



جامعة جيلالي بونعاما خميس مليانة
Université Djilali Bounaama de Khemis Miliana
كلية علوم الطبيعة و الحياة و علوم الأرض
Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et
Science de la Terre
قسم علوم الارض
Département des Sciences de la Terre



Mémoire

Présenté en vue de l'obtention du diplôme de MASTER
Spécialité : Gestion des Eaux et Environnement

Thème

*Etude statistique de la dynamique des flux
des sédiments en suspension dans le bassin de
l'oued Cheliff-Ghrib*

Présentée par:

Mr. CHETTA Rabah

Mr. NEKKI Mohammed

Soutenu le 28 juin 2017 devant les Jury:

Mr. HENIA Kaddour	MAA	UDBKM	Président
M ^{me} HALLOUZ Faiza	MCB	UDBKM	Promotrice
M ^{me} ZAKOUDA Naima	MAA	UDBKM	Examineur
Mr. SADAK Ben Abbas Aek	MAA	UDBKM	Examineur

Remerciement

Je remercie mon Dieu qui m'a donné la force et la sagesse pour achever ce modeste travail.

J'adresse tous mes respects et mes remerciements à ceux qui m'ont aidé de près ou de loin pour l'élaboration de cette étude et particulièrement à :

- *Le président de jury Mr HENIA Kaddour*
- *La promotrice M^{me} HALOUZ. F pour sa contribution à l'élaboration de ce mémoire*
- *Les membres de jury M^{me} Zakouda et Mr sedek qui ont bien voulu examiner mon travail et de l'apprécier à sa juste valeur.*
- *A tous les enseignants de STU qui ont contribué à ma formation.*

Merci à tous

Dédicace

A chaque fois qu'on achève une étape importante dans notre vie, on fait une pose pour regarder en arrière et se rappeler toutes ces personnes qui ont partagé avec nous tous les bons moments de notre existence, mais surtout les mauvais. Ces personnes qui nous ont aidés sans le leur dire, soutenus sans réserve, aimé sans compter, ces personnes à qui notre bonheur devient directement le leur, à qui un malheur en nous, en eux se transforme en pleur.

Je dédie ce modeste travail en signe de reconnaissance et de respect.

- *A mes parents .*
- *A mes frères et mes sœurs .*
- *A toute ma famille Chatta surtout : Ahmed, Amir, Med, Morad, Amar.*
- *A tous mes amis : Hamza, Hamid, Hocin, Ali, mokhtar, Aek, Mohamd, Mustapha.*

Chatta Rabah

Dédicace

Au nom de Dieu le tout puissant et le très miséricordieux par la grâce

Duquel on a pu réaliser ce travail que je dédie en signe de Respect, de

Reconnaissance et D'Amour à :

➤ *Mes parents pour leur affection, leur soutien et confiance.*

➤ *Mon très cher frère : Badreddine et Mes sœurs pour leur aide et soutien.*

➤ *Tous mes collègues et Mes amis pour leur aide*

➤ *à toute la promotion d'eau et Environnement.*

Nekki Mohammed

Résumé

L'analyse du transport solide en suspension dans un bassin de zone semi-aride présente un grand intérêt. Ce processus est mal quantifié en raison du caractère complexe et aléatoire ainsi que du manque de données et particulièrement celles relatives à la concentration des sédiments en suspension.

L'objectif de cette étude est d'améliorer la compréhension du phénomène et son estimation. L'approche adoptée est analytique. Les résultats d'analyse de la variabilité temporelle des concentrations sur la période 77/94, ont montré qu'un grand nombre d'échantillons est insignifiant et que la mesure des concentrations à des débits élevés est primordiale pour le tracé et l'emploi des courbes d'estimation. L'étude du bilan sédimentaire situe le bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib dans une des régions de l'Algérie du Nord marquée par un taux de transport solide élevé. Nous estimons à 2541T/km².an, l'apport solide spécifique au droit de la station Ghrib-Amont.

En analysant la tendance de la concentration à des valeurs identiques de débit, le schéma d'hystérésis, de la relation concentration- débit, dominant est de sens dextre. L'étude à différentes échelles temporelles, de la relation puissance concentration- débit liquide a permis de retenir que l'échelle saisonnière est très représentative du contexte semi-aride du bassin étudié. Notre travail a envisagé également l'étude de l'influence des paramètres hydro pluviométriques sur le transport solide.

Mots clés : oued Cheliff-Ghrib, transport solide en suspension, courbes d'estimation, Hystérésis C-Q, échelles temporelles, relation de puissance, concentration.

المخلص

ان تحليل نقل المواد الصلبة في حوض ينتمي إلى منطقة شبه جافة يكتسي أهمية كبيرة. هذه الظاهرة لتزال لم تستوفي كل الجوانبها. نظرا لتعقدها ونوعية المعطيات المتوفرة لدراستها. خاصة تلك المتعلقة بتركيز المواد الصلبة المنقولة.

الهدف هذه المذكرة هو الإدراك الأحسن لمفهوم نقل المواد الصلبة وكذلك تقديره. المنهجية المتبعة تحليلية بالدرجة الأولى. النتائج المحصل عليها والخاصة بالتغير الزمني للحمل العلق. في الفترة الممتدة بين السنوات 1977-1994. أظهرت أن عددا كبيرا من العينات المحصل عليها من الرفع الدورية لقياس تركيز المواد الصلبة المنقولة غير مجدي. وان قياس المواد الصلبة المنقولة عند التدفقات الكبيرة أساسي لتركيب واستعمال بيانات أو منحنيات التقديرية لتغير التركيز.

دراسة حوصلة نقل المواد الصلبة تصنف حوض واد شلف-غريب في منطقة شمال الجزائري بنسبة نقل المواد الصلبة مرتفعة. يقدر الانجراف الظاهري السنوي ب 2541 طن في كلم². عند تحليل نقل المواد الصلبة بالنسبة لتدفقات المتساوية. يبين المنسوب الحقيقي لمحطة غريب. إن الدراسة العلاقة الآسية تصرف تدفق-التركيز. باعتماد سلم الزمني متغير. أمكن من تحديد سلم زمني ممثل ومميز لإطار حوض شبه جاف آلا وهو السلم الفصلي.

كلمات مفتاحيه. واد شلف غريب – نقل المواد الصلبة – منحنيات التقديرات- علاقة الآسية-التركيز

Abstract

Suspended sediment transport analysis in a semi arid basin is of great interest. This process is badly known and is badly quantified because of the complex and random character of the processes as well as lack of data and particularly those relating to suspended sediment concentrations.

The objective of this study is to improve comprehension of the phenomenon and its estimate. We adopted an analytical approach. The results of analysis of temporal variability of the concentrations over the period 1977-1994, showed that a great number of samples is not significant and that the sediment sampling in high flow-rate is crucial in constructing a rating curve. The study of the sediment loads show that the catchment area of Cheliff river is one of the basins of North Algeria marked by a rate of high sediment transport. We estimate at 2541 T/km².year the sediment yield in this basin.

By analyzing the trend of the sediment concentration at the same flows, the main hysteresis loop is clockwise. The study on various temporal scales, of the power relation concentration-flow discharge show that seasonal scale is very representative of the semi-arid basin. Our work also considered the study of the influence of the rainfall parameters on sediment transport. The peak flow is the significant factor which explains variations of the sediment yield.

Key words: suspended sediment transport – rating curve – hysteresis loop – temporal scales – power relationship C-Q – peak flow

Liste des tableaux

Tableau I.1: Formes d'érosion hydrique.....	8
Tableau I.2: Formes de dégradation et d'érosion, causes, facteurs de résistance du milieu.....	9
Tableau I.3: Etat d'envasement de quelques barrages algériens.....	10
Tableau II.1 : Température de l'air de la station d'EL-Khmis (année 2010).....	32
Tableau II.2 : Fréquences de la grêle pour une période de deux ans (1991).....	33
Tableau II.3 : Fréquences de la gelée blanche (sur une période de 1991).....	33
Tableau II.4 : Fréquences d'humidité (ANRH 2014).....	33
Tableau II.5 : Fréquences de Sirocco (ANRH2013).....	34
Tableau II.6 : Fréquences des vents (année 2013/2014) (ANRH2014).....	34
Tableau II.7 : Caractéristiques géométriques et hydromorphométriques du bassin.....	39
Tableau II.8 : Classes d'altitudes du bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib.....	44
Tableau II.9 : Classes de pentes du bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib.....	45
Tableau II.10 : Classes d'orientation du bassin de Cheliff-Ghrib.....	46
Tableau III.1 : Stations pluviométriques de sous bassin Ghrib.....	51
Tableau III.2 : Caractéristique de station hydrométrique (011407).....	55
Tableau III.3 Classement des cours d'eau selon un certain nombre d'indicateurs.....	58
Tableau III.4 : Définitions des indicateurs statistiques.....	59
Tableau III.5 : Répartition des données de calage et validation en vue de la paramétrisation des modèles.....	60
Tableau III.6 : Différentes classes d'hystérésis dans les relations MES-débit et leurs.....	66
Tableau IV.1 : Principales dates de rupture des séries pluviométriques observées aux.....	73
Tableau IV.2 : Année de rupture, moyennes des séries pluviométriques et déficits par rapport à la période avant rupture.....	73
Tableau IV.3 : Précipitations annuelles (mm) aux différentes stations pluviométriques.....	74
Tableau IV.4 : Pluie annuelle et la surface d'influence pour chaque station	75
Tableau IV.5 : Débits moyens annuels d'oued Ghrib-Cheliff (Station Ghrib-Amont ;	76
Tableau IV.6 : Débit spécifique et lame d'eau écoulée.....	77
Tableau IV.7 : Hydraulicité d'oued cheliff-Ghrib.....	78
Tableau IV.8 : Valeurs caractéristiques de module au niveau du bassin versant.....	78
Tableau IV.9 : Débit moyen journalier et leurs fréquences expérimentales Station	79
Tableau IV.10 : Ajustement à une loi log-normale des modules annuels	80
Tableau IV.11 : Modules caractéristiques en m ³ /s pour des périodes de récurrence données.	80

Tableau IV.12 : Variation interannuelle des sédiments transportés en 103 Tonne. Station Ghrib – Amont Modèle mensuelle	81
Tableau IV.13 : Variation interannuelle de l'érosion spécifique (t/km ² .an). Station Ghrib – Amont Modèle mensuelle.....	82
Tableau IV.14 : Variation interannuelle des sédiments transportés en 103 Tonne. Station Ghrib – Amont Modèle interannuelle.....	83
Tableau IV.15 : Variation interannuelle de l'érosion spécifique (t/km ² .an). Station Ghrib – Amont Modèle interannuelle.....	84
Tableau IV.16 : Variation interannuelle des sédiments transportés en 103 Tonne. Station Ghrib – Amont Modèle saisonnière.....	85
Tableau IV.17 : Variation interannuelle de l'érosion spécifique (t/km ² .an). Station Ghrib – Amont Modèle saisonnière.....	86
Tableau IV.18 : Apport solide et érosion spécifique pour différents modèles.....	87
Tableau IV.19 : Transport solide en suspension, total et l'érosion spécifique.....	89
Tableau IV.20 : Evaluation de concentration moyenne annuelle d'oued Cheliff-Ghrib.....	90
Tableau IV.21 : Paramètre des modèles à l'échelle interannuelle.....	91
Tableau IV.22 : Paramètre des modèles à l'échelle annuelle.....	92
Tableau IV.23 : Paramètre des modèles à l'échelle mensuelle.....	95
Tableau IV.24 : Paramètre des modèles à l'échelle saisonnière.....	97
Tableau IV.25 : Calcule des indicateurs statistiques.....	99
Tableau IV.26 : Critères d'évaluation calculés ($Q_s=a.Q_b$).....	100
Tableau IV.27 : Critères d'évaluation calculés ($C = aQ_b$).....	101
Tableau IV.28 : Résultats des courbes de type puissance.....	102
Tableau IV.29 : Chronologie des crues sélectionnées station Ghrib.....	105
Tableau IV.30 : Paramètres statistiques des crues sélectionnées.....	112
Tableau IV.31 : Classement et caractéristiques des crues du bassin Cheliff-Ghrib.....	113
Tableau IV.32 : Rapport de variation de la concentration.....	115

Liste des figures

Figure I.1: Erosion en nappe (Bassin Cheliff-Ghrib, 2009)	7
Figure I.2: Erosion linéaire de oued Chélif (cliché Hallouz, 2012)	8
Figure I.3 : Abaque d'Erodabilité de sol K	12
Figure I.4 : Couvert végétal (Roose, 1994)	13
Figure I.5 : Diagramme de Hjulstrom (d'après Boulvain, 2004)	16
Figure I.6 : Transport en charriage Oued Cheliff-Ghrib (Mokhtari, 2009).....	17
Figure I.7 : Critères de suspension (Van Rijn, 1984)	18
Figure I.8 : Transport en suspension (Khanchoul, 2008)	18
Figure I.9 : Modèle de relation C-Q	24
Figure II.1 : Situation du bassin versant haut Cheliff.....	28
Figure II.2 : Carte du bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib (zone d'étude).....	29
Figure II.3 : Répartition Précipitations moyennes mensuelles (ANRH 2014)	32
Figure II.4 : Réseau hydrographique sur le fond satellitaire (ANRH, 2014)	38
Figure II.5 : Modèle numérique du terrain (MNT) du bassin de l'Oued Cheliff-Ghrib.....	43
Figure II.6 : Carte d'Altitude du bassin de l'oued Cheliff-Ghrib.....	43
Figure II.7 : Courbe hypsométrique du bassin oued Cheliff-Ghrib.....	44
Figure II.8 : Courbe de répartition des pentes en fonction du % de surface du bassin oued....	45
Figure II.9 : Carte des pentes du bassin de l'oued Cheliff-Ghrib.....	46
Figure II.10 : Carte d'orientation du bassin de l'oued Cheliff-Ghrib.....	47
Figure III.1 : Localisation des stations pluviométriques du bassin versant du Cheliff-Ghrib..	51
Figure III.2 : Modèles des relations concentration débit liquide (Williams, 1989)	68
Figure IV.1 : Polygone de Thiessen du bassin versant du Cheliff-Ghrib.....	75
Figure IV.2 : Variations interannuelles de module d'oued cheliff.....	77
Figure IV.3 : Ajustement des débits moyens journaliers à la loi log-normale	80
Figure IV.4 : Variation annuelle de l'érosion spécifique (Modèle annuelle).....	87
Figure IV.5 : Variation annuelle du transport solide (modèle annuelle)	88
Figure IV.6 : Variation Mensuelle du transport solide (modèle mensuelle)	88
Figure IV.7 : Variation Mensuelle du transport solide (modèle saisonnière)	88
Figure IV.8 : Représentation le débit liquide et la concentration à échelle annuelle	90
Figure IV.9 : Représentation la concentration moyenne en fonction le débit liquide moyenne $C_{moy} = f(Q_{lmoy})$ a échelle annuelle.....	91
Figure IV.10 : Relation débit liquide – concentration à la station Ghrib-Amont.....	92

Figure IV.11 : Relation débit liquide – concentration à la station Ghrib-Amont (Echelle annuelle)	93
Figure IV.12 : Relation débit liquide – concentration à la station Ghrib-Amont (Echelle Mensuelle)	95
Figure IV.13 : Relation débit liquide – concentration à la station Ghrib-Amont.....	97
Figure IV.14 : Relation entre débits et concentrations moyens journaliers sur la station	101
Figure IV.15 : Relation entre a et b pour la station étudiée.....	104
Figure IV.16 : Dynamique du transport solide en suspension sur l’Oued Cheliff-Ghrib Durant les crues..	106

Liste d'abréviation

BV : Bassin Versant

cm : Centimètre.

cm² : centimètre carré.

g/l : gramme par litre.

H : heure.

Kg : kilogramme.

Km : kilomètre.

Km² : kilomètre carré.

L/S : Litre par Seconde.

m : mètre.

m³ : mètre cube.

Max : Maximum.

MES : Matière En Suspension

mg/l : milligramme par litre.

Min : Minimum.

ml : millilitre.

MNT : Modèle Numérique de Terrain

NS : Efficience de Nash

m/s : mètre par seconde.

m³/s : mètre cube par seconde.

S : Seconde

°C : degré Celsius.

% : pourcentage.

(+) : positive.

(-) : négatif.

Sommaire

Dédicace	
Résumé	
Liste des tableaux	
Liste des figures	
Liste d'abréviation	
Sommaire	
Introduction générale	

CHAPITRE I : SYNTHESE BIBLIOGRAPHIQUE

I.1. Introduction	3
I.2. L'érosion	4
I.2.1. Généralités	4
I.2.2. Définition	4
I.2.3. La tolérance en perte de sol	5
I.2.4. Types d'érosion	5
I.2.4.1. L'érosion éolienne	5
I.2.4.2. L'érosion aratoire ou mécanique sèche	5
I.2.4.3. Formes de manifestation de l'érosion hydrique	6
I.2.5. Causes d'érosion et facteurs de résistance du milieu	8
I.2.6. L'impact De L'érosion Dans Différentes Régions	9
I.3. Quantification de l'érosion	10
I.4. Le transport solide	15
I.4.1. Généralités	15
I.4.2. Transport Par Charriage	16
I.4.2.1. Définition	16
I.4.2.2. Description du phénomène	17
I.4.3. Transport En Suspension	17
I.4.3.1. Définition	17
I.4.3.2. Description du phénomène	18
I.4.4. Apport Solide Annuel	19
I.5. Mesure du débit solide	20
I.5.1. Charriage	20
I.5.2. Transport en suspension	21
I.6. Quantification des Apports solides et l'érosion spécifique	21

Sommaire

I.7. Détermination de la concentration des matériaux en suspension par des formules	22
I.8. Caractérisation de la relation concentration en sédiments en suspension – débit liquide..	23
I.9. Conclusion.....	25

CHAPITRE II : PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

II.1. Introduction.....	27
II.2. Situation géographique du Haut Cheliff.....	27
II.3. Présentation générale de la zone étude	29
II.4. Situation Géographique	29
II.5. Morphologie du bassin.....	30
II.5.1. Caractéristiques physiques.....	30
II.5.2. Végétation du bassin versant	31
II.5.3. Caractéristiques climatique.....	31
II.5.4. Caractéristiques De Forme.....	34
II.5.5. Caractéristiques De Relief	35
II.5.6. Paramètres du réseau hydrographique	37
II.6. Les données et systèmes d'information géographique utilisés	40
II.6.1. Les données utilisées	40
II.6.2. Les systèmes d'informations géographiques utilisés.....	40
II.7. Production et traitement du modèle numérique de terrain (MNT) du bassin de Cheliff- Ghrib.....	41
II.7.1. Numérisation de courbes de niveau et calcul du modèle numérique du terrain (MNT).....	42
II.7.2. Opération sur les grilles	43
II.7.2.1. Création d'une carte hypsométrique (Altitude)	43
II.7.2.2 Elaboration des produits dérivés du MNT (Pente & orientation).....	44
II.8. Conclusion :	47

Sommaire

CHAPITRE III : MATERIEL ET METHODES

III.1 Introduction	49
III.2. Analyse des pluies et des écoulements	50
III.2.1. Analyse des pluies	50
III.2.1.1. Aperçu sur le climat de l'Algérie	50
III.2.1.2. Etude des précipitations	50
III.2.1.3. Origine des données	50
III.2.1.4. Localisation des stations pluviométriques	51
III.2.1.5. Méthodes statistiques de détection des ruptures au sein des séries pluviométriques annuelles	51
III.2.1.6. Application des tests de rupture	53
III.2.1.7. Pluies moyennes sur les bassins versant	53
III.2.1.7.1. Méthode polygone de Thiessen	53
III.2.2. Analyse des écoulements	54
III.2.2.1. Collecte de données	54
III.2.2.2. Débits Moyens Annuels	55
III.2.2.2.1. Variations des débits annuels moyens bruts (m ³ /s)	55
III.2.2.2.2. Variations des débits annuels moyens spécifiques (l/s/ km ²)	55
III.2.2.2.3. L'irrégularité inter annuelle de module et leur répartition statistique	55
III.2.2.2.4. Etude d'ajustement statistique des modules	56
III.2.2.2.4.1. Présentation du logiciel Hyfran	56
III.2.2.2.4.2. Loi Log Normale ou loi de Galton pour l'étude d'ajustement	56
III.3. Evaluation de concentration en matière en suspension	57
III.4 Analyse des paramètres de la relation concentration – débit liquide	57
III.4.1 Mise en forme des données	57
III.5. Indicateurs statistiques traduisant la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants	58
III.5.1 Définition des indicateurs utilisés dans cette étude	58
III.6. Modélisation statistique de flux de sédiments en suspension	60
III.6.1. Périodes de calage, validation	60
III.6.2. Critères d'évaluation des modèles utilisés	60
III.6.2.1. Écart Arithmétique Moyen : EAM	61
III.6.2.2. Critère de Nash : NS	61

Sommaire

III.6.2.3. Coefficient de détermination R ²	61
III.6.3. Modèle statistique « rating-curve»	61
III.6.3.1. Modélisation à partir de la relation débit liquide/débit solide à l'échelle instantanée	62
III.6.3.2. Modélisation à partir de la relation débit/concentration à l'échelle journalière	62
III.7. Optimisation des relations $\log(\text{MES}) = f \log(\text{débit})$	63
III.7.1. Principes et objectifs.....	63
III.7.2. Variation interannuelle des courbes de transport sédimentaire.....	63
III.8. Modèle d'érosion en fonction de la concentration des sédiments en suspension et du débit liquide durant les crues et le phénomène d'hystérésis.....	64
III.8.1. Ajustement du modèle puissance ($C=aQ^b$) à l'échelle de la crue	64
III.8.2. Evolution de la concentration des sédiments et du débit liquide à l'échelle de la crue.....	65
III.8.3. Identification des classes de relation C-Q courbes hétéries	65
III.8.4. Caractérisation de la relation concentration en sédiments en suspension –débit liquide.....	65
III.8.4.1 Classe de l'hystérésis.....	69

CHAPITRE IV : RESULTATS ET DISCUSSIONS

IV.1 Introduction	72
IV.2. Analyse des pluies et des écoulements.....	73
IV.2.1. Etude des pluies.....	73
IV.2.1.1. Application des tests de rupture	73
IV.2.1.2. Etude des précipitations.....	74
IV.2.1.3. Analyse des pluies sur l'ensemble du bassin versant.....	75
IV.2.2. Etude des écoulements	76
IV.2.2.1. Variations des débits annuels moyens bruts (m ³ /s)	76
IV.2.2.2. Variations des débits annuels moyens spécifiques (l/s/ km ²) :	77
IV.2.2.3. L'irrégularité inter annuelle de module et leur répartition Statistique	77
IV.2.2.4. Etude ajustement statistique des modules	79
IV.3. Quantification des Apports solides et l'érosion spécifique.....	80
IV.4. Evaluation de concentration en matière en suspension.....	90
IV.5. Analyse des paramètres de la relation concentration – débit liquide	91
IV.5.1. Relation Débit liquide instantané – concentration instantané	91

Sommaire

IV.5.1.1. Interprétation des résultats	98
IV.6. Indicateurs statistiques traduisant la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants	98
IV.6.1 Calcul des indicateurs Meybeck.....	98
IV.7. Modélisation statistique de flux de sédiments en suspension	100
IV.7.1. Modèle « rating-curve»	100
IV.7.1.1. Modélisation à partir de la relation débit liquide/débit solide à l'échelle instantanée	100
IV.7.1.2 Modélisation à partir de la relation débit/concentration à l'échelle journalière.....	100
IV.7.2. Optimisation des relations $\log(\text{MES}) = f \log(\text{débit})$	101
IV.7.2.1 Variation interannuelle des courbes de transport sédimentaire.....	101
IV.8. Modèle d'érosion en fonction de la concentration des sédiments en suspension et du débit liquide durant les crues et le phénomène d'Hystérésis.....	103
IV.8.1 Ajustement du modèle puissance ($C=aQ^b$) à l'échelle de la crue.....	103
IV.8.2. Evolution de la concentration des sédiments et du débit liquide à l'échelle de la crue.....	104
IV.8.3. Identification des classes de relation C-Q courbes hétéries	106
IV.8.3.1. Caractérisation des boucles d'hystérésis	113
IV.8.3.2. Variabilité de la concentration des sédiments en suspension.....	114
IV.8.3.3. Analyse de l'hystérésis	115
IV.8.3.4. Sources de l'hystérésis	117
IV.9. Conclusion.....	118
Conclusion Générale	120
Références Bibliographiques	124

Introduction Générale

Introduction générale

Depuis les années 70, un intérêt particulier est donné à l'estimation du transport solide. Les raisons sont nombreuses et diverses, et incluent le transport de contaminant, les tendances de qualité aquatique, la sédimentation de réservoir. L'envasement de canaux et de ports, l'érosion et la perte de sol, aussi bien que les impacts écologiques. Cet intérêt est motivé par l'importance des aspects quantitatifs et qualitatifs du transport solide.

L'érosion façonne la Terre depuis qu'elle est émergée... Et depuis plus de 7000 ans, l'homme s'acharne à lutter contre l'érosion pour protéger ses terres contre l'agressivité des pluies et du ruissellement.

Cependant, les études scientifiques sur l'érosion n'ont commencé qu'au début du 20^{ème} siècle; d'abord en Allemagne. Il fallut encore attendre les années 1940 pour qu'un chercheur, confiné dans son laboratoire alors que les bombes pleuvaient sur l'Europe, découvre que l'énergie cinétique développée par la chute des gouttes de pluie était à l'origine de la dégradation de la surface du sol, du ruissellement et d'une bonne partie de l'érosion est observée sur les terres cultivées (effet splash), (Ellison, 1944).

Ce n'est que dans les années 1950, après le Congrès de Madison de l'Association Internationale de Science du Sol, que les méthodes américaines de mesure du ruissellement et de l'érosion sur petites parcelles se sont répandues en Afrique francophone (Fournier, 1960) et anglophone (Hudson, 1957), puis en Amérique latine et plus récemment en Asie et en Europe. En Algérie où la disponibilité de l'eau est limitée, sa répartition inégale et sa demande en forte croissance, la perte de capacité des barrages par leur envasement continu est considérée comme un problème crucial à l'échelle nationale.

L'érosion des bassins versants en amont des barrages, sous toutes ses formes est à l'origine de l'envasement des barrages. L'érosion est un phénomène très complexe. Elle englobe non seulement le détachement ou l'ablation des particules de sol, mais aussi leur déplacement d'un point à un autre du bassin versant.

Les conséquences de l'érosion ne se limitent pas à l'envasement des barrages. L'érosion contribue aussi à la perte de la couche arable, la plus fertile du sol, diminuant sa productivité et dégradant la qualité des eaux de surface. Par ailleurs, les particules de sol qui rejoignent les oueds et les barrages contribuent, d'une part, à rehausser le lit des cours d'eau entraînant un risque plus élevé d'inondation et, d'autre part, à augmenter la turbidité des eaux, ce qui affecte les infrastructures en aval telles que les usines de traitement d'eau potable. Un autre problème

important relié à l'érosion des sols est la sédimentation des particules érodées dans les réservoirs des barrages (Roy *et al.*, 2006).

La quantification de l'érosion réside dans l'estimation aussi précisée que possible de l'érosion spécifique pour de la tranche morte et de la durée de vie de l'ouvrage (Touaibia *et al.*, 2000).

Les recherches effectuées dans le domaine de l'érosion et du transport solide, montrent que les dégradations spécifiques, des bassins versants maghrébins, varient de 1000 à 5000 tonnes par km² et par an (Walling 1984). Ces dégradations sont très variables d'un bassin à un autre et peuvent atteindre, comme pour le cas de des bassins versants de l'Atlas Tellien (Rhiou, Sly, Fodda, Mazafran, Isser, Soummam,...), 2000 tonnes.km⁻².an⁻¹, 4000 t/km² an⁻¹ sur la chaîne des côtières Dahra et 5000 t/km² an⁻¹ sur le bassin d'Ighi-Emda (Demmak 1982). Ces chiffres donnent une idée sur l'ampleur du phénomène et la gravité des conséquences (Meguenni et Remini, 2008).

