéristiques des barrages en exploitation (ANBT ,2014).

Nom du barrage	Code SBV	Wilaya	Coordonnées (m)			Oued	S. B.V (km ²)	Type de barrage	Année M.E.S
			X	Y	Z				
Beni Amrane	905	Boumerdès	570 100	369 750	90	Isser	3 710	Enrochement	1988
Ladrat	902	Médéa	533 300	326 550	650	Ladrat	73,5	Terre	1989
K. Acerdoune	0904	Bouira	580 150	354 700	217	Isser	2 800	BCR	2013

Tableau I.11. Caractéristiques des barrages en exploitation (ANBT,2014).

Nom du barrage	Apport moy ((hm ³ .an ⁻¹))	Envasement moy annuel (hm ³ .an ⁻¹)	Capacité	Volume utile initial	Volume Rég initial	Capacité totale actuelle	Usage	Volume affecté
			initiale (hm ³)	(hm ³)	(hm ³ .an ⁻¹)	(hm ³)		(hm ³ .an ⁻¹)
Beni Amrane	414	4,1	16	11,6	Trans-Keddara	6	Trans-Keddara	110
Ladrat	8	-	10	6,8	4,7	29	-	4,7
K. Acerdoune	246	ND	640	450	178	-	AEP-IRRIG	-

1.7.3. Potentialités en eaux souterraines

Selon le Plan National de l'Eau (PNE), les ressources en eaux souterraines du bassin versant des Isser sont évaluées à 21.2 hm³.

Tableau I.12. Répartition des potentialités en eaux souterraines par unité Hydrogéologique.

Unités hydrogéologiques	Méthode d'estimation	Potentialités
Unité moyen et Haute Isser	Etude hydrogéologique Pluie / infiltration	5
Unité du bas Isser	Etude hydrogéologique	10
Unité de la plaine des Aribis	Pluie / infiltration	4
Unité de la plaine de l'oued Melah	Pluie / infiltration	2.2
Total		21.2

PNE 1993

1.8. CONCLUSION

Le bassin versant Isser requiert une importance capitale pour la région centre nord de l'Algérie, en terme de ressources hydrique que recèle cette région, en l'alimentant en eau potable par le biais de trois barrages, Ladrat, Beni Amrane et celui de Koudiate Acerdoune, aussi par de nombreuses retenue collinaires.

Le bassin versant Isser, qui présente une superficie de 4200 km², présente de faibles pentes de 0-5°, ce qui correspond aux plaines de Aribis d'oued Mellah.

Les potentialités en termes d'eaux souterrains sont de l'ordre de 21 Mm³, ce présente une portion par rapport aux eaux superficielles

CHAPITRE II

ETUDE DES PRECIPITATIONS

2.1. VARIABILITE SPACIOTEMPORELLE DES PRECIPITATIONS SUR LA ZONE D'ETUDE

2.1.1. Introduction

Les précipitations constituent l'élément principal de l'alimentation des cours d'eau et de la recharge des nappes. Elles ont une influence sur la variabilité des écoulements à toutes les échelles de temps. En Tunisie, La répartition spatiale des précipitations est très différente du nord au sud du pays. Si, dans le nord, il semble établi que les pluies cycloniques et durables des trois mois d'hiver soient une cause essentielle de quelques fortes pluies quotidiennes, dans le centre et le sud du pays, le caractère bref et orageux des pluies d'automne et de printemps semble l'emporter (Zahar et Laborde, 2007).

En Algérie du Nord où domine un climat de type méditerranéen, les précipitations se caractérisent par une forte variabilité spatiotemporelle. Elles constituent, par ailleurs, le facteur le plus fortement explicatif des régimes hydrologiques des cours d'eau (Mebarki, 2003).

D'après les travaux récents de Nouaceur et al (2013) menés sur le littoral algérien, les cycles humides et sécheresses s'alternent de la manière suivante : une première période humide se produit de 1970 à 1986. Une forte sécheresse s'établit ensuite pendant près de quinze ans, de 1987 à 2002. Elle est suivie du retour à une situation plus clémente (qualifiée d'humide) depuis 2003. Ce retour à des précipitations plus abondantes s'accompagne d'un plus grand nombre d'épisodes pluvieux extrêmes (perturbations pluvio-orageuses sévères). Ces phénomènes ont été particulièrement fréquents au cours de la dernière décennie, tout comme les jours d'orage.

En Algérie, la régionalisation des pluies montre l'existence de trois régions distinctes caractérisées par des régimes pluviométriques différents, avec toutefois une similitude entre les régions Centre et Est. La pluviométrie moyenne annuelle augmente selon deux principales directions, à savoir de l'Ouest vers l'Est et du Sud vers le Nord. La variabilité intra-annuelle des précipitations est plus importante pour les stations côtières que pour les stations de l'intérieur, ceci est dû à une plus nette distinction entre les saisons sèche et pluvieuse pour les stations côtières, alors que l'amplitude pluviométrique est plus réduite pour les stations continentales par l'apport de pluies d'orages durant l'été (Hassini et al, 2008).

Au niveau de l'ouest algérien, si on se réfère aux travaux de H.Meddi et M.Meddi (2009), La pluie annuelle varie de 260 mm au niveau de la plaine de Tlemcen à 650 mm sur les sommets des Djebels de Tlemcen. La variabilité spatiale varie de 21 % à 57 % avec une moyenne (sur 25 ans) de 30 %. Plus de 90 % des années d'observation donnent des coefficients de variation (spatiale) inférieurs à 40 %, ce qui confère à cette région une variabilité spatiale plus au moins modérée. Bien avant, Seltzer (1946), écrit que l'augmentation des pluies d'ouest est due au passage de vents au nord de la Tunisie. Durant la saison hivernale des perturbations affectent davantage l'Est algérien. L'Atlas marocain et le Sud de l'Espagne limitent l'influence atlantique sur l'Ouest du pays.

L'Algérie a connue, au cours de ces vingt dernières années, une sécheresse intense et persistante, elle est caractérisée par un déficit pluviométrique d'après les travaux de (Medejerab et Henia, 2011). L'étude de variabilité annuelle des précipitations est importante pour les projets de développement en agriculture et en aménagements hydrauliques. Elle est également, d'un apport considérable dans l'étude des changements climatiques (H.Meddi et M.Meddi, 2009). Connaître l'évolution et la variabilité récentes du climat dans les régions arides et semi-arides est une nécessité pour anticiper ce que pourraient être les conséquences sur les milieux et sur les sociétés de ces régions, et ainsi définir des politiques stratégiques d'adaptation durables (Sarr, 2008).

L'objectif de ce travail est de se focaliser sur la variabilité des précipitations dans l'espace et dans le temps dans le centre d'Algérie du Nord. Nécessitant une visualisation synthétique des

ressemblances des profils de réponse pluviométriques, des stations de mesure des précipitations afin d'en déduire une ou plusieurs variables synthétiques capables d'expliquer cette variabilité dans l'espace. Quant à l'analyse temporelle, une étude de la tendance ainsi que de la rupture des totaux annuels sera réalisée, afin de caractériser la variabilité temporelle de la pluviométrie.

2.1.2. Présentation de la région d'étude

La zone d'étude qui le centre de l'Algérie s'étend sur une superficie de 38190 km², englobant ainsi le bassin Isser, elle est située entre 2°.83''80' et 5°.08'' Est et une longitude 35°.81'40'' et 36°.93'30 Nord. Elle s'allonge d'Est en Ouest de 201 km et de 190 km du nord au sud voir figure II.1.

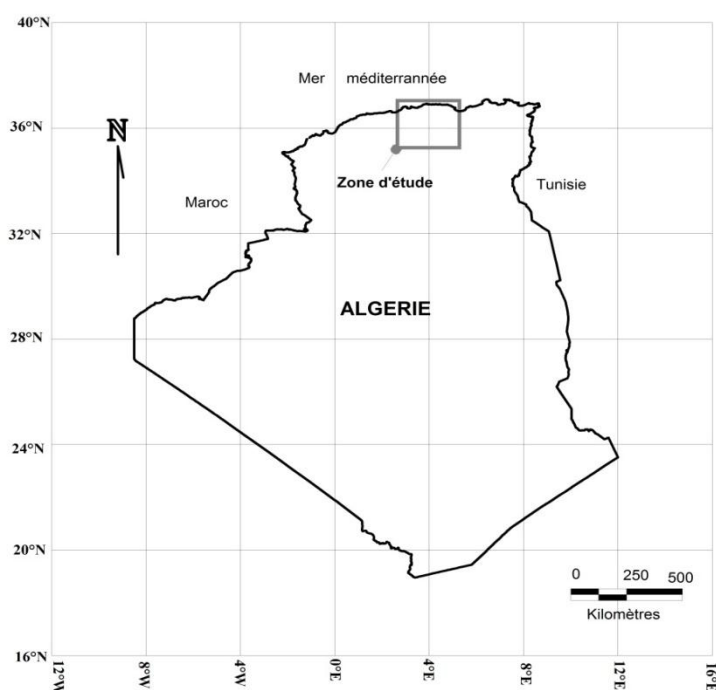


Figure II. 1. Situation de la zone d'étude en Algérie.

2.1.3. Données pluviométriques

Soixante-dix (70) stations pluviométriques ont été retenues pour cette étude. Elles sont réparties sur l'ensemble de la région étudiée, s'étalant pour les unes de 1910/1911 à 2004/2005 pour les autres de 1968/1969 à 2006/2007. Elles présentent quelques lacunes qui ne dépassent pas les 10 % à l'échelle temporelle. Les postes observés sont positionnés en figure II.2. Pour les besoins de L'ACP, Nous avons pris les précipitations moyennes mensuelles (en mm) comme variables (en tout douze (12) variables), comme individus statistiques, les stations pluviométriques en nombre de soixante-dix (70).

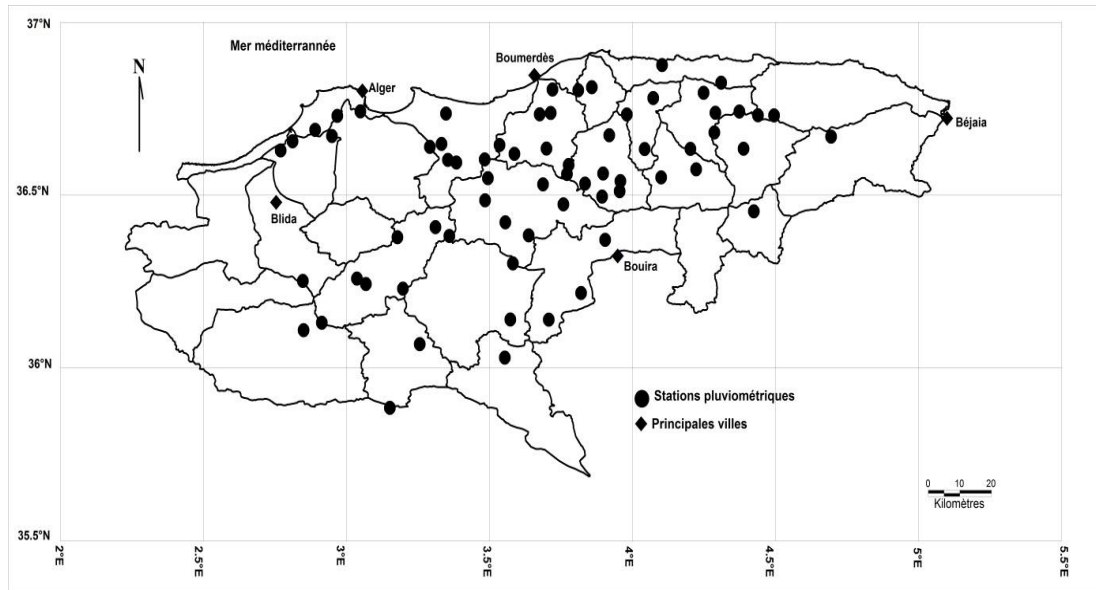


Figure II.2. Présentation de la région d'étude et emplacement des stations pluviométriques.

Le détail des données est présenté sur le tableau II.1

Tableau II.1. Caractéristiques des stations pluviométriques (coordonnées UTM WGS84).

Stations	Longitude (degrés)	Latitude (degrés)	Z(m)	Périodes d'observation	Pmoy an
90104	3°15'12.4198" E	36°4'27.9646" N	750	1973-2002	348
90201	3°2'1.2977" E	36°15'50.5047" N	790	1910-1993	475
90202	3°10'30.8477" E	36°23'0.4349" N	875	1969-2004	580
90203	3°18'31.2946" E	36°24'45.3721" N	450	1910-2006	485
90205	3°3'55.2492" E	36°14'53.3777" N	659	1974-2006	330
90208	2°54'39.2347" E	36°8'10.6436" N	928	1910-1993	523
90301	3°3'55.2492" E	36°14'53.3777" N	659	1971-2006	501
90302	3°11'41.7349" E	36°14'4.6495" N	600	1910-2004	405
90303	3°21'25.1901" E	36°23'13.5879" N	641	1910-1993	495
90304	3°21'25.1901" E	36°23'13.5879" N	370	1945-1955/1969-2004	486
90314	3°34'12.2828" E	36°8'43.7819" N	850	1975-2005	441
90401	3°34'44.7894" E	36°18'27.7552" N	782	1969-2006	384
90402	3°38'2.7329" E	36°23'19.9851" N	782	1969-2004	537
90403	3°45'20.5793" E	36°28'42.5427" N	520	1910-2008	657
90405	3°41'4.3806" E	36°32'10.7909" N	178	1927-1955/1970-1975	686
90406	3°29'30.9088" E	36°33'15.9296" N	520	1969-2008	722
90413	3°33'9.1617" E	36°25'35.2244" N	831	1969-1996	524
90419	3°28'54.4126" E	36°29'24.1274" N	820	1973-2008	704
90502	3°35'3.5937" E	36°37'28.3748" N	50	1986-2008	710
90503	3°31'57.3572" E	36°39'0.5628" N	425	1969-2006	739
90505	3°42'40.0099" E	36°44'34.7860" N	27	1968-1998	412
90506	3°46'26.4548" E	36°35'32.5036" N	415	1968-2008	744
90508	3°40'22.7266" E	36°44'19.6852" N	29	1952-1979	744
90510	3°43'3.3264" E	36°48'37.9721" N	27	1971-1996	679
90512	3°41'46.9082" E	36°38'23.6525" N	235	1973-2008	672
150101	3°42'16.4859" E	36°8'43.2501" N	882	1980-2005	430
150103	3°49'2.5830" E	36°13'20.4193" N	730	1980-2005	361
21112	2°50'41.9693" E	36°15'25.8931" N	880	1979-2005	487
50103	3°33'3.9967" E	36°02'08.2958" N	830	1975-1999	297
11104	3°8'56.4441" E	35°53'25.4707" N	1250	1975-2005	306
11404	2°50'51.0277" E	36°06'53.0910" N	932	1980-2005	476
150204	3°54'5.4294" E	36°22'34.1319" N	520	1913-1992	386
150503	4°25'17.8652" E	36°27'29.8375" N	280	1923-1992	456
1501004	4°41'30.2426" E	36°40'27.1817" N	100	1902-1992	705
20810	4°6'2.0889" E	36°52'53.5647" N	150	1970-1995	852
20902	4°26'8.4478" E	36°44'10.0681" N	820	1935-1954/1968-1995	1173
20909	4°29'32.0499" E	36°44'08.7246" N	1000	1971-1996	1190

Tableau II.1. Caractéristiques des stations pluviométriques (suite).

Stations	Longitude (degrés)	Latitude (degrés)	Z(m)	Périodes d'observation	<i>Pmoy an</i>
21501	4°23'7.5825" E	36°38'22.1086" N	215	1969-1996	925
21503	4°17'0.4775" E	36°41'10.9671" N	450	1969-1996	834
21504	4°22'15.4055" E	36°44'49.0462" N	430	1920-1955/1968-1996	956
21601	4°18'25.6358" E	36°49'49.1040" N	630	1923-1955/1968-1997	1060
21603	4°17'12.7002" E	36°44'36.8910" N	155	1973-1993	712
21607	4°14'45.5784" E	36°48'04.8721" N	320	1965-1996	937
21701	4°5'51.3057" E	36°33'23.7542" N	400	1971-1996	801
21705	4°11'59.0103" E	36°38'19.5543" N	1004	1916-1962/1967-1996	992
21712	4°13'11.4264" E	36°34'47.6921" N	760	1973-1996	827
21801	4°2'23.1116" E	36°38'18.2022" N	650	1940-1943/1969-1996	842
21804	3°58'39.4183" E	36°44'17.6059" N	48	1971-1996	700
21805	4°4'11.0356" E	36°47'09.2241" N	470	1971-1996	820
21901	3°57'8.0616" E	36°31'0.2019" N	350	1968-1996	726
21902	3°49'52.9479" E	36°32'19.1419" N	450	1970-1996	691
21903	3°57'17.7843" E	36°32'45.5788" N	250	1946-1949/1968-1996	755
21905	3°53'39.7641" E	36°34'4.0567" N	240	1970-1996	594
21906	3°46'5.0556" E	36°33'58.5783" N	570	1968-1996	748
21911	3°53'28.0802" E	36°30'4.0095" N	500	1972-1996	656
21918	3°54'58.3482" E	36°40'42.4509" N	75	1972-1994	752
22002	3°51'18.0710" E	36°49'2.7434" N	30	1968-1996	772
22005	3°48'28.0944" E	36°48'30.2568" N	250	1969-1996	780
20502	2°57'54.5119" E	36°44'3.5100" N	250	1971-1993	678
20509	3°2'44.9912" E	36°44'49.8289" N	140	1951-2010	756
20511	2°53'15.9837" E	36°41'38.0066" N	150	1952-2007	638
21201	2°48'31.7395" E	36°39'39.9116" N	10	1958-2007	540
21233	2°46'2.6278" E	36°38'4.2909" N	125	1981-2007	586
21407	2°56'47.3330" E	36°40'34.3489" N	170	1952-1959/1969-2007	587
20602	3°21'7.6621" E	36°36'25.5380" N	130	1906-2005	777
20603	3°22'54.0981" E	36°35'58.9891" N	475	1969-1994	728
20604	3°28'50.6089" E	36°36'30.9069" N	630	1968-1994	741
20607	3°19'46.4766" E	36°39'11.4715" N	62	1952-1962/1970-2005	676
20627	3°17'19.2475" E	36°38'41.3844" N	67	1973-2005	600
20632	3°19'46.4766" E	36°39'11.4715" N	62	1972-2005	614

Pmoy, an : pluies moyennes annuelles (mm).

Z(m) : Altitude des postes pluviométriques

2.1.4. Étude descriptive multidimensionnelle

2.1.4.1. Analyse en composantes principales

L'analyse en composantes principales (A.C.P) est une méthode descriptive qui vise à mettre en évidence graphiquement l'information essentielle contenue dans un tableau des données quantitatives. Calculer le premier axe (composante principale 1) revient à chercher l'axe tel que la somme des carrés des distances de «n » points à cet axe soit minimale ou encore que la somme des carrés des projections des points sur cet axe soit maximale (Duband, 1982). Nous avons utilisé cette méthode d'analyse des données afin de mettre en relief les ressemblances

entre les individus statistiques en termes de profil pluviométrique, aussi la liaison entre variables. Au terme de cette étude, nous nous intéresserons à la liaison entre la variable synthétique qui peut se dégager de cet axe et les précipitations moyennes mensuelles, considéré dans cette analyse comme variables. Nous avons pris les précipitations moyennes mensuelles (en mm) comme variables (en tout douze (12) variables) et comme individus statistiques les stations pluviométriques en nombre de soixante-dix (70). L'ACP est combinée à la classification hiérarchique (k-means) pour l'identification des zones qui ont un même régime de pluviométrique. Une synthèse du jeu est donnée dans le tableau II.2

Tableau II.2. Caractéristiques du jeu de données.

	<i>Min (mm)</i>	<i>Médian (mm)</i>	<i>Moyenne (mm)</i>	<i>Max (mm)</i>
Septembre	12.93	30.66	31.67	54.49
octobre	23.92	57.72	57.76	102.28
Novembre	27.95	84.47	78.85	129.59
décembre	38.41	106.89	105.63	222.10
janvier	9.81	92.47	91.89	173.56
février	28.41	85.95	82.29	174.89
mars	23.39	74.36	75.11	157.03
avril	26.65	62.91	65.60	121.52
mai	20.88	40.48	41.86	69.57
juin	5.93	12.27	13.02	30.20
juillet	0.990	4.325	4.601	16.540
août	2.300	7.395	7.499	14.400

Min: Minimum des moyennes des précipitations mensuelles (mm).

Médiane: Médiane des moyennes des précipitations mensuelles (mm).

Moyenne: Moyennes des moyennes des précipitations mensuelles (mm).

Maximum: Maximum des moyennes des précipitations mensuelles (mm).

2.1.4.2. Résultats de l'ACP

L'ACP est effectuée sous R, par le package FactoMiner, Les résultats, en l'occurrence la projection des données de précipitations sur l'axe factoriel CP1 et CP2 sont indiqués par la figure II.3.

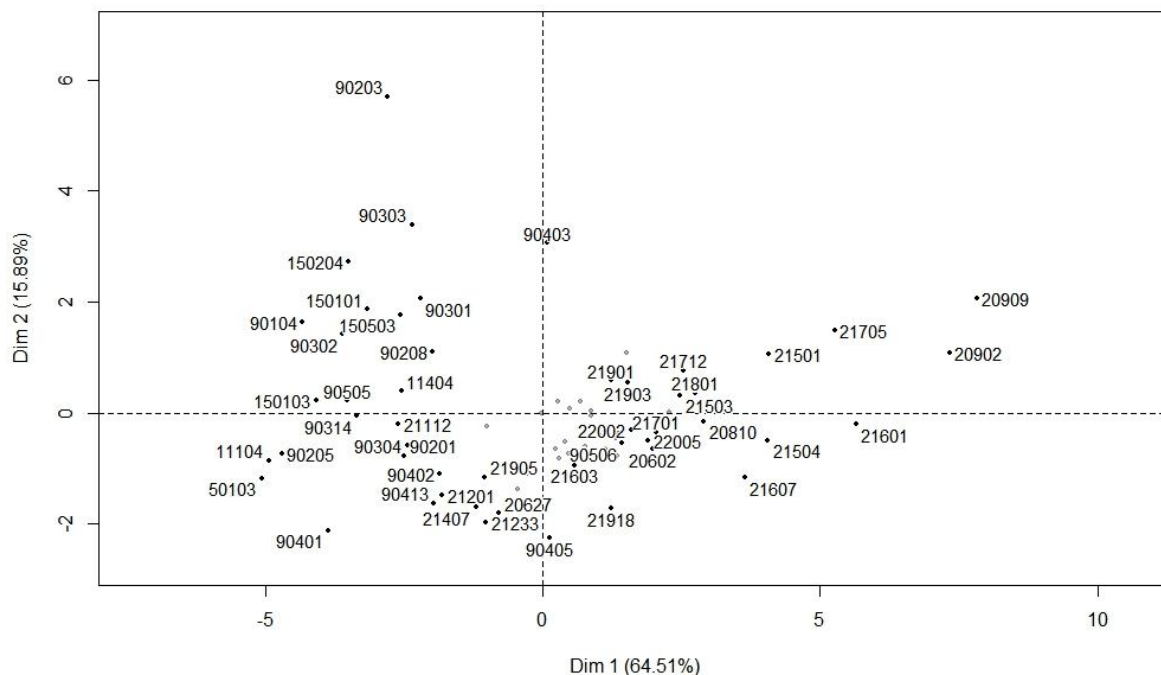


Figure II.3. Coordonnées des stations sur F1 et F2.

A la lumière de la figure II.3, nous remarquons que l’axe1(F1) explique le maximum de variation (65 %) des profils de réponse pluviométriques entre les stations d’observations, quant à l’axe factoriel 2 (F2), elle est de 15.88 %. le retour aux données sources est de mise pour expliquer la signification de ces deux axes factoriels.

Nous présentons dans la figure II.4, le graphique qui met en relief les coordonnées factorielles des stations pluviométriques et leurs précipitations annuelles sur l’axe factoriel (F1).

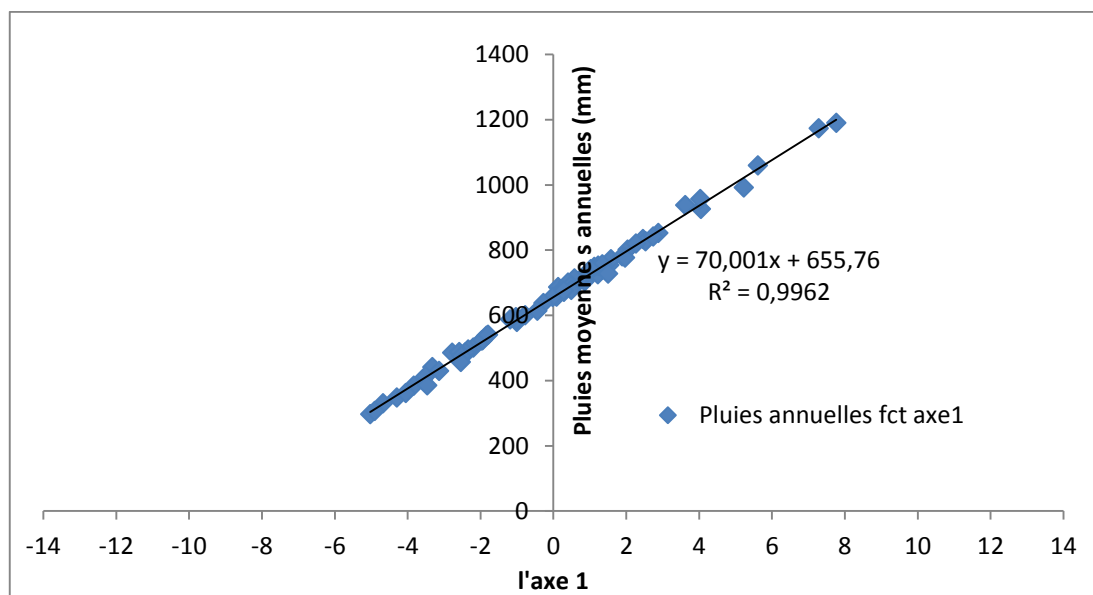
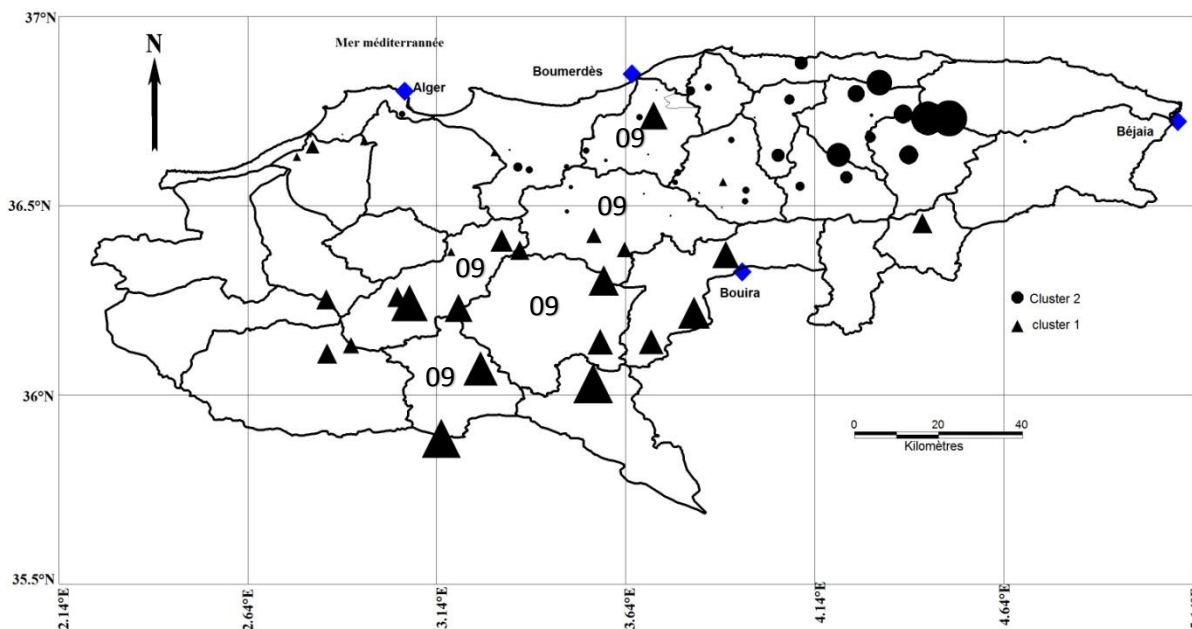


Figure II. 4. Pluies moyennes annuelles en fonctions des coordonnées de l’axe1.

Une corrélation très significative R^2 0.996 est observée, les précipitations annuelles varient entre 300 et 1190 mm enregistrées aux stations 50103 et 20909 respectivement, cette dernière se trouvant au Nord-Est de la région. De facto, une direction Sud-Ouest et Nord-Est

représente la première variable synthétique (F1) qui explique à 65% la variabilité spatiale des précipitations.

La contribution des stations pluviométriques à F1 est montrée sur la figure II.5, le bassin versant Isser est numéroté du chiffre 09



- Groupe 2 : Les stations ayant des coordonnées positives avec l'axe 1.
- ▲ Groupe 1 : Les stations ayant des coordonnées négatives avec l'axe 1.

Figure II.5. Contribution des stations sur l'axe factoriel 1 (F1).

Concernant la deuxième variable synthétique, comme le montre la figure II.6, une corrélation très significative entre la contribution des stations pluviométriques pour F2 et les précipitations d'été (du mois de juin au mois d'août). Les stations se trouvant en haute altitude et ceux qui sont exposés au flux Nord reçoivent en moyenne 31.5mm durant l'été, les autres stations quant à elles, reçoivent en moyenne 20 mm sur la même période d'observation. Cet axe donc présente la deuxième variable synthétique expliquant ainsi seulement 16 % de la variabilité des précipitations

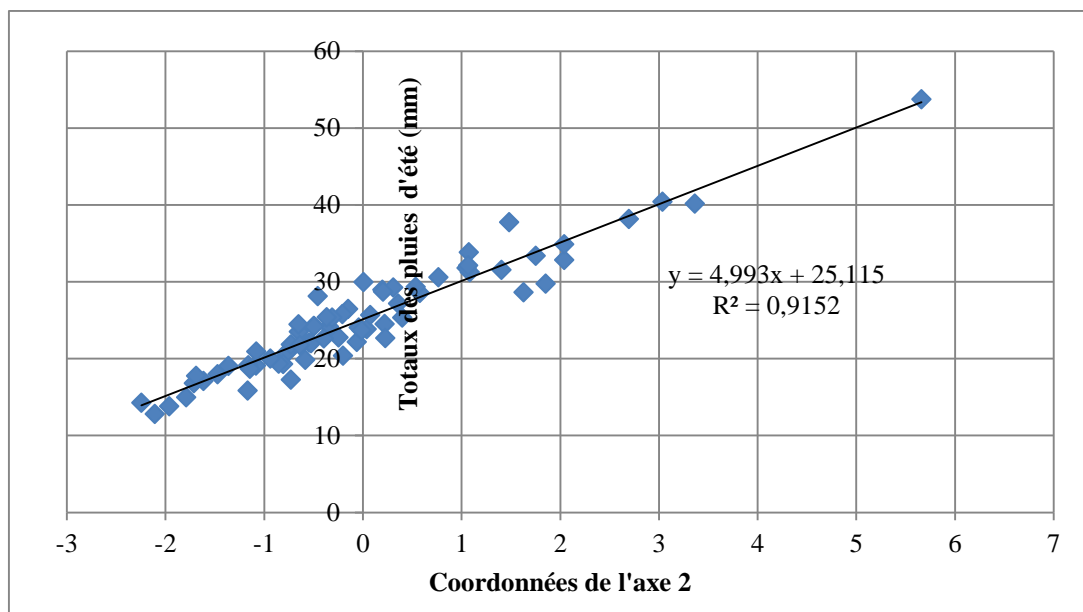


Figure II.6. Totaux des pluies d’été en fonction de coordonnées F2.

La projection des variables sur les deux axes principaux (Figure II.7) montre un regroupement des variables du mois de septembre au mois mai autour du premier axe factoriel, leurs coefficients de corrélation dépassant le 0.7. Ce groupe forme ainsi la grande saison humide où on enregistre l’essentiel des précipitations 86%, puis on observe un décrochage des autres mois (du mois de juin au mois d’Aout) qui constituent la saison sèche.

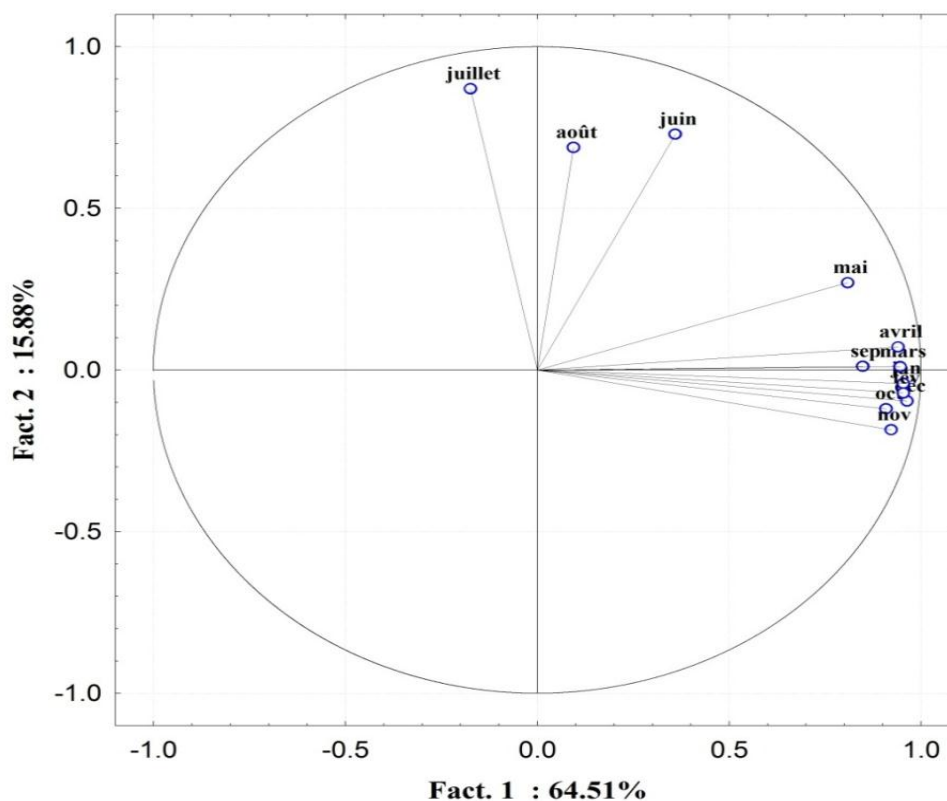


Figure II.7. Projection des variables sur l’axe1 et l’axe2.

Une classification hiérarchique par K-mean, qu'on peut résumer de la manière suivante (David Arthur et Sergei Vassilvitskii, 2009) :

1. Choisir K objet formant ainsi K clusters.
2. Ré(affecter)chaque objet (O) au clusters C_i de centre de gravité M_i tel que la distance au centre de gravité soit minimale $d(O, M_i) = \min$.
3. Recalculer M_i de chaque cluster (le barycentre).
4. Aller l'étape de si on vient de faire une affectation.

K-means nous a permis de dégager deux principaux groupes, un groupe où la quasi-totalité des stations se trouvant au nord et au nord-est de la région d'étude, un deuxième groupe se trouvant au sud de la région d'étude, comme le montre la figure II.5. Les caractéristiques des deux groupes sont données par les tableaux II.3 et II.4.

Tableau II.3. Caractéristiques du groupe1.

Stations	$X(m)$	$Y(m)$	$Z(m)$	Pluies annuelles	pluies été	F1	F2
90104	550060	308260	750	348,09	28,63	-4,32752	1,63950
90201	530200	329200	790	475,32	20,76	-2,49199	-0,77388
90202	542850	342500	875	579,93	22,76	-1,01015	-0,24711
90203	554800	345800	450	485,34	53,73	-2,79682	5,70007
90205	533050	327450	659	329,85	17,27	-4,71057	-0,73484
90208	519200	315000	928	522,77	31,28	-1,98245	1,09050
90301	533050	327450	659	500,55	32,84	-2,21436	2,05533
90302	544700	326000	600	404,90	31,55	-3,61009	1,41330
90303	559150	343000	641	495,24	40,17	-2,35583	3,38802
90304	559150	343000	370	486,24	19,86	-2,44141	-0,58664
90314	578500	316350	850	441,25	22,17	-3,35277	-0,06275
90401	579150	334350	782	383,84	12,81	-3,85903	-2,12241
90402	584000	343400	782	537,44	19,10	-1,85687	-1,08951
90413	576650	347500	831	523,93	17,10	-1,95940	-1,62790
90505	590500	382750	27	412,21	24,51	-3,53330	0,22312
150101	590600	316450	882	429,64	29,77	-3,16044	1,86655
150103	600650	325100	730	361,17	22,69	-4,08731	0,22984
21112	513250	328400	880	487,13	20,39	-2,60816	-0,20108
50103	576900	304150	830	297,26	15,87	-5,06496	-1,17601
11104	540750	287800	1250	306,18	19,33	-4,93886	-0,85751
11404	513500	312600	932	475,68	25,35	-2,54550	0,40064
150204	608000	342250	520	385,54	38,19	-3,49544	2,71475
150503	654490	352060	280	456,35	33,38	-2,56190	1,76301
21905	607100	363500	240	594,35	18,67	-1,04039	-1,15299
21201	509950	373200	10	540,33	17,97	-1,81260	-1,48215
21233	506250	370250	125	585,51	13,80	-1,02745	-1,97648
21407	522250	374900	170	587,10	17,75	-1,20293	-1,70149
20627	552850	371550	67	600,27	14,98	-0,78627	-1,80162

Tableau II.4. Caractéristiques du groupe2.

<i>Stations</i>	<i>X(m)</i>	<i>Y(m)</i>	<i>Z(m)</i>	<i>Pluies annuelles</i>	<i>pluies été</i>	<i>F1</i>	<i>F2</i>
90403	594800	353450	520	657,45	40,44	0,08050	3,05817
90405	588360	359800	178	686,39	14,26	0,12925	-2,25958
90406	571100	361650	520	721,88	24,04	0,87249	-0,04303
90419	570250	354500	820	703,86	23,85	0,86365	0,03893
90502	579300	369500	50	709,63	22,27	0,75917	-0,59561
90503	574650	372300	425	739,36	20,74	1,34782	-0,77920
90506	596300	366100	415	743,59	22,09	1,42958	-0,54849
90508	587100	382250	29	743,66	28,13	1,31738	-0,45894
90510	591000	390250	27	678,73	23,50	0,23431	-0,65179
90512	589300	371300	235	671,75	19,30	0,28747	-0,81161
1501004	678200	376470	100	705,36	28,95	0,67488	0,20026
20810	625050	398550	150	852,26	26,49	2,90238	-0,14950
20902	655200	382900	820	1173,19	33,86	7,32901	1,08007
20909	660250	382950	1000	1189,65	34,90	7,82153	2,05640
21501	650900	372100	215	925,42	31,82	4,07426	1,06009
21503	641700	377150	450	834,04	29,26	2,47416	0,31154
21504	649400	384000	430	956,10	24,26	4,05526	-0,49818
21601	643550	393150	630	1059,52	25,82	5,64762	-0,20735
21603	641900	383500	155	712,47	20,00	0,58052	-0,94446
21607	638150	389850	320	937,37	19,15	3,64085	-1,16855
21701	625300	362500	400	801,07	24,18	2,05338	-0,34751
21705	634300	371750	1004	991,63	37,74	5,26235	1,49479
21712	636200	365250	760	827,24	30,60	2,54460	0,77118
21801	620000	371500	650	841,52	27,18	2,75599	0,36039
21804	614300	382500	48	699,93	22,03	0,40732	-0,52863
21805	622450	387900	470	819,92	29,96	2,28251	0,00763
21901	612350	357900	350	726,11	28,57	1,23051	0,58142
21902	601500	360200	450	691,27	21,85	0,47134	-0,73612
21903	612550	361150	250	754,56	29,33	1,54078	0,53961
21906	595800	363200	570	748,24	21,76	1,13306	-0,64226
21911	606900	356100	500	656,15	23,67	-0,01777	-0,01389
21918	608900	375800	75	752,08	16,81	1,23404	-1,72564
22002	603250	391150	30	771,52	25,34	1,59313	-0,31363
22005	599050	390100	250	780,37	24,23	1,89904	-0,49906
20502	523900	381350	250	677,78	25,69	0,49247	0,07521
20509	531100	382800	140	755,66	25,39	1,35404	-0,36953
20511	517000	376850	150	637,73	20,92	-0,27544	-1,08921
20602	558550	367400	130	777,02	24,46	1,98144	-0,65486
20603	561200	366600	475	727,53	32,15	1,51202	1,07592
20604	570050	367650	630	741,32	22,66	1,02921	-0,39741
20607	556500	372500	62	675,66	28,70	0,27665	0,20533
20632	556500	372500	62	614,03	19,07	-0,44797	-1,37315

Le test global du découpage de la région d'étude en deux sous régions (deux groupes) est donné par le tableau II.5.

Tableau II.5. Résultats du test global du découpage.

	Rapport corrélation	P-value
Décembre	0,61	1.50e-15
Novembre	0,60	5.37e-15
Février	0,59	5.96e-15
Mars	0,59	1.27e-14
Octobre	0,57	4.53e-14
Janvier	0,56	8.78e-14
Avril	0,53	8.14e-13
Septembre	0,52	2.28e-12
Mai	0,35	7.51e-08
Juin	0,07	2.54e-02
Juillet	0,06	3.64e-02

Les rapports de corrélation entre les variables quantitatives (qui sont les moyennes mensuelles des précipitations) et la variable classe sont significatifs vu que les P-value sont inférieure au seuil de 5%.

Les stations les plus représentatives des deux groupes sont données dans le tableau II.6, nous retiendrons 90304 est représentative du groupe 1 et 22005 pour le groupe 2.

Tableau II.6. Stations représentatives.

les stations représentatives			
Groupe 1	val	Groupe 2	val
90304	1.139645	22005	0.8209006
90505	1.307620	21903	0.8740582
90314	1.314922	22002	1.2210115
21112	1.428946	90506	1.2215282
90201	1.434425	21503	1.2541921

Les stations les plus éloignées du groupe 1 et 2, qui appartiennent moins aux groupes 1 et 2 sont reportées dans le tableau II.7.

Tableau II.7. Stations les plus éloignées.

les stations les plus éloignées			
groupe 1	val	groupe 2	val
90203	8.430338	20909	10.929427
50103	7.094334	20902	10.136201
11104	6.954588	21601	8.487604
90205	6.644159	21705	8.377425
90104	6.516155	21501	6.957172

Il apparaît dans cette étude descriptive multidimensionnelle que les régions se trouvant au nord de la région d'étude sont plus arrosées que celles se trouvant au sud, aussi les régions exposées au flux du Nord-Ouest, Nord -Est reçoivent plus de pluies que celles moins exposées

du fait que les stations de ces régions ont une bonne corrélation en terme les totaux annuels avec F1. L'essentiel des précipitations sont enregistrées durant les huit mois de l'année (de Septembre à Mai) où 86% des précipitations sont mesurées. On remarque une nette corrélation entre certaines variables, qui sont les précipitations moyennes mensuelles de Décembre au mois Mars, qui constituent la saison hivernale avec un taux de 55 % des précipitations est enregistré.

Un fort gradient de précipitations Nord-Sud qui reflète une topographie particulière de la région d'étude, en effet le mont du Djurdjura (Kabylie) et celui de Chréa (algérois) qui se logent de l'Est vers l'ouest, au nord de la zone d'étude, jouent un rôle de masque contre le flux atmosphérique Nord. De ce fait, les régions derrière cette barrière topographique reçoivent moins de précipitations, l'écart des précipitations moyennes interannuelles entre les régions Nord, Nord-Est et la région Sud, est considérable vue les distances courtes qui les séparent. La région Nord reçoit en moyenne une pluviométrie annuelle de 650 mm, la région sud quant à elle reçoit uniquement 400mm en moyenne.

À l'échelle saisonnière, notamment en été, les gouttes d'air froid qui s'échappent de la région de basse pression en Island, qui atteignent souvent l'Algérie et qui progresse vers l'Est (P.Pédalabord et H. Delannoy, 1958) associées à la topographie de la région, font que les étés sont plus secs pour des régions en basses altitudes et moins exposées à ce flux venu du nord que celles en hautes altitudes et plus exposées, les écarts de précipitations en été entre ces deux régions sont de l'ordre 12 mm.

Trois grandes saisons sont ressorties au terme de cette étude, une saison humide du mois de septembre à Mars et une saison sèche du mois de Juin à Aout (été), séparées par une saison intermédiaire courte de deux mois (le printemps). Les deux principales dimensions de variabilité, c'est la moyenne interannuelle des précipitations pour la première variable synthétique qui est F1. La corrélation très significative des précipitations en été avec F2, de ce fait celui-ci représente la deuxième variable synthétique.

2.1.5. Étude temporelle

La démarche s'appuie sur une étude pluviométrique, basée sur des méthodes statistiques. Nous avons utilisé les données de précipitations annuelles, après comblement de lacune, de quelques stations(en nombre de 11) pour chaque région homogène obtenue par l'ACP. À cet effet, nous avons sélectionné les stations qui présentent une longue durée d'observation avec le moins possible de lacunes.

Les stations pluviométriques prises pour cette partie de l'étude ainsi que certaines de leurs caractéristiques sont présentées dans le tableau II.8.

Tableau II. 8. Quelques caractéristiques des stations de mesures des précipitations en coordonnées UTM.

Noms des stations	Codes des stations	longitude (Degrés)	latitude (Degrés)	Altitude (m)	pluies moyennes annuelles (mm)	Coefficient de variation Cv
MAHELMA FERME	20511	2.89	36.68	150	641.69	0.27
HAMIZ BARRAGE	20602	3.35	36.60	130	773.23	0.27
ZAIANE EL ESNAM	150204	3.9	36.37	520	385.54	0.28
AKBOU	150503	4.42	36.45	280	456.35	0.22
EL KASER	1501004	4.69	36.67	100	705.3	0.3
EL OMARIA	90201	3.04	36.26	790	477.81	0.38
BERROUAGHIA	90208	2.91	36.13	928	549.62	0.25
BENI SLIMANE	90302	3.90	36.23	600	401.9	0.25
BIR RHABALOU	90303	3.36	36.38	641	495.23	0.24
DJEBAHIA	90403	3.76	36.47	520	657.35	0.3
LAKHDARIA	90417	3.48	36.49	820	760.24	0.27

La procédure suivie se base sur la mise en évidence du non stationnarité des séries pluviométriques annuelles. Deux tests sont essentiels, le premier pour déceler les tendances globales des séries pluviométriques, celui de Mann-Kendall, qui permet de déceler l'existence d'une tendance globale au sein de la série, le second, celui de Pettit et Lee et Heghinian, pour la détection des ruptures éventuelles de ces séries.

2.1.5.1. Recherche de tendances dans les séries pluviométriques de la région d'étude

La recherche de tendances dans les séries d'observations pluviométriques annuelles a été réalisée au moyen du test statistique de Kendall (Capéràa et Van Cutrem, 1988).

Le test de significativité est basé sur l'expression :

$$Z_{\tau} = \tau \sqrt{\frac{9n(n-1)}{2(2n+5)}} \quad (\text{II.1})$$

L'hypothèse nulle est rejetée au niveau de significativité α si $Z_{\tau} > Z_{\alpha/2}$, avec $Z_{\alpha/2}$ étant la valeur critique. Dans le cas d'une tendance significativement positive, l'hypothèse nulle ($\tau = 0$) est rejetée quand la variable auxiliaire Z_{τ} est supérieure au seuil Z_{α} ($Z_{\tau} > Z_{\alpha}$). Z_{τ} est inférieure à $-Z_{\alpha}$ dans le cas d'une tendance négative statistiquement significative ($Z_{\tau} < -Z_{\alpha}$).

2.1.5.2. Méthodes statistiques de détection des ruptures

Une « rupture » peut être définie par un changement dans la loi de probabilité des variables aléatoires, dont les réalisations successives définissent les séries chronologiques étudiées (Paturel et al, 1995). Elles permettent de détecter un changement dans la moyenne de la variable traitée dans la série.

2.1.5.2.1. Test de Pettitt (Pettitt, 1979)

L'approche de Pettitt est non-paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney. L'absence de rupture dans la série (x_i) de taille N constitue l'hypothèse nulle.

La mise en œuvre du test suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N, les séries chronologiques (x_i) $i = 1$ à t et t + 1 à N appartiennent à la même population. La variable à tester est le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t, N}$ définie par :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij} \tag{II.2}$$

Où

$$D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j) \text{ avec } \text{sng}(x) = 1 \text{ si } x > 0; 0 \text{ si } x = 0 \text{ et } -1 \text{ si } x < 0 \tag{II.3}$$

Si l'hypothèse nulle est rejetée, une estimation de la date de rupture est donnée par l'instant t définissant le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$.

À partir de la théorie des rangs, Pettitt montre que si k désigne la valeur de K_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par :

$$\text{Prob}(K_N > K \approx 2 \exp(-\frac{6K^2}{N^3+N^2})) \tag{II.4}$$

Pour un risque α de première espèce donné, si la probabilité de dépassement estimée est inférieure à α , l'hypothèse nulle est rejetée. La série comporte alors une rupture localisée au moment t où est observé K_N .

2.1.5.2.2. Test Lee et Heghinian (Lee et al, 1977)

La méthode bayésienne de Lee et Heghinian propose une approche paramétrique. Elle nécessite une distribution normale des valeurs de la série. L'absence de rupture dans la série constitue l'hypothèse nulle. Le modèle de base de la procédure est le suivant :

$$X_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i = 1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i = \tau + 1, \dots, N \end{cases} \tag{II.5}$$

Les ε_i sont indépendants et normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 ; τ et δ représentent respectivement la position dans le temps et l'amplitude d'un changement éventuel de moyenne. La méthode établit la distribution de probabilité à posteriori de la position dans le temps d'un changement. Lorsque la distribution est unimodale, la date de la rupture est estimée par le mode avec d'autant plus de précision que la dispersion de la distribution est faible. Sur l'ensemble de la région couverte par les stations pluviométriques, une tendance négative vers la diminution de la pluviométrie se dégage, le tableau II.9 montre clairement ces tendances pour l'ensemble des stations.

Tableau II.9. Résultats des tendances au niveau des stations pluviométriques.

Codes des stations	Z τ	- Z α	P-value en % (bilatérale)	Tendance
20511	-1.69	-0.57	9,17%	Tendance négative non significative
20602	-2.61	-0.73	0,91%	Tendance négative
150204	0.22	-0.66	82,57%	Pas de tendance
150503	-2.57	-0.61	1,03%	Tendance négative
1501004	-5.32	-0.70	0,01%	Tendance négative
90201	-2.85	-0.69	0,44%	Tendance négative
90208	-1.69	-0.67	9,14%	Tendance négative non significative
90302	-3.10	-0.72	0,20%	Tendance négative
90303	-3.38	-0.67	0,07%	Tendance négative
90403	-3.49	-0.73	0,05%	Tendance négative
90417	-3.11	-0.67	0,19%	Tendance négative

Une analyse plus détaillée sur les précipitations annuelles des stations, présentées dans le tableau II.9. Par les méthodes statistiques ont permis de situer les années de rupture des onze stations pluviométriques. Les résultats ainsi obtenus sont présentés dans le tableau II 10.

Tableau II. 10. Résultats des tests au niveau des stations pluviométriques.

Codes des stations	Périodes d'obs	PETTTT Année de rupture	P-value En %	Déficits Pluviométriques En %	Lee Heghinian	P-value En %
20511	1950-2010	1984	4,98	15.46	1959	12.89
20602	1906-2002	1971	0,39	19.49	1974	22.29
150204	1913-1992	1926	73,43	*****	1986	6.32
150503	1923-1992	1973	1,76	16.01	1973	18.03
1501004	1902-1992	1959	0,01	27.87	1959	33.00
90201	1910-1998	1960	0,61	23.63	1913	55.00
90208	1910- 1993	1970	9,51	30.30	****	****
90302	1910- 2005	1938	0,43	19.06	1938	26.74
90303	1910-1993	1952	0,23	16.21	1952	9.86
90403	1910-2008	1938	0,01	25.17	1938	7.24
90417	1910-1993	1938	1,08	17.27	1922	10.8

À la première lecture, principalement trois périodes de rupture se sont dégagées sur l'ensemble des données : l'année 1938 et autours de l'année 1958 avec une forte significativité. Toutefois, uniquement trois séries des totaux annuels présentent des ruptures durant les années soixante-dix.

Sur l'ensemble de la région d'étude, nous remarquons une tendance négative à la diminution des précipitations annuelles, cette tendance est statistiquement très significative pour huit stations sur les onze au seuil de 5%. Pour les stations Mahelma Ferme(20511) et Berrouaghia (90208), avec les moyennes de précipitations annuelles de 640 et 540 mm, respectivement, présentent une tendance à la diminution qui n'est pas très significative étant donné que les P values sont supérieures à 5%. La station Zaiane El Esnam (150204) qui présente des précipitations moyennes annuelles les plus faibles sur l'ensemble des séries étudiées avec 385 mm, n'enregistre pas de tendance puisque la sécheresse s'est y déjà installée ou bien la station ne recevait pas des précipitations importantes. Toutes les stations qui présentent des tendances à la diminution des précipitations présentent des ruptures. Ce qui nous amène à conclure que les stations pluviométriques présentant des totaux annuels supérieurs à 600 mm, présentent une forte tendance à la diminution de la pluviométrie, contrairement à celles ayant des précipitations annuelles inférieures à 400 mm.

Sur l'ensemble de la région d'étude une tendance à la diminution des précipitations annuelles de l'ordre de 20%.

2.1.5.2.3. L'indice standardisé des précipitations ou SPI

L'étude de la sécheresse et sa persistance dans le temps, peut être approchée par l'étude de l'indice standardisé des précipitations, ou en anglais Standardized precipitation index (SPI, il s'écrit selon la formule suivante :

$$SPI = \frac{X_i - X_m}{S_i} \quad (II.6)$$

Où

X_i : Le cumul de la pluie pour une année (i) .

X_m et S_i sont respectivement la moyenne et l'écart type des pluies annuelles observées pour une série donnée.

Le calcul de cet indice permet de déterminer la sévérité de la sécheresse selon différentes classes (McKee, 1993), cette classification est donnée dans le tableau II.11.

Tableau II.11. Classification de la sécheresse en rapport avec la valeur du SPI.

SPI	Class
SPI > 2	Humidité extrême
1 à 1.99	Humidité forte
0 à 0.99	Humidité modérée
0 à -0.99	Sécheresse douce
-1.00 à -1.49	Sécheresse modérée <i>drought</i>
-1.5 à -1.99	Sécheresse sévère
≤ -2	Sécheresse extrême

Sur le tableau II.12, l'indice standardisé de précipitations montre une situation dominée par une sécheresse modérée, toutes les stations de mesures ont moyennement 44 % d'années de sécheresse modérée, le plus fort taux enregistré est 54 % au niveau de la station d'Akbou (150503). Quant au taux de sécheresse forte et d'humidité forte, elles présentent respectivement 11% et 13 %, on constate que le taux d'années à humidités extrême est plus important que celui d'années à sécheresses extrêmes sur l'ensemble des stations de mesure. La figure II.8 montre le SPI de données pluviométriques de quelques stations de mesures

Tableau II.12. Fréquence des années selon les classes de (SPI).

Nombres d'années	90201	90208	90302	90303	90403	904017	20602	205011	150204	150503	1501004
N HE	8	3	3	3	7	3	6	2	1	3	3
NHF	12	15	13	9	12	14	6	6	13	8	12
NHM	17	18	26	24	34	16	28	17	24	16	26
NSM	37	39	38	38	35	40	43	29	31	38	34
NSF	3	8	14	10	10	7	12	7	10	4	16
NSE	0	0	1	0	1	4	2	0	1	1	0
Total	77	83	95	84	99	84	97	61	80	70	91
% NHE	10.39	3.61	3.16	3.57	7.07	3.57	6.19	3.28	1.25	4.29	3.30
% NHF	15.58	18.07	13.68	10.71	12.12	16.67	6.19	9.84	16.25	11.43	13.19
% NHM	22.08	21.69	27.37	28.57	34.34	19.05	28.87	27.87	30.00	22.86	28.57
% NSM	48.05	46.99	40.00	45.24	35.35	47.62	44.33	47.54	38.75	54.29	37.36
% NSF	3.90	9.64	14.74	11.90	10.10	8.33	12.37	11.48	12.50	5.71	17.58
% NSE	0.00	0.00	1.05	0.00	1.01	4.76	2.06	0.00	1.25	1.43	0.00

N HE : nombre d'années à humidité extrême ; NHF : nombre d'années à humidité forte ; NHM : nombre d'années à humidité modérée ; NSM : nombre d'années à sécheresse modérée ; NSF : nombre d'années à sécheresse forte ; NSE : nombre d'années à sécheresse extrême

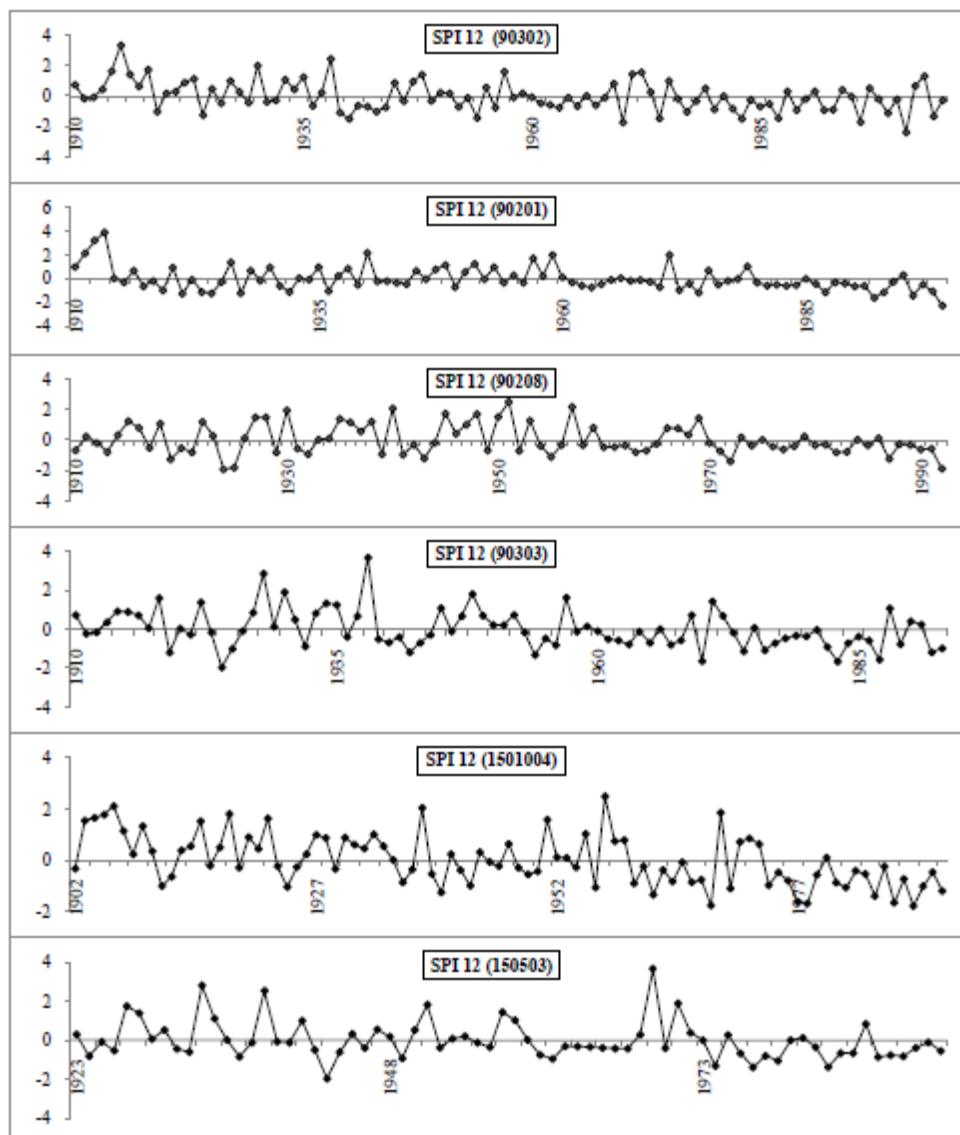


Figure II.8. SPI de quelques stations pluviométriques.