Sur cette problématique du transport solide dont l'étude est devenue essentielle, un grand nombre de chercheurs ont tenté d'expliquer les mécanismes complexes du transport solide et de quantifier les volumes des sédiments transportés. Dans ce contexte, on notera les travaux de Tixeront, (1960); Heusch, (1982); Milliman et Meade, (1983); SOGREAH, (1983); Walling, (1984); Kattan *et al.*, (1987); Williams, (1989); Lahlou, (1990); Probst et Suchet, (1992). D'autre part, Ghorbel et Claude, (1977); Demmak, (1982); Rais et Abidi, (1989); Snoussi *et al.*, (1990); Merzouki, (1992); Bourouba, (1996, 1998); Albergel *et al.*, (1998); Bergaoui *et al.*, (1998); Moukhchane *et al.*, (1998); Meddi, (1998); Megnounif *et al.*, (2003, 2008); Terfous *et al.*, (2001); Benkhaled et Remini, (2003); Bouanani, (2004); Achite et Meddi, (2004, 2005); Achite et Ouillon, (2007); Khanchoul *et al.*, (2007); Ghenim *et al.*, (2008); Bouchelkia *et al.*, (2011); Hasbaia et Benayada, (2011); Remaoun *et al.*, (2013); Hallouz *et al.*, (2013); Toumi *et al.*, (2013); Benchioukh et Ghenim (2014); Bensafia *et al.*, (2016); ont présentés en conclusion de leurs travaux des informations significatives sur le flux des sédiments transportés par les cours d'eau de quelques bassins tunisiens, marocains et algériens.

Dans le bassin versant de l'Oued Cheliff-Ghrib ainsi que dans de nombreux bassins de la zone semi – aride de l'Algérie du Nord, le transport de sédiments est l'un des problèmes économiques et environnementaux graves dus à l'érosion des sols. Ce bassin de 1378 km² appartient à une région très fragile où toutes les conditions se trouvent réunis (Sari, 1977; Demmak, 1982; Rosse, 1999).

Il existe, de barrage Ghrib en exploitation dans le bassin versant de l'Oued Cheliff - Ghrib. Cependant, nous avons toujours du mal à quantifier avec précision les apports aussi bien liquide que solide à ses barrages ; ce qui rend assez difficile la gestion de leurs stocks. Malheureusement, le taux de sédimentation de ce barrage est le plus élevé (Remini, 2006).

- **Problématique**

Dans ce travail, nous allons traiter le problème du transport solide et l'envasement de barrage Ghrib suivant des facteurs hydro-climatiques qui gèrent les deux phénomènes dans le bassin versant Cheliff-Ghrib.

Pour cela, nous structurons notre étude en quatre chapitres :

- **Le premier chapitre** : contient une généralité sur la qualité des eaux, l'érosion et le transport solide en suspension et aussi présentant les différents paramètres de qualité ainsi que les transports solides et les formules nécessaires qui permettent la quantification de l'érosion hydrique.
- **Le deuxième chapitre** : est consacré à la présentation de la zone d'étude (situation, climatologie, géologie ; topographie, hydrogéologie et ressources en eau).
- **Le troisième chapitre** : Nous présentons les matériels et méthodes utilisés pour la réalisation de notre travail (évaluation débit liquide, des concentrations en MES et quantification des transports solide).
- **Le dernier chapitre** : comporte les résultats et discussions de notre étude.

Chapitre I

Synthèse

Bibliographique

I.1. Introduction

En raison de son climat semi-aride, de la présence de relief abrupt et de la pauvreté de la végétation, le Maghreb est l'une des régions les plus vulnérables au monde à l'érosion des sols. 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).

Une fois le ruissellement déclenché sur la parcelle, l'érosion peut prendre différentes formes qui se combinent dans le temps et dans l'espace : l'érosion de versant diffuse ou en rigoles parallèles et l'érosion linéaire ou concentrée de talweg.

Comme le suggèrent ces définitions, les processus érosifs dépendent d'une multitude de facteurs interagissant entre eux et sont de ce fait, complexes à modéliser. Les facteurs de l'érosion devant être pris en compte pour étudier les phénomènes érosifs font maintenant l'objet d'un consensus et regroupent le sol, l'occupation du sol, la topographie et le climat (Wischmeier *et al.*, 1978).

En Afrique, on estime que 500 millions d'hectares ont subi une dégradation depuis les années 1950 environ, portant sur 65% des terres agricoles de la région. La dégradation des terres concerne quelque 300 millions d'hectares en Amérique latine. En Europe, 157 millions d'hectares souffrent de l'érosion hydrique et éolienne. En Amérique du Nord, environ 95 millions d'hectares sont touchés. (FEM et FIDA, 2002).

La Chine a perdu au cours de la période 1957-1990 des terres arables d'une superficie égale à celle de toutes les terres de culture d'Allemagne, du Danemark, de France et des Pays-Bas réunis, principalement suite à la dégradation des terres. (FEM et FIDA, 2002).

Les problèmes de dégradation de l'environnement sont intimement liés au développement des populations et des civilisations. Ils concernent autant les agronomes, les forestiers, les géographes, les hydrologues, les sédimentologies que les socio-économistes. Mais chacun dans sa discipline a développé un langage propre, si bien que les mêmes mots n'ont pas la même portée selon les professions.

I.2. L'érosion

I.2.1. Généralités

Les études récentes sur la vulnérabilité au changement climatique dans la région méditerranéenne indiquent une tendance à un accroissement à l'aridité qui accélère l'érosion hydrique (Shabban *et al.*, 1998).

L'érosion des sols par la pluie et le ruissellement est un phénomène largement répandu dans les différents pays de la méditerranée. Il continue à prendre des proportions considérables en particulier sur les pentes à cause de la torrencialité des pluies, de la forte vulnérabilité des terrains (roches tendre ; sols fragiles ; pentes raides et couvert végétal souvent dégradé) et de l'impact défavorable des activités agricoles, selon la FAO (1990), la situation continue à se dégrader ; En Tunisie 45% de la superficie totale est menacée par l'érosion hydrique (Chevalier, 1995 ; Boussama, 1996), au Maroc 40% (Celik, 1996) et en l'Algérie 45% des zones telliennes sont touchées , soit 12 millions d'hectares (Chebbani,1999).

I.2.2. Définition

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 (Mokhtari ,2009).

C'est aussi l'ensemble des actions chimique et organique qui aboutit 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 naturels. (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).

I.2.3. La tolérance en perte de sol

Dans le domaine de l'érosion, la tolérance a d'abord été définie comme la perte en terre tolérée car elle est équilibrée avec la formation du sol par l'altération des roches. Elle varie de 1 à 12 t/ha/an en fonction du climat, du type de roche et de l'épaisseur des sols. Mais on s'est bien vite rendu compte que la productivité des horizons humifères, riches en éléments biogènes est bien supérieure à celle des altérites, roches pourries, quasiment stériles. De plus, cette approche nie l'importance de l'érosion sélective des nutriments et des colloïdes qui font la fertilité des sols (Mokhtari ,2009).

I.2.4. Types d'érosion

Il y a trois types d'érosion :

I.2.4.1. L'érosion éolienne

Le vent exerce sur les particules solides au repos une pression sur la surface exposée au flux d'air, appliquée au-dessus du centre de gravité, auquel s'oppose un frottement centré sur la base des particules. Ces deux forces constituent un couple tendant à faire basculer et rouler les particules lourdes (0,5 à 2 mm), de plus, la différence de vitesse entre la base et le sommet des particules provoque leur aspiration vers le haut. Les particules les plus légères s'élèvent à la verticale jusqu'à ce que le gradient de vitesse ne les porte plus. Elles retombent alors, poussées par le vent, suivant une trajectoire sub -horizontale. En retombant, ces grains de sable transmettent leur énergie à d'autres grains de sable (comme dans un jeu de boules) ou se dégradent les agrégats limono-argileux en dégageant de la poussière (Heusch, 1988).

I.2.4.2. L'érosion aratoire ou mécanique sèche

Ce phénomène d'érosion n'est pas dû à l'intervention de l'eau, c'est le travail du sol qui arrache les particules, les transporte et les dépose soit en bas de parcelle, soit en talus.

- **Facteurs d'érosion mécanique**

Les facteurs influençant la quantité de terre déplacée sont :

- Le type d'outil
- La fréquence des passages
- La pente

Plus la pente est forte, plus les mottes de terres détachées roulent vers le bas. C'est ce qui explique que les sommets des collines sont souvent décapés.

- **L'orientation du travail du sol**

Celui-ci peut être orienté soit en courbes de niveaux, soit du haut de la parcelle vers le bas (ce qui est le cas pour les tracteurs travaillant sur des pentes supérieures à 15 %), soit du bas de la parcelle vers le haut (pour le travail manuel notamment). Il est très rare que la terre soit remontée par les outils. Par contre, il arrive qu'en montagne et dans les zones où la terre est rare, que l'on récupère mécaniquement ou dans des petits paniers de la terre dans la plaine pour la remonter dans la montagne, c'est le cas sur les vignes. On constate aussi que l'aller et le retour des outils peuvent réduire considérablement la vitesse du décapage par l'érosion mécanique sèche (Revel, 1989).

I.2.4.3. Formes de manifestation de l'érosion hydrique

- **Erosion en nappe**

Elle est caractérisée par une eau de ruissellement sans griffes ou rigoles visibles. Sous l'effet de l'impact des gouttes de pluies (effet splash), les particules sont arrachées et transportées. Ce phénomène est observé sur les pentes faibles où l'eau ne peut pas se concentrer (Mokhtari, 2009).

Dans un premier temps, c'est l'impact des gouttes qui va arracher les particules. La battance des gouttes de pluie va envoyer des gouttelettes dans toutes les directions. Seulement, sous l'effet de la gravité les gouttelettes auront une vitesse plus importante vers l'aval que vers l'amont. Si l'on réalise une moyenne sur l'ensemble des gouttelettes, la vitesse sera dirigée de l'amont vers l'aval. A partir de là, il y aura formation de flaques et débordement de l'eau non infiltrée d'une flaque à l'autre ce qui entraînera un ruissellement en nappe (Mokhtari, 2009).

L'érosion en nappe dépend de:

- L'intensité maximale des pluies qui déclenchent le ruissellement
- L'énergie cinétique des pluies qui détachent les particules
- La durée des pluies et/ou l'humidité avant les pluies, c'est à dire l'état du sol.

Les signes qui permettent de caractériser l'érosion en nappe sont l'apparition de plages de couleur claire aux endroits les plus décapés et la remontée de cailloux à la surface du sol, les conséquences de l'érosion en nappe sont:

- Le nivellement de la surface du sol.
- La squelettisation des horizons superficiels.
- Le décapage entraînant l'apparition de taches claires.



Figure I.1: Erosion en nappe (Bassin Cheliff-Ghrib, 2009)

- **Erosion linéaire**

Elle se manifeste lorsque la concentration des eaux conduit à la formation de chenaux de dimension croissante : griffes (quelques centimètres de profondeur), rigoles (incision dans la couche labourée), ravines (incision dépassant la couche labourée).

a- Erosion en griffes et rigoles

Elle se produit lorsque l'écoulement d'eau se concentre et choisit son passage. Dès qu'une griffe s'établit, l'eau de ruissellement tend à se réunir, et plus elle se creuse plus il y a appel d'eau dans la rigole. Ainsi le phénomène de creusement s'accélère de lui-même. De point de vue quantitatif, ce type d'érosion reste dans les mêmes proportions que l'érosion en nappe.

b- Erosion par ravinement

Les ravines suivent la ligne de plus grande pente des versants. Puisque le ruissellement provenant des versant peut atteindre 50 à 80% durant les averses exceptionnelles tombant sur les terres battues ou compactées, l'essentiel du transport solide provient des ravines et des oueds (Heush, 1970 ; Arabi *et al.*, 1991). Lorsque le sol est peu perméable, saturé et peu couvert, le ruissellement est abondant. Ce dernier creuse des ravines et augmente les pointes de crue des oueds, ce qui favorise le sapement des berges et les glissements de terrain, et par conséquent l'envasement des barrages, la destruction des infrastructures et la dégradation des terres. En Algérie, l'érosion ravinant a déplacé 90 à 300 t. ha⁻¹an⁻¹ ce qui correspond à une vitesse d'altération des versants de 8 à 17 mm.an⁻¹ (Chebbani *et al.*, 1999).



Figure I.2: Erosion linéaire de oued Chélif (cliché Hallouz, 2012)

Tableau I.1: Formes d'érosion hydrique

Appellation des lignes d'écoulement (d'après Roose.1994)	
Profondeur	Appellation
Quelques centimètres	Griffes
>10 cm	Rigoles
10 à 20 cm quelques mètres de large	Nappe Ravinante
>50 cm	Ravines

Tout comme l'érosion en nappe, il existe une méthode pour mesurer l'érosion linéaire.

Cette méthode est basée sur la méthode des volumes (Ludwig, 1992).

I.2.5. Causes d'érosion et facteurs de résistance du milieu

Le tableau I.2 présente les processus de dégradation, les causes ainsi que les facteurs de résistance du milieu.

Tableau I.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

(Roose, 1994)

I.2.6. 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) a montré au congrès de l'Association Internationale des Sciences du Sol à New Delhi que sur 13.500 millions d'hectares de surface exondées 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, à la salinisation ou à l'urbanisation. A 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, comme c'est le cas au Magreb et plus particulièrement en Algérie (Mokhtari, 2009).

En Algérie, L'érosion hydrique affecte de plein fouet les ouvrages hydrauliques, conséquence d'un envasement rapide, face à cet épineux problème l'Algérie tente bien que mal d'y remédier (Mokhtari, 2009).

Ce pendant des mesures ont été effectuées au niveau de ces ouvrages dans le but de mesurer l'ampleur de ce phénomène qui est l'envasement. Des chiffres alarmants de l'état d'envasement des barrages algériens sont présentés dans le tableau I.3.

Tableau I.3: Etat d'envasement de quelques barrages algériens

Barrage	Mise en eau	Capacité Initiale (10 ⁶ m ³)	Envasement moyen annuel (10 ⁶ m ³ /an)
	Année	Mm ³	Mm ³
OUED FODDA	1932	228	2.66
<u>GHRIB</u>	1939	280	3.2
DJORF EL TORBA	1934	350	1.3
S.B.M.A	1978	235	1
LACHEFFIA	1965	175.68	0.17
EGHIL EMDA	1953	154.8	1.6
BOUHANIFIA	1944	73	0.78
BENI BAHDELS	1940	63	0.2
BAKHADA	1936	37.6	0.27
FOUM EL GHERZA	1950	47	0.8
ZERDEZAS	1936	14.9	0.25
HAMIZII	1935	21	0.35
MEFROUCH	1936	16	0.12
K'SOB	1940	11.6	0.3
FOUM EL GUEISS	1939	3	0.03

(Remini *et al.*, 2003)

I.3. Quantification de l'érosion

L'importance de l'érosion hydrique et ces préjudices pour l'activité humaine d'un côté (pertes en sol), ont poussé l'homme à chercher et à proposer les méthodes pour y remédier à ce phénomène crucial. Pour ce faire, il a été procédé à la quantification de cette érosion par des méthodes empiriques.

- **Quantification de l'érosion**

Plusieurs formules et méthodes qui impliquent tous les paramètres physiques sont utilisées pour la quantification de l'érosion hydrique.

a) Formule de Henin "1950"

Cette formule symbolise la relation existante entre l'érosion et les facteurs susceptibles de la favoriser ou de la limiter. La quantification de l'érosion spécifique "Es" est donnée par la formule (I.1)

$$Es = \frac{I_p IS}{KV_e} \quad \text{(I-1)}$$

Avec : I_p : Intensité des précipitations;

I : Pente du bassin versant;

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

Et S : Susceptibilité des sols;

K : Perméabilité;

Ve : Végétation.

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

b) Formule universelle de Wischemeir "1959"

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, Wischemeir, 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 Wischemeir et Smith (1978 ;1960) 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.

- Analyse des principes du modèle

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 **K** (l'érodibilité du sol), **SL** (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 zéro.

Ce modèle de prévision de l'érosion en t/ha.an est le suivant:

$$E = R \times K \times SL \times C \times P \quad (\text{I.2})$$

b -1 l'indice d'érosivité des pluies, R

Il est égal à E, l'énergie cinétique des pluies, que multiplie I₃₀ (l'intensité maximale des pluies durant 30 minutes exprimée en cm par heure). Cet indice correspond aux risques érosifs potentiels dans une région donnée où se manifeste l'érosion en nappe sur une parcelle nue de 9% de pente.

$$R = \sum EI_{30} / 100 \quad (\text{I-3})$$

E = énergie cinétique de la pluie exprimée en tonne métrique x mètre/ha/cm de pluie.

$$E = 11,9 + 8,73 \log(I) \quad (\text{I.4})$$

E en J/m²/mm de pluie

I : l'intensité moyenne de la pluie (mm/h).

R : peut-être déterminé pour des périodes variables (1 averse à 1 année).

Lorsqu'il est utilisé comme paramètre du modèle de Wischemeïr, l'indice R est généralement calculé comme la moyenne de plusieurs années.

b -2 Erodibilité du sol, K

Fonction de la quantité de matières organiques, de la texture, de la structure, et de la perméabilité du sol, l'érodibilité du sol est déterminée pour une parcelle de 22.2 m de long, travaillée dans le sens de la pente (9 %), sans apport de matières organiques depuis trois ans. (Roose, 1994).

La formule de Wischemeïr et Smith (1978) permet de déterminer K.

$$100.K = 2.1 \times 10^{-4} \times M^{1.14} (12 - a) + 3.25(b - 2) + 2.5(c - 3) \tag{I-5}$$

M : produit du pourcentage de limon compris entre 0.1 et 0.002 mm par le pourcentage de tout ce qui n'est pas de l'argile.

a : pourcentage de matière organique

b : code de structure du sol utilisé dans la classification

c : classe de perméabilité du profil

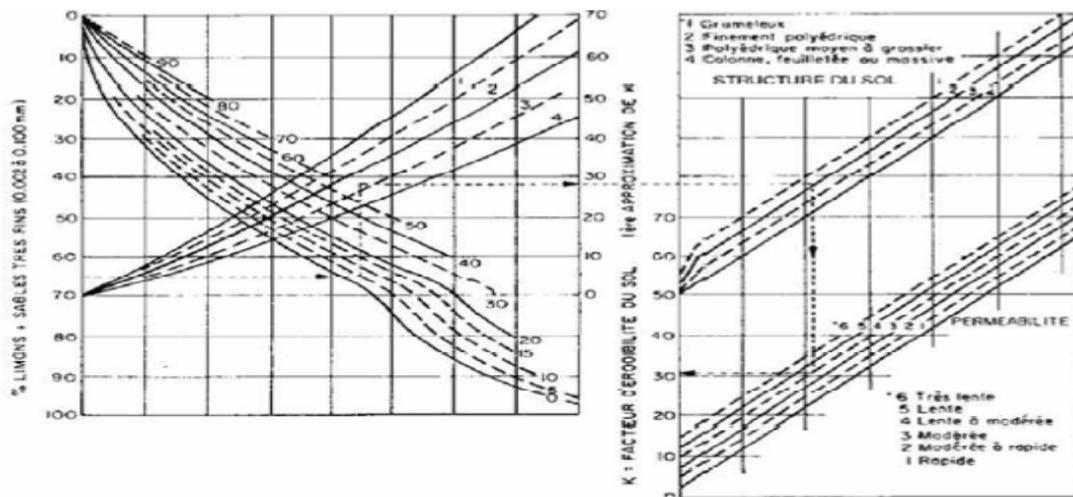


Figure I.3 : Abaque d'Erodabilité de sol K

Limon et sable fin=65%; sable=5%; matière organique=2.8%; structure du sol= 2; perméabilité=4 K= 31%

b -3 Facteur topographique

L'influence de la pente sur l'évolution des versants est bien connue des géomorphologues, au point que certains d'entre eux, caractérisent l'âge du paysage par l'inclinaison et la forme des pentes. De fortes pentes et des vallées encaissées se rencontrent

dans un relief jeune comme celui des Alpes, tandis que dans un relief adulte ou sénile comme on en trouve sur le vieux continent africain, ce sont des plateaux, des glacis à pentes douces et de vastes pénéplaines qui offrent des paysages dégradés.

La pente intervient dans les phénomènes d'érosion du fait de sa forme, de son inclinaison et de sa longueur.

Aux Etats-Unis, Wischmeir et Smith(1960) ont montré que l'on pouvait exprimer l'érosion de parcelles soumises à des pluies naturelles pendant 17 ans, et dont la pente est comprise entre 3 et 18 %, sous la forme d'une équation du second degré :

$$E = \frac{\sqrt{L}}{100} (0.76 + 0.53S + 0.076S^2) \tag{I-6}$$

Avec : E : Erosion en T/ha

S : Pente exprimée en pourcentage L : longueur exprimée en pieds.

b -4 Couvert végétal

Le type de couvert végétal est absolument à prendre en compte puisque c'est de lui que va dépendre l'amortissement des gouttes de pluies, le ralentissement du ruissellement, et l'infiltration.

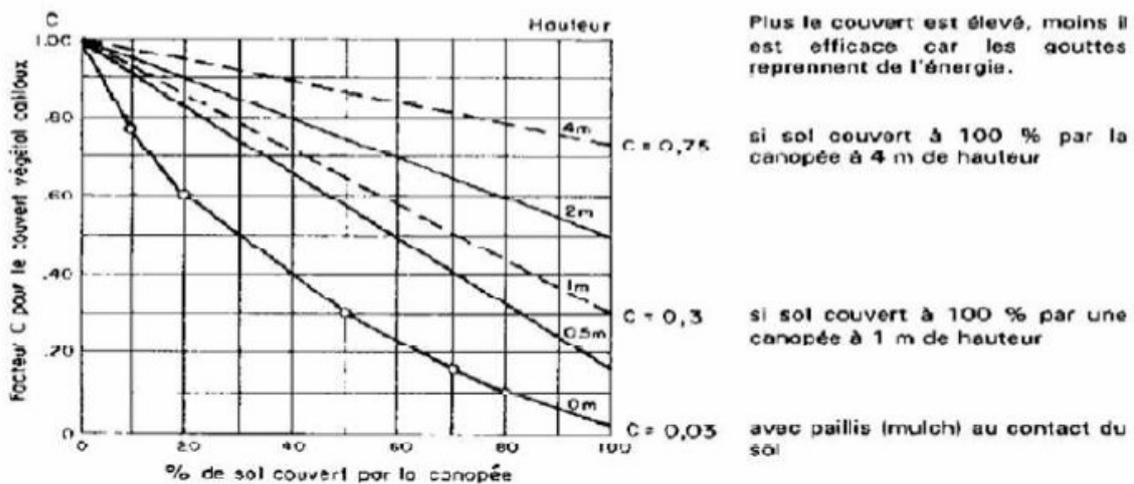


Figure I.4 : Couvert végétal (Roose, 1994)

c) Formule de Gravelovic (1960)

Il a défini l'érosion spécifique, comme étant proportionnelle à la température, à la pluie et à un coefficient d'érosion, l'équation est donnée par l'expression (III.9):

$$E_s = 3.14.T.P_0\sqrt{Z^3} \tag{I-7}$$

Où

Es : érosion spécifique dans le bassin versant (T/km².an)

T : coefficient de température

$$T = \sqrt{\frac{t_0}{10}} + 0.1 \tag{I-8}$$

Avec :

t₀ : température moyenne annuelle en oc.

P₀ : pluie annuelle en (mm).

Z : coefficient d'érosion. Avec : $Z = y.[x.a](\delta + \sqrt{I_{moy}})$

Où :

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.

d) Formule de L'A.N.R.H (1970)

$$T_{ss} = 26.62Ie + 5.071Ip + 9.77Ct + 593.59 \tag{I-9}$$

T_{ss} : transport solide spécifique moyen annuel (T/Km².an)

Ie: indice lithologique (%).

Ip : intensité des précipitations (mm).

Ct: coefficient de torrentialité. Ct= D_d.F₁

D_d : Densité de drainage

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^N L_i}{A}$$

L_i : longueur de tous les cours d'eau d'ordre « 1 » (K m).

F₁ = nombre de talweg/ surface fréquence des talwegs élémentaire

Cette formule est applicable dans les conditions suivantes : Ie > 10%

Ip > 300mm

e) Formule de Tixeront (1960)

$$E_s = [S1.Ta1 + S2.Ta2 + S3.Ta3 + \dots \dots \dots S_n.Ta_n]. \tag{I.10}$$

Avec : E_s : Erosion spécifique (t/Km².an).

Ta₁, Ta₂, Ta_n : Taux d'abrasion en fonction de la perméabilité du sol dans les sous Bassin (T/Km²).

S : superficie totale du bassin (Km²).

S₁ , S₂ , S_n : Superficie des sous bassins(Km²).

Maintenant, si on suppose que la totalité du bassin possède une même perméabilité,

On a $E_s = K \cdot L_e$ (I.11)

L_e : Lame d'eau ruisselée moyenne interannuelle (mm).

K : constante ; coefficient qui tient compte 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.

F) Formule de Fournier (1960)

$$Q_s = \frac{1}{36} \cdot \left[\frac{P}{P_a} \right]^{2,65} \cdot \left[\frac{H_{moy}}{S} \right]^{0,46}$$
 (I-12)

Avec : Q_s : l'apport solide moyen inter annuel (T/Km².an).

P : la pluviométrie du mois le plus arrosé (mm). H_{moy} : l'altitude moyenne (mm).

P_a : la pluviométrie moyenne inter annuelle (mm). S : la superficie du bassin versant (Km²).

I.4. Le transport solide

I.4.1.Généralités

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 le réseau d'écoulement dépend essentiellement de la vitesse d'écoulement et de la granulométrie.

L'eau trouve la puissance nécessaire pour ce transport dans la perte de charge qu'elle subit. Le champ d'exploitation de vitesse varie tout au long du profil de l'oued d'amont en aval (Mayou et Mhd, 2015).

L'eau met en jeu deux types de mécanisme : 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 à la turbulence de l'écoulement (Mayou et Mhd, 2015).

Le processus entier peut être considéré comme un cycle continu de :



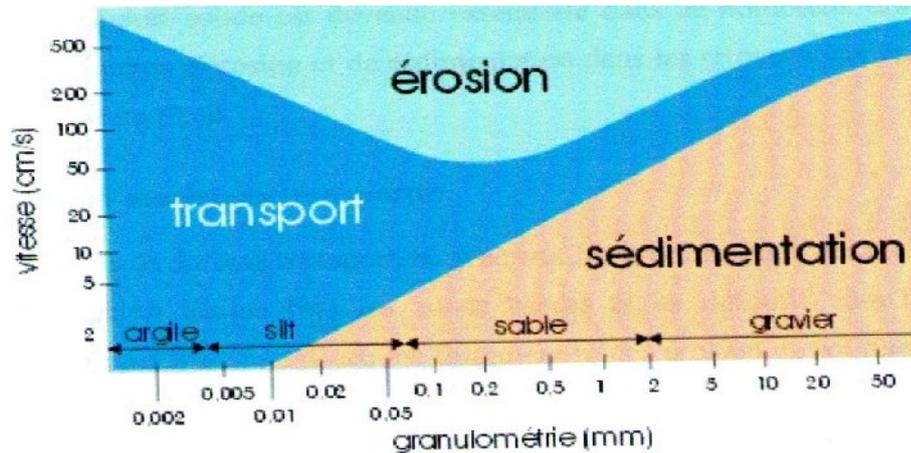


Figure I.5 : Diagramme de Hjulstrom (d'après Boulvain, 2004)

I.4.2. Transport Par Charriage

I.4.2.1 Définition

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 ou saltation. La direction du mouvement est en gros parallèle au fond et les accélérations verticales sont faibles (Mokhtari, 2009).

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 (Mokhtari, 2009).

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.

Mais ces études ne peuvent pas s'appliquer directement à des transports de particules non homogènes pour des formes de lits d'oueds non régulières.



I.6-A



I.6-B

Figure I.6 : Transport en charriage Oued Cheliff-Ghrib (Mokhtari, 2009)

I.4.2.2. Description du phénomène

Sur le lit des matériaux sans cohésion, les grains isolés sont soumis aux forces de pesanteur et aux forces hydrauliques.

- Les forces de pesanteur sont des forces stabilisatrices;
- Les forces hydrauliques sont des forces déstabilisatrices dues à l'écoulement (traînée et portance).

La grandeur physique explicative de ce mode de transport (charriage) est la contrainte hydrodynamique critique " τ_c ".

Donc les grains constituant l'interface solide- liquide, ayant un poids et un coefficient de frottement fini, ne peuvent être mis en mouvement par l'action du fluide que si la contrainte sur le fond " τ " dépasse la valeur de la contrainte critique " τ_c ".

Ce mouvement de granulats se traduira par un transport de fond dans le sens de l'écoulement. La contrainte sur le fond de la rivière est exprimée par :

$$\tau = \rho \cdot g \cdot R_h \cdot J \quad (\text{I.13})$$

J : Perte de charge régulière de l'écoulement;

R_h : Rayon hydraulique.

I.4.3. Transport En Suspension

I.4.3.1. Définition

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 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 (Mokhtari, 2009).

Quelques valeurs indicatives, permettent de délimiter les deux modes de transport.

Ces valeurs utilisent le rapport entre vitesse de l'écoulement V sur le lit du cours d'eau, et la vitesse W de chute des particules, (Graf, 1971)

- $V/W > 0.10$ début de transport par charriage.

- $V/W > 0.40$ début de transport en suspension.

- Les critères de suspension, donnés par Bagnold, Van Rijn, Eugelund et Shields sont représentés dans la figure 1.7

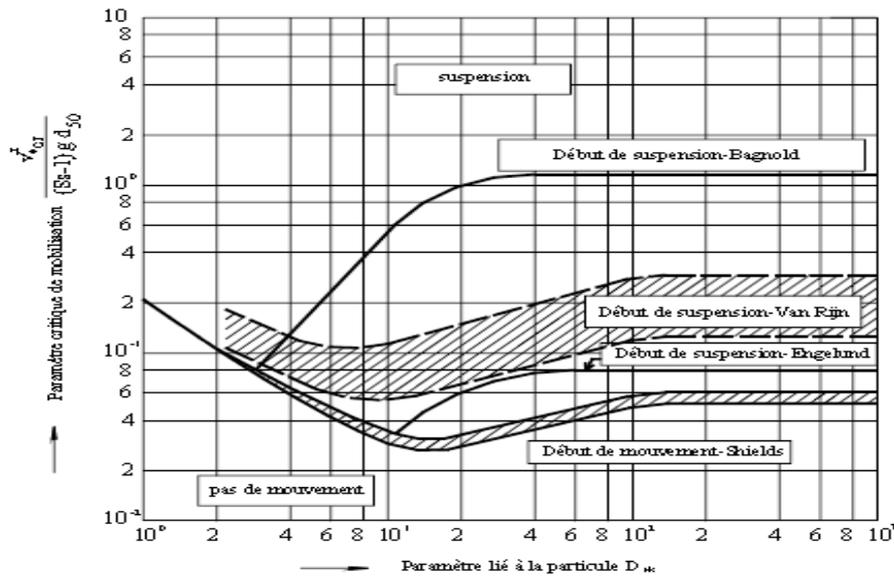


Figure I.7 : Critères de suspension (Van Rijn, 1984)



Figure I.8 : Transport en suspension (Khanchoul, 2008)

I.4.3.2. Description du phénomène

Au fur et à mesure que la vitesse du courant s'accroît dans le cours d'eau, l'intensité de la turbulence s'accroît également jusqu'au stade où les particules en saltation atteignent une

hauteur au-dessus du fond où les forces extensionnelles fluctuantes dues à la turbulence dépassent le poids des particules (Mokhtari, 2009).

A partir de ce moment, les particules ne suivent plus une trajectoire définie, mais elles suivent des trajectoires aléatoires dans l'épaisseur du fluide.

Le critère d'apparition des phénomènes de suspension qui consiste à définir la vitesse "U" d'écoulement du liquide, par laquelle la poussée de ce dernier sur les grains de diamètre "D" permet la mise en suspension des grains quartzeux de 0,2 à 0,85 millimètres de diamètre dans des écoulements naturels de rivières est définie par la formule I.21 de W.Kresser :

$$U=360.g.D \text{ avec } U = C\sqrt{hJ} \text{ et } \tau = \gamma.J.h \text{ d'où } \tau = 360\left(\frac{\gamma g}{c^2}\right)D \quad \text{(I.14)}$$

τ : Tension tangentielle de l'écoulement;

γ : Poids volumique du liquide;

C : Coefficient de Chezy;

h : Hauteur du liquide;

J : Perte de charge régulière.

Selon Roose (1987), la présence d'élément solide en suspension dans un cours d'eau est due à la turbulence de l'écoulement. Les particules solides subissent l'action des composantes transversales des vitesses de turbulence ($v = v + v'$) qui s'opposent à la pesanteur pour maintenir les particules en suspension.

I.4.4. Apport Solide Annuel

C'est l'un des problèmes de l'envasement des barrages qui présente une variabilité dans l'espace et dans le temps. La capacité de piégeage dépend de nombreuses variables.

Cependant des formules ont été proposées et prenant en considération le volume de la retenue.

- Pour les sédiments 'grossiers'

$$\frac{\psi}{1-\psi} = 77\left[\frac{V}{Q_s} - 0.001\right]^{0.83} \quad \text{(I.15)}$$

- Pour les sédiments 'Fin'

$$\frac{\psi}{1-\psi} = 26\left[\frac{V}{Q_s} - 0.001\right]^{0.84} \quad \text{(I-16)}$$

ψ : variable dépend sédiments

Qa : Apport annuel en liquides (m³)

V : Volume de la retenue exprimée (m³)

-Evaluation du transport solide

Le transport solide se fait en deux modes, en suspension et en charriage. Dans le souci de mieux quantifier ce transport, plusieurs formules ont été proposées que certaines sont à utiliser avec précaution vu que les conditions de leur élaboration et conditions d'application sont différentes. Le premier à s'investir dans ce domaine fut Duboys 1879, puis Moyer et Peter 1934 ; en 1936, c'est Shields qui établit une formule du débit liquide en fonction de la pente hydraulique, de la tension tangentielle, de la tension tangentielle critique ainsi que du diamètre médian des granulats. A l'instar d'Englund (1967) et Leviandier (1989), plusieurs auteurs viendront, par la suite, porter un plus. Cependant ces formules n'ont pas été utilisées dans ce travail, puisque nous nous sommes intéressés qu'au traitement des couples débits liquide et solide (Mokhtari, 2009).

I.5. Mesure du débit solide

I.5.1. Charriage

Plusieurs méthodes sont 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), qui va piéger des sédiments et à l'aide d'un pompage, on connaîtra le volume charrié.

- **Détecteur hydro-phoniques**

C'est un dispositif composé d'une boîte, équipée d'une plaque vibrante sur la face amont qui est orientée normalement à la courante grâce un gouvernail. A 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, la différence entre deux levés nous donnera la quantité des sédiments déposés au niveau de la retenue. Toutefois par le moyen de cette méthode, on mesure aussi le transport en suspension.

I.5.2. Transport en suspension

Il existe bon nombre de solutions technologiques différentes qui permettent de mesurer des concentrations en MES dans un cours d'eau (Wren *et al.*, 2000) :

- **Méthode rapprochée**

Elle consiste à effectuer des prélèvements en bordure d'un cours d'eau. Ainsi, dans un laboratoire, nous mesurerons la concentration «C » de l'échantillon prélevé par filtration, le passage à l'étuve et enfin la pesée. La relation du débit solide (Q_s) est exprimée par la formule (I.17) :

$$Q_s = C \cdot Q_l \quad \text{en (kg/s)}. \quad (\text{I.17})$$

I.6. Quantification des Apports solides et l'érosion spécifique

Nous utilisons les relations établies $Q_s=f(Q_l)$, à différentes échelles temporelles. Nous déterminons les apports solides de toute la période d'observation. La méthode de la régression est utilisée pour l'homogénéisation des données.

Soit :

$$Q_{smj} = a(Q_{lmj})^b \quad (\text{I.18})$$

Où :

Q_{smj} : Débit solide moyen journalier (kg/s) ;

Q_{lmj} : Débit liquide moyen journalier (m^3/s) ;

a et b : coefficient d'ajustement du modèle.

$$A_{sj} = Q_{smj} \cdot T \quad (\text{I.19})$$

Avec :

A_{sj} : Apport solide moyen journalier (Tonne) ;

Q_{smj} : Débit solide moyen journalier (Kg/s) ;

T : temps (s).

L'apport solide mensuel est :

$$A_{sm} = A_{sj} \cdot N \quad (\text{I.20})$$

Avec :

A_{sm} : Apport solide mensuel (tonne) ;

A_{sj} : Apport solide journalier (tonne) ;

N : Nombre de jours dans le mois.

La quantité totale transportée annuellement est :

$$A_{sann} = \sum_{l=1}^{12} A_{sm} \quad (\text{I.21})$$

Où :

A_{sann} : Apport solide annuel (tonne) ;

A_{sm} : Apport solide mensuel (tonne) ;

L'apport solide moyen interannuel est déterminé par la relation suivante :

$$A_{sinter} = \frac{\sum_{i=1}^N A_{sann}}{N} \quad (I.22)$$

Avec :

A_{sinter} : Apport solide moyen interannuel (tonne)

N : Nombre d'années d'observations.

L'érosion spécifique moyenne (E_s) d'un bassin versant est définie comme étant le rapport entre l'apport solide « A_s » et la surface « S » du bassin versant.

Soit :

$$E_s = \frac{A_s}{S} \quad (I.23)$$

La quantification de l'apport solide moyen interannuel et de l'érosion spécifique moyenne interannuelle donne une idée sur l'importance du transport solide et l'état de la dégradation du sol du bassin.

I.7. Détermination de la concentration des matériaux en suspension par des formules

- **Formule d'obrien (1933)**

Cette formule s'appuie sur le fait que le taux de concentration dépend directement de la côte Z des points prélèvement.

$$\frac{C}{C_0} = \left[\frac{h-Z}{Z} \cdot \frac{Z_0}{h-Z_0} \right]^{W/KU^*} \quad (I.24)$$

Avec :

C : taux de concentration volumique à la côte Z (g/l).

C_0 : taux de concentration volumique à la côte Z_0 (g/l).

h : hauteur du liquide (m).

W : vitesse de décantation des grains (m/s).

K : constante universelle de Karman.

U^* : vitesse moyenne de l'écoulement (m/s).

$$U^* = (\tau g / \delta)^{1/2} \quad (I.25)$$

Avec :

τ : tension de frottement (Kg/m²)

δ : poids spécifique de l'eau

Cependant cette formule présente des limites d'application, elle est appliquée pour des écoulements rigoureusement uniformes et ne comptant aucune sorte de fluctuation plus au moins aléatoire de la vitesse.

- **Formule d' Abalianz (1958)**

$$\bar{C} = 26. \frac{\bar{U}}{h^{3/4} W} \quad (I.26)$$

Avec:

C : Valeur moyenne du taux de concentration des matériaux (g/l).

U : vitesse moyenne de l'écoulement (m/s).

W : vitesse de décantation des grains dans l'eau (m/s).

H : hauteur du liquide(m).

I.8. Caractérisation de la relation concentration en sédiments en suspension – débit liquide

Les problèmes posés par la mesure du transport solide en suspension de part leur nature, incitent les hydrologues à s'intéresser à l'étude des variations de C et Q au cours d'une crue. En effet, la nature complexe du phénomène de crue, la conception de nouveaux, échantillonneurs et de nouvelles techniques de mesure, ainsi que les difficultés rencontrées lors des mesures par observateurs, sont les éléments clé de cet intérêt (Mokhtari, 2009).

Dans les petits cours d'eau, les concentrations des sédiments en suspension sont directement liées au débit. Les concentrations des sédiments en suspension augmentent généralement très rapidement pendant les montées des crues, produisent une pointe avant le débit maximal puis diminuent plus lentement pendant la décrue (Kattan *et al.*, 1987). Autrement le débit liquide et la concentration instantanée des sédiments en suspension peuvent ne pas avoir une relation stationnaire pendant un écoulement simple dû à une averse.

La tendance pour que la concentration en sédiment ait différentes valeurs à des débits identiques est l'effet d'hystérésis.

La figure montre le caractère cyclique de la relation C-Q. Trois périodes peuvent être distinguées dans cette boucle :

a- La première période est caractérisée par une forte augmentation de la concentration de sédiments en suspension et du débit. Cette phase est définie par l'arrivée successive des premières quantités de matériaux en suspension produites essentiellement par l'effet « splash » des pluies érosives dans les zones de ruissellement proches de l'exutoire du bassin. Cette période peut aussi correspondre à la remobilisation des matériaux déposés sur le fond lors des basses eaux (Kattan *et al.*, 1987).

b- La seconde période est caractérisée par une diminution de la concentration des sédiments en suspension et une forte augmentation du débit. Cette phase de transport correspond à la dilution de la concentration des sédiments et peut également être attribuée à l'érosion des berges du cours d'eau (Kattan *et al.*, 1987 ;Dinehart,1992).

c- La troisième période est caractérisée par une diminution de la concentration des sédiments en suspension et du débit. Cette phase correspond au dépôt des matériaux sur le lit des cours d'eau et dans les zones alluviales du bassin.

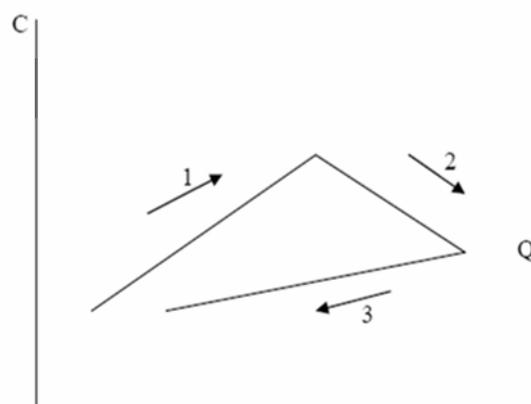


Figure I.9 : Modèle de relation C-Q

1-Erosion 2- Transport 3- Dépôt

I.9. Conclusion

L'érosion hydrique est le résultat de plusieurs agents dont les plus importants sont l'intensité et l'agressivité des précipitations ainsi que le ruissellement qui est conditionné par l'existence ou l'absence d'un couvert végétal efficace.

Les matériaux solides transportés par les cours d'eau ont diverses origines :

1. Ablation des éléments de surface, matériaux meubles produits d'altération du bassin versant. La disparition du couvert végétal accélère le processus d'ablation. L'érosion des berges du cours d'eau se manifeste essentiellement par une ablation directe à la montée des eaux de la base à la crête des berges, suivie d'un décollement des berges par tranches verticales lors de la baisse des eaux, due à la dessiccation interstitielle.

2. Reprise des matériaux constitutifs du lit des cours d'eau. Les lits des cours d'eau, par la mobilité ou instabilité des matériaux qui les constituent, donnent lieu, lors des crues à des reprises incessantes, d'autant plus marquées que les débits liquides et la vitesse des eaux sont plus grandes.

Chapitre II
Présentation de la
zone d'étude

II.1. Introduction

Le bassin versant de l'Oued Cheliff- Ghrib a été choisi comme bassin d'application de notre travail pour la diversité des données qui y sont disponibles, et malgré l'absence quasi totale d'études sur ce bassin.

L'abondance des données semble parfois induire une vision globale satisfaisante du bassin versant. En fait, les choses ne sont pas si simples et les mesures dont on dispose, ainsi que les interprétations qui en découlent sont parfois complexes.

Nous présentons ici les principales caractéristiques du bassin, les données du milieu physique dont nous disposons, et l'interprétation que nous pouvons en faire quant au fonctionnement hydrologique de notre site d'étude.

II.2. Situation géographique du Haut Cheliff

La région hydrographique Cheliff-Zahrez s'étend, sur une superficie de 56.000 Km², S'étendant du Nord, de la mer méditerranée au sud de l'atlas saharien, et de l'Ouest par la région Oranaise-chott-cheroui-, à l'Est par la région est bordée par l'Atlas tellien au Nord et de l'Atlas Saharien au sud.

Le Bassin du Haut Chéiff est situé à 110 km au Sud-ouest d'Alger (Figure II-1), faisant partie de la plaine du Cheliff et à 350 m d'altitude. La superficie du bassin versant du haut Cheliff est de 1935 km², avec un périmètre de 220 km (Hassan, 2005).

Elle est limitée naturellement:

- Au Nord par la continuité occidentale du djebel Zaccar Miliana (1578 m d'altitude).
- Au Sud les contreforts de l'Ouarsenis qui culmine près de Bordj-bounâama wilaya de Tissemsilt.
- A l'Est par djebel Gantas (seuil de Djendel)
- A l'Ouest par le mont de Djebel Doui (seuil de Doui)

Ce bassin possède un réseau de distribution sous pression pour l'irrigation par aspersion d'une superficie estimée à 37000 hectares équipés (Khadraoui, 1979).

Le climat de Haut Chéiff est caractérisé par un climat méditerranéen, est un climat de transition entre la zone tempérée et la zone tropicale avec un été très chaud et très sec, tempéré seulement en bordure de la mer, l'hiver est très frais et plus humide. Ce climat est qualifié de xéothermique. Le climat méditerranéen est caractérisé par une concentration hivernale des précipitations, l'été étant sec.

Le réseau hydrographique est caractérisé par un régime d'écoulement temporaire. En saison pluvieuse, les eaux issues des principaux affluents représentés par les Oueds, Souffay, Boutane

et Rayhane au Nord et Oued Deurdeur, Massine et Harraza au sud, sont collectées au centre de la plaine de Oued cheliff (le plus long cours d'eau d'Algérie) qui draine toutes les eaux du bassin versant vers l'exutoire au niveau de Mostaganem (*Messarat et al., 2009*).

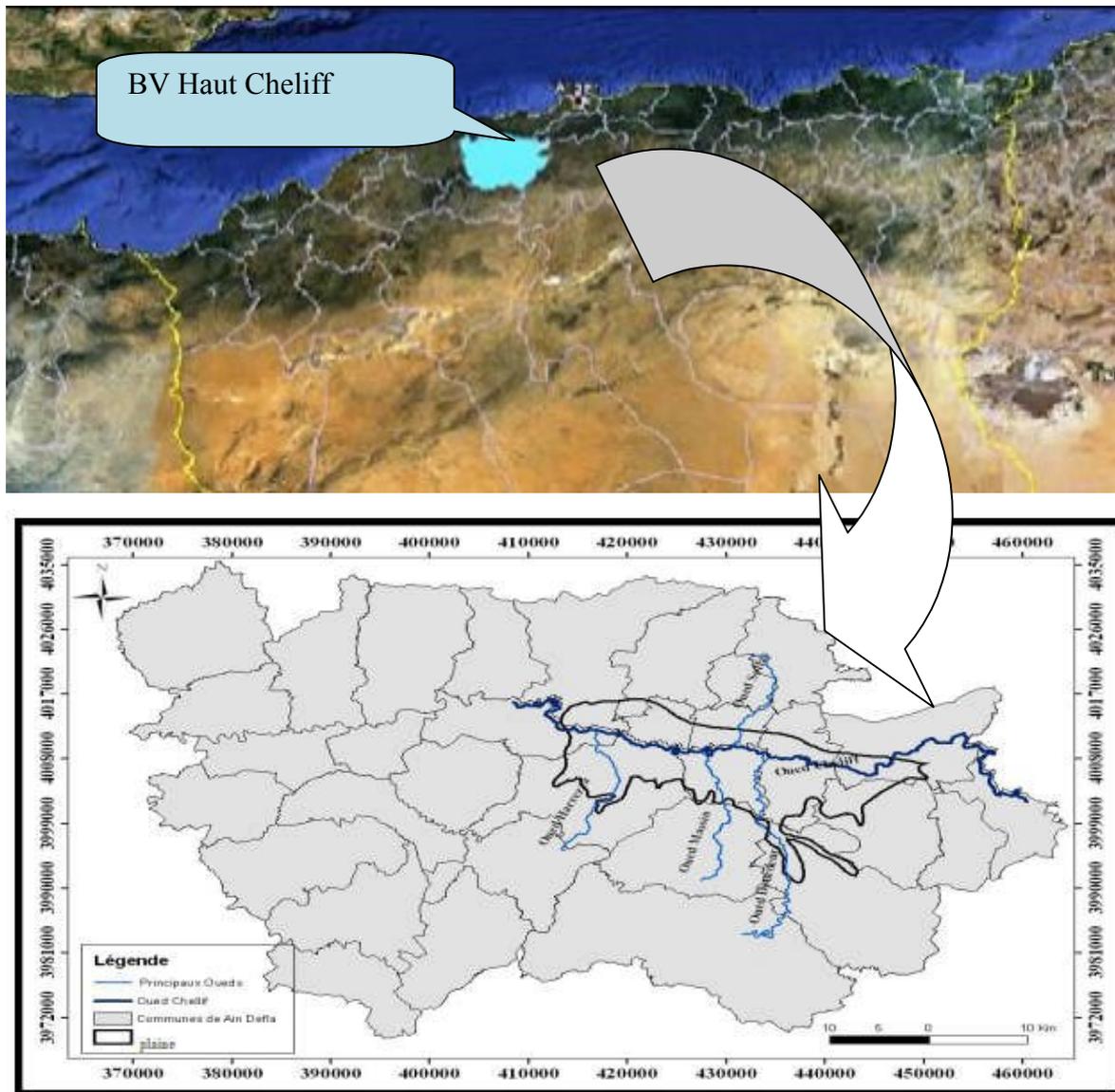


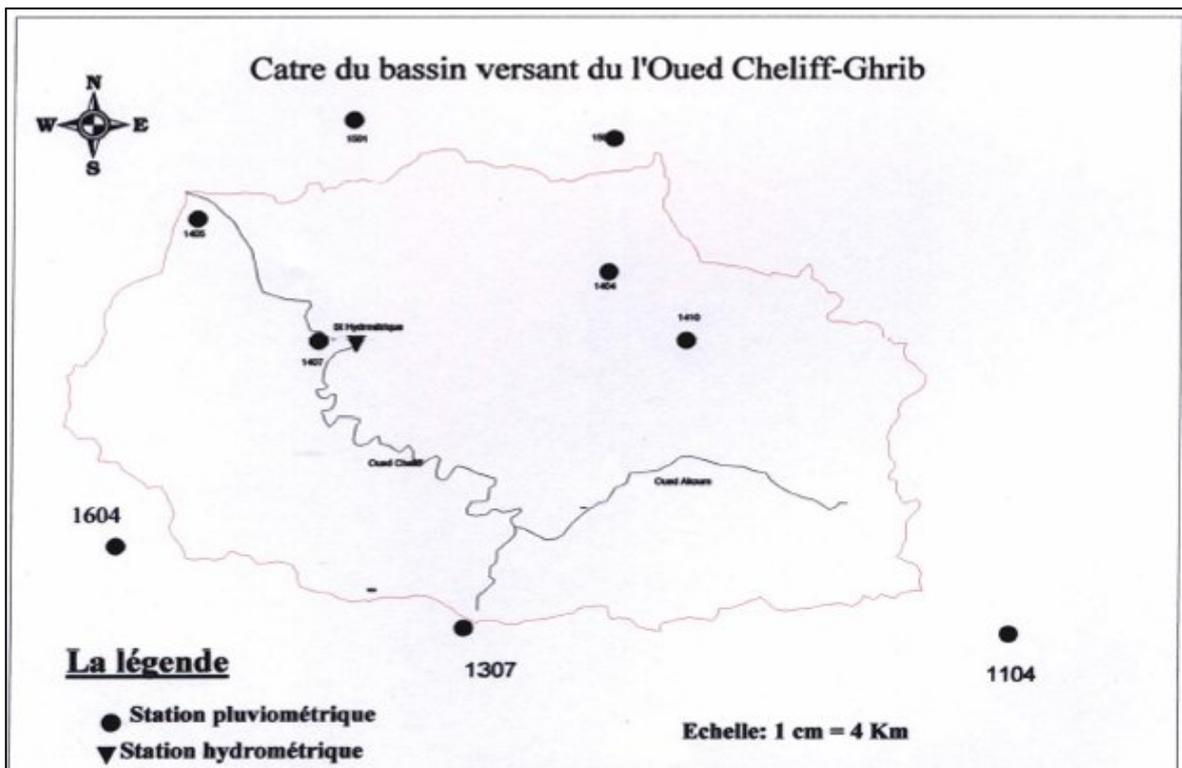
Figure II.1 : Situation du bassin versant haut Cheliff

II.3. Présentation générale de la zone étude

Le bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib est de forme allongée dans l'axe du cours d'eau principal. L'oued est un affluent de l'oued Cheliff. L'exutoire se trouve à environ 20 Km au Sud-ouest de la wilaya de Médéa.

II.4. Situation Géographique

Le bassin versant de l'oued Cheliff Ghrib fait partie du bassin de l'oued Cheliff (Figure II.2). Il se situe à 100 km au Sud-ouest d'Alger, entre 2°25' et 3°45' de longitude Est et entre 35°45' et 36°00' de l'altitude Nord. D'une altitude moyenne de 895 mètres, il draine une superficie de 1378,67 km². L'oued Cheliff Ghrib parcourt une distance de 79,9 km suivant une orientation Sud-est à l'Ouest du bassin versant, le relief atteint une altitude de 1500mètres, tandis que le point le plus bas est à l'exutoire avec une altitude de 400 mètres.



(Mokhtari, 2009)

Figure II.2 : Carte du bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib (zone d'étude)

II.5. Morphologie du bassin

II.5.1. Caractéristiques physiques

• Géologie du bassin

La structure tectonique joue un rôle prépondérant dans la morphologie de cette région (Berrouaghia). A l'allochtone correspond des sommets élevés mais au relief assez mou et à l'architecture anarchique. Par contre, à l'autochtone crétacé correspond des reliefs orientés généralement Est-West, parallèles aux axes et replis tectoniques, cet ensemble est dominé par la terminaison occidentale des Bibans dont la masse de flysch culmine à 1249 m. Seule la vallée de l'Oued El Akoum est orientée Nord-Sud, constituant une excellente voie de passage pour la grande route Alger-Laghouat. A l'Est de Berrouaghia, une dépression topographique correspondant aux marnes du Crétacé supérieur sépare les Bibans de la zone sud –tellienne, et facilite les communications en direction de l'Est.

Le quaternaire est assez réduit. Outre quelques placage d'éboulis sur les pentes, il est constitué essentiellement de remplissage d'alluvions plus ou moins fins dans les lits des oueds, avec localement des restes de terrasses plus anciennes témoignant d'une reprise d'érosion actuelle.