L'événement de sécheresse pour chaque catégories et les caractéristiques de la sécheresse comme la durée (D) et l'amplitude (DM) qui donné par l'équation (II.7) :

$$DM = -\sum_{i=1}^D SPI_i \tag{II.7}$$

Cependant, pour chaque classe de sécheresse peut être décrite par les deux caractéristiques mentionnées précédemment, en l'occurrence (D) et (DM). Les résultats des calculs, pour la sécheresse, avant et après l'année de rupture pour les précipitations annuelles enregistrées sur de huit stations sont reportés sur le graphique II.9.

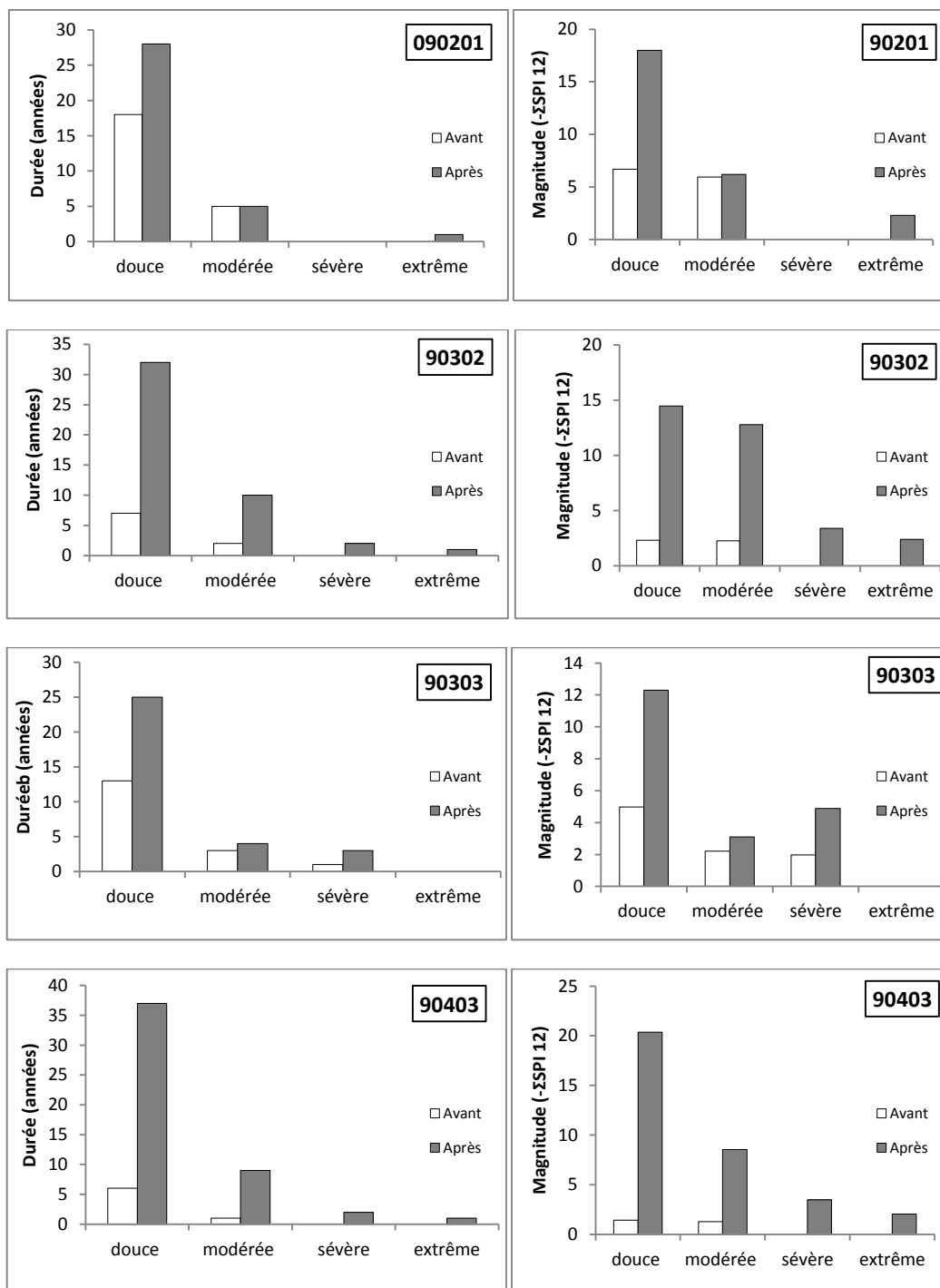


Figure II.9. Durées de la sécheresse de quelques stations pluviométriques avant et après rupture.

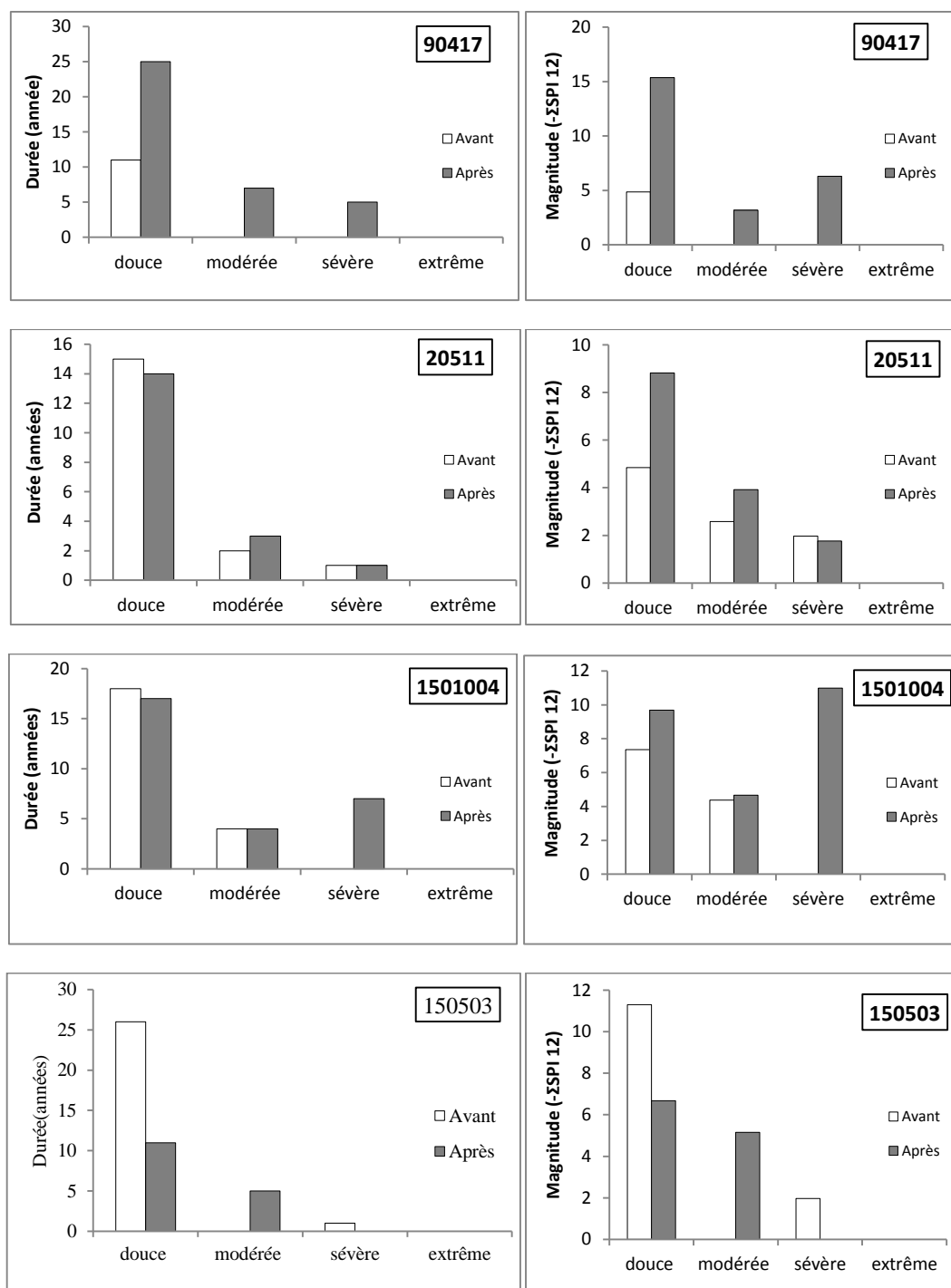


Figure II. 9(suite). Durées de la sécheresse de quelques stations pluviométriques avant et après rupture.

Le tableau II.13, montre 4 grands événements de sécheresse d'une durée plus de 9 ans, le plus grand cycle de sécheresse enregistré sur 090202 allant de 1984 à 1994.

Tableau II.13. Les plus grandes périodes de sécheresse sur la région d'étude.

Stations	Durée (années)	Magnitude	Périodes
90202	15	9.24	1980-1994
90303	12	8.89	1960-1968
90417	11	7.99	1977-1987
1501004	9	7.18	1960-1968

Sur l'ensemble des stations de mesures, en moyenne le taux d'années à sécheresse modérée est de 45%, celui d'années à humidité moyenne est de 26%. Une analyse plus fine de l'indice pluviométrique par rapport aux années de rupture des totaux annuels de différentes stations de mesure, montre une diminution des taux d'années à humidité forte, modérée et extrême et une augmentation du taux d'années à sécheresse modérée et forte durant la période post rupture. Cette diminution est en moyenne de 5 % pour les années à humidité extrême, 14% pour les années à humidité forte et 7 % pour les années à humidité modérés. Quant aux augmentations, elles sont en moyennes de 14 % pour les années à sécheresse modérée, 10 % pour les années à sécheresse forte et 2 % pour les années à sécheresse extrême.

La persistance de la sécheresse de ces dernières années sur l'ensemble de la région d'étude se traduit par un fort taux d'années à sécheresse modérée qui est de l'ordre 51% et 16% pour une sécheresse forte.

Un constat sur l'ensemble des stations de mesures indique que les crises climatiques seraient le résultat de plus d'années de sécheresse modérée et fortes que d'années de sécheresse extrêmes. Par ailleurs, on constate une diminution du taux d'années à humidité forte.

2.2. ETUDE REGIONNAL DES PLUIES MAXIMALES JOURNALIERES FREQUENTIELLES

2.2.1. Introduction

Les pluies maximales fréquentielles fournissent des données d'entrée pour les modèles hydrologiques utilisés pour prédire les événements extrêmes, comme les sécheresses et les inondations, et d'estimer les quantités d'eau de surface et des eaux souterraines (Kieffer et Bois, 2002). L'estimation des statistiques liées aux précipitations représente un vaste domaine qui pose de nombreux défis aux météorologues et hydrologues. Parfois, il est nécessaire, voir indispensable d'approcher en valeur les événements extrêmes pour des sites où il existe peu, ou aucune donnée, ainsi que leurs périodes de retour. (Habibi et al, 2012). L'estimation de ces fréquences est difficile car les événements extrêmes par définition sont rares et les données disponibles localement proviennent souvent des observations de courte durée, insuffisantes pour pouvoir estimer les quantiles extrêmes de manière fiable. (Benabdesselam et Amarchi, 2013).

L'analyse fréquentielle des pluies maximales journalières s'appuie sur l'ajustement des données (informations ponctuelles) à des lois de probabilité pour le calcul des quantiles, après avoir traité statistiquement la série de donnée. Dans la majorité des cas, l'ingénieur est confronté à un dilemme, quelle crédibilité d'un calcul fréquentiel, un quantile pout période de retour de 500 ans calculé à partir d'une série de 30 ans d'observation.

Il arrive fréquemment que des estimations de périodes de retour d'événements extrêmes soient requises pour des sites où il existe peu, voire même aucune donnée. Les hydrologues et météorologues ont alors souvent recours à des techniques d'analyse régionale. (St-Hilaire et al, 2003)

Les travaux d'analyse régionale ont d'abord été appliqués aux estimations des crues. Les méthodes qui ont été principalement développées par les hydrologues peuvent être définies de façon succincte comme étant l'utilisation de données provenant de plusieurs sites afin d'estimer la distribution de données observées à un site où l'on dispose de peu ou aucune information (Hosking et Wallis, 1993). Gupta et Waymire (1998), les méthodes d'analyse de fréquence régionale permettent d'estimer pour un site donné, et sur la base de l'information régionale, les quantiles (XT) de période de retour T . (Onibon et al, 2004), Les méthodes d'analyse de fréquence régionale sont aussi utilisées plus généralement pour permettre une description globale des caractéristiques de la structure spatiale des différents phénomènes hydrologiques dans une région. Elles ont été initialement développées pour l'estimation des débits de crues (Darlymple, 1960 ; Cunnane, 1988 ; Gupta et Waymire, 1998 ; Ouarda et al, 2001).

L'objectif de cette partie d'étude est d'appliquer la méthode d'analyse de fréquence régionale devant permettre d'estimer des quantiles de précipitations maximales journalières annuelles en des sites ayant peu ou aucune donnée de la région d'étude à partir de l'information régionale. La méthode utilisée repose sur l'application de la théorie des L-moments. Elle s'inspire des travaux de Hosking et Wallis (1993) et Alila (1999). La théorie des L-moments a été développée par Hosking(1990) à partir des moments de probabilité pondérés

2.2.2. Données des pluies maximales journalières

Nous disposons des données des pluies maximales journalières annuelles de cinquante-sept stations pluviométriques réparties sur l'ensemble de la région d'étude voir (figure II.2), fourni par l'agence national des ressources hydrauliques (ANRH). Le tableau II.14 donne le détail concernant les caractéristiques des données.

Tableau II.14. Détail des données de stations en coordonnées Lambert Nord Algérie.

Stations	$X(m)$	$Y(m)$	$Z(m)$	N	$Moy Pmax$	$Max Pmax$	G	CV
11208	507100	272250	643	26	24,72	46,7	1	0,36
110301	503800	287900	630	14	31,61	56,3	1	0,26
150103	600650	325100	730	25	34,71	54,5	1	0,22
11404	513500	312600	932	26	39,29	91,5	1	0,38
90205	533050	327450	659	28	36,48	107,7	1	0,59
90401	579150	334350	782	38	43,82	99	1	0,44
50103	576900	304150	830	20	38,46	100	1	0,38
90201	530200	329200	790	38	42,91	117	1	0,52
11501	497000	323900	490	26	42,48	128	1	0,38
90402	584000	343400	782	38	47,4	117,7	1	0,44
90314	578500	316350	850	28	48,05	107	1	0,42
90304	559150	343000	370	40	48,84	110,9	1	0,45
90413	576650	347500	831	27	56,9	154,1	1	0,49
21905	607100	363500	240	27	53,98	118,8	1	0,35
21201	509950	373200	10	34	49,59	126	1	0,35
21233	506250	370250	125	26	59,05	104,3	1	0,28
21407	522250	374900	170	33	55,62	144	1	0,31
90202	542850	342500	875	28	61,98	219,1	1	0,6
21112	513250	328400	880	26	46,39	95,5	1	0,29
90302	544700	326000	600	44	33,13	50,9	1	0,29
150101	590600	316450	882	24	39,91	80,2	1	0,32
90104	550060	308260	750	24	37,46	102,5	1	0,52
90301	566950	315550	825	31	50,42	93	1	0,36
90203	554800	345800	450	44	66,51	165,2	1	0,5
90403	594800	353450	520	67	53,04	135	1	0,44

N : nombre d'observation.

$Z(m)$: altitude de la station pluviométrique.

$Moy Pmax (mm)$: La moyenne des pluies maximales journalières (mm).

$Max Pmax (mm)$: Le max des pluies maximales journalières (mm).

G : Groupe

CV : coefficient de variation.

Suite (tableau II.14).

Stations	$X(m)$	$Y(m)$	$Z(m)$	N	$Moy Pmax$	$Max Pmax$	G	CV
20511	517000	376850	150	29	62,16	157	2	0,36
21911	606900	356100	500	29	53,3	127,2	2	0,43
21901	612350	357900	350	31	58,65	141	2	0,46
21903	612550	361150	250	49	58,28	138,4	2	0,41
21503	641700	377150	450	45	62,26	113,7	2	0,34
90419	570250	354500	820	36	60,54	177,8	2	0,47
90512	589300	371300	235	36	56,69	97,7	2	0,28
90502	579300	369500	50	41	61,75	117,4	2	0,38
21902	601500	360200	450	30	59,18	137,1	2	0,43
20810	625050	398550	150	28	67,49	130,4	2	0,38
90503	574650	372300	425	37	64,67	142,1	2	0,37
21804	614300	382500	48	26	55,29	137	2	0,38
21603	641900	383500	155	23	57,27	128,7	2	0,4
21701	625300	362500	400	30	69,11	150,3	2	0,43
21805	622450	387900	470	25	71,57	128,6	2	0,37
90406	571100	361650	520	27	73,71	155,5	2	0,39
21906	595800	363200	570	30	67,45	151,3	2	0,37
21801	620000	371500	650	43	66,54	162,6	2	0,41
20509	531100	382800	140	55	67,55	136	2	0,29
90506	596300	366100	415	43	64,55	148,7	2	0,38
21712	636200	365250	760	24	70,9	173,9	2	0,45
22002	603250	391150	30	30	64,32	174,9	2	0,35
21607	638150	389850	320	22	77,4	155,9	2	0,41
21501	650900	372100	215	30	66,16	129,2	3	0,36
21705	634300	371750	1004	72	73,85	195,4	3	0,4
21504	649400	384000	430	66	69,46	139	3	0,35
20902	655200	382900	820	62	85,46	230,1	3	0,43
21601	643550	393150	630	58	87,94	220	3	0,45
20909	660250	382950	1000	26	85,61	182,3	3	0,37

2.2.3. Etape de régionalisation des pluies maximales fréquentielles

Pour ce faire, il convient de rappeler les principales étapes communes à toutes les méthodes d'analyse régionale. Alila (1999) a identifié trois étapes principales :

- l'identification de régions homogènes ;
- tester l'homogénéité en termes de pluies maximales fréquentielles.
- le choix d'une fonction de distribution régionale ;
- l'estimation des paramètres de cette distribution.

2.2.3.1. Méthode d'analyse fréquentielle régionale

La méthode d'analyse fréquentielle régionale des précipitations extrêmes appliquée est basée sur les L-moments et associée à la procédure de la méthode « indice de crue » (Darlymple, 1960) appliquée aux données hydrologiques. La théorie des L-moments a été développée par Hosking (1990) pour résoudre certains problèmes liés à l'ajustement des lois statistiques à partir des moments conventionnels. Elle a par la suite fait l'objet de plusieurs travaux de recherche

(Hosking et Wallis, 1993 ; Alila, 1999). Dans ce qui suit, nous procédons à une présentation sommaire des principes de base de la théorie des L-moments :

Soient X une variable aléatoire ayant une fonction de probabilité au non dépassement F et $x_{1:n}, x_{2:n}, \dots, x_{n:n}$ les statistiques d'ordre 1, 2, ..., n d'un échantillon de taille n . Les L-moments de la variable aléatoire X sont définis par (Hosking, 1990) :

$$\lambda_r = \int_0^1 x(F) P_{r-1}^*(F) dF \quad (\text{II.8})$$

Où

$$P_r^*(F) = \sum_{k=0}^r (-1)^{r-k} \binom{r}{k} \binom{r+k}{k} F^k \quad (\text{II.9})$$

Le premier L-moment λ_1 représente la moyenne arithmétique de la variable x , le second L-moment λ_2 est une mesure de la dispersion et est analogue à l'écart type. Afin d'avoir une indépendance des L-moments d'ordres supérieurs ($r \geq 3$) par rapport à la variable x , Hosking (1990) recommande d'utiliser leur forme standardisée. On peut alors définir les rapports des L-moments comme suit :

$$\tau_r = \frac{\lambda_r}{\lambda_1} \quad (\text{II.10})$$

Où

$$r \geq 3 \quad (\text{II.11})$$

Ces rapports de L-moments ont l'avantage d'être toujours bornés ($|\tau_r| < 1$) . Le rapport τ_3 est une mesure de l'asymétrie (souvent désigné par la L-asymétrie et notée $L-Cs$) et τ_4 est une mesure de l'aplatissement (souvent désigné par le L-aplatissement et noté $L-Ck$). Pour un échantillon ordonné par ordre croissant, les L-moments peuvent être estimés par (Hosking, 1990) :

$$\beta_0 = n^{-1} \sum_{j=1}^n x_{j:n} \quad (\text{II.12})$$

$$\beta_1 = n^{-1} \sum_{j=2}^n \frac{j-1}{n-1} x_{j:n} \quad (\text{II.13})$$

$$\beta_2 = n^{-1} \sum_{j=3}^n \frac{(j-1)(j-2)}{(n-1)(n-2)} x_{j:n} \quad (\text{II.14})$$

$$\beta_3 = n^{-1} \sum_{j=3}^n \frac{(j-1)(j-2)(j-3)}{(n-1)(n-2)(n-3)} x_{j:n} \quad (\text{II.16})$$

Les L-moments sont donnés par (17), (18), (19) et (20)

$$l_1 = \beta_0 \quad (\text{II.17})$$

$$l_2 = 2\beta_1 - \beta_0 \quad (\text{II.18})$$

$$l_3 = 6\beta_2 - 6\beta_1 + \beta_0 \quad (\text{II.19})$$

$$l_4 = 20\beta_3 - 30\beta_2 + 12\beta_1 - \beta_0 \quad (\text{II.20})$$

Le premier L-moment l_1 est égal à la moyenne de la distribution et l_2 est un paramètre d'échelle (L-écart-type). De plus, les rapports des L-moments suivants ont été introduits :

L-coefficient de variation $L-Cv$:

$$t = \frac{l_2}{l_1} \quad (\text{II.21})$$

L-coefficient d'asymétrie $L-Cs$

$$t_3 = \frac{l_3}{l_2} \quad (\text{II.22})$$

L-coefficient d'aplatissement $L-C_k$

$$t_4 = \frac{l_4}{l_2} \quad (\text{II.23})$$

2.2.3.2. Homogénéité

Hosking et Wallis (1993) ont défini une mesure de discordance. Pour chacune des i stations, on calcule le vecteur $U_i = [t_{2,i}, t_{3,i}, t_{4,i}]^T$ des estimations $t_{2,i}$, $t_{3,i}$ et $t_{4,i}$ des variables τ_2 , τ_3 , τ_4 . Par la suite on calcule les moyennes de U_i .

$$\bar{U} = N^{-1} \sum_{i=1}^N U_i \quad (\text{II.24})$$

La discordance D_i , est alors définie de la manière suivante :

$$D_i = \frac{1}{3} (U_i - \bar{U})^T S^{-1} (U_i - \bar{U}) \quad (\text{II.25})$$

Où S est la matrice de covariance de l'échantillon :

$$S = (N - 1)^{-1} \sum (U_i - \bar{U}) (U_i - \bar{U})^T \quad (\text{II.26})$$

Hosking et Wallis (1993) proposent d'utiliser les équations précédentes pour évaluer la discordance de chacun des sites d'une région et suggèrent un critère de $D_i \geq 3$ exclure une station de la région homogène. Les résultats de calcul pour les trois groupes sont donnés dans les tableaux II.15, II.16 et II.17.

Tableau II.15. Résultats de calcul de la zone 1.

<i>Sites</i>	<i>N</i>	<i>II</i>	<i>t</i>	<i>t3</i>	<i>t4</i>	<i>t5</i>	<i>Di</i>
11208	26	24,72	0,24	0,27	0,02	-0,055	2,41
110301	14	31,61	0,19	0,28	0,15	0,102	1,09
150103	25	34,71	0,15	0,19	0,1	-0,022	2,2
11404	26	39,29	0,27	0,29	0,13	0,047	0,92
90205	28	36,48	0,29	0,38	0,23	0,172	0,98
90401	38	43,82	0,24	0,17	0,23	0,096	1,34
50103	20	38,46	0,28	0,34	0,24	0,231	0,58
90201	38	44,24	0,28	0,34	0,18	0,062	0,81
11501	26	58,92	0,25	0,29	0,25	0,114	0,22
90402	38	47,4	0,23	0,27	0,21	0,062	0,03
90314	28	48,05	0,21	0,32	0,27	0,147	1,04
90304	40	47,29	0,24	0,26	0,18	0,087	0,04
90413	27	56,9	0,25	0,31	0,27	0,161	0,34
21905	27	53,98	0,18	0,23	0,3	0,106	2,32
21201	34	47,73	0,23	0,25	0,14	0,121	0,17
21233	26	59,05	0,2	0,12	0,14	-0,009	1,11
21407	33	51,73	0,19	0,22	0,12	0,064	0,69
90202	28	61,98	0,28	0,37	0,35	0,248	1,53
21112	26	46,39	0,22	0,04	0,15	0,144	3,69
90302	44	66,51	0,26	0,28	0,21	0,068	0,23
150101	24	39,91	0,22	0,25	0,11	-0,007	0,47
90104	24	37,46	0,26	0,41	0,27	0,188	1,09
90301	31	50,42	0,2	0,18	0,09	0,015	0,71
90203	44	66,51	0,26	0,28	0,21	0,068	0,23
90403	49	53,46	0,23	0,34	0,28	0,11	0,75

Tableau II.16. Résultats de calcul de la zone 2.

<i>Site</i>	<i>N</i>	<i>II</i>	<i>t</i>	<i>t3</i>	<i>t4</i>	<i>t5</i>	<i>Di</i>
21901	31	50,42	0,2	0,18	0,09	0,015	1.75
21903	49	58,28	0,23	0,14	0,2	0,042	1.33
21503	45	62,54	0,19	0,18	0,15	-0,003	0.42
90419	36	60,54	0,24	0,22	0,22	0,148	0.77
90512	36	56,69	0,16	0,09	0,12	0,043	2.05
90502	41	61,75	0,21	0,22	0,19	0,022	0.06
21902	30	59,18	0,23	0,28	0,17	0,077	0.43
20810	28	67,49	0,21	0,21	0,13	-0,003	0.59
90503	37	64,67	0,2	0,16	0,17	0,065	0.27
21804	26	55,29	0,18	0,27	0,26	0,203	3.95
21603	23	57,27	0,21	0,28	0,2	0,137	0.45
21701	30	69,11	0,23	0,25	0,18	0,063	0.19
21805	25	71,57	0,21	0,1	0,13	-0,04	1.41
90406	27	76,08	0,21	0,09	0,21	0,072	2.12
21906	30	67,45	0,2	0,21	0,18	0,038	0.17
21801	43	66,54	0,22	0,23	0,22	0,126	0.36
20509	55	68,27	0,2	0,19	0,15	0,043	0.23
90506	43	64,55	0,2	0,26	0,17	0,122	0.50
21712	24	70,9	0,24	0,31	0,16	0,095	1.17
22002	30	65,21	0,26	0,35	0,24	0,19	1.59
21607	22	77,4	0,22	0,34	0,17	0,021	1.34
20511	51	59,81	0,23	0,29	0,22	0,096	0.43
21911	29	54,68	0,26	0,26	0,22	0,073	1.42

Tableau II.17. Résultats de calcul de la zone 3.

<i>Site</i>	<i>N</i>	<i>II</i>	<i>t</i>	<i>t3</i>	<i>t4</i>	<i>t5</i>	<i>Di</i>
21501	30	66,16	0,2	0,23	0,21	0,064	0.94
21705	72	73,98	0,23	0,23	0,17	0,081	1.65
21504	66	69,46	0,2	0,15	0,11	0,056	1.52
20902	62	85,46	0,23	0,22	0,22	0,1	0.64
21601	58	87,94	0,23	0,24	0,25	0,102	0.80
20909	26	85,61	0,2	0,21	0,18	0,125	0.44

Nous présentons sur la figure II.10, l'emplacement des stations formant les groupes 1, 2, 3.

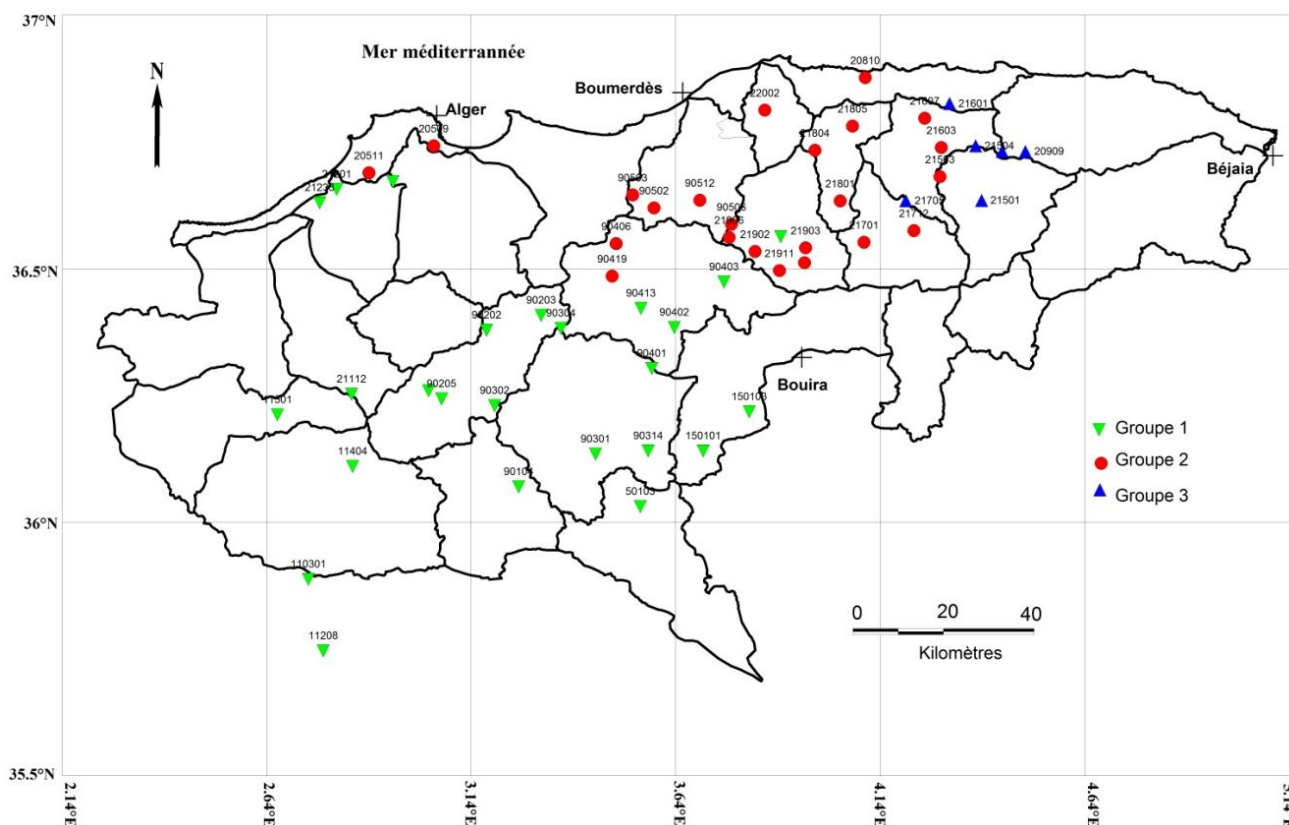


Figure II.10. Situation géographique des groupes homogènes des pluies maximales journalières.

Pour valider l'homogénéité d'une région en termes de rapports de L-moments, nous allons utiliser le test d'homogénéité statistique proposé par Hosking et Wallis (1993) et appliqué aux événements pluviaux extrêmes de la région d'étude. Supposons que l'on a un réseau régional de N sites ayant chacun n_i enregistrements. À l'échelle régionale, les L-moments et rapports de L-moments sont calculés comme suit :

$$\begin{cases} \bar{l}_r = \frac{\sum_{i=1}^N n_i l_r^{(i)}}{\sum_{i=1}^N n_i} \\ \bar{t}_r = \frac{\sum_{i=1}^N n_i t_r^{(i)}}{\sum_{i=1}^N n_i} \end{cases} \quad (II.27)$$

On peut aussi tenter d'évaluer le degré d'hétérogénéité d'un groupe de stations, au lieu d'évaluer la discordance, de chacune des stations à l'intérieur d'un groupe. On calcule d'abord la moyenne pondérée des estimations des rapports de L-moments (t_r). On ajuste ensuite une fonction de distribution à l'aide des t_r . Cette distribution est utilisée dans le cadre d'une simulation de Monte Carlo pour générer un grand nombre de scénarios représentant les observations à chacun des sites. Hosking et Wallis (1993) suggèrent de comparer la variation des estimations des rapports de L-moments provenant de chaque site de la région avec celle qu'on aurait pour une région homogène. Hosking et Wallis (1993) ont calculé cette variation à l'aide de deux méthodes et ont proposé deux critères d'homogénéité (St-Hilaire et al, 2003) : La variance pondérée du $L-Cv$

$$V_1 = \frac{\sum_{i=1}^N n_i (t^{(i)} - \bar{t})^2}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (II.28)$$

L'écart-type pondéré pour les rapports des L-moments t et t_3

$$V_2 = \frac{\sum_{i=1}^N n_i \sqrt{(t^{(i)} - \bar{t})^2 + (t_3^{(i)} - \bar{t}_3)^2}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (\text{II.29})$$

L'écart-type pondéré pour les rapports des L-moments t_3 et t_4 :

$$V_3 = \frac{\sum_{i=1}^N n_i \sqrt{(t_3^{(i)} - \bar{t}_3)^2 + (t_4^{(i)} - \bar{t}_4)^2}}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad (\text{II.30})$$

Où :

$t^{(i)}, t_3^{(i)}, t_4^{(i)}$ désignent respectivement les $L-Cv$, $L-Cs$ et $L-Ck$ du site i ; $\bar{t}, \bar{t}_3, \bar{t}_4$ désignent respectivement les rapports L-moments $L-Cv$, $L-Cs$ et $L-Ck$ régionaux calculées selon l'équation (II.27) et N est le nombre de sites. Si on désigne par V l'une de ces trois valeurs, V_1, V_2, V_3 , le critère d'homogénéité d'une région est calculé comme suit :

$$H_V = \frac{V_{obs} - \mu_V}{\sigma_V} \quad (\text{II.31})$$

V_{obs} : valeurs observées de V_r ($r=1,2,3$) ;

μ_V : moyenne de V_r , obtenues par simulation de Monte Carlo ;

σ_V : écart-type de V_r , obtenus par simulation de Monte Carlo ;

$$\sigma_r^2 = \frac{\sum_{i=1}^N n_i (t_r^{(i)} - \bar{t}_r)^2}{\sum_{i=1}^N n_i} \quad \text{pour } k = 1,2,3. \quad (\text{II.32})$$

La variable H mesure la dispersion des observations à celle des simulations. Selon Hosking et Wallis (1993), une région peut être considérée comme étant acceptablement homogène si $H < 1$, probablement hétérogène si $1 \leq H < 2$ et définitivement hétérogène si $H \geq 2$. Les résultats du test d'homogénéité pour la totalité de la région et les trois régions en termes de H_V sont donnés dans le tableau II.18.

Tableau II.18. Résultats du test d'homogénéité des différentes régions.

Régions	H_{V1}	H_{V2}	H_{V3}
Ensemble de la Région	-0.98	-2.52	-2.95
Région 1	-0.46	-1.78	-1.57
Région 2	-1.39	-1.73	-2.43
Région 3	-1.02	-1.64	-1.31

D'après les résultats du tableau II.18, on constate la présence des valeurs négatives de H_{V1} et H_{V2} et H_{V3} . Selon Hosking et Wallis (1997), cela indique que la variabilité des statistiques des séries est moindre. La totalité de la région étant pas homogène en termes de H_{V2} et H_{V3} .

Sur la figure II.10, on observe une distribution géographique des stations pluviométriques, la région3, qui se trouve sur la partie Nord Est de la région est très bien arrosée les précipitations moyennes annuelles sont de l'ordre de 1049 mm, la région 2 qui est localisée sur le versant nord du mont de Djurdjura, les zone proche de la mer reçoit en moyenne 755 mm et enfin la région 1, qui est localisée sur la partie sud de mont de Djurdjura et de Chéraâ, elle reçoit moins de précipitations annuelles que les autres régions, elles sont de l'ordre de 455 mm.

2.2.3.3. Sélection d'une loi statistique régionale et estimation des paramètres

Une fois que les frontières d'une région homogène sont établies, il faut procéder à l'identification d'une loi de probabilité de distribution régionale, de même qu'à l'estimation des paramètres de cette loi. Le choix de la loi peut être orienté par un diagramme des rapports des L-moments (Hosking et Wallis, 1997 ; Vogel et al, 2009), en particulier le diagramme qui représente le L-coefficient d'aplatissement τ_4 en fonction du L-coefficient d'asymétrie τ_3 (Meylan et al, 2008). Les valeurs régionales moyennes des L-moments, estimés à partir des observations disponibles en chacun des sites de la région, peuvent être comparées aux L-moments théoriques de différentes lois de distribution. Ben-Zvi et Azmon (1997) remarquent que le diagramme des L-moments permet de déterminer les distributions acceptables, mais pas nécessairement la distribution la plus adéquate. Des tests statistiques d'ajustement doivent être utilisés en complément au diagramme. Hosking et Wallis (1997) ont développé le test de la statistique Z, dont l'objectif est de tester si un modèle fréquentiel théorique donné peut représenter le comportement statistique des pluies journalières maximales pour les différents sites d'une région homogène vis-à-vis de ces pluies.

Le test Z^{DIST} mesure l'écart sur les ratios des L-coefficients d'aplatissement entre la valeur théorique de la loi choisie et la valeur moyenne obtenue sur la base des N_{sim} générations de « Monte Carlo ».

$$Z^{DIST} = \frac{\tau_4^{DIST} - \bar{\tau}_4 + \beta_4}{\sigma_{\bar{\tau}_4}} \quad (II.33)$$

$$\beta_4 = N_{sim}^{-1} \sum_{m=1}^{N_{sim}} (\bar{\tau}_{4m} - \bar{\tau}_4) \quad (II.34)$$

$$\sigma_{\bar{\tau}_4} = \left[(N_{sim} - 1) \sum_{m=1}^{N_{sim}} (\bar{\tau}_{4m} - \bar{\tau}_4)^2 - N_{sim} \cdot \beta_4^2 \right]^{1/2} \quad (II.35)$$

Où $\bar{\tau}_4$ est le L-Aplatissement régional observé, τ_4^{DIST} est le L-aplatissement théorique de la distribution estimé à partir du L-asymétrie régional observé. β_4 et $\sigma_{\bar{\tau}_4}$ sont respectivement le biais et l'écart-type de $\bar{\tau}_4$ obtenus par simulations d'une région homogène avec la distribution Kappa. La statistique Z^{DIST} est basée sur la normalité asymptotique et l'ajustement est satisfait au niveau de 90% si $|Z^{DIST}| \leq 1.64$.

La statistique Z^{DIST} a été calculée à l'aide d'un programme R propose par Hosking (fonction `regtst`) dans la bibliothèque `lmomRFA`, <http://cran.r-project.org/web/packages/lmomRFA/lmomRFA.pdf>. Les résultats de calcul des moments pondérés sont donnés par le tableau II.19.

Tableau II.19. Statistiques régionales.

Régions	N	\bar{l}_1	\bar{t}	\bar{t}_3	\bar{t}_4	\bar{t}_5
Totalité de la région	54	57,72	0,22	0,24	0,19	0,08
Région 1	25	47,48	0,24	0,27	0,20	0,09
Région 2	23	63,73	0,21	0,22	0,18	0,07
Région 3	6	78,1	0,22	0,21	0,19	0,09

N: nombre de stations; \bar{l}_1 la moyenne pondérée des précipitations maximales annuelles (exprimés en mm).

Le tableau II.20 montre Z statistique sur la totalité de la région et pour les trois régions.

Tableau II.20. Z-statistique des différentes distributions.

Distributions	Région1	Région2	Région 3	Totalité de la Région
GLO	1.15	1.23	<u>0.51</u>	1.77
GEV	<u>-0.37</u>	<u>-0.88</u>	-0.83	<u>-1.11</u>
GNO	-1.25	-1.54	-1.21	-2.28
PE3	-2.82	-2.82	-1.97	-4.44
GPA	-4.32	-5.90	-3.99	-8.18

Les 3 régions étant homogènes, pour identifier la distribution régionale de chaque région parmi les distributions *GLO*, *GEV*, *GNO*, *PE3* et *GPA* et, la Z^{DIST} statistique a été calculée pour chaque distribution. Les valeurs de cette dernière obtenues par la réalisation de 1000 simulations en utilisant la distribution Kappa.

Parmi les cinq distributions considérées, les deux distributions *GEV* et *GLO* sont les distributions dont l’ajustement aux données régionales de trois régions est le plus satisfaisant. De plus, la valeur absolue de la statistique Z de la distribution *GEV* des régions 1 et 2 est inférieure à celle de *GLO*, en revanche pour la région 3 la distribution est la meilleure du fait que Z égale à 0.51.

Pour faire le choix définitif des distributions régionales, le diagramme des rapports des L-moments a été utilisé. Les rapports des L-moments t_3 et t_4 des échantillons et leurs moyennes régionales pondérées ont été portés sur le diagramme (Figure II.11, II.12 et II.14). Les points définis par les valeurs les moyennes régionales pondérées des rapports L- moments des L-Cs et L-Ck sont quasiment sur la courbe de la distribution *GEV* pour la région 1 et 2. Quant à la région 3, elles sont plus proches de la courbe de distribution *GLO*.

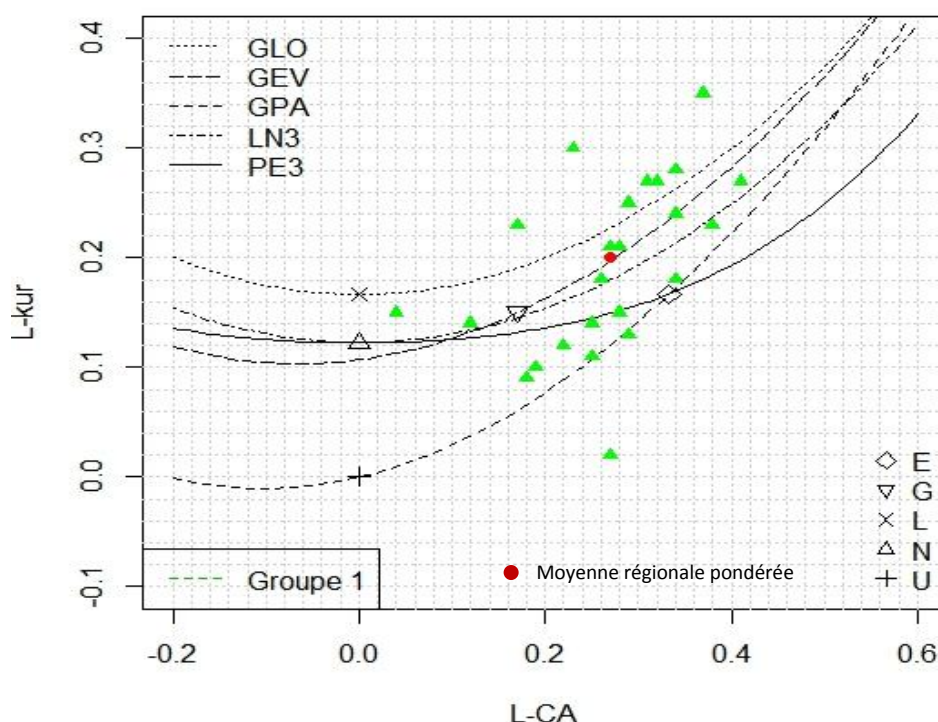


Figure II.11. L-moment diagramme groupe1.

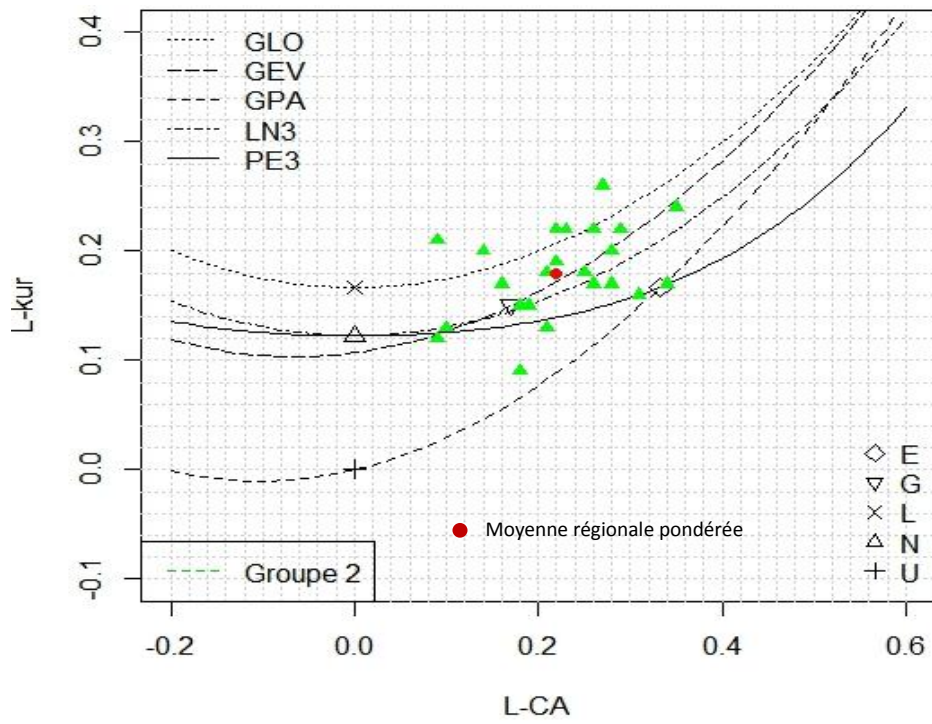


Figure II.12. L-moment diagramme groupe2.

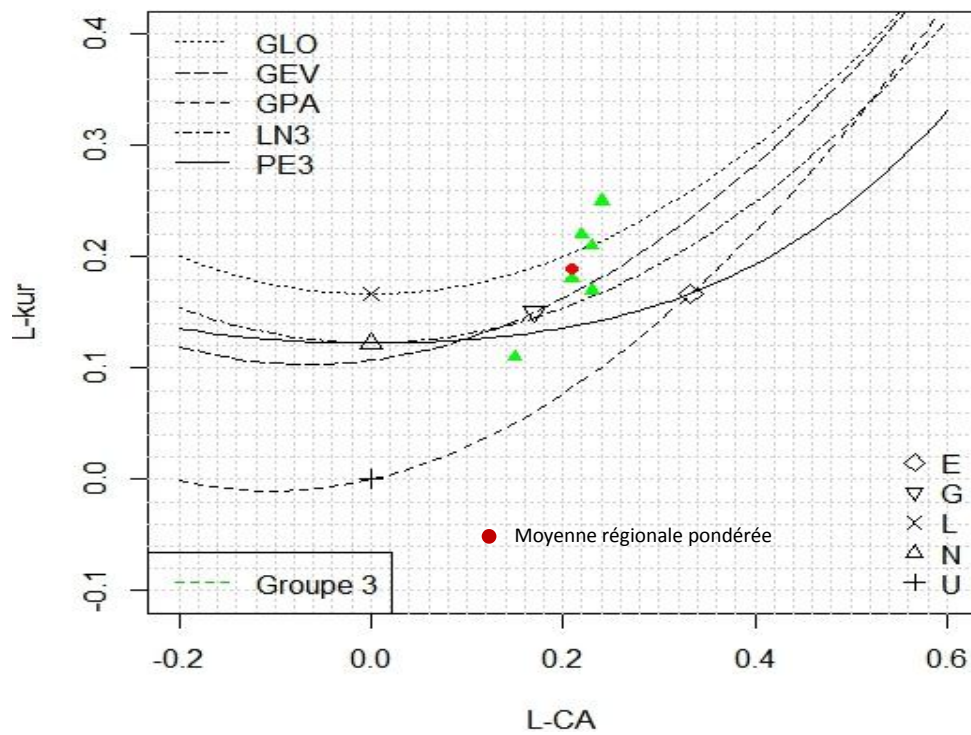


Figure II.13. L-moment diagramme groupe 3.

2.2.3.4. Paramètres des distributions régionales

2.2.3.4.1. La loi GEV

La fonction de distribution cumulée de la loi GEV est donnée par (Jenkinson, 1955) :

$$F(x) = \exp\left(-\left[1 - k \frac{(x-\xi)}{\alpha}\right]^{1/k}\right) \text{ pour } k \neq 0 \quad (\text{II.36})$$

$$F(x) = \exp\left(-\exp\left[-\frac{(x-\xi)}{\alpha}\right]\right) \text{ pour } k = 0 \quad (\text{II.37})$$

Où

k , α et ξ représentent respectivement les paramètres de forme, d'échelle et de position.

La fonction d'estimation des quantiles se présente sous la forme suivante :

$$x(F) = \xi + \frac{\alpha}{k} (1 - [-\ln(F(x))]^k) \text{ pour } k \neq 0 \quad (\text{II.38})$$

$$x(F) = \xi - \alpha (\ln[-\ln(F(x))]) \text{ pour } k = 0 \quad (\text{II.39})$$

Hosking (1990) a montré qu'en égalant les L-moments de la distribution GEV et les L-moments d'un échantillon fini, on obtient les équations suivantes :

$$l_1 = \xi + \frac{\alpha}{k} [1 - \Gamma(1 + k)] \quad (\text{II.40})$$

Où $\Gamma(x) = \int_0^\infty t^{x-1} dt$ représente la fonction Gamma.

$$l_2 = \frac{\alpha}{k} (1 - 2^{-k}) \Gamma(1 + k) \quad (\text{II.41})$$

$$t_3 = \frac{(1-3^{-k})}{(1-2^{-k})} - 3 \quad (\text{II.42})$$

La résolution de ces trois équations permet donc de déterminer les paramètres k , α et ξ de la loi GEV à partir de l_1 , l_2 et t_3 .

$$k = 7.8590 z + 2.9554 z^2 \quad \text{où } z = \frac{2}{(3+t_3)} - \frac{\log 2}{\log 3} \quad (\text{II.43})$$

$$\alpha = \frac{(k l_2)}{(1-2^{-k})(\Gamma[1+k])} \quad (\text{II.44})$$

$$\xi = l_1 + \frac{\alpha}{k} (\Gamma(1 + k) - 1) \quad (\text{II.45})$$

2.2.3.4.2. La loi GLO

La loi GLO (Generalized logistique distribution) avec k , α et ξ représentent respectivement les paramètres de forme, d'échelle et de position est distribuée comme suite :

$$F(x) = 1/(1 + \exp(-y)) \quad (\text{II.46})$$

$$y = -k^{-1} \log\left(1 - \frac{k(x-\xi)}{\alpha}\right) \quad (\text{II.47})$$

La fonction d'estimation des quantiles se présente sous la forme suivante :

$$x(F) = \xi + \frac{\alpha}{k} \left(1 - \left(\frac{1-F}{F}\right)^k\right) \quad (\text{II.48})$$

Les paramètres des lois des distributions régionales ressorties en terme de cette étude, une loi régionale de type GEV pour la région 1, qui se trouve au sud de la région d'étude, et une loi de type GLO pour la région Nord de la zone d'étude, sont présentés dans le tableau II.21

Tableau II.21. Les Paramètres des lois des distributions régionales.

	Lois	ξ	α	k
Totalité de la région	GEV	0,7995825	0,2909	-0,102211
Région 1	GEV	0,7827097	0,2912496	-0,147141
Région 2	GEV	0,8119007	0,2871561	-0,073331
Région 3	GLO	0,9257298	0,2026431	-0,2114

2.2.3.5. Les quantiles locaux estimés par ajustement régional ou par ajustement local

Etant le développement d'une méthode régionale de l'analyse fréquentielle de pluies maximales journalières annuelles, communément appelé événement extrêmes, cette partie du travail consiste en la présentation des résultats de calcul en appliquant de méthode régionale, en première lieu, nous calculons les quantiles locales pour les données locales de chaque station pluviométrique en utilisant un ajustement à une loi de probabilité utilisant les paramètres estimés localement, en deuxième lieu, on calcule les quantiles en utilisant les paramètres régionaux de la loi probabilité choisie pour chaque région, ce faisant, le calcul se fait de la manière suivante :

$$Q_i = \mu_i q(F) \quad (\text{II.49})$$

μ_i : le facteur d'échelle ou la moyenne des précipitations maximales journalières annuelles au site i .

q : la valeur du quantile régional réduit calculé par la loi régionale avec ses paramètres régionaux.

Q_i : le quantile local calculé par la loi régionale.

Afin d'évaluer la fiabilité de la méthode régionale d'estimation des quantiles proposée, nous calculons pour chaque période de retour, la racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (REQM) relative ainsi que le biais relatif lié à l'estimation régionale :

$$BIAIS(\%) = \frac{100}{N} \sum_{i=1}^N \left(\frac{Q_i^R - Q_i^L}{Q_i^L} \right) \quad (\text{II.50})$$

$$REQM(\%) = \frac{100}{N} \sqrt{\sum_{i=1}^N \left(\frac{Q_i^R - Q_i^L}{Q_i^L} \right)^2} \quad (\text{II.51})$$

Où Q_i^R et Q_i^L représentent les quantiles de période de retour T estimés pour le site i respectivement à partir des paramètres régionaux et locaux de la loi GEV et N le nombre de stations.

Les graphiques des quantiles régionaux des trois lois sont présentés du la figure II.14.

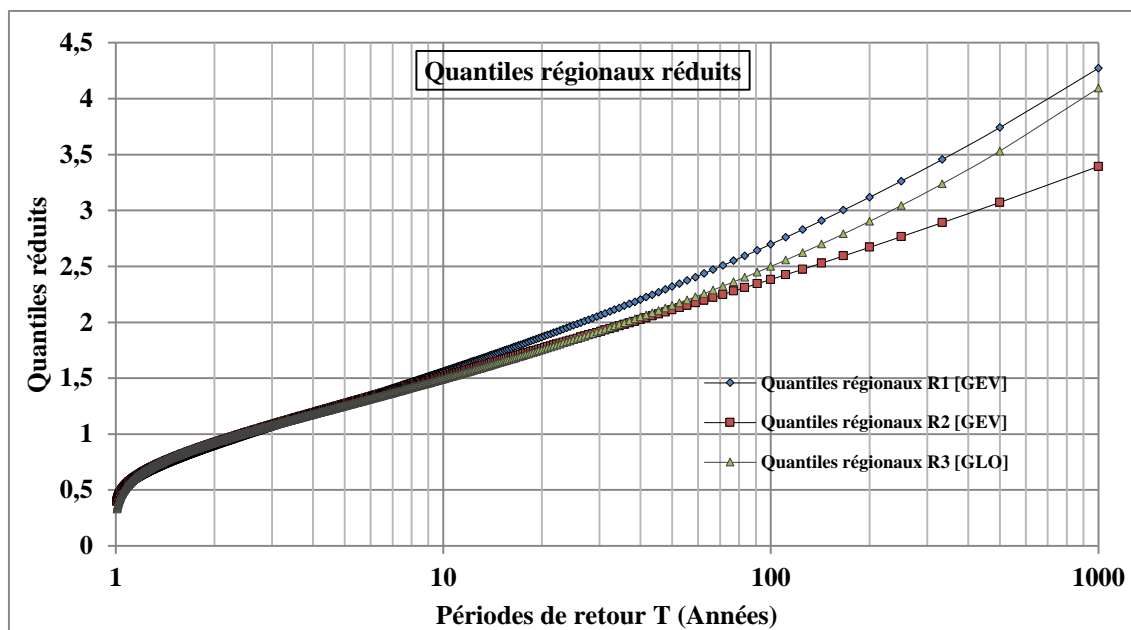


Figure II.14. Quantiles réduits des trois lois régionales.

2.2.3.5.1. Station représentative de la région 1

Dans la partie d'étude de la variabilité des précipitations sur l'ensemble de la région d'étude, aussi la classification hiérarchique par le K-means, la station représentative de la région 1 est déterminée, qui est la station 090304. La figure II.15 montre les quantiles calculés par la loi régionale (GEV) et loi locale (GEV) de la station représentative de la région 1.

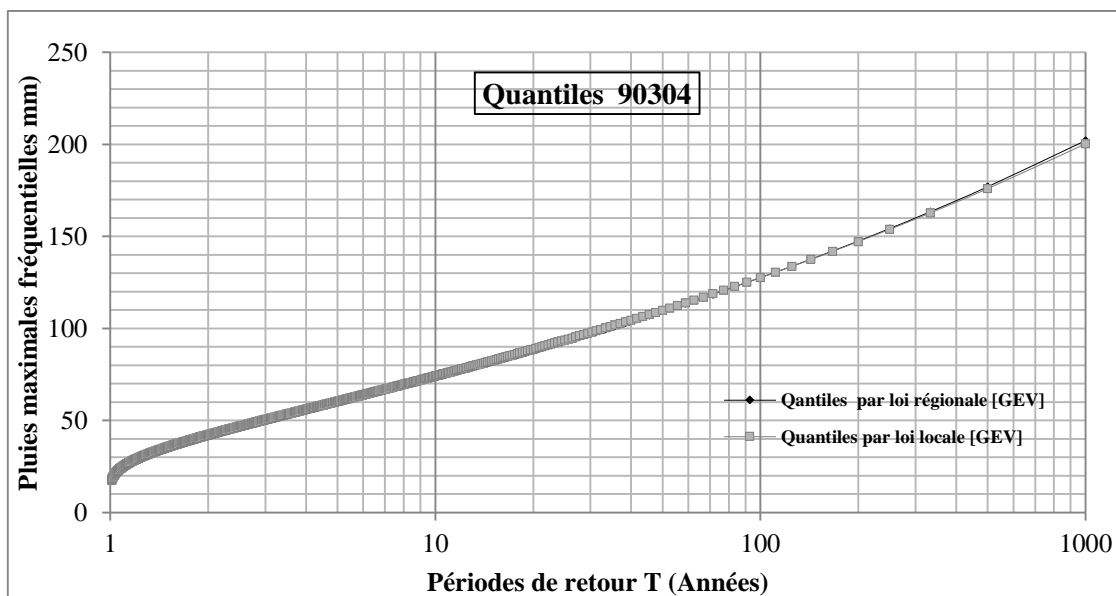


Figure II.15. Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 1 (90304).

Pour la station représentative de la région 1, en l'occurrence la station 90304, les quantiles donnés par le modèle régional sont quasiment les mêmes pour un ajustement à une loi locale, les écarts entre les quantiles régionaux et locaux est 2 mm la période de retour 1000 ans. Pour les autres périodes de retour, ils sont inférieurs à 1 mm. Voir tableau II.22.

Tableau II.22. Résumé de calcul pour la station représentative 90304.

Station représentative de la région 1		90304				
Moyenne des précipitations maximales annuelles (mm)		47,29				
Période de retour (ans)	Fréquences	Quantiles réduits (région1)	Quantiles locales	Quantiles calculés par loi régionale	$(Q^R - Q^L)/Q^L$	Ecart (mm)
2	0,5	0,89	42,23	42,20	-0,0006	-0,02
2,5	0,6	0,99	46,85	46,74	-0,0024	-0,11
3	0,667	1,06	50,50	50,33	-0,0034	-0,17
4	0,75	1,18	56,10	55,85	-0,0044	-0,25
5	0,8	1,27	60,43	60,13	-0,0049	-0,30
6	0,833	1,35	63,95	63,61	-0,0052	-0,33
7	0,857	1,41	67,00	66,64	-0,0053	-0,36
8	0,875	1,47	69,67	69,29	-0,0054	-0,38
10	0,9	1,56	74,16	73,76	-0,0054	-0,40
20	0,95	1,87	88,74	88,32	-0,0047	-0,42
25	0,96	1,97	93,68	93,27	-0,0043	-0,40
30	0,967	2,07	98,04	97,66	-0,0039	-0,38
40	0,975	2,20	104,53	104,19	-0,0033	-0,34
50	0,98	2,32	109,91	109,61	-0,0027	-0,29
100	0,99	2,70	127,67	127,60	-0,0005	-0,07
125	0,992	2,83	133,74	133,77	0,0002	0,03
200	0,995	3,12	147,15	147,45	0,0020	0,29
250	0,996	3,26	153,83	154,28	0,0029	0,44
500	0,998	3,74	175,92	176,95	0,0059	1,03
1000	0,999	4,27	200,23	202,05	0,0091	1,82

Les biais moyens sur les quantiles, sur l'ensemble de la région d'étude, sont inférieurs 5% pour les intervalles des périodes de retour proposées. Quant au REQM, ils sont inférieurs à 7%. Le tableau II.23 montre le détail des biais et du REQM sur l'ensemble de la région 1.

Tableau II.23. Les biais moyens des quantiles régionaux et locaux de la région 1.

Période de retour T	Biais moyens %	REQM moyen %
1--5	0,26	1,16
5--20	0,91	0,90
20-50	1,46	2,19
50-100	2,01	3,28
100-500	3,08	4,81
500-1000	4,93	6,84

Pour montrer l'allure des courbes du biais et du REQM, pour différentes périodes de retour de 2 ans à 1000 ans, nous proposons les figures II.16 et II.17, respectivement pour le biais et le REQM. Pour des périodes de retour inférieur à 50 ans, la durée moyenne des observations des stations pluviométriques de la région 1, le biais est inférieur à 1 %, inférieur à 1.5 % pour le REQM, entre la période de retour 200-1000 ans le biais varie entre 2-5 % et de 4-7.5 % pour le REQM.

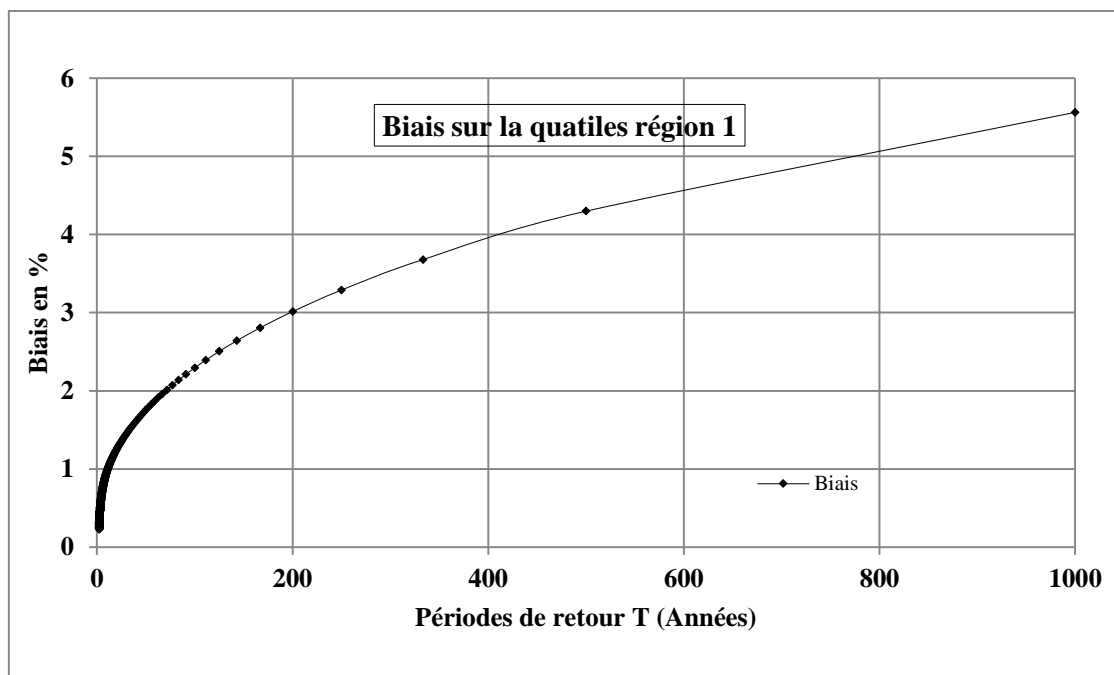


Figure II.16. Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 1.

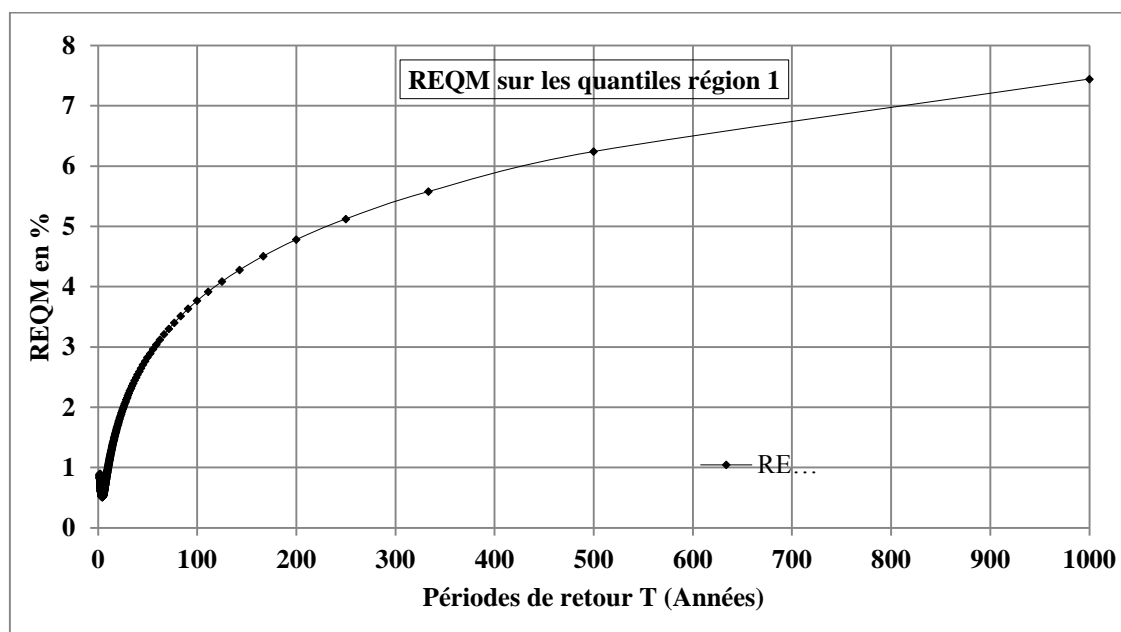


Figure II.17. Variation du REQM en fonction de la période de retour T de la région 1.

Pour le détail des biais sur les quantiles pour les données de quelques stations de la région 1, nous proposons le tableau II.24.

Tableau II.24. Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 1.

Moyenne Pmax (mm)			24,72	43,82	44,24	58,92	48,05	56,9	37,46	53,46	Biais sur les quantiles de la région 1(%)
T	F	R1	11208	90401	90201	11501	90314	90413	90104	90403	
2	0,5	0,89	0,00	-0,04	0,06	0,02	0,01	0,02	0,07	0,03	0,23
2,5	0,6	0,99	0,00	-0,04	0,04	0,01	0,02	0,02	0,07	0,03	0,37
3	0,667	1,06	0,00	-0,04	0,03	0,01	0,03	0,02	0,07	0,04	0,47
4	0,75	1,18	0,00	-0,04	0,01	0,00	0,04	0,01	0,06	0,04	0,60
5	0,8	1,27	0,00	-0,03	-0,01	-0,01	0,04	0,00	0,05	0,03	0,70
6	0,833	1,35	0,00	-0,03	-0,02	-0,01	0,05	0,00	0,04	0,03	0,77
7	0,857	1,41	0,00	-0,02	-0,03	-0,01	0,05	0,00	0,03	0,03	0,83
8	0,875	1,47	0,00	-0,02	-0,04	-0,02	0,05	-0,01	0,02	0,02	0,88
9	0,889	1,52	0,00	-0,01	-0,04	-0,02	0,05	-0,01	0,01	0,02	0,93
10	0,9	1,56	0,00	-0,01	-0,05	-0,02	0,05	-0,01	0,00	0,02	0,97
20	0,95	1,87	0,00	0,03	-0,09	-0,04	0,04	-0,03	-0,06	-0,01	1,25
25	0,96	1,97	-0,01	0,04	-0,11	-0,05	0,04	-0,04	-0,08	-0,02	1,36
30	0,967	2,07	-0,01	0,06	-0,12	-0,05	0,03	-0,04	-0,10	-0,03	1,45
40	0,975	2,20	-0,01	0,07	-0,14	-0,06	0,03	-0,05	-0,12	-0,04	1,61
50	0,98	2,32	-0,01	0,09	-0,15	-0,06	0,02	-0,06	-0,14	-0,05	1,75
100	0,99	2,70	-0,01	0,14	-0,19	-0,08	0,00	-0,08	-0,21	-0,09	2,29
125	0,992	2,83	-0,01	0,16	-0,20	-0,09	-0,01	-0,09	-0,23	-0,10	2,50
200	0,995	3,12	-0,02	0,20	-0,23	-0,10	-0,03	-0,10	-0,28	-0,13	3,01
250	0,996	3,26	-0,02	0,22	-0,24	-0,10	-0,04	-0,11	-0,30	-0,14	3,29
500	0,998	3,74	-0,02	0,29	-0,28	-0,12	-0,07	-0,13	-0,36	-0,18	4,30
1000	0,999	4,27	-0,02	0,36	-0,32	-0,14	-0,10	-0,15	-0,42	-0,22	5,56

QR1 : quantiles régionaux ; T : périodes de retour ; F : fréquences

Le biais sur les quantiles des précipitations maximales journalières est inférieur à 6 % pour la période de retour 1000 ans, pour des périodes de retour inférieures à 50 ans, le biais ne dépasse pas 2.5%, ce qui démontre la robustesse du modèle GEV avec ses paramètres cités préalablement.

2.2.3.5.2. Station représentative de la région 2

La figure II.18, montre les quantiles calculés par le modèle régional et les quantiles données, par un ajustement classique la série des données de la station représentative de la région 2 à loi GLO (quantiles locaux), les valeurs des quantiles pour des périodes de retour supérieur à 100 ans l'écart est minime, au-delà de cette période de retour, l'écart se creuse entre les deux modèles à savoir locale et régional, nonobstant le modèle régional donne des valeur plus grandes que celui du local.

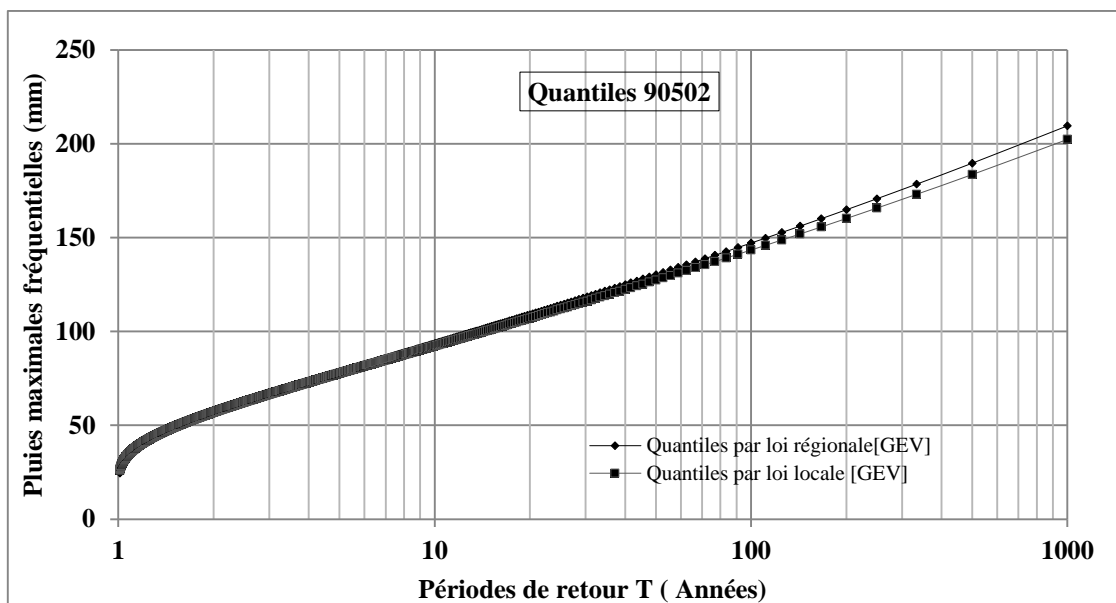


Figure II.18. Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 2 (90502).

Le détail de calcul pour la station représentative 21903 est donné par le tableau II.25. Le modèle régional surestime les quantiles par rapport le modèle local de 1mm pour la période de retour de 8 ans à 7 mm pour une période de retour de 1000 ans.

Tableau II.25. Résumé de calcul pour la station représentative 90502.

Station représentative de la région 1		90502				
Moyenne des précipitations maximales annuelles (mm)		61,75				
Période de retour (ans)	Fréquence	Quantiles réduits (région I)	Quantiles locales	Quantiles calculés par loi régionale	$(Q^R - Q^L)/Q^L$	Ecart (mm)
2	0.5	0,92	56,96	56,72	-0,42	-0,24
2,5	0.6	1,01	62,38	62,34	-0,06	-0,04
3	0.667	1,08	66,59	66,71	0,18	0,12
4	0.75	1,19	72,90	73,27	0,51	0,37
5	0.8	1,27	77,69	78,25	0,72	0,56
6	0.833	1,33	81,51	82,23	0,89	0,72
7	0.857	1,39	84,79	85,65	1,01	0,86
8	0.875	1,43	87,62	88,61	1,12	0,98
10	0.9	1,51	92,33	93,52	1,29	1,19
20	0.95	1,76	107,11	108,98	1,74	1,87
25	0.96	1,85	111,96	114,05	1,87	2,10
30	0.967	1,92	116,18	118,48	1,98	2,30
40	0.975	2,02	122,34	124,95	2,14	2,61
50	0.98	2,11	127,37	130,24	2,25	2,87
100	0.99	2,38	143,43	147,15	2,59	3,72
125	0.992	2,47	148,75	152,76	2,70	4,01
200	0.995	2,67	160,22	164,88	2,91	4,66
250	0.996	2,77	165,80	170,78	3,00	4,98
500	0.998	3,07	183,65	189,70	3,30	6,05
1000	0.999	3,39	202,37	209,61	3,57	7,23

Un résultat sommaire des calculs, en l'occurrence les biais moyens sur les quantiles régionaux et locaux, est donné par le tableau II.26, à la première lecture de ce tableau, il montre que les biais moyen sur les quantiles est très faible pour les périodes de retour inférieur à 1 %, ceci dit, il ne dépasse pas le 1% pour un quantile de la période retour de 1000 ans.

Tableau II.26. Les biais moyens des quantiles régionaux et locaux de la région 2.

Période de retour T	Biais moyens %	REQM moyen %
1--5	0,41	0,89
5--20	0,28	0,65
20-50	0,09	1,56
50-100	0,01	2,35
100-500	0,05	3,22
500-1000	0,43	4,36

Les figures II.19 et II.20 montrent le biais et le REQM pour l'ensemble de la région 2, le biais ne dépassant pas 0.5 %, et le REQM est inférieur à 6%, pour des périodes de retour de 2 à 1000 ans.

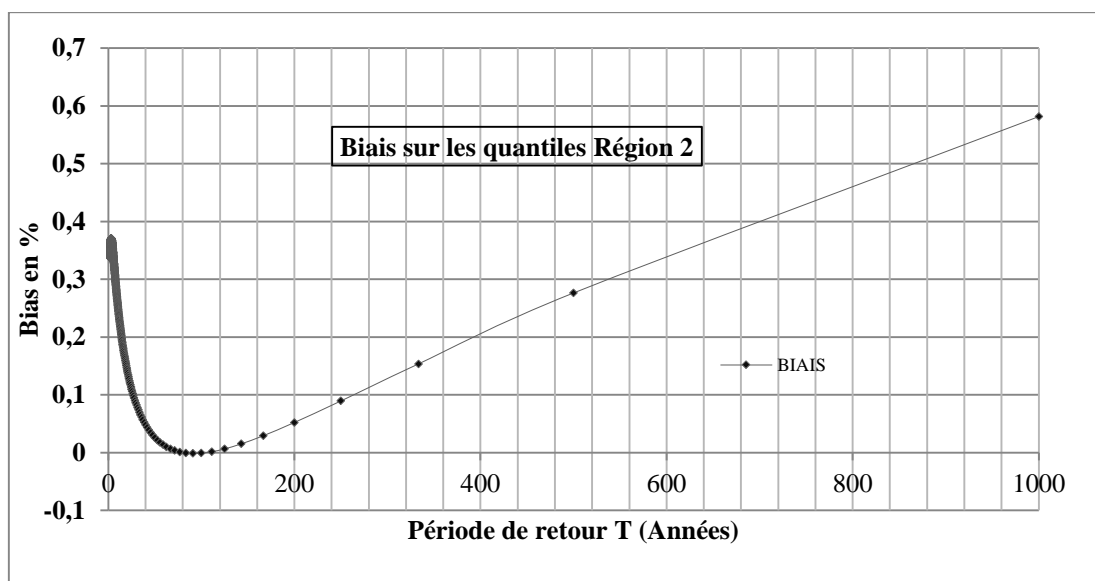


Figure II.19. Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 2.

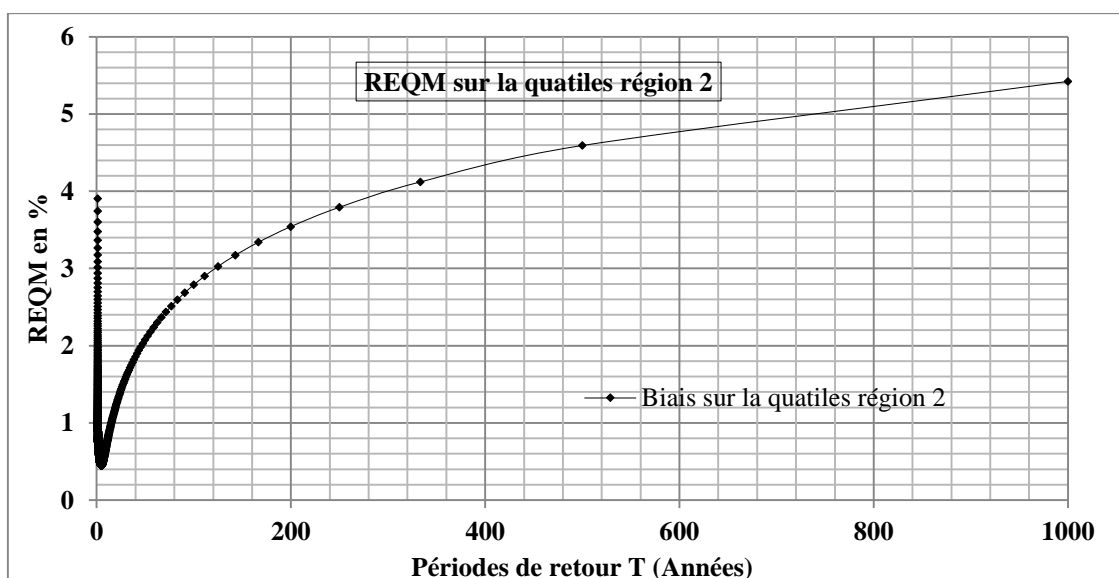


Figure II.20. Variation du REQM en fonction de la période de retour T de la région 2.

Afin d'avoir une idée plus détaillée de la variation du biais sur les quantiles de quelques stations pluviométriques. Le biais est inférieur à 5 % pour la quasi-totalité des stations présentées sur le tableau II.27, pour différentes périodes retour (2 ans à 1000 ans).

Tableau II.27. Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 2.

Moyenne Pmax (mm)			50,42	62,54	60,54	56,69	67,49	64,67	55,29	57,27	
T	F	QR2	21901	21503	90419	90512	20810	90503	21804	21603	<i>Biais sur les quantiles de la région 2(%)</i>
2	0.5	0,92	0,00035	0,00044	0,00017	0,00299	0,00001	0,00067	0,00000	0,00036	0,68
2,5	0.6	1,01	0,00023	0,00015	0,00000	0,00116	0,00000	0,00049	0,00032	0,00054	0,60
3	0.667	1,08	0,00014	0,00003	0,00005	0,00030	0,00000	0,00033	0,00078	0,00061	0,54
4	0.75	1,19	0,00003	0,00002	0,00028	0,00007	0,00000	0,00012	0,00154	0,00059	0,47
5	0.8	1,27	0,00000	0,00014	0,00055	0,00083	0,00000	0,00002	0,00207	0,00050	0,45
6	0.833	1,33	0,00001	0,00032	0,00079	0,00206	0,00000	0,00000	0,00242	0,00040	0,47
7	0.857	1,39	0,00005	0,00053	0,00101	0,00357	0,00000	0,00004	0,00266	0,00031	0,52
8	0.875	1,43	0,00011	0,00075	0,00121	0,00523	0,00000	0,00011	0,00283	0,00023	0,57
10	0.9	1,51	0,00027	0,00121	0,00156	0,00872	0,00001	0,00034	0,00301	0,00011	0,70
20	0.95	1,76	0,00124	0,00333	0,00266	0,02602	0,00002	0,00198	0,00294	0,00006	1,23
25	0.96	1,85	0,00174	0,00424	0,00302	0,03386	0,00003	0,00286	0,00275	0,00020	1,42
30	0.967	1,92	0,00225	0,00513	0,00333	0,04160	0,00004	0,00377	0,00254	0,00041	1,60
40	0.975	2,02	0,00312	0,00656	0,00377	0,05445	0,00006	0,00537	0,00219	0,00087	1,86
50	0.98	2,11	0,00394	0,00785	0,00413	0,06630	0,00007	0,00690	0,00187	0,00138	2,08
100	0.99	2,38	0,00724	0,01269	0,00522	0,11266	0,00013	0,01322	0,00088	0,00389	2,79
125	0.992	2,47	0,00857	0,01453	0,00557	0,13095	0,00015	0,01580	0,00060	0,00503	3,03
200	0.995	2,67	0,01183	0,01889	0,00629	0,17541	0,00020	0,02222	0,00016	0,00798	3,54
250	0.996	2,77	0,01360	0,02119	0,00663	0,19953	0,00023	0,02575	0,00004	0,00965	3,79
500	0.998	3,07	0,02013	0,02937	0,00767	0,28821	0,00033	0,03894	0,00019	0,01602	4,59
1000	0.999	3,39	0,02833	0,03921	0,00870	0,40020	0,00045	0,05581	0,00128	0,02419	5,42

2.2.3.5.3. Station représentative de la région 3

La figure II.21 montre les quantiles calculés par le modèle régional et les quantiles données par un ajustement classique la série des données de la station représentative (21601) de la région 3 à loi GLO (quantiles locaux), les quantiles, pour cette station, calculés par le modèle régional sont inférieurs à ceux calculés par un ajustement de la série d'observation à une loi GLO. Les écarts entre les quantiles peut atteindre 47 mm pour une période de retour de 1000 ans.

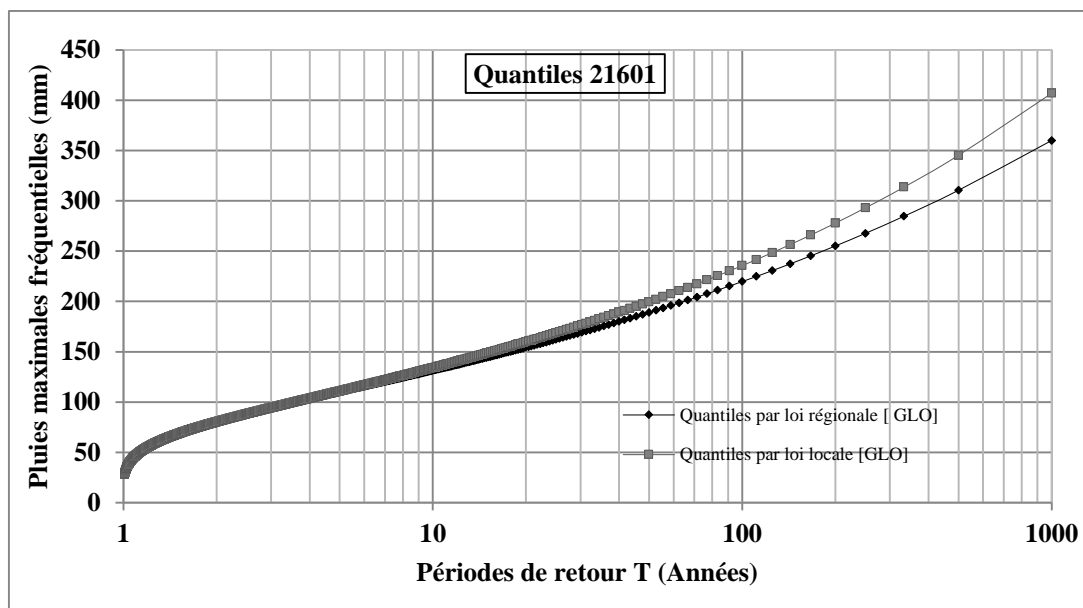


Figure II.21. Quantiles par lois régionale et locale des données de la station représentative de la région 3 (21601).

Le calcul pour la station représentative 90502 est donné par le tableau II.28. Le modèle régional sous-estime les quantiles par rapport le modèle local de 1mm pour la période de retour de 8 ans à 46 mm pour une période de retour de 1000 ans.

Tableau II.28. Résumé de calcul pour la station représentative 21601.

Station représentative de la région 1		21601				
Moyenne des précipitations maximales annuelles (mm)		87.49				
Période de retour (ans)	Fréquences	Quantiles réduits (région3)	Quantiles locales	Quantiles calculés par loi régionale	$(Q^R - Q^L)/Q^L$	Ecart (mm)
2	0,5	0,93	80,14	81,41	0.0159	1,27
2,5	0,6	1,01	88,08	88,95	0.0099	0,87
3	0,667	1,08	94,24	94,74	0.0053	0,50
4	0,75	1,18	103,58	103,45	-0.0013	-0,13
5	0,8	1,25	110,79	110,11	-0.0061	-0,68
6	0,833	1,31	116,68	115,51	-0.01	-1,16
7	0,857	1,37	121,81	120,20	-0.0132	-1,61
8	0,875	1,41	126,33	124,31	-0.016	-2,02
10	0,9	1,49	134,01	131,25	-0.0206	-2,76
20	0,95	1,75	159,74	154,20	-0.0347	-5,54
25	0,96	1,84	168,76	162,15	-0.0392	-6,61
30	0,967	1,92	176,88	169,27	-0.0431	-7,62
40	0,975	2,05	189,20	179,99	-0.0487	-9,21
50	0,98	2,15	199,66	189,03	-0.0532	-10,63
100	0,99	2,50	235,69	219,80	-0.0674	-15,89
125	0,992	2,62	248,55	230,65	-0.0720	-17,90
200	0,995	2,90	277,92	255,21	-0.0817	-22,71
250	0,996	3,04	293,04	267,74	-0.0863	-25,30
500	0,998	3,53	345,37	310,58	-0.1007	-34,79
1000	0,999	4,10	407,01	360,12	-0.1152	-46,88

Les biais moyens pour les intervalles des périodes de retour proposés sont présentés dans le tableau II.29.

Tableau II.29. Les biais moyens des quantiles régionaux et locaux de la région 3.

Période de retour T	Biais moyens %	REQM moyen %
1--5	7,25	8,10
5--20	7,67	6,74
20-50	7,45	6,07
50-100	7,54	6,04
100-500	7,84	6,34
500-1000	8,68	7,35

Les biais moyens ne dépassant pas 9 %, idem pour les REQM qui ne dépassent pas les 8% , les graphiques II.22 et II.23 montrent l'allure des biais et des REQM en fonction des période de retour T , à noter que les REQM tournent autour de 8% pour des faible périodes de retour, ils diminues jusqu' à la période de retour 50 ans puis remonte pour ce stabiliser autour de 8% pour des période de retour supérieures à 50 ans.

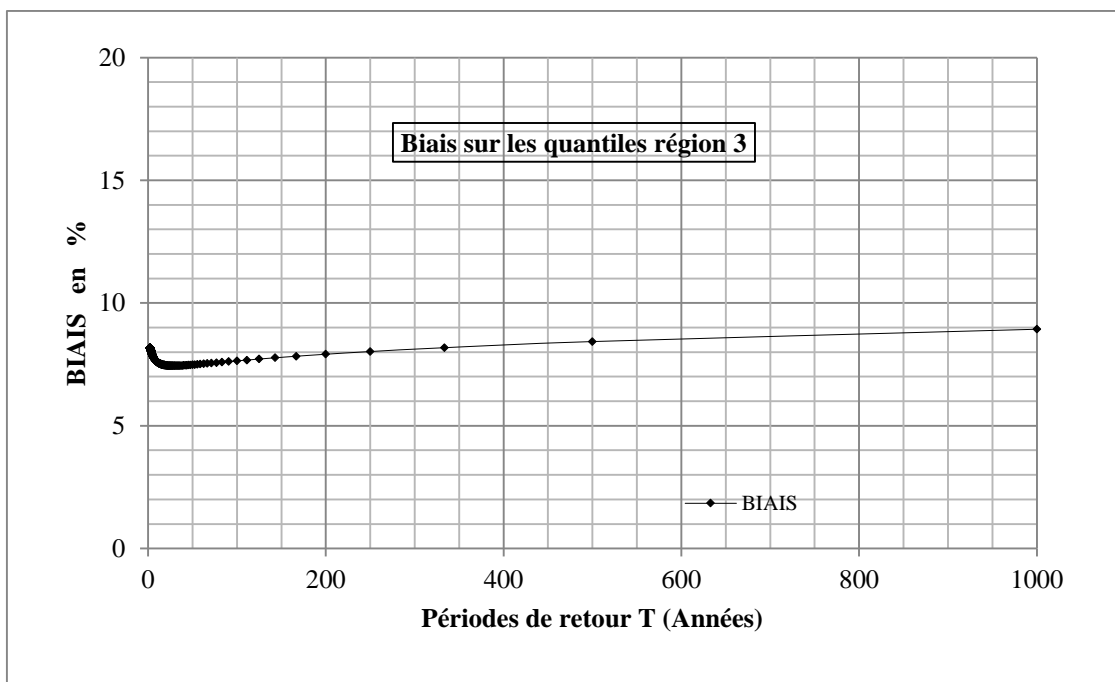


Figure II.22. Variation du biais en fonction de la période de retour T de la région 3.

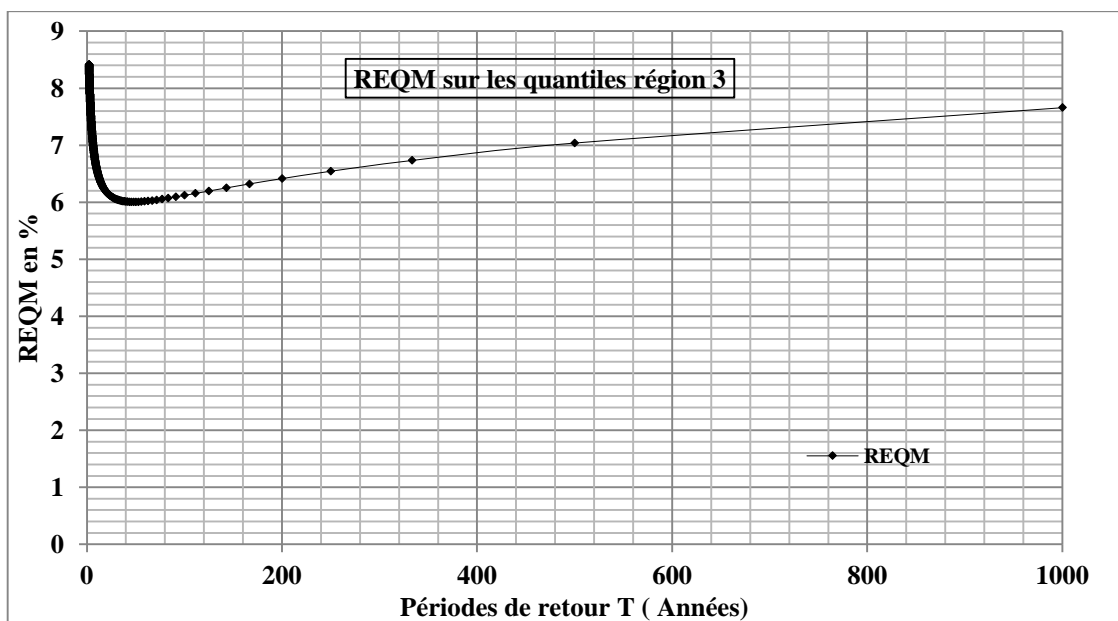


Figure II.23. Variation du REQM en fonction de la période de retour T de la région 3.

Tableau II.30. Biais des quantiles pour quelques les stations de la région 3.

Moyenne Pmax (mm)			66,16	73,98	69,46	85,46	87,94	85,61	<i>Biais sur les quantiles de la région 3(%)</i>
T	F	QR	21501	21705	21504	20902	21601	20909	
2	0,5	0,93	0,00	0,01	-0,03	0,50	0,02	-0,01	8,16
2,5	0,6	1,01	0,01	0,01	-0,02	0,49	0,01	0,00	8,15
3	0,667	1,08	0,01	0,00	-0,01	0,47	0,01	0,01	8,10
4	0,75	1,18	0,02	0,00	0,00	0,45	0,00	0,01	7,97
5	0,8	1,25	0,02	0,00	0,01	0,43	-0,01	0,02	7,87
6	0,833	1,31	0,03	0,00	0,01	0,42	-0,01	0,02	7,79
7	0,857	1,37	0,03	-0,01	0,02	0,41	-0,01	0,02	7,73
8	0,875	1,41	0,03	-0,01	0,02	0,40	-0,02	0,02	7,68
9	0,889	1,46	0,03	-0,01	0,03	0,40	-0,02	0,03	7,64
10	0,9	1,49	0,03	-0,01	0,03	0,39	-0,02	0,03	7,60
20	0,95	1,75	0,04	-0,02	0,06	0,36	-0,03	0,04	7,46
25	0,96	1,84	0,04	-0,02	0,07	0,35	-0,04	0,04	7,45
30	0,967	1,92	0,04	-0,02	0,08	0,35	-0,04	0,04	7,44
40	0,975	2,05	0,04	-0,03	0,09	0,34	-0,05	0,05	7,46
50	0,98	2,15	0,05	-0,03	0,10	0,33	-0,05	0,05	7,48
100	0,99	2,50	0,05	-0,04	0,14	0,32	-0,07	0,05	7,64
125	0,992	2,62	0,05	-0,04	0,15	0,32	-0,07	0,06	7,72
200	0,995	2,90	0,05	-0,04	0,18	0,32	-0,08	0,06	7,91
250	0,996	3,04	0,04	-0,05	0,19	0,32	-0,09	0,06	8,02
500	0,998	3,53	0,04	-0,06	0,23	0,33	-0,10	0,07	8,43
1000	0,999	4,10	0,04	-0,07	0,27	0,34	-0,12	0,07	8,93

À l'instar de deux autres régions où le modèle GEV est robuste, le même constat est pour le modèle GLO pour la région 3

2.3. ETABLISSEMENT DU MODELE REGRESSIF DES MOYENNES DES PLUIES MAXIMALES JOURNALIERES ANNUELLES

La détermination des quantiles, de grandes périodes de retour, des pluies maximales en utilisant les trois modèles régionaux, développés précédemment, s'avère judicieux pour les stations ayant une courte période d'observation, en revanche pour les sites où on ne dispose pas de données de pluies maximales journalières, le problème demeure. Dans cette optique, nous développerons ci-après un modèle régressif, ayant comme variable à expliquer la moyenne des précipitations maximales journalières et les coordonnées géographiques, l'altitude et les pluies moyennes annuelles comme variables explicatives, sachant que les pluies moyennes annuelles sont disponibles (carte des pluies moyennes annuelles élaborée par J.P.Laborde (1993) pour le compte de l'ANRH).

2.3.1. Jeu de Données

Nous utilisons dans cette étape, le jeu données présenté dans le tableau II.31.

Tableau II.31. Les pluies moyennes annuelles et moyennes des pluies maximales journalières des stations pluviométriques.

Stations	Longitude (degrés)	Latitude (degrés)	Z(m)	Pluies moyennes annuelles (mm)	Moyenne Pluies maximale journalières (mm)
11208	2,77604592	35,75103	643	211,00	24,72
11301	2,73961792	35,8921459	630	291,00	31,61
150103	3,81738417	36,2223387	730	361,17	34,71
11404	2,8475077	36,1147475	932	475,67	39,29
90205	3,06534701	36,2481605	659	329,85	36,48
90401	3,57910816	36,3077098	782	383,86	43,82
50103	3,55111019	36,0356377	830	297,26	38,46
90201	3,0336938	36,2640291	790	475,32	42,91
11501	2,66412868	36,2167065	490	367,00	42,48
90402	3,63409246	36,3888848	782	537,46	47,40
90314	3,57007855	36,145495	850	441,26	48,05
90304	3,35699726	36,3871077	370	486,23	48,84
90413	3,55254492	36,4264512	831	523,93	56,90
21905	3,89437893	36,5677935	240	594,35	53,98
21201	2,80881653	36,6610866	10	540,35	49,59
21233	2,76739662	36,6345252	125	585,50	59,05
21407	2,94648139	36,676208	170	587,10	55,62
90202	3,17523546	36,3834541	875	579,96	61,98
21112	2,84499146	36,2571925	880	487,13	46,39
90302	3,19492635	36,2346249	600	404,88	33,13

Tableau II.31. (Suite). Les pluies moyennes annuelles et moyennes des pluies maximales journalières des stations pluviométriques (suite).

Stations	Longitude (degrés)	Latitude (degrés)	Z(m)	Pluies moyennes annuelles (mm)	Moyenne Pluies maximale journalières (mm)
150101	3,70457941	36,1453473	882	429,64	39,91
90104	3,25344994	36,0744346	750	348,10	37,46
90301	3,44163152	36,139144	825	500,57	50,42
90203	3,30869295	36,4126034	450	485,36	66,51
90403	3,75571648	36,4784841	520	657,46	53,04
20511	2,88777325	36,6938907	150	637,75	62,16
21911	3,89113338	36,5011138	500	656,14	53,30
21901	3,95223934	36,5167228	350	726,09	58,65
21903	3,95494008	36,5459941	250	754,55	58,28
21503	4,28346598	36,6863798	450	834,05	62,26
90419	3,48178127	36,4900354	820	703,87	60,54
90512	3,69636338	36,6399035	235	671,76	56,69
90502	3,58433158	36,6245486	50	709,60	61,75
21902	3,83137441	36,5386505	450	691,26	59,18
20810	4,10058026	36,8815458	150	852,28	67,49
90503	3,53259921	36,6501563	425	739,35	64,67
21804	3,97761619	36,7382239	48	699,95	55,29
21603	4,28686116	36,7435808	155	712,46	57,27
21701	4,09758493	36,5565984	400	801,08	69,11
21805	4,06973212	36,7858956	470	819,93	71,57
90406	3,4919191	36,5544249	520	721,89	73,71
21906	3,76807099	36,5662717	570	748,24	67,45
21801	4,03975322	36,6383895	650	841,52	66,54
20509	3,0458309	36,7471747	140	755,66	67,55
90506	3,77401523	36,5923621	415	743,58	64,55
21712	4,21984067	36,5799145	760	827,23	70,90
22002	3,85501972	36,8174287	30	771,53	64,32
21607	4,24599399	36,8013534	320	937,36	77,40
21501	4,38543957	36,6394746	215	925,42	66,16
21705	4,19972508	36,6387651	1004	991,62	73,85
21504	4,37094597	36,7469573	430	956,09	69,46
20902	4,43567995	36,73613	820	1173,20	85,46
21601	4,30712105	36,8303067	630	1059,53	87,94
20909	4,49223609	36,7357568	1000	1189,66	85,61

2.3.2. Établissement du modèle régressif des moyennes des pluies maximales journalières

2.3.2.1. Le modèle régressif de type

Après plusieurs tentatives, il en ressort que le modèle du type linéaire est plus adéquat dans cette partie du travail.

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 x_1 + \beta_2 x_2 + \beta_3 x_3 + \beta_4 x_4 \dots \dots \dots + \beta_p x_p + \varepsilon_i \tag{II.52}$$

Y_i : les moyennes des pluies maximales journalières considérées comme variable aléatoire.

β_0 : constante

$\beta_1, \beta_2, \beta_3, \beta_4, \dots, \beta_n$: estimateurs.

ε_i : résidus considérés comme variables.

2.3.2.2. Résultats

Les résultats de la détermination des paramètres du modèle sont présentés dans le tableau II.32.

Tableau II.32. Résultats de calcul.

	Estimateurs	Std. Error	Valeurs de t	Pr(> t)
β_0	-370,40000	179,40	-2,065	0,0440000
P (mm)	0,04892	0,00578	8,46	2.79e-11
y (degrés)	10,85000	5,0	2,168	0,0348

2.3.2.2.1. Test globale du modèle

Le coefficient de corrélation multiple $R^2 = 0.89$ la statistique de Fischer égale à 181.2, ce qui montre que la partie expliquée par le modèle est plus grande la variance résiduelles avec une P value de $1.2 \cdot 10^{-16}$ largement inférieur seuil de 5%. On conclut donc que le modèle est significatif globalement. On teste la signification des coefficients de régression ($\beta_0, \beta_1, \beta_2$) par le test de Student

2.3.2.2.2. Test global du modèle

Les tests de Student sur les coefficients de régression sont significatifs sur ($\beta_0, \beta_1, \beta_2$) avec les probabilités critiques inférieurs à 5 %.

Le modèle s'écrit de la manière suivante :

$$\bar{P}_{Max} = -370.4 + 0.04892 P + 10.85 y \tag{II.53}$$

\bar{P}_{Max} : Moyenne des pluies maximales journalières (mm).

P : moyenne des pluies annuelles en (mm) tiré de carte de la pluviométrie d'Algérie (ANRH).

Y : La latitude du lieu considéré en degrés (UTM WGS84).

Nous présentons sur la figure II.24, le graphique des valeurs mesurées et calculées.

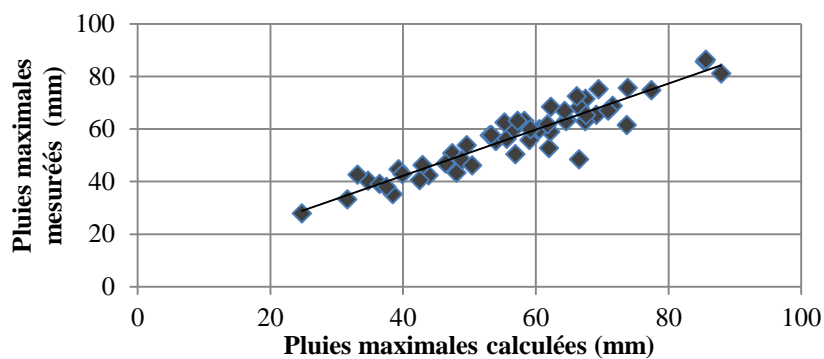


Figure II.24. Graphique des moyennes des pluies max mesurées et calculées.

2.4. CONCLUSION

L'étude descriptive multidimensionnelle a montré une très grande variabilité des précipitations dans l'espace, une région nord qui reçoit une forte pluviométrie contrairement à celle du sud ; conséquence d'une topographie assez particulière de la région d'étude. L'analyse des corrélations entre variables montre quant à elle un caractère très régulier des précipitations où leurs quasi-totalités sont enregistrées durant les mois d'automne et d'hiver sur toutes les stations de mesure. Une tendance à la diminution des précipitations annuelles de l'ordre, en moyenne, de 21 % sur toute la région d'étude. L'analyse du comportement des pluies sur la période 1910-1992 fait ressortir deux faits marquants dans l'histoire de l'évolution des précipitations. D'une part l'année 1938 constitue la date charnière dans la dynamique des précipitations, d'autre part, depuis la décennie soixante-dix un état sec s'installe en Algérie du Nord, qui s'est aggravé durant la décennie quatre-vingt-dix. Après l'année 1938, les changements sont peu significatifs. Il semblerait que les dates 1938, 1958 et 1970 correspondent aux trois grandes périodes de sécheresse au Sahel mises en évidence par Sircoulon (1976).

L'indice standardisé des précipitations a montré que la persistance et la sévérité de la sécheresse ces dernières années sur la région d'étude se traduisent par l'augmentation des taux d'années à sécheresse modérée. Un constat alarmant montrant que la semi-aridité gagne les zones humides et subhumides d'où la nécessité d'adapter les politiques de gestion de la ressource hydrique à cette nouvelle donne.

Les paramètres des lois des distributions régionales ressorties en terme de cette étude, une loi régionale de type GEV pour la région 1, qui se trouve au sud de la région d'étude, et une loi de type GLO pour la région Nord de la zone d'étude.

CHAPITRE III

ETUDE DES LES ECOULEMENTS

3.1. INTRODUCTION

L'eau devient une ressource précieuse convoitée par des usagers multiples en situation d'interdépendance d'où le constat de la rareté relative de l'eau, en termes quantitatifs et qualitatifs. Ces interdépendances, conjuguées à la multifonctionnalité des ressources en eau et à la diversité de l'organisation socio-économique des usagers, se traduisent par une diversité de situations conflictuelles (Calvo-Mendieta, 2005). Dans les pays du pourtour méditerranéen, les ressources en eau sont limitées et très inégalement réparties dans l'espace et dans le temps. Les pays de la rive sud reçoivent seulement 10 % du total des précipitations moyennes annuelles tombées sur l'ensemble du bassin méditerranéen. La population méditerranéenne « pauvre » en eau, c'est-à-dire celle des pays disposant de moins de 1 000 m³/hab/an de ressources renouvelables, pourrait atteindre 250 millions d'habitants en 2025, dont 80 millions en situation de pénurie avec moins de 500 m³/hab/an. La demande en eau de l'ensemble des pays méditerranéens a doublé dans la deuxième moitié du XX e siècle pour atteindre, en 2005, 280 km³/an (Blinda et Thivet, 2009).

Depuis les années 1970, le Maghreb connaît une longue période de sécheresse (Meddi et al, 2009). Les précipitations étant un facteur principal de l'alimentation du réseau hydrographique dans un bassin versant, par ricochet, sur les écoulements pour différentes échelle temporelle. L'étude des écoulements menée sur une longue durée d'observation permettrait d'évaluer la réponse, du point de vue hydrologique, des cours d'eau aux variations du climat. Dans ce cadre, dans la première partie de ce chapitre, nous traiterons l'évolution des écoulements au cours des dernières décennies dans le bassin versant Isser.

L'Algérie est l'un des pays confrontés aux phénomènes de crues et d'inondations qui se manifestent de façon catastrophique, Les inondations de l'automne 1969 en Algérie, les inondations catastrophiques de Mars 1973 sur l'Est Algérien, les inondations de Mars 1974 des bassins versants de l'Algérois et de la Sebaou, les inondations de Décembre 1984 sur tout à l'Est Algérien affectant surtout les agglomérations et les villes provoques par des orages localisés d'automne et d'été (Lahlah, 2004). Nous citons pour exemple l'inondation catastrophique survenue à Bab el Oued (Alger) à cause des pluies diluviennes (260 mm en moins de 24 heures) abattues sur les hauteurs de Bouzaréah la nuit du 09 au 10 novembre 2001. Cette inondation a fait presque 1000 morts et les dégâts matériels ont dépassé les 4 milliards de dinars (Boutoutaou, 2007).

Ces catastrophes ont été à l'origine de pertes considérables en vies humaines, d'importants dégâts matériels et de pertes élevées dans les domaines de l'économie et de l'environnement (Ketrouti et als, 2012), constituant ainsi une contrainte majeure pour le développement économique et social.

3.2. ECOULEMENTS MOYENS ANNUELS ET FREQUENTIELS

3.2.1. Les données hydrométriques

Nous disposons des données des stations hydrométriques dont les caractéristiques sont montrées dans le tableau III.1, les données, en questions, sont les débits maximums, les débits moyens journaliers, les débits minimums les débits instantanés de ces stations de mesure fournies par l'agence nationale des ressources hydrauliques (ANRH).

Tableau III.1. Caractéristiques des stations hydrométriques.

Code stations	noms	Périodes d'obs	Coordonnées Lambert		S <i>km²</i>	P <i>km</i>	Rec éq <i>L (km)</i>	Altitudes (m)			Ip roche %	Dd <i>Km.km⁻²</i>	Ct
			<i>x (km)</i>	<i>y (km)</i>				<i>min</i>	<i>max</i>	<i>moy</i>			
09.01.01	MEZAHIM	1973-1993	539,7	322,65	665	110	37	585	1467	342	0,15	3,03	19,39
09.03.05	BENI SLIMANE	1973-1996	557,6	322,25	273	71	24,2	600	1371	940	0,13	2,4	17,5
09.03.09	DECHMIA	1972-1984	578,3	316,45	73	41	9,55	810	1810	1144	0,32	3,8	33,3
09.05.01	LAKHDARIA	1966-2000	579,1	368,75	3615	270	98,2	90	1810	750	0,11	3,6	29,5
09.04.08	LA TRAILLE	1970-1984	559,3	343,25	2570	210	66,1	349	1810	843	0,12	3,2	23,68

S : Superficie en *km²*.

P : Périmètres en *km*.

Rec éq (L) : Longueur du rectangle équivalent.

Ip : Indice de pente globale (indice de roche) en %.

Dd : Densité de drainage (*km.km⁻²*).

Ct : Coefficient de torrencialité.

Périodes d'obs : Périodes d'observations en années hydrologiques.

L'emplacement de ces stations hydrométriques est donné par la figure III.1.

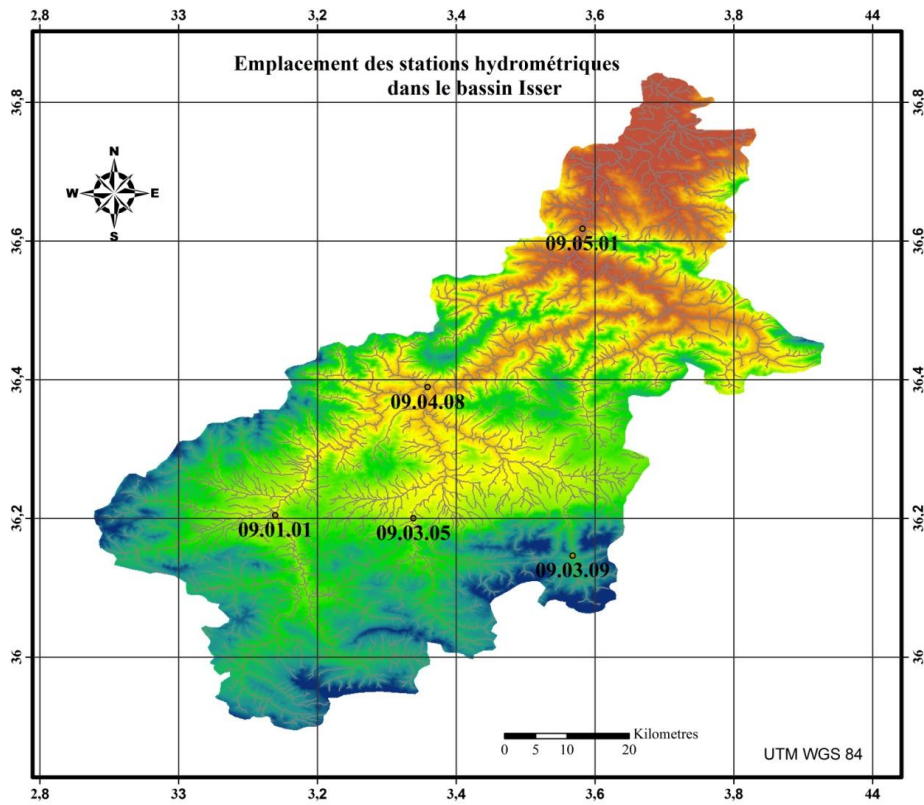


Figure III.1. Emplacement des stations hydrométriques.

3.2.2. Caractéristiques des données hydrométriques

3.2.2.1. Variation des débits moyens mensuels

Nous donnons sur les figures III.2 à III.4, un aperçu sur les données hydrométriques.

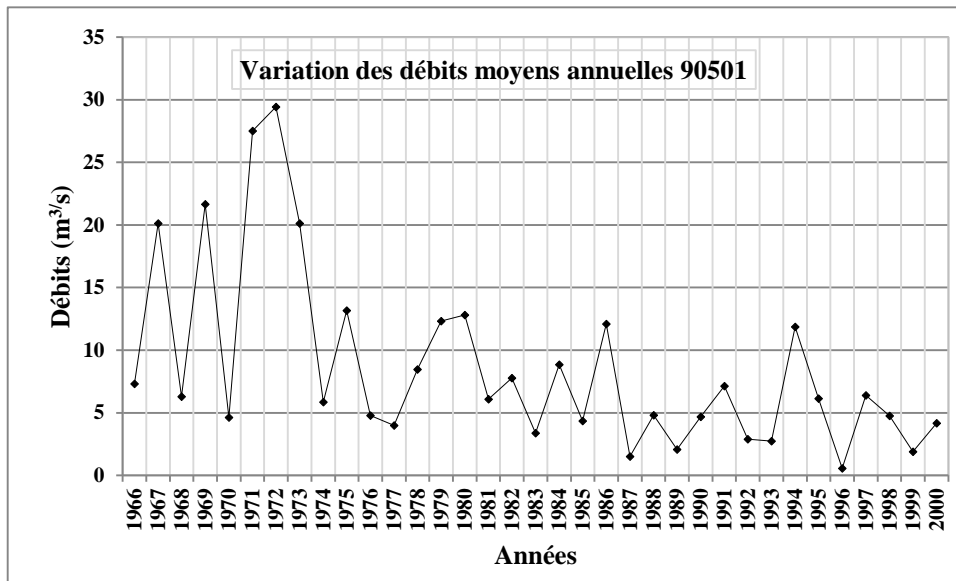


Figure III.2. Variation des débits moyens mensuels à la station 090501.

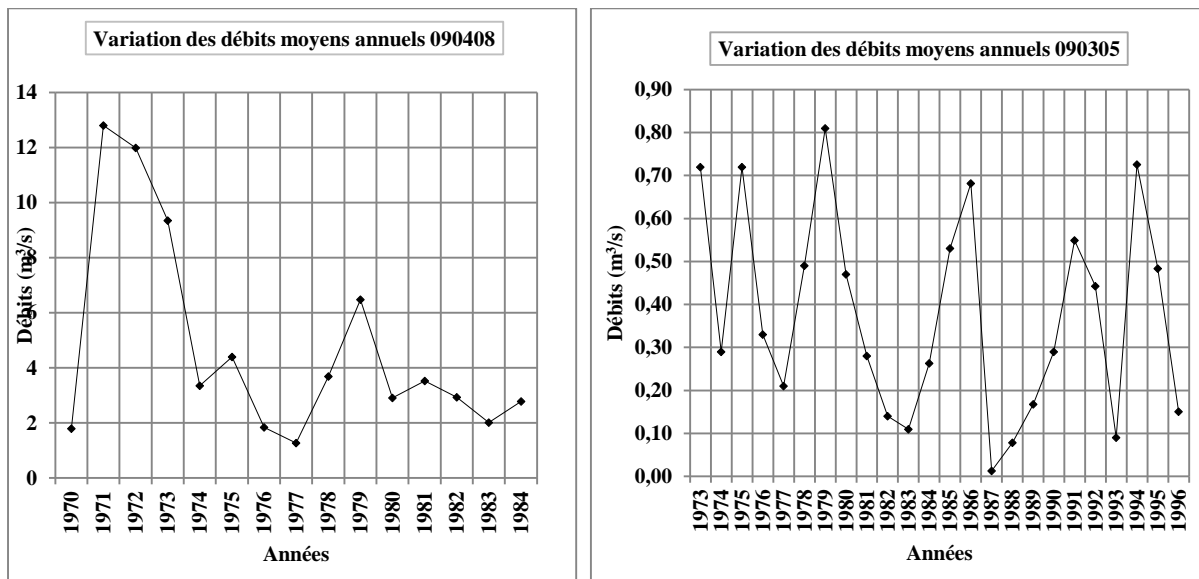


Figure III.3. Variation des débits moyens mensuels à la station 090408 et ceux de la station 090305.

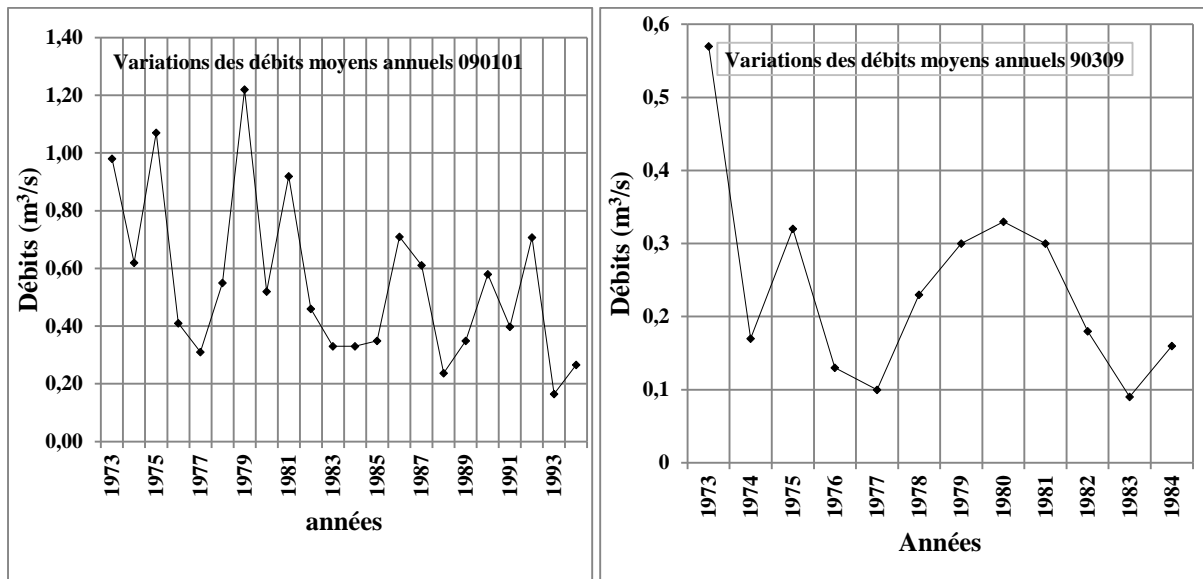


Figure III.4. Variation des débits moyens mensuels à la station 090101 et ceux de la station 090309.

Pour le grand bassin à la station Lakharia(90501), un fort débit moyen mensuel est enregistré de 1966 à 1974, atteignant 30 m³.s en 1973, c'est la période des grandes crues, même constat pour le bassin versant contrôlé par la station de la Traille (90408). Pour reste des bassins, petits bassins, l'écoulement moyen est pratiquement stationnaire.

3.2.3. Étude du ruissellement interannuel du bassin d'Isser

La norme du ruissellement est une donnée très importante dans les études et les aménagements hydrauliques. Elle permet la comptabilisation de la ressource en eau de n'importe quel territoire. En présence de donnée de mesure de longue durée de cette importante caractéristique, elle est facilement déterminable. Par contre en absence de donnée de mesure sur plusieurs cours d'eau, sa détermination devient très difficile.

3.2.3.1. Méthodologie de détermination du ruissellement

Généralement les séries du ruissellement utilisées dans les études hydrologiques ne sont pas très longues. C'est pourquoi les valeurs moyennes du ruissellement s'écartent des valeurs moyennes interannuelles (norme de ruissellement). Cet écart est caractérisé par l'erreur quadratique moyenne :

$$\sigma_n = \frac{C_v}{\sqrt{n}} \quad (\text{III.1})$$

C_v : Coefficient de variation du ruissellement ; n – période d'observation (longueur de la série). Dans l'objectif du choix de la période nécessaire permettant la détermination de la valeur du ruissellement avec un écart très réduit par rapport à la norme réelle, nous avons introduit dans nos analyses la méthode des cumuls des écarts à la moyenne. Il s'agit donc de la représentativité des séries hydrologiques.