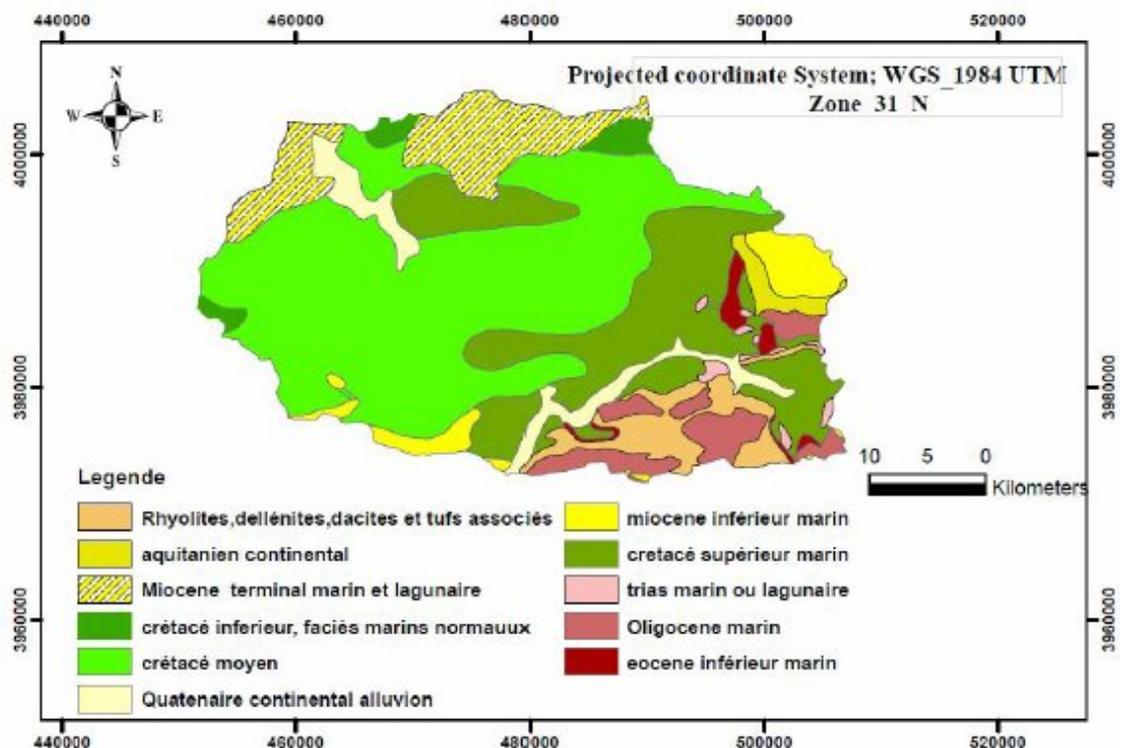


Figure II.3: Carte géologie du bassin versant Chelif-Ghrib (Mokhtari 2017)

II.5.2. Végétation du bassin versant

Aux nappes telliennes, généralement dépourvues de toute végétation, s'oppose le Crétacé des Biban. Celui-ci est inégalement recouvert d'espèces différentes :

- au flysch Albien correspond une végétation où dominent les épineux et les chênes verts, accompagnés de rares chêne-liège ;
- sur les marnes cénomaniennes, formant la dépression de Berrouaghia, se cultivent la vigne et un peu de céréales ;
- sur les séries marneuses du Sénonien poussent, là où elle n'a pas été détruite par les chèvres et les moutons ou par le feu pendant la guerre, une maigre forêt de pins.
- Les pins d'Alep et les genévriers couvrent la majeure partie de la zone crétacée où ne se rencontrent que de maigres cultures de céréales dans les clairières ou dans l'étroite vallée du Cheliff.

II.5.3. Caractéristiques climatique

Le climat d'une région est influencé par de nombreux paramètres climatologiques qui sont :

- la température
- les précipitations
- les vents
- l'évapotranspiration
- l'humidité

Ces données sont prises soit de l'étude de (SELTZEIR) : « climat d'Algérie » à l'A.N.RH de Blida ou de l'O.N.M de Dar el Beida.

La climatologie a essentiellement pour but :

- L'analyse complète des éléments météorologiques qui déterminent le climat
- La recherche des causes qui expliquent les différents climats et les fluctuations qui les accompagnent.

Analyses de Précipitation :

Les précipitations constituent l'un des éléments les plus importants qui définissent le climat d'un lieu donné.

1. Précipitation Mensuelles Moyennes : Relevés mensuels moyens des précipitations sur les mois de (Sep-Aout) sur notre zone d'étude station 011407 (1976/2013)

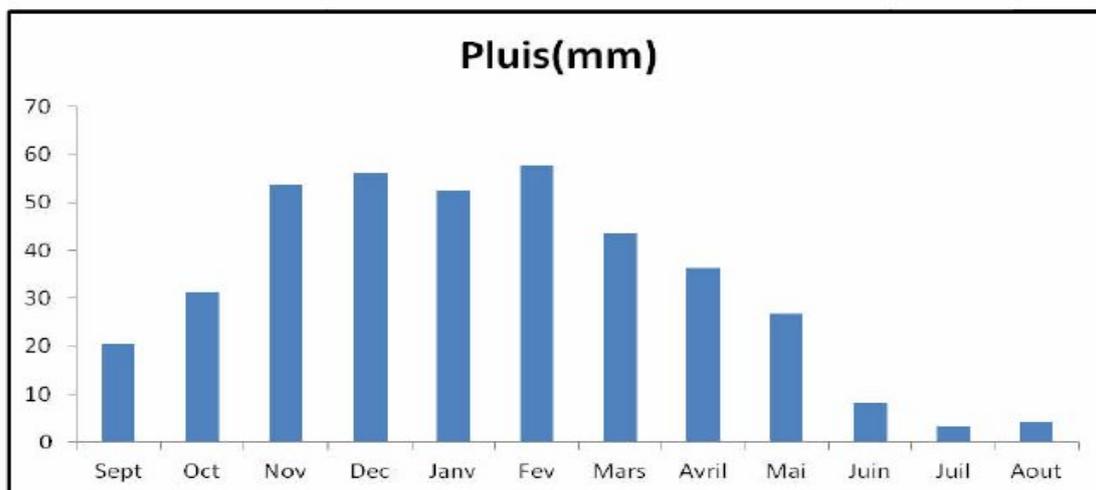


Figure II.4 : Répartition Précipitations moyennes mensuelles (ANRH 2014)

2. Température de l'air :

C'est l'un des éléments les plus importants de la radiation solaire. Un certain nombre de phénomènes physiques tels-que l'évaporation, le dégel de l'eau, la gelée blanche. La dilatation et la concentration de certains matériaux : phénomène physiologique ou pathologique tel que la transpiration sont liées à la température de l'air. La température dont il s'agit est la température de l'air mesurée à l'ombre dans un abri météorologique.

Le tableau ci dessous donne les valeurs de la température de l'air de station d'EL-Khemis sur une période de trois ans.

D'après les observations recueillies auprès de la région d'El khemis, On remarque la température moyenne mensuelle varier de 11°C en janvier jusqu'à 30°C en juillet.

La température moyenne mensuelle de la région d'EL-Khemis est de 19°C.

La température maximale correspondant au mois de juillet est de 45°C alors que le minimum est de 0°C en décembre.

D'autre part, les moyennes annuelles des températures moyennes sont de 19°C et maximal de 35°C ; l'écart le plus faible pour la station d'EL-Khemis est de 16°C.

Tableau II.1 : Température de l'air de la station d'EL-Khmis (année 2010)

station	Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
EL khemis	T moy	11	12	14	17	19	25	30	29	25	19	13	11	19
	T max	22	31	30	35	37	38	45	44	38	39	27	29	35
	T min	2	1	2	6	6	14	18	19	13	5	3	0	7

3. Grêle :

La grêle à des effets négatifs sur l'agriculture, surtout pour les petites plantes, à El khemis, les fréquences les plus élevées sont remarquées en janvier, février et mars. (1,6, 1,8, 1,4) alors qu'à Djendel elles sont de (1,4, 1,7, 1,1).

Tableau II.2 : La grêle pour une période de deux ans (1991).

Mois/ Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
EL khemis	1,6	1,8	1,4	1,1	0,7	0,3	0	0	0,1	0,1	0,3	0,5	7,9
Djendel	1,4	1,7	1,1	1,1	0,5	0,2	0,1	0	0,1	0	0,3	0,7	7,2

4. Gelée blanche :

La gelée blanche est nuisible pour les cultures, à cet effet une étude sur les fréquences s'avère nécessaire pour avoir une bonne idée sur le genre de culture qu'on devrait pratiquer.

Les fréquences les plus élevées sont remarquées en juin, juillet pour El Khemis et pour Djendel.

Tableau II.3 : La gelée blanche (sur année 1991).

Mois/ Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	année
EL khemis	0	0,1	0,3	1,1	2,0	3,3	6,6	4,7	1,4	0,2	0,1	0,1	19,8
Djendel	0	0,1	0,4	0,2	0,6	3,3	6,2	4,6	1,6	0,1	0	0,1	19

5. L'humidité :

Les mois les plus humides de l'année s'étalent de juin jusqu'à septembre avec des fréquences maximales de 87, 88.

Tableau II.4 : Fréquences d'humidité (ANRH 2014).

Mois/ Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
EL khemis	60	65	74	87	88	86	85	70	62	55	50	52	70

6. Le Sirocco :

C'est un vent sec, chaud chargé de poussières, il influe sur la nature du climat.

Dans la région on remarque que les fréquences les plus élevées sont de Juillet et Aout.

Tableau II.5 : Vitesse de Sirocco (ANRH2013)

Mois/ Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
El Khemis	0	0,2	0,4	1,6	2,5	3,4	6,5	4,6	1,2	0,4	0,2	0	1.7

7. Le vent :

Le vent est un air en mouvement qui se déplace des zones de haute pression vers les zones de basse pression.

Dans la région, en général il est faible puisque sa force est comprise entre 1,4 et 2.

(Pour $1 < F < 2$ donc vent faible avec F : la force de vent)

Tableau II.6 : Vitesse des vents (année 2013/2014) (ANRH2014)

Mois/ Station	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	année
Harraza	3,4	3,1	3,2	1,6	3,0	3,6	4,5	4,9	4,9	5,0	3,7	4,6	3,7
	8,8	6,0	8,0	9,2	10,2	12,9	11,1	18,3	10,0	7,9	6,2	9,5	9,8
	1,0	1,5	0,5	0,7	0,3	0,7	0,9	1,9	2,9	2,1	2,2	2,3	1,4

II.5.4. Caractéristiques De Forme

La forme du bassin versant est la configuration géométrique telle qu'elle est projetée sur un plan horizontal. Elle influence directement 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 sur l'hydrogramme de crue (Llamas, 1992).

• **Indice de compacité ou indice de Gravélius**

Il est défini par la relation (II.1)

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

Avec :

P : Périmètre du bassin en Km

S : Surface du bassin en Km²

Si, K_c tend vers 1 : le bassin est ramassé

Si, $K_c > 1$ le bassin est allongé

• **Coefficient de forme « Rf »**

Selon Horton, ce paramètre est le rapport entre la superficie du bassin et le carré de la largeur (Lm):

$$R_f = \frac{A}{I_m^2} \quad (\text{II.2})$$

Avec :

A : surface du bassin en Km²

Lm : distance entre l'embouchure et le point le plus éloigné du bassin suivant le cours d'eau principale en Km

• **Coefficient de forme « Kf »**

Il exprime le rapport entre la largeur moyenne et la longueur axiale, qui donnée la forme de bassin

$$K_f = \frac{B_m}{La} \quad (\text{II.3})$$

• **Elancement « Re »**

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

$$R_e = 12.56 \frac{A}{P^2} \quad (\text{II.4})$$

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

• **Rectangle équivalent**

Il est 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 :

$$\text{la longueur } L = \frac{Kc\sqrt{S}}{1.12} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right] \quad (\text{II.5})$$

$$\text{la largeur } l = \frac{Kc\sqrt{S}}{1.12} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.12}{Kc} \right)^2} \right] \quad (\text{II.6})$$

II.5.5. Caractéristiques De Relief

• **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 (Lamas, 1992).

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 de relief, à savoir.

L'altitude maximale (Hmax).

L'altitude minimale (Hmin).

L'altitude médiane correspond à 50% de la surface (H50%).

L'altitude moyenne (Hmoy) déterminée par l'expression II.8.

L'altitude correspond à 5% de la surface (H5%)

L'altitude correspond à 95% de la surface (H95%)

La dénivelée (D= H5%- H95%).

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

Avec :

Hmoy : altitude moyenne du bassin(m)

Si : surface comprise entre deux courbes de niveaux i et i+1 (Km²)

Hi : altitude entre ces deux courbes de niveaux (m)

A : surface totale du bassin versant en Km²

• **Indice de pente**

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

• **Indice de pente de roche « Ip »**

Il permet de déterminer la pente moyenne avec les données réelles du bassin versant, il est calculé par l'expression II.9.

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

Avec :

IP : indice de pente de roche en %

Bi : fraction de surface comprise entre l'altitude ai et ai+1 (ai, ai+1) altitude des courbes de niveau du bassin (m).

L : longueur du rectangle équivalent en Km.

ai-1, ai : Côtes de ligne de niveaux du bassin en m.

• **Indice de pente globale I_g**

Il est utilisé pour la classification des bassins versants, cet indice est déterminé par la formule II.10 :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad \text{en } \% \quad \text{(II.9)}$$

Avec :

D : Dénivelée en m.

L : Longueur du rectangle équivalent en Km.

• **Pente moyenne d'un bassin versant « I_m »**

La pente moyenne d'un bassin versant peut se calculer par l'expression II.11.

$$I_m = \frac{H(0.5L_1 + L_2 + L_3 + \dots + 0.5L_n)}{A} \quad \text{(II.11)} \quad \text{(II.10)}$$

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).

A : superficie du bassin versant (Km^2).

L : longueur du rectangle équivalent en (Km).

II.5.6. Paramètres du réseau hydrographique

La plaine du Haut Chélif est traversée d'Est en Ouest par Oued Cheliff et ses principaux affluents qui sont Oued Souffay, Millet et Boutane au Nord, Deurdeur, Massine et Harreza au Sud Toutes les eaux issues des principaux affluents représentés par les Oueds de : Souffay, Boutane (au Nord), Oued Deurdeur et Harreza (au Sud), sont collectés en direction du centre de la plaine du Cheliff vers le principal Oued en question, ce dernier draine toutes les eaux du bassin versant du Cheliff vers l'exutoire. L'Oued Cheliff qui résulte de la réunion de ces cours d'eau, franchit une coupure entre Boughari et Boughar et abandonne les hauts plateaux pour pénétrer dans le tell. De Boughari Amoura (Dollfuss ville), il coule dans de profondes gorges et à partir des Djebels, Suite la plaine d'Est en Ouest.

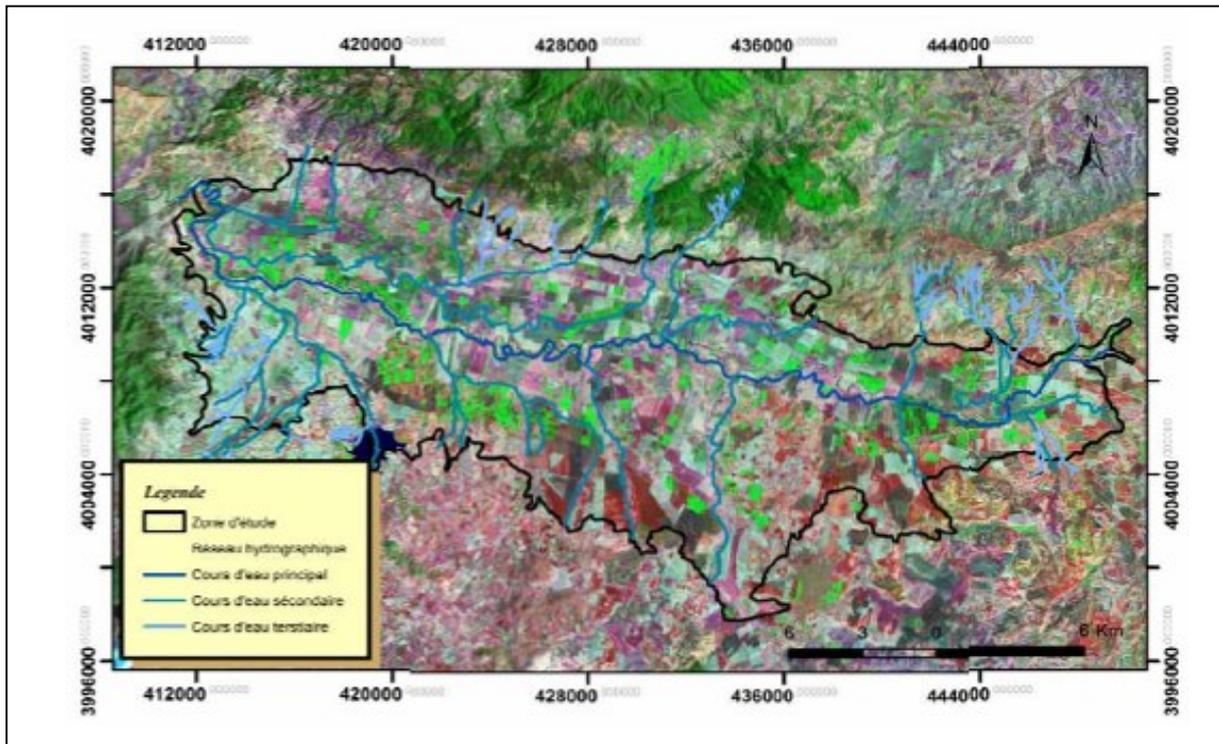


Figure II.5 : Réseau hydrographique sur le fond satellitaire (ANRH, 2014)

• **Densité de drainage Dd**

C'est le rapport de la longueur totale des talwegs à la surface du bassin versant, elle est exprimée en Km/Km², soit :

$$Dd = \frac{\sum_{i=1}^n li}{S} \tag{II.11}$$

Avec : $\sum_{i=1}^n li$: Longueur totale cumulée des talwegs

S : Surface du bassin versant (Km²).

• **Coefficient de torrentialité (Ct)**

$$Ct = Ft \times Dd \tag{II.12}$$

Avec :

Ft : Fréquence des talwegs élémentaires : $F_t = \frac{N}{S}$.

N : Nombre des talwegs d'ordre 1.

• **Temps de concentration**

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.

$$tc = \frac{4\sqrt{S} + 1.5L}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \quad (II.13)$$

Avec :

L : longueur du talweg principal qu'est égale à 79,9 Km

Tous les résultats de calcul sont résumés dans le tableau II.7.

II.6. Les données et systèmes d'information géographique utilisés

II.6.1. Les données utilisées

Pour cette étude un seul type de données sera utilisé, il s'agit de données cartographiques. Les cartes utilisées sont les cartes topographiques dites d'états major au 1/50.000. Sept feuilles sont requises pour couvrir tout le bassin versant de l'Oued Cheliff-Ghrib. Il s'agit de :

- La carte de Djendel est NJ-31-III-7 .1985
- La carte de Berouaghia Ouest NJ-31-III-8 .1987
- La carte de Berrouaghia Est NJ-31-III-8 .1987
- La carte de Beni slimane Est NJ-31-IV-7.1987
- La carte de Ksar El Boukhari Ouest NI-31-XXI-2.1991
- La carte de Ksar El Boukhari Est NI-31-XXI-2.1991
- La carte de Chellalat el Oudaoura Ouest NI-31-XXII-1.1991

Les données de ces cartes qui intéressent cette étude sont surtout les données hypsométriques,

On y prendra donc les courbes de niveau qui traduisent le relief et la morphologie du bassin versant de Cheliff-Ghrib.

II.6.2. Les systèmes d'informations géographiques utilisés

Deux systèmes d'informations géographiques seront utilisés dans cette étude. Le premier s'appelle Mapinfo et le deuxième Vertical Mapper

• Présentation de Mapinfo et Vertical Mapper:

Les systèmes d'information géographique tirent leur spécificité des liens qu'ils établissent entre informations caractéristiques des composants d'un territoire et ce territoire.

La définition de chacun des composants, système d'information et information géographique contribue à en préciser le contour :

- Système d'information : ensemble de composants inter reliés qui recueillent de l'information, la traitent, la stockent et la diffusent à fin de soutenir la prise de décision et le contrôle au sein de l'organisation.
- Information géographique : L'information est dite géographique lorsqu'elle se rapporte à un ou plusieurs lieux de la surface du globe terrestre. Cette information possède la caractéristique d'être localisée, repérée ou géocodée.

Un système d'information géographique a donc comme finalité de renseigner sur un territoire en localisant les informations pour aboutir à un processus de décision.

D'autre organisme définissent les SIG comme un système informatique de matériels, de logiciels, et de processus conçu pour permettre, la collecte, la gestion, la manipulation, l'analyse, la modélisation et l'affichage de données à référence spatiale afin de résoudre des problèmes complexes d'aménagement et de gestion.

L'acquisition des données se fera par numérisation des cartes citées, qui nécessite un traitement pour la réalisation des différentes couches d'information en la rendant exploitable en format numérique. Les logiciels utilisés sont:

Le logiciel MAPINFO est un outil de type Système d'Information Géographique qui sert à créer, traiter et à cartographier l'information géographique. Il compile, assemble, croise des données thématiques professionnelles avec des données génériques vecteurs ou raster.

Le logiciel VERTICAL MAPPER est un logiciel complémentaire important de MapInfo. Les principaux apports de Vertical Mapper concernent la mise à disposition de nouvelles techniques d'analyse des informations localisées qui varient de manière continue dans l'espace ; la capacité de comparaison et d'analyse sur de multiples couches de données ; et des visualisations originales.

Outre les types de données connues sous Map Info que sont les points, les Polygones et les Polygones, Vertical Mapper introduit un nouveau type le grid-ile mieux adapté pour représenter des données qui varient de manière continue dans l'espace comme l'ensoleillement, la pollution, la température ou l'altitude.

II.7. Production et traitement du modèle numérique de terrain (MNT) du bassin de Cheliff-Ghrib

De nos jours, on ne peut parler de caractérisation morphologique d'une région donnée sans faire intervenir la notion de modèles numériques du terrain (MNT). Un modèle numérique de terrain est une représentation numérique d'une région donnée par un champ d'altitudes. Cette représentation peut être sous forme d'un semis de points caractéristiques de

la région, soit sous forme d'un vecteur constituant une planche de courbes de niveau, soit sous forme d'une grille régulière à mailles carrées connue sous le nom de représentation « raster » (Derouiche, 1994).

Dans la suite, il vous sera présenté la méthodologie qui a été utilisée pour le calcul du MNT, du bassin versant d'oued Cheliff-Ghrib. Ensuite, on passera à son exploitation pour des fins morphologiques, morphométriques, hydrologiques, et hydrométriques.

II.7.1. Numérisation de courbes de niveau et calcul du modèle numérique du terrain (MNT)

1. Numérisation des courbes de niveau :

La saisie de la planche de courbes de niveau du bassin versant du Cheliff-Ghrib a été effectuée à l'aide de Mapinfo. Etant donné l'étendue du bassin ($\approx 1380 \text{ Km}^2$), l'échelle des cartes (1/50.000) utilisées et la surface active de la table a scanné (305 x 457 mm), plusieurs sessions de saisie ont été nécessaires pour couvrir tout le bassin versant. En tout, on a utilisé sept (07) sessions de saisie. Une session correspondant à chaque feuille topographique.

Toutes les courbes de niveau ont été saisies (avec une variation d'équidistance entre 20m et 100 m selon le relief du bassin versant).

2. Corrections et traitements de courbes numérisées :

- Corrections :

Pendant et après la saisie quelques corrections ont été éventuellement apportées aux courbes de niveau numérisées.

- Traitements :

Deux principaux types de traitements ont été effectués pour les courbes de niveau numérisées. D'une part il ya la généralisation, et d'autre part l'assemblage.

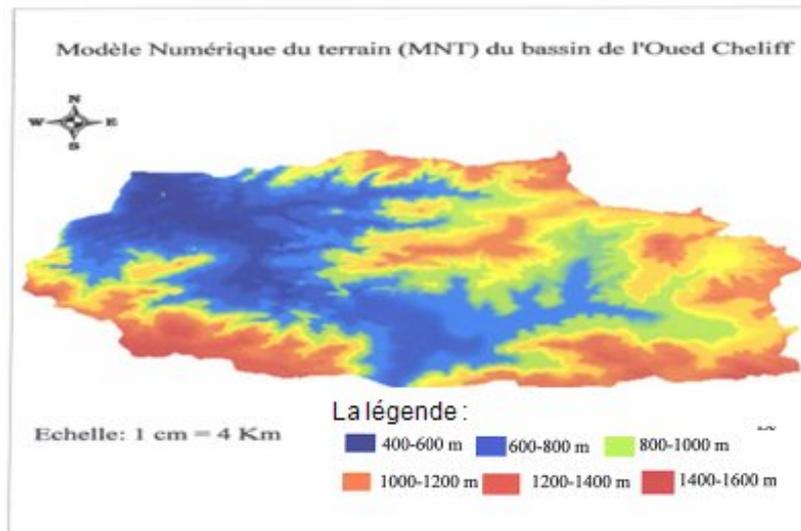
- **Acquisition des données**

L'acquisition des données altimétriques a été numérisée à partir des courbes de niveau sur écran à partir de la carte existante au 1/50000ème (voire la procédure ci-après).

Pour obtenir un fichier d'interpolation (le GRID [.GRD]) on a besoin des points connus en XYZ.

Le logiciel VERTICAL MAPPER pour MAPINFO met à disposition plusieurs méthodes d'interpolation. Nous allons utiliser la triangulation avec lissage (*TIN*-based) qui est une triangulation de Delaunay.

La triangulation de Delaunay est appliquée pour construire des grids avec des données qui ne nécessitent pas de moyennes locales.



(Mokhtari, 2009)

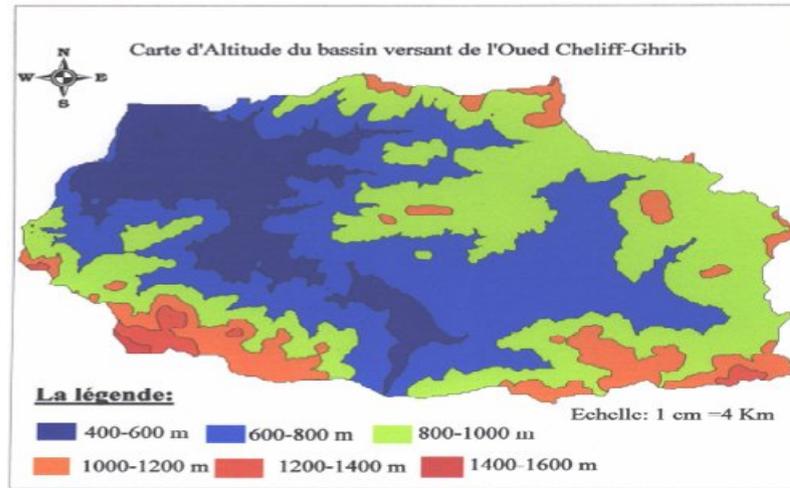
Figure II.6 : Modèle numérique du terrain (MNT) du bassin de l'Oued Cheliff-Ghrib

II.7.2. Opération sur les grilles

II.7.2.1. Création d'une carte hypsométrique (Altitude)

Pour créer une telle carte avec le Vertical Mapper il faut que vous disposiez d'un fichier « Grid » et suivre ces étapes :

- Choisir Vertical Mapper >> contour existing grid >> create region contour.
- Ouvrir la grille du MNT (*.grd).
- Définir les intervalles de cette « régionalisation » en définissant le minimum, le maximum et l'intervalle des tranches d'altitude.
- Enfin, donner un nom à la table résultante et un autre à la légende. Et vous obtiendrez le résultat suivant :



(Mokhtari, 2009)

Figure II.3 : Carte d'Altitude du bassin de l'oued Cheliff-Ghrib

Tableau II.7 : Classes d'altitudes du bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib

Classes	Altitudes (m)	Surface (Km ²)	Surface (%)
1	1600-1400	02,5	0,18
2	1400-1200	20,5	1,49
3	1200-1000	134,5	9,75
4	1000-800	503,5	36,53
5	800-600	498,13	36,13
6	600-400	219,5	15,92
Total		1378,63	100

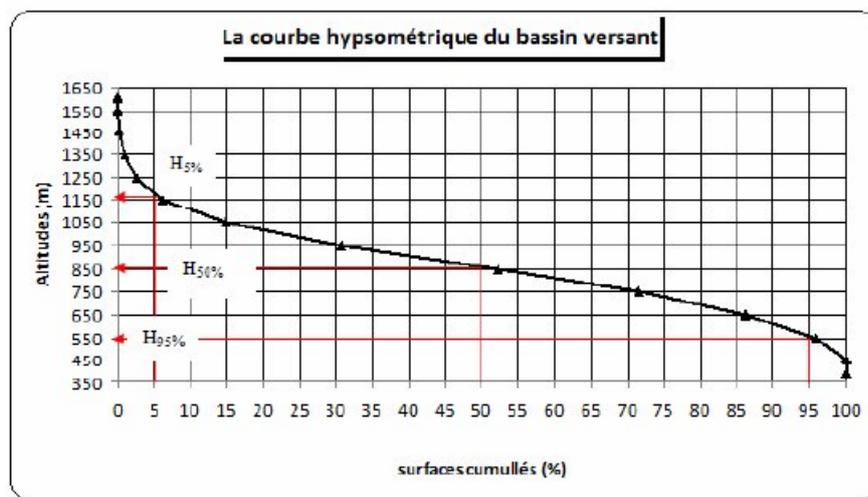


Figure II.4 : Courbe hypsométrique du bassin oued Cheliff-Ghrib

II.7.2.2 Elaboration des produits dérivés du MNT (Pente & orientation)

Le logiciel VERTICAL MAPPER permet la création automatique de la carte des pentes à partir du MNT à l'aide de la fonctionnalité (create slope&aspect).