Une série hydrologique, même si elle est longue, ne peut être considérée comme représentative pour le calcul de la norme que si elle possède dans son rang au minimum un cycle hydrologique composé de deux périodes : périodes humide et sèche. La détermination de la norme à partir d'une série constituée d'un groupe d'années humides conduit à la surestimation de la valeur de cette norme, par contre le calcul à partir d'un groupe d'années sèches, conduit à la sous-estimation de cette dernière. Les variations cycliques d'une caractéristique hydrologique

(pluies, ruissellement) sont établies par la méthode des courbes des cumuls des écarts à la moyenne :

$$\frac{\sum_i^t(k-1)}{C_v} = f(t) \quad (\text{III.2})$$

Où :

k_i : Coefficient modulaire (rapport entre Q_i / Q_m ou P_i / P_m).

R_i et P_i : Apport ou pluie de l'année i respectivement.

\bar{R} et \bar{P} : Moyenne des ruissellements ou des pluies respectivement.

C_v : Coefficient de variation et t - nombre d'années de mesure.

La partie de la courbe des cumuls penchée vers le haut par apport à l'axe horizontal correspond à une période humide, l'autre partie de la courbe penchée vers le bas correspond à la période sèche. L'ensemble des deux parties constitue un cycle entier. La courbe des cumuls des écarts à la moyenne donne l'avantage de repérer le début et la fin de chaque cycle dans la série et établir la durée nécessaire de calcul de la norme. Pour illustration nous donnons sur la figure III.5, la courbe de cumul des écarts à la moyenne des débits annuels de la station de Lakhdaria.

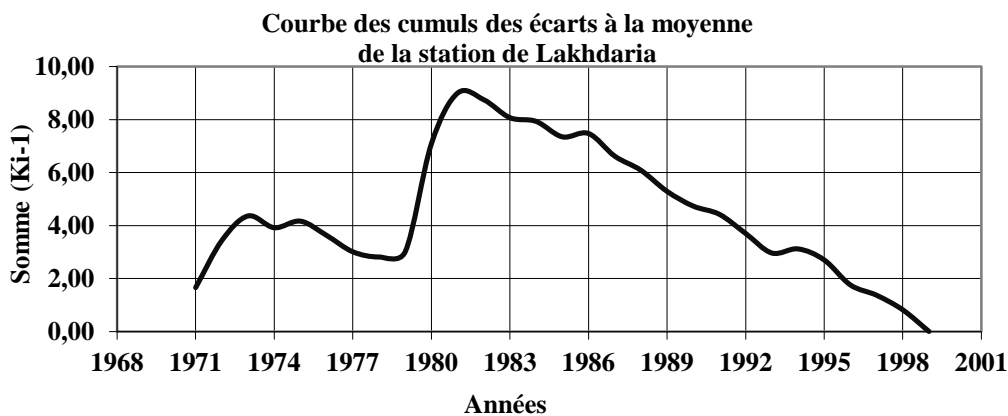


Figure III.5. Courbe des cumules des écarts à la moyenne des données de la station Lakhdaria.

La courbe des cumuls des écarts à la moyenne des débits mesurés à cette station comme le montre la figure III.5 permet de repérer deux cycles de différentes périodes, récapitulées dans le tableau III.2, ci-dessous :

Tableau III.2. Cycles humide et sec et leurs caractéristiques hydrologiques.

Périodes	1971-1979	1979-1999
N° du cycle	1	2
Nombre d'année	9	21
Ruissellement moyen de chaque cycle	121	79
Ruissellement moyen de la série	90,7	

La valeur moyenne interannuelle du ruissellement du premier cycle (121mm) est supérieure à la valeur moyenne interannuelle du deuxième cycle (79 mm), cela est dû à la prédominance des années humides dans le premier cycle. Le deuxième cycle est caractérisé par une longue sécheresse (prédominance des années sèches). Pour éviter la sous-estimation ou la surestimation du ruissellement annuel, il est préférable de retenir les deux cycles pour permettre une inter-compensation entre les années humides et sèches.

La norme de ruissellement des cours d'eau du bassin d'Isser ont été évaluées sur la base d'existence des cycles (au minimum un cycle). Figure III.6.

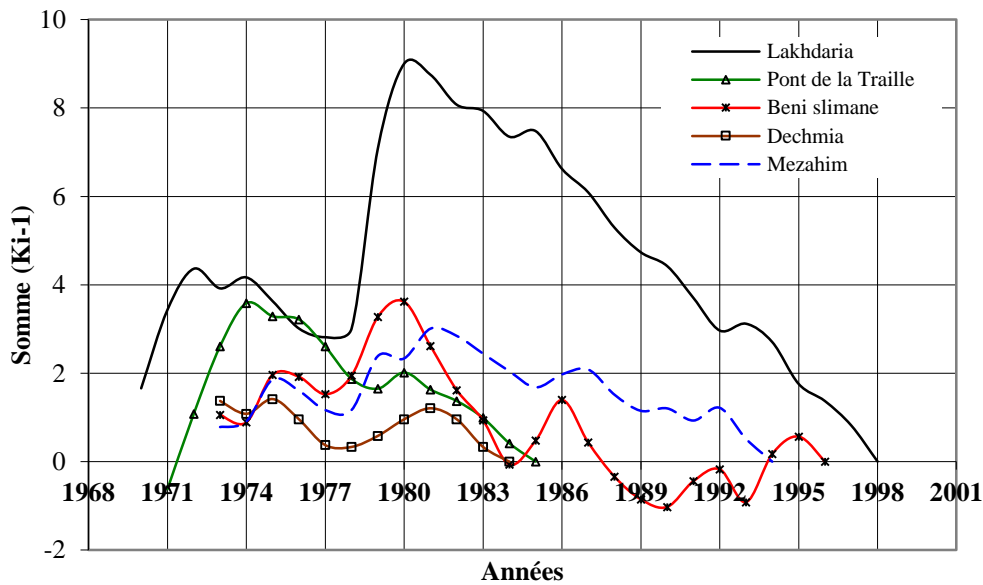


Figure III.6. Courbe des cumules des écarts à la moyenne des données des cinq stations.

3.2.3.2. Etablissement du modèle de l'écoulement interannuel

La méthode de calcul du ruissellement (R) proposée pour les différentes régions des bassins versants d'Isser est basée sur l'utilisation du coefficient de ruissellement et de la pluviométrie moyenne interannuelle.

Le coefficient de ruissellement (α) présente le rapport entre la lame d'eau ruisselée (R) et la lame d'eau précipitée, c'est-à-dire $\alpha = \frac{R}{P}$. Il varie entre 0 et 1. Le tableau III.3 illustre la relation entre les composantes du bilan des bassins versants d'Isser.

Tableau III.3. Les composantes du bilan des sous bassins versants de Isser.

Station	Code	Surface, km ²	Pluie annuelle P, mm	Ruissellement R, mm	Coef, de ruissellement α
Lakhdaria	090501	3620	412	91	0,22
Pont de laTr,	090408	2570	384	58	0,15
Beni slimane	090305	273	405	53	0,13
Mezahim	090101	665	348	26	0,07
Dechmia	090309	73	405	104	0,26

L'analyse de la relation entre la pluviométrie et le coefficient de ruissellement montre que ce dernier augmente avec l'augmentation de la pluviométrie (figure III.7).

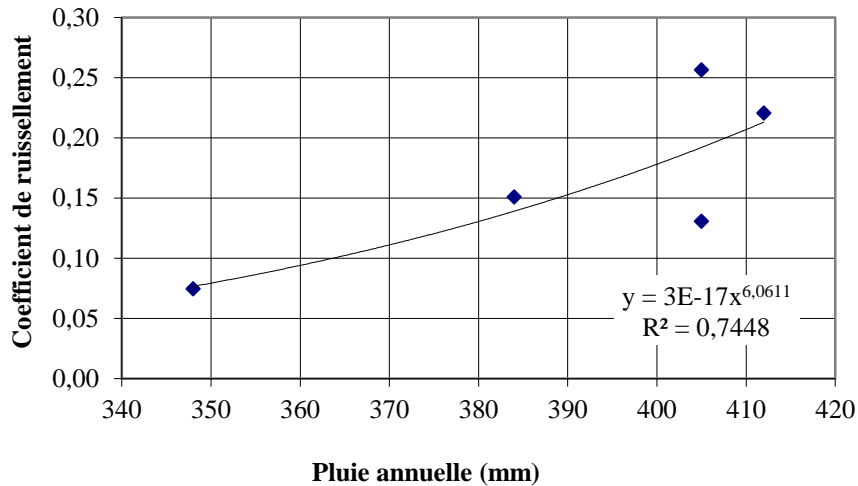


Figure III.7. Relation entre le coefficient de ruissellement et la pluviométrie annuelle des BV d'Isser.

Le modèle empirique qui relie le coefficient de ruissellement et la pluviométrie reçu par le bassin versant est le suivant :

$$\alpha = 3 \cdot 10^{-17} (\bar{P})^{6.06} \tag{III.3}$$

Le ruissellement de chaque bassin versant d'Isser sera donc calculé au moyen de la relation $\alpha = \frac{R}{P}$ donnée plus haut, c'est-à-dire :

$$\bar{R} = \alpha \cdot \bar{P} \tag{III.4}$$

Ou

$$\bar{R} = [3 \cdot 10^{-17} (\bar{P})^{6.06}] \cdot \bar{P} \tag{III.5}$$

La comparaison entre les valeurs du ruissellement interannuel calculés par le modèle (III.5) et mesurés aux stations hydrométriques est donnée dans le tableau III.4.

Tableau III.4. Ruissellement mesuré-ruissellement calculé.

Ruissellement mesuré	Ruissellement calculé par ()	erreur Δ , %
91	87	-5
58	53	-9
53	77	45
26	26	1
104	77	-26
moyenne		1%

Comme le montre le tableau III.4, l'erreur moyenne de calcul est de l'ordre de 1% cela permettra d'utiliser ce modèle empirique pour déterminer le ruissellement interannuel de chaque sous bassins versant du bassin Isser dépourvu de données de mesure hydrométriques.

3.2.3.3. Distribution saisonnière (annuelle) des débits des cours d'eau du bassin d'Isser

L'établissement de la distribution saisonnière (annuelle) du ruissellement d'un cours d'eau est une tâche très importante dans la planification de la ressource en eau dans les différents secteurs hydraulique (construction des barrages, alimentation en eau potable, irrigation etc). L'établissement de cette distribution est très délicat et compliqué puisque dans cette répartition contribuent plusieurs facteurs (climatiques et physico-géographique) qui sont souvent très difficiles à déterminer. La répartition saisonnière (annuelle) des débits des cours d'eau du bassin versant d'Isser est donnée dans le tableau III.5 et la figure III.8.

Tableau III.5. Répartition des débits au niveau des sous bassin Isser.

Station	Code	Surfaces km ²	Mois												Année
			Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Feb	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	
Lakhdaria	09*05*01	3620	2,3	2,7	5,8	11,0	19,3	21,2	19,0	9,9	5,9	1,7	0,8	0,4	100
Pont Tr,	09*04*08	2570	2,8	2,6	5,5	8,8	15,8	21,1	21,3	12,2	6,2	2,3	1,0	0,6	100
Beni slim.	09*03*05	273	4,4	3,4	3,6	5,0	12,5	15,8	24,1	14,1	9,5	3,8	2,4	1,5	100
Mezahim	09*01*01	665	7,4	9,8	7,1	9,1	12,8	11,3	13,9	11,5	6,6	2,2	7,0	1,2	100
Dechmia	09*03*09	73	5,5	1,8	3,0	8,2	8,9	20,3	30,2	11,9	5,5	1,6	1,9	1,3	100

Comme le montre la figure III.8 la répartition des débits des cours d'eau du bassin versant d'Isser a la même allure pour toute les bassins versants, l'hydraulicité de l'année est forte pendant la période décembre – mai (période humide), elle est faible pendant la période juin – novembre (période sèche).

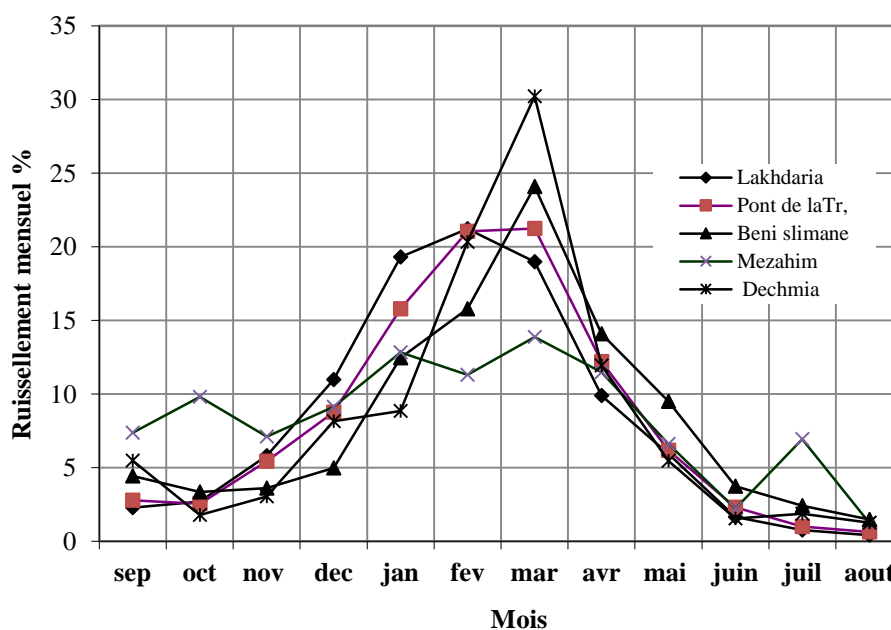


Figure III.8. Distribution du ruissellement (%) de la totalité des sous bassins de Isser.

L'analyse des données des débits mesurés de toutes les stations hydrométriques montre que la répartition peut être scindée en deux groupes en fonction de la taille du bassin versant, le premier comprend la distribution des débits des grands bassins versant (stations de Lakhdaria et Pont de la traille) figure III.9, le deuxième, les bassins de petites tailles (station de Beni Slimane et Dechmia) figure III.10.

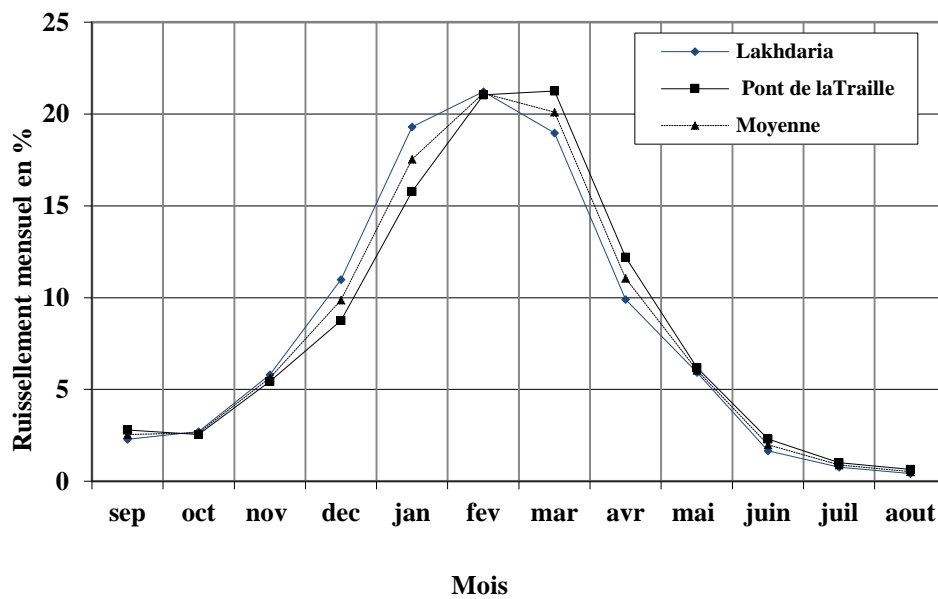


Figure III.9. Distribution du débit mensuel (%) des sous bassins Lakhdaria et La Traille.

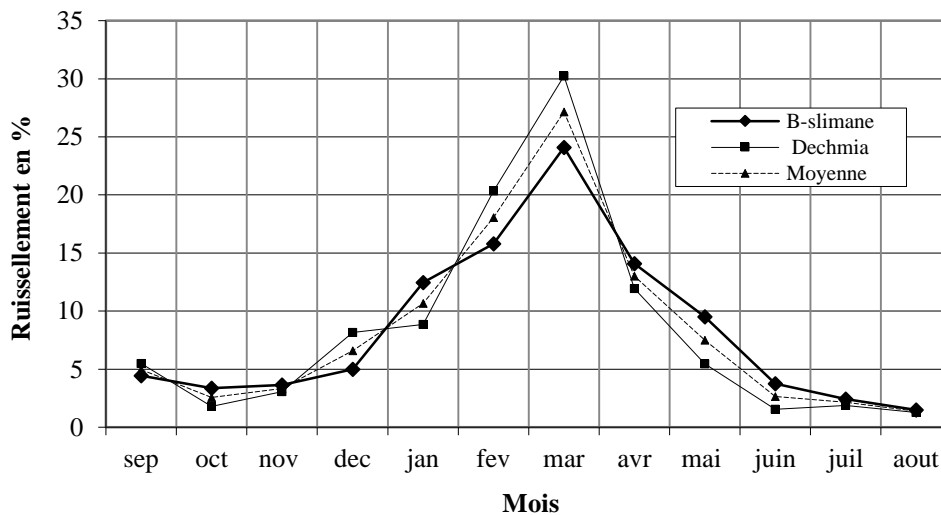


Figure III.10. Distribution du débit mensuel (%) des sous bassins Beni Slimane et Déchmia.

L'analyse montre également que si l'allure est la même, la répartition en pourcentage ne l'est pas. Pour les grands bassins (tableau III.6), en moyenne, le débit en période sèche constitue 0.5–6% du débit total, en période humide 6–21% du débit total. Pour les petits bassins versants (tableau III.7), en moyenne, le débit en période sèche constitue 1.5–5% du débit total, en période humide 6–27% du débit total.

Tableau III. 6. Répartition saisonnière des débits (%) des grands bassins versants.

Station	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil.	Aout	Année
Lakhdaria	2,3	2,7	5,8	11,0	19,3	21,2	19,0	9,9	5,9	1,7	0,8	0,4	100%
Pont de laTr,	2,8	2,6	5,5	8,8	15,8	21,1	21,3	12,2	6,2	2,3	1,0	0,6	100%
Moyenne	2,5	2,6	5,6	9,9	17,5	21,1	20,1	11,1	6,1	2,0	0,9	0,5	100%

Tableau III.7. Répartition saisonnière des débits (%) des petits bassins versants.

Station	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil.	Aout	Année
B-slimane	4,44	3,36	3,62	4,99	12,45	15,79	24,09	14,09	9,51	3,76	2,42	1,49	100%
Dechmia	5,49	1,78	3,05	8,17	8,86	20,33	30,23	11,94	5,46	1,55	1,87	1,27	100%
Moyenne	5,0	2,6	3,3	6,6	10,7	18,1	27,2	13,0	7,5	2,7	2,1	1,4	100%

Sur la base des résultats obtenus sur la répartition saisonnière (annuelle) des débits des cours d'eau du bassin versant d'Isser, nous pouvons retenir ces deux répartition en fonction de la taille du bassin versant pour évaluer la répartition des débits en absence de donnée de mesure hydrométriques.

Pour les bassins versants ayant des surfaces supérieures à 200 km² la répartition est donnée dans la figure III.11.

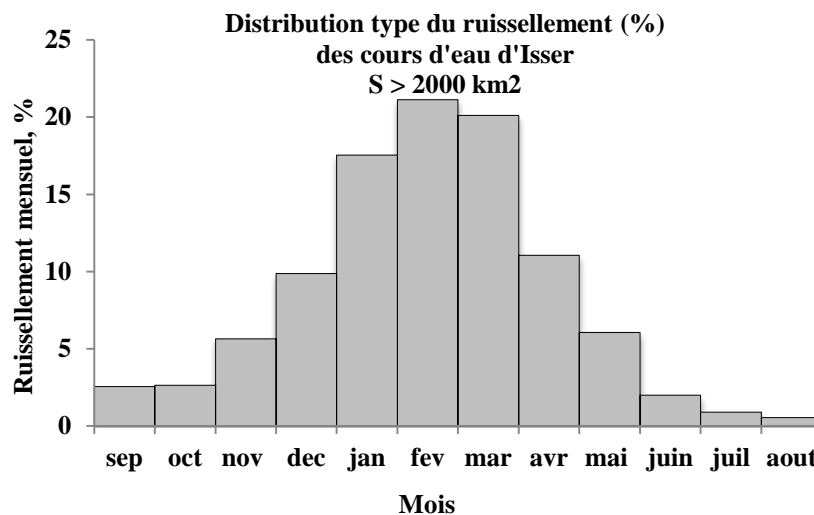


Figure III.11. Distribution type du ruissellement (%) pour les cours d'eau S>2000 km²

Pour les bassins versants ayant des surfaces inférieures à 2000 km² la répartition est donnée dans la figure III.12.

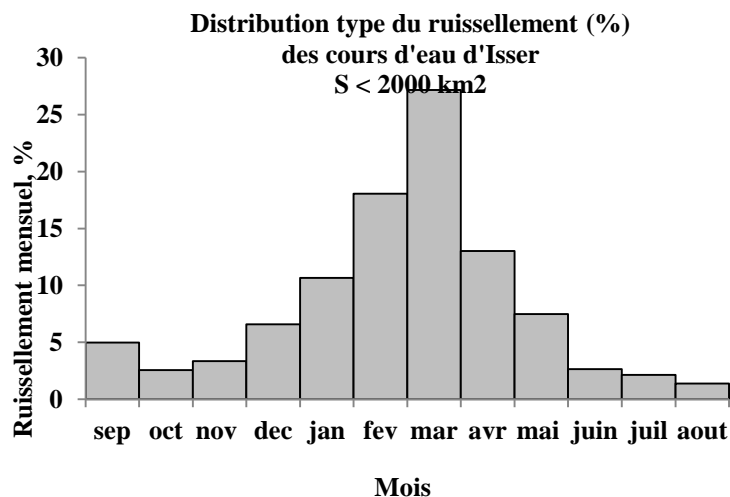


Figure III.12. Distribution type du ruissellement (%) pour les cours d'eau S<2000 km².

3.3. ETIAGES DES COURS D'EAU DU BASSIN D'ISSER

La valeur des étiages et la durée des périodes d'absence d'écoulement dans les cours d'eau sont des informations très nécessaires dans l'agriculture et l'alimentation en eau potable. Les débits d'étiage sont généralement marqués durant la période sèche de l'année, dans ce cas les cours d'eau sont alimentés par les débits souterrains. La détermination des débits d'étiage des cours d'eau non jaugés est une tâche délicate à cause de nombre de facteurs importants entrant dans la formation de ces débits. Le débit d'étiage dans toutes les différentes zones climatiques est fonction de l'accumulation des masses d'eau à l'intérieur du bassin versant (capacité de stockage régularisant l'écoulement). Les étiages sont généralement caractérisés par un des débits caractéristiques tableau III.8.

Tableau III.8. Les débits caractéristiques.

Débit caractéristique	Définition
Débit annuel	le débit journalier le plus faible observé au cours de l'année (hydrologique ou civile)
Débita absolu d'étiage	le débit journalier le plus faible au cours d'une longue période d'observation (ex. 20ans)
$Q_n, NM_n Q, VCN_n$	la valeur la plus faible sur la période considérée du débit d'étiage moyen su n (1, 7, 14 ou 30) jours successifs
QCN_n	la valeur la plus faible sur la période considérée du débit maximal sur n débits journaliers consécutifs, c'est-à-dire le débit minimal qui n'est pas dépassé sur n jours consécutifs
$QMNA$	Débit (Q) mensuel (M) minimal (N) annuel (A), ie la valeur la plus faible des 12 débits mensuels d'une année civile

En présence de donnée de mesure hydrométrique, le calcul des débits d'étiage s'effectue par composition des séries des débits du même mois c'est-à-dire des séries de longues durée du même mois. L'analyse fréquentielle dans ce cas permet de déterminer les débits fréquentiels des années sèches (Q80%, Q90% etc...), est par conséquent la distribution saisonnière (annuelle) des débits d'étiage. Cette méthode de composition des séries mensuels présente un inconvénient majeur, il est probable dans la constitution de série de tomber dans quelques mois appartenant à une forte hydraulité (période humide) cela va fausser sans doute la détermination de la valeur réelle du débit d'étiage. La méthode la plus fiable de détermination du débit d'étiage consiste à ajuster les données de la valeur des débits annuels du cours d'eau, et par conséquent déterminer les valeurs fréquentielles des débits (Q80%, Q90% etc...) qui ont de fortes chances de représenter les débits d'étiages du cours d'eau. La distribution saisonnière (annuelle) pour ces débits s'effectue en adoptant la même répartition ou distribution du débit dans la série qui est proche à celui déterminé (Q80%, Q90% etc..), par multiplication au pourcentage du total annuel. L'analyse fréquentielle des débits des cours d'eau du bassin versant d'Isser donne le résultat suivant (tableau III.9) :

Tableau III.9. Résultat d'ajustement du ruissellement annuel.

Station	Surface	Nombre obs.	Rmin, mm	Rmoy, mm	Rmax, mm	σ , mm	Cv	Cs	R80% mm	R90% mm	R97% mm
090501	3620	29	5	90,6	460	100	1,1	2,29	26	16	9
090305	273	24	0	40,1	94	31	0,771	0,206	14	2	0
090408	2570	15	16	58,3	158	45,7	0,784	1,4	25	19	13
090101	661	22	8	26	58	13,5	0,515	0,928	15	12	9
090309	73	12	39	104	247	58,5	0,562	1,29	57	45	32

Le tableau III.9 montre que les débits d'étiages pour les cours d'eau du bassin d'Isser sont maintenus même pour des périodes extrêmement sèches (R97%) c'est-à-dire pour des périodes de retour T =33 ans à l'exception du cours d'eau qui est contrôlé par la station 09-03-05 qui se séchera totalement (absence d'écoulement) en moyenne chaque 33 ans. Cela est vérifié par la présence des valeurs nulles dans le fichier des débits de cette station.

3.3.1. Distribution saisonnière de ruissellement de fréquence 80 %

Pour déterminer la répartition ou la distribution saisonnière des débits d'étiage, on cherche l'année où le ruissellement qui est égal ou proche de la valeur fréquentielle calculée par l'ajustement à une loi de probabilité, Ainsi, on peut adopter répartition de cette même année.

$$R \text{ mois en } \% = \left(\frac{\text{ruissellement du mois}}{\sum \text{ruissellement de 12 mois}} \right) * 100 \tag{III.6}$$

Où :

- R mois en % : Ruissellement du mois considéré.
- Somme de ruissellement des douze mois en mm.
- Ruissellement du mois considéré en mm.

Nous donnons ci-après, les figures III.13 et III.14, les résultats de calcul pour les distributions de fréquence 80 % de ruissellement des cinq sous bassins considérés dans cette étude.

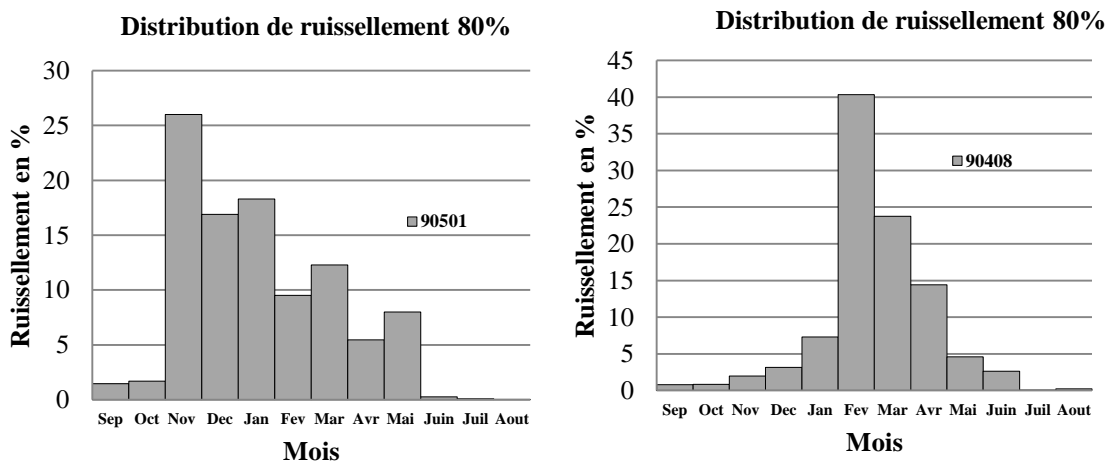
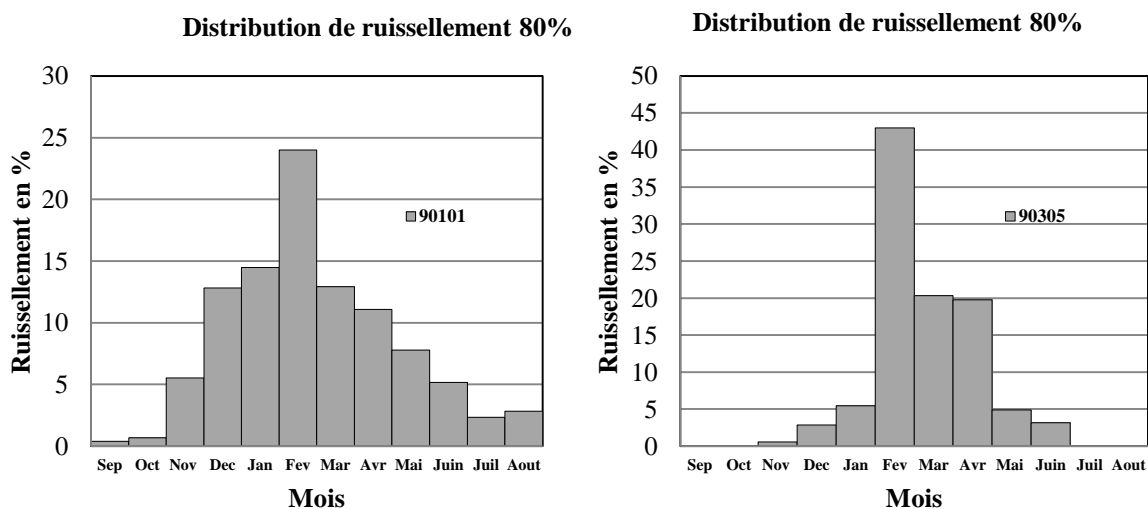


Figure III.13. Distribution du ruissellement de fréquence 80 % pour les bassins de superficie supérieure à 2000 km².



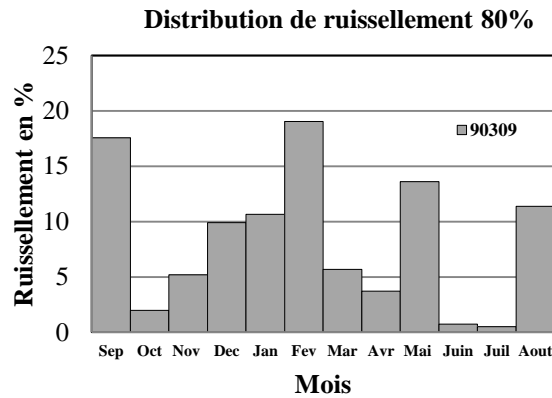


Figure III.14. Distribution du ruissellement de fréquence 80 % pour les bassins de superficie inférieure à 2000 km².

3.3.2. Distribution saisonnière de ruissellement de fréquence 90 %

Nous présentons la répartition saisonnière de ruissellement de fréquence 90 % sur les figures III.15 et III.16.

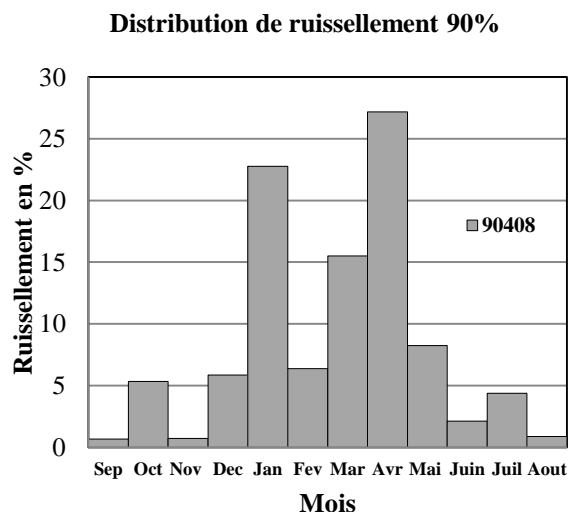
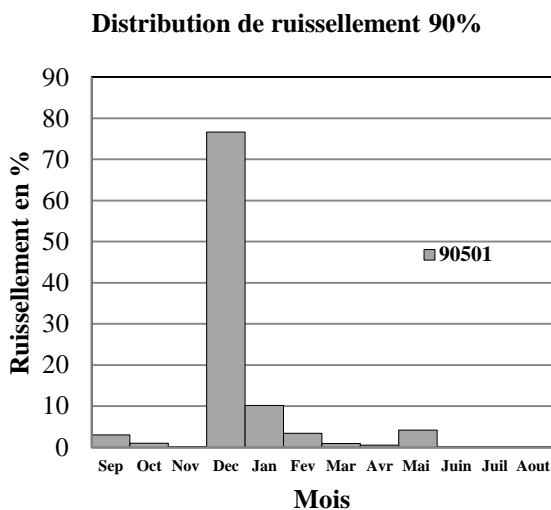
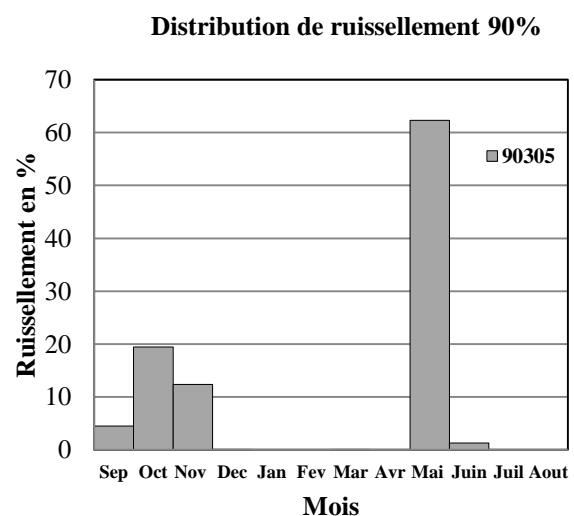
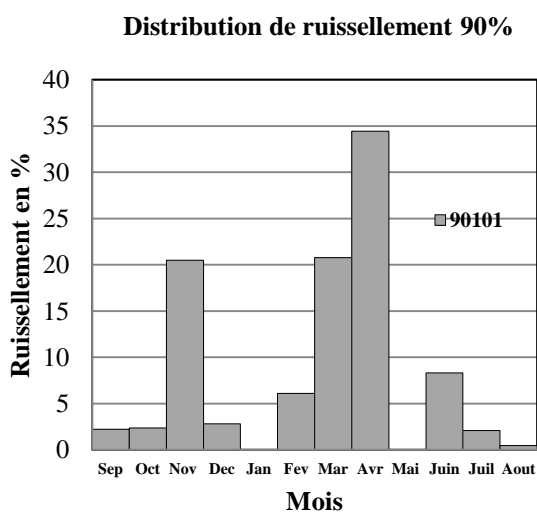


Figure III.15. Distribution du ruissellement de fréquence 90 % pour les bassins de superficie supérieure à 2000 km².



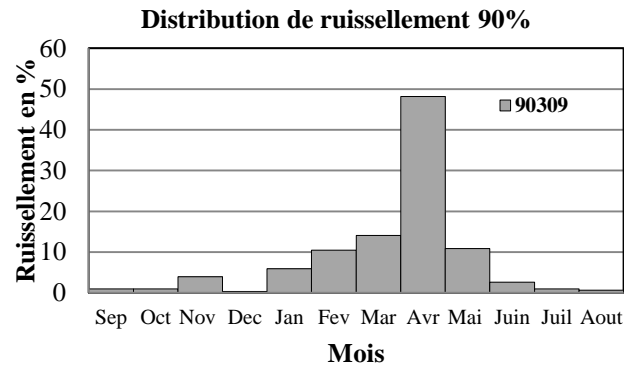


Figure III.16. Distribution du ruissellement de fréquence 90 % pour les bassins de superficie inférieure à 2000 km².

3.3.3. Distribution saisonnière de ruissellement de fréquence 97 %

Nous présentons la répartition saisonnière de ruissellement de fréquence 97 % sur les figures III.17 et III.18.

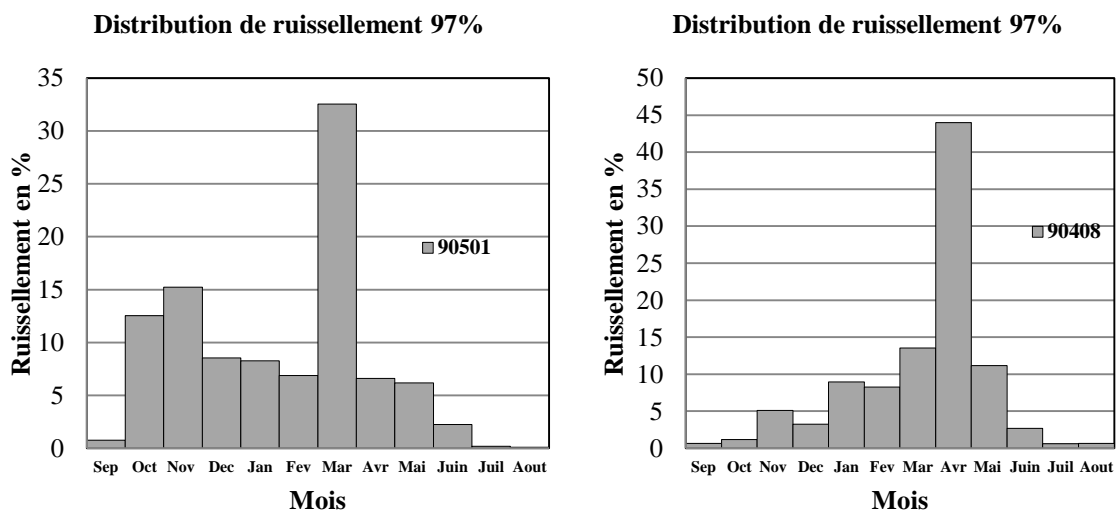


Figure III.17. Distribution du ruissellement de fréquence 97 % pour les bassins de superficie supérieure à 2000 km².

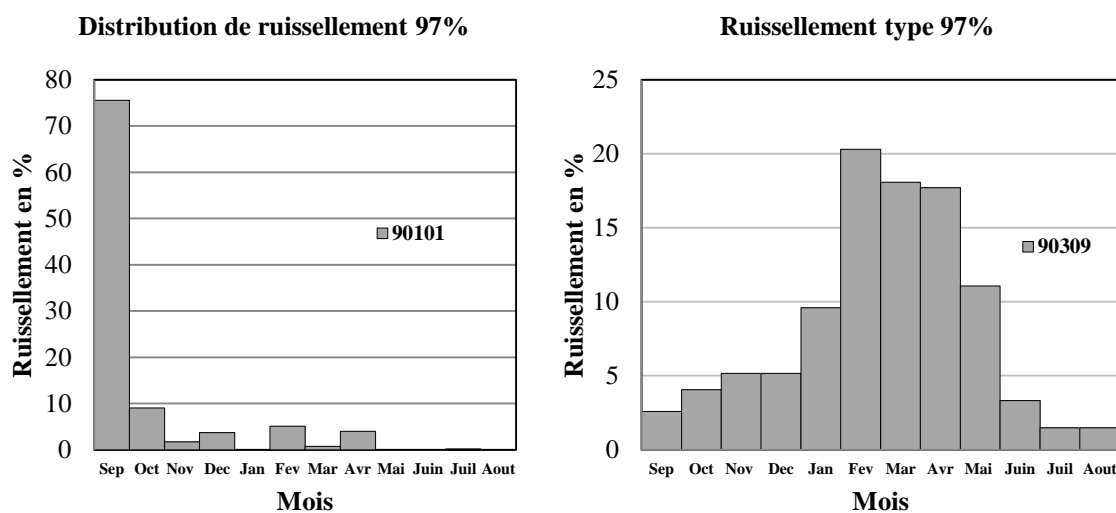


Figure III.18. Distribution du ruissellement de fréquence 97 % pour les bassins de superficie inférieure à 2000 km².

3.3.4. Établissement de la distribution type des étiages

La distributions saisonnières types des étiages de la région d'étude pour les grands bassins ($S > 2000 \text{ km}^2$) et pour les petits bassins ($S < 2000 \text{ km}^2$), sont présentées sur la tableaux III.10 et III.11 respectivement.

Tableau III.10. Distribution type des étiages fréquentiels pour $S > 2000 \text{ km}^2$.

Fréquences %	S > 2000 km ²											
	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
80	1,12	1,26	13,99	10,02	12,80	24,92	18,03	9,94	6,31	1,44	0,05	0,13
90	1,84	3,15	0,43	41,23	16,48	4,89	8,21	13,86	6,19	1,09	2,20	0,44
97	0,71	6,84	10,16	5,88	8,61	7,57	23,05	25,31	8,67	2,46	0,39	0,36

Tableau III.11. Distribution type des étiages fréquentiels pour $S < 2000 \text{ km}^2$.

Fréquences %	S > 2000 km ²											
	Sep	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
80	8,79	0,99	2,89	6,38	8,04	31,02	13,02	11,74	9,24	1,95	0,25	5,69
90	2,73	10,22	8,14	0,20	2,95	5,25	7,06	24,10	36,58	1,96	0,49	0,33
97	2,58	4,06	5,17	5,17	9,59	20,30	18,08	17,71	11,07	3,32	1,48	1,48

Pour déterminer les débits d'étiages fréquentiels en des sites non jaugés, on les calculera par la formule (III.7).

$$R_{\lambda\%} = \lambda_{\%} \cdot \bar{R} \quad (\text{III.7})$$

\bar{R} : Ruissellement interannuel (mm).

$\lambda_{\%}$: Coefficient de passage d'une fréquence à une autre.

$R_{\lambda\%}$: Débit d'étiage fréquentiel pour un site non jaugé (mm)

Le coefficient $\lambda\%$ est établi au moyen des données hydrométriques, disponibles sur la région d'étude, par la formule (III.8).

$$\lambda_{80\%} = \frac{R_{80\%}}{\bar{R}} \quad (\text{III.8})$$

La même formulation pour le calcul du coefficient $\lambda\%$ sera appliquée pour les autres fréquences.

Nous présentons ci-dessous, les valeurs des coefficients $\lambda\%$ pour les différentes fréquences et différents bassins versants.

Tableau III.12. Coefficients $\lambda\%$ pour les différents bassins.

	$\lambda_{80\%}$	$\lambda_{90\%}$	$\lambda_{97\%}$
S > 2000 km ²	0,4-0,3	0,3-0,2	0,2-0,1
S < 2000 km ²	0,55-0,5	0,5-0,4	0,4-0,3

3.4. ELABORATION DE LA RELATION DEBIT FREQUENTIEL-PARAMETRES MORPHOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT

3.4.1. Données des débits max annuels

Nous présentons dans le tableau III.13, les débits max annuels instantanés enregistrés au niveau des stations de mesures des débits.

Tableau III.13. Débits max annuels.

Année	090309	090101	090408	090305	090501
1970			118		
1971			820		2020
1972	68		498		1080
1973	132	83	945	80	2350
1974	22	113	209	45	315
1975	218	68	195	83	365
1976	84	50	84	101	242
1977	16	28	195	185	320
1978	35	78	142	81	901
1979	258	380	482	539	608
1980	130	83	197	95	459
1981	23	86	132	15	350
1982	48	76	79	7	271
1983	50	8	38	8	191
1984	18	25	142	11	288
1985		25		110	714
1986		75		94	384
1987		167		48	103
1988		18		45	509
1989		74		99	332
1990		145		64	424
1991		16		64	513
1992		110		43	172
1993		115		57	356
1994		81		80	621
1995				64	583
1996				8	144
1997					471
1998					214
1999					483

Les données des débits max présentent des disparités, la station de Lakhdaria qui contrôle la quasi-totalité du bassin, soit 3615 km², présente des forts débits allant jusqu'à 2020 m³/s, quant à la station de la Traille qui contrôle une superficie de 2570 km², le débit max enregistré ne dépasse les 1000 m³/s, pour les autres sous bassins qui présentent de petits bassins leurs débits max sont faibles.

A noter, la série la plus logue en termes des valeurs mesurées est celle de Lakhdaria (1971-1999).

3.4.2. paramètres statistiques des séries hydrométriques

Les paramètres statistiques (moyenne, médiane, coefficient de variation et d'asymétrie) des séries des débits max, aussi que les débits spécifique des séries de données présentées dans le tableau III.13, sont présentés dans le tableau III.14.

Tableau III.14. Paramètres statistiques des données hydrométriques.

Station	09-03-09	09-01-09	09-04-08	09-03-05	09-05-01
Qmax, moy	84,8	86,5	285	84,4	544
Cv	0,928	0,899	0,971	1,25	0,929
Cs	1,3	2,69	1,59	3,78	2,64
Médiane	80	77	195	64	384
\bar{q}_{max} m ³ .s ⁻¹ .km ⁻²	1,162	0,130	0,111	0,309	0,150

3.4.3. L'analyse de la relation entre les débits de la crue et les paramètres statistiques

3.4.3.1. Relation entre q_{max} moyen et la surface du bassin versant

Les données du tableau III.15 sont utilisées pour l'établissement du modèle \bar{q}_{max} en fonction de la surface. Le graphique III.19 montre la relation entre \bar{q}_{max} et S (surface du bassin).

Tableau III.15. Données globales de modélisation.

Stations	S, km ²	Log (S+1)	\bar{q}_{max} m ³ .s ⁻¹ .km ⁻²
090309	73	1,869	1,162
090101	666	2,823	0,130
090408	2571	3,410	0,111
090305	274	2,438	0,309
090501	3601	3,559	0,106

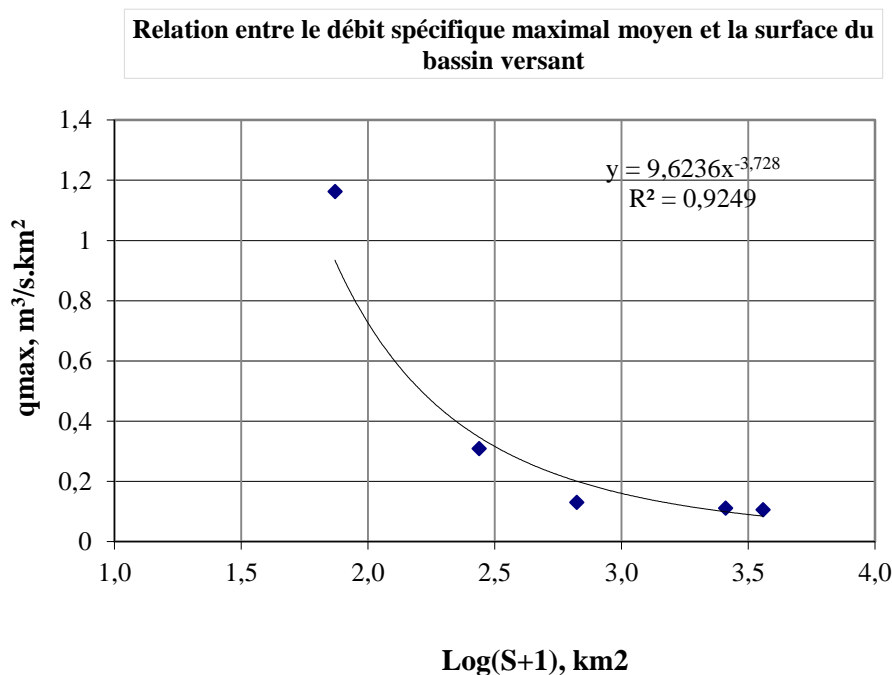


Figure III.19. Relation \bar{q}_{max} et S.

Le modèle établi est présenté par la formule (III.9), avec un coefficient de corrélation 0.93 peut être utilisé dans la suite de calcul.

$$\bar{q}_{max} = \frac{9.62}{(\log(s+1))^{3.73}} \tag{III.9}$$

3.4.3.1.1. Relation entre le coefficient de variation, le débit spécifique max moyen et la surface du bassin versant $C_v = f(\bar{q}_{max}, S)$

Les données du tableau III.16 sont utilisées pour l'établissement du modèle \bar{q}_{\max} en fonction de la surface.

Tableau III.16. Données de modélisation.

S+1	log(S+1)	Cv/ \bar{q}_{\max}
74	1,869	0,799
666	2,823	6,838
2571	3,410	8,748
274	2,438	4,045
3601	3,556	8,764

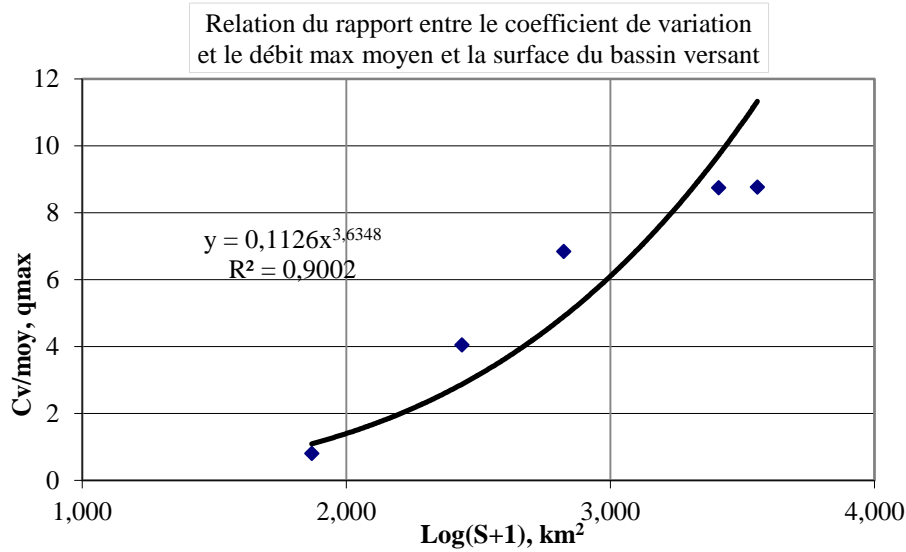


Figure III.20. Relation Cv/\bar{q}_{\max} et $\log(S+1)$.

$$Cv = 0.115\bar{q}_{\max} \cdot [\log(S + 1)]^{3.6} \tag{III.10}$$

La relation Cv de la formule (III.10) peut être prise dans la suite de calcul vu que le taux d'explication de la variance qui est de 90%

3.4.3.1.2. Comparaison entre les résultats

Comparaison entre les résultats de calcul par les deux formule établies de \bar{q}_{\max} et C_V , Le tableau III.17 montre un écart entre les débits spécifiques mesurés et calculés

Tableau III.17. Résultats de calcul.

Stations	S	S+1	\bar{q}_{\max}	\bar{q}_{\max} (calculé)	Cv	Cv calculé
090309	74	74	1,162	0,933	0,928	1,02
090101	665	666	0,130	0,200	0,889	0,97
090408	2570	2571	0,111	0,099	0,971	0,94
090305	273	274	0,309	0,347	1,25	0,99
090501	3620	3601	0,106	0,085	0,929	0,94

3.4.3.2. Calcul des débits fréquents

Le modèle de calcul des débits max. fréquents proposé est le suivant :

$$Q_{maxT} = \frac{\bar{q}_{max} \times S}{\sqrt{(C_v)^2 + 1}} \text{Exp} \left[u \times \sqrt{\ln(C_v)^2 + 1} \right] \quad \text{(III.11)}$$

Les résultats de calcul par le modèle (III.11) et les débits fréquents calculés à partir des séries des débits max données par le tableau II.13 sont donnés par le tableau III.18.

Tableau III.18. Résultats de calcul pour $Q_{max,T}$ calculés et observés.

Période T	90101		90309		90501		90305		90408	
	cal	obs.	cal	obs.	cal	obs.	cal	obs.	cal	obs.
5	221	131	112	126	520,84	750	158	127	431	413
10	344	193	174	190	809,52	1020	246	201	669	610
20	495	267	250	268	1163,8	1310	354	294	962	843
50	745	383	377	393	1751,9	1750	533	451	1449	1210
100	979	488	495	508	2301,8	2110	700	600	1903	1550
1000	2101	959	1064	1040	4941,6	3600	1503	1330	4086	3050

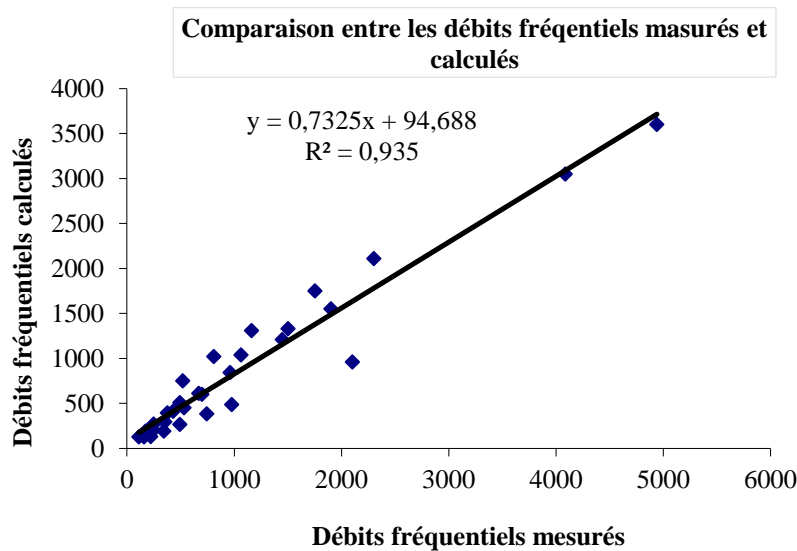


Figure III. 21. Ecart débits fréquents calculés et mesurés.

Tableau III.19. L'erreur sur les débits fréquents calculés par le modèle.

Période T	90101	90309	90501	90305	90408
	cal	cal	cal	cal	cal
5	69,05	-11,04	-30,55	24,74	4,28
10	78,34	-8,30	-20,64	22,50	9,73
20	85,33	-6,54	-11,16	20,40	14,15
50	94,49	-4,06	0,11	18,15	19,72
100	100,56	-2,48	9,09	16,69	22,79
1000	119,10	2,26	37,27	13,01	33,97

L'erreur moyenne sur les max fréquents est 24% sur l'ensemble du jeu de donnée, inférieur à l'erreur admissible de calcul des crues qui est de 25 %.

3.5. ETUDE DES DEBITS ET DES HYDROGRAMME DE CRUE

3.5.1. Méthodologie

L'étude des hydrogrammes est basée sur les données des débits enregistrées à 5 stations hydrométriques du bassin d'Isser. En raison de son rôle primordial dans l'établissement de l'hydrogramme unitaire synthétique (HUS), il est nécessaire de rappeler la théorie de l'hydrogramme unitaire (HU). La théorie de l'hydrogramme unitaire repose sur les hypothèses suivantes :

- La pluie nette est uniforme sur le bassin versant et constante dans le temps ;
- Les caractéristiques de l'HU sont invariables dans le temps - la durée de l'hydrogramme de ruissellement direct (temps de base) est constante et indépendante de l'intensité de pluie ;
- La réponse du bassin versant aux pluies est linéaire : pour une même durée de référence τ , les ordonnées de l'HU sont proportionnelles au volume de la pluie nette ;
- L'hydrogramme unitaire reflète l'ensemble des caractéristiques physiques du bassin versant.

3.5.2. Dépouillement des données hydrogrammes de crues

Pour le cas du bassin d'Isser, pour chaque sous bassin versant (05 bassins), nous avons collecté plusieurs hydrogrammes des débits (en période de crue) les plus élevés. Pour le cas des pays tempérés, aride et semi-aride, les pluies sont généralement de type orageux, par conséquent elles génèrent des hydrogrammes uniformes sur les bassins versants. Nous présentons dans le tableau III.20 quelques hydrogrammes bruts de la station 90408

Tableau III.20. Hydrogrammes de crues du bassin Pont de la traillé (90408).

Date de la crue	Montée					Max	Décrue												
	5	4	3	2	1		0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
31/03/1971					3,48	35,9	28,9	9,3	6,47	5,57	4,44	3,86							
101/10/70			0	0,6	1,26	18,9	1,89	1,89	1,7	0,92	0,79	0,6	0,6						
14/01/1971		1,62	4,62	5,51	10,31	13,2	9,3	9,51	7,16	6,84	4,24	3,35							
12/07/1971			0,1	0,16	2,02	14,7	2,01	1,06	0,83	0,62	0,57	0,51	0,51	0,46	0,46				
27/11/1971				0,46	2,83	369,6	98,08	16,36	8,92	25,78	9	6,1	7,6	5,3	3,82				
28/03/1972			7,66	8,12	8,12	33,09	19,8	16,2	13,9	11,7	12,8								
29/04/1972			7,2	12,41	20,84	135	27,24	22,58	22,6	21,12	21,12	24,8	38,1	8,38	8,38	6,5	5,14	5,14	
24/09/1972				2,09	17,72	44,66	13,32	11,94	8,49	1,22	1,67	1,06	0,8	0,9	0,9				
31/01/1973		3,56	2,73	39,55	82,72	203,6	122	62,62	38,7	20,93	7,79	4,9							
22/04/1973				14,3	18,24	109	84,99	75,5	40,4	30,6	25,07	21,9	21,9	18,2	18,2	16,4	15,8	14	
23/12/1973				0,56	20,35	66,28	5,54	3,02	2,64	2	2	1,72	1,58	1,58					
21/02/1974				14,78	30,43	125,4	101	34,23	28	15,5	13,6	12,2	10,6	9,4	9	8,16	7,6	6,82	
27/03/1974			3,5	9,95	214,4	635,9	357	116,1	61,3	37,9	57,95	41,2	32,5	25,7	22,6	20,2	18,2	16,7	15
28/12/1973			1,3	2,34	2,32	29,3	5,04	3,9	2,8	2,44	2,2	2,2	2,2						
27/04/1974			9,2	12,4	12,4	33,81	14,26	10,4	9,2	8,4	8,08	7,44	9,12	4,72	4,72	4,24			
23/10/1974					0,9	35,62	33,77	4,18	2,8	2,5	2,2	2,2	1,9	1,9					
14/02/1975				1,68	14,2	90,08	63,57	20,53	9,24	8,12	6,52	5,08	4,6	3,76	3,34	2,92	2,5		
18/03/1975		1,1	3,21	10,89	37,89	86,07	50,65	35,25	22,4	16,92	14,04	13,3	12	12	10,4	8,68	6,04	6	
03/11/1975				0,3	44,6	3,8	2,36	2,12	1,88	1,64	1,4	1,05	0,7						
20/12/1975			1,58	2,53	5,12	27,09	6,79	6,05	7,85	7,06	5,06	4,84	4,4	3,96	2,6				
18/12/1979				0,15	0,31	174,6	13,88	3,48	2,14	1,96	1,6	1,6							
04/03/1980				4,02	9,56	123,9	29,67	15,88	13,4	11,2	11,2								
16/04/1980				6,5	8,82	16,58	9,79	7,91	6,5	6,5	6,16								
28/04/1980				4,8	16,81	63,62	35,96	10,59	7	8,84	7	7	6,55	6,1					
15/12/1980	0,61	1,03	20,29	70,19	35,42	116,3	19,11	10,02	7,25	5,8	5,34	4,88	5,5						
17/04/1982				2,87	15,21	10,5	4,65	3,55	3	2,73	3,83	2,73	2,45						
22/12/1982		5,95	10,22	19,92	20,29	67,83	45,75	21,38	14,2	11,44	11,44	7,3	6,81	6,31	6,31	6,31	5,82		
28/10/1982				0,26	9,94	32,52	6,23	3,27	2,18	2,18	3,51	2,18	2,18	2,18	1,97	1,97			
08/03/1984	2,34	2,96	6,92	7,99	10,75	16,45	11,44	7,99	7,3	6,81	6,31	5,32	5,32	5,32					
Médian	1,475	2,29	4,06	5,51	10,31	44,7	19,11	10,02	7,3	6,84	6,16	4,86	4,96	4,72	4,72	6,5	7,6	6,82	10

3.5.3. Établissement des hydrogrammes unitaires

Il est évident que la superposition des hydrogrammes unitaires réduits d'un bassin versant, obtenus ainsi pour toutes les crues jugées unitaires fournit, par considération des ordonnées médianes ou moyennes, un hydrogramme type (figures III.22 à III.24. en noire) qui peut être considéré comme une caractéristique hydraulique de ce bassin.

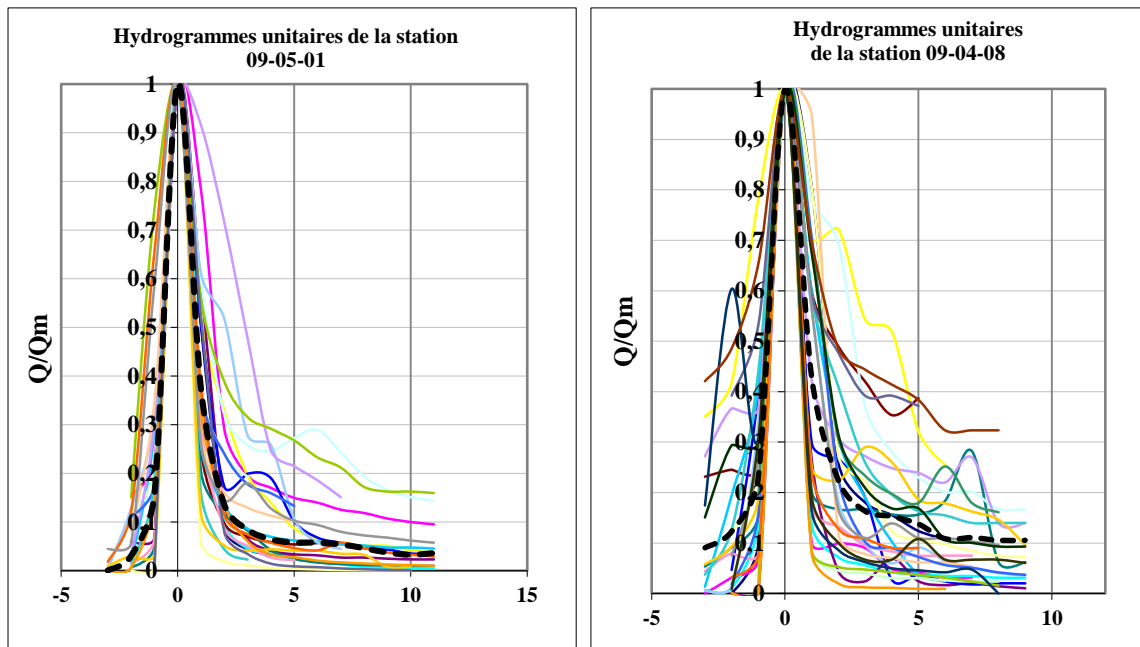


Figure III.22. Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 090501 et 090408.

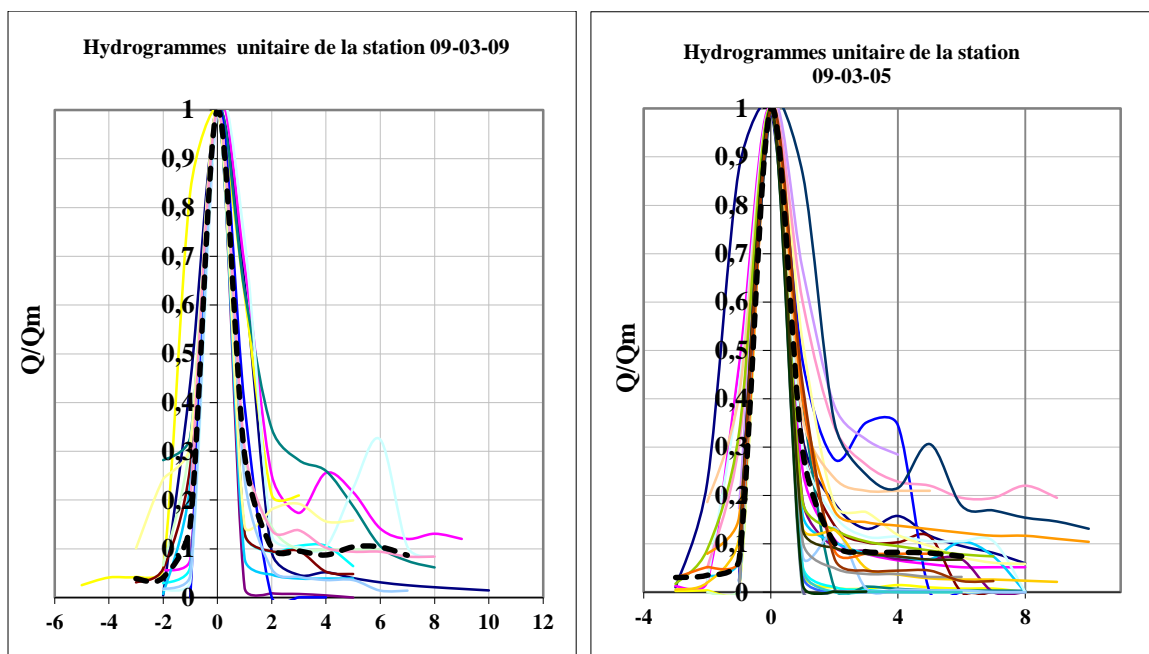


Figure III.23. Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 090309 et 090305.

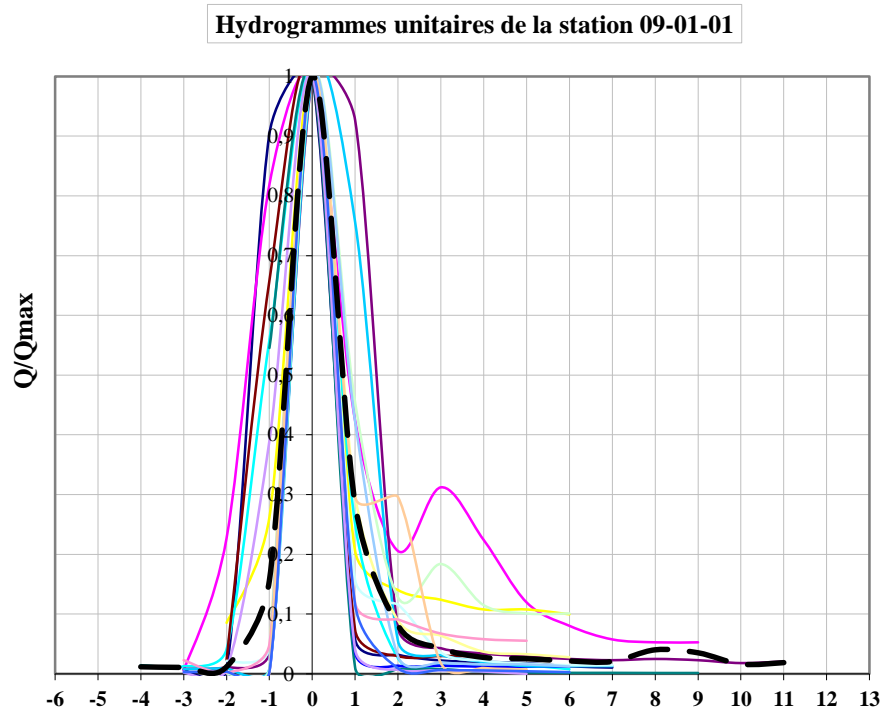


Figure III.24. Hydrogramme unitaire réduits pour les bassins 090101.

Il faut souligner que théoriquement, les diagrammes de distribution de tous les hydrogrammes devraient être identiques ; en réalité ils diffèrent toujours quelque peu, surtout au début et à la fin du diagramme. Prenant comme base les crues unitaires sélectionnées, on a calculé un hydrogramme type pour chaque bassin versant sur la base des médianes des hydrogrammes adimensionnels normés. La figure III.25 montre les hydrogrammes adimensionnels normés de l'ensemble des sous bassins versants du bassin Isser.

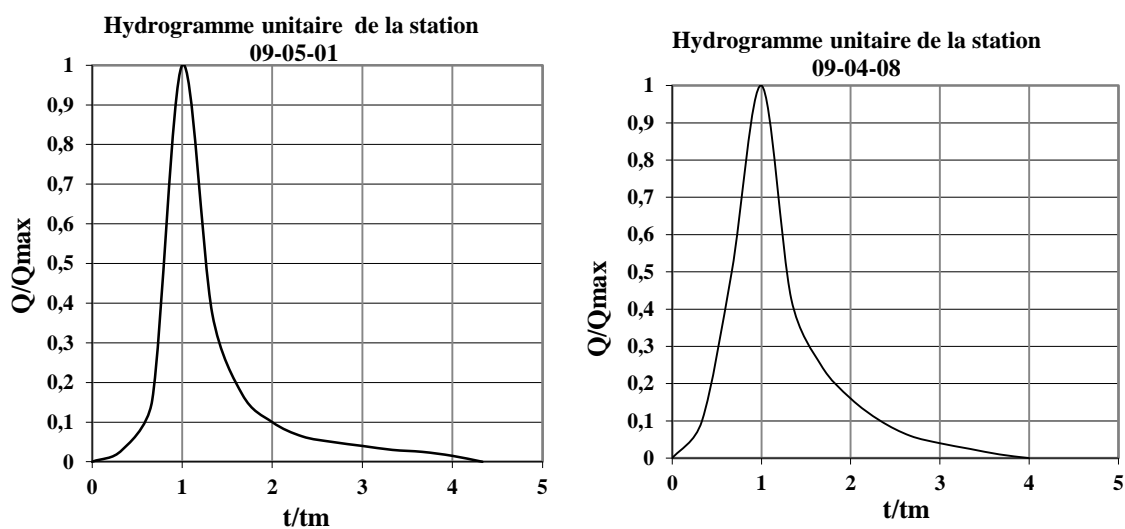


Figure III.25. Les hydrogrammes types des cours d'eau du bassin d'Isser.

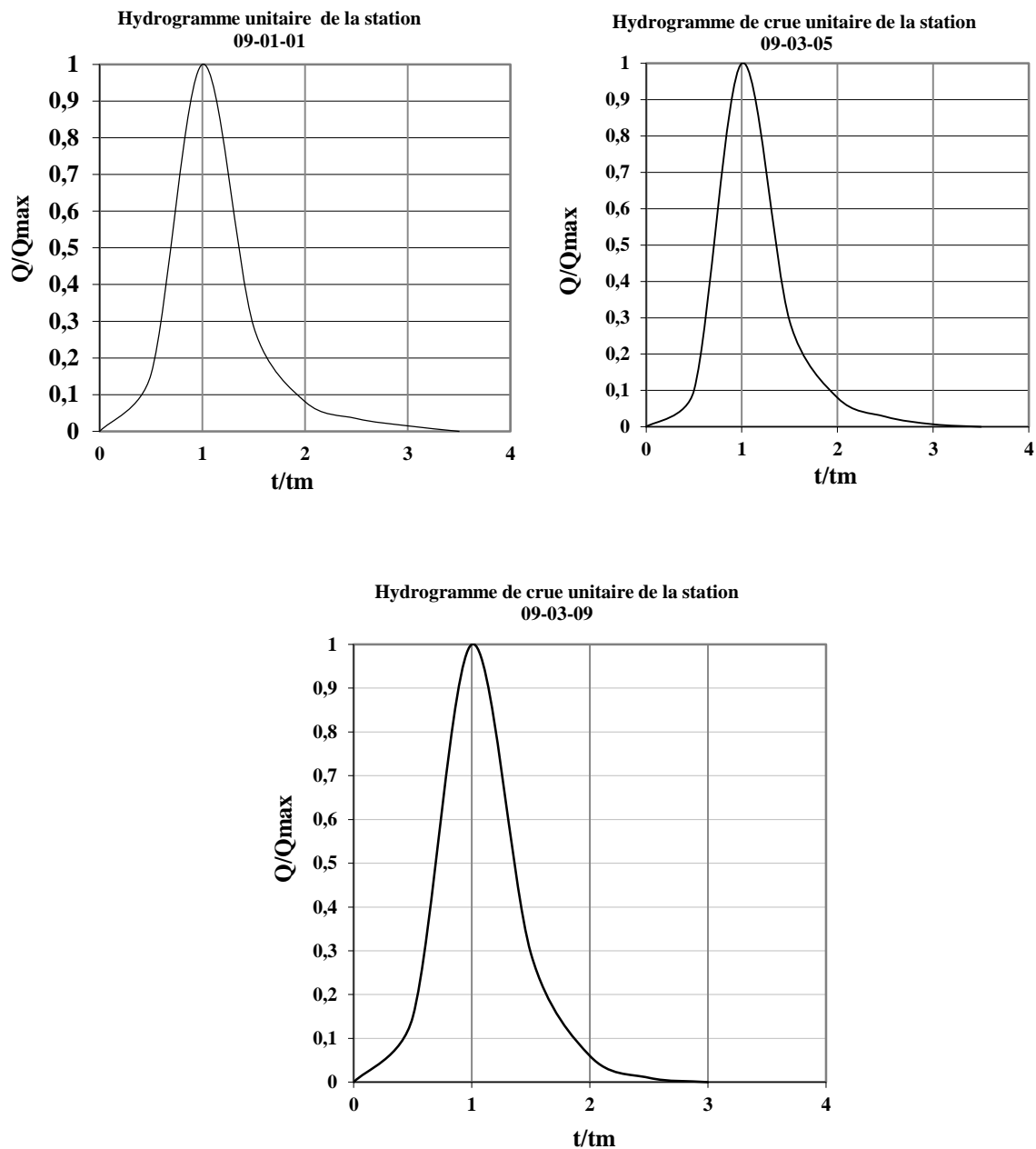


Figure III.25.(suite). Les hydrogrammes types des cours d'eau du bassin d'Isser.

Les cinq hydrogrammes unitaires médians sélectionnés, permettent de déterminer un diagramme de distribution (hydrogramme type), caractéristiques des sous bassins versants du cours d'eau d'Isser. Un tel hydrogramme-type peut être appliqué au même bassin pour fournir un hydrogramme de crue rare. La tâche se complique lorsqu'on veut dériver un hydrogramme pour un bassin dépourvu de données pluviométriques et débitométriques.

L'une des hypothèses de base de la théorie de l'HU est que pour un bassin versant donné l'hydrogramme de ruissellement résultant reflète l'ensemble des caractéristiques physiques du bassin versant. Il est donc possible de dériver un hydrogramme unitaire pour un bassin non jaugés sur la base des expressions empiriques ou pseudo empiriques qui relient les caractéristiques physiques pertinentes aux aspects géométriques de l'hydrogramme unitaire.

3.5.4. Elaboration d'un modèle hydrogramme de crue

L'analyse de l'hydrogramme type établi pour chaque cours d'eau montre que la partie de montée de la courbe est serrée à gauche celle de la partie descendante et étalée vers la droite (figure III.25). La forme analytique ou le modèle adopté pour ces hydrogrammes types est celle de la fonction de densité de la loi log-normale (loi Galton) (Boutoutaou et Zeggane, 2014).

La densité de la loi Galton est présentée sous la forme suivante :

$$f(x) = \begin{cases} 0 & \text{pour } x \leq 0 \\ \frac{1}{x\sqrt{2\pi}\sigma} \exp\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln x}{\sigma}\right)^2\right] & \text{pour } x > 0 \end{cases} \quad (\text{III.12})$$

Après quelques modifications, l'hydrogramme type proposé pour les cours d'eau du bassin d'Isser est le suivant (Boutoutaou et Zeggane, 2014):

$$Q(t) = \begin{cases} 0 & \text{pour } t = 0 \\ Q_p \left(\frac{t}{t_p}\right)^{-0,1} \text{Exp}\left[-\frac{1}{2}\left(\frac{\ln\left(\frac{t}{t_p}\right)}{k}\right)^2\right] & \text{pour } t > 0 \end{cases} \quad (\text{III.11})$$

Les paramètres définissant l'hydrogramme synthétique type Galton sont donc le débit maximal instantané ou débit de pointe Q_p , le temps de montée t_p et le paramètre de forme k qui conditionne l'allure de la courbe de décrue de l'hydrogramme. L'exposant (0,1) est un coefficient d'ajustement, obtenu sur la base du calage des hydrogrammes de crues calculés et mesurés.

3.5.5. Détermination des paramètres de l'hydrogramme de crue

3.5.5.1. Débit de pointe de crue

La valeur du débit de pointe (débit max.) qui est incluse dans le modèle de l'hydrogramme (III.11) peut être calculée par la formule des crues (III.13) proposée plus haut :

$$Q_P = Q_{maxT} = \frac{\bar{q}_{max} \times S}{\sqrt{(C_V)^2 + 1}} \text{Exp}\left[u \times \sqrt{\ln(C_V)^2 + 1}\right] \quad (\text{III.13})$$

Avec :

$$\bar{q}_{max} = \frac{9.62}{[\log(S + 1)]^{3.73}} \quad (\text{III.14})$$

Et

$$C_V = 0.115 \bar{q}_{max} [\log(S + 1)]^{3.6} \quad (\text{III.15})$$

S : Surface du bassin versant [km^2].

\bar{q}_{max} – Débit max. spécifique ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$)

C_V – Coefficient de variation

3.5.5.2. Temps de montée de l'hydrogramme de crue

Le temps de montée des crues des cours d'eau et des oueds de l'Algérie varie de 4 – 8 heures jusqu'à 24 heures pour les bassins versants inférieurs à 600 km², de 12 – 24 heures à 5 jours – pour les bassins versant allant jusqu'à 3000 - 6000 km² et de 2 – 4 jours à 10 jours – pour les grands bassins versants (supérieur à 6000 km²). Le temps de montée de la crue t_p est défini en fonction de la durée de pluie t et du lag time t_{lag} (délai de réponse ou délai d'activation du bassin versant). (Boutoutaou et Zeggane, 2015).

Si en se référant sur la théorie de l'hydrogramme unitaire, qui stipule que le temps de montée est constant et égal à une valeur limite inférieure ($t_p = \lim t$) d'une part et que lorsque la période de récurrence de la crue augmente, le temps de réponse du bassin en crue diminue jusqu'à une valeur seuil correspondant approximativement à un temps minimum ($t_{lag} = \lim t$) d'activation du bassin versant de l'autre part, il est possible de faire l'hypothèse que cette valeur limite correspond au temps de concentration du bassin et que la limite d'activation de chaque bassin est obtenu des crues de période de retour 5 – 10 ans :

$$t_p \approx t_{lag} \approx t_c \quad (\text{III.16})$$

Le temps de concentration t_c est fonction essentiellement des caractéristiques physiographiques des bassins versants. Pour les conditions physiographiques des bassins de l'Algérie, le temps de concentration est présenté par la relation suivante (Boutoutaou et Zeggane, 2015)

$$t_c = 1.7 \left(\frac{SL}{\sqrt{I}} \right)^{0.19} \quad (\text{III.17})$$

t_c : Temps de concentration en heure.

S : Surface du bassin versant en Km²

L : Longueur du cours d'eau en km.

I : Pente du cours d'eau en %.

La formule de calcul du temps de concentration (III.16) est valable pour les sous bassins du cours d'eau d'Isser.

3.5.5.3. Coefficient de forme k de l'hydrogramme de crue

Le coefficient de forme k étant égal au rapport du débit moyen ruisselé de l'hydrogramme au débit de pointe ruisselé :

$$k = \frac{Q_{moy}}{Q_p} \quad (\text{III.18})$$

Le paramètre de forme k conditionne l'allure de la courbe de décrue de l'hydrogramme. Pour les cours d'eau du bassin d'Isser, ce coefficient varie essentiellement entre 0,2 et 0,5.

Nous recommandons de calculer la valeur de k par la formule proposée dans les travaux de (Boutoutaou et Zeggane, 2015) qui est la suivante :

$$k = 0.0102(S + 1)^{0.43} 0.15 \quad (\text{III.19})$$

La qualité de simulation par le modèle proposé a été basée sur la comparaison des hydrogrammes mesurés à ceux calculés par l'hydrogramme synthétique type Galton. Les valeurs calculés et mesurés de quelques hydrogrammes de crues des sous bassins d'Isser sont présentées dans les figures III.26 à III.30. La relation entre ces valeurs calculées et mesurés est bonne et est traduite par un coefficient de corrélation variant entre 0,84 et 0,95.

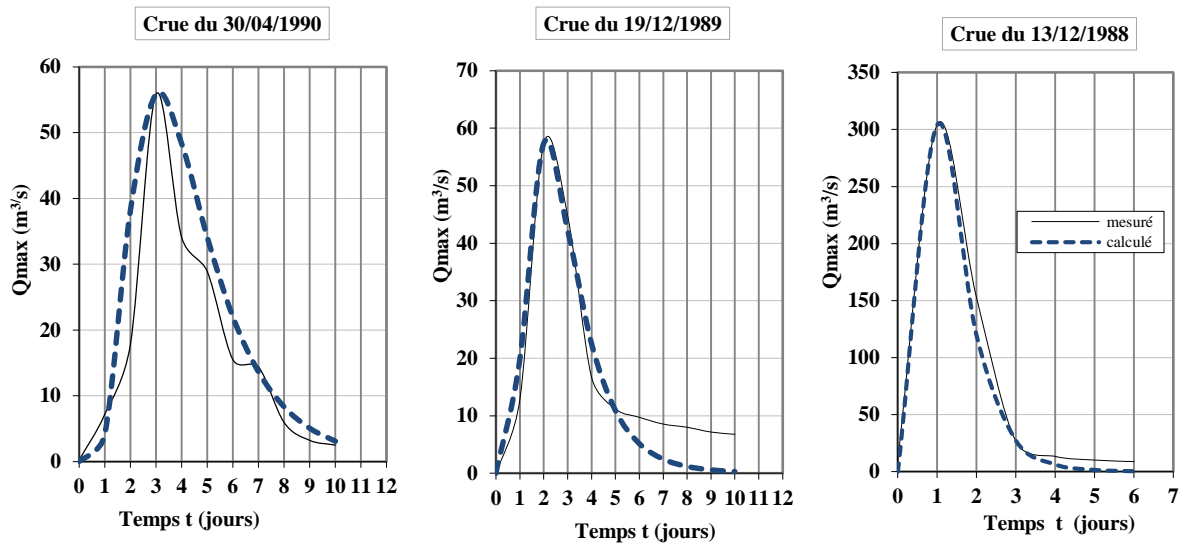


Figure III.26. Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Lakhdaria (090501).

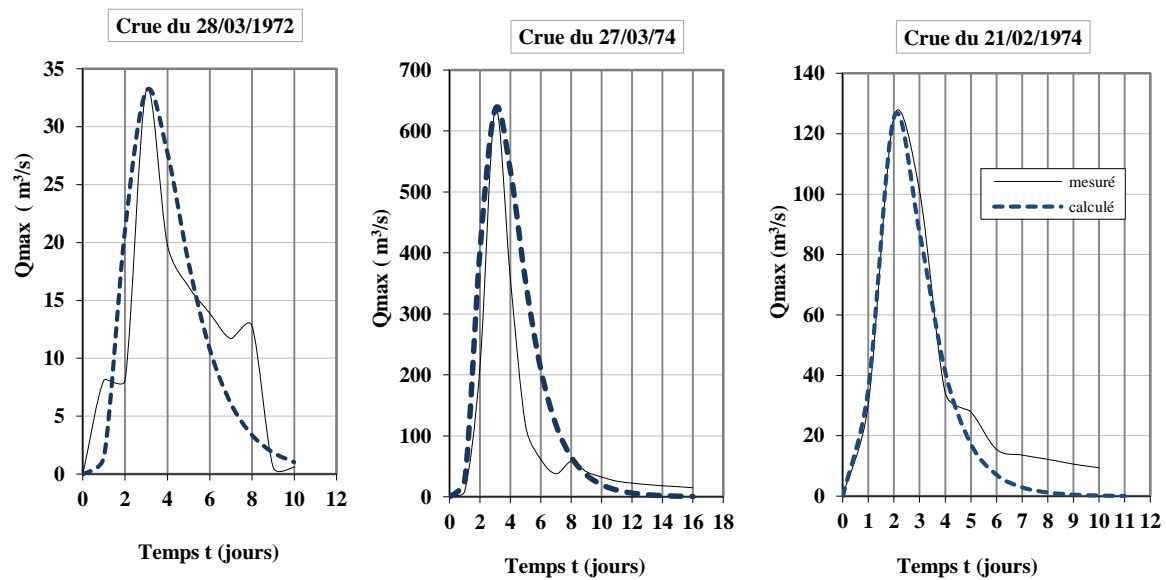


Figure III.27. Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station La trailla (090408).

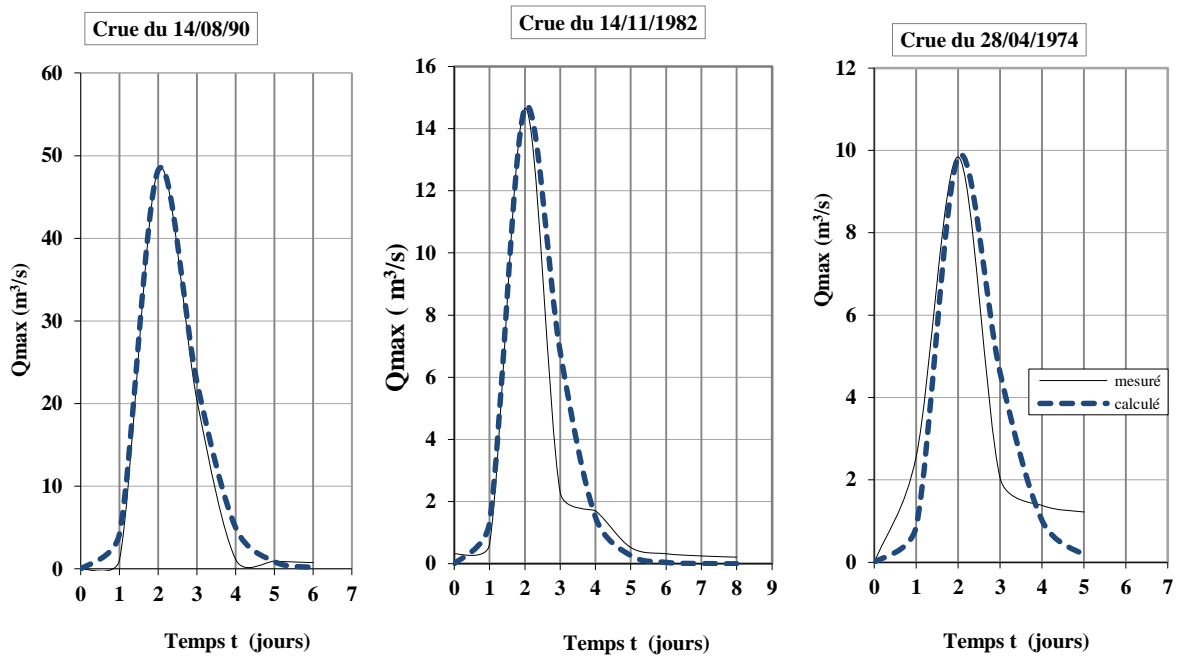


Figure III.28. Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Mezahim (090101).

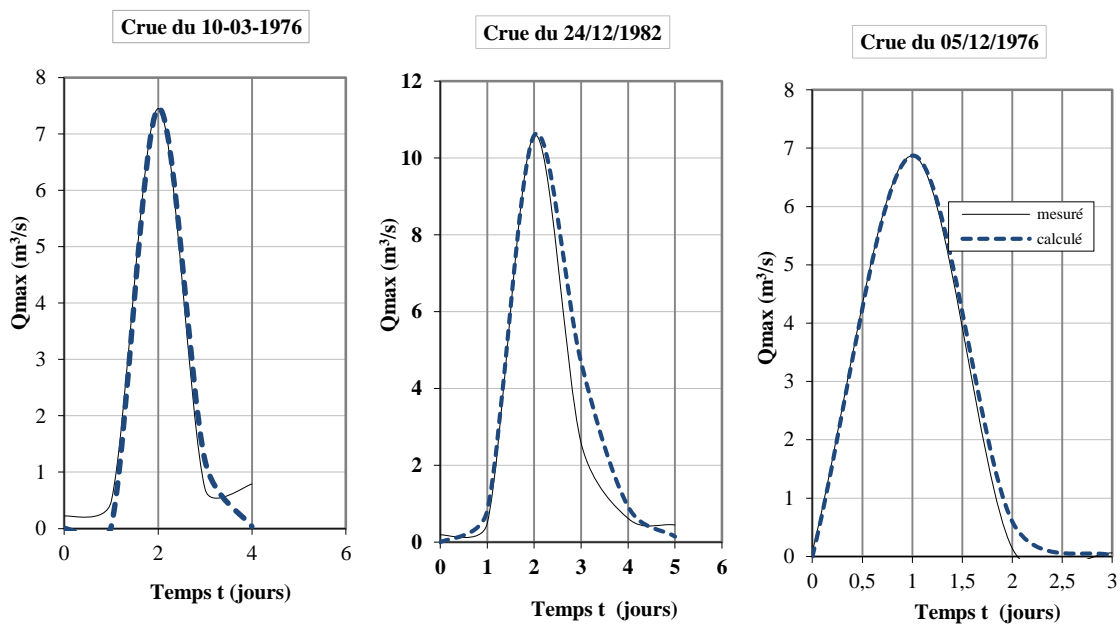


Figure III.29. Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Dechmia (090309).

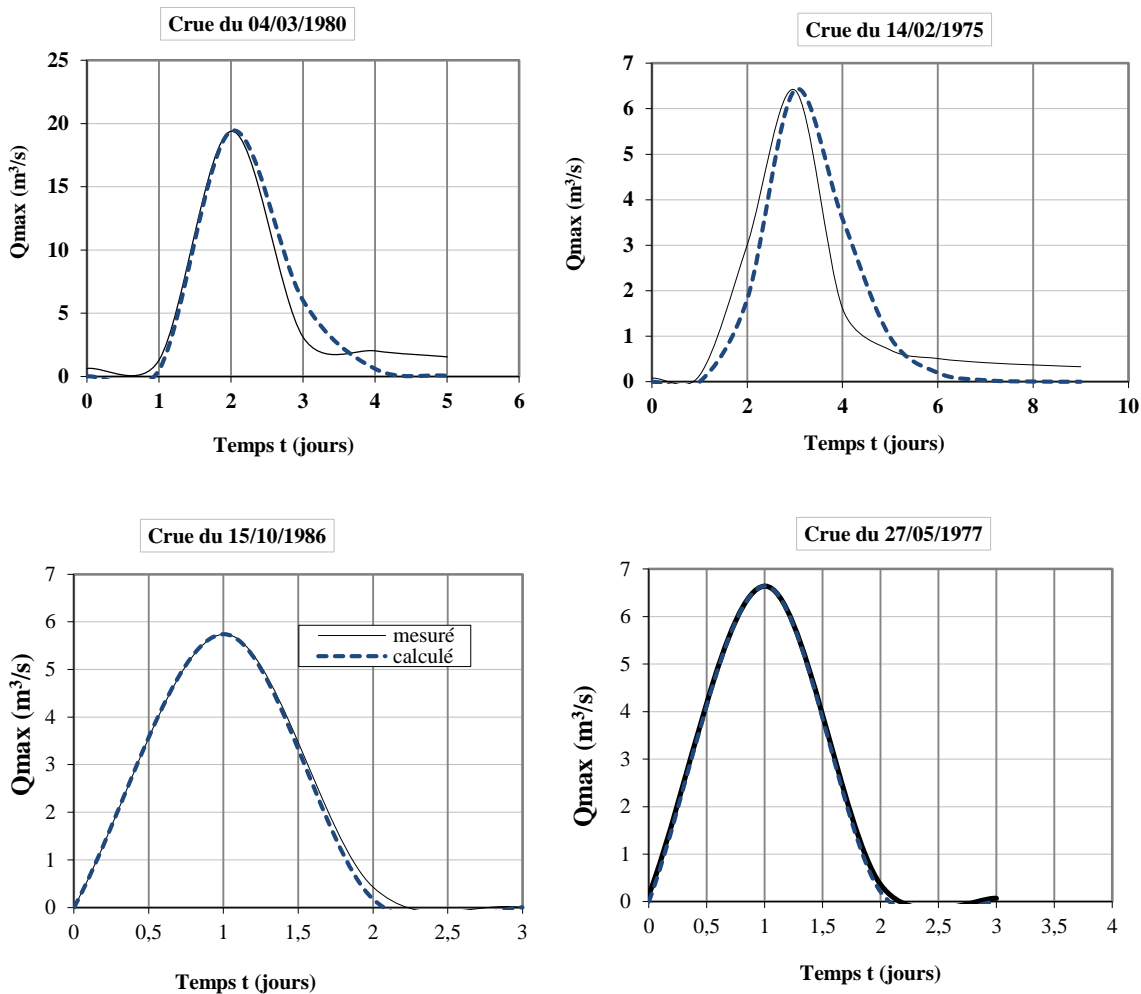


Figure III.30. Quelques hydrogrammes de crue mesurés et calculés à la station Beni slimane(090305).

3.6. CONCLUSION

L'analyse des courbes des débits moyens mensuels a montré une tendance à la diminution des débits pour les données de stations qui contrôlent de grandes surfaces, contrairement aux données des autres petits bassins versants.

Un modèle de ruissellement annuel est établi avec une erreur moyenne de 1%, des distributions type de ce ruissellement à l'échelle interannuelle ont été proposées au terme de cette partie.

L'analyse de quelques paramètres météorologiques et hydrologiques des bassins versants jaugés a permis la mise au point d'une méthode de calcul de crues (des débits de pointe) appropriée à l'Algérie pour les cours d'eau non jaugés. L'hydrogramme synthétique type Galton proposé permettra de dériver un hydrogramme de crue pour un bassin non jaugé à partir de la connaissance de ses caractéristiques physiographiques. En l'absence des données, Les formules développées plus haut peuvent être utilisées pour d'éventuelles applications sur le bassin versant Isser.

CHAPITRE VI

TRANSPORT SOLIDE

4.1. PHENOMENE DE L'EROSION

4.1.1. Introduction

Erosion vient de "ERODERE", verbe latin qui signifie "ronger". L'érosion ronge la terre comme un chien s'acharne sur un os. D'où l'interprétation pessimiste de certains auteurs qui décrivent l'érosion comme une lèpre qui ronge la terre jusqu'à ne laisser qu'un squelette blanchi : les montagnes calcaires qui entourent la Méditerranée illustrent bien ce processus de décharnement des montagnes dès lors qu'on les défriche et que l'on brûle leur maigre végétation (ex. Grèce). En réalité, c'est un processus naturel qui certes, abaisse toutes les montagnes (d'où le terme de "dénudation rate", vitesse d'abaissement du sol des géographes anglophones) mais en même temps, l'érosion engraisse les vallées, forme les riches plaines qui nourrissent une bonne partie de l'humanité. Il n'est donc pas forcément souhaitable d'arrêter toute érosion, mais de la réduire à un niveau acceptable tolérable.

C'est l'ensemble des actions chimique et organique qui aboutissent à la destruction des roches et au nivellement progressif du terrain. Plus simplement l'érosion est l'usure de la partie superficielle de l'écorce terrestre, l'eau et le vent sont les principaux agents. (Greco 1966). L'érosion est un phénomène naturel qui affecte l'ensemble de la couverture terrestre géopédologique et c'est l'un des facteurs important de formation et l'évolution des milieux naturels (Dutil, 1984.).

L'érosion des sols se développe lorsque les eaux de pluie, ne pouvant plus s'infiltrer dans le sol, ruissellent sur la parcelle en emportant les particules de terre. Ce refus du sol d'absorber les eaux en excédent apparaît soit lorsque l'intensité des pluies est supérieure à l'infiltrabilité de la surface du sol (ruissellement « Hortonien »), soit lorsque la pluie arrive sur une surface partiellement ou totalement saturée par une nappe (ruissellement par saturation). Ces deux types de ruissellement apparaissent généralement dans des milieux très différents, bien que l'on observe parfois une combinaison des deux (Cros-Cayot, 1996).

Les terres agricoles en milieux semi-arides de l'Afrique du Nord souffrent aujourd'hui d'une crise environnementale, dont l'érosion hydrique constitue la manifestation la plus spectaculaire). La situation continue à se dégrader, en Tunisie 45% de la superficie totale menacée par l'érosion hydrique (Chevalier, 1995), au Maroc 40% (Celik, 1996), concernant l'Algérie 45% des zones telliennes, soit 12 millions d'hectares sont touchés (Chebbani, 1999). L'Algérie du nord est soumise à de fortes pressions en hommes et en bétail qui ont engendré une sévère dégradation des sols et de la couverture végétale. On estime à plus de 20 millions d'hectares les terres touchées par l'érosion particulièrement dans les zones montagneuses où sont implantés plus de 90% des barrages et où se concentrent environ 20 millions d'habitants. Pour protéger les terres agricoles et réduire l'envasement des barrages, des efforts considérables ont été consentis par les pouvoirs publics sans toutefois atteindre des résultats satisfaisants. En effet, les terres et le couvert végétal continuent de se dégrader et les transports solides sont toujours importants (Mazour et Roose, 2002)

La modélisation de la relation débit-matière en suspension présente un grand intérêt du fait qu'elle permet d'anticiper l'évolution des flux de transports solides à l'exutoire d'un bassin, ou en amont des barrages (Lekfir et al, 2006). Les travaux d'Achite et al (2005) ont montré que le modèle puissance traduit une relation entre le transport solide et le coefficient de ruissellement, pris comme facteur explicatif.

On notera aussi les travaux de Texeront (1960), qui ont tenté d'expliquer l'érosion spécifique en fonction de certains paramètres hydrologiques et caractéristiques du bassin versant mais

leurs mises en application demandent une connaissance d'un nombre assez élevé de paramètres, souvent ils sont difficilement mesurables.

L'étude du débit solide occupe une place très importante et très vaste dans le domaine de l'hydrologie de surface et de régularisation du débit (Touaibia, 1999).

4.1.2. Causes d'érosion et facteurs

L'élément déclencheur de ce type d'érosion est la pluie, qui provoque le détachement des particules élémentaires du sol. Appellation des lignes d'écoulement d'après (Roose, 1994) sont donnés par le tableau IV.1.

Tableau IV. 1. Formes d'érosion hydrique (Roose, 1994).

<i>Profondeur</i>	<i>Appellation</i>
Quelques centimètres	Griffes
>10 cm	Rigoles
10 à 20 cm quelques mètres de large	Nappe Ravinante
>50 cm	Ravines

Les causes de dégradation des sols ainsi les facteurs de résistance du milieu pour chaque type d'érosion sont résumés par Roose(1994). Voir tableau IV.2

Tableau IV.2. Formes de dégradation et d'érosion, causes, facteurs de résistance du milieu.

Les processus de dégradation et d'érosion et leurs formes	Les causes : différentes sources d'énergie	Les facteurs de résistance du milieu
Erosion mécanique sèche Forme : creeping	Gravité et poussée par les outils de travail du sol	- fonction de l'intensité du travail du sol, c'est-à-dire de la fréquence des travaux et du type d'outil - fonction de la pente et de la cohésion du terrain
Erosion en nappe Forme : nappe de sable, pellicule de battance ou de sédimentation, "demoiselle coiffée", micro-falaise	Battance des gouttes de pluie	- le couvert végétal, - la pente, - le sol, - les techniques et structures anti-érosives
Erosion linéaire Formes : griffes, rigoles, ravines	L'énergie du ruissellement dépend du volume du ruissellement et de sa vitesse au carré $1/2MV^2 = 1/2MGH$	- la vitesse du ruissellement est fonction de la pente et de la rugosité, - le volume ruisselé est fonction de la surface du bassin versant et de la capacité d'infiltration, - résistance du profil du sol et des racines

4.1.3. L'impact de l'érosion dans différentes régions

L'érosion est un problème dont la gravité varie beaucoup d'un site à un autre. Kanwar (1982), au congrès de l'Association Internationale des Sciences du Sol à New Delhi a montré que sur 13.500 millions d'hectares de surface exondés dans le monde, 22 % sont cultivables et seulement 10 % sont actuellement cultivés (soit 1.500 millions d'ha). Ces dix dernières années, les pertes en terres cultivables ont augmenté jusqu'à atteindre 7 à 10 millions d'ha/an, suite à

l'érosion, la salinisation ou l'urbanisation. À ce rythme, il faudrait trois siècles pour détruire toutes les terres cultivables. L'érosion est donc un problème sérieux à l'échelle mondiale mais il est bien plus préoccupant dans certaines régions du monde.

Aux Etats-Unis, vers 1930, 20 % des terres cultivables ont été gravement endommagées par l'érosion suite à la mise en culture inconsidérée des prairies de la Grande Plaine par les colons européens, peu habitués à ces conditions semi-arides. C'est l'époque sombre des "dust bowl", nuages de poussières qui obscurcissaient complètement l'air dans la Grande Plaine. Ces phénomènes ont incité le Gouvernement américain à former un grand service de conservation de l'eau et des sols mettant à la disposition des agriculteurs volontaires un appui technique et financier dans chaque canton. Parallèlement, un réseau de stations de recherches a été mis en place, qui, trente ans plus tard, aboutit à la formulation de l'équation universelle de perte en terre, connue sous le nom de USLE (Wischmeier et Smith, 1960 ; 1978). En 1986, Lovejoy et Napier remarquent qu'après cinquante ans d'investissement massif en hommes et en moyens, encore 25 % des terres cultivées perdent plus de 12 t/ha/an, limite reconnue tolérable. Le problème reste donc à l'ordre du jour, même si aujourd'hui on s'intéresse plus à la pollution et à la qualité des eaux qu'à la conservation des sols.

En France, (Kayser, 1957) a estimé que 4 millions d'hectares de terres cultivées étaient dégradées par l'érosion hydrique ou éolienne. Le danger étant considéré comme limité, les crédits de recherche dans ce domaine furent peu importants. Aussi, la France ne dispose toujours pas de référentiel de lutte antiérosive, ce qui pose bien des problèmes dans le cas des études d'impact. Pour l'ensemble de la Communauté Economique Européenne (CEE), De Ploey (1990) estime que 25 millions d'hectares ont été gravement affectés par l'érosion. La France totaliserait 5 millions d'hectares et le coût des nuisances occasionnées par l'érosion s'élèverait à 10 milliards de FF., sans compter la valeur intrinsèque des sols perdus, difficilement chiffrables. Des chiffres bien plus dramatiques donnèrent l'alarme dans les pays tropicaux. Combeau, en 1977, rapporte que 4/5 des terres de Madagascar sont soumises à l'érosion accélérée ; 45 % de la surface de l'Algérie est affectée par l'érosion, soit 100 ha de terre arable perdue par jour de pluie. En Tunisie, Hamza (1992) a évalué les transports solides moyens évacués chaque année par les différents bassins versants. En tenant compte d'une profondeur moyenne des sols de 50 centimètres, ce seraient 15000 ha de terres qui se perdent en mer par érosion hydrique chaque année. Plus sérieux que ces affirmations dramatiques, sont les résultats des mesures de pertes en terre sur parcelle (100 m²) mises en place sous l'impulsion du Professeur Frédéric Fournier depuis les années 1950, par l'ORSTOM et les Instituts du CIRAD (Roose 1967, 1973 et 1980). Ces pertes en terre varient de 1 à 200 t/ha/an (jusqu'à 700 tonnes en montagne, sur des pentes de 30 à 60 %) sous des cultures propres aux régions forestières à pentes moyennes (4 à 25 %), des pertes en terre de 0,5 à 40 t/ha sous mil, sorgho, arachide, coton sur les longs glacis ferrugineux tropicaux des régions soudano-sahéliennes (Roose et Piot, 1984 ; Boli, Bep et Roose, 1993).

La durée de vie des sols peut aussi être estimée à partir des pertes en terre annuelles moyennes, de l'épaisseur du sol explorable par les racines, de la vitesse de la régénération de la fertilité du sol et de la courbe de rendement du sol en fonction de l'épaisseur de la couche arable (Elwell, 1984 et Stocking, 1994). En milieu forestier, où les pluies sont agressives et les pentes fortes, les pertes en terre peuvent être importantes et la dégradation des terres est très rapide (quelques années). Cependant, la régénération des sols y est également rapide, car un sol dégradé est rapidement envahi par la végétation. En milieu semi-aride, la durée de vie peut atteindre quelques dizaines d'années, malgré la modestie des pentes et de l'agressivité des pluies, mais la restauration de la fertilité des sols est d'autant plus lente que la production de biomasse est faible en zone aride et que les sols sont profondément épuisés. L'analyse des transports solides de centaines de rivières américaines et européennes, montre qu'il existe une zone climatique

semi-aride (pluies annuelles moyennes variant de 350 à 700 mm, en fonction de la continentalité des bassins) où la dégradation spécifique des bassins est maximale. En zone plus aride, le transport solide spécifique diminue avec l'énergie des pluies (Fournier, 1955). En zone plus humide, le couvert végétal intercepte une part importante de l'énergie des pluies et du ruissellement (Fournier, 1955 et 1960). Ce qui est vrai statistiquement sur un grand échantillon de bassins versants, ne l'est plus à l'échelle du terroir et encore moins à l'échelle de la parcelle. Le mode de gestion particulier de chaque parcelle, entraîne des différences locales très importantes et c'est ce qui justifie la mise au point de techniques culturales de lutte antiérosive.

Sur la situation générale de l'envasement en Maghreb (Remini.W et al, 2003), ont donné le taux d'envasement de quelques barrages voir figure IV.3.

Tableau IV.3 Etat d'envasement de quelques barrages en Afrique du Nord.

Barrages	Année de mise service	Capacité 10^6 m^3 .	Envasement Moy.ann $10^6 \text{ m}^3/\text{an}$	Taux de sédimentations (%)
Moahame V (Maroc)	1967	725	11.6	56
Mansour (Maroc)	592	4.8	4.8	24
El Massira (Maroc)	1979	2724	9	7.5
Bir EL Ouidane (Maroc)	1953	1484	4.5	15
Mellegue (Tunisie)	1954	332	5.94	85
Sidi Salem (Tunisie)	1981	555	5.6	21
Ghrib (Algérie)	1939	280	3.2	72
Oued El Fodda (Algérie)	1932	228	2.31	71
Igil Emda (Algérie)	1953	155	1.33	42
Bougezoul (Algérie)	1934	55	0.66	81

(Remini.W et Remini. B., 2003)

En Algérie, L'érosion hydrique affecte de plein fouet les ouvrages hydrauliques conséquence d'un envasement rapide, face à cet épineux l'Algérie tente bien que mal d'y remédier, cependant des mesures ont été effectuées au niveau de ces ouvrages dans le but de mesurer l'ampleur de ce phénomène qui est l'envasement, l'état d'envasement des barrages en Algérie est donné par le tableau IV.4. Kassoul (1997) a donné une idée sur les pertes de capacité de quelques barrages dans le monde dues à l'envasement.

Tableau IV.4. L'état d'envasement de quelques barrages algériens.

Barrages	Superficie du bassin versant km ²	Capacité initiale Mm ³	Période de calcul	Envasement moyen en Mm ³ /an	Capacité en 1986 en Mm ³	Pertes en capacité en Mm ³
Boughzoul	19740	55	1939/1986	0,57	20,38	62,94
Ghrib	23300	280	1939/1986	2,49	138,57	50,51
O.Fodda	790	228	1932/1986	2,246	132,3	41,97
Bakhadda	1275	56	1963/1986	0,082	45,44	18,85
SMBA	6100	235	1978/1985	1,17	227,4	3,23
Hamiz	137	21	1935/1986	0,155	8,49	59,57
Eghilamda	650	154	1954/1974	1,832	120	22,07
Zardezas	346	31	1977/1986	0,45	14,78	52,32
Chaffia	575	171	1965/1986	0,124	168,4	1,52
Ksob	1470	31	1977/1986	0,395	12,43	59,9
Foum elgherza	1300	47	1950/1986	0,59	25,76	45,19
Foum elgheiss	153	3	1939/1986	0,03	1,6	46,19
Sarno	264	22	1954/1986	0,414	21,57	1,95
Cheurfa	4015	14	1882/1967	0,061	9	35,71
Bouhnifia	7850	73	1944/1967	0,913	52	28,76
Fergoup	8274	18	1970/1986	0,881	3,9	78,33
Djorf ettorba	22000	360	1967/1986	2,29	316,4	12,11
Beni bahdel	990	63	1944/1986	0,0107	56,4	10,47
Maffrouche	85	15	1940/1986	0,017	14,6	2,66

Kassoul (1997)

4.1.4. Quantification de l'érosion

L'importance de l'érosion hydrique et ces préjudices pour l'activité humaine d'un cote (pertes en sol), ont poussé l'homme moderne à chercher et à proposer les méthodes pour y remédier à ce phénomène crucial, pour ce faire, il y a eu lieu de quantifier cette érosion par des méthodes empiriques, dont le seul objectif est de cibler les zone les plus touchées par les actions anti érosives

Plusieurs formules et méthode qui impliquent tous les paramètres physiques utilisés pour la quantification de l'érosion hydrique.

4.1.4.1. Formule universelle de Wischmeier "1959"

Le modèle empirique de perte en terre de Wischmeier et Smith (USLE) vingt ans après la mise en place des essais d'érosion en parcelles dans une bonne dizaine d'Etats d'Amérique du Nord, il existait une accumulation d'un grand nombre de données sur l'érosion dont il convenait de faire la synthèse. En 1958, Wischmeier, statisticien du Service de Conservation des Sols fut chargé de l'analyse et de la synthèse de plus de 10.000 mesures annuelles de l'érosion sur parcelles et sur petits bassins versants dans 46 stations de la Grande Plaine américaine. L'objectif de Wischmeier et Smith (1960; 1978) était d'établir un modèle empirique de prévision de l'érosion à l'échelle du champ cultivé pour permettre aux techniciens de la lutte antiérosive de choisir le type d'aménagement nécessaire pour garder l'érosion en dessous d'une valeur limite

tolérable étant donné le climat, la pente et les facteurs de production. Selon ce modèle, l'érosion est une fonction multiplicative de l'érosivité des pluies (le facteur R, qui est égal à l'énergie potentielle) que multiplie la résistance du milieu, laquelle comprend K (l'érodibilité du sol), S L (le facteur topographique), C (le couvert végétal et les pratiques culturales) et P (les pratiques antiérosives). C'est une fonction multiplicative, de telle sorte que si un facteur tend vers zéro, l'érosion tend vers 0. Ce modèle de prévision de l'érosion est constitué d'un ensemble de cinq sous-modèles :

$$E = R.K.SL.C.P \quad (IV.1)$$

4.1.4.2. Formule de Henin: "1950"

Cette formule symbolise la relation existante entre l'érosion pluviale et les facteurs susceptibles de la favoriser ou de la limiter. La quantification de l'érosion spécifique "Es" est donnée par la formule

$$Es = \frac{I_p I S}{K V_e} \quad (IV.2)$$

I_p : Intensité des précipitations ;

I : Pente du bassin versant ;

Les facteurs "Ip" et "I" favorisent l'érosion

S : Susceptibilité des sols ;

K : Perméabilité ;

V_e : Végétation.

Les facteurs S, K et V_e limitent l'érosion et en plus, les facteurs S et V_e semblent les plus difficiles à quantifier

4.1.4.3. Formule de Gavrilovic (1960)

Il a défini l'érosion spécifique, comme étant proportionnel à la température, la pluie et un coefficient d'érosion, l'équation est par l'expression suivante

$$E_s = 3,14 . T . P_o . \sqrt{(Z)^3} \quad (IV.3)$$

Où

E_s : érosion spécifique dans le bassin versant ($t.km^{-2}.an^{-1}$).

T : coefficient de température.

P_o : pluies moyennes annuelles (mm)

Z : coefficient d'érosion.

$$T = \sqrt{\frac{t_o}{10}} + 0.1 \quad (IV.4)$$

Avec :

t_o : température moyenne annuelle en $^{\circ}C$.

Avec

$$Z = y.[x.a] \left(\delta + \sqrt{I_{moy}} \right) \quad (IV.5)$$

Avec

y : valeur du coefficient de la résistance du sol dû à l'érosion, il dépend de la roche mère, le type du sol et du climat.

[x.a] : Coefficient de régularisation du bassin versant, se rapportant à la protection des sols, des influences des phénomènes atmosphériques des forces érosives liées aux conditions naturelles, il est aussi tabulé.

δ : équivalent numérique des processus visibles et nettement prononcés dans le bassin versant.

I_{moy} : indice de pente moyenne du bassin versant.

4.1.4.4. Formule de Demmak (1970)

$$T_{ss} = 26.62 I_e + 5.071 I_P + 9.77 C_t - 593.59. \tag{IV.6}$$

T_{ss} : Transport solide spécifique moyen annuel (t.km⁻².an⁻¹)

I_e : Indice lithologique (%).

I_P : Indice des précipitations (%).

$C_t = D_d.F_1$: Coefficient de torrentialité.

D_d : Densité de drainage (km.km⁻²).

4.1.4.5. Formule de Tixeront (1960)

$$E_s = [S_1.Ta_1 + S_2.Ta_2 + S_3.Ta_3 + \dots S_n.Ta_n]. \tag{IV.7}$$

Avec :

E_s : Érosion spécifique (t.km⁻².an⁻¹).

Ta_1, Ta_2, Ta_n : Taux d'abrasion en fonction de la perméabilité du sol dans les sous Bassin (t.km⁻²).

S : Superficie totale du bassin (km²).

S_1, S_2, S_n : Superficie des sous bassins (km²).

$$E_s = K.Le \tag{IV.8}$$

Le : Lame d'eau ruisselée moyenne inter annuelle en (mm).

K : un coefficient qui est déterminé en fonction de la perméabilité des terrains.

$K = 8.5$ pour les terrains d'une perméabilité élevée.

$K = 75$ pour les terrains d'une perméabilité moyenne élevée.

$K = 350$ pour les terrains d'une perméabilité faible à moyenne.

$K = 1400$ pour les terrains d'une perméabilité faible.

$K = 3200$ pour les terrains perméables.

4.1.4.6. Formule de Fournier (1960)

$$Q_s = \frac{1}{36} \left[\frac{P^2}{P_a} \right]^{2.65} \cdot \left[\frac{H_{moy}^2}{S} \right]^{0.46} \tag{IV.9}$$

Q_s : L'apport solide moyen inter annuel (en t.km⁻².an⁻¹).

P : La pluviométrie du mois le plus arrosé (en mm).

H_{moy} : L'altitude moyenne (en mm).

P_a : La pluviométrie moyenne inter annuelle (en mm).

S : Superficie du bassin versant (en km²).

4.1.5. Transport solide

Le transport solide dans un cours d'eau constitue la seconde phase de l'érosion. La dynamique des matériaux arrachés au sol et transportés par la raison d'écoulement dépend essentiellement de la vitesse d'écoulement et de granulométrie, L'eau trouve la puissance nécessaire pour ce transport dans la perte de charge quelle subit le champ d'exploitation de vitesse varie tout au

long du profil de l'oued d'amont en aval, L'eau met en jeu deux types de mécanismes le charriage et la suspension qui sont les principaux types de transport solide.

La capacité de charriage est liée à la nature granulométrique des matériaux et varie dans le temps et dans l'espace avec le débit liquide, La répartition entre le charriage et la suspension dépend essentiellement de la dimension des matériaux rapportés à la vitesse de l'eau et la turbulence de l'écoulement. En tout point d'une rivière d'alimentation en débit solide est définie par les caractéristiques hydrologiques de son bassin versant

4.1.5.1. Transport par charriage

Le transport par charriage est l'un des principaux types de transport solide dans un cours d'eau, il concerne les plus gros matériaux qui contribuent à la formation et l'équilibre du lit, principalement la pente. Ces éléments sont transportés par le fond par roulement glissement et saltation étant le sens du courant liquide est, en gros, parallèle au fond et les accélérations verticales sont faibles. Le charriage dit transport de fond constitue un sérieux problème en régularisation des débits de cours d'eau et dans la construction des ouvrages hydrotechniques.

Plusieurs recherches ont été entamées et axées sur le transport des sédiments en régime fluvial, aussi bien par voie théorique que par voie expérimentale, mais il n'existe pas encore une théorie générale du mécanisme et il est difficile de donner une définition universelle acceptable de la charge du fond.

Du Boys 1879 a été l'un des pionniers de cette recherche sur le charriage. Ce n'est que vers 1930 que cette recherche s'intensifie avec Meyer- Peter, Einstein ... Ils ont basé leurs travaux sur l'équilibre d'une particule ou sein d'un liquide en mouvement en régime fluvial, pour un canal de forme régulière.

Rare les mesures de charriage ont été effectuées sur les réseaux hydrographiques d'Algérie , des Larfi et Remini, 2006, se sont attelés à cette tâche titanesque sur l'Oued Isser, où ils ont procédé à des mesures conventionnelles des matériaux de fond, faisant des prélèvements des matériaux sur le long de l'Oued en amont de Barrage Beni Amrane. (Larfi et als, 2006), le transport solide ainsi déterminé est de 30 % de la charge en suspension.

4.1.5.2. Transport par suspension

Le transport par suspension est le deuxième type de transport solide dans un cours d'eau. Il concerne les éléments fins qui progressent dans le sens du courant au sein même du liquide. Ces éléments fins du transport solide sont maintenus en suspension par la turbulence et la quantité de ces matériaux dépend essentiellement des éléments fins, qui proviennent de l'érosion du bassin, suite au ruissellement des eaux de pluie.

4.1.5.3. Mesure du débit solide

4.1.5.3.1. Charriage

Plusieurs méthodes utilisées pour mesurer le débit solide par charriage, la plus directe d'entre elles est de disposer d'une trappe sur la largeur du lit de l'oued (transversalement), et qui va piéger des sédiments et à l'aide d'un pompage on connaîtra le volume charrié.

- *Détecteur hydrophoniques*

C'est un dispositif composé d'une boîte, équipée d'une plaque vibrante sur la face amont qui est orientée normalement au courant grâce à un gouvernail, à l'intérieur de cette boîte se trouve un microphone qui transmet les percussions reçues par la plaque vibrante à l'aide d'un câble.

- *Traceur radio actif*

En mesurant la vitesse des traceurs radio actifs, on peut estimer la vitesse de déplacement des particules.

- *Procédés Topographiques*

Par des mesures topographiques et la différence entre deux levés nous donnera la quantité des sédiments déposés au niveau de la retenue, sauf que pour cette méthode, on mesure aussi le transport en suspension.

4.1.5.3.2. Transport en suspension

- *Méthode rapprochée*

Il consiste à effectuer des prélèvements en bordure d'un cours d'eau et nous mesurons la concentration « c » de l'échantillon prélevé dans un laboratoire par filtration, le passage à l'étuve et enfin la pesée, ainsi la relation du débit solide (kg.s^{-1}) est exprimée par la relation suivante :

$$Q_s = C \cdot Q_l \quad (\text{IV.10})$$

Q_l : débit liquide ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$).

C : concentration des sédiments en (g.l^{-1})

La répartition de la charge en suspension, dans la section transversale d'une rivière dépend de la dimension du matériau, les particules dont le diamètre est inférieur à 60 micron montre en générale une répartition homogène selon la profondeur et la largeur (suspension uniforme), il n'est pas de même pour les éléments grossiers qui se présentent selon un gradient de concentration en fonction de la profondeur (suspension graduée).

- *Méthode par exploration de champs de vitesse*

La méthode consiste à explorer à travers une section droite d'un cours d'eau, le champ de concentration en matière en suspension et de déterminer le débit solide par intégration, nous prélevons des échantillons aux différents points de la section transversale et différentes profondeurs, par la suite on détermine le champ de concentration et le champ de vitesse.

On construit par la suite les épures des débits solides élémentaires ; pour chaque vertical (i) on reporte le produit $C.V$ en fonction de h_i , d'où la relation suivante pour les débits élémentaires :

$$q_s = \int_0^{h_i} C \cdot V \, dh \quad (\text{IV.11})$$

C : Concentration des matériaux en suspension au niveau d'un point de mesure en (g.l^{-1}).

V : Vitesse au niveau d'un point de mesure en (m.s^{-1}).

h_i : Profondeur de la vertical(i) en mètre.

Pour avoir le débit solide au niveau de la section de l'oued (section de mesure), on intègre le débit solide unitaire sur toute la largeur de l'oued (largeur de la section de mesure), qui sera donnée par la formule suivante :

$$Q_s + \int_0^L q_s \cdot dl = \int_0^L \int_0^{h_i} C_v \cdot dh \cdot dl \quad (\text{IV.12})$$

L : la largeur totale de la section de mesure.