Choisir Vertical Mapper >> Grid Analysis >> create slope & aspect grid

- Ouvrir la grille du MNT que vous voulez dériver ses produits.
- Sélectionner dans la fenêtre suivante les paramètres de la carte des pentes et celle des aspects.
- Ensuite donnez des noms aux fichiers grids des pentes et des aspects
- Enfin vous pouvez visualiser les deux grilles avec « colour and display »

- **Le fichier des pentes**

Le fichier des pentes met en exergue, sur l'ensemble du bassin les différentes formes de relief.

Les grandes pentes sont constatées sur les formations montagneuses du bassin. Les faibles pentes sont constatées à l'aval du bassin (juste en face du barrage Ghrib) (figure II.8). Le tableau II.9. Contient les classes de ce fichier, dont les valeurs extrêmes sont 0 et 36°, Représentées sur la carte des pentes (figure II.8.).

A partir de ce fichier on a déterminé la répartition des pentes en fonction du % de superficie du bassin qu'elles occupent (tableau II.9. et figure II.8).

Tableau II.8 : Classes de pentes du bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib

Classes	Pentes (Degré)	Surface (Km2)	% de Surface
1	0-5	721	52,30
2	5-10	466,5	33,84
3	10-15	176,03	12,78
4	15-20	11,5	0,83
5	20-25	2,5	0,18
6	25-30	0,6	0,04
7	>30	0,5	0,03

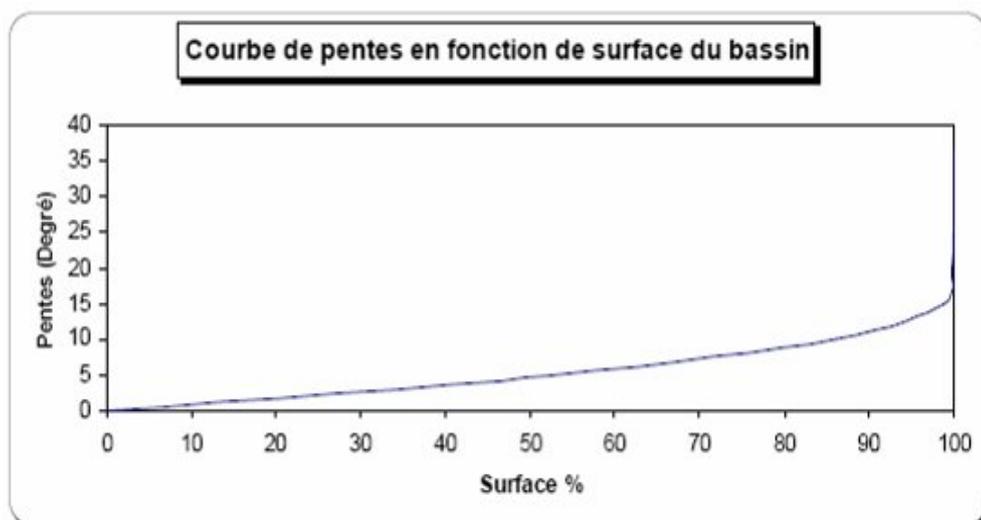
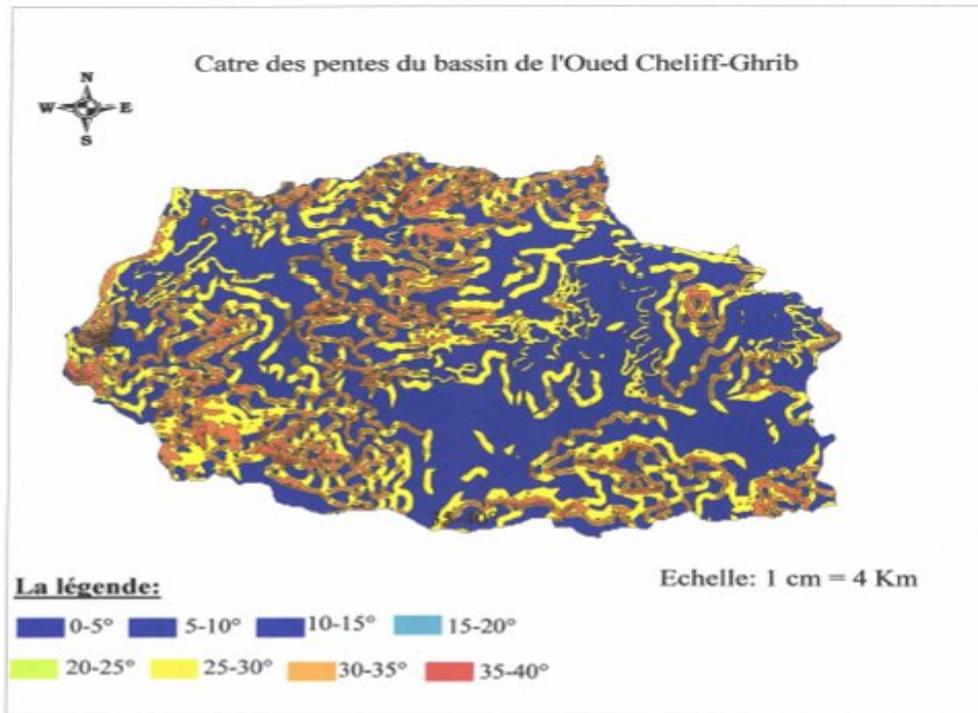


Figure II.5 : Courbe de répartition des pentes en fonction du % de surface du bassin oued Cheliff-Ghrib

La courbe ci-dessus (figure II.8.) montre qu'il y a prédominance de pentes faibles sur le bassin de Cheliff-Ghrib. En effet plus de 52 % du bassin ont une pente inférieure à 5° et plus de 85 % du bassin ont une pente inférieure à 10°. Cela peut traduire que les pentes jouent un rôle important dans le transport solide de ce bassin.



(Mokhtari, 2009)

Figure II.6 : Carte des pentes du bassin de l'oued Cheliff-Ghrib

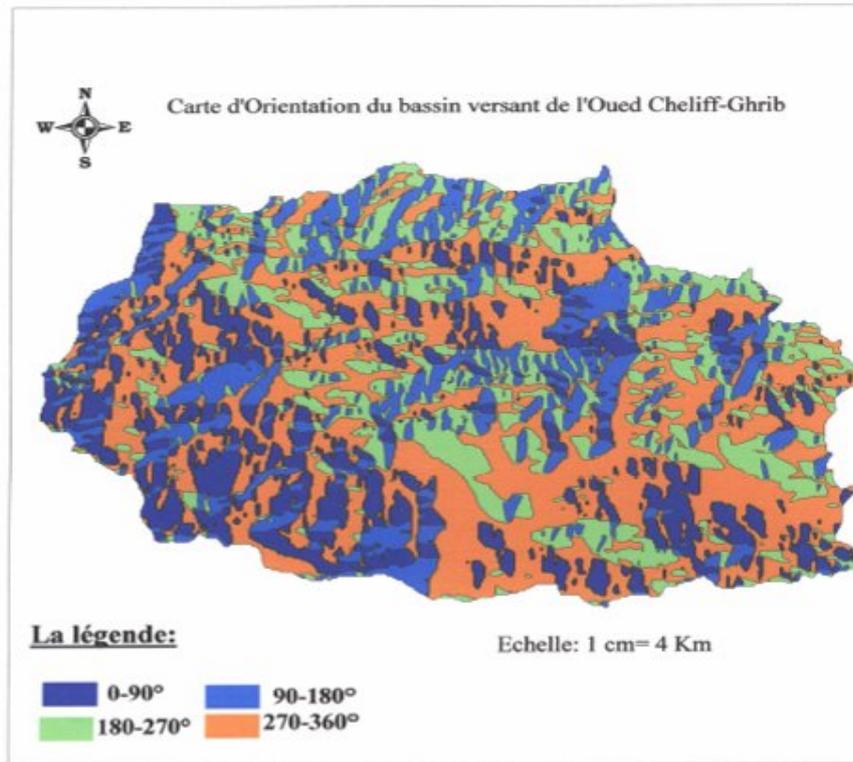
- **Le fichier d'Orientation du bassin**

Ce fichier rend compte des orientations de la surface du bassin de Cheliff-Ghrib. Cinq cas sont possibles; l'orientation vers le nord, vers le sud, vers l'est, vers l'ouest et sans orientation quand la pente est nulle.

On constate que sur le bassin de l'oued Cheliff-Ghrib les orientations dominantes sont celles vers l'Est et vers le Sud. D'une part, vers l'Est parce que c'est l'orientation du cours d'eau principal. Et d'autre part, vers le Sud parce que l'oued Cheliff débutera du Sud-Est vers l'Ouest. Les valeurs de ce fichier sont comprises entre 0 et 360° et ont été divisées en 4 classes qui figurent dans le tableau II.10. Et représentées sur la carte d'Orientation du bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib (figure II.10).

Tableau II.9 : Classes d'orientation du bassin de Cheliff-Ghrib

Classe	Orientation	Valeurs d'angle %	Superficie
1	OUEST	0-90	15.08
2	NORD	90-180	19.15
3	EST	180-270	26.11
4	SUD	270-360	39.66



(Mokhtari, 2009)

Figure II.7 : Carte d'orientation du bassin de l'oued Cheliff-Ghrib

Tableau II.10 : Caractéristiques géométriques et hydromorphométriques du bassin

Caractéristiques	Semble	Unité	Valeur
1. Morphométrie			
Surface	A	(Km ²)	1378,63
Périmètres	P	(Km)	175,67
Longueurs de Rectangle équivalent	Lg	(km)	66.92
Largeurs de Rectangle équivalent	lg	(Km)	20.60
Indice de compacité de Gravelius	Kc		1.32
2. Les reliefs			
Altitudes (maximal)	Hmax	m	1500
Altitudes (moyenne)	Hmoy	m	895

Altitudes (minimal)	Hmin	m	400
Altitudes 5 %	H5%	m	943
Altitudes 95 %	H95 %	m	814
Indice de pente globale	Ig	m/Km	9.26
Indice de pente de Roche	Ip	m/Km	5.39
Dénivelée spécifique	Ds	m	344
Type de relief	/	/	Fort
3. Le réseau hydrographique			
Pente moyenne de l'ouad cheliff-ghrib	Imoy	%	29.63
Densité de drainage permanente	Dd	m/Km ²	56
Densité de drainage totale	Dd	Km/Km ²	0,90
Densité de drainage temporaire	Dd	Km/Km ²	0,84
La densité de drainage	Dd	Km/Km ²	0.90
Longueur des thalwegs retenus	L _{pt}	Km	1246,18
Longueurs des thalwegs temporaires	L _t	Km	1166,27
Longueurs des thalwegs permanents	L _p	Km	79,91
Temps de concentration	(h)	/	15.07
Coefficient de torrentialité	Ct	/	0.08

II.8. Conclusion :

Le bassin versant de l'oued Cheliff- Ghrib a une superficie de l'ordre 1379 Km².

Il est caractérisé par un relief fort car la dénivelée spécifique est comprise entre 250 et 500 m.

Le modèle numérique du terrain calculé pour ce bassin, a donné de bons résultats.

A partir de ce dernier, on a pu caractériser morphologiquement le bassin de Cheliff-Ghrib.

Cette caractérisation a donné une idée plus précise sur la morphologie du bassin versant de notre étude.

Chapitre III

Matériel et Méthodes

III.1 Introduction

À l'échelle globale du bassin versant, la génération d'un hydrogramme à l'exutoire traduit la réaction hydrologique et érosive de tout le bassin suite à une pluie. Pour un épisode pluvieux donné, la réponse du bassin dépend à la fois du type, de la nature, de la quantité, de l'intensité, de la localisation des précipitations et de l'état hydrique initial de ses sols, lui-même déterminé par les caractéristiques des périodes pluvieuses et sèches précédentes (Hallouz, 2013).

Les conditions climatiques du bassin versant jouent un rôle capital dans le comportement hydrologique des cours d'eau. Ce sont les précipitations, surtout liquides, qui constituent le facteur essentiel intervenant par :

- leur hauteur totale annuelle qui détermine l'abondance fluviale,
- leur répartition mensuelle et saisonnière qui influence directement les régimes hydrologiques,
- leurs totaux journaliers et surtout les averses génératrices de crues.

Le comportement hydrologique d'un cours d'eau est lié à la diversité des facteurs physico géographiques et dont la dominance a trait aux facteurs climatiques.

Une évaluation précise des ressources en eau et de leur variabilité passe donc par la prise en compte des :

- Débits moyens annuels et bilans hydrologiques,
- Régimes fluviaux et variations saisonnières des débits,
- Débits moyens journaliers,
- Intensités des débits extrêmes des crues et des étiages ainsi que leur fréquence.

L'originalité pluviale méditerranéenne du régime sera dégagée à travers les variations saisonnières moyennes des débits (Hallouz, 2013).

La relation entre la concentration des sédiments en suspension, C , et le débit liquide, d'un cours d'eau est une relation fondamentale dans le domaine du transport solide en rivière. Les types de relation C - Q , dans leur ensemble restent mal connus. Dans cette étude, on cherche à caractériser la relation C - Q à travers une série d'événements chronologiques (crues). L'analyse à mener est orientée beaucoup plus vers l'aspect graphique que donnerait la mise en graphe selon l'ordre chronologique de C et de Q . Il s'agit d'une méthode, entre autres, qui permettrait un approfondissement de la connaissance de cette relation à l'échelle locale. (Benkhaled et Remini, 2003) (Mokhtari, 2009).

III.2. Analyse des pluies et des écoulements

III.2.1. Analyse des pluies

III.2.1.1. Aperçu sur le climat de l'Algérie

Selon Seltzer (1946), le climat de l'Algérie est de type méditerranéen caractérisé par une période pluvieuse allant en moyenne de Septembre à Mai et un été sec et ensoleillé.

L'Atlas tellien joue le rôle d'un rempart qui provoque la condensation et les précipitations d'une partie de la vapeur d'eau amenée par les vents soufflant de la mer.

L'altitude entraîne une diminution générale de la température, l'éloignement de la mer, une augmentation des amplitudes diurnes et annuelles.

Le climat de l'Atlas tellien présentera donc tous les degrés intermédiaires entre un climat de montagne pluvieux, froid à amplitude thermique relativement faible avec chutes de neige et un climat de plaines plus sec relativement chaud et à forts écarts thermiques.

III.2.1.2. Etude des précipitations

La Pluviométrie en Algérie a été étudiée par plusieurs auteurs, (Seltzer, (1913-1938)), (Gausson, (1918-1947)), (Medinger, (1913-1953)), (Chaumont et Paquin, (1913-1963)). La plupart des stations du bassin ont été arrêtées pendant la guerre d'Algérie, d'autres ont subi des modifications après 1962. Ceci se traduit par des résultats entachés d'erreurs et le nombre élevé de lacunes à l'échelle mensuelle et annuelle. D'autre part bon nombre de stations ont été installées lors de la restructuration du réseau pluviométrique algérien et leurs données sont très utiles pour l'établissement d'une série pluviométrique récente (1970-1998). L'intérêt et le but de cette série est de permettre la confrontation avec l'écoulement correspondant afin de dégager une étude hydro pluviométrique et d'estimer la lame d'eau moyenne tombée sur le bassin.

III.2.1.3. Origine des données

Les données pluviométriques proviennent essentiellement de la banque de données de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH). Elles sont enregistrées à partir de 08 postes pluviométriques (Tableau III.1) repartis sur le bassin versant et dont la taille des observations varie d'une station à une autre, et sont structurées suivant l'année hydrologique (du 1^{er} septembre au 31 août).

Tableau III.1 : Stations pluviométriques de sous bassin Ghrib

N°	Code station ANRH	Nom de station	Latitude	Longitude	Altitude	Période
1	011407	Ghrib amont	495.45	308.8	435	1968-2010
2	011405	Barrage Ghrib	487.25	318.4	460	1968-2010
3	011404	(zobitria) Mongorno	513.5	312.6	932	1968-2010
4	011104	Ain Boucif	540.75	287.8	1250	1976-2010
5	011501	Harbil	497	323.9	490	1976-2008
6	011509	Media	517.91	324.1	950	1974-2014
7	011301	K.E.B	503,4	287,9	949	1974-2005
8	011604	Kherbat Hellal	482.25	293.3	1240	1976-2010

(ANRH Blida, 2014)

III.2.1.4. Localisation des stations pluviométriques

La répartition des postes pluviométriques reste hétérogène : le nombre de stations est considérablement réduit dans la partie Sud du bassin (Figure III.1).

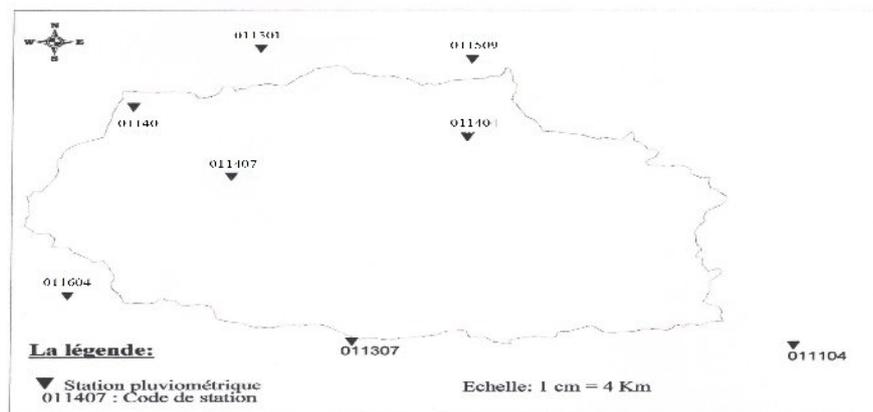


Figure III.1 : Localisation des stations pluviométriques du bassin versant du Cheliff-Ghrib

III.2.1.5. Méthodes statistiques de détection des ruptures au sein des séries pluviométriques annuelles

Le traitement statistique des séries pluviométriques a porté essentiellement sur l'analyse d'éventuelles modifications statistiques au sein des séries chronologiques.

D'une façon générale, une série chronologique peut se décomposer en 4 éléments (Lubès *et al.*, 1994) :

- Un élément purement aléatoire, exempt par conséquent de toute régularité et tout caractère systématique,
- Un élément tendanciel traduisant un comportement préférentiel de la variable.
- Un élément oscillatoire ou cyclique qui traduit un comportement plus ou moins périodique

ou présentant des répartitions plus ou moins régulièrement espacées,

- Une auto corrélation ou un effet mémoire, exprimant le fait que dans la série, la valeur de la variable en n (x_n) soit dépendante des valeurs en n-1, n-2, ..., n-t (x_1, x_2, \dots, x_t).

Les descriptions de ces tests sont tirées de Lubès *et al.*, (1994).

a/ Procédure Bayésienne de Lee et Heghinian :

La méthode fournit la probabilité qu'un changement se produit à un moment t, dans une série chronologique où on suppose à priori qu'il y a effectivement un changement à un moment indéterminé. De même, cette procédure donne une estimation de la probabilité que l'amplitude du changement ait la valeur du changement éventuel de la moyenne.

b/ Test de Pettit

La série étudiée est divisée en deux sous-échantillons de tailles m et n. Les valeurs des deux échantillons sont classées par ordre décroissant. On calcule alors la somme des rangs des éléments de chaque sous-échantillon dans l'échantillon total. Une statistique est définie à partir des deux sommes ainsi déterminées, et testée sous l'hypothèse nulle d'appartenance des deux sous-échantillons à la même population.

Soit la série chronologique (x_i), avec $i = 1, N$ et soit l'hypothèse nulle « l'absence de rupture dans la série ». La mise en oeuvre du test suppose que pour tout instant t variant de 1 à N, les séries (x_i), avec $i = 1, t$ et (x_{ij}), avec $j = t+1, N$ appartient à la même population, soit

$$D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j) \text{ avec } \text{sgn}(x) = 1 \text{ si } : x > 0, 0 \text{ si } : x = 0, -1 \text{ si } : x \leq 0 \tag{III.1}$$

On considère la variable $U_{t,N}$, N telle que :

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

Soit K_N la variable définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à N-1.

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 :

$$\text{Prob}(K_N > k) \approx 2e^{-6k^2} / (N^3 + N^2) \tag{III.2}$$

Pour un risque α de première espèce donné, si $\text{Prob}(K_N < k)$ est inférieure à α , l'hypothèse nulle est rejetée.

c/ Procédure de segmentation

Une procédure de segmentation des séries hydrométéorologiques a été proposée par Hubert *et al.*, (1989). Le principe de cette procédure est de « découper » la série en m segments ($m > 1$) de telle sorte que la moyenne calculée sur tout segment soit significativement différente de la moyenne du (ou des) segment(s) voisin(s). Une telle

méthode est appropriée à la recherche de multiples changements de la moyenne.

La segmentation est définie de la façon suivante :

$$i_1 \geq 1 \text{ et } i_2 \leq N. \text{ ou } (i_1 < i_2)$$

Toute série x_i , $i = i_1, i_2$ avec constitue un segment de la série initiale des (x_i) , $i = 1, \dots, N$.

Toute partition de la série initiale en m segments est une segmentation d'ordre m de cette série. A partir d'une segmentation particulière d'ordre m pratiquée sur la série initiale, on définit :

i_k , $k = 1, 2, \dots, m$; $n_k = i_k - i_{k-1}$, la longueur du $K^{\text{ème}}$ segment ;

\bar{x}_k la moyenne du $k^{\text{ième}}$ segment,

$$\bar{X}_k = \frac{\sum_{t=i_{k-1}}^{i_k} X_t}{n_k} \tag{III.3}$$

D_m , l'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée,

$$D_m = \sum_{h=1}^m d_h \quad \text{Avec : } d_h = \sum_{i=1}^k (X_i - \bar{X}_h)^2$$

D'après les auteurs (Hubert et Carbonnel, 1989), cette procédure de segmentation peut être interprétée comme un test de stationnarité, **"la série étudiée est stationnaire" constituant l'hypothèse nulle** de ce test. Si la procédure ne produit pas de segmentation acceptable d'ordre supérieur ou égal à 2, l'hypothèse nulle est acceptée. Aucun niveau de signification n'est attribué à ce test.

IV.2.1.6. Application des tests de rupture

Les tests de rupture sont appliqués aux séries chronologiques annuelles observées pour toutes les stations pluviométriques retenues au niveau des sous bassins versants choisis.

Nous qualifions une rupture faible signifie lorsque elle est détectée par un seul test, ce qui indique donc une probabilité plus faible de rupture ou un événement de moindre amplitude. Une rupture probable signifie que la rupture est détectée par au moins 2 tests statistiques. Une rupture avérée signifie que la rupture est détectée par les trois tests, ce qui indique donc une probabilité importante de rupture ou un événement de grande amplitude (Hallouz *et al.*, 2013).

III.2.1.7. Pluies moyennes sur les bassins versant

III.2.1.7.1. Méthode polygone de Thiessen

Utilisée ici manuellement pour calculer les pluies moyennes consistent à pondérer les données de chaque station en tenant compte de la surface élémentaire du bassin versant dont

la station est censée être représentative. Sur la carte, on relie par des lignes les stations les plus proches. On trace par la suite les médiatrices de chaque ligne qui forment ainsi un polygone autour de chaque station. La surface du polygone est prise comme facteur de pondération des précipitations à la station. La somme des produits de la surface de chaque station et les précipitations qui y sont recueillies est divisée par la surface totale du bassin versant pour obtenir la moyenne selon l'équation suivante :

$$P = \frac{\sum_{i=1}^N P_i S_i}{S} \quad (\text{III.4})$$

Avec : P : pluie moyenne sur le bassin versant,

P_i : pluie tombée à la station i couvrant la portion du bassin versant de superficie S_i,

S : surface totale du bassin versant,

S_i : surface d'influence de la station i

Pour le calcul de la pluie moyenne, nous avons retenu les stations présentées à la figure III.1 et qui sont assez représentatives. Les stations pluviométriques sont observées depuis 1930/31.

On a introduit les données reconstituées dans le calcul. Dans ces conditions, suivant le nombre et la répartition des données, On a eu à calculer plusieurs polygones de Thiessen ainsi, pour une situation de données disponibles, la figure III.1 présente les stations utilisées pour le calcul des pluies moyennes, les polygones de Thiessen correspondant.

III.2.2. Analyse des écoulements

Par suite du caractère aléatoire des variables d'entrée (précipitations), l'écoulement à tendance à varier dans le temps. Il est important de connaître l'étendue de ces variations afin d'établir les caractéristiques de la dynamique fluvio-sédimentaire dans un bassin versant situé en zone semi -aride. La répartition de l'écoulement dans l'année dépend des variations climatiques saisonnières. Dans la plupart des applications, la distribution mensuelle des débits est suffisante et peut se déduire des variations des paramètres météorologiques. Pour quelques problèmes, il peut être nécessaire de considérer la répartition des débits à l'échelle journalière. Comme l'apparition des crues est aléatoire, il faut évaluer, d'une part, les contributions respectives des écoulements superficiels aux crues et, d'autre part, quantifier les charges solides résultant du ruissellement superficiel.

III.2.2.1. Collecte de données

Les données hydrométriques utilisées proviennent de l'agence nationale des ressources en eau (ANRH). Ce sont les données de station hydrométrique située à l'intérieur de bassin versant d'étude.

Les caractéristiques de station hydrométrique sont consignées dans le tableau (III.2) :

Tableau III.2 : Caractéristique de station hydrométrique (011407)

bassin	Oued	Station	Code	X (Km)	Y (Km)	Dure d'observation
Ghrib	Oued Chélif-Ghrib	Ghrib Amont	011407	494,8	308,8	1977-1994

(ANRH Blida, 2014)

III.2.2.2. Débits Moyens Annuels

L'écoulement moyen annuel est une notion fondamentale en hydrologie. C'est le volume d'eau écoulé en 365 jours à la sortie d'un bassin. Le module brut ou absolu est généralement exprimé en m^3/s et le module spécifique se traduit en $l/s/km^2$.

Nous disposons de série de données hydrométriques (maximisation intrinsèque de l'information au sens de Dubreuil, (1974), car il semble préférable de baser notre analyse sur des données réellement observées et non théoriquement extrapolées, d'autant plus que l'étendue des échantillons et la forte irrégularité du régime hydrologique des bassins justifient guère une telle opération.

III.2.2.2.1. Variations des débits annuels moyens bruts (m^3/s)

Le module brut ou absolu est généralement exprimé en $m^3.s^{-1}$ ce la variation de l'écoulement dans le bassin en générale. Nous disposons de la série des données hydrométriques de la station Ghrib amont selon les années observées.

III.2.2.2.2. Variations des débits annuels moyens spécifiques ($l/s/ km^2$)

A fin de mieux cerner la variation de l'écoulement dans le bassin, nous utiliserons le module spécifique, car ce dernier permette de le comparer avec les autres sous bassins en ramenant le débit à l'unité de surface. L'abondance spécifique de bassin varie d'une part en fonction de la distribution des précipitations et d'autre part en fonction des caractéristiques physiographiques de chaque bassin, à savoir la lithologie, le couvert végétal. C'est donc un élément purement géographique.