Q_s : débit solide à travers toute la section exprimée en kg.s^{-1} ou bien en tonnes.an^{-1}

Il est à noter l'existence d'autre méthode de mesure de concentration, telle que la mesure directe de la concentration en utilisant l'absorption et la diffusion des rayonnements par les matières en suspension et aussi la méthode de mesure de concentration par prélèvement selon (Guillot 1987).

4.1.6. État de la recherche scientifique dans le domaine de l'érosion en Algérie

L'envasement et le phénomène d'érosion sont une véritable calamité en Algérie. La nature et la morphologie des terrains en pente, la fragilité du couvert végétal, le manque de boisement et l'urbanisation en amont des barrages engendrent une forte érosion qui réduit la capacité de stockage des barrages de 2 à 3% chaque année, à cause de l'envasement dû au transport et au dépôt de sédiments par les eaux de pluie.

En algérie le taux d'érosion dépasse 2000 t/km².an.an sur la plupart des bassin versants de l'Atlas Telien (Rhiau , Fodda, Mazafran, Isser). (Remini.W et Remini. B., 2003)

Touaïbia (2000) : Le caractère irrégulier, aléatoire de l'érosion hydrique et sa discontinuité spatio-temporelle la rendent complexe.

Selon les travaux de Touaïbia (2001) sur le bassin Oued Mina, les zones marneuses sont sensibles à l'érosion hydrique estimée à 9.93 t.ha⁻¹.an⁻¹, par conséquence elle atteint le seuil tolérable.

En Algérie, le taux d'érosion spécifique atteint les valeurs les plus élevées d'Afrique du Nord. Les éléments de quantification concernant les taux et les concentrations d'érosion spécifique, issus des travaux d'A. Demmak et B. Heusch (1982), donnent des chiffres allant de 20 à 500 t.km⁻¹.an⁻¹, avec une turbidité comprise entre 16 et 28 g.l⁻¹ en moyenne.

Le taux d'érosion spécifique atteint les 5000 t.km⁻¹.an⁻¹ dans le bassin de l'Agrioum qui alimente le barrage d'Ighil Emda (Bejaia). 120 millions de tonnes de sédiments sont rejetées chaque année dans la mer. Ce phénomène entraîne l'envasement rapide de nombreuses retenues d'eau. En 1957, les barrages algériens, d'une contenance totale de 900 hm³, accumulaient presque 200 hm³ de vase. L'irrégularité du climat influence directement les flux, qui sont caractérisés par :

- L'irrégularité saisonnière et inter-annuelle des flux d'eau ;
- La violence et la soudaineté des inondations : le débit du Cheliff peut dépasser les 4200 m³.s⁻¹ ;
- La sévérité et la durée des périodes basses eaux.

En Algérie, un effort louable a été entrepris depuis les années 1945 pour reforester les têtes de vallées (50.000 ha), les "badlands", fixer les ravines et corriger les oueds, aménager 300.000 ha de terres cultivées en banquettes d'absorption ou de diversion (construites par les services de DRS puis par la Direction Nationale des Forêts). Depuis 1978, la construction de banquettes a été suspendue, suite aux critiques des chercheurs, au rejet des paysans, et surtout, aux difficultés économiques. La lutte antiérosive a été restreinte à la protection des ouvrages d'art, à la reforestation, à la végétalisation des ravines et à la construction des grands barrages

Pour les paysans, les seules actions de l'Etat concernent aujourd'hui l'amélioration foncière (c'est-à-dire, sous-solage des sols à croûte calcaire, qui augmente la productivité des céréales) et la création de petites retenues collinaires, fournissant de l'eau en tête de vallée pour le bétail, l'habitat et quelques hectares d'irrigation. Même cette politique est remise en cause par des hydrologues qui font remarquer que l'envasement des barrages n'a pas diminué depuis l'effort consenti par l'aménagement des hautes vallées. Les travaux de Heusch (1970 et 1982) et Demmak (1982) montrent que la majorité des sédiments piégés dans les réservoirs proviennent du ravinement, des glissements de terrain, des éboulements des berges et de la divagation des oueds. En fonction de la part des objectifs des projets de lutte antiérosive en vue de réduire les nuisances à l'aval ou de préserver le capital foncier des versants, on cherchera un compromis permettant d'intervenir dans les vallées pour piéger les sédiments et stabiliser les berges tout en

aménageant les versants pour réduire et retarder le ruissellement (améliorations foncières, talus enherbés, techniques culturales pour couvrir le sol en hiver et revégétaliser les zones surpâturées). Des méthodes de calcul économique existent, qui permettent de choisir les interventions de lutte antiérosive les plus efficaces, en se basant sur les coûts des traitements antiérosifs, des nuisances auxquelles on peut s'attendre en l'absence d'intervention.

Touïbia (2003) : La couverture végétale, le coefficient d'écoulement, la surface et la densité de drainage sont autant d'éléments qui influent directement sur l'érosion hydrique sur le bassin d'oued Mina, le modèle de régression établi par Touaïbia est le suivant :

$$Es = 34,12.S^{0,164} .Dd^{-0,284} .Ce^{0,573} .Cv^{-0,329} \quad (IV.13)$$

Es : érosion spécifique en (t.km⁻².an⁻¹).

Dd : densité de drainage (km.km⁻²).

Ce : coefficient d'écoulement.

Cv : couverture végétale en (%).

Avec un coefficient de corrélation multiple 0,95

Selon Krynine (1957) ; F.A.O (1980) ; Demmak (1982), Les divers types de roches et leurs structures donnent une indication précieuse sur la capacité d'infiltration des zones occupées par des roches et par les sols en conséquence sur la quantité du sol susceptible d'être érodée, une faible infiltration des roches affleurant indique qu'une grande quantité de sédiment d'eau ruisselée par conséquent une grande quantité des terres peut être emportée.

Chebani (1999) montre que les sols marneux lorsqu'ils sont secs restent non érodables, mais dès qu'ils atteignent une certaine humidité leur sensibilité à la détachabilité et au ruissellement qui augmentent.

Roose (1994) a montré argiles, les marnes, les schistes, les basaltes, les gneiss sont très vulnérables au ravinement, les transports solides dans un bassin versant dépendaient de la surface en roche de différents types (argileuses, marneuses, schisteuses...).

Arabi, Roose (1989) ont écrit que les parcelles peu couvertes, pendant les orages d'automne, le ruissellement journaliers maximal a dépassé 19 à 32 % et jusqu'à 70 à 85 %, des averses plus importantes en hivers sur des sols détrempés.

Delhoume (1981), dans ses travaux sur les régions méditerranéennes, notamment les régions semi-arides, écrit que les sols sous forêts bien entretenus sont considérés comme non sensible à l'érosion.

Roose (1994) a montré que la litière et les végétations basses favorisent l'infiltration.

4.2. ETUDE DE L'EROSION

4.2.1. Présentation des données

Cette étape titanique et impérieuse est l'une des étapes les plus importantes dans notre travail vu que la signification de tout modèle statistique en dépend.

La collecte des données.

Les données disponibles consistent à établir des fichiers de :

- Débits liquides instantanés (m³.s⁻¹).
- Les concentrations C en (g.l⁻¹).
- Débits solides instantanés (kg.s⁻¹).

Nous disposons des observations de cinq (04) stations hydrométriques, la période d'exploitation des stations et le nombre d'observations de ces stations sont donnés dans le tableau III.1.

Il s'agit des stations hydrométriques suivantes

- Station Lakhdaria sur oued Isser (090501).

- Station la Traille sur oued Isser (090408).
- Station Mezahim sur oued Mellah Ouest (090101).
- Station Dechmiya sur Oued Zeroua (090309).

Les données utilisées sont des valeurs instantanées des débits liquides et débit débits solides, celles-ci sont obtenues par mesure aux exutoires des bassins versants. À chaque mesure du débit liquide une mesure est effectuée pour l'évaluation de la charge en matière en suspension, qui est obtenue à partir d'échantillon d'eau prélevée sur les rives du cours d'eau, puis séché pour avoir une concentration de la charge en g.l⁻¹, le débit solide ainsi donc déduit par le produit de concentration en kg.m⁻³ et du débit liquide en m³.s⁻¹. Le nombre de prélèvement varie en fonction du régime hydrologique, il est intensifié pendant les périodes de crue et des périodes de fortes charges allant jusqu'à dix minutes d'intervalle. Les débits liquides instantanés ainsi que les concentrations des sédiments en suspension ont été obtenues via l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques algérienne (A.N.R.H)

Les caractéristiques des sous bassins retenus pour cette étude sont données par le tableau IV.5.

Tableau IV.5. Caractéristiques des sous bassins et des stations de mesures en coordonnées Lambert Nord Algérie.

Paramètres		Sous bassins			
symboles	Unités	SB1	SB2	SB3	SB4
Code de stations	-	90501	90408	90101	90309
Oued		<i>Oued ISSER</i>	<i>Oued ISSER</i>	<i>Oued MALAH OUEST</i>	<i>Oued ZEROUA</i>
Période d'observation		1971-1997	1971-1985	1973-1994	1973-1985
X (coordonnées x)	Km	579,1	559,25	539,7	578,25
Y (coordonnées y)	Km	368,75	343,25	322,65	316,45
S (surface)	Km ²	3600	2570	665	73
P (périmètre)	Km	270	210	110	41
Kc (indice de compacité)	-	1,26	1,16	1,19	1,1
H max (altitude max)	m	1810	1810	1467	1810
H min (altitude min)	m	90	349	595	810
H moy (altitude moyenne)	m	710	843	750	940
Im (pente moyenne)	%	48,5	51	54	60
Dd (Densité de drainage)	Km.K m ⁻²	3,6	3,2	3,03	2,4

SB : sous bassin

L'emplacement des stations hydrométriques sont données dans la figure IV.1.

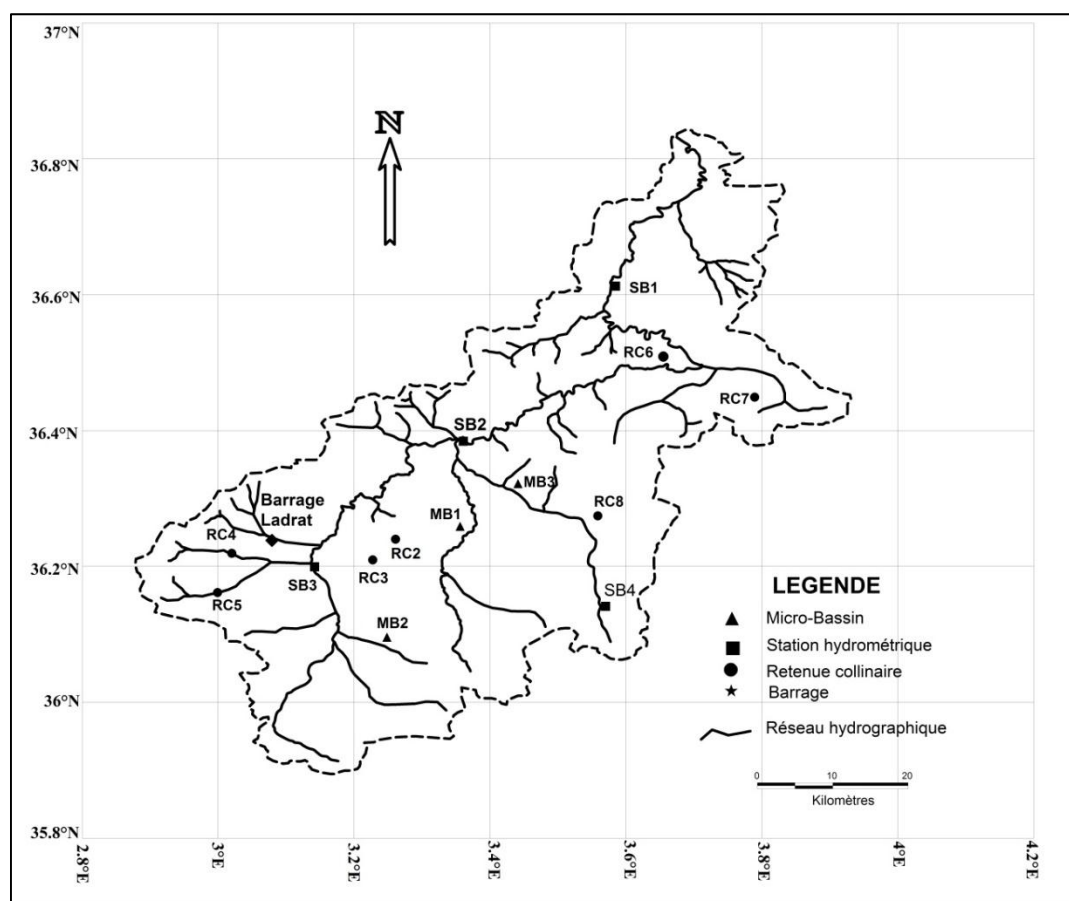


Figure IV.1. Emplacement des stations hydrométriques.

Le nombre d'observations à différentes échelles temporelles est donné par le tableau IV.6.

Tableau IV.6. Nombre d'observations des couples débit liquide-débit solide.

Nombre observations	SB1	SB2	SB3	SB4
Annuelle	7514	1828	1564	281
Automne	1663	420	326	32
Hiver	2965	663	679	156
Printemps	2281	619	445	79
Été	605	126	114	14

4.2.2. Description Lithologique du bassin versant et indice Lithologique

Du point de vue géologique, le bassin Isser au droit de la station de Lakhdaria est composé, de 39% de schiste avec calcaire et 5 % d'argilite et argile (voir figure 2). Les schistes avec calcaire sont des roches du crétacé moyen, du crétacé supérieur et de l'éocène, elles sont hautement fissiles, tendres et érodables, les eaux de ruissellement peuvent provoquer le ravinement, sur les schistes dont pendage est plus faible (généralement entre 10 et 20°). Les argilites et argiles sont des dépôts du miocène et du pliocène inférieur, elles sont tendres, les pentes sont douces et convexes selon des pendages compris entre 5° et 20°, l'eau de ruissellement provoque rapidement le ravinement. (Binnie et al., 1983).

D'après la carte de lithologique du bassin Isser (voir figure I.10), un inventaire des formations lithologiques qui forment le bassin Isser au droit de la station de Lakhdaria, ainsi que leurs qualités sont données dans le tableau V.7.

Tableau IV.7. Qualité des sols et type d'érosion.

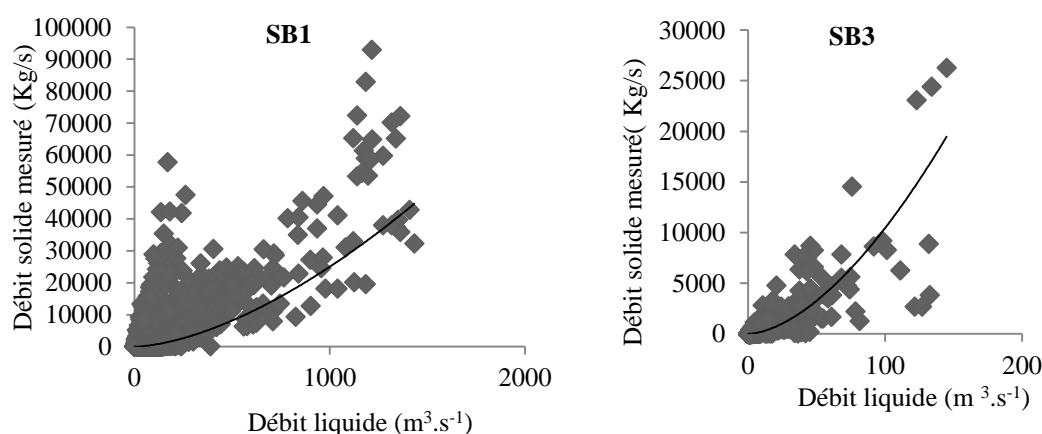
Type de sol	Qualité du sol par rapport à l'érosion	Surface en km ²
Sols superficiels	Ravinement par ruissellement après fortes pluies	289
Sables et calcaires		0
Argilites et argiles	Roche tendre ravinement érosion active (collines)	189
Grès rouge et conglomérats	Assez peu résistant	403,58
Grès et schistes verts	faibles résistance	352,586
Schistes avec calcaires	Tendre le ravinement	1397
Schistes avec grès	Résistance moyenne	786,968
Calcaire	Roche dure	51,42
Roche éruptives	Dur	0
Roches métamorphiques	Dur	0

Suivant la qualité du sol et leur susceptibilité à l'érosion, nous avons proposé un indice lithologique (IL en %), qui présente le pourcentage des schistes avec calcaire et l'argile et l'argilites.

4.2.3. Établissement de régression entre débit liquide et débit solide

Les données ont été traitées sur différentes échelles : annuelle et saisonnière, afin d'établir les modèles régressif, et d'avoir une première idée sur la dynamique du transport solide en l'occurrence relation débit liquide-débit solide. Afin d'affiner cette partie de l'étude, nous avons proposé, une étude détaillée mettant en scène une relation entre les concentrations (max, moyenne) et les débits liquides (max, moyenne).

L'étude porte sur les valeurs instantanées des débits liquides en $m^3.s^{-1}$ et des débits solides en $kg.s^{-1}$ des quatre stations de mesure, on a sélectionné les journées de crue, les couples des valeurs sélectionnés sont portées sur un graphique. Le regroupement a été effectué à l'échelle annuelle, et suivant quatre saisons : automne (Septembre-Novembre), hiver (Décembre-Février), printemps (Mars-Mai) et l'été (Juin-Aout). La figure IV.2 montre les graphiques (débits liquides-débits solides) pour les quatre sous-bassins à l'échelle annuelle. A la première lecture, on constate une très grande dispersion. Un même débit liquide peut générer plusieurs débits solides.



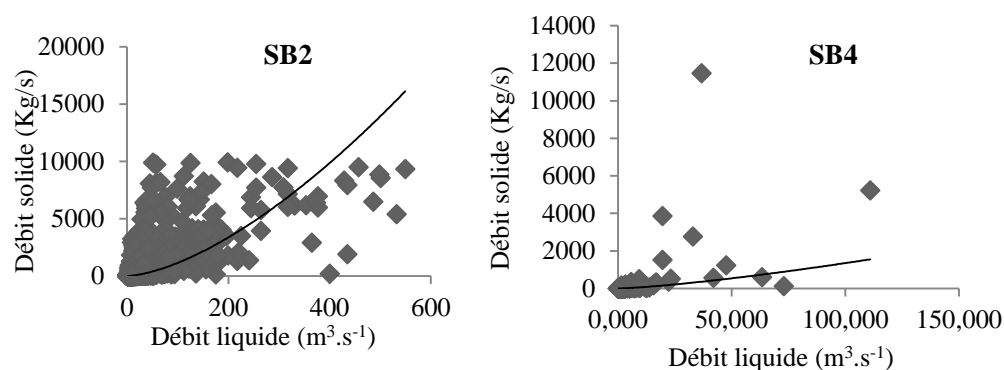


Figure IV.2. Relation entre débit solide mesuré et le débit liquide à l'échelle annuelle.

Les modèles régressifs établis à différentes échelles temporelles sont de type puissance, les corrélations, pour l'échelle annuelle, sont comprises entre 0.64-0.78 pour l'ensemble de stations de mesure, à noter que pour l'échelle saisonnière l'hiver montre des corrélations assez importantes par rapport à d'autres saisons sauf pour le sous bassin SB3, celle-ci en revanche, présente de fortes corrélations pour les autres saisons, les tableaux IV.8 et IV.9 donnent des modèles régressifs pour différentes échelles temporelles ainsi leurs coefficients de corrélations.

Tableau IV.8. Modèles ajustés par différentes échelles temporelles.

Échelle Temporelle	SB1 Oued ISSER	SB2 Oued ISSER	SB3 Oued MALAH OUEST	SB4 Oued ZEROUA
Échelle annuelle	$Q_s = 0,36Q_l^{1,65}$	$Q_s = 0,55Q_l^{1,56}$	$Q_s = 4,59Q_l^{1,68}$	$Q_s = 3,03Q_l^{1,32}$
Automne	$Q_s = 0,99Q_l^{1,62}$	$Q_s = 3,37Q_l^{1,71}$	$Q_s = 13,90Q_l^{1,58}$	$Q_s = 14,04Q_l^{1,25}$
Hiver	$Q_s = 0,18Q_l^{1,75}$	$Q_s = 0,69Q_l^{1,62}$	$Q_s = 3,31Q_l^{1,78}$	$Q_s = 2,27Q_l^{1,36}$
Printemps	$Q_s = 0,17Q_l^{1,74}$	$Q_s = 1,04Q_l^{1,46}$	$Q_s = 3,37Q_l^{1,63}$	$Q_s = 2,50Q_l^{1,36}$
Été	$Q_s = 0,14Q_l^{2,05}$	$Q_s = 0,32Q_l^{2,11}$	$Q_s = 9,78Q_l^{1,68}$	$Q_s = 14,63Q_l^{1,29}$

Tableau IV.9. Coefficients de corrélation.

Échelles temporelles	SB1	SB2	SB3	SB4
Annuelles	0,64	0,69	0,73	0,78
Automne	0,61	0,78	0,74	0,83
Hiver	0,73	0,80	0,81	0,56
Printemps	0,63	0,62	0,73	0,80
Été	0,64	0,52	0,80	0,81

Une relation puissance de type $Q_s = aQ_l^b$, lie le débit liquide et le débit solide sur l'ensemble des stations de mesure, l'amplitude d l'intervalle de variation du paramètre (a) est plus importante que celle du paramètre b. Bien que les paramètres (a) et (b) soient issus d'une relation empirique, certains auteurs ont pu trouver une explication physique. Bogardi(1974) suggère que le paramètre (a) et (b) reflètent les caractéristiques du bassin versant et Vanoni (1977) considère que la constante (a) représente un indice d'érodabilité.

À l'échelle annuelle, le coefficient (a) varie de 0.36 à 3.03, il augmente avec la diminution de la superficie du bassin, les sous bassins (SB3, SB4) sont très érodables. Durant l'été et

l'automne, le coefficient (a) prend des valeurs importantes pour les petits bassins (SB4, SB3), ceci résulte du fait que les premières pluies de fin de l'été et les pluies d'automne sont généralement les plus intenses et plus agressives, de ce fait, la charge en suspension est plus importante. Une diminution de l'influence du débit liquide sur la charge en suspension est constatée par rapport aux autres saisons. L'amplitude de l'exposant (b) est très petite par rapport au coefficient (b).

4.2.4. Relations débits liquides- concentration des sédiments

Dans le but de mettre en exergue l'influence de l'écoulement sur les concentrations des sédiments en suspension, une première approche consiste à présenter, sur des graphiques les débits liquides moyens en fonction des concentrations moyennes à l'échelle mensuelle, pour les quatre stations de mesure, la figure IV.3 montre les courbes débits liquides moyens-concentrations moyennes.

La deuxième approche est de chercher la relation entre le débit maximal liquide et la concentration qui lui correspond des sédiments en suspension ($Q_{max}-C$), ainsi les concentrations maximales observées et les débits liquides qui les génèrent ($C_{max}-Q$). La figure IV.4 montre sur l'ensemble des sous bassins, à l'échelle annuelle.

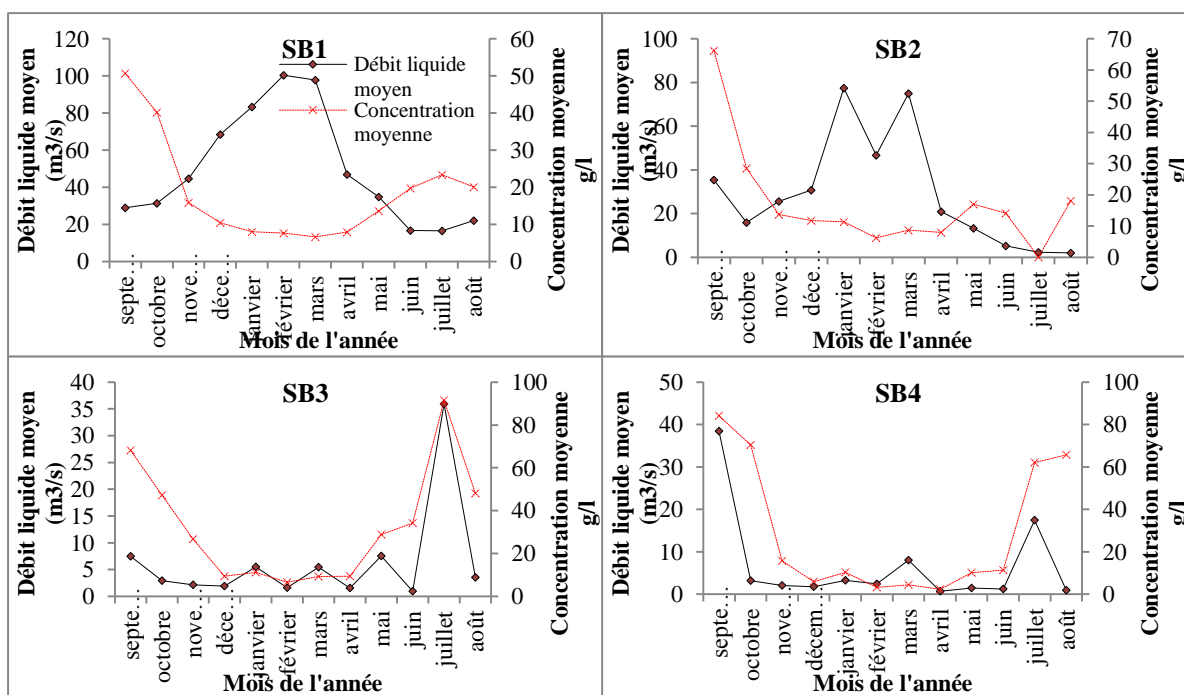


Figure IV.3. Débit moyen en fonction de la concentration moyenne des quatre stations de mesure.

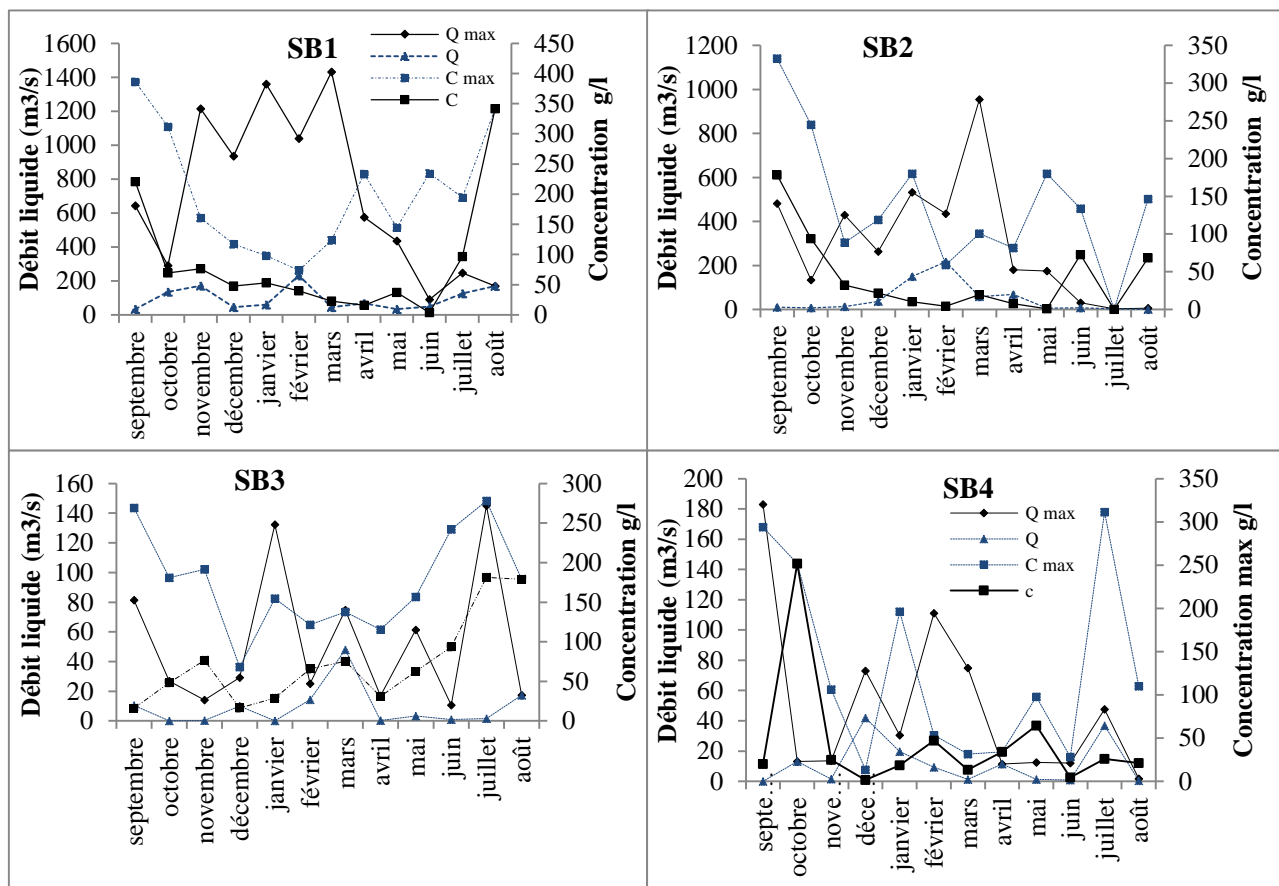


Figure IV.4. Qmax-c et Cmax-Q.

À la station Lakhdaria, qui couvrent une surface de 3600 km², présente un fait majeur, un fort débit solide peut être associé à la fois à un faible débit liquide et un fort débit liquide, correspondant respectivement à la période estivale et la période hivernale, les débits liquide de 63 m³.s⁻¹ en cette période estivale peuvent génère 11.7 kg.s⁻¹. Le même constat est observé aux stations de La Traille et de Mezahim. Les concentrations maximales en sédiments (g.l⁻¹) sont très importantes, elles sont de 410, 333,331et 311 , respectivement aux sous bassins SB1, SB2, SB3 et SB4. Ces concentrations ne sont pas générées par un débit maximal à l’égard de la figure IV.5, sauf le mois dont les débits maximaux génèrent des concentrations maximales pour les sous bassins SB1et SB3. Pour l’ensemble des sous bassins à débit égal, la concentration en sédiments est plus importante en été et l’automne qu’en hiver.

4.2.5. Calcul des apports

Le flux annuel des matières solides en suspension exporté par l’oued Isser aux différents points de mesure, est calculé par la formule(1) Cherif et al. (2009).

$$As = \sum_{j=1}^N (t_{j+1} - t_j) Q_j C_j \tag{IV.14}$$

Où C_j est la concentration (g.l⁻¹) évaluée à l’instant t_j correspondant au débit liquide Q_j (m³.s⁻¹), N est le nombre de prélèvements effectués sur l’année considérée, t_{j+1} ; t_j est le pas de temps séparant deux prélèvements consécutifs.

4.2.5.1. Répartition des apports solides à l'échelle mensuelle et annuels

La chronologie du transport solide, sur l'ensemble des sous bassins, à l'échelle mensuelle est donnée par les deux figures IV.5 et IV.6, nonobstant une très grande variation du transport solide à l'échelle mensuelle pour les petits bassins (SB3-SB4).

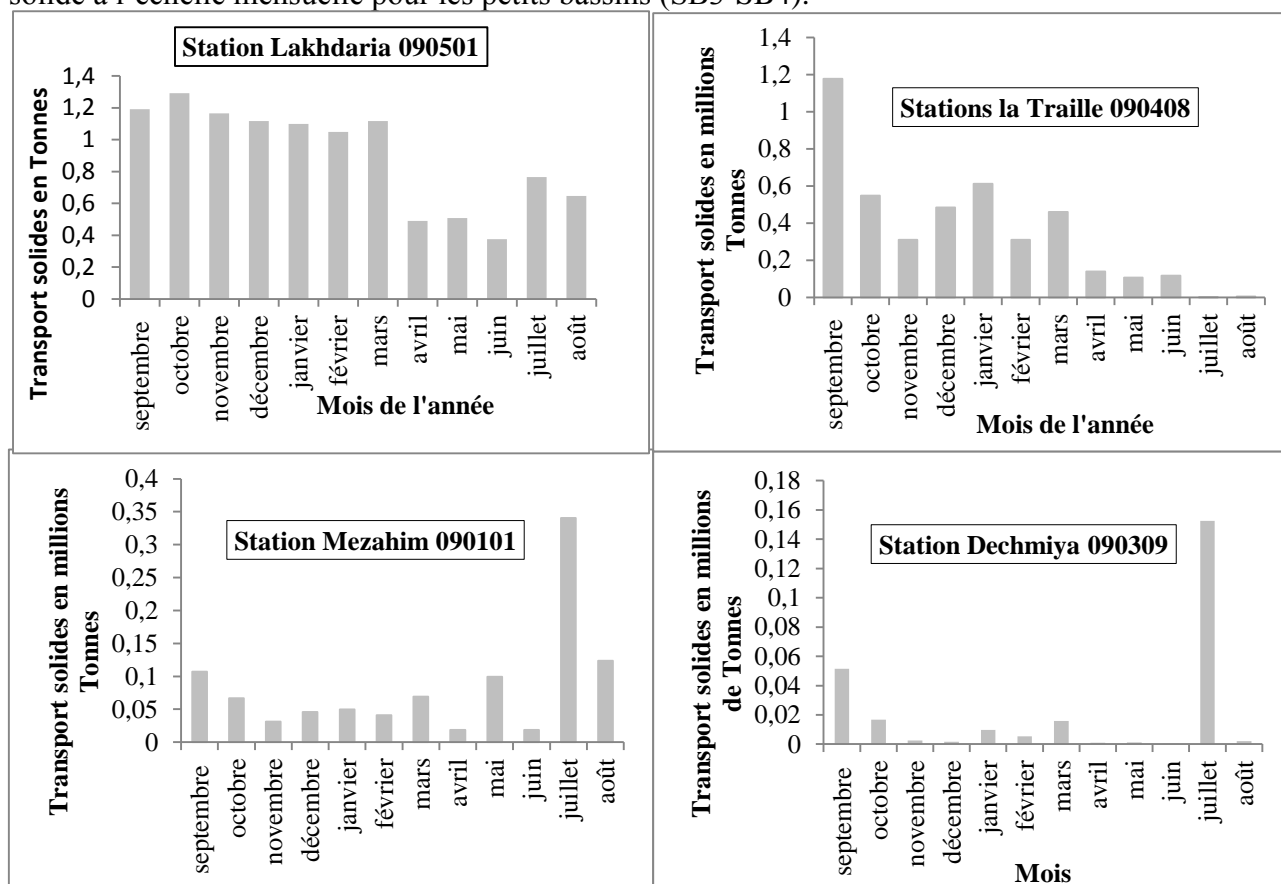


Figure IV.5. Répartition mensuelle des apports solides au niveau des quatre sous-bassins.

Le pourcentage du transport solide au niveau des quatre stations hydrométriques à différentes échelles temporelles est donné par le tableau IV.10.

Tableau IV.10. Les pourcentages du transport solide au niveau différents sites de mesure.

Noms du cours d'eau	Sous bassins	Automne	Hiver	Printemps	Été
ISSER	SB1	34	30	20	16
ISSER	SB2	48	33	16	3
Oued MALAH OUEST	SB3	20	13	19	48
Oued ZEROUA	SB4	87	7	5	1

Une répartition mensuelle des apports solides non homogène pour les trois stations de mesure et homogène pour la station de Lakhdaria, sur l'ensemble des stations de mesure, un fort pourcentage de transport est enregistré sur la période automnale en comparaison avec les autres saisons de l'année, cependant un fort pourcentage est enregistré en été pour la station de Mezahim. Au vue de ces résultats la fin de l'été et l'automne présentent un fort transport solide. Les orages d'été constituent un facteur essentiel pour le transport solide sur l'ensemble du bassin versant. Pendant les grandes crues de l'hiver sur les stations de Lakhdaria et de la Traille, les pourcentages du transport solide sont de 33 et 30%. Des faibles débits moyens sont enregistrés pendant l'automne et l'été, alors que des valeurs élevées sont enregistrées en hiver.

Au niveau du bassin, le transport solide ne suit pas nécessairement l'évolution des débits moyens mensuels.

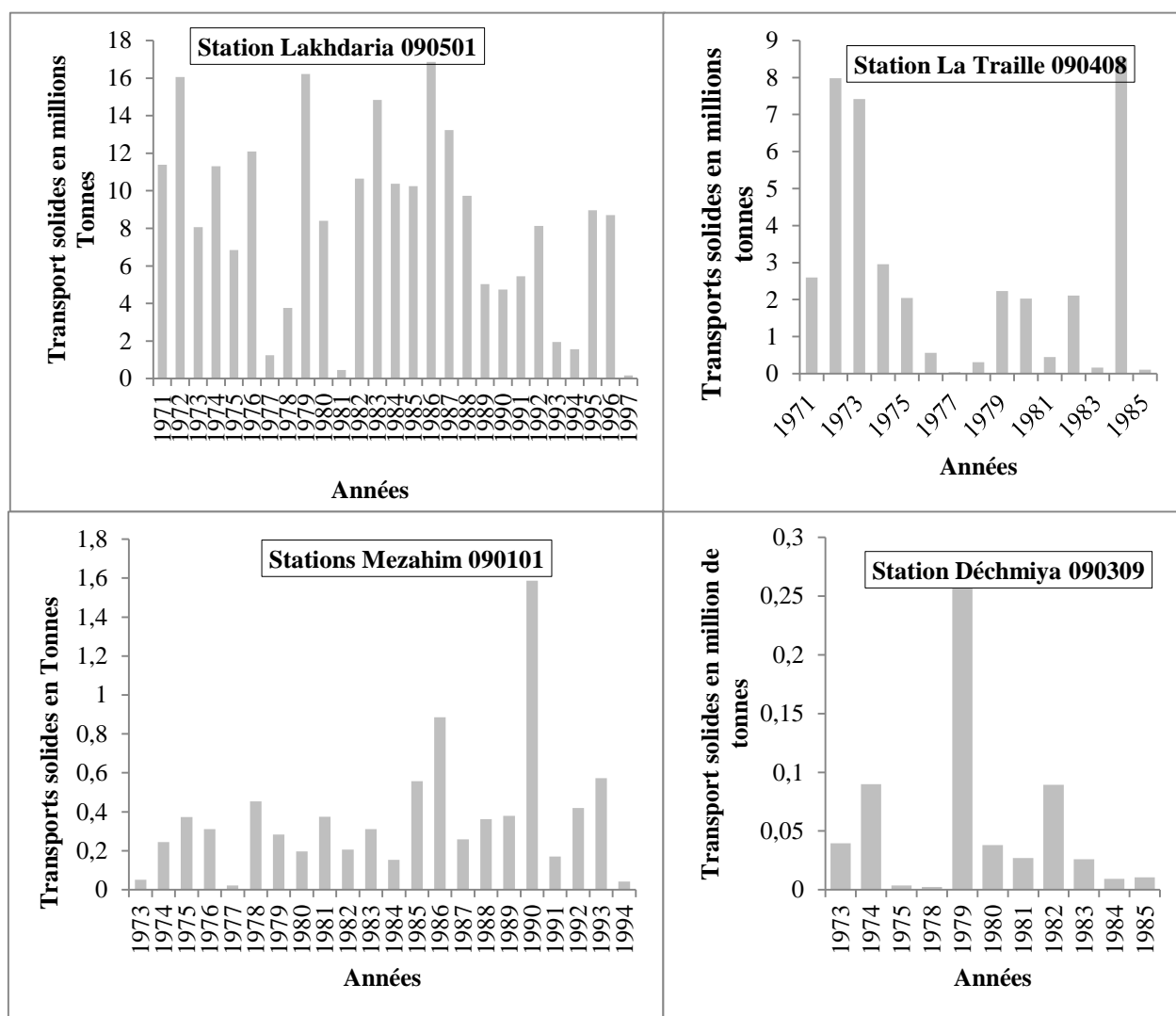


Figure IV.6. Répartition annuelle des apports solides au niveau des quatre sous-bassins.

4.2.5.1. Détermination de l'érosion spécifique au droit des stations hydrométriques

Pour la station de Lakhdaria, 15 millions de tonnes ont été atteints durant 1972,1979 et 1986. Les autres années quant à elles, les valeurs du transport solide oscillent autour de 10 millions de tonnes. Cependant, quelques années avec des valeurs assez faibles ont été enregistrées 1977, 1981,1993 et 1994. À noter aussi la tendance globale à la diminution durant les années quatre-vingt-dix.

Sur la station de Lakhdaria, un fort transport solide a été enregistré entre les années 1971 - 1976. Il est à noter que pour le calcul du charriage, nous ne disposons d'aucune mesure, cependant le transport solide est pris en moyenne égal à 30% d'après les travaux de Larfi et Remini, 2006. Les résultats du calcul sont présentés dans le tableau IV.11.

Tableau IV.11. Érosion spécifique au droit des stations hydrométriques.

Noms du cours d'eau	Sous bassins	Érosion spécifique (t.km ⁻² .an ⁻¹)
ISSER	SB1	2330
ISSER	SB2	1025
Oued MALAH OUEST	SB3	562
Oued ZEROUA	SB4	742

L'érosion spécifique annuelle sur le bassin Isser est importante, elle est de l'ordre de 2330 t.km⁻².an⁻¹ pour le sous bassin SB1 et de 1025 t.km⁻².an⁻¹ pour le SB2.

4.2.6. Analyse Multi variée de l'érosion sur le bassin versant Isser

Afin de mettre en évidence, d'éventuelle relation entre la variable expliquée qu'est l'érosion en t.km⁻².an⁻¹ et d'autres variables explicatives, une régression multiple a été appliquée aux données du tableau IV.12, dans cette analyse nous avons inclus les données de onze (11) retenues collinaires et du barrage de Ladrat.

Tableau IV.12. Principaux résultats et données relatives au bassin versant Isser.

Individus	X km	Y km	Es (t.km ⁻² .an ⁻¹)	S km ²	Im %	Dd km.km ⁻²	Ce %	IL %
SB1	3.5820191	36.6178046	2330	3615.00	48.50	3.60	18.00	44
SB2	3.358131	36.3893553	1025	2570.00	51.00	3.20	9.80	30
SB3	3.1391191	36.2046403	562	665.00	54.00	3.03	7.40	43.4
SB4	3.5673097	36.1464166	742	73.00	60.00	2.40	26.00	72.5
MB1	3.3534132	36.2641599	2380	1.69	5.25	4.08	5.70	60
MB2	3.2458592	36.1009753	2920	0.27	11.00	5.74	5.40	60
MB3	3.4384958	36.3269554	4550	0.08	25.05	12.50	30.80	70
RC2	3.2584312	36.2451652	450	2.88	40.20	4.33	11.60	35
RC3	3.2248395	36.2146643	500	10.00	47.85	4.80	11.40	50
RC4	3.0173927	36.2244062	450	3.77	61.60	3.20	15.00	35
RC5	3.0067245	36.199191	600	3.58	68.30	3.43	11.60	35
RC6	3.6523307	36.514052	800	0.70	38.35	6.03	19.00	40
RC7	3.7866395	36.4543193	900	1.40	27.50	3.70	19.00	40
RC8	3.5559674	36.279478	800	3.69	39.90	2.42	12.00	45
B-Ladrat	3.0680916	36.2400384	2000	73.50	46.50	4.80	15.10	40

Dd : Densité de drainage (km.km⁻²).

Im : Pente moyenne (%).

S : Superficie en (km²).

Ce : Coefficient d'écoulement (%).

Es : Erosion spécifique (t.km⁻².an⁻¹).

SB (1, 2,3 et 4) : Sous Bassins Lakhdaria, La Traille, Mezahim, Dechmiya.

MB (1,2 et 3) : Micros Bassins expérimentaux.

RC (2, 3, 4,..., 8) : Retenues collinaires.

B-Ladrat : Barrage Ladrat.

IL : indice lithologique qui présente le pourcentage des schistes avec calcaire et l'argile et l'argilites (déterminer sur la base de la figure I.110).

Les corrélations montrées dans le tableau IV 13, montre que les corrélations entre l'érosion spécifique d'une part et d'autre part, la pente(Im), densité de drainage (Dd) et l'indice lithologique (IL) sont significatives.

Tableau IV.13. Corrélations entre variables.

	Es	S	Im	Dd	Ce	IL
Es	1.00					
S	0.07	1.00				
Im	-0.63	0.21	1.00			
Dd	0.78	-0.20	-0.44	1.00		
Ce	0.30	-0.03	0.15	0.50	1.00	
IL	0.59	-0.26	-0.43	0.44	0.40	1.00

Le modèle est établi au terme de la régression multiple sous la forme suivante :

$$E_s = -369 + 0.36S - 21.1Im + 283Dd + 25.5IL \quad (IV.15)$$

La significativité globale du modèle le test globale du modèle étant assuré par $F_{obs}(1,13) = 10.92$ $p_c < 0.00126$ qui supérieure à $F_{th}(1,13) = 4.75$.

On remarque, une corrélation significative entre l'érosion spécifique ($t.km^{-2}.an^{-1}$) avec la densité de drainage, la pente moyenne et l'indice lithologique, respectivement 0.60, 0.62 et 0.53. Le modèle ressorti de la régression pas à pas est un modèle multiplicatif, composé de la pente moyenne et la densité de drainage comme variables indépendante et de l'érosion spécifique comme variable dépendante.

L'augmentation de la pente moyenne est associée à la diminution de l'érosion spécifique, cela est dû à la nature du relief des formations lithologiques productrices des sédiments. Les schistes avec calcaire, formation très érodable, a un pendage de 5 à 20°. D'après les travaux de (Roose et al, 1993), non seulement le ruissellement, mais aussi l'érosion, ne croissent pas systématiquement avec la pente sur le vertisol et sur les marnes. L'accroissement de la densité de drainage est accompagné par l'érosion spécifique.

4.2.7. Approche cartographique de l'érosion spécifique

4.2.7.1. Variogramme

Plusieurs modèles de variogrammes ont été ajustés, le modèle sphérique est meilleur, comme le montre la figure IV.7, le tableau IV.14 donne ses caractéristiques.

Tableau IV.14. Paramètres du variogramme.

Type de modèle	Portée	Palier	Pépite
Sphérique	2210000	0.4	0

Avec : Azimut 0, et une tolérance de 90°

On remarque l'absence de l'effet pépite sur le modèle sphérique.

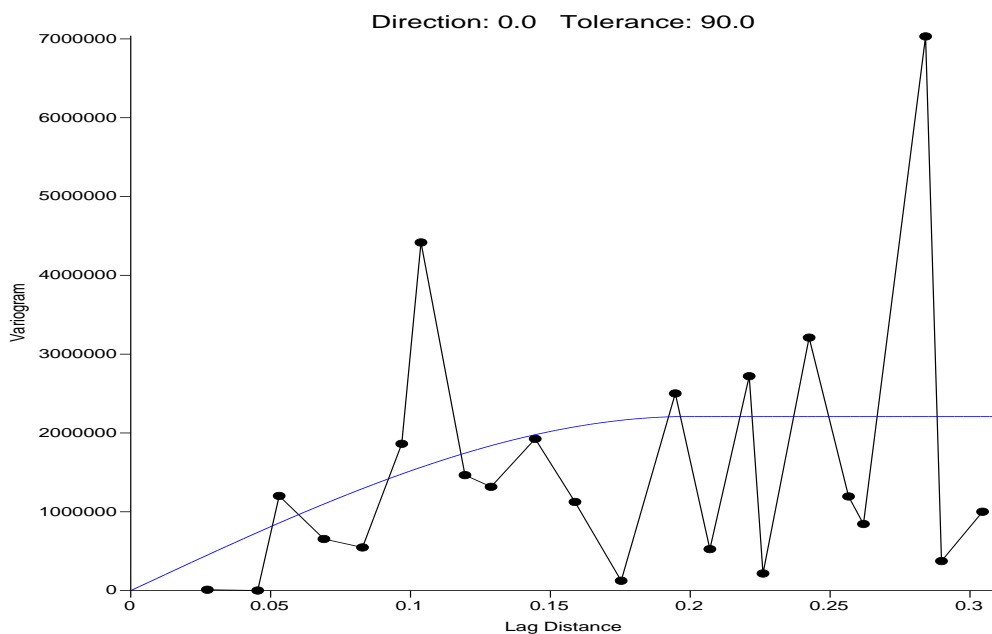


Figure IV.7. Variogramme expérimental de l'érosion spécifique.

4.2.7.2. Établissement de carte d'érosion

Pour l'établissement de la carte d'érosion hydrique (voir figure IV.8), nous avons utilisé les données de l'érosion données présentées dans le tableau IV.11, la carte ainsi établie sur la base des données citées précédemment et du variogramme ajusté.

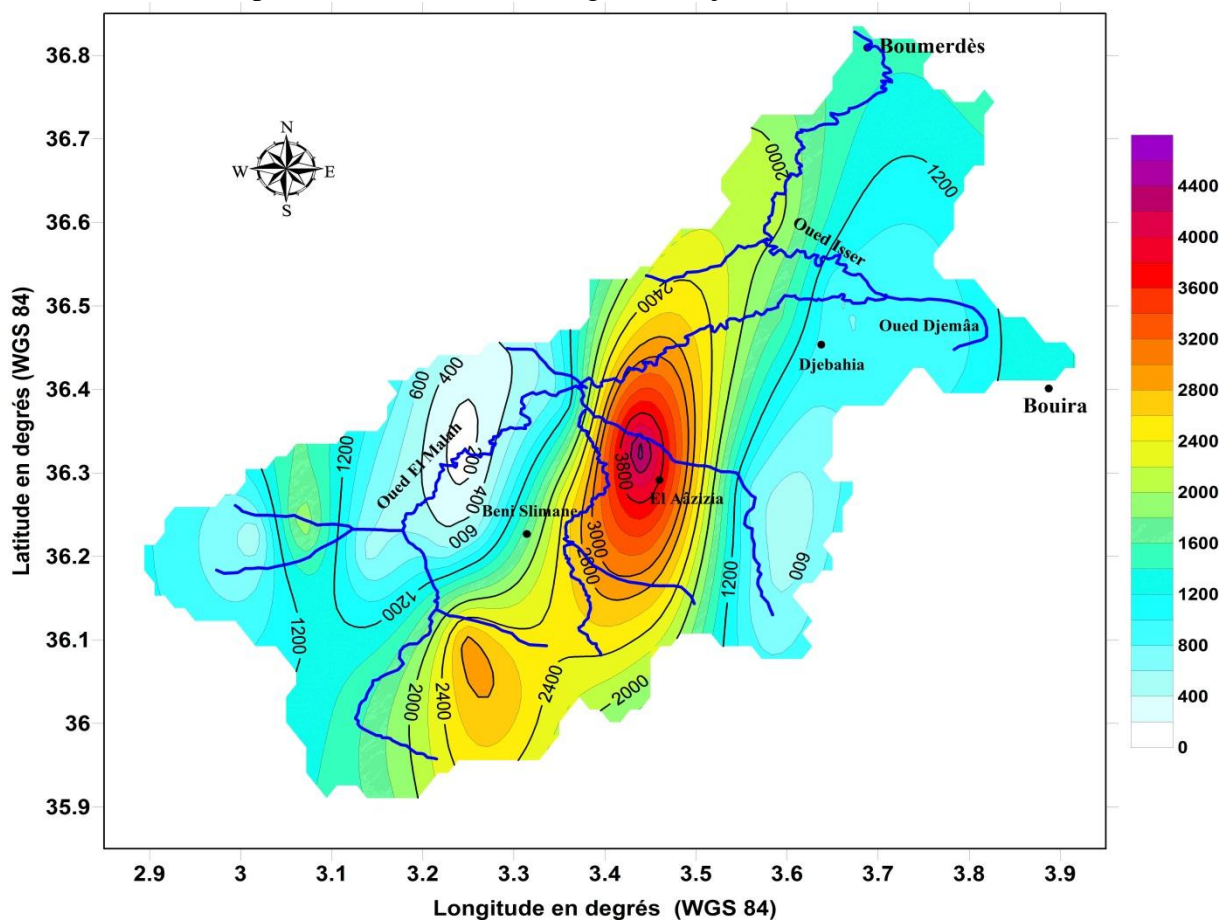


Figure IV.8. Érosion spécifique en (t.km².an⁻¹) au niveau du bassin versant Isser.

Nous y notons essentiellement la confirmation des éléments primaires émis dans l'étude géologique concernant la forte érosion de la partie Est du Haut Isser, suivi du Moyen, et la faible érosion que présente le Bas Isser. À cette analyse sont greffées les précisions suivantes :

Le Haut Isser avec 69% de formation marneuse se présente comme la partie la plus exposée à l'érosion. Nous remarquons la forte érosion du côté de Déchmiya en présence de Bad Land (la carte lithologique montre la présence des marnes et des calcaires) et l'érosion y varie entre 200 et 4000 t.km⁻².an

Le moyen Isser présente des formations meubles qui sont facilement érodables et les valeurs de l'érosion sont comprises entre 150 et 2400 t.km⁻².an

Le Bas Isser présente 43% de formation marneuses, ce qui lui donne le caractère de la partie la moins érodable du bassin avec un taux d'érosion appartenant à la fourchette 150 et 1400 t.km⁻².an

4.3. SIMULATION DE L'ENVASEMENT DU BARRAGE KOUDIAT ACERDOUN

Les barrages interrompent la continuité du transport des sédiments par le biais des systèmes de rivières, causant l'accumulation des sédiments dans le réservoir engendrant une altération du fonctionnement du lac réservoir diminuant le stockage de celui-ci, cette interruption a un impact sur l'évolution morphologique du cours d'eau se trouvant à l'aval, l'écosystème se voit aussi modifié (Kondolf, 2014). Le phénomène de l'envasement des barrages est beaucoup plus important dans les régions arides. A cause d'une forte érosion des sols des bassins versant et aussi le sapement des berges des oueds qui peut être spectaculaire en périodes de crues (Remini.B et als., 1997).

Les sédiments déposés auront des effets négatifs sur les installations hydrauliques (Torabi et al, 2015). La sédimentation dans les réservoirs de barrage réduit le volume utile du réservoir et réduit par conséquent la durée de vie du barrage (Jain, 2003).

De ce fait, la prévision et l'estimation du transport solide est très importante (Shafai Bajestan, 2011). Les barrages des régions arides s'ensavent en périodes de crues, lesquelles surviennent après une longue sécheresse (6 à 7 mois) où le sol devient très favorable à l'érosion par des ruissellements (Remini.W et Remini. B., 2003). Une des méthodes les plus courantes de mesure de volume des sédiments et de la capacité de stockage du lac réservoir en utilisant les courbes hauteurs- surfaces- capacité (Lara, 1971).

Un but principal de cette partie de travail, est la simulation de scénarios de l'envasement du lac réservoir Koudiate-Acerdoune sur le moyen et le long terme déduisant ainsi pertes de stockage pour chaque simulation jusqu'à l'envasement total du barrage, par la méthode des surfaces incrémentées et la méthode empirique de la réduction de la surface des plans d'eau (*Area-increment and empirical area reduction methods*) développée par U.S Bureau of reclamation

4.3.1. Présentation générale du barrage Koudiat Acerdoune

Le barrage de Koudiat Acerdoune se situe à une dizaine de kilomètres de la localité Lakhdaria et à 60 kilomètres au sud de la capitale Alger comme le montre la figure IV.9, sur l'oued Isser, il draine une superficie de 2790 km², la relation de la courbe capacité - hauteur et surface du lac- hauteur sont par les relations (IV.16) et (Coyne and Bellier, 2010).

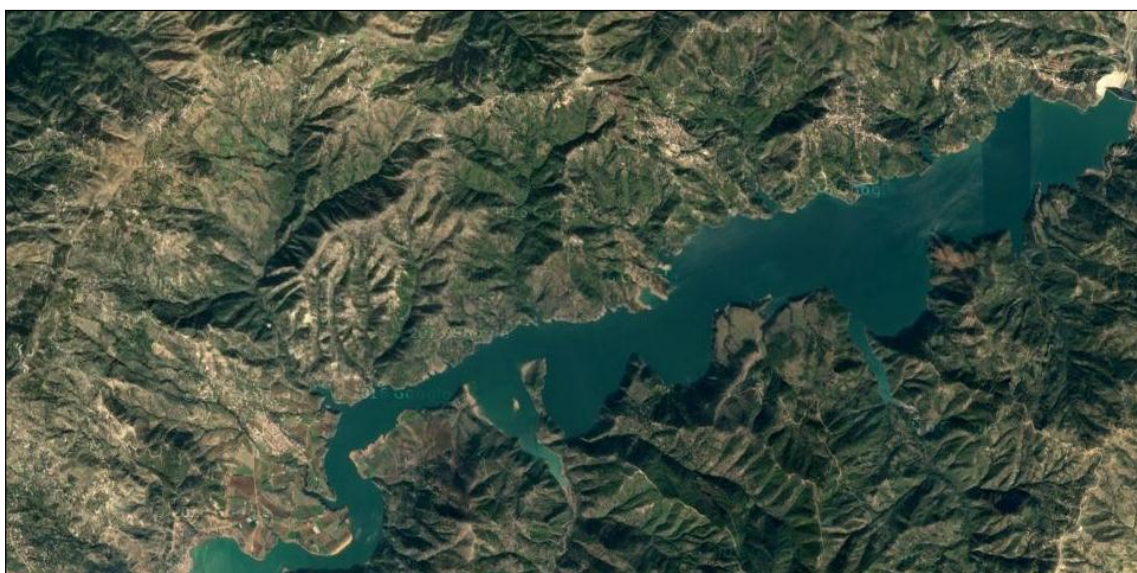


Figure IV.9. Vue satellitaire du lac réservoir Koudiate-Acerdoune (Image Google earth, 2016)

$$\begin{cases} V = 0.00364(Z - 213)^{2.634} \\ A = 0.00141(Z - 201)^{2.014} \end{cases} \quad (IV.16)$$

V : Volume du réservoir (M m³)
 A : La surface du plan d'eau (Km²).
 Z : Côte du barrage (m).

La figure IV.10 et le tableau IV.15 montrent les courbes capacité-hauteur et hauteur-surface ainsi que les caractéristiques du barrage Koudiat Acerdoune.

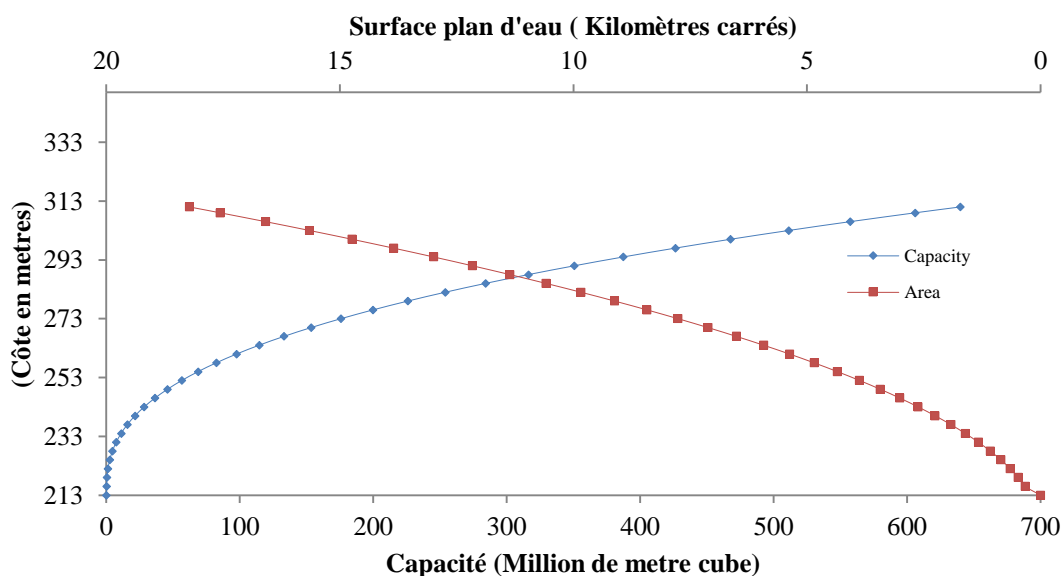


Figure IV.10. Courbes capacité- hauteur et surface- hauteur.

Tableau IV.15. Caractéristiques du barrage Koudiate Acerdoune.