III.2.2.2.3. L'irrégularité inter annuelle de module et leur répartition statistique

L'irrégularité inter annuelle de l'écoulement peut être mesurée par les variations de l'**hydraulicité**, c'est-à-dire le rapport du débit d'une année particulière Q_i au débit moyen d'une longue série d'observation (Q_{moy}). Elle peut être complétée par d'autres critères statistiques simples tels que le **coefficient de variation**, ainsi que le **coefficient d'immodération (R)** donné par le rapport des modules extrêmes ($R=Q_{Max}/Q_{Min}$).

III.2.2.2.4. Etude d’ajustement statistique des modules

III.2.2.2.4.1. Présentation du logiciel Hyfran

Hyfran fonctionnant sous Windows, est un logiciel qui permet d'effectuer l'ajustement de plusieurs distributions statistiques à une série de données.

Ce logiciel a été développé par l'INRS-Eau en collaboration avec le Service Hydraulique (Division hydrologie) d’Hydro-Québec dans le cadre de la chaire en hydrologie statistique Hydro-Québec / CRSNG établie à l'INRS-Eau, 2002.

Il a été conçu de façon à simplifier les tâches liées à l'ajustement d'une distribution statistique à un échantillon aléatoire. Ces tâches peuvent être regroupées en deux groupes:

- Saisie des données et étude des caractéristiques statistiques de l'échantillon aléatoire.
- Ajustement d'une ou plusieurs lois statistiques et l'analyse des résultats.
- Analyse des critères de classement des modèles ajustées.

III.2.2.2.4.2. Loi Log Normale ou loi de Galton pour l'étude d’ajustement

La loi log-normale est préconisée par certains hydrologues dont V.-T. Chow qui la justifie en argumentant que l'apparition d'un événement hydrologique résulte de l'action combinée d'un grand nombre de facteurs qui se multiplient. Dès lors la variable aléatoire $X=X_1.X_2.....X_r$ suit une loi log-normale. En effet le produit de variables se ramène à la somme de r logarithmes de celles-ci et le théorème central limite permet d'affirmer la log-normalité de la variable aléatoire.

Une variable aléatoire X a une distribution log normale lorsque $Y = \ln X$ est normale. La loi de Galton résulte de la loi normale mais rendue dissymétrique par un changement de variables. Sa fonction de répartition est donnée par:

$$F(\chi) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^{\mu} e^{-1/2\mu^2} \quad (\text{Fréquence au non dépassement}) \quad \text{(III.5)}$$

a/ 1^{ère} forme de la loi log normale

La variable réduite u est de la forme :

$$U = \frac{\chi - \bar{\chi}}{\sigma} \quad \text{(III.6)}$$

L'équation de la variable réduite présentée sous la forme $\ln x = \ln \bar{x} + u \cdot \sigma_{\ln x}$ est l'équation d'une droite sur papier Gausso-logarithmique avec en abscisse l'échelle gaussienne et en ordonnée l'échelle logarithmique.

b/ 2^{ème} forme de la loi Log normale

La variable réduite se trouve sous la forme :

$$U = \frac{\log(\chi - \chi_0) - \mu}{\sigma} \quad \text{(III.7)}$$

Avec un intervalle de définition : $\mathcal{X} \in]\mathcal{X}_{0,+ \infty} [$

La variable $\log(x - x_0)$ suit une loi de Gauss à 2 paramètres, avec:

μ : moyenne des $\log(x-x_0)$ et σ : écart type des $\log(x-x_0)$

L'introduction du paramètre de position x_0 permet un ajustement de la loi log-normale lorsque la droite des fréquences expérimentales tracée sur papier Galton présente une concavité prononcée vers le haut ou vers le bas à l'une des 2 extrémités. Si la concavité est vers le haut on la corrige avec un x_0 négatif, si elle est vers le bas, elle est corrigée par un x_0 positif.

III.3. Evaluation de concentration en matière en suspension

La relation entre la concentration des sédiments en suspension (C) et le débit liquide (Q) d'un cours d'eau est une relation qui permet non seulement de déterminer le transport solide dans l'oued mais également d'étudier l'évolution des concentrations en suspension et des débits liquides pour un événement hydrologique telles que les crues.

En Algérie, nous disposons des travaux de (Benkhaled, (2003) ; (Bouanani, (2004)) ; (Achite *et al.*, (2005) et (2007)) ; (Touaibia *et al.*, (2011)) ; (Bouchelkia *et al.*, (2011)) qui ont montré la variabilité temporelle de C et Q caractéristique de leurs bassins d'études. Ce sont donc des épisodes clés pour comprendre les mécanismes de transfert des MES sur un bassin versant.

III.4 Analyse des paramètres de la relation concentration – débit liquide

III.4.1 Mise en forme des données

Dans le but de l'homogénéisation des données, nous avons recherché des modèles régressifs entre deux paramètres de mesure le débit liquide et la concentration. A cet effet les données sont mises en graphe et leur allure oriente le choix du modèle régressif.

L'approche consiste au traitement des valeurs des débits liquides instantanés (Ql inst) et des concentrations instantanées (Cinst) pour différentes échelles temporelles (instantané, journalier, annuelle, mensuelle et saisonnière).

A- Relation interannuelle :

A l'échelle interannuelle nous avons pris les couples débit liquide – concentration interannuelle et recherché une relation fonctionnelle ($C = f(Ql)$) en vue de le modèle de régression le plus adéquat au vu du coefficient de détermination R^2 .

B- Relation annuelle :

A l'échelle annuelle nous avons pris les couples débit liquide – concentration pour chaque année observée et recherché une relation fonctionnelle ($C = f(Ql)$).

C- Echelle Mensuelle

A l'échelle mensuelle nous avons pris les couples débit liquide – concentration de chaque mois et recherché une relation fonctionnelle ($C = f(QI)$).

D-Relation saisonnière :

Quatre saisons sont prises en considération, à savoir : **-Automne** : Septembre, octobre, novembre. **-Hiver** : Décembre, janvier, février. **-Printemps** : Mars, avril, mai. **-Eté** : Juin, Juillet, août.

Cette approche permet de mettre en exergue l'effet de l'irrégularité du climat sur le transport solide.

III.5. Indicateurs statistiques traduisant la dynamique hydro-sédimentaire des bassins versants

III.5.1 Définition des indicateurs utilisés dans cette étude

Les indicateurs utilisés dans cette étude ont été définis par Meybeck *et al.*, (2003). Au travers de quelques valeurs pertinentes relatives aux débits, concentrations ou flux de MES, ils permettent de définir les caractéristiques principales du transport en suspension.

La majorité de ces indicateurs sont normés par la surface du bassin versant étudié, ce qui permet de constituer une base commune de comparaison des bassins versants. En calculant ces indicateurs pour une soixantaine de cours d'eau de natures et de tailles variées, Meybeck *et al.*, (2003) ont pu définir des gammes de variations de ces indicateurs permettant de replacer rapidement un bassin versant dans un contexte d'étude international.

Tableau III.3 Classement des cours d'eau selon un certain nombre d'indicateurs (D'après Meybeck *et al.*, 2003).

	Très faible	Faible	Moyen	Élevé	Très élevé	Extrêmement élevé
Concentration moyenne pondérée						
Cs*_(mg/l)	5-20	20-100	100-500	500-2 000	2 000-10 000	> 10 000
Flux spécifique moyen journalier						
y*(kg/(km ² .j))	< 10	10-50	50-200	200-1 000	1 000-5 000	> 5 000
Variabilité de la concentration pondérée						
Cs*=Cs50	1-2	2-5	5-10	10-20	20-50	> 50
Variabilité du flux journalier						
y*=y50	< 2	2-5	5-10	10-20	20-50	> 50
	Très long	Long	Moyen	Court	Très court	Extrêmement court
Pourcentage de temps nécessaire pour transporter la moitié de la masse de sédiments						
Ts50% (%)	> 16.5	16.5-8	8-3.4	3.4-1.4	1.4-0.4	< 0.4

Tableau III.4 : Définitions des indicateurs statistiques.

Indicateur	Unité	Description
Concentration		
Cs*	g/l	moyenne des concentrations pondérée par les débits $C_s^* = \frac{\sum C_s(i)Q(i)}{\sum Q(i)}$ où Cs(i) et Q(i) sont les concentrations et débits instantanés mesurés
Cs _i	g/l	ième centile de la distribution de Cs
Cs*=Cs50	-	indicateur de la variabilité de Cs
Cs99 =Cs50	-	autre indicateur de la variabilité de Cs
Débit		
q*	l/(km ² .s)	débit spécifique moyen
q _i	l/(km ² .s)	ième centile de la distribution de q
q*/q50	-	indicateur de la variabilité de q
q*/q99	-	autre indicateur de la variabilité de q
$\frac{(C_{99} - C_{s50})}{(q_{99} - q_{55})}$	-	rapport des variabilités de Cs et q
Flux		
y*	Kg/(km ² .j) T/(m ² .an)	flux spécifique moyen
y _i	Kg/(km ² .j)	ième centile de la distribution de y
y*/y50	-	indicateur de la variabilité de y
y99/y50	-	autre indicateur de la variabilité de y
Transfert		
M _{si} %	%	-pourcentage de la masse de sédiments transitant en i% du temps (calculé avec les flux de sédiments les plus forts)
V _{wi} %	%	-pourcentage du volume d'eau transitant en i% du temps (calculé avec les débits les plus forts)
T _{si} %	%	-pourcentage du temps nécessaire pour faire transiter i% de la masse de sédiments
T _{wi} %	%	-pourcentage du temps nécessaire pour faire transiter i% du volume d'eau
W _{si} %	%	-pourcentage du volume d'eau nécessaire pour faire transiter i% de la masse de sédiments
T _{si} %=T _{wi} %	-	-rapport du temps nécessaire pour transiter i% des sédiments sur le temps nécessaire pour transiter i% du volume d'eau
M _{si} %=V _{wi} %	-	-rapport de la masse de sédiments transportée en i% du temps sur le volume d'eau transporté en i% du temps

III.6. Modélisation statistique de flux de sédiments en suspension

La recherche de modèles reliant les paramètres hydroclimatiques (précipitations, écoulements et/ou transport de matériaux solides) a fait l'objet de nombreuses études (Walling *et al.*, (1981)), (Demmak, (1982)), (Megnounif *et al.*, (2000, 2003)), (Katlan *et al.*, (1987)), (Probst *et al.*, (1992)), (Terfous *et al.*, (1999, 2001, 2003)) , (Ghenim, (2001)), (Achite, (2002)), (Benkaled *et al.*, (2003)),.... L'objectif de ces auteurs est d'expliquer les phénomènes de l'écoulement et du transport solide et de mettre en évidence des relations susceptibles d'être appliquées à des régions ou des bassins versants où les mesures sont rares ou inexistantes.

III.6.1. Périodes de calage, validation

Afin de déterminer d'une manière fiable les paramètres du modèle les plus représentatifs du comportement du bassin versant, Il est indispensable de disposer de chroniques suffisamment longues sur la période de calage. Dans le cas où les séries de données disponibles ne sont pas assez longues, les paramètres peuvent être ajustés de manière à reproduire au mieux les flux sur la période de calage. Mais, ils peuvent générer des flux de sédiments erronés sur la période de validation et dans ce cas le modèle ne peut être représentatif du comportement réel du bassin versant à plus long terme. En effet, nous avons basé dans le choix des périodes de validation sur le fait qu'elles doivent inclure des années de forts comme de moyen à faible transport solide .

Tableau III.5 : Répartition des données de calage et validation en vue de la paramétrisation des modèles.

Bassin versant	Station	Calage		Validation	
		Début	Fin	Début	Fin
Cheliff-Ghrib	011407	1977/1978	1988/1989	1989/1990	1994

III.6.2. Critères d'évaluation des modèles utilisés

Il est important de définir précisément les outils qui nous permettront d'évaluer et de comparer la qualité des modélisations. Ces critères seront calculés à partir des paramètres mesurés et modélisés. Parmi les critères existants, on pourra retenir :

III.6.2.1. Écart Arithmétique Moyen : EAM

Ce pourcentage prend en compte les écarts entre flux modélisés et flux mesurés. Un modèle représentant parfaitement les données mesurées présentera un EAM égal à 0.

($EAM \in [0; +\infty]$)

$$EAM = 100 \cdot \frac{\sum_{i=1}^{mes} [Q_{mes}(i) - Q_{mod}(i)]}{\sum_{i=1}^{mes} Q_{mes}(i)} \tag{III.8}$$

Il faut signaler que, ce critère de validation à été largement utilisé en modélisation hydrologique (Saidi, 2012 ; Boudhraa, 2007)

III.6.2.2. Critère de Nash : NS

Il permet d'évaluer l'amélioration apportée par le modèle utilisé par rapport à un modèle de référence, en général l'estimateur de la moyenne. Si $NS = 1$, le modèle représente parfaitement les données. Lorsque $NS < 0$, le modèle testé est un moins bon estimateur des données mesurées que leur moyenne ($NS \in [-\infty; 1]$)

$$NS = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{mes} [Q_{mes}(i) - Q_{mod}(i)]^2}{\sum_{i=1}^{mes} [Q_{mes}(i) - Q_{mes}(i)]^2} \tag{III.9}$$

Il faut signaler que, ce critère de validation à été largement utilisé en modélisation hydrologique (Servat *et al.*, 1988) ; (Benkaci *et al.*, 2004) ; (Mano 2008).

III.6.2.3. Coefficient de détermination R2

Il traduit la qualité de la relation linéaire entre flux modélisés Q_{mod} et mesurés Q_{mes}

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{i=1}^{nmes} (Q_{mod}(i) - \overline{Q_{mod}})(Q_{mes}(i) - \overline{Q_{mes}})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{nmes} (Q_{mod}(i) - \overline{Q_{mod}})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^{nmes} (Q_{mes}(i) - \overline{Q_{mes}})^2}} \right) \tag{III.10}$$

$(R^2 \in [0,1])$

Il faut signaler que, ce critère de validation à été largement utilisé en modélisation hydrologique (Ayadi *et al.*, 1998).

III.6.3. Modèle statistique « rating-curve »

Un grand nombre d'auteurs ont proposé des modèles physiques, statistiques ou de simples relations empiriques pour estimer les flux de sédiments en suspension à l'échelle du bassin versant. On peut tenter d'établir un modèle de nature purement empirique, ajustés sur des données expérimentales, qui se présentent le plus souvent sous la forme d'une loi de

puissance liant la concentration C (ou le débit solide Q_s) au débit liquide Q (Asselman, 2000) (Ferguson, 1986); (Jansson, 1996); (Kesel, 1989); (Mossa, 1996); (Verhoff *et al.*, 1980); (Walling, 1977) (*cf.* paragraphe 5.2 du chapitre 5). Ce modèle statistique simple a été largement appliqué sur beaucoup de bassins versant algériens. Il a donné de résultats significatif notamment en ce qui concerne la relation débit solide/débit liquide (Demmak, 1984); (Terfous *et al.*, 2001); (Benkhaled, 2003); (Bouanani, 2004); (Achite *et al.*, 2005 et 2007); (Megueni *et al.*, 2008); (Touaibia *et al.*, 2011); (Bouchelkia *et al.*, 2011).

$$Q_s = aQ^b \quad \text{(III.11)}$$

Avec

- Q_s : concentration en sédiment (g.l^{-1});
- Q : Débit liquide ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$);
- a et b : coefficients empiriques ;

III.6.3.1. Modélisation à partir de la relation débit liquide/débit solide à l'échelle instantanée

L'application du modèle « rating-curve » a porté sur les valeurs instantanées des débits liquides en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ et des débits solides en kg.s^{-1} , mesurées au niveau de station étudiée, sur les périodes de calage configurées. L'ensemble des données représente un total de mesures de 1404 respectivement pour station Ghrib, les débits solides et les débits liquides correspondants sont reportés. Malgré une certaine dispersion des valeurs, il existe une relation puissance évidente entre les deux paramètres. Les équations d'ajustement présentent des exposants de 1.6, conformes aux valeurs généralement observées dans d'autres régions et notamment dans les bassins versant algérien, où celles-ci oscillent entre 1 et 2 (Achite, 2005); (Ben Khaled *et al.*, 2003); (Bouanani, 2004).

Les flux modélisés sur la station étudiée peuvent être réalistes et utilisables. La qualité des flux modélisés est encore meilleure puisque les critères d'évaluation sont en effet bon notamment sur la station. Si l'on ne dispose que de données instantanés des débits, ce modèle peut être envisagé afin de compléter des séries incomplètes.

III.6.3.2. Modélisation à partir de la relation débit/concentration à l'échelle journalière

L'application du modèle « rating curve » a porté sur les valeurs journalières des débits liquides en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ et des concentrations en g.l^{-1} , mesurées au niveau de station Ghrib sur la période 1978-1994. Sans tenir en compte des valeurs nulles (qui représentent les jours où

l'oued est en sec), l'ensemble des couples (C,Q) représentent un total des échantillons. L'évolution de la relation C/Q à l'échelle journalière est donnée par un figure .

III.7. Optimisation des relations log (MES) =f log (débit)

III.7.1. Principes et objectifs

La quantification du flux des MES à l'échelle du bassin versant de l'Oued Cheliff-Ghrib a montré la forte contribution des événements de crue dans la quantité totale des sédiments transportés. Il est donc indispensable d'adapter des fréquences de mesure adéquates pour quantifier correctement les flux annuels transportés. Mais celles-ci peuvent être difficiles à mettre en œuvre notamment en épisode de fortes crues. Un recours à l'insuffisance des mesures de haute résolution, est de déterminer les courbes de transport sédimentaire « rating curves », (Coynel, 2005) qui permettent de reconstituer les valeurs manquantes des flux à partir des seules mesures de débits.

L'application du modèle « rating curves », $C=aQ^b$ à l'échelle journalière sur le bassin étudié, n'a pas abouti à des résultats encourageant. En effet, plusieurs étude ont montré que ces types de régression peuvent significativement sous ou surestimer les concentrations mesurées (Ferguson, 1986); (Walling and Webb, 1988); (Asselman, 2000). Cela peut être expliqué par le fait que, ces courbes ne tiennent ni compte de la disponibilité immédiate du stock sédimentaire, ni des conditions antécédentes (crues successives ou longues périodes sèches). Pour limiter les écarts entre les flux réels et les flux prédis par ces régressions, plusieurs actions peuvent être effectuées: (1) la subdivision saisonnières (saison humide, saison sèche) ou annuelle (année humide, année normale, année sèche) des chronique; (2) développer des facteurs correctifs permettant d'améliorer la qualité des flux simulés ; (3) l'utilisation des équations de régressions non linéaires (Walling et Webb, 1988); (Phillips *et al.*, 1999); (Asselman, 2000); (Holtschlag, 2001); (Moatar et Meybeck, 2005) ; (Coynel, 2005).

III.7.2. Variation interannuelle des courbes de transport sédimentaire

Cette partie est basée sur l'interprétation de la relation $C = aQ^b$ établie entre les concentrations et les débits enregistrés durant le période d'étude de station.

Ainsi, bien que les coefficients a et b obtenus par régression, n'ont pas de réelle signification physique, mais certains auteurs ont tenté de définir a comme un index de l'intensité de l'érosion (matériel plus ou moins érodé) (Morgan, 1995) ; (Asselman, 2000) et b comme un facteur de la capacité érosive de la rivière et de la disponibilité en sédiment en fonction du débit (Walling, 1974) ; (Sarma, 1986) ; (Morgan, 1995) ; (Asselman, 2000).

III.8. Modèle d'érosion en fonction de la concentration des sédiments en suspension et du débit liquide durant les crues et le phénomène d'Hystérésis

La relation entre la concentration des sédiments en suspension (C) et le débit liquide (Q) d'un cours d'eau est une relation qui permet non seulement de déterminer le transport solide dans l'oued mais également d'étudier l'évolution des concentrations en suspension et des débits liquides pour un événement hydrologique telles que les crues.

Peu de travaux ont été entrepris et publiés. Wood (1977), Olive et Rieger (1985) ont montré des modèles qui reflètent ces relations et ont introduits la notion d'hystérésis dans le bassin de la rivière Rother (Angleterre) et sous bassins de la rivière Wallagaraugh (Pays de Galles). Des crues ont été également étudiées dans trois stations de jaugeage sur la rivière Pejibaye (Costa Rica) par Jansson (2002). L'auteur a apporté une considérable contribution à l'explication du phénomène d'hystérésis.

En Algérie, nous disposons des travaux de Benkhaled, (2003) ; Bouanani, (2004) ; Achite *et al.*, (2005) et (2007) , Touaibia *et al.*, (2011) ; Bouchelkia *et al.*,(2011) qui ont montré la variabilité temporelle de C et Q caractéristique de leurs bassins d'études. Ce sont donc des épisodes clés pour comprendre les mécanismes de transfert des MES sur un bassin versant.

Dans cette partie, nous cherchons à caractériser la relation C/Q à travers une série d'événements de crues. En effet, nous allons en premier lieu analyser la relation puissance débit/concentration à l'échelle des crues individualisées et ensuite, l'analyse sera orientée beaucoup plus vers l'aspect graphique que donnerait la mise en figure selon l'ordre chronologique de C et de Q. C'est une technique, qui permettrait une connaissance plus approfondie de cette relation à l'échelle de la crue (Benkhaled *et al.* , 2003 ; Bouanani, 2004).

III.8.1. Ajustement du modèle puissance ($C=aQ^b$) à l'échelle de la crue

L'examen des données instantanées des débits et des concentrations mesurés aux niveau de station Ghrib durant les périodes considérées, nous ont permis de sélectionner les crues, La concentration des sédiments en suspension C et le débit liquide évoluent également suivant un modèle de puissance $Y = a X^b$ (Etchanchu *et al.*, 1986 ; Walling *et al.*, 1981 ; Wood,1977). En effet, nous avons analysé cette relation (débit / concentration) pour des crues individualisées sur les données de station étudié.

III.8.2. Evolution de la concentration des sédiments et du débit liquide à l'échelle de la crue

Léopold *et al.*, (1964) ont analysé les enregistrements concentration des sédiments en suspension-débit liquide dans plusieurs bassins des Etats Unis et ont constaté qu'une grande partie de la charge annuelle de sédiments s'est produite durant les crues modérées avec répétition fréquente.

III.8.3. Identification des classes de relation C-Q courbes hétéries

L'identification des différentes classes de relations C-Q est élaborée sur la base des résultats graphiques et statistiques des deux variables mises en relation. La figure représente respectivement les graphes temporels et l'hystérésis des événements sélectionnés.

III.8.4. Caractérisation de la relation concentration en sédiments en suspension – débit liquide :

Les problèmes posés par la mesure du transport solide en suspension de part leur nature, incitent les hydrologues à s'intéresser à l'étude des variations de C et Q au cours d'une crue. En effet, la nature complexe du phénomène de crue, la conception de nouveaux, échantillonneurs et de nouvelles techniques de mesure, ainsi que les difficultés rencontrées lors des mesures par observateurs, sont les éléments clé de cet intérêt (Mokhtari, 2009).

Les boucles d'hystérésis de la relation C-Q identifiées dans la bibliographie sont représentées ci-dessous (Tableau I.4). Bien qu'il existe d'autres formes de boucles, ce tableau représente probablement la majorité des boucles d'hystérésis relevées à travers les différentes recherches effectuées dans plusieurs bassins du monde.

Les effets de la combinaison des différents paramètres statistiques (mode, aplatissement et asymétrie) peuvent constituer une approche adimensionnelle et qualitative beaucoup plus importante que les méthodes avec calculs détaillés.

Dans cette caractérisation, les parties montée et décrue représente les deux zones de base pour l'analyse des classes d'hystérésis. Le critère rapport C/Q, est un critère simple, objectif mais fiable. Il est considéré comme étant le premier critère de base.

Tableau III.6 : Différentes classes d'hystérésis dans les relations MES-débit et leurs interprétations

Classe	Forme de boucle	Rapport C/Q	Descriptions	La forme
I	Ligne Simple	C/Q de la montée égale à celui de la décrue (Wood, 1977)	-Matériaux désolidarisés des berges et déjà érodés (Lenzi et Lorenzo, 2000) -Après des crues où les particules fines sont parties (Hudson, 2003) -Arrivée contenue de matériaux selon débit et granulométrie (Hudson, 2003)	
II	Clockwise loop	C/Q de la montée supérieure à celui de la descente, pour toute valeur de Q (Paustian et Beschta, 1979)	-Remise en suspension puis érosion et dilution (Jansson, 2002, Picouet et al., 2001) -Epuisement du stock de sédiment (Lenzi et Lorenzo, 2000, Jansson, 2002)) -Particules des zones proches du corridor (Williams, 1989, Seeger et al., 2004)	
III	Counterclockwise loop	C/Q de la montée inférieure à celui de la descente pour toute valeur de Q (Axelsson, 1967)	-Sources lointaines (Orwin et smart, 2004) -Après un grand événement pluvieux qui a tout enlevé (Hudson, 2003)	
IV	Linéaire simple plus une boucle	a- C/Q de la montée égale à celui de la descente pour une partie des valeurs de Q b- C/Q de montée supérieur ou inférieur à celui de la descente pour une autre partie de valeur de Q	-Différence de vitesse entre onde de particule et onde d'eau (Hudson, 2003) -Dépend de la disponibilité, du stock et du transport de MES (Williams, 1989)	
V	Forme de huit	a- rapport C/Q de montée supérieur à celui de la descente pour une partie des valeurs de Q b- rapport C/Q de montée inférieur par rapport à la descente pour une autre partie des valeurs de Q (Amborg et al., 1967)	- Dépend de la disponibilité en particules, et des débits	

La relation la plus simple est la droite (figure III.2 .a) dont l'unique caractéristique est que le rapport C/Q lors de la montée de la crue est le même que celui lors de la décrue. D'autres formes peuvent dériver de ce premier cas (figure III.2. (b) et (c)). Cette situation se produit lorsque les graphiques chronologiques de C et Q présentent des pics simultanés ainsi que les coefficients d'aplatissement et d'asymétrie identiques.

Le modèle représenté à la figure (figure III.2(d)) est le plus répandu et le plus étudié. Leopold et Maddock (1953), Sundborg (1956), Wood (1977), Paustian et Beschta (1979) ;

L'hystérésis est selon le sens des aiguilles d'une montre. Cette forme est obtenue lorsque le pic de la concentration arrive à l'exutoire avant la pointe du débit et les deux graphiques chronologiques ont pratiquement le même coefficient d'asymétrie.

Ce schéma classique de l'hystérésis ne se répète cependant pas lors de toutes les crues.

L'hystérésis peut être inverse (figure III.2 (e)). Le pic de la concentration arrive après celui du débit. Les valeurs de la concentration dans la partie montée sont inférieures à celles de la décrue, pour des valeurs données de débit. Cette forme est peu connue et peu de travaux ont été publiés.

L'hystérésis type sens des aiguilles d'une montre peut se produire également lorsqu'il y a arrivée simultanée des deux pics (C et Q) et donne une autre forme de boucles (figure III.2 (f)).

Les différences croissantes en ce qui concerne l'envergure des graphiques chronologiques peuvent affecter la boucle C-Q et donner une forme asymétrique (Figure III.2(g)).

Sous certaines conditions, une boucle en forme de huit se développe sans considération de la variable dont le pic atteint le premier exutoire. Les deux parties de la boucle se forment selon des directions opposées (figure III.2(h)). Les rapports C/Q à différentes valeurs de Q expliquent pourquoi certains graphes chronologiques fournissent des relations C-Q en forme de huit.

Pour la majorité des types de boucles décrites, il est parfois difficile de trouver une explication à ce phénomène, quand le bassin est hétérogène du point de vue lithologique et du point de vue de la répartition spatiale des pluies (Benkhaled et Remini, 2003).

Les différentes relations entre charge solide et débit liquide visualisent les déphasages qui existent entre la propagation des ondes de crue et des ondes de matériel sédimentaire en suspension associées.

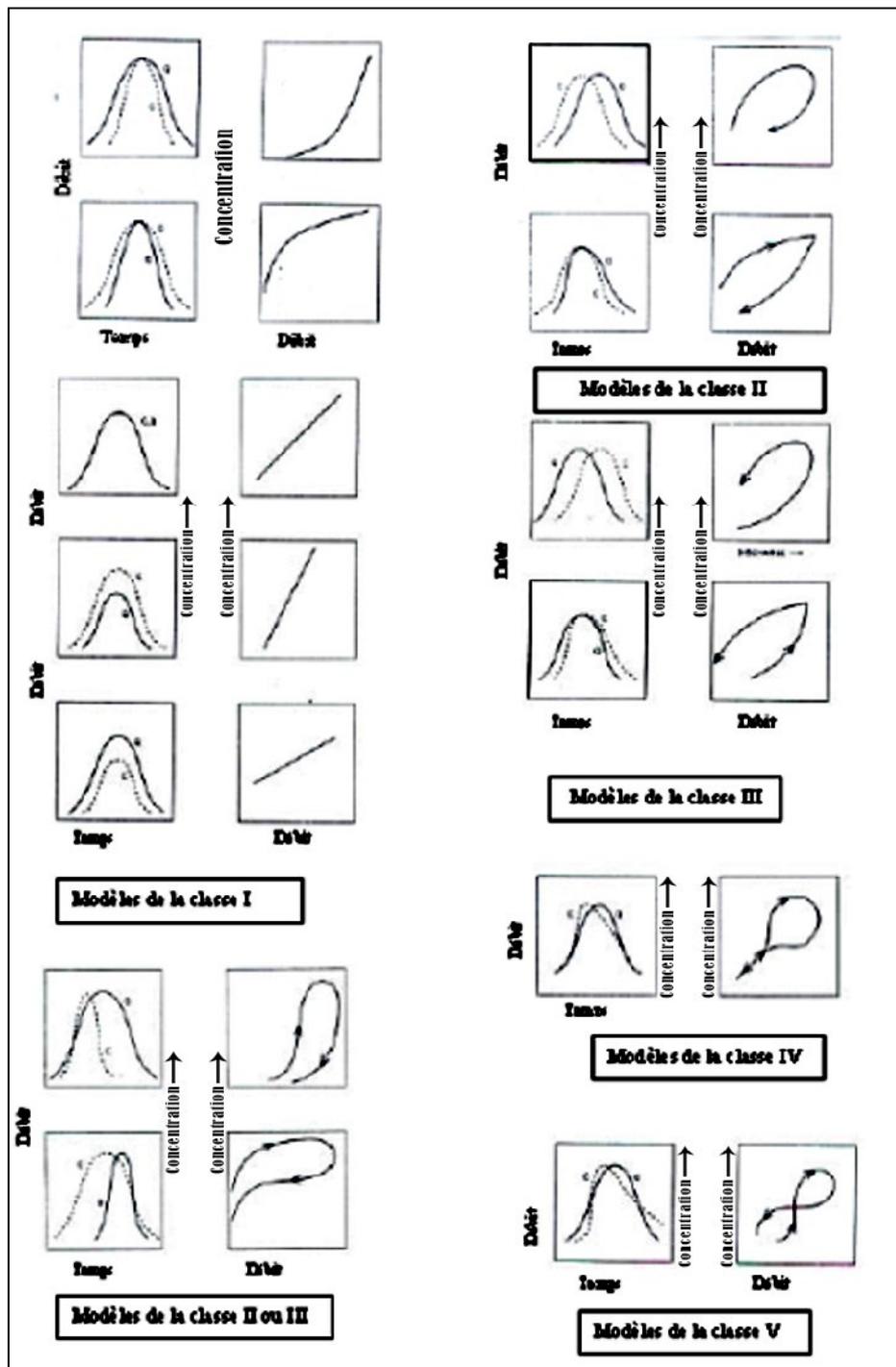


Figure III.2 : Modèles des relations concentration débit liquide (Williams, 1989)

III.8.4.1 Classe de l'hystérésis

a- Classe I

De la courbe simple (ou single line) : la relation C- Q la plus simple est du type linéaire (ligne simple ou courbe simple). Son seul caractère est que les rapports C/Q sont égaux pour les valeurs de Q, que ce soit en montée de crue ou en décrue. Trois sous groupes découlent dans ce type de modèle : la ligne droite, la ligne à concavité vers le haut et la ligne à concavité vers le bas. Dans le premier cas, pourrait être associé un apport continu de sédiments pendant toute la crue (Wood, 1977). Ce modèle indique aussi que les concentrations des sédiments en suspension doivent augmenter ou diminuer en parfaite synchronisation avec le débit liquide. C'est que les courbes doivent avoir des pics simultanément avec des largeurs et des pentes semblables (Fig. 4.2). L'apport continu des sédiments pourrait s'étendre même au delà de la courbe des débits ou descendre sous celle-ci. On peut concevoir que la même chose peut résulter de facteurs qui influencent l'entraînement des sédiments (taille des particules).

b- Classe II

De la boucle dans le sens des aiguilles d'une montre ou « clockwise loop » (Fig. 4.2) peut être due à deux causes principales.

- A un épuisement du stock de sédiment disponible avant le maximum du débit (Arnborg *et al.*, 1967 ; Walling, 1974 ; Wood, 1977 ; Wansickel et Beschta, 1983). L'épuisement ou la diminution des sédiments peut s'expliquer soit, par un petit apport disponible, soit par un débit continu et/ou intense.
- Le deuxième postulat consiste à la formation d'obstacles au passage de la crue maximale (Arnborg *et al.*, 1967). Le « clockwise loop » a tendance à se produire plus au début de la saison des pluies qu'après (Sidle et Campbell, 1985). Ceci est lié à la disponibilité des sédiments produits par les crues précédentes, comparés à un manque ou une diminution des réserves en sédiments à la fin de la saison sèche. Selon, Heidel (1956), dans les petits cours d'eau, la concentration maximum des sédiments se produit habituellement avant le débit maximum.

c- Classe III

En boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre où « counterclockwise loop » (Fig.4.2). Le maximum de concentration est postérieur au maximum des débits.

Les valeurs des concentrations C pendant la montée de crue sont inférieures à celle de la décrue pour des valeurs de Q données alors $(C/Q)_m < (C/Q)_d$. La disposition chronologique des données se présente comme une boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre.

Les boucles dans le sens contraire des aiguilles d'une montre sont apparemment bien connues, à partir de la publication de Heidel (1956), cependant, peu d'exemples semblent avoir été édités pour des événements simples.

Les « counterclockwise loop » résultent de l'une des trois causes suivantes :

-Une des causes possibles, est le temps de parcourt de l'onde de crue et du flux des sédiments, particulièrement en raison de la distance entre la source de la crue et la station de jaugeage (Heidel, 1956). Les variations des débits tendent à suivre les vitesses de l'onde de crue. Cette vitesse est généralement plus rapide que la vitesse moyenne d'écoulement (Milliams, 1989). Puisque les sédiments en suspension tendent à être transportés avec une vitesse proche de celle de l'écoulement moyen, le flux de sédiments tend à se traîner derrière l'onde de crue. Le retard de l'arrivée du pic des sédiments à la station est amplifié sur les cours d'eau comportant des irrégularités qui empêchent le mouvement des sédiments par rapport à celui de l'eau.

-La deuxième cause rapportée des boucles dans le sens contraire des aiguilles d'une montre est l'érodabilité importante du sol en même temps que de l'érosion prolongée pendant la crue (Kung et Chiang, 1977).

-La troisième cause est la variabilité de la distribution saisonnière des pluies et de la production des sédiments dans le bassin.

d- Classe V

Cette phase correspond à la forme de huit (8) ou « figure eight ». Qui combine des parties de la classe II et de la classe III. Toutefois, dans certaines conditions se développe une boucle de huit indépendamment des pics des variables C et Q. Les deux parties du huit sont dirigées séquentiellement dans des directions opposées (Fig. 4.2). Les modèles montrent dans la partie inférieure de la montée de crue des rapports C/Q plus faibles que ceux de la décrue, avec une même valeur du débit. Les données de C et Q, pour des valeurs faibles de Q, décrivent alors une boucle dans le sens contraire des aiguilles d'une montre. Contrairement, dans la partie supérieure, le rapport C/Q de la montée de la crue est plus élevé que celui de la décrue, et ce, pour une même valeur de Q. Les données de C et Q, avec des valeurs élevées de Q, fournissent une boucle dans le sens des aiguilles d'une montre.

Chapitre IV

Résultat et discussions

IV.1 Introduction

Les caractéristiques climatiques, morphométriques et morphologiques diffèrent d'une région à une autre ou d'un bassin à un autre. Aussi, il est admis aujourd'hui que les fluctuations climatiques sont des phénomènes quasi-cycliques (Kayzeret *al.*, 1990 ; Tardy, 1994). En effet, du siècle écoulé, le climat du monde a changé. La pluviosité sur les continents, le débit des cours d'eau, la température ont augmenté dans plusieurs régions du monde et diminuer dans d'autre (Mokhtari, 2009).

Compte tenu de la gravité de l'érosion du sol et de ses impacts, il est nécessaire que des mesures de gestion appropriées soient prises. Pour ce faire, une bonne connaissance des variations spatiales de l'érosion des sols est nécessaire lors de la planification des efforts de conservation (Hallouz, 2013).

Les séries pluviométriques qui présentaient des lacunes ont été largement homogénéisées avant leur utilisation ; cela est essentiel pour arriver à une série longue et continue. Il reste qu'en dépit de données limitées, il est possible de saisir l'importance et la variabilité des précipitations sur l'alimentation de l'oued.

L'objectif de cette étude est d'expliquer les phénomènes de l'écoulement et du transport solide et de mettre en évidence des relations susceptibles d'être appliquées à des régions ou des bassins versants où les mesures sont rares ou inexistantes.

Nous cherchons à caractériser la relation C/Q à travers une série d'événements de crues. En effet, nous allons en premier lieu analyser la relation puissance débit/concentration à l'échelle des crues individualisées et ensuite, l'analyse sera orientée beaucoup plus vers l'aspect graphique que donnerait la mise en figure selon l'ordre chronologique de C et de Q . C'est une technique, qui permettrait une connaissance plus approfondie de cette relation à l'échelle de la crue (Benkhaled *et al.*, 2003 ; Bouanani, 2004).

IV.2. Analyse des pluies et des écoulements

IV.2.1. Etude des pluies

IV.2.1.1. Application des tests de rupture

Les résultats de l'application de ces tests statistiques sont consignés dans les tableaux suivants.

Tableau IV.1 : Principales dates de rupture des séries pluviométriques observées aux différentes stations retenues

N	Nom de station	Code de station	Période d'observation	Moy.obs. (mm/an)	Date de rupture
1	Ksar El Boukhari	011301	1968-2010	297,5	PAS DE RUPTURE
2	Zoubiria	011404	1968-2010	489	1980**
3	Ghrib Barrage	011405	1968-2010	438,8	2009**,1973***
4	Ghrib Amont	011407	1976-2010	463,3	1984*,2007**
5	KHerbahellal	011604	1976-2008	310,1	1978**
6	AIN BOUCIF	011104	1974-2014	314,2	1998*,2009**,1984***
7	HARBIL	011501	1974-2005	393,9	1992*
8	MEDIA	011509	1976-2010	571,1	1978**

*Test de Pettit, **Procédure Bayésienne de Lee et Heghinian, ***Segmentation de Hubert

- Les analyses effectuées sur les séries pluviométriques observées et reconstituées aux différentes stations retenues permettent les commentaires suivants :
- les dates de rupture des données reconstituées sont différentes de celles des données observées, nous pouvons dire que la constitution des régions est limitée par la quantité du jeu de données, mais aussi par leur répartition spatiale et la durée des séries. La reconstitution de données a donc un impact sur les valeurs des indices des séries chronologiques moyennes.

Tableau IV.2 : Année de rupture, moyennes des séries pluviométriques et déficits par rapport à la période avant rupture

Sous bassin	Nom de station	Année de rupture	Moyenne (mm)		Déficit (%)
			Avant rupture	Après rupture	
01	Ksar El Boukhari	1973	383,5	308,54	20%
02	Zoubiria	1973	618,9	507,2	18%
03	Ghrib Barrage	1973	540	439,7	19%
04	Ghrib Amont	1978	552,4	443	20%
05	KHerba oued hellal	1978	288,6	230,6	20%
06	AIN BOUCIF	1978	279,2	223,36	20%
07	HARBIL	1978	320,1	259,281	19%
08	MEDIA	1978	400,2	320,16	20%

- D’après les données de (Tableau IV.3), la majorité de dates des ruptures détectées correspondant à de baisse importante des précipitations dans le bassin d’étude. En effet, nous avons noté une rupture correspondant à une diminution des précipitations au milieu des années70 au niveau de sous bassins d’étude.

IV.2.1.2.Etude des précipitations

Tableau IV.3 : Précipitations annuelles (mm) aux différentes stations pluviométriques

De sous bassin Ghrib (n= 29ans)

Année	011407	011405	011404	011104	011301	011509	011604	011501
81/82	458,7	422	495,5	419,6	335,3	536,9	231,6	383,4
82/83	353,7	405,2	441,3	355,6	198,3	600,8	285,9	238,4
83/84	405,7	452,8	447	238,2	188,3	459,2	277,5	176,9
84/85	460,8	595,1	598,4	173	403,5	718,5	165	458,1
85/86	369,8	498,5	528,9	107,7	328,3	611,4	86,5	359,6
86/87	448,6	544,8	617,1	131,1	348,9	685,2	51	370,5
87/88	211,5	330,6	355,5	137,1	253,6	485,5	280,5	406,8
88/89	363,6	467,6	547,7	45,2	292,5	625	413,5	342,3
89/90	423,6	316,7	532,3	36,9	332,7	412,3	350,5	425,6
90/91	283,8	384,8	475,3	68,5	346,2	612,7	497	309,2
91/92	376,3	508,4	486	190,5	333,5	705,7	208	287,9
92/93	298,1	304,1	238,8	151,1	180,8	444,2	217,5	491,6
93/94	217,4	251,6	243,2	174,1	184,2	450,8	383,5	273,1
94/95	616,2	483,5	477,6	463,1	278,9	713,5	501,5	296,9
95/96	889,9	676,9	609	557,1	355,4	751,4	314,1	441,6
96/97	528,9	331,5	359,1	458,8	192,1	372	428	664,1
97/98	678,9	457,3	579,1	471,5	333,6	780,2	349,5	225,4
98/99	492,6	429,8	348,2	379,2	201,5	590,7	247	498,9
99/00	322,1	237,5	345,8	236,4	272	377,1	348	434,2
00/01	505,4	494	533,4	399,9	237,1	626,3	207	216,7
2001/02	335,2	246	418,9	198,2	178,9	370,5	351	459,5
2002/03	761,6	555,5	665,7	540,3	391,2	865	633	236,9
2003/04	651	523,3	717,9	559,2	509,4	730,9	279	612,8
2004/05	313,4	350,7	238,1	206,5	290,5	479,1	415	359,1
2005/06	488,7	458,6	588,1	293,1	320	506	353	281,4
2006/07	698,7	454,5	585,7	537,9	510,2	520	217	650
2007/08	325,6	464,4	372,4	452,5	290	400,2	311,5	450
2008/09	626,8	576,3	735,8	598	360,6	550,3	244,5	570
2009/10	530,9	503,1	599	531,2	180	580	346	502
moyenne	463,4	438,8	489	314,2	297,5	571,1	310,1	393,9
max	889,9	676,9	735,8	598	510,2	865	633	664,1
min	211,5	109,1	136,2	36,9	91,09	135,1	51	131,3
Ecart-type	166,4	109,1	136,2	178,8	91,09	135,1	122,6	131,3
variance	27676	11909	18553	31969	8297	18258	15024	17247
Coefassy	0,719	-0,15	-0,25	0,055	0,563	0,244	0,32	0,38

- L'étude pluviométrique a montré que la variation des précipitations est de direction de Nord-est au Sud-ouest du bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib selon l'attitude et longitude.
- On constate donc que la variation des pluies traduit bien l'évolution et changement du régime pluviométrique dans cette zone. Mais la sécheresse observée durant ces dernières décennies est principalement due à la baisse des pluies et l'augmentation des températures.

IV.2.1.3. Analyse des pluies sur l'ensemble du bassin versant

➤ **Spatialisation de la pluviométrie (méthode de Thiessen)**

Si on dispose d'un réseau de stations pluviométrique qui est connu en coordonnées (lambert ou UTM). On doit d'abord les cartographier (les dessiner) sur Mapinfo par la fonction « créer points ». Puis établir les étapes suivantes sous Vertical Mapper pour spatialiser la pluviométrie par la méthode de Thiessen.

La figure IV.1 présente les stations utilisées pour le calcul des pluies moyennes, les polygones de Thiessen correspondant.

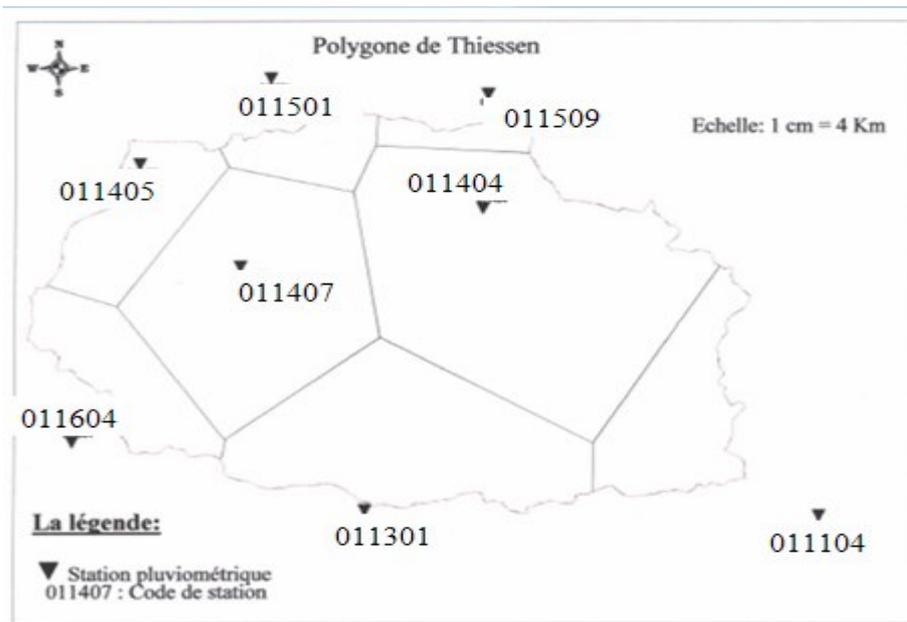


Figure IV.1 :Polygone de Thiessen du bassin versant du Cheliff-Ghrib

Tableau IV.4 : Pluie annuelle et la surface d'influence pour chaque station

Station	011407	011405	011404	011104	011301	011509	011604	011501
Pan (mm)	463,4	438,8	489	314,2	297,5	571,1	310,1	393,9
S (km ²)	287.8	94.96	435.6	128.4	253.5	27.4	97.09	53.88

P_{moy} = 414 mm

- Les pluies annuelles moyennes calculées sur la période 1981-2010 sur le bassin s'inscrivent bien dans la répartition spatiale connue de la pluviométrie annuelle sur le Nord-Ouest d'Algérie est de **414 mm**.

IV.2.2. Etude des écoulements

IV.2.2.1. Variations des débits annuels moyens bruts (m³/s)

La variation annuelle des modules (Tableau IV.5) au niveau de station est illustrée par la figure d. Le tableau, montre que l'oued Cheliff-Ghrib débite 4,567 m³/s avec une aire de réception de 1378,67 km².

Tableau IV.5 : Débits moyens annuels d'oued Ghrib-Cheliff (Station Ghrib-Amont ; 011407)

Année	Débit moyen Annuel Q (m ³ /s)	Module spécifique Q (L/s/ km ²)
1977/78	4,587	3,327
1978/79	5,984	4,341
1979/80	7,081	5,136
1980/81	5,157	3,741
1981/82	6,060	4,396
1982/83	4,590	3,329
1983/84	3,288	2,385
1984/85	0,830	0,602
1985/86	5,931	4,302
1986/87	3,239	2,349
1987/88	0,920	0,667
1988/89	1,015	0,736
1989/90	10,820	7,848
1990/91	3,252	2,359
1991/92	11,940	8,661
1992/93	2,894	2,099
1993/94	2,432	1,764
Moyenne	4,707	3,414
Ecart-type	3,145	2,281
Cv	0,668	0,668

L'étude des écoulements montre que le plus grand débit enregistré est observé durant l'année 91/92 avec un débit moyen de 11,94 m³/s et le plus faible débit enregistré en 83/84 avec 0,83 m³/s. le débit moyenne annuelle est 4.707 m³/s et le débit spécifique de 3.414 (L/s* km²).

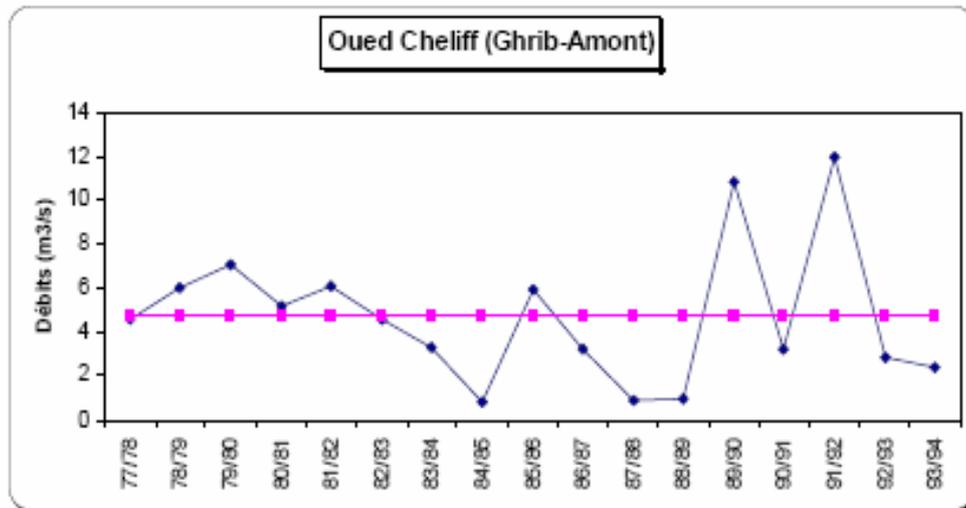


Figure IV.2 : Variations interannuelles de module d’oued cheliff
(Station Ghrib-Amont 011407)

- La courbe de variation inter annuelle des modules (Figure IV.2), montrent des fortes fluctuations de débits d’une année à l’autre. Les grands débits représentent des crues.

IV.2.2.2. Variations des débits annuels moyens spécifiques (l/s/ km²)

Tableau IV.6 : Débit spécifique et lame d’eau écoulée

Bassin	Cours d’eau	Q (m ³ /s)	q(l/s/km ²)	E (mm)
Ghrib-Amont	oued cheliff	4,707	3,414	107,672

Q : module annuel (m³.s⁻¹) ; q : débit spécifique (l.s⁻¹.km⁻²) ; E : lame d’eau écoulée (mm)

- Le bassin versant d’Oued Cheliff-Ghrib, s’étend sur **1378,63 km²**. Son débit spécifique est de 3.414 l/s/km² correspondant à une lame d’eau écoulée de 107.672 mm.
- Cette valeurs relativement importante de débit spécifique au niveau de bassin, sont dues à la taille et à lithologie de bassin ; le karst très développé permet aux circulations d’eaux souterraines de soutenir l’écoulement en période d’étéage.

IV.2.2.3.L’irrégularité inter annuelle de module et leur répartition Statistique

1. L’hydraulicité

Le calcul de l’hydraulicité selon le tableau IV.7

Tableau IV.7 : Hydraulicité d’oued cheliff-Ghrib

Bassin	Cheliff-Ghrib
Station	Ghrib-Amont
Année	Qi/Q _{moy}
77/78	0,975
78/79	1,269
79/80	1,502
80/81	1,094
81/82	1,285
82/83	0,973
83/84	0,697
84/85	0,176
85/86	1,258
86/87	0,687
87/88	0,195
88/89	0,215
89/90	2,295
90/91	0,690
91/92	2,532
92/93	0,614
93/94	0,516
Max	2,532
Min	0,176

- Les valeurs de l’hydraulicité qui sont en majorité inférieures à la moyenne annuelle. En effet, plus de 50% des années hydrologiques sont déficitaires. Certaines valeurs des modules annuels sont élevées, conséquence aux fortes crues de saison qu’avait connue ce bassin.

2. Coefficient d’immodération et coefficient de variation

Le coefficient d’immodération et le coefficient de variationsontreprésentés dans le (Tableau IV.08).

Tableau IV.8 : Valeurs caractéristiques de module au niveau du bassin versant

Station	QMoy (m ³ /s)	QMax (m ³ /s) (année)	QMin (m ³ /s) (année)	Nbre d’années>Q _{moy}	Coef .Immodération R=QMax/QMin	Coef Variation Cv
Ghrib-Amont	4,707	11,940 (91/92)	0,830 (84/85)	07 sur 17	14,381	0,668

- Le coefficient d'immodération est élevé (14,38), cette valeur montre l'irrégularité accentuée des débits inter annuels.
- La valeur de coefficient de variation est élevée (0.668).

IV.2.2.4. Etude ajustement statistique des modules

L'étude statistique des modules présente un intérêt indéniable dans le cadre des projets d'aménagements hydrauliques et permet de compléter la connaissance du phénomène d'irrégularité de l'écoulement annuel. Le choix de la période de retour du débit dépend de la taille de l'échantillon et de projet à réaliser.

La forte dispersion des débits annuels mise en évidence par la valeur de coefficient de variation (Cv), Laisse supposer une distribution dissymétrique de l'échantillon, cette dissymétrie apparaît nettement en portant les points représentatifs des Log de Q en face de leurs fréquences expérimentales sur un papier Gausso-arithmétique (Figure IV.3).

Tableau IV.9 : Débit moyen journalier et leurs fréquences expérimentales Station Ghrib-Amont 011407

Taille n= 17, Moy log (x-xo)=0,56, E.T log(x-xo)=0,34, I.C (en %)=95% u Gauss=1,96xo=0

Valeurs de départ	Valeurs classées	Ordre de classement	Fréquence expérimentale	Variable réduite	Valeur expérimentale	Valeur théorique	Borne inférieure	Borne supérieure
4,587	0,830	1	0,029	-1,890	0,8301	0,82616	0,33706	1,384402
5,984	0,920	2	0,088	-1,352	0,9201	1,26337	0,61403	1,980279
7,081	1,015	3	0,147	-1,049	1,015	1,60452	0,85242	2,445419
5,157	2,432	4	0,206	-0,821	2,432	1,92176	1,08479	2,886298
6,060	2,894	5	0,265	-0,629	2,894	2,23637	1,32113	3,335891
4,590	3,239	6	0,324	-0,457	3,239	2,55991	1,56699	3,814243
3,288	3,252	7	0,382	-0,299	3,252	2,90126	1,82672	4,338930
0,830	3,288	8	0,441	-0,148	3,28792	3,26909	2,10464	4,929125
5,931	4,587	9	0,500	0,000	4,587	3,67332	2,40582	5,608613
3,239	4,590	10	0,559	0,148	4,58992	4,12754	2,73747	6,411206
0,920	5,157	11	0,618	0,299	5,15692	4,65085	3,10982	7,386647
1,015	5,931	12	0,676	0,457	5,931	5,27102	3,53761	8,610986
10,820	5,984	13	0,735	0,629	5,98432	6,03357	4,04489	10,21345
3,252	6,060	14	0,794	0,821	6,05992	7,02132	4,67495	12,43861
11,940	7,081	15	0,853	1,049	7,08052	8,40957	5,51779	15,82943
2,894	10,820	16	0,912	1,352	10,82	10,6804	6,81384	21,97487
2,432	11,940	17	0,971	1,890	11,94	16,3325	9,74667	40,03202

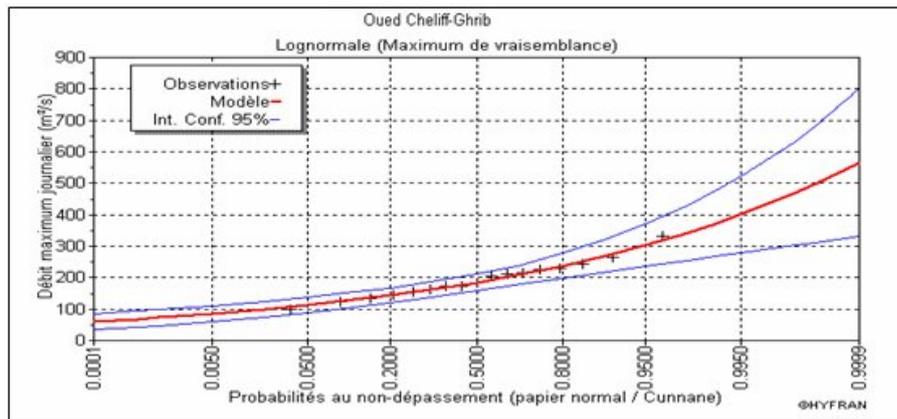


Figure IV.3 : Ajustement des débits moyens journaliers à la loi log-normale (Station Ghrib-amont 011407)

L’ajustement à une distribution de type Galton ou Log normale à notre bassin versant donne les résultats destableaux suivants :

Tableau IV.10 : Ajustement à une loi log-normale des modules annuels

Bassin	Paramètres statistiques		Droite d’henry
	Moy log Q	E.T logQ	
Cheliff-Ghrib	0,564	0,340	Log Q =0,564+0,340u

Tableau IV.11 : Modules caractéristiques en m³/s pour des périodes de récurrence données

Période	02 ans	05 ans	10 ans	20 ans	100 ans	1000 ans
Cheliff-Ghrib	3,673	7,137	10,104	13,463	23,058	42,140

- L’analyse en composantes principales a permis de dégager les stations représentatives du bassin versant de l’Oued Cheliff-Ghrib.
- L’ajustement graphique d’une droite de distribution moyenne et le calcul de l’intervalle de confiance à 95% permet de faire des estimations correctes des débits probables pour différentes période de retour sur le bassin versant.