Caractéristiques	Valeurs
Latitude	36° 29' 10.1574"
Longitude	3° 35' 39.5376"
Surface du bassin drainé (km ²)	2790
Surface du réservoir (km ²)	18
Capacité du réservoir (Mm ³)	640
Profondeur au-dessous du niveau normal de la retenue (m)	98
Coté du pied amont du barrage (m)	213

4.3.2. Méthode surface –incrémentées et réduction des surfaces empiriques (Area-increment et empirical area reduction *EARM*)

Cette méthode de distribution des sédiments au-dessous du niveau normal de la retenue développée par l'U.S Bureau of reclamation, modifiée par Lara 1962, elle a été utilisée par Morris et Fan (1998). La méthode des surfaces –incrémentées est très simple à mettre en œuvre pour l'évaluation de la distribution des sédiments dans le lac réservoir. (Rahmanian et al, 2012). Les étapes suivantes sont nécessaires pour la mise en œuvre de cette méthode (Morris et Fan, 1998).

4.3.2.1. Détermination des apports en sédiments annuels

Les apports solides sont calculés par la formule (IV.17).

$$As = Es \cdot S \quad \text{V.17)}$$

As : Apports solides (tonnes).

Es : érosion spécifique (t.km⁻².an⁻¹).

S : superficie du bassin versant considéré (km²).

À l'aide de la formule (IV.15), nous avons calculé l'érosion spécifique au site du barrage Koudiat Acerdoun.

$$Es = -369 + 0.36S - 21.1Im + 283Dd + 25.5IL$$

Les résultats de calcul sont présentés dans le tableau IV.16.

La densité des sédiments étant égale à 1.2 (Bennie et als, 1983).

Tableau IV.16. Résultats de calcul.

S surface du bassin drainé (km²)	2790
<i>Im</i> Pente moyenne du bassin (%)	52
<i>Dd</i> Densité de drainage (km.km ⁻²)	3.2
<i>IL</i> indice lithologique (%)	40
<i>D</i> Densité de la vase	1.2
<i>Es</i> Erosion spécifique (t.km ⁻² .y ⁻¹).	1494
<i>As</i> (Tonnes)	4084002
Volume des sédiments (Mm ³ .an ⁻¹)	4.9

4.3.2.2. Sélection de la courbe de design

Définition du réservoir de type en fonction de facteur m. Facteur m est la meilleure pente inverse de la courbe capacité-hauteur tiré sur un papier logarithmique. La classification de la forme du réservoir en fonction du facteur m est donnée dans le tableau IV.17 et la figure IV. 13.

Tableau IV.17. Forme du réservoir (Strand and Pemberton, 1987).

Forme du réservoir	Type	m
Lac	I	3.5-4.5
Floodplain-foothill	II	2.5-3.5
Collines et gorge	III	1.5-2.5
gorge	IV	1.0-1.5

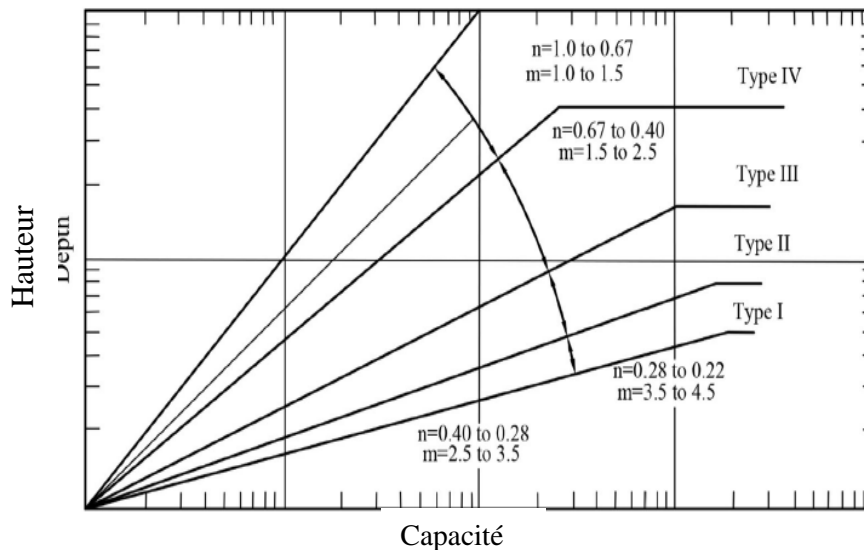


Figure IV.11. Courbe de distribution des sédiments (Area-Reduction method) (Sepideh Torabi et al, 2015).

Les pentes de la courbe capacité hauteur sont $m_1=1.08$ and $m_2=1.22$ (figure IV.12) ; on choisit la courbe IV, voir figure IV.11.

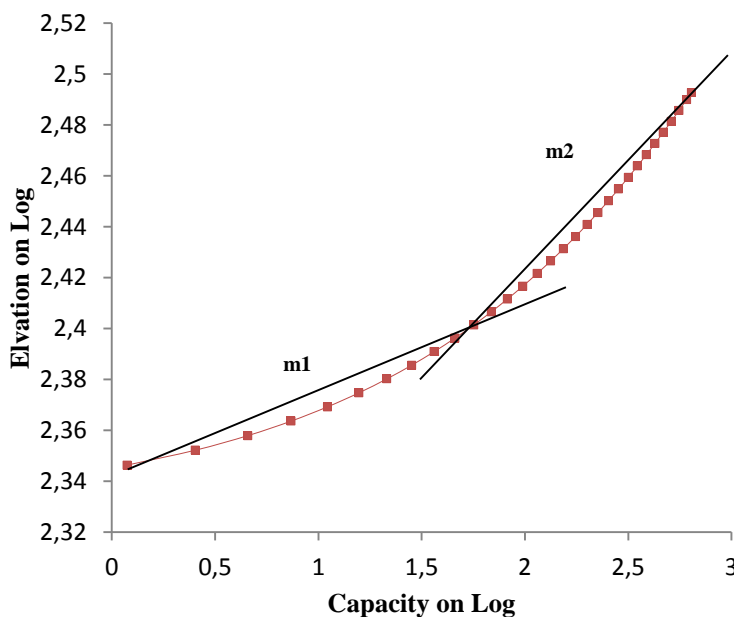


Figure IV.12. Les pentes de la courbe capacité –hauteur.

4.3.2.3. Incrémentation hauteur zero- capacité au niveau du barrage

Le coefficient d'incrémentation F est calculé par la formule IV.18.

$$F = \frac{S - V_h}{HA_h} \tag{IV.18}$$

- S : Le total des sédiments déposés.
- V_h : Capacité du réservoir (Mm^3) à chaque hauteur h .
- A_h : Surface du réservoir donnée à la hauteur h
- H : Hauteur au-dessous du niveau normal de la retenue.
- h_{min} : Côte du réservoir au points considéré (m).

On calcule au point considéré les valeurs de la profondeur relative p qui est donnée par la formule (IV.19)

$$p = \frac{h - h_{min}}{H} \tag{IV.19}$$

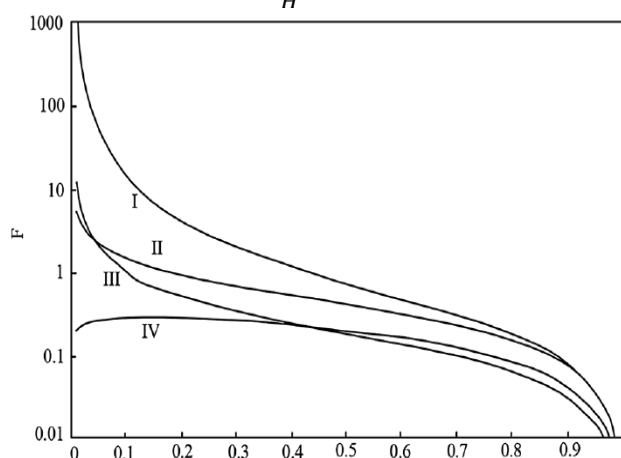


Figure IV.13. Les courbes des profondeurs des sédiments dans le barrage ($F-p$) (Strand and Pemberton, 1982).

L'intersection des valeurs de F avec la courbe type (type de réservoir) de la figure IV.13 donne la valeur de p_0 qui est définie comme étant le facteur de la nouvelle profondeur des eaux dans le lac. La nouvelle hauteur des eaux est donnée par la formule (IV.20).

$$h_0 = (p_0 \cdot H - h_{min}) \tag{IV.20}$$

4.3.2.4. Distribution des sédiments

Le volume de sédiments piégés est distribué dans le réservoir en fonction de la courbe de type sélectionné.

$$a = C(P^m)(1 - P)^n \tag{IV.21}$$

Les coefficients C , m et n sont des coefficients fixes déterminés en fonction du type de réservoir voir le tableau IV.18.

Tableau IV. 18. Valeurs C , m et n en fonction du type du réservoir.(Borland WM et als.,1971).

Type	C	m	n
I	5.074	1.85	0.36
II	2.487	0.57	0.41
III	16.967	-1.15	2.32
IV	1.486	-0.25	1.34

Donc, les valeurs de surface relatives des sédiments (a) à chaque profondeur relative p sont données par la formule (IV.22)

$$a = 1.486(P^{-0.25})(1 - P)^{1.34} \tag{IV.22}$$

Le facteur de forme du réservoir change avec le temps en raison de la modification de la courbe stade-capacité provoquée par la sédimentation. Ce facteur est calculé par la pente de la courbe hauteur- capacités pour les périodes de 2013 et 2093 selon la méthode proposée.

Les courbes de la capacité -hauteur de barrage pour 2013 et aussi les années 2023, 2043, 2073 et 2093 sont présentés dans la figure IV.14.

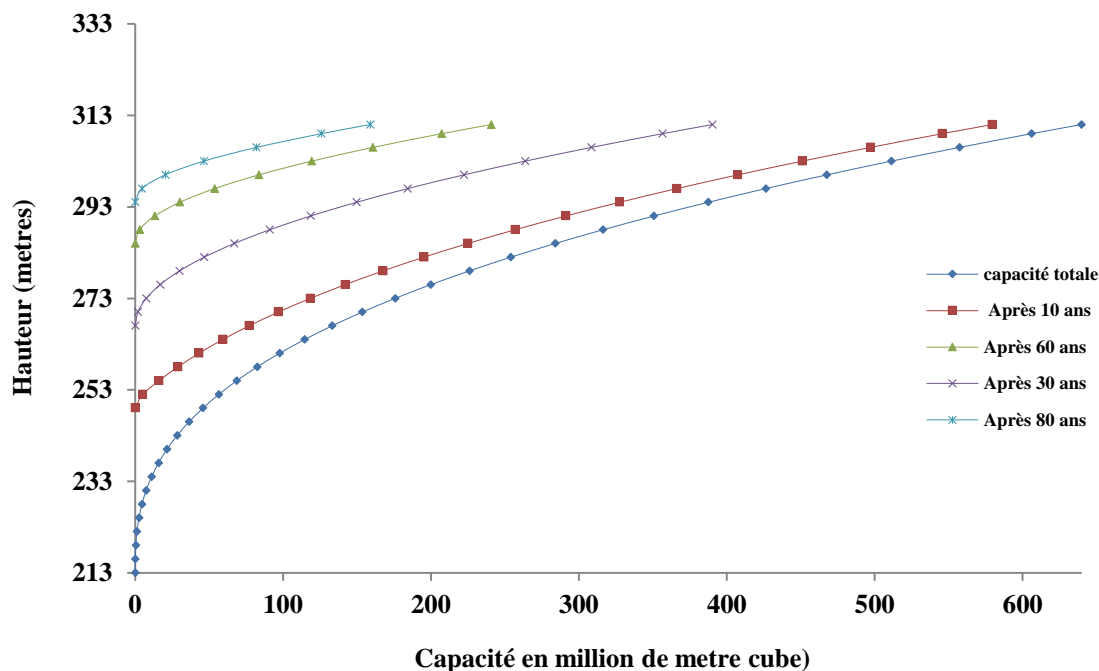


Figure IV.14. Réduction de capacité pour différents scenario d’envasement du barrage Koudiate Acerdoune.

La prévision pour les années à venir de la capacité perdue dans le réservoir est d'environ 9%, 40%, 62%, 75% de la capacité totale du réservoir, respectivement, pour 2023,2043, 2073, 2093 ans

Les nouvelles surfaces du plan d’eau pour les différents scénario sont données par la figure IV. 15.

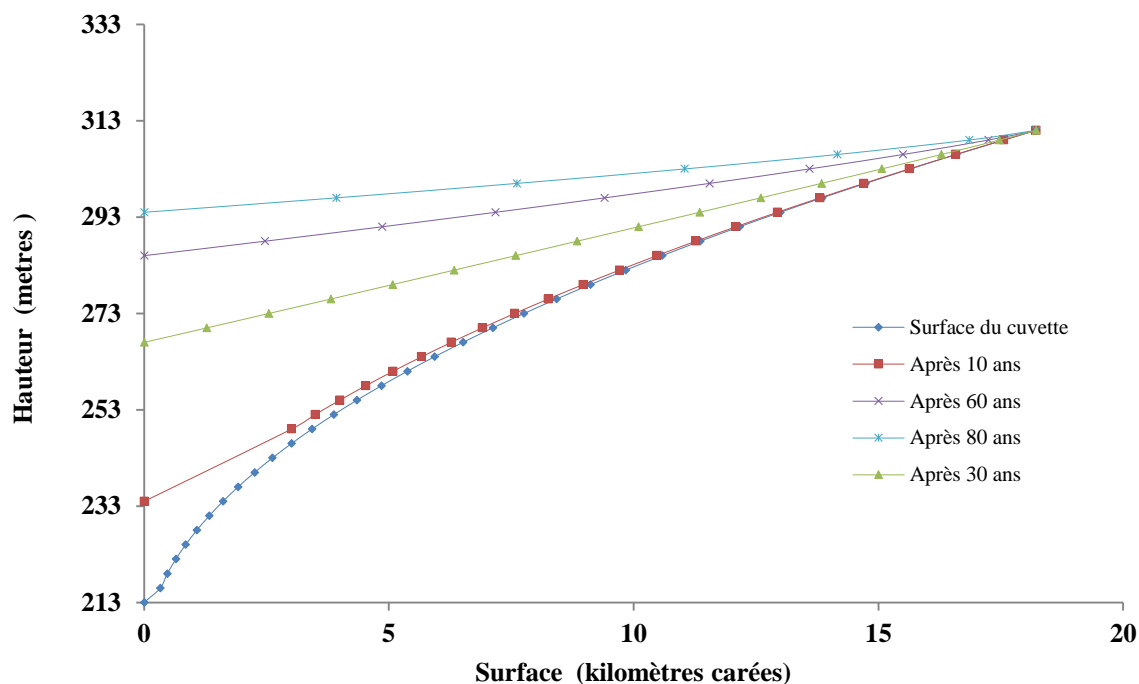


Figure IV.15. Surface du plan d'eau pour différents scénarios du barrage Koudiate Acerdoune.

Les résultats ont montré que 40% du volume de Koudiat Acerdoun barrage sera rempli par les sédiments en 2043.

4.4. CONCLUSION

Ce travail constitue une contribution à l'analyse du phénomène du transport solide, sur la base des mesures continues sur quatre stations hydrométriques.

En se basant sur des données observées, sur les quatre stations hydrométriques, le bassin versant Isser caractérisé par un climat semi-aride, est touché par l'érosion hydrique atteignant $4500 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ par certains endroits. Sur l'ensemble du bassin, l'érosion est de $2200 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ étant largement supérieure à la norme, Sachant que les valeurs d'érosion tolérables sont comprises entre 250 et $1250 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Li et al., 2009), cette norme est basée sur le volume du sol explorable par les racines.

Les concentrations moyennes suivent l'allure des courbes débits moyens pour deux stations de mesures à savoir SB3 et SB4 (bassins de petites superficies), en revanche les bassins de grandes surfaces, les SB1 et SB2, les concentrations moyennes ne suivent pas les débits liquides mensuels. Les débits max ne génèrent pas nécessairement les concentrations maximales pour l'ensemble des bassins versant.

L'indice d'érodabilité des bassins versant est plus important pendant l'été et l'automne, Les terrains à forte pente, composés de formations lithologiques les plus résistantes qui sont les grès et les calcaires, sont moins touchés par l'érosion. Contrairement au terrain marneux et argileux, qui présentent de faible pente, ainsi touchés par l'érosion.

Pour les deux sous bassins (SB1 et SB2), dont les surfaces sont respectivement 3600 et 2570 km^2 , la contribution des crues d'automne et les crues généralisés de l'hiver et du printemps sont de même ordre (50%). Une tendance globale à la diminution du transport solide sur l'ensemble du bassin versant (SB1).

Les résultats ont montré que la méthode EARM prédit les volumes des dépôts cumulés, de la manière à prédire le modèle de dépôt de sédiment basé uniquement sur la forme de la cuvette. Le procédé peut être appliqué pour prévoir le comportement des dépôts de sédiment déterminé dans une grande variété de géométries de réservoir. Les résultats ont montré que 40% du volume de Koudiat Acerdoun barrage sera rempli par les sédiments en 2043.

EXEMPLE DE CALCUL

5.1. PRESENTATION D'UN BASSIN VERSANT

Soit un bassin versant 090205, avec les caractéristiques montrées sur le tableau suivant :

Tableau V.1. Caractéristiques du bassin versants.

Paramètres	Valeurs
X (°)	3.03369380 E
Y (°)	36.26402907 N
S (km ²)	38 km ²
P (km)	29
L (km)	10.2
Dd (km/km ²)	2.3
Ip (%)	0.21
H min (m)	658
H max (m)	1290

La situation géographique du bassin versant par rapport au bassin versant Isser est données par la figure V.1.

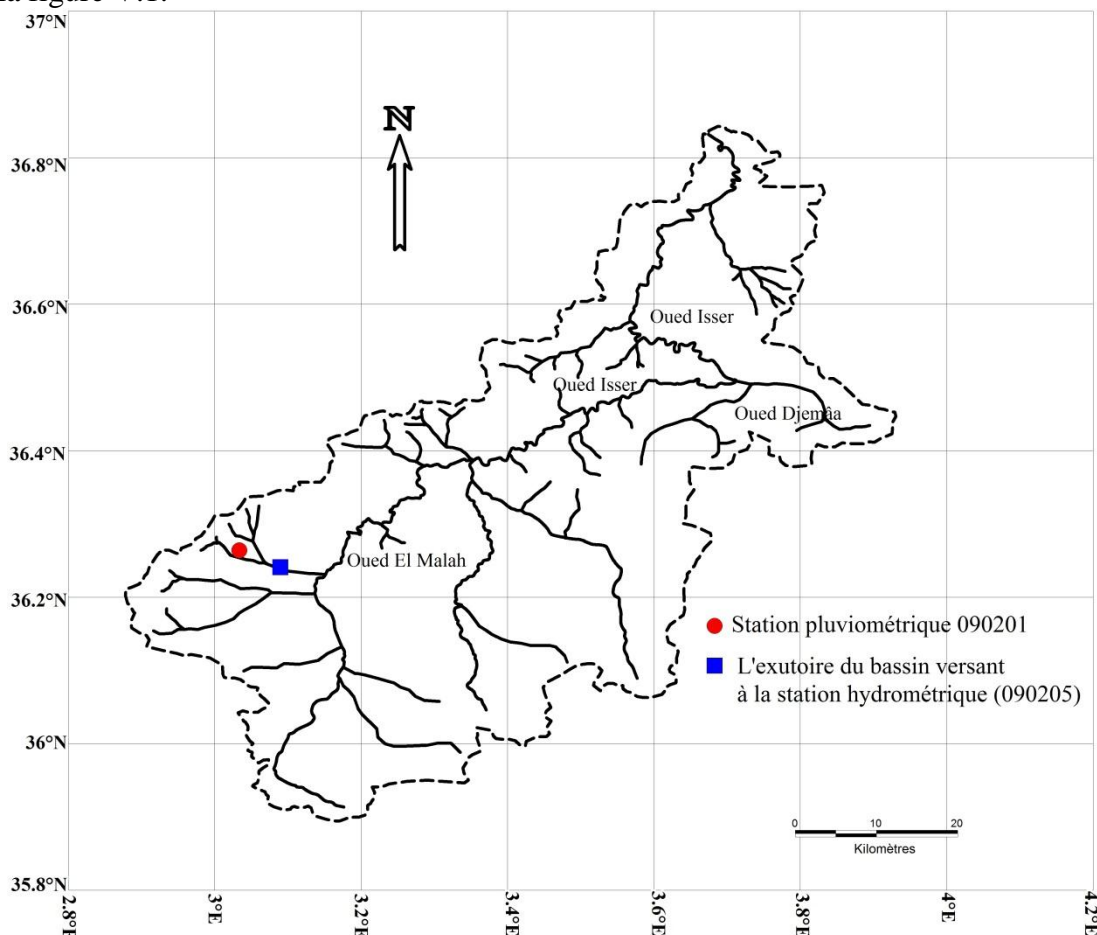


Figure V.1. Situation générale du bassin versant au droit de la station hydrométrique 090205

Le détail du bassin du bassin et le réseau hydrographique sont présentés par la figure V.2.

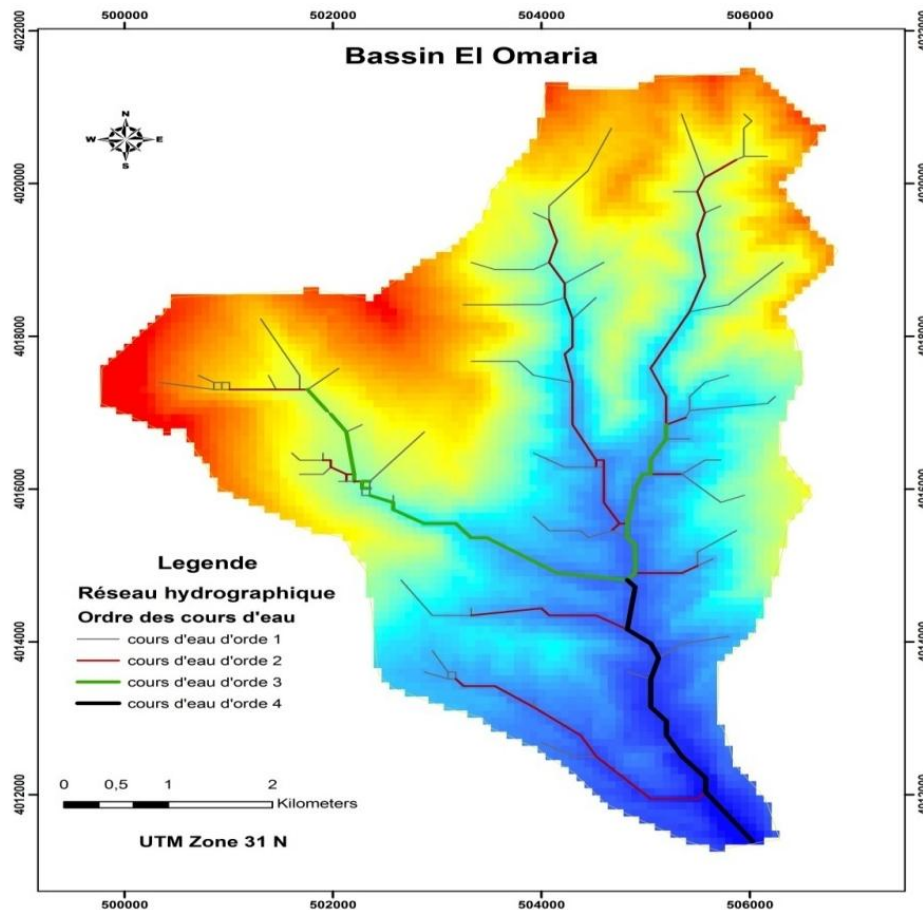


Figure V.2. Bassin versant à la station hydrométrique 090205.

5.2. CALCUL DES PRECIPITATIONS

5.2.1. Précipitations moyennes annuelles

Les précipitations moyennes annuelles sont calculées au moyen des données de la station pluviométrique 090201, cette station représente bien ce bassin versant voir la figure (V.1), les valeurs des pluies annuelles sont données par le tableau V.2.

Tableau V.2. Les précipitations annuelles à la station pluviométrique 090201.

Station 090201			
Année	Pluies annuelles (mm)	Année	Pluies annuelles (mm)
1970	348.1	1981	370
1971	425	1985	476.4
1972	403.6	1986	396.4
1973	449.1	1987	290.2
1974	259.4	1988	418.6
1975	420	1989	282
1976	383.2	1990	460.7
1977	441.6	1991	461.4
1978	472.6	1993	251.2
1979	649.7	1998	296.5
1980	414		
Moyenne		398 mm	

Les caractéristiques de la station pluviométrique 090201, en l'occurrence ses coordonnées sont données par le tableau V.3.

Tableau V.3. Les pluies moyennes annuelles et moyennes des pluies maximales journalières à la station 090201.

Stations	Longitude (degrés)	Latitude (degrés)	Pluies moyennes annuelles (mm)	Moyenne Pluies maximale Journalières observées (mm)
090201	3,25344994	36,07443462	398	44.24

5.2.2. Précipitations maximales fréquentielles sur la base du modèle régional

5.2.2.1. La fonction de distribution cumulée de la loi GEV

La fonction de distribution GEV est donnée par :

$$F(x) = \exp\left(-\left[1 - k\frac{(x-\xi)}{\alpha}\right]^{1/k}\right) \text{ pour } k \neq 0$$

$$F(x) = \exp\left(-\exp\left[-\frac{(x-\xi)}{\alpha}\right]\right) \text{ pour } k = 0$$

Où

k , α et ξ représentent respectivement les paramètres de forme, d'échelle et de position. La fonction d'estimation des quantiles se présente sous la forme suivante :

$$x(F) = \xi + \frac{\alpha}{k} (1 - [-\ln(F(x))]^k) \text{ pour } k \neq 0$$

$$x(F) = \xi - \alpha (\ln[-\ln(F(x))]) \text{ pour } k = 0$$

Les paramètres de la loi régionale GEV sont donnés par le tableau V.4.

Tableau V.4. Les Paramètres des lois des distributions régionales.

	Lois	ξ	α	k
Région 1	GEV	0,7827097	0,2912496	-0,147141

Les résultats de calcul pour la station représentative, qui est la station 090201, sont donnés par le tableau V.5.

Tableau V. 5. Pluies maximales fréquentielles à la station représentatives (90201) et pluies fréquentielles par le modèle régional GEV.

Station	90201					
Période T	pluies en (mm)		44.24	BIAIS	REQM	ECART
	R1	Quantiles Pmax (90201)	quantiles Régionales			
2	0,89	37,33	39,48	0,06	0,003	2,15
2,5	0,99	42,01	43,72	0,04	0,002	1,71
3	1,06	45,81	47,08	0,03	0,001	1,27
4	1,18	51,82	52,25	0,01	0,000	0,42
5	1,27	56,63	56,25	-0,01	0,000	-0,38
6	1,35	60,63	59,51	-0,02	0,000	-1,12
8	1,47	67,32	64,82	-0,04	0,001	-2,49
9	1,52	70,17	67,04	-0,04	0,002	-3,13
10	1,56	72,72	69,00	-0,05	0,003	-3,72
12	1,64	77,43	72,56	-0,06	0,004	-4,87
20	1,87	91,23	82,62	-0,09	0,009	-8,61
25	1,97	97,82	87,26	-0,11	0,012	-10,57
40	2,20	112,88	97,47	-0,14	0,019	-15,41
50	2,32	120,63	102,54	-0,15	0,022	-18,09
100	2,70	147,55	119,37	-0,19	0,036	-28,19
125	2,83	157,23	125,15	-0,20	0,042	-32,08
200	3,12	179,41	137,94	-0,23	0,053	-41,47
250	3,26	190,87	144,33	-0,24	0,059	-46,55
500	3,74	230,76	165,54	-0,28	0,080	-65,22
1000	4,27	278,06	189,02	-0,32	0,103	-89,04

5.2.3. Moyenne des précipitations maximales journalières

La moyenne des précipitations journalières sur le bassin versant peut être calculée par le modèle (II.54) établi dans la partie précipitations.

$$\bar{P}_{Max} = -370.4 + 0.04892 P + 10.85 y$$

\bar{P}_{Max} : Moyenne des pluies maximales journalières (mm)

P : moyenne des pluies annuelles en (mm), égale à 398 mm

Y : latitude du lieu considéré en degrés (UTM WGS84), égale à 36.2467980

Après calcul : $\bar{P}_{Max} = 42.38 \text{ mm}$

5.3. CALCUL DES ECOULEMENTS

5.3.1. Calcul de ruissellement moyen annuel

Le modèle empirique qui relie le coefficient de ruissellement et la pluviométrie reçu par le bassin versant, contrôlé par la station hydrométrique 090205 est le suivant :

$$\alpha = 3.10^{-17} (\bar{P})^{6.06}$$

Le coefficient de ruissellement de cette relation est élevé et égal à 0,18.

$\alpha = \frac{R}{P}$ donné plus haut, c'est-à-dire :

$$\bar{R} = \alpha \cdot \bar{P}$$

Où

$$\bar{R}_{\text{Cal}} = [3 \cdot 10^{-17} (\bar{P})^{6.06}] \cdot \bar{P}$$

$$\bar{R}_{\text{Cal}} = 68 \text{ mm}$$

Nous disposons de quelques données de ruissellement annuel de la station hydrométrique 090205, montrées le tableau V.6.

Tableau V.6. Ruissellement annuel à la station 090205.

Année	Ruissellement (mm)
74/75	78,71
76/77	61,32
77/78	61,27
78/79	65,63
80/81	86,45
Moyenne (mm)	70
R calculé (mm)	68
Ecart (mm)	-2

5.3.2. Détermination de la distribution mensuelle du ruissellement

Nous présentons sur la figure la distribution du ruissellement annuel où le mois de mars enregistre, à lui seul, plus de 18 % du ruissellement annuel, suivi du mois de février de 12 %, avec du mois de décembre au mois de mai, la quasi-totalité du ruissellement annuel est enregistré. Cette distribution est établie suivant la distribution type pour les bassins inférieurs à 2000 km² de la figure V.3.

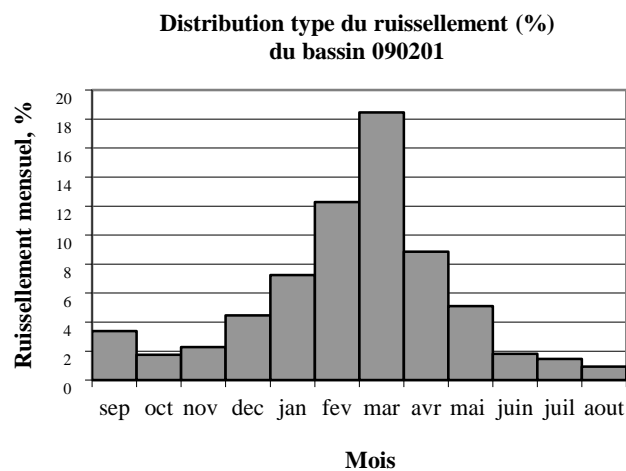


Figure V.3. Distribution du ruissellement annuel.

5.3.3. Détermination de la distribution mensuelle du débit d'étiage fréquentiel

Pour cet exemple, le coefficient $\lambda\%$ est de :

$$\lambda_{80\%} : 0.53.$$

$$\lambda_{90\%} : 0.45.$$

$$\lambda_{97\%} : 0.35.$$

La distribution de l'étiage fréquentiel se fait par la formule (III.7)

$$R_{\lambda\%} = \lambda_{\%} \cdot \bar{R}$$

Où

$$\bar{R} = 68 \text{ mm}$$

Les résultats de calcul sont montrés sur la figure V.4.

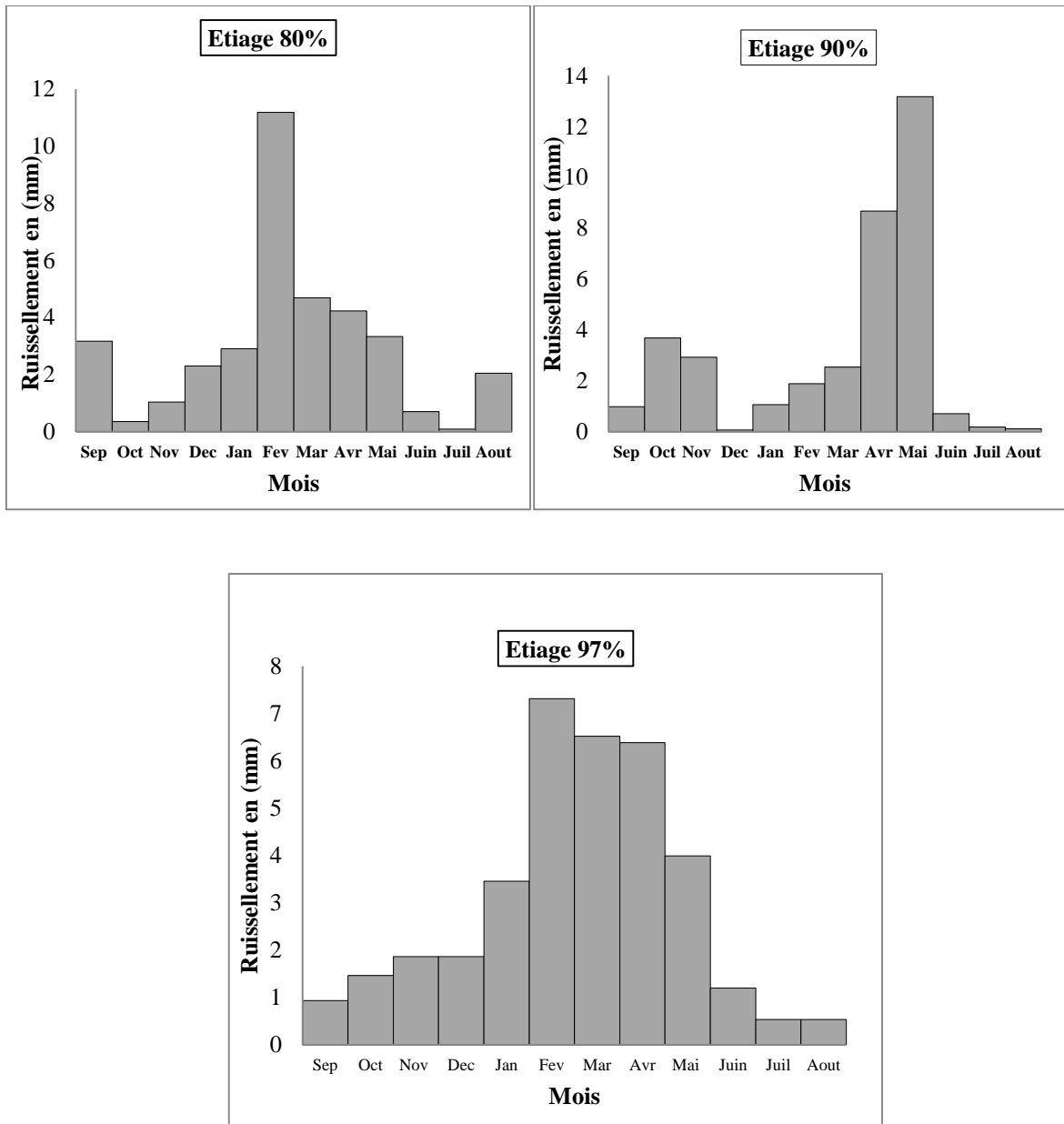


Figure V.4. Distribution des étiages fréquentiel.

5.4. CALCUL DE L'HYDROGRAMME

Déterminer le débit de pointe et l'hydrogramme de crue de période de retour de 100, 50,25 et 10 ans de ce bassin versant (exemple). Les données nécessaires aux calculs sont : $S = 38 \text{ km}^2$, $L = 3.89 \text{ km}$, $I = 1.54 \%$. La pluie moyenne annuelle sur ce bassin est $\bar{P} = 398 \text{ mm}$ et les pluies maximales journalières de période de retour 100, 50, 25 et 10 ans qui sont 120, 102, 87 et 69 mm respectivement.

$$Q(t) = \begin{cases} 0 & \text{pour } t = 0 \\ Q_p \left(\frac{t}{t_p} \right)^{-0,1} \text{Exp} \left(-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln \left(\frac{t}{t_p} \right)}{k} \right)^2 \right) & \text{pour } t > 0 \end{cases}$$

5.4.1. Détermination des paramètres de l'hydrogramme de crue

5.4.1.1. Débit de pointe de crue

La valeur du débit de pointe (débit max.) qui est incluse dans le modèle de l'hydrogramme peut être calculée par la formule suivante :

$$Q_{\max T} = \frac{\bar{q}_{\max} \times S}{\sqrt{(C_V)^2 + 1}} \text{Exp} \left[u \times \sqrt{\ln(C_V)^2 + 1} \right]$$

Avec :

$$\bar{q}_{\max} = \frac{9.62}{[\log(S + 1)]^{3.73}}$$

Et

$$C_V = 0.115 \bar{q}_{\max} [\log(S + 1)]^{3.6}$$

S : Surface du bassin versant km²

\bar{q}_{\max} - Débit max. spécifique m³.s⁻¹.km⁻²

C_V - Coefficient de variation

5.4.1.2. Temps de montée de l'hydrogramme de crue

$$t_c = 1.7 \left(\frac{SL}{\sqrt{I}} \right)^{0.19}$$

5.4.1.3. Coefficient de forme k de l'hydrogramme de crue

$$k = 0,0102 (S + 1)^{0,43} + 0,15$$

Les résultats de calcul sont présentés dans le tableau V.7.

Tableau V. 7. Caractéristiques du cours d'eau et résultats de calcul.

Paramètres	Valeurs
Surface (km ²)	38
Périmètre (km)	29
Pente moyenne du cours d'eau principale (%)	1.54
Longueur du cours d'eau principale Lcp (km)	3.89
Temps de concentration (tc) en heures	4.2
Coefficient de forme de l'hydrogramme k	0,2
Débit max. spécifique m ³ .s ⁻¹ .km ⁻² (\bar{q}_{max})	1.7
Coefficient de variation (Cv)	1.04
$Q_{max,T}$ (m ³ .s ⁻¹) (T=100 ans)	157

5.4.1.4. Détermination de l'hydrogramme de crue

Les hydrogrammes de crue calculés sont présentés sur la figure (V.5).

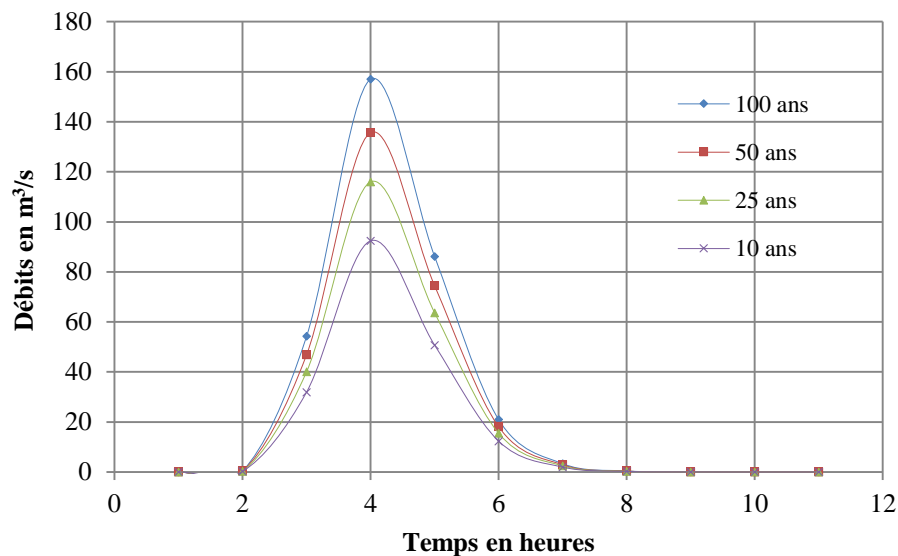


Figure V.5. Hydrogramme de crue pour différentes périodes de retour.

À travers la figure V.3, le signal de la crue est brusque, du fait que le bassin est petit et que son temps de concentration est petit (4 heures).

5.5. CALCUL DE DE L'ÉROSION SPÉCIFIQUE DU BASSIN

Le modèle pour le calcul de l'érosion spécifique sur le bassin versant est le suivant :

$$Es = -369 + 0.36S - 21.1Im + 283Dd + 25.5IL$$

Dd : Densité de drainage (km.km⁻²).

Im : Pente moyenne (%).

S : Superficie en (km²).

Es : Erosion spécifique (tonne.km⁻².an⁻¹).

IL : indice lithologique qui présente le pourcentage des schistes avec calcaire et l'argile et l'argilites.

Tableau V.8. Paramètres de la formule.

Paramètres	valeurs
IL (%)	53
S (km²)	39
Dd (km.km⁻²).	2.3
Im du bassin (%)	25

Le calcul fait l'érosion spécifique est de :

$$Es = 1120 t.km^{-2}.an^{-1}$$

Conclusion

Au terme de cet exemple, et à l'aide de tous les outils développés au cours de ce travail, nous dire que l'utilisation de document, pour le calcul des pluies maximales fréquentielles, les écoulements et le transport solide s'avère nécessaire en l'absence de données.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

Il apparait, d'après l'étude des précipitations, que les régions se trouvant au nord de la région d'étude sont plus arrosées que celles se trouvant au sud, la partie nord de la région d'étude est exposée au flux du nord-ouest, nord -est reçoivent plus de pluies que celles moins exposées, conséquence des Monts de Djurdjura et de Chréa qui jouent un effet écran sur les précipitations. Le bassin versant, justement, est une zone de transition entre ces deux régions. Durant les mois de Décembre à Mars, on enregistre en moyenne 55 % des totaux annuels des précipitations. Trois grandes saisons sont ressorties au terme de cette étude, une saison humide du mois de septembre à Mars et une saison sèche du mois de Juin à Aout (été), séparées par une saison intermédiaire courte de deux mois (le printemps).

Sur l'étude temporelle, une diminution de 20% des totaux annuels des précipitations sur l'ensemble de la région d'étude y compris le bassin versant Isser. Principalement trois périodes de rupture se sont dégagées sur l'ensemble des données, en 1938, autours de 1960 et autours de 1970. La persistance de la sécheresse de ces dernières années sur l'ensemble de la région d'étude se traduit par un fort taux d'années à sécheresse modérée qui est de l'ordre 51% et 16% pour une sécheresse forte.

Par ailleurs, on constate une diminution du taux d'années à humidité forte. L'indice standardisé des précipitations a montré que la persistance et la sévérité de la sécheresse ces dernières années sur la région d'étude se traduisent par l'augmentation des taux d'années à sécheresse modérée. Un constat alarmant montrant que la semi-aridité gagne les zones humides et subhumides d'où la nécessité d'adapter les politiques de gestion de la ressource hydrique à cette nouvelle donne.

Sur la partie régionalisation des pluies journalières maximales annuelles et dans l'objectif d'avoir une qualité fiable de l'estimation des pluies fréquentielles, la méthode de régionalisation dite L-moments a été appliquée au jeu de données des pluies maximales journalières annuelles, soient les observations de 54 stations pluviométriques, avec le teste d'homogénéité, nous avons subdivisé la région d'étude en trois zones homogènes, en terme de pluies maximales journalières annuelles, la première région se trouvant au sud et sud de la région d'étude, une région caractérisée par un climat semi-aride, le haut Isser et le moyen Isser y font partie, la deuxième région englobe le bas Isser, la quasi-totalité du Mont de Djurdjura et partie Ouest de la région d'étude (Alger, mont de Chréa), la troisième région, quant à elle, se trouve à l'Est de la région d'étude (Mont d'Akfadou)

Les distributions à trois paramètres GEV et GLO sont plus adéquates au vue de du teste Z-statistique, GEV pour les deux régions (1,2) et GLO pour la région 3. Les paramètres régionaux des distributions sont établis. Les pluies max fréquentielles est la résultante du produit du quantile régional et la moyenne de pluies journalières maximales annuelles, en l'absence de données, un modèle régressif entre les pluies journalières maximales annuelles et certains paramètres météorologique et géographiques.

Une forte variation annuelles, en terme des écoulements, avec une tendance à la diminution ces dernières années sur la totalité du bassin versant et sur le bassin contrôlé par la station la Traille, comme première conclusion une diminution des ressources hydriques. Sur la station Lakhdaria, les données des débits se rangent en deux cycles, le premier de 1971-1979 pour un ruissellement interannuel de 129 mm, un deuxième cycle 1979-1999 qui moins arrosé par les précipitations avec un ruissellement de seulement 79 mm. Concernant la variation saisonnière, elle suit le cycle des précipitations, en d'autres termes 70 % de ruissellement est enregistré du mois Décembre au mois de Mars. Un modèle entre le coefficient de ruissellement et les pluies moyennes annuelles, avec un taux d'explication de la variance de 75 %. Afin de calculer aisément le débit max fréquentiel, nécessaire pour tous aménagements hydrauliques, un modèle de calcul du débit fréquentiel en fonction de certains paramètres morphologiques du bassin

versant a été établi. La distribution du débit fréquentiel dans le temps (hydrogramme de crue) épouse l'allure de la loi de Galton, celle-ci a été adoptée pour le calcul des hydrogrammes de crue.

En se basant sur des données observées, sur les quatre stations hydrométriques, le bassin versant qui est caractérisée par un climat semi-aride, est touché par l'érosion hydrique atteignant $4500 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ par certain endroit. Sur l'ensemble du bassin, l'érosion est de $2200 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, étant largement supérieure à la norme internationale qui est de $1000 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. S'agissant de l'allure des courbes des concentrations moyennes en sédiments g.l^{-1} , elles suivent celle des débits moyens, contrairement pour les grands bassins versants. Un autre fait majeur, les débits max ne génère pas nécessairement des concentrations maximales sur toute la région d'étude. L'érodabilité des bassins versant est plus important pendant l'été et l'automne, Les terrains à forte pente, composés de formations lithologiques les plus résistantes qui sont les grès et les calcaires, sont moins touchées par l'érosion. Contrairement au terrain marneux et argileux, qui présentent de faible pente, ainsi touchés par l'érosion. On se référant à la fois à la carte d'érosion et la carte des pentes, il est à signaler que la partie centrale du bassin versant Isser ayant des pentes 0 à 10 % avec les altitudes comprise entre 300 m à 600 m, des formations composées essentiellement des schiste avec calcaire présentent un fort taux d'érosion engendrant de ce faite un envasement accéléré des barrages se trouvant dans cette zone, à l'image du barrage Koudiate Acerdoune, des simulations de pertes de la capacité de stockage ont été effectuées par la méthode dite EARM, il ressort que une perte de stockage à hauteur de 50% sera atteinte en 2043.

Enfin un exemple de calcul a été donné, utilisant tous les outils développés au cours de cette thèse afin de faciliter l'exploitation de ce travail.

Nous recommandons vivement, au bureau d'étude et aux organismes activant dans le secteur de l'eau, à utiliser les modèles développés, notamment celui l'érosion spécifique, des modèles régionaux de calcul des pluies max fréquentiels et de modèle de débits max fréquentiel.

Au terme de ce travail nous recommandons

- Etendre l'étude régionale des précipitations maximales fréquentielles aux régions limitrophes du bassin versant Isser.
- Faire une étude régionale des débits maximaux annuels, et appliquant l'indice SPI aux débits moyens annuels.
- Approfondir la partie transport solide, notamment l'envasement des barrages, en étudiant la réparation des sédiments dans la cuvette du barrage Koudiate Acerdoune. Et l'effet du mode de gestion du barrage sur l'envasement.
- Le calibrage de l'équation utilisée pour la simulation de l'envasement avec les levés bathymétriques de la cuvette du barrage.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

References

- Achite, M. et Meddi, M. (2005). Spatial and variability of streamflow and solid yields in semiarid areas .case of the Oued Mina basin (Northwest Algeria), *Revue science de l'eau*. 18 (n° special), pp.37- 56.
- Alila Y. (1999). A hierarchical approach for the regionalization of precipitation annual maxima in Canada. *J. Geophys. Res.*, 104, 31645-31655. [DOI:10.1029/1999JD900764](https://doi.org/10.1029/1999JD900764).
- Amani, A et Lebel, T. (1998). Relationship between point rainfall, average sampled rainfall and ground truth at the event scale in the Sahel. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 12(2), 141-154.
- ANBT. (2014). Rapport interne de l'ANBT. Alger.
- A.N.R.H. (2012). Rapport Interne de L'A.N.R.H, Alger
- A.N.R.H. (2002). Rapport Interne de L'A.N.R.H, Alger.
- A.N.R.H. (2001). Rapport Interne de L'A.N.R.H, Alger.
- A.N.R.H. (2000). Rapport Interne de L'A.N.R.H, Alger.
- A.N.R.H. (1996). Rapport Interne de L'A.N.R.H, Alger.
- A.N.R.H. (1993). *Annuaire Hydrologiques de l'Algérie*. Alger
- Arabi, M. et Roose, E. (1989). Influence de quatre systèmes de production en région méditerranéenne de moyenne montagne algérienne. *Bull. Réseau Erosion*. 9, 39-51.
- Arezki LARBI.(2012).Utilisation d'un sig et d'un modele mathematique pour la gestion integree des ressources en eau a l'echelle du bassin cotier algerois 02a. Mémoire magister N° d'ordre : .34/ 2012-M/GC, universite des sciences et de la technologie « houari boumediene »
- Benabdesselam, T. et Amarchi, H. (2013). Approche régionale pour l'estimation des précipitations journalières extrêmes du nord est algérien. *Courrier du Savoir*, N°17, Décembre 2013, pp.175-184.
- Ben-Zvi, A. et Azmon, B. (1997). Joint use of L-moment diagram and goodness-of-fit test: A case study of diverse series. *Journal of Hydrology*, 198(1), 245-259.
- Binnie, P et Atkins, W. S. (1984). Schéma d'aménagements des ressources en eaux dans la région“, *Rapport N° B1 d'Alger-Sebaou*
- Blinda, M. et Thivet, G. (2009). Ressources et demandes en eau en Méditerranée : situation et perspectives. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 20(1), 9-16.
- Bogárdi, J. (1974). *Sediment transport in alluvial streams Budapest*, Hungary. N°. 04 ; TC175. 2, B6.). Akadémiai Kiadó.
- Boli, B. Z., Roose, E., Bep, B., Ziem, A., Sanon, K. et F. Waechter. (1993). Effets des techniques culturales sur le ruissellement, l'érosion et la production de coton et maïs sur un sol ferrugineux tropical sableux : Recherche de systèmes de culture intensifs et durables en région soudanienne du Nord-Cameroun (Mbissiri, 1991-1992). *Cahiers-ORSTOM. Pédologie*.28(2), 309-325.
- Boutoutaou, D. et Zeggane, H. (2015). Methode De Calcul Des Crues Des Oueds De L'Algerie. *Revue LJEE*, (24 et 25). ENSH. Algérie.
- Boutoutaou, D. (2007). Les laves torrentielles et la catastrophe de Bab El Oued. *Séminaire national sur « Les catastrophes naturelles liées au climat »*, 6 et 7 novembre 2007. INFR. Oran. Algérie.
- Calvo-Mendieta, I. (2005). *L'économie des ressources en eau : de l'internalisation des externalités à la gestion intégrée. L'exemple du bassin versant de l'Audomarois* (Doctoral dissertation, Université des Sciences et Technologie de Lille-Lille I).
- Capéraà, P., Van Cutsem, B. (1988). *Méthodes et modèles en statistique non paramétrique : exposé fondamental (Vol. 1)*. Presses Université Laval.
- Celik, L., Aydine, M. et Yazici, U. (1996). A review of the erosion control studies during the republic in Turkey”. *In Kapur.S. Akça.E. Eswaran.H. Kelling.G. Vita-Finzi. Mermut A-R. Ocal A-D. Editor 1st international conference on land degradation. Adan.Turky.10-14 june1996*. Pp.175-180.
- Chebbani, R., Djelil, K. et Roose, E. (1999). Étude des risques d'érosion dans le bassin Versant Isser, Algérie. *Bulletin Réseau Érosion*. 19, 85-95.

- Cherif, E.A., Errih, M. et Cherif, H.M. (2009). Modélisation statistique du transport solide du bassin versant de l'Oued Mekerra (Algérie) en zone semi-aride méditerranéenne. *Hydrological sciences journal*. 54(2), 338-348.
- Chevalier, J., Pouliot, J., Thomson, K. et Boussema, M. R. (1994). Système d'aide à la planification pour la conservation des eaux et des sols (Tunisie) Système d'information géographique utilisant les données de télédétection. *Actes du colloque scientifique international, Hammamet, Tunisie, 1-2 Novembre 1994*. pp.4-12.
- Coyne et Bellier. (2010). *Barrage Koudiat Acerdoun*, rapport N°119, monographie, ministère des ressources en eau. ANBT. Algérie.
- Creutin, J. D. et Obléd, C. (1982). Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison. *Water resources research*, 18(2), 413-431.
- Cros-Cayot, S. (1996). Distribution spatiale des transferts de surface à l'échelle du versant. *Contexte armoricain*.
- Cunnane, C. (1988). Methods and merits of regional flood frequency analysis. *Journal of Hydrology*, 100(1), 269-290.
- Dalrymple, T. (1960). Flood frequency analysis. *US Geol. Survey, Water Supply Paper*, 1543-A.
- Demmak, A. (1982). Recherche d'une relation empirique entre les apports solides et les paramètres physico-climatiques des bassins. *AISH*. 144, 403-414.
- David Arthur et Sergei Vassilvitskii. (2009). Worst-Case and Smoothed Analysis of the ICP Algorithm, with an Application to the k-Means Method, *SIAM J. Comput.*, vol. 39, no 2, 2009, p. 766-782.
- Delhoume, J.P. (1985). *Etude en milieu méditerranéen semi-aride : ruissellement et érosion en zone de piémont de Tunisie centrale (djebel Semmama)*. Resultats 1976 à 1981
- Delhomme, J. P. (1978). Kriging in the hydrosociences. *Advances in water resources*, 1(5), 251-266.
- De Ploey, J. (1990). La conservation des sols. *La Recherche*. (227), 38-41.
- Du Boys, M. P. (1879). The Rhone and streams with movable beds. *Annals des Pontes et hausses*, 18, 22.
- DHW (2009). Rapport interne des DHW. Bouira, Tizi ouzou, Boumerdès, Médea. Algérie
- DHW Bouira (2004). Rapport interne de la DHW Bouira.
- Duband, D. (1982). *Hydrologie statistique approfondie*. Institut national de Grenoble. France, 276 p.
- Dubreuil, P. (1974). *Initiation à l'Analyse Hydrologique*. Edition Masson, Paris, France. ORSTOM
- Dutil, P. (1984). L'érosion en grande culture in. *Cultivar*, 169, 118-119.
- Elwell, H. A. (1984). *Soil loss estimation: a modelling technique*. Erosion and sediment yield: some methods of measurement and modelling/edited by RF Hadley and DE Walling.
- Eichert, B.S., Kindler, J., Schultz, G.A. et Sokolov, A. A. (1985). Méthodes de calcul pour les études hydrologiques concernant l'aménagement des eaux. Unesco 1985. ISBN 92-3-202005-X
- FAO. (1999). Conservation des sols et des eaux dans les zones semi-arides. *Bulletin Pédologique*. N°. 57, 1999, Rome, Italy.
- Fournier, F. (1960). *Climat et érosion : la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques*. PUF, 204 p.
- Fournier, F. (1955). Facteurs de l'érosion du sol par l'eau en Afrique Occidentale Française.
- Gavrilovic, S. (1961). Calculation of mean annual sediment according to the erosion potential. *Bulletin of the Forestry Faculty*. Belgrade.
- Gellens, D. et Schändler, B. (1997). Comparaison des réponses du bilan hydrique de bassins situés en Belgique et en Suisse à un changement de climat. *Revue des Sciences de l'Eau* 1997 ; 3 : 395-414.
- Grabs, W., Daamen, K., Gellens, D., Kwadijk, J.C.J., Lang, H. et Middelkoop, H. (1997). Impact of climate change on hydrological regimes and water resources management in the Rhine basin. *International commission for the hydrology of the Rhine basin*. CHR-Report n° I-16.
- Greco, J. (1966). *L'érosion, la défense et la restauration des sols, le reboisement en Algérie*. Ministère de l'agriculture et de la réforme agraire. Guillot, F. (1987). Géologie de l'Antépermien de Vanoise

- septentrionale (zone briançonnaise interne, Alpes occidentales, Savoie, France. *Doctoral dissertation, Lille I*.
- Gupta, V. K. et Waymire, E. (1998). *Some mathematical aspects of rainfall, landforms, and floods*. Advanced series in statistical sciences and applied probability, 7, 129-172.
- Habibi, B., Meddi, M. et Boucefiane, A. (2013). Analyse fréquentielle des pluies journalières maximales Cas du Bassin Chott-Chergui. *Nature & Technology*, (8), 41-48.
- Hamza, M. A. et Aylmore, L. A. G. (1992). Soil solute concentration and water uptake by single lupin and radish plant roots. *Plant and soil*, 145(2), 197-205.
- Hassini, N, Abderrahmani, B. et Dobbi, A. (2008). Tendances des précipitations et de la sécheresse sur le littoral algérien : impact sur les réserves hydriques. *IWRA, congrès de Montpellier*
- Henin, S. et Gobillot, T. (1950). L'érosion par l'eau en France métropolitaine. *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'académie des sciences*. 230(1), 128-130.
- Heusch, B. (1982). *Étude de l'érosion et des transports solides en zone semi-aride. Recherche bibliographique sur l'Afrique du Nord*. Projet RAB/80/04/PNUD.
- Heusch, B. (1970). L'érosion hydraulique au Maroc : son calcul et son contrôle. *Al Awamia*. 36, 39-63.
- Hosking, J.R.M. et Wallis, J.R. (1997). *Regional frequency analysis: An approach based on L-moments*. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 224 p.
- Hosking, J. R. M et Wallis, J. R. (1993). Some statistics useful in regional frequency analysis. *Water resources research*, 29(2), 271-281.
- Hosking, J. R. (1990). L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *Journal of the Royal Statistical Society. Series B (Methodological)*, 105-124.
- Hosking, J. R. M., Wallis, J. R. et Wood, E. F. (1985). Estimation of the generalized extreme-value distribution by the method of probability-weighted moments. *Technometrics*, 27(3), 251-261.
- Jain, S.K. (2003). *Water resources systems planning and management*. Elsevier Science, London
- Jenkinson, A. F. (1955). The frequency distribution of the annual maximum (or minimum) values of meteorological elements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(348), 158-171. [DOI:10.1002/qj.49708134804](https://doi.org/10.1002/qj.49708134804).
- Kadik, B. (1987). *Contribution à l'étude du Pin d'Alep (Pinus halepensis Mill.) en Algérie : écologie, dendrométrie, morphologie* (Doctoral dissertation).
- Kanwar, J.S. (1982). Managing soil resources to meet the challenge to mankind. *Presidential address of 12th Int. Congress of Soil Science, New Delhi, India*. 8-16 February 1982, pp. 1-32.
- Kassoul, M., Abdelgader, A. et Belorgey, M.(1997). Caractérisation de la sédimentation des barrages en Algérie. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 10(3), 339-358.
- Kayser, B. (1957). Problèmes de l'érosion du sol. In *Annales de Géographie*. Vol. 66, No. 355, pp. 255-257). Armand Colin.
- Krynine, D. P. et Judd, W. R. (1957). *Principles of engineering geology and geotechnics: geology, soil and rock mechanics, and other earth sciences as used in civil engineering*. McGraw-Hill College.
- Ketrouci, K., Meddi, M. et Abdesselam, B. (2012). Étude des crues extrêmes en Algérie : cas du bassin-versant de la Tafna. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 23(4), 297-305.
- Kieffer Weisse, A. et Bois, PH. (2002). A comparison of methods for mapping statistical characteristics of heavy rainfall in the French Alps : the use of daily information / Comparaison de méthodes de cartographie de paramètres statistiques des précipitations extrêmes dans les Alpes françaises : apport de l'information journalière, *Hydrological Sciences Journal*, 47:5, 739-752.
- Kondolf, G.M. (2014) Sustainable sediment management in reservoirs and regulated rivers: Experiences from five continents, *Earth's Future*, 2014, 2, 256–280.
- Laborde, J.P. (2003). *Hydrologie de surface*. Univ de Nice-Sophia Antipolis
- Laborde, J. P. (1993). Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord à l'échelle du 1/500 000, notice explicative. *Projet PNUD/ALG/88/021. Alger : Agence nationale des ressources hydrauliques*.

- Lahlah, S. (2004). Les inondations en Algérie. *Actes des Journées Techniques/ Risques Naturels : Inondation, Prévision, Protection /Batna 15/16/décembre 2004.*
- Lara, J.M. (1971). The 1967 Altus Reservoir Sediment Survey. United States Department of the Interior, Hydrology Branch, 1971, Denver, Colorado.
- Lara, J.M. (1962). *Revision of the procedure to compute sediment distribution in large reservoirs.* US Bureau of Reclamation, Denver, Colorado.
- LARFI, B. et REMINI, B. 2003. *Le transport solide dans le bassin versant de l'oued isser impact sur l'envasement du barrage de beni amrane (algerie).* Larhyss Journal, 2006, vol. 5, p. 63-73.
- Lee, A. S. F. et Heghinian, S. M. (1977). A shift of the mean level in a sequence of independent normal random variables—a Bayesian approach. *Technometrics*, 19, 503–506.
- Lekfir, A., Benkaci, T. et Dechemi, N. (2005). Quantification du transport solide par la technique floue, application au barrage de Beni Amrane (Algérie). *Journal of Water Science*, 19(3) : 247-257.
- Llamas, J. (1992). Hydrologie Générale application et principe. Edition Gaetanmorin. Canada.
- Li, L., Du, S., Wu, L. et Liu, G. (2009). An overview of soil loss tolerance. *Catena*, 78(2), 93-99.
- Lovejoy, S. B. et Napier, T. L. (1986). Conserving soil: sociological insights. *Journal of Soil and Water Conservation*. 41(5), 304-308.
- Mazour, M. et Roose, E. (2002). Influence de la couverture végétale sur le ruissellement et l'érosion des sols sur parcelles d'érosion dans les bassins versants du Nord-ouest de l'Algérie. *Bull Réseau Erosion*, 21, 320-330.
- Mebarki, A. (2005). Hydrologie des Bassins de l'Est Algérien : Ressources en eau, aménagement et environnement. *Thèse de doctorat d'état. Université Mentouri de Constantine.*
- Mebarki, A. (2003). Cartographie automatique des précipitations : application a l'est algérien. *Sciences et Technologie*, N°20, pp. 100-107.
- Medejerab, A. et Henia, L. (2011). Variations spatio-temporelles de la sécheresse climatique en Algérie nord-occidentale. *Courrier du Savoir*, 11:71-79.
- Meddi, H. et Meddi, M. (2009). Variability of annual precipitation in Northern West Algeria. *Revue Sécheresse Science et changements planétaires*, 20:57-65.
- Meddi, M., Talia, A. et Martin, C. (2009). Évolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (Nord-Ouest de l'Algérie). *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 3), 61-84.
- Meylan P., Favre, A.C. et Musy, A. (2008). *Hydrologie fréquentielle une science prédictive.* PPUR (Presses polytechniques et universitaires romandes), Lausanne, Suisse, 173 p.
- Morris, G.L. et Fan, J. (1998). *Reservoir sedimentation handbook: design and management of dams, reservoirs, and watersheds for sustainable use.* McGraw Hill Professional.
- Nouaceur, Z., Laignel, B. et Turki, I. (2013). Changements climatiques au Maghreb : vers des conditions plus humides et plus chaudes sur le littoral algérien?. *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (Volume 7), 307-323.
- Onibon, H., Ouarda, T. B., Barbet, M., St-Hilaire, A., Bobee, B. et Bruneau, P. (2004). Analyse fréquentielle régionale des précipitations journalières maximales annuelles au Québec, Canada/Regional frequency analysis of annual maximum daily precipitation in Quebec, Canada. *Hydrological sciences journal*, 49(4).
- Organisations des Nations-Unies. (1994). Conférence mondiale sur la prévention des catastrophes naturelles. Rapport de conférence mondiale sur la prévention des catastrophes naturelles. Yokohama (Japon) : DIPCN. <http://preventionweb.net/go/10996>.
- Ouarda, T. B., Girard, C., Cavadias, G. S. et Bobée, B. (2001). Regional flood frequency estimation with canonical correlation analysis. *Journal of Hydrology*, 254(1), 157-173.
- Patrel, J. E., Servat, E., Kouamé, B., Lubès, H., Quedraogo, M. et Mason, J. M. (1997). Climatic variability in humid Africa along the Gulf of Guinea. Part II : An integrated regional approach. *J. Hydrol*, 191, 16–36.
- Pédelaborde, P. et Delannoy, H. (1958)- Recherches sur les types de temps et le mécanisme des pluies en Algérie. *Annales de Géographie*, vol.65, n° 361, p.216-244.

- Pettitt, A.N. (1979). *A non-parametric approach to the change point problem*. Applied Statistics, 28:126-139.
- PNE. (1993). Plan national de l'eau. Algérie.
- Rahmanian, M. R. et Banihashemi, M. A. (2012). Introduction of a new empirical reservoir shape function to define sediment distribution pattern in dam reservoirs. *Transactions of Civil Engineering*. Vol. 36, N°. C1, pp 79-92.
- REMINI B., AVENARD J-M., KETTAB A. 1997. Evolution dans le temps de l'envasement dans une retenue de barrage dans laquelle est pratiquée la technique du soutirage, *Revue Internationale de l'eau : La Houille Blanche* n° 6, pp. 4-8.
- REMINI B., BENSAFIA D., NASROUN T. 2015. Impact of sediment transport of the Chellif River on silting of the Bougezoul reservoir (Algeria). *Journal of Water and Land Development*. No. 24 p. 35–40. DOI: 10.1515/jwld-2015-0005.
- REMINI, W. et REMINI, B.2003. La sédimentation dans les barrages de l'Afrique du nord. *Courrier du savoir*. N° 04 , pp 65-67.
- Roose, E. (1994). Introduction à la GCES. *Bulletin pédologique FAO*.76, 420 p
- Roose, E. (1994). Introduction a la Gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (*GCES*).
- Roose, E., Arabi, M., Brahamia, K., Chebbani, R., Mazour, M. et Morsli, B. (1993). Erosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne algérienne : Réduction des risques érosifs et intensification de la production agricole par la GCES : synthèse des campagnes 1984-1995 sur un réseau de 50 parcelles d'érosion. *Cahiers-ORSTOM. Pédologie*, 28(2), 289-308.
- Roose, E. J. (1967). Dix années de mesure de l'érosion et du ruissellement au Sénégal. *Agron. Trop*. 22(2), 123-152.
- Roose E., (1973). Dix-sept années de mesures expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de basse Côte d'Ivoire : contribution à l'étude de l'érosion hydrique en milieu intertropical.
- Roose, E. (1980). *Dynamique actuelle d'un sol ferrallitique gravillonnaire issu de granité sous culture et sous savane arbustive soudanienne du nord de la Côte d'Ivoire* : Korhogo 1967-1975. ORSTROM.
- Roose, E. et J. Piot. (1984). Runoff, erosion and soil fertility restoration on the Mossi Plateau (central Upper Volta). *IAHS-AISH publication*. (144), 485-498.
- Tixeront, J. (1960). Débit solide des cours d'eau en Algérie et en Tunisie. *IAHS Publ*, 53, 26-42.
- Torabil, S., Yonesil, H. A. et Shahinejad, B. (2015). Calibration the area-reduction method in sediment distribution of Ekbatan reservoir dam using genetic algorithms, *Model. Earth Syst. Environ*. 1:21 DOI 10.1007/s40808-015-0023-4.
- Touaibia, B. (2010). Problématique de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 21(4), 333-335.
- Touaibia, B. et Achite M., (2003). Contribution à la cartographie de l'érosion spécifique du bassin versant de l'Oued Mina en zone semi-aride de l'Algérie septentrionale. *Hydrological sciences journal*.48(2), 235-242.
- Touaibia, B., Aidaoui, A., Gomer, D. et Achite, M. (2001). Quantification et variabilité temporelles de l'écoulement solide en zone semi-aride, de l'Algérie du Nord. *Hydrological sciences journal*, 46(1), 41-53.
- Touaibia, B., Gomer, D. et Aidaoui, A. (2000). Estimation de l'index d'érosion de Wischmeier dans les micros bassins expérimentaux de l'Oued Mina en Algérie du Nord. *Bull. Réseau Erosion*. (20), 478-484.
- Touaibia, B., Dautrebande, S., Gomer, D. et Aidaoui, A. (1999). Approche quantitative de l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales : bassin versant de l'Oued Mina. *Hydrological sciences journal*.44(6), 973-986.
- Sarr, M.A. (2008). Variabilité pluviométrique en Afrique de l'ouest : dynamique des espaces végétaux à partir des images satellites. Exemple du bassin versant du ferlo (Sénégal). *Journées de Climatologie- Nantes, 13-14 mars- Climat et société : Climat et végétation*.
- Seltzer, P. (1946). *Le climat de l'Algérie*. Alger: Carbonel, 1946; 219 p.

- Shafai Bajestan, M. (2011). *Hydraulics of sediment transport*, 2nd. Shahid Chamran University Press, 2011, Ahwaz.
- Sircoulon, J. (1976). Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale : comparaison avec les sécheresses " 1913" et " 1940". *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie*, 13(2), 75-174.
- Sokolovsky, D.L. (1949). methods of plotting of storm runoff hydrograph by precipitation data. *Proceedings of the state hydrological institute*. Issue 14 (68).
- St-Hilaire, A., Ouarda, T. B., Lachance, M., Bobée, B., Gaudet, J. et Gignac, C. (2003). Assessment of the impact of meteorological network density on the estimation of basin precipitation and runoff: a case study. *Hydrological processes*, 17(18), 3561-3580.
- Stocking, M. (1984). Rates of erosion and sediment yield in the African environment. *In Challenges in African Hydrology and Water Resources. Harare Symposium Proceedings, Publication* (Vol. 144, p. 285).
- Strand, R. I. et Pemberton, E.L. (1987). *Design of small dams*. Bureau of Reclamation. Washington, DC.
- Strand, R. I. et Pemberton, E.L. (1982). *Reservoir sedimentation*. Technical guideline for Bureau of Reclamation (USA).
- Vanoni, V. A. (1977). *Sedimentation engineering*, ASCE, manuals and reports on engineering practice N 54 (p. 745). New York.
- Vogel R.M., JHosking, .R.M., Elphick, C.S., Roberts, D.L. et Reed, J.M. (2009). Goodness-of-fit of probability distributions for sightings as species approach extinction, *Bull. Math. Biol.*, 71, 701-719. [DOI:10.1007/s11538-008-9377-3](https://doi.org/10.1007/s11538-008-9377-3).
- Wischmeier, W.H. et Smith, D.D. (1978). Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning. *Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning*.
- Wischmeier, W.H. et Smith, D.D. (1960). A universal soil-loss equation to guide conservation farm planning. *Transactions 7th int. Congr. Soil Sci.* 1, 418-425.
- Wischmeier, W. H., Smith, D. D. et Uhland, R. E. (1958). Evaluation of factors in the soil loss equation. *Agricultural Engineering*, 39(8), 458-462.
- Wischmeier, W. H. (1959). A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation. *Soil Science Society of America Journal*. 23(3), 246-249.
- Zahar, Y. et Laborde, J.P. (2007). Modélisation statistique et synthèse cartographique des précipitations journalières extrêmes de Tunisie. *Revue des sciences de l'eau/Journal of Water Science*, 20(4), 409-424

Support informatique

1. Logiciels

Logiciel Kronostat : Détection des ruptures des séries chronologiques et testes.

Excelstat : Etude des tendances des séries chronologiques.

Surfer 9 : Variogramme, krigeage, carte iso valeurs.

Mapinfo : La cartographie, analyse thématique.

ArcGIS : Cartographie, calcul hydrologique (hydrotools), réseau hydrographique et caractéristique, délimitation des bassins versants et caractéristiques morphométriques, carte des pentes, carte des altitudes.

2. Support cartographique

MNA :

<http://earthexplorer.usgs.gov/> : Digital elevation de la région d'étude, téléchargeable après inscription.

Google earth : <https://www.google.fr/earth/download/ge/agree.html>

3. Programme R :

Programme R : <https://www.r-project.org/>

R-studio: <https://www.rstudio.com/>

Les packages : *ACP, classification hiérarchique.*

Package cluster : <http://127.0.0.1:24284/library/clue/doc/clue.pdf>

Package FactoMineR : <http://127.0.0.1:24284/library/FactoMineR/html/00Index.html>

Package base : <http://127.0.0.1:24284/library/FactoMineR/html/00Index.html>

Method L-moments:

Package Lmom, L-moments, homtest,:

<http://127.0.0.1:24284/library/fBasics/html/sampleLMoments.html>

Package nsRFA , *lmomRFA*: <http://127.0.0.1:24284/doc/html/Search?results=1>

Package regtst :<http://127.0.0.1:24284/library/lmomRFA/html/summary.regstst.html>

Quantification and multivariate analysis of water erosion in the Mediterranean region: a case study of the Isser basin. Northern Algeria

Houari ZEGGANE^{1,a)} and Djamel BOUTOUTAOU^{1,b)}

¹University Kasdi Merba, Ouargla 511Route Ghardaia, Ouargla 030000, Algeria.

a) Zeggane_r@yahoo.fr

b) boutoutaoudjamel@yahoo.fr

Abstract. In the Mediterranean region, the specificity of erosion stems from a particularly contrasted climate, drought, and from summer and autumn severe thunderstorms. The process of erosion generates substantial loss of soil and affects any kind of crop. The adopted approach aims to establish regression models in order to highlight the relationship between solid and liquid flows at four measurement stations in the Isser catchement area, northern Algeria. The Power Model seems to explain this relationship. The quantification and temporal analysis of solid matter transport showed that the rates of erosion are high along the study area. The annual mean solid matter transport for the whole basin is about 2 200 t/km².year, of which the main part is recorded in autumn during peak flows. The different factors involved in the process of water erosion are determined in advance in order to establish a model between the predictand variable, which is the specific erosion, and other predictors. Besides, a functional relationship has been highlighted between water erosion and the mean slope, the drainage density and the lithology index.

Keywords: erosion, liquid flow, solid flow, regression models, quantification.

INTRODUCTION

The Agricultural lands of semi-arid climate in North Africa are currently suffering from an environmental crisis, whose the most spectacular manifestation is water erosion. About 40% of the total land area of Morocco [1] and 45% of Tunisia's are under threat from water erosion. In Algeria [2], 45% of the Tellian zones, 12 million hectares, are affected [3], half of which is subject to active erosion [4].

In Algeria, the climate is severe with very irregular rainfall. Heavy rains are frequent in autumn, often with intensities exceeding 45 mm/h, when vegetation cover is sparse or absent, generating, in very short times of concentration, heavy floods, with a rapid rise of water carrying high concentrations of suspended solids. This has direct repercussion on both upstream, with soil losses and gullying, and downstream, by floods sediment deposits (roads, highways, dams, beaches, etc.) and loss of humans lives [5]. The average annual specific erosion varies between 2 000 and 4 000 t/km² [6]. The annual storage loss due to siltation of dams is estimated at around 20 million m³ [7].

Several studies have tried to explain the specific erosion depending on certain parameters and hydrological watershed characteristics ([8], [9], [10] and [11]). Modeling the relationship fluid flow-suspended material is of great interest because it allows anticipating the evolution of transport of solids at the outflow of a watershed or at the upstream face of the dam [12]. Different methods have been developed for establishing rating curves. The most common approach involves the power function, which relates suspended sediments concentration to water discharge [13]. Achite and Meddi [14] reported that the Power Model expresses a relationship between sediment transport and runoff coefficient, considered as an explanatory factor.

Because of lack of quality data, the studies carried out in Algeria were not based on a regional approach to estimate water erosion in terms of specific erosion. Therefore, they do not provide an appropriate watershed management, especially in vulnerable and very affected zones. Hence, suspended sediments modeling on the scale of a river basin constitute an essential step to take remedial actions. This suggests that both limiting and promoting elements involved in the phenomenon under study should be known to provide efficient solutions.

MATERIAL AND METHODS

Study area

The Isser river basin is located in northern central Algeria at about 70 km of Algiers (Figure 1). It covers some 3 600 km². The geographical layout of the study area is mainly constituted by the Algiers Tellien Atlas in the northern part. Culminating at an altitude of 1 130 m in the massif of Tamesguida, and the chain of Bibans in the southern part. Rising to 1 700 m above sea level in mount Dira. The two chains are separated by the Aribis plains that comprise the most fertile lands of the country.

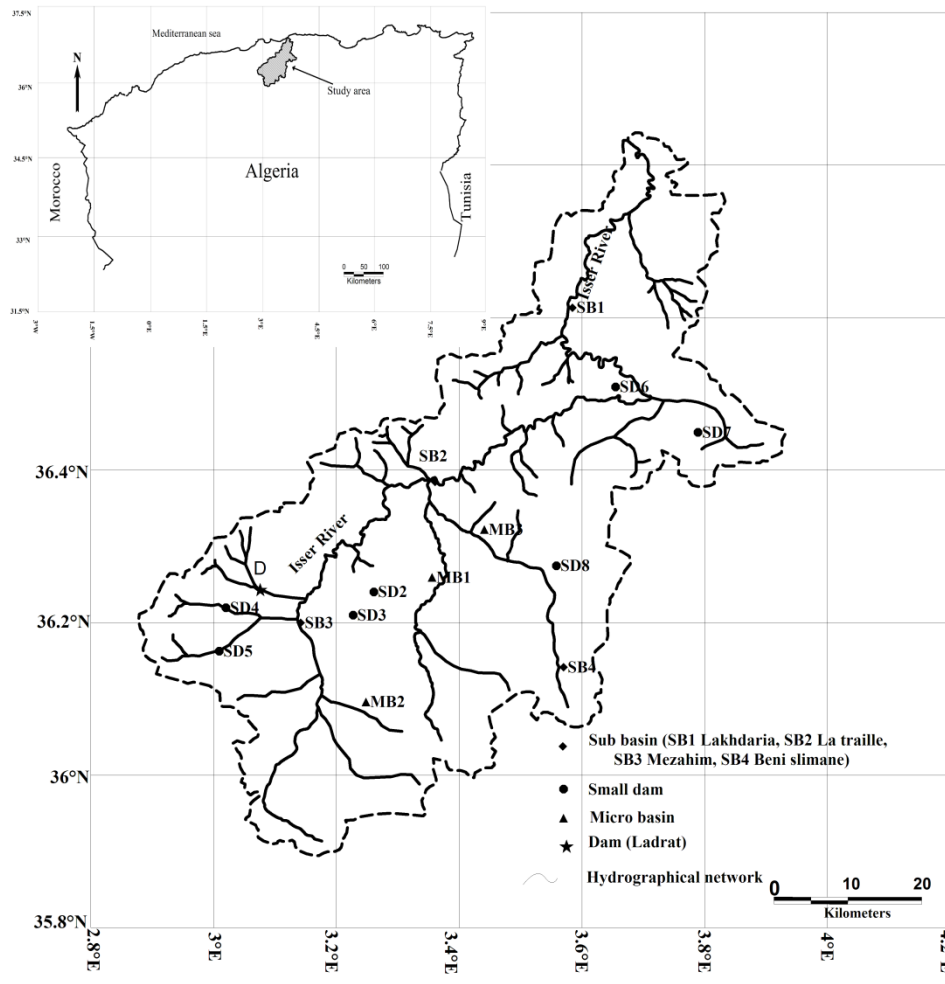


FIGURE 1. Location of the Isser basin and the catchment area.

Geologically, the basin Isser is composed of 39% shale with limestone and of 5% clay and argillite (Figure 2). The shales with limestones are middle Cretaceous. Upper Cretaceous and Eocene rocks. They are highly fissile, tender and erodible. Shales with low dipping (10-20°) allow gully erosion to occur. The clays and argillites are Miocene and lower Pliocene tender deposits. The slopes are gentle and convex with dips ranging from 5 to 20°. Runoff rapidly causes gullies [15].

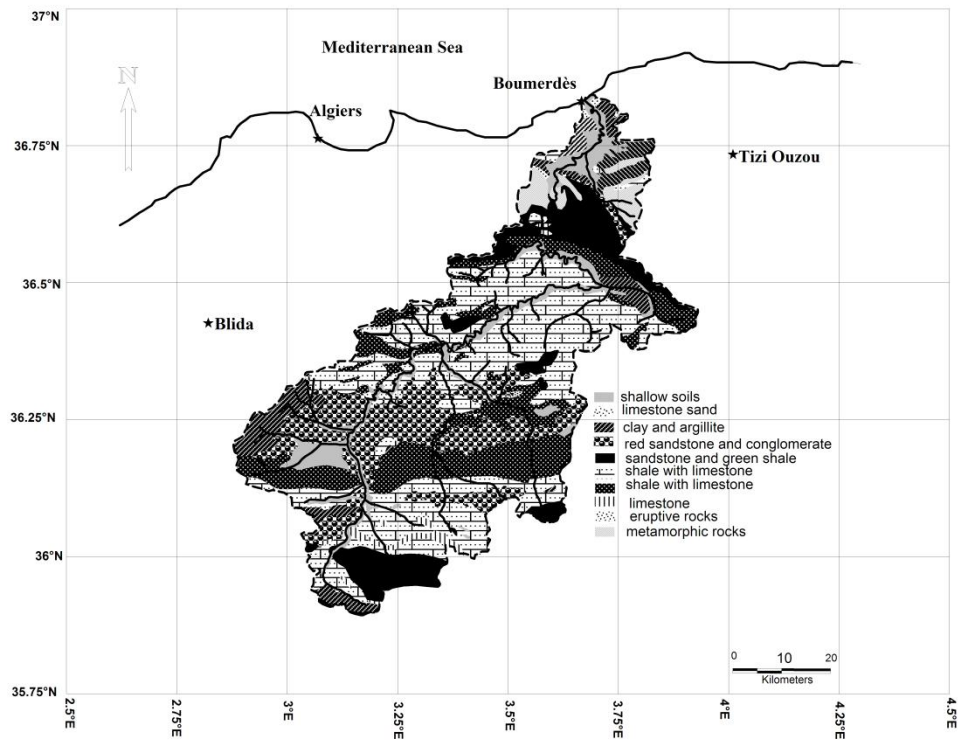


FIGURE 2. Lithology of the Isser basin.

Hydrological data

We used instantaneous water discharge values (m^3/s) and suspended loads (g/l), measured at the outlets of the watersheds. Suspended loads were assessed for each liquid flow measurements. The samples were collected from the stream banks and then dried. The product of these concentrations and water discharges was used as an indicator of the suspended loads. The number of samples was adapted to the hydrological regime, which was intensified during flood period. The instantaneous water discharges and suspended loads concentrations were provided through the National Agency of the Hydraulic Resources (ANRH).

The characteristics of the sub-basins selected for this study and the number of observations at different time scales are shown in tables I and II.

TABLE I. Characteristics of the basins at gauging stations.

Parameters		Sub-basin			
Symbols	Unit	SB3	SB4	SB2	SB1
Station code	-	90101	90309	90408	90501
Observation period		1973-1994	1973-1985	1971-1985	1971-1997
X (coordinate x)	Km	539.7	578.25	559.25	5791
Y (coordinate y)	Km	322.65	316.45	343.25	368.75
A (Area)	Km^2	665	73	2570	3600
Perimeter	Km	110	41	210	270
Gravelius Index (Kc)	-	1.19	1.1	1.16	1.26
H max. (max. altitude)	m	1467	1810	1810	1810
H min. (min. altitude)	m	595	810	349	90
H mean (mean altitude)	m	750	940	843	710
S (slope)	%	54	60	51	48.5
Dd (Drainage Density)	Km/Km^2	3.03	2.4	3.2	3.6

SB : Sub-basins.

Table II. Number of observations of water discharge-sediment discharge.

Nombre of observations	SB1	SB2	SB3	SB4
Annual	7514	1828	1564	281
Fall	1663	420	326	32
Winter	2965	663	679	156
Sprinter	2281	619	445	79
Summer	605	126	114	14

Statistical analysis

Establishment of the regression water discharge-sediment discharge

The data were analyzed on annual and seasonal time scales so as to (i) establish the regressive models and (ii) get a first indication of the sediment transport dynamics, which, in this case, is expressed by the water discharge-sediment discharge relationship. In order to refine this part of the study, we proposed a detailed study, featuring the relationship between suspended loads concentrations (max., average) and water discharges (max., average).

Sediment yields

The annual flow of suspended loads export from the Isser river at different measurement points (As) is calculated according to the formula (1) [16].

$$As = \sum_{j=1}^N (t_{j+1} - t_j) Q_j C_j \quad (1)$$

Where C_j is the concentration (g/l) measured at time t , corresponding to water discharge Q_j (m^3/s), N is the number of samples collected that year, and $t_{j+1} - t_j$ is the time step between two consecutive sample collections.

Stepwise regression

Multiple regression is a statistical technique that allows us to predict someone's score on one variable on the basis of their scores on several other variables.

Consider a random sample of n observations $(x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{ip}, y_i), i = 1, 2, \dots, n$

The $p + 1$ random variables are assumed to satisfy the linear model (formula 2).

$$y_i = \beta_0 + \beta_1 x_{i1} + \beta_2 x_{i2} + \beta_p x_{ip} + \mu_i \quad i = 1, 2, \dots, n \quad (2)$$

where μ_i are values of an unobserved error term, μ , and the unknown parameters are constants. The overall goodness of fit of the regression model (*i.e.* whether the regression model is at all helpful in predicting the values of y) can be evaluated, using an F -test in the format of analysis of variance [17].

RESULTS

Sediment discharge-water discharge relationship

The analyses were based on the instantaneous values of water discharge (m^3/s) and sediment discharge (kg/s) at the four gauging stations. Paired values are plotted for the days of flood. Groupings are done on an annual scale and for four seasons scales: fall (September-November), winter (December-February), spring (March-May) and summer (June-August).

A scan of figure 3 reveals that on an annual scale, the dispersion is very high and that the same sediment load can be generated by different water discharges.

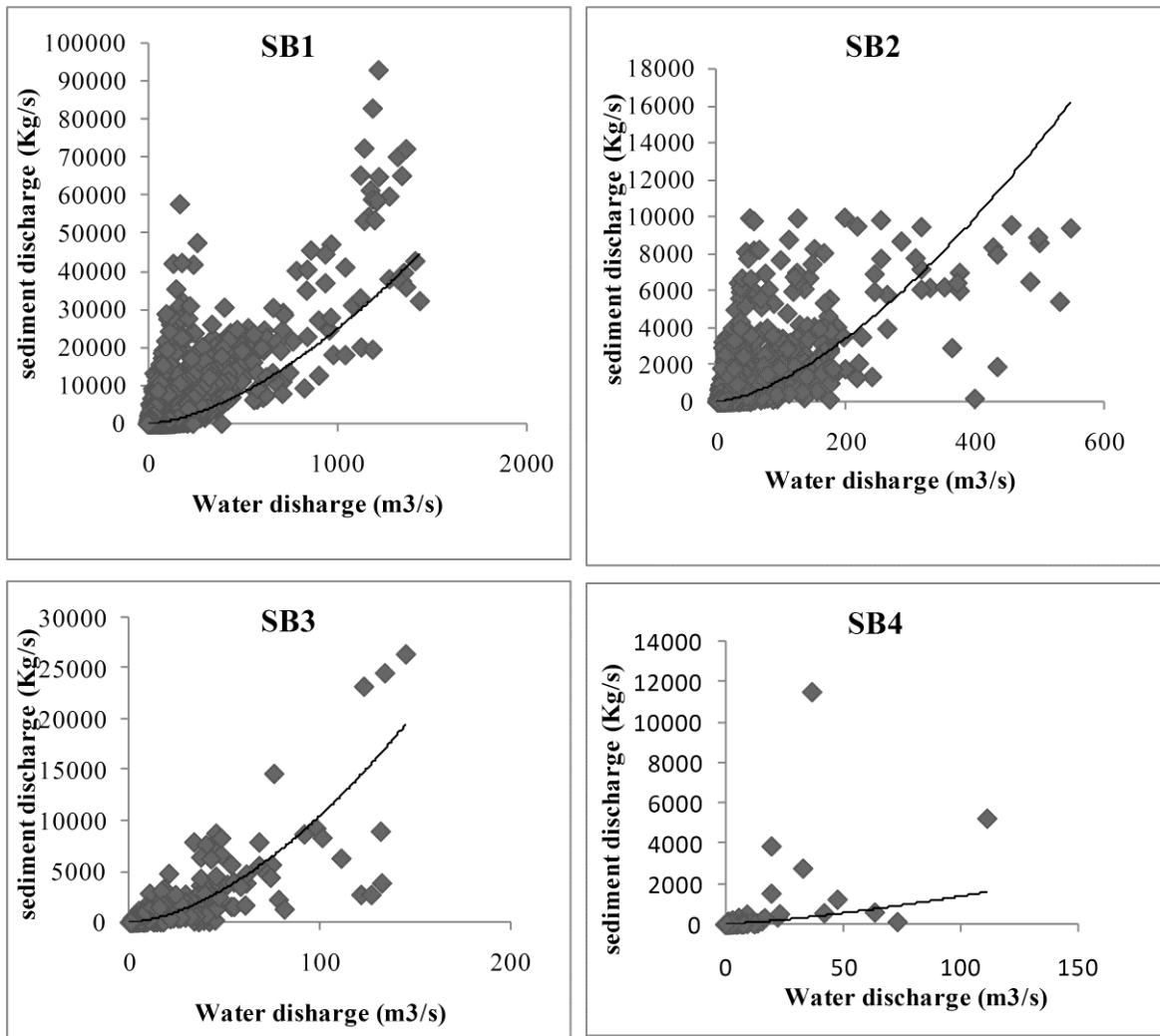


FIGURE 3. Relationship between sediment discharge and water discharge on an annual scale.

The main statistics of the regression models are summarized in tables III. The models established at different time scales are power regression models.

TABLE III. Adjusted models for the different temporal scales and coefficients of determination(r^2).

Temporal scales	SB1	SB2	SB3	SB4
Annual	$Q_s = 0.36Q_l^{1.65}$	$Q_s = 0.55Q_l^{1.56}$	$Q_s = 4.59Q_l^{1.68}$	$Q_s = 3.03Q_l^{1.32}$
	0.64	0.69	0.73	0.78
Fall	$Q_s = 0.99Q_l^{1.62}$	$Q_s = 3.37Q_l^{1.71}$	$Q_s = 13.90Q_l^{1.58}$	$Q_s = 14.04Q_l^{1.25}$
	0.61	0.78	0.74	0.83
Winter	$Q_s = 0.18Q_l^{1.75}$	$Q_s = 0.69Q_l^{1.62}$	$Q_s = 3.31Q_l^{1.78}$	$Q_s = 2.27Q_l^{1.36}$
	0.73	0.80	0.81	0.56
Sprinter	$Q_s = 0.17Q_l^{1.74}$	$Q_s = 1.04Q_l^{1.46}$	$Q_s = 3.37Q_l^{1.63}$	$Q_s = 2.50Q_l^{1.36}$
	0.63	0.62	0.73	0.80
Summer	$Q_s = 0.14Q_l^{2.05}$	$Q_s = 0.32Q_l^{2.11}$	$Q_s = 9.78Q_l^{1.68}$	$Q_s = 14.63Q_l^{1.29}$
	0.64	0.52	0.80	0.81

On the annual scale, the coefficients of determination range from 0.64 to 0.78 for all gauging stations. Strong correlations were also found on the seasonal scale. However, higher significant correlations were registered in the winter season, except for the sub-basin SB4.

Water discharge-suspended loads concentration relationship

First, the mean water discharges as a function of the average concentrations on a monthly scale for the four gauging stations were plotted in order to highlight the influence of water discharge on suspended loads concentrations. We show in figure 4, the shape of variation average of water discharge rates and the sediments concentrations corresponding.

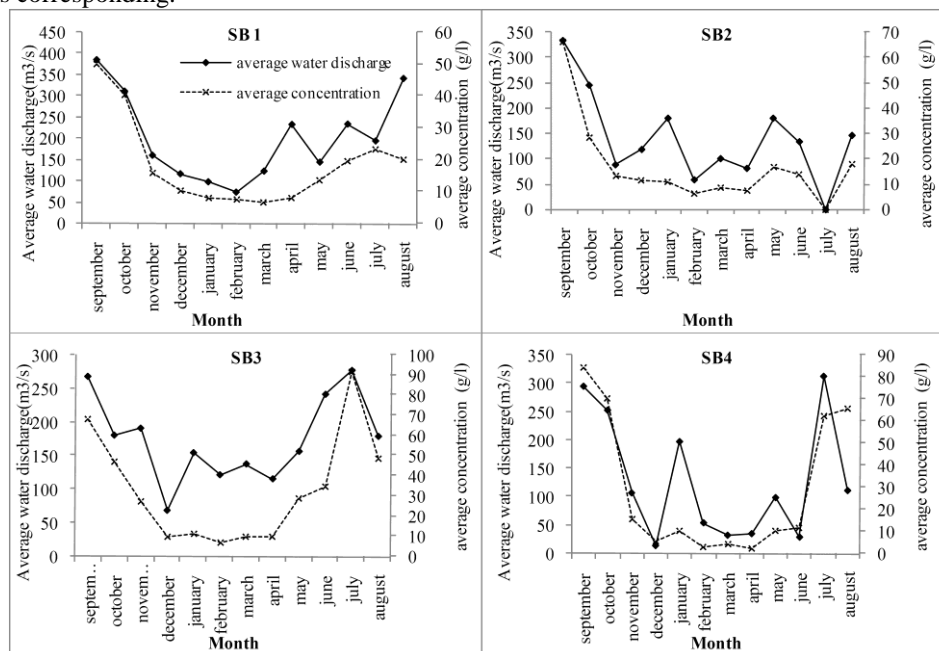


FIGURE 4. Average water discharge-average suspended load relationship.

On the first reading, the highest mean sediment concentrations in all sub basins are observed during the period of autumn. We note at the same time, the curve Average discharge follows those of the average concentrations for small-sized basins (SB3 and SB4) contrary to the sub basins SB1 and SB2. Then, the relationship between the maximum water discharges and their corresponding suspended loads concentration ($Q_{max}-C$), as well as between the observed maximum concentrations and their generating water discharges ($C_{max}-Q$) were established. The results, considered on an annual temporal scale, are presented in figure 5.

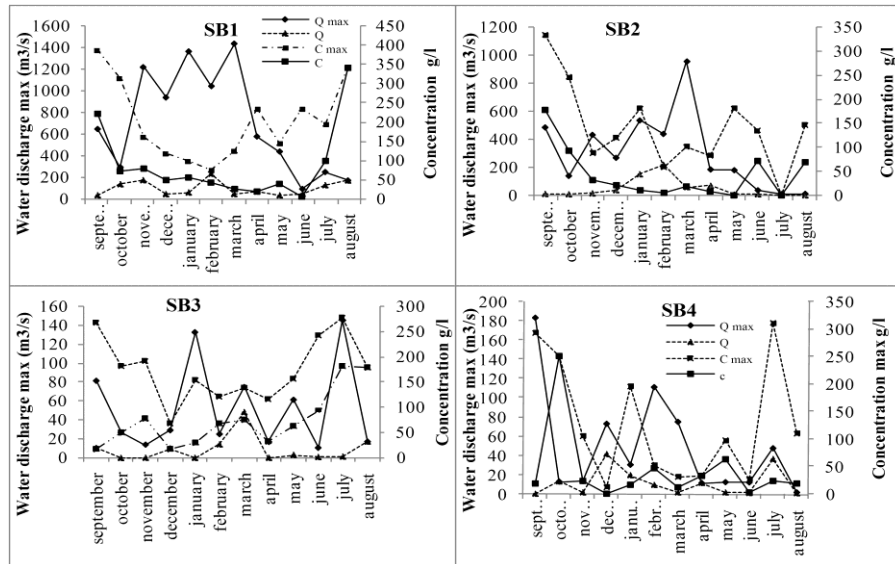


FIGURE 5. the maximum water discharge with the their instantaneous concentration of sediment ($Q_{max}-C$) and the maximum concentration of sediment load with their instantaneous water discharge ($C_{max}-Q$).

The pace curve variations of the maximum discharge water with their sediment concentration, also the curves of the maximum sediment concentration and their water discharge. The highest sediment concentrations (g/l) are recorded during the autumn period, which are generated not necessarily by the maximum of discharge.

Monthly distribution of sediment yields

A chronology of sediment yields was established for each sub-basin on monthly and annual scales. The monthly analyses (figure 6) show a very high variation of sediment yields for the small sub-basins (SB3- SB4).

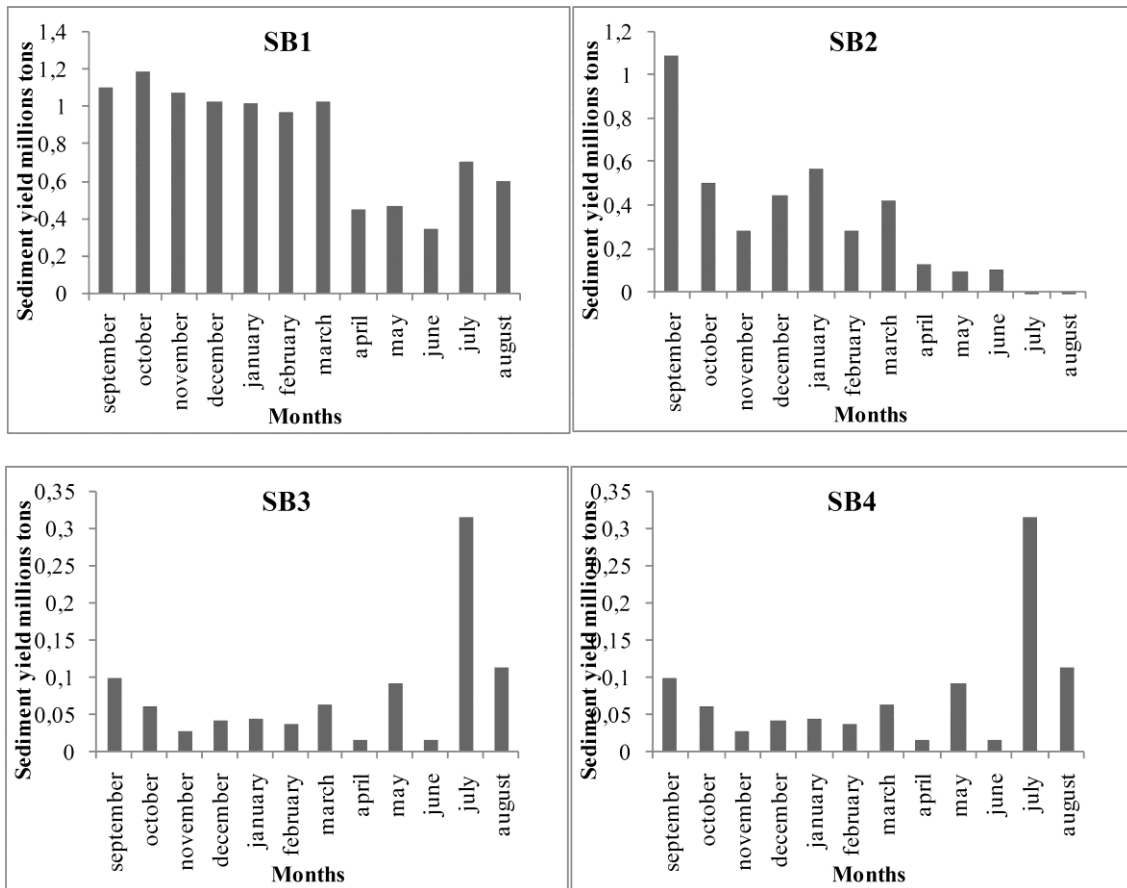


FIGURE 6. Monthly distribution of sediment yields.

The rates of the sediment yields are shown in the table IV.

TABLE IV. Rates of the sediment yields for the four sub-basins.

Sub-basins	Fall	Winter	Spring	Summer
SB1	34	30	20	16
SB2	48	33	16	3
SB3	20	13	19	48
SB4	87	7	5	1

At the seasonal scale, the dynamics of sediment transport is distinguished by two major facts, more than 60% of transported quantities are observed during fall and winter seasons except sb3, 48% of the transported load is recorded during summer.

Annual distribution of sediment yields

Figure 07 shows the annual distribution of sediment yields.

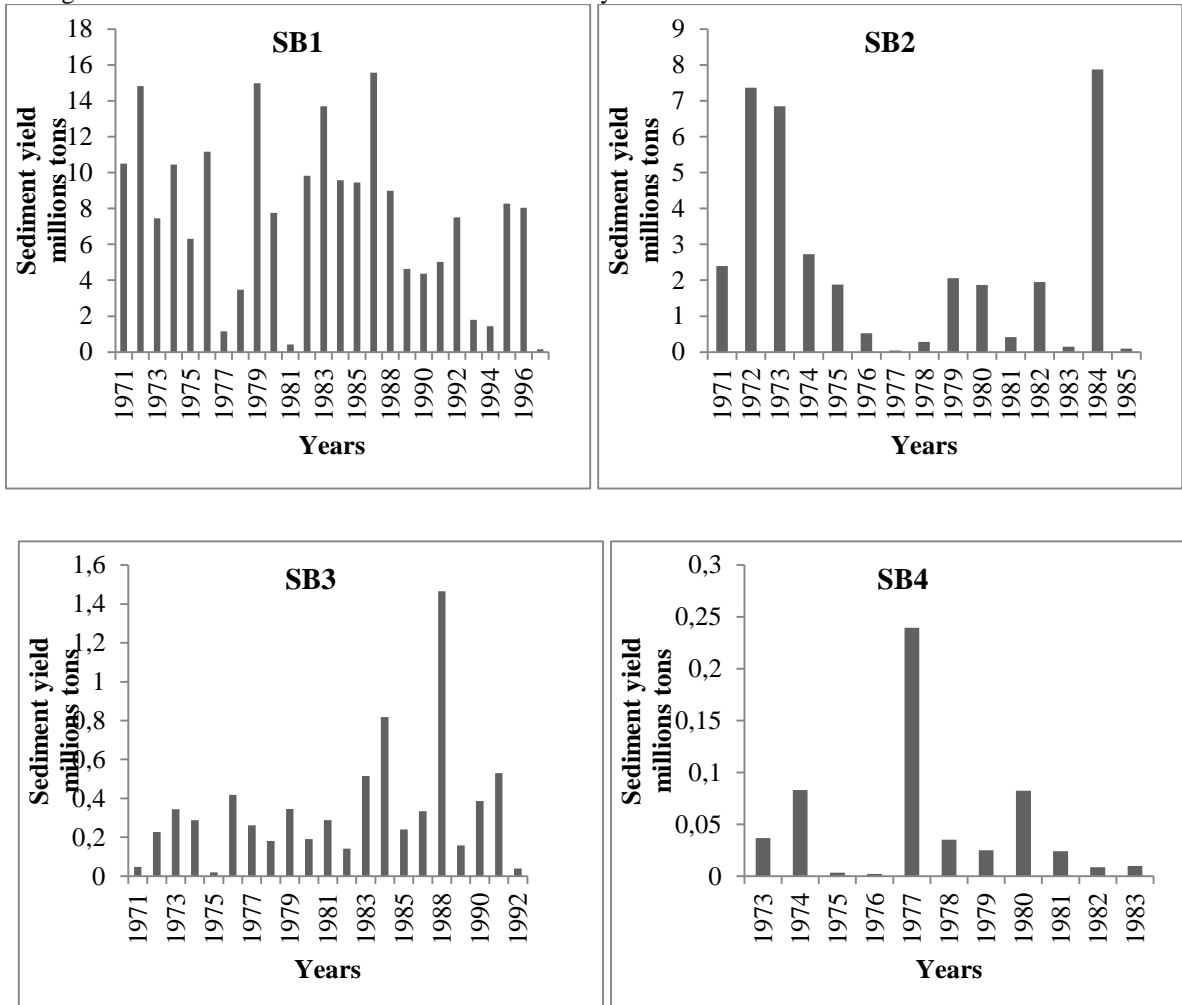


FIGURE 7. Annual fluctuation of sediment yields.

The gauging station of Lakhdaria (SB1) registered a high sediment transport during the period 1971-1976. It is noteworthy that no reliable data are available for the calculation of the bed load discharge. Therefore, in this study, the bed load discharge refers to the average of 20% of the suspended load, as reported for some part of the Maghreb by Touaibia and Achite [18]. The erosion specific is calculated for four gauging stations, the results are shown in table V.

TABLE V. Specific erosion for the four sub-basins.	
Sub-basins	Specific erosion (t/km².year)
SB1	2200
SB2	950
SB3	520
SB4	690

Multivariate analysis

The step-by-step multiple regressions allowed a better understanding of the functional relationships between the dependent variable, which is the specific erosion, and others independent variables. The input data is given in table VI.

TABLE VI. Main sub-basins characteristics.

	X	Y	SE	A	S	DD	RC	LI
	Km	Km	(t/km ² .year)	Km ²	%	Km.Km ⁻²	%	%
SB1	579.10	368.75	22.00	3615.00	48.50	3.60	18.00	44
SB2	559.25	343.25	9.50	2570.00	51.00	3.20	9.80	30
SB3	539.70	322.65	5.20	665.00	54.00	3.03	7.40	43.4
SB4	578.25	316.45	6.90	73.00	60.00	2.40	26.00	72.5
MB1	558.92	329.36	23.80	1.69	5.25	4.08	5.70	60
MB2	549.36	311.20	29.20	0.27	11.00	5.74	5.40	60
MB3	566.51	336.38	45.50	0.08	25.05	12.50	30.80	70
SD2	550.40	327.20	4.50	2.88	40.20	4.33	11.60	35
SD3	547.40	323.80	5.00	10.00	47.85	4.80	11.40	50
SD4	528.75	324.80	4.50	3.77	61.60	3.20	15.00	35
SD5	527.80	322.00	6.00	3.58	68.30	3.43	11.60	35
SD6	585.50	357.30	8.00	0.70	38.35	6.03	19.00	40
SD7	597.60	350.80	9.00	1.40	27.50	3.70	19.00	40
SD8	577.10	331.20	8.00	3.69	39.90	2.42	12.00	45
Ladrat dam	533.30	326.55	20.00	73.50	46.50	4.80	15.10	40

X : ; Y:; SE : specific erosion ; A: surface area; S: slope (%); DD: drainage density; RC: runoff coefficient; LI: lithology index, which refers to the percentage of shale with limestone and clay with argillites; SB: sub-basins; MB: mico-bassin; SD: small dam.

The coefficient correlation matrix is given in table VII.

TABLE VII. Coefficient correlation matrix.

	SE	A	S	DD	RC	LI
	(T/Km ² .y)	(Km ²)	(%)	(Km/Km ²)	(%)	(%)
SE (Tones.Hectare⁻¹.year⁻¹)	1.00					
A (Km²)	0.07	1.00				
S (%)	-0.63	0.21	1.00			
Dd (Km.Km⁻²)	0.78	-0.20	-0.44	1.00		
RC (%)	0.30	-0.03	0.15	0.50	1.00	
LI (%)	0.59	-0.26	-0.43	0.44	0.40	1.00

The results show that the specific erosion is significantly correlated with the slope, the drainage density and the lithology index. Others results for regression multiple are showing in table VIII.

TABLE VIII. Synthese of regression.

	B	SE(standard error)	t(10)	P
A (Km ²)	-3,6900	8,8016	-0,418	0,684
S (%)	0,0036	0,0014	2,541	0,029
Dd (Km/Km ²)	-0,2108	0,0956	-2,206	0,052
IL (%)	2,8323	0,6995	4,049	0,002
	0,2551	0,1326	1,924	0,083

The equation of the multiple regression model is as follows:

$$SE(t/km^2.year) = -369 + 0.36 A - 21.1S + 283 DD + 25.5IL \quad (3)$$

The F-test statistics are as follows: F-value (4.10) = 13.87; theoretical F-value (4.10) = 3.48 ; p < 0.0043 which R² = 0.85, This shows that the model is significant, as the observed F-value is higher than the theoretical F-value.

DISCUSSION AND CONCLUSION

For all the gauging stations, the sediment discharge production increases with increasing water discharge according to the power model $Q_s = a.Q_w^b$. The amplitude of the interval of variation of the parameter (a) is greater than the (b) parameter's. Even if the parameters (a) and (b) stemmed from an empirical relationship, some authors have provided some physical interpretation [19] suggests that the parameter (a) and (b) reflect the characteristics of the watershed, while Vanoni [20] considers the constant (a) as an erodibility index.

At the annual scale, the coefficient (a) varies from 0.36 to 3.03. It increases with the decreasing surface area of the basin. The results showed that the sub-basins SB3 and SB4 are highly erodible. During the summer and fall seasons, the coefficient (a) takes large values for small basins (SB4, SB3). This is due to the fact that late summer and fall rains are generally the most intense and aggressive, which generates higher suspended load. Compared to other seasons (winter, spring), we notice a decrease of the influence of the water discharge on the suspended load. The amplitude of the exponent (b) is very small compared to the coefficient (a). At the gauging station SB1, which covers an area of about 3 600 km², a very high sediment discharge may be associated with both low and high water discharge. This corresponds to the summer and the winter seasons. During the summer a water discharge of 63m³/s can generate 11.7 kg/s. For sb1, the max water discharge (1432 m³/s recorded in March) transported suspended load concentration of 39.57 g/l, the max suspended concentration is 386 g/l, was generated by 34.5 m³/s of water discharge, the sediment transport is 1.2 million tons from September until March. For the SB2, the sediment yield was 1 million tons during September and will be stabilize 0.4million tons. we note at the end spring until summer ,the sediment yield is low.

The maximum sediment concentrations are very high (410, 331, 332 and 278 g/l for SB1, SB2, SB3 and SB4 respectively). These concentrations are not generated by a maximum water discharge (figure 5), except for SB1 and SB2 where August maximum water discharge was associated to high sediment concentration. But, globally, for equal water discharges, the concentration in sediments is higher in the summer and autumn than in winter and spring.

The monthly distribution of sediment yields is non-homogeneous at SB2, SB3 and SB4 and homogeneous at SB1. Highest percentage of sediment yields were recorded during the autumn period, except for SB3, where the highest values were registered in the summer season. This suggests that late summer and autumn periods are characterized by a high sediment transport.

In fall and summer, the heavy rains produce higher peak flows as the rain encounters dry soil with less vegetation cover and produces large quantities of solid by heavy rain. The total sediment yields are 50%, 51%, 68% and 89% for SB, SB2, SB3 and SB4 respectively. During the winter heavy floods, sediment transport rate reached 33 and 30% at SB1 and SB2. These results show that the sediment transport does not necessarily follow the evolution of average monthly water discharge.

At SB1, 15 million tones of sediments were transported during 1972, 1979 and 1986. During other years, the values of sediment transport oscillated around 10 million tones. However, few years (1977, 198, 1993 and 1994) registered low sediment transport values. Besides, we noticed a global decreasing trend during the 1990s.

The annual specific erosion in the Isser basin is high; it is 2 200 t/km².year¹ for SB1 and 950 for SB2. We note a significant correlation between the specific erosion and the drainage density, and with the slope and the lithology index.

The results revealed that an increase in slope is associated with a reduction of the specific erosion. This is due to the topographic and lithology settings. Indeed, shales with limestone are very erodible, and, in our case, dip from 5 to 20°. According to Roose et al. [21], not only the runoff, but also erosion does not systematically increase

with increasing slope on vertisols on marls. However, an increase in the drainage density is accompanied by specific erosion.

The current study deals with the analysis of the sediment transport phenomenon based on continuous measurements at four gauging stations. Based on observed data from the four gauging stations, the watershed, which is characterized by a semi-arid climate, is affected by water erosion, reaching in certain areas about 4 500 t/km².year¹. Our findings revealed that water erosion over the whole Isser basin (2 200 t/km².year¹).

Mean concentrations suspended load follow the mean flow curves at two small stations (SB3 and SB4). However, at large basins (SB1 and SB2), the average concentrations do not follow the monthly liquid flow. Besides, the maximum flow does not necessarily generate the maximum concentrations for all watersheds.

At all watersheds, the erodibility index is greater during the summer and fall seasons. The steep slopes composed essentially of more resistant lithological formations such as sandstones and limestones, are less affected by erosion. On the contrary, the marl and clay soils were deeply affected even at low slope.

For SB1 and SB2, covering 3 600 and 2 570 km² respectively, the contribution of autumn floods and the generalized flooding in winter and spring are of the same order (50%). However, a global trend to sediment transport decrease was observed at the whole watershed SB1.

Furthermore, a detailed hydrological analysis showed that specific erosion is significantly correlated with the slope, the drainage density and the lithology index.

REFERENCES

- L. Celik, M. Aydine and U. Yazici, (1996), "A review of the erosion control studies during the republic in Turkey". In Kapur.S. Akça.E. Eswaran.H. Kelling.G. Vita-Finzi. Mermut A-R. Ocal A-D. Editor 1st international conference on land degradation. Adan.Turky.10-14 june1996, pp.175-180.
- J. Chevalier, J. Pouliot, K. Thomson and M. R. Boussema, "Système d'aide à la planification pour la conservation des eaux et des sols (Tunisie) Système d'information géographique utilisant les données de télédétection", Actes du colloque scientifique international, Hammamet, Tunisie, 1-2 Novembre1994, pp.4-12.
- R. Chebbani, K. Djelil, and E. Roose, Étude des risques d'érosion dans le bassin Versant Isser ,Algérie. Bulletin Réseau Érosion 19, 85-95 (1999).
- D. Heddadj, La lutte contre l'érosion en Algérie, Bull. Réseau Erosion 17, 168-175(1997).
- B. Touaïbia, (2010). Problématique de l'érosion et du transport solide en Algérie septentrionale, Revue Sécheresse, 21(1), 1-6 (2010).
- A. Demmak, "Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie", Doc. Ing Thesis. Paris VI, 1982.
- B. Remini, L'envasement des barrages, Bull. Réseau Erosion, Vol.20, 165 -171(2000).
- J. Tixeront, "Les débits solides des cours d'eau d'Algérie et de Tunisie. Secrétariat Agricole", Etudes Hydrologiques, (Tunis ,1960).
- J. D. Milliman, and R. H. Meade, World wide delivery of river sediment oceans, Journal of Geology, Vol 91, pp.1-21(1983).
- D. E. Walling, The sediment yields of African rivers. I.A.H.S.Publ, Vol.144, Harare Symp1984, pp.265-283.
- J. L. Probst, and P. Amiotte suché, Fluvial suspended transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa), Hydrological sciences journal, Vol.37/6, pp.621-637 (1992).
- A. Lekfir, T. Benkaci, and N. Dechemi, Quantification du transport solide par la technique floue. Application au barrage de Beni Amrane (Algérie) , Journal of Water Science, Vol. 19(3), pp.247-257(2005).
- A. Benkhald, and B. Remini, Analyse de la relation de puissance : débit solide - débit liquide à l'échelle du bassin versant de l'Oued Wahrane (Algérie) , Revue des sciences de l'eau, 01/2003, Vol.16(3), pp.333 (2003).
- M. Achite, and M. Meddi, (2005), Spatial and variability of streamflow and solid yields in semiarid areas .case of the Oued Mina basin (Northwest Algeria), Revue science de l'eau, 18 (n° special), pp.37- 56 (2005).
- P.Binnie, and W. S. Atkins, W.S. (1984), Schéma d'aménagements des ressources en eaux dans la région", Rapport N° B1 d'Alger-Sebaou reconnaissance des bassins hydrographique. Étude générale des bassins Volume 1, pp.143-160 (1984).
- E. A. Cherif, M. Errih and H. Madani cherif, Modélisation statistique du transport solide du bassin versant de l'oued Mekerra (Algérie) en zone semi-aride méditerranéenne, Hydrological Sciences Journal, 54(2), pp.383-348 (2009).
- J. D. Jobson, Applied Multivariate Data analysis (Springer New York,1991), pp. 219-398.
- B. Touaïbia, and M. Achite, Contribution à la cartographie de l'érosion spécifique du bassin versant de l'Oued Mina en zone semi-aride de l'Algérie septentrionale, Hydrological Sciences Journal Vol.48(2), pp.235-240(2003).
- J. L. Bogardi, 1974), Sediment transport in alluvial streams. International courses in hydrology (Budapest Academiai Kiado Press, 1974), pp.35-60.

- V. Vanonin, Erosion rates from sediment source (In Engineering sedimentation Manual ASCE, New York, 1977), pp.472-480.
- E. Roose, M. Arabi, K. Brahamia, R. Chebbani, M. Mazour and B. Morsli, Érosion en nappe et ruissellement en montagne méditerranéenne. Réduction des risques érosifs et intensification de la production agricole par GCES, Cahiers ORSTOM. série Pédologie, Vol. 28, pp. 289-308(1993).

ملخص العربية

ان الأنظمة الهيدرولوجية للأنهار والادوية تتعلق بتضاريس ومناخ المنطقة، ان شكل الاودية الجزائرية قصيرة باستثناء واد شلف ان هناك تفاعل جد معقد بين العوامل المناخية والهيدروغرافية سببها المساهمات والسلوك الهيدرولوجي للأودية، إن سلوك التباين المكاني في شمال شرق الجزائر ظاهر بشكل واضح (مباركي 2005)، وبالتالي تكون الحاجة الى النظر لهذه العوامل من اجل فهم وتنبؤ الإستجابة الهيدرولوجية للشبكة الهيدروغرافية فحوض الصب لواد أيسر هو محور هذه الدراسة اذ هو من بين اهم 17 حوض في الجزائر. ان الامطار هي عنصر لكل إستجابة هيدرولوجية للشبكة الهيدروغرافية، فدراسة توزيع الامطار على الأماكن و عبر الوقت هي في غاية الأهمية لأحواض الصب، لذا يتوجب رؤية أوجه الشبه للإستجابة الهيدرولوجية , في هذه الدراسة تم استخدام النموذج الجهوي بطريقة الإنحراف المعياري لحساب الأمطار القصوى المحتملة قد تم تقديم طريقة نموذجية اين تم تعيين ثلاثة نماذج، هناك نموذجين وهو ضعف الأسى اما الآخر فهو نموذج معممة اللوجستية التوزيع، للمناطق التي تشملها هذه الدراسة. التحديد المسبق للفيضانات تستخدم لتصميم مختلف منشآت الريفي ضل وجود معطيات تاريخية لتدفق المنشآت اذ يتم عن طريق الإحتمالات والإحصاء فيبدو انه لا يوجد نهج واحد لتقدير نحر التربة، فلا بد من إتخاذ إجراءات علاجية للحد .

مفتاح الكلمات : الأنظمة الهيدرولوجية للأنهار, توزيع الامطار, للفيضانات , نحر التربة

Résumé en Français

Le régime des cours d'eau est conditionné par le relief et par le climat. Les apports et le comportement hydrologiques des cours d'eau sont la résultante de l'interaction complexe des facteurs climatiques et physiographiques. Le bassin versant de l'Oued Isser, des études ont été proposées afin de cerner l'aspect pluviométrique en étudiant la variabilité spatio-temporelle et une analyse fréquentielle des pluies maximales fréquentielles journalières annuelles, l'écoulement ont été traité dans travail couronné par des études des hydrogrammes de crue. Enfin le transport solide et l'envasement des barrages où, on a établi un modèle de calcul de l'érosion.

Mots clés : variabilité précipitations , transport solide, écoulements

Abstract

The river system is conditioned by the relief and climate. The contributions and the hydrological behavior of rivers are the result of the complex interaction of climatic and physiographic factors. The watershed of Oued Isser, subject of this study, the study focuses on the spatial variability of average monthly precipitation through response patterns from seventy weather stations, which highlighted two synthetic variables that explain the variability of precipitation. In the second stage, a temporal study of annual rainfall series from 11 weather stations through trends, ruptures and a standardized precipitation index showed a trend towards precipitation decrease over the whole study area with an average of 20% , also in this working party we proposed a working methodology for the development of a model calculation of the frequency flow in the absence of flow data and a model of the distribution of the flow over time. In the Mediterranean region, the specificity of erosion stems from a particularly contrasted climate, drought, and from summer and autumn severe thunderstorms. The adopted approach aims to establish regression models in order to highlight the relationship between solid and liquid flows at four measurement stations in the Isser catchment area, northern Algeria. The annual mean solid matter transport for the whole basin is about 2 200 t.km⁻².year⁻¹.

Key words: spatial variability of precipitation, specific erosion, flows.