IV.3. Quantification des Apports solides et l’érosion spécifique

Les différents résultats obtenus dans le chapitre précédent permettront de quantifier les apports solides et calculer l’érosion spécifique à différentes échelles temporelles (interannuelle, mensuelle, saisonnière).

La quantification de l’apport solide moyen interannuel et de l’érosion spécifique moyenne interannuelle donne une idée sur l’importance du transport solide et l’état de la dégradation du sol du bassin.

Les résultats de calcul pour la station Ghrib-Amont à différentes échelles temporelles sont données dans les tableaux IV.12, IV.13, IV.14, IV.15 IV.16 et IV.17.

Tableau IV.12 : Variation interannuelle des sédiments transportés en 10³Tonne. Station Ghrib – Amont échelle mensuelle

Mois	Septe	Octobre	Nove	Déc.	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Total
77/78	42,54	475,32	87,63	42,53	29,48	71,44	59,07	32,79	200,10	3,54	11,74	106,98	1163,15
78/79	68,02	860,53	158,42	67,90	51,21	104,78	95,43	51,87	454,66	7,95	28,66	186,66	2136,08
79/80	89,25	1211,12	225,66	91,31	70,53	133,26	128,44	68,93	707,86	12,87	45,39	255,59	3040,23
80/81	52,70	623,49	114,42	52,27	37,92	84,62	73,10	40,20	294,13	5,09	17,99	138,25	1534,16
81/82	69,46	883,54	162,76	69,43	52,49	106,69	97,60	52,99	470,76	8,24	29,73	191,27	2194,95
82/83	42,59	476,07	87,76	42,58	29,53	71,51	59,14	32,83	200,56	3,54	11,77	107,14	1165,00
83/84	20,96	192,07	38,18	23,68	12,88	43,88	31,59	18,06	44,26	1,13	1,65	43,79	472,12
84/85	0,01	106,80	0,14	1,49	6,56	2,06	16,09	1,13	7,02	0,00	0,00	0,01	141,31
85/86	5,91	1,64	132,87	0,71	4,37	250,59	647,14	50,54	58,18	3,81	0,58	18,89	1175,24
86/87	50,13	1,64	132,20	0,71	27,27	261,65	30,20	2,13	1,13	0,00	0,07	0,03	507,17
87/88	8,80	169,62	18,60	5,12	2,40	1,12	0,71	0,89	5,94	0,09	0,01	0,00	213,32
88/89	1,17	12,62	3,03	106,53	2,48	2,17	0,63	10,76	2,44	0,27	0,71	20,10	162,91
89/90	252,62	892,02	413,04	372,84	219,22	91,26	103,56	39,92	2522,28	8,63	196,50	493,72	5605,59
90/91	80,68	66,26	40,38	55,45	24,51	21,90	31,57	30,36	84,00	4,34	6,33	154,82	600,61
91/92	21,70	7153,82	352,22	61,86	40,67	157,95	56,62	271,82	823,08	111,37	28,48	527,74	9607,34
92/93	27,40	105,88	49,54	45,58	35,15	21,85	15,30	29,07	249,35	1,02	5,83	69,66	655,63
93/94	45,74	121,22	39,38	41,80	22,05	27,37	13,60	17,61	54,51	1,02	5,88	69,66	459,85
Moy	51,75	785,51	120,96	63,63	39,34	85,54	85,87	44,23	363,54	10,17	23,02	140,25	1813,80

Tableau IV.13 : Variation interannuelle de l'érosion spécifique (t/km².an). Station Ghrib – Amont échelle mensuelle

Mois	Septe	Octobre	Nov	Déc.	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Total
77/78	30,86	344,78	63,56	30,85	21,39	51,82	42,84	23,79	145,14	2,57	8,51	77,60	843,70
78/79	49,34	624,19	114,91	49,25	37,14	76,01	69,22	37,62	329,79	5,76	20,79	135,39	1549,42
79/80	64,74	878,50	163,69	66,23	51,16	96,66	93,17	50,00	513,45	9,34	32,93	185,39	2205,25
80/81	38,22	452,25	83,00	37,91	27,51	61,38	53,02	29,16	213,35	3,70	13,05	100,28	1112,82
81/82	50,38	640,88	118,06	50,36	38,07	77,39	70,79	38,44	341,47	5,98	21,56	138,74	1592,13
82/83	30,89	345,32	63,66	30,89	21,42	51,87	42,90	23,81	145,48	2,57	8,54	77,71	845,04
83/84	15,20	139,32	27,70	17,17	9,35	31,83	22,91	13,10	32,10	0,82	1,20	31,76	342,46
84/85	0,01	77,47	0,10	1,08	4,76	1,49	11,67	0,82	5,09	0,00	0,00	0,01	102,50
85/86	4,29	1,19	96,38	0,52	3,17	181,77	469,41	36,66	42,20	2,76	0,42	13,70	852,47
86/87	36,36	1,19	95,89	0,52	19,78	189,79	21,91	1,54	0,82	0,00	0,05	0,02	367,88
87/88	6,38	123,04	13,50	3,72	1,74	0,82	0,52	0,65	4,31	0,06	0,01	0,00	154,73
88/89	0,85	9,15	2,20	77,27	1,80	1,58	0,45	7,81	1,77	0,19	0,52	14,58	118,17
89/90	183,24	647,03	299,60	270,44	159,02	66,20	75,12	28,95	1829,56	6,26	142,53	358,12	4066,06
90/91	58,53	48,06	29,29	40,22	17,78	15,89	22,90	22,02	60,93	3,15	4,59	112,30	435,66
91/92	15,74	5189,08	255,48	44,87	29,50	114,57	41,07	197,17	597,03	80,79	20,66	382,80	6968,76
92/93	19,88	76,80	35,94	33,06	25,50	15,85	11,10	21,09	180,86	0,74	4,23	50,53	475,57
93/94	33,18	87,93	28,57	30,32	16,00	19,85	9,87	12,78	39,54	0,74	4,27	50,53	333,56
Moye	37,53	569,78	87,74	46,16	28,53	62,05	62,29	32,08	263,70	7,38	16,70	101,73	1315,66

Tableau IV.14 : Variation interannuelle des sédiments transportés en 10³Tonne. Station Ghrib – Amont échelle interannuelle

Mois	As
77/78	1778,75
78/79	3417,44
79/80	5040,96
80/81	2387,69
81/82	3520,56
82/83	1781,74
83/84	716,06
84/85	226,60
85/86	6202,98
86/87	1035,57
87/88	203,56
88/89	122,23
89/90	8114,73
90/91	965,57
91/92	22663,09
92/93	781,55
93/94	590,90
Moye	3502,94

Tableau IV.15 : Variation interannuelle de l'érosion spécifique ($t/km^2.an$). Station Ghrib – Amont échelle interannuelle

Mois	Es
77/78	1290,23
78/79	2478,87
79/80	3656,50
80/81	1731,93
81/82	2553,67
82/83	1292,40
83/84	519,40
84/85	164,37
85/86	4499,38
86/87	751,16
87/88	147,65
88/89	88,66
89/90	5886,08
90/91	700,39
91/92	16438,85
92/93	566,90
93/94	428,62
Moye	2540,88

Tableau IV.16 : Variation interannuelle des sédiments transportés en 10³Tonne. Station Ghrib – Amont échelle saisonnière

Mois	Autmne	Hiver	prentemps	Eté	Total
77/78	733,85	562,2	800,26	190,14	2286,4
78/79	1530,5	982,28	1432,2	383,98	4328,9
79/80	2346,8	1390,8	2030,3	573,05	6340,9
80/81	1025,5	719,89	1039,5	262,45	3047,4
81/82	1581,7	1008,4	1470,8	396,08	4456,9
82/83	735,26	562,97	801,45	190,5	2290,2
83/84	245,44	274,67	361,98	65,4	947,49
84/85	83,88	14,04	134,08	0,15	232,15
85/86	191,82	2404,3	5579,5	129,75	8305,3
86/87	234,99	2609,5	242,64	0,23	3087,4
87/88	181,46	10,99	14,13	8,42	214,98
88/89	9,18	205,84	49,11	23,84	287,97
89/90	2209,4	2408,8	3511,5	1365,8	9495,6
90/91	174,75	233,28	454,98	195,77	1058,8
91/92	19574	1480,5	2549,6	1677,3	25281
92/93	171,65	247,86	486,96	85,03	991,48
93/94	191,85	229,53	229,29	85,28	735,96
Moy	1836,6	902,7	1246,4	331,37	4317

Tableau IV.17 : Variation interannuelle de l'érosion spécifique ($t/km^2.an$). Station Ghrib – Amont échelle saisonnière

Mois	Autmne	Hiver	prentemps	Eté	Total
77/78	532,31	407,8	580,47	137,92	1658,5
78/79	1110,1	712,5	1038,8	278,52	3140
79/80	1702,3	1008,9	1472,7	415,66	4599,4
80/81	743,88	522,18	754,03	190,37	2210,5
81/82	1147,3	731,43	1066,9	287,31	3232,9
82/83	533,32	408,36	581,34	138,17	1661,2
83/84	178,03	199,24	262,56	47,44	687,27
84/85	60,84	10,18	97,26	0,11	168,39
85/86	139,15	1744	4047,1	94,12	6024,3
86/87	170,45	1892,8	176,01	0,17	2239,5
87/88	131,61	7,97	10,25	6,11	155,94
88/89	6,65	149,31	35,62	17,3	208,88
89/90	1602,6	1747,3	2547,1	990,73	6887,7
90/91	126,77	169,22	330,03	142,01	768,01
91/92	14198	1073,9	1849,4	1216,7	18338
92/93	124,51	179,79	353,21	61,68	719,18
93/94	139,17	166,49	166,32	61,86	533,84
Moy	1332,2	654,78	904,06	240,36	3131

- La quantification des apports solide en suspension de l’Oued Cheliff-Ghrib est de $3502.94.10^3$ tonne et une érosion spécifique $2540,88t/ km^2.an$ a l’échelle interannuelle, une densité sèche des matériaux = $1.6 tonne/m^3$ et une surface du bassin versant $S = 1378,67 km^2$, l’apport aux matériaux solides aboutissant dans la cuvette selon ANBT est de $2,3 M m^3/an$.
- Un ajustement des données du transport solide et de l’érosion spécifique à une loi dedistribution de fréquence théorique est réalisé. Le meilleur ajustement est donné par la loi log normale.

L’analyse des tableaux IV.12, IV.13, IV.14, IV.15, IV.16 et IV.17 de la station de Ghrib-Amont montre clairement une variation à l’échelle annuelle de l’érosion spécifique. Atitre d’exemple pour l’échelle mensuelle, elle passe d’une valeur de $102,50 t/km^2.an$ en 84/85 à $4066,06 t/ km^2.an$ en 89/90. Cela peut être expliqué par la très grande variation du transport solide à différentes modèles temporelles.

Tableau IV.18 : Apport solide et érosion spécifique pour différents modèles

Bassin versant ouedCheliff-Ghrib station Ghrib- Amont			
Echelles Temporelles	Mensuelle	interannuelle	Saisonnaire
As.10³ (tonne)	1813.80	3502.94	4317.01
Es (t/km².an)	1315,66	2540,88	3131,38

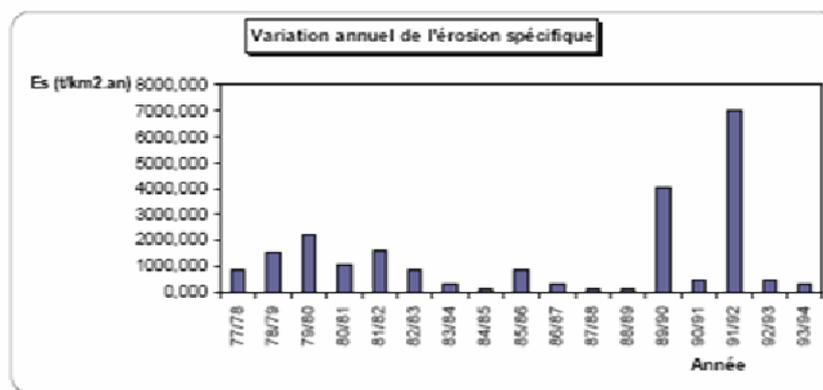


Figure IV.4 : Variation annuelle de l’érosion spécifique (échele annuelle)

- Dans le Tableau IV.18, les valeurs du transport solide à l’échelle mensuelle et saisonnière (Automne, Hiver, Printemps et l’Eté), sont légèrement différentes pour les deux modèle, par contre pour les autres modèles (saisonnaire et saison humide -sèche), les résultats sont assez proches.

- La Figure IV.5, représente la variation annuelle du transport solide à l'échelle temporelle mensuelle pour la station hydrométrique Ghrib-Amont. Nous remarquerons une valeur importante du transport solide durant l'année 91/90, alors que dans les autres années (83/84 à 88/89) la quantité du transport solide est faible.

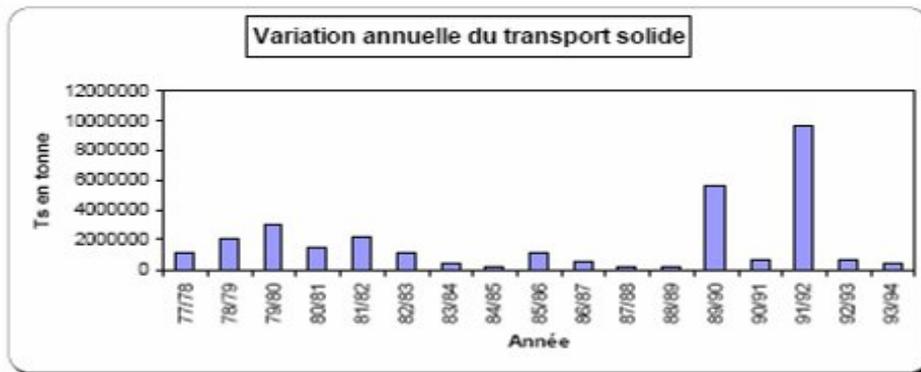


Figure IV.5 :Variation annuelle du transport solide (échelle annuelle)

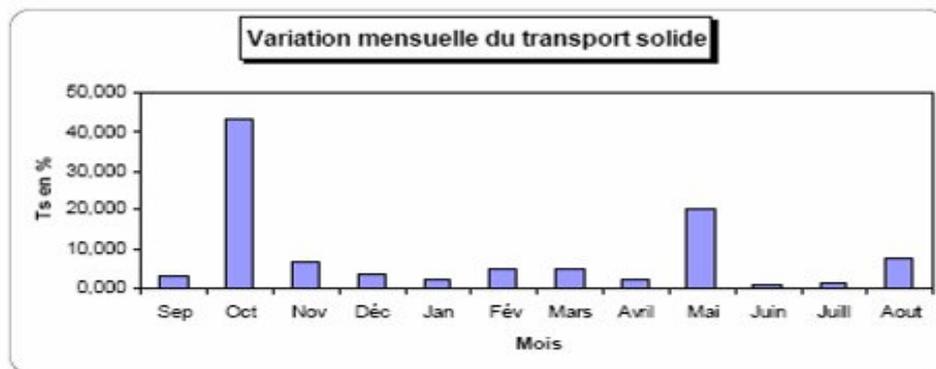


Figure IV.6 :Variation Mensuelle du transport solide (échelle mensuelle)

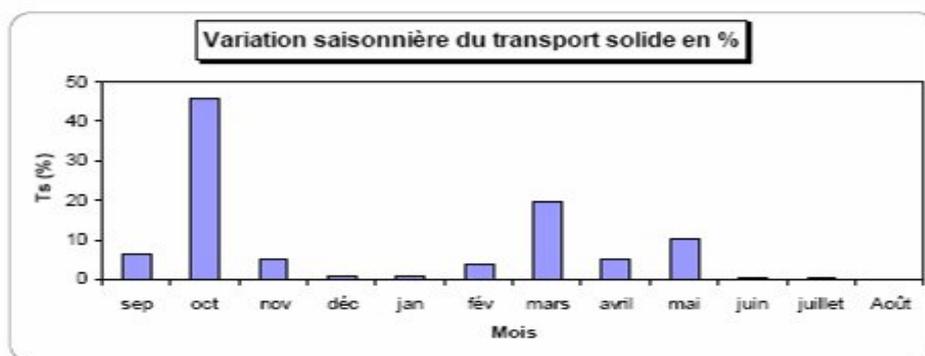


Figure IV.7 :Variation Mensuelle du transport solide (échelle saisonnière)

Dans la Figure IV.6, un taux important du transport solide est enregistré au mois d'Octobre (45% du transport solide annuelle) et 20% du transport solide annuelle est enregistré au mois de mars, par contre le pourcentage du transport solide est faible pour les autres mois. Il varié entre 0,5 % et 10 %.

Dans la figure V.7, la variation de l'érosion spécifique est variable d'un mois à l'autre. Nous remarquons que les valeurs d'érosions sont très importantes pour la saison d'automne et le printemps.

Il est à noter que pour le calcul du charriage, nous ne disposons d'aucune mesure, nonobstant le transport solide par charriage est pris en moyenne égal à 20% du transport solide en suspension d'après certain travaux.

Tableau IV.19 : Transport solide en suspension, total et l'érosion spécifique

station	Transport solide en suspension (Tonne)	Transport solide total (Tonne)	Erosion spécifique (T/ km².an)
Ghrib-Amont	3502.94*10 ³	4203.53*10 ³	2540,88

Nous remarquerons une érosion spécifique importante du bassin versant d'oued Cheliff-Ghrib au droit de la station Ghrib –Amont, celle-ci peut être expliquée par les caractéristique hydromorphométrique du bassin versant.

D'après TIXERONT 1960, dans son étude, défini trois zones .

- une zone où la pluie annuelle est inférieure à 300 mm, elle est insuffisante pour causer une érosion appréciable,
- une zone où la pluie annuelle est comprise entre 300 et 700 mm, l'érosion spécifique est très active ($E_s > 1200 \text{ t/ km}^2 \cdot \text{an}$).
- une zone où la pluie annuelle est supérieure à 700mm qui bénéficie d'un couvert végétal protecteur, l'érosion spécifique ($E_s < 350 \text{ t/ km}^2 \cdot \text{an}$).

Il admet que lorsque la pluie annuelle dépasse un certain taux, l'effet du substratum peut se trouver masquer par l'effet de la végétation qui assure une excellente protection quelle que soit la nature du terrain.

Dans notre zone d'étude l'érosion spécifique calculée est supérieur à $1200 \text{ t/ km}^2 \cdot \text{an}$, et la pluviométrie annuelle est comprise entre 300mm et 700 mm. Donc notre valeur d'érosion spécifique est convenable avec l'étude de Tixeront (Zone deux).

IV.4. Variation de concentration en matière en suspension

Tableau IV.20 : Evaluation de concentration moyenne annuelle d’oued Cheliff-Ghrib (Station Ghrib-Amont ; 011407).

Année	Q _l	C
1978	4,587	12,38
1979	5,984	14,79
1980	7,081	16,56
1981	5,157	13,39
1982	6,06	14,92
1983	4,59	12,38
1984	3,288	9,90
1985	0,83	3,94
1986	5,931	14,70
1987	3,239	9,80
1988	0,92	4,22
1989	1,015	4,51
1990	10,82	22,00
1991	3,252	9,83
1992	11,94	23,50
1993	2,894	9,09
1994	2,432	8,09
Moyenne	4,707	12,000
Ecat type	3,145	5,580
Cv	0,668	0,465

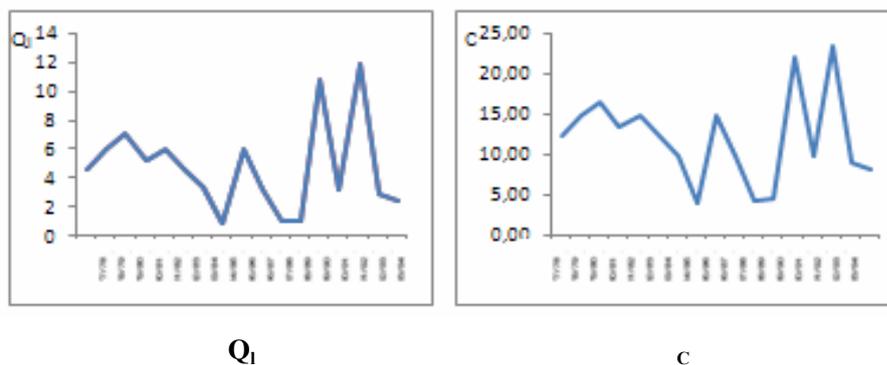


Figure IV.8: Représentation le débit liquide et la concentration à échelle annuelle

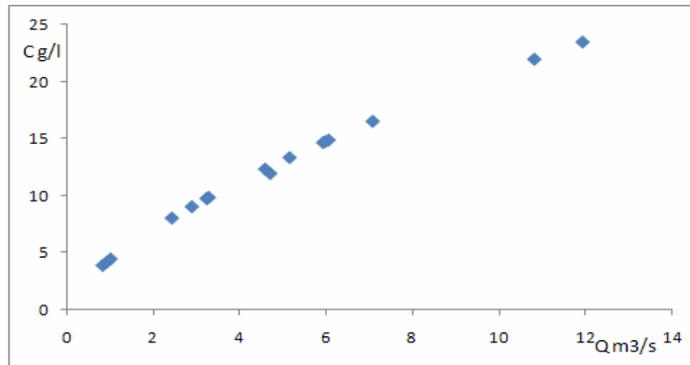


Figure IV.9 : Représentation la concentration moyenne en fonction le débit liquide moyenne $C_{moy}=f(Q_{lmoy})$ a échelle annuelle.

La démarche d’obtention des relations C-Q est purement graphique. Elle se présente en trois étapes .

1- les données de débit et de concentration sont mises en graphe avec en ordonnée la concentration en g/l et le débit en m³/s, et en abscisse le temps comme variable indépendante. On obtient les graphes temporels de C et de Q.

2- Un graphique chronologique idéal est établi, en faisant varier l’étalement.

3- Les associations idéales C-Q réalisées sont retenues et analysées.

IV.5.Analyse des paramètres de la relation concentration – débit liquide

IV.5.1.Relation Débit liquide instantané – concentration instantané

A- Relation interannuelle

donne les résultats de valeurs de R² à l’échelle annuelle dans le tableau IV.21.

Tableau IV.21 :Paramètre des modèles à l’échelle interannuelle

Echelle	N	Exp.	Lin.	Log.	Poly.	Pui.	équation
Int-an	1404	0,35	0.46	0.21	0.47	0.75	$C= -0,139 Q_i-524,39 Q_i^{-1}+ 90,609$

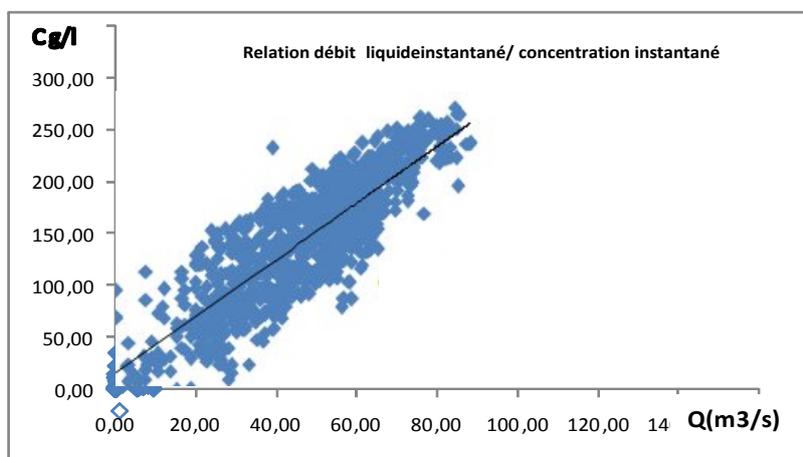


Figure IV.10 : Relation débit liquide – concentration à la station Ghrib-Amont (Echelle interannuel)

B- Relation annuelle

- donne les résultats de valeurs de R^2 à l'échelle annuelle dans le tableau IV.22.

Tableau IV.22 : Paramètre des modèles à l'échelle annuelle

Année	Exp.	Lin.	Log.	Poly.	Pui.	Equation
77 /78	0,418	0,195	0,177	0,22	0,74	$C = 2,159Q_1^{0,404}$
78/79	0,528	0,847	0,32	0,89	0,817	$C = 1,49Q_1^{1,01} - 41,33Q_1^{-1} + 38,71$
79/80	0,505	0,569	0,238	0,588	0,704	$C = 11,81Q_1^{0,022}$
80/81	0,663	0,883	0,495	0,919	0,814	$C = 0,421Q_1 - 41,8 Q_1^{-1} + 13,04$
81/82	0,631	0,785	0,424	0,805	0,865	$C = 0,518Q_1^{1,049}$
82/83	0,587	0,425	0,291	0,442	0,777	$C = 1,433Q_1^{0,650}$
83/84	0,481	0,096	0,179	0,116	0,824	$C = 5,687Q_1^{0,936}$
84/85	0,372	0,917	0,38	0,95	0,797	$C = 0,496Q_1 - 30,42 Q_1^{-1} + 42,55$
85/86	0,337	0,669	0,365	0,67	0,658	$C = -0,009Q_1 + 108,8 Q_1^{-1} + 25,40$
86/87	0,427	0,893	0,302	0,989	0,73	$C = 0,572Q_1 + 0,242 Q_1^{-1} + 2,229$
87/88	0,596	0,518	0,357	0,671	0,729	$C = 6,646Q_1^{0,739}$
88/89	0,33	0,379	0,376	0,414	0,49	$C = 5,01Q_1^{-0,26}$
89/90	0,666	0,621	0,393	0,624	0,793	$C = 0,754Q_1^{0,786}$
90/91	0,247	0,177	0,18	0,191	0,347	$C = 1,438Q_1^{0,524}$
91/92	0,341	0,824	0,28	0,901	0,406	$C = 0,606Q_1 - 75,90 Q_1^{-1} + 7,348$
92/93	0,614	0,803	0,662	0,805	0,723	$C = 0,237Q_1 - 248,9 Q_1^{-1} + 87,30$
93/94	0,513	0,866	0,496	0,942	0,76	$C = 1,752Q_1 + 161,5 Q_1^{-1} + 24,44$

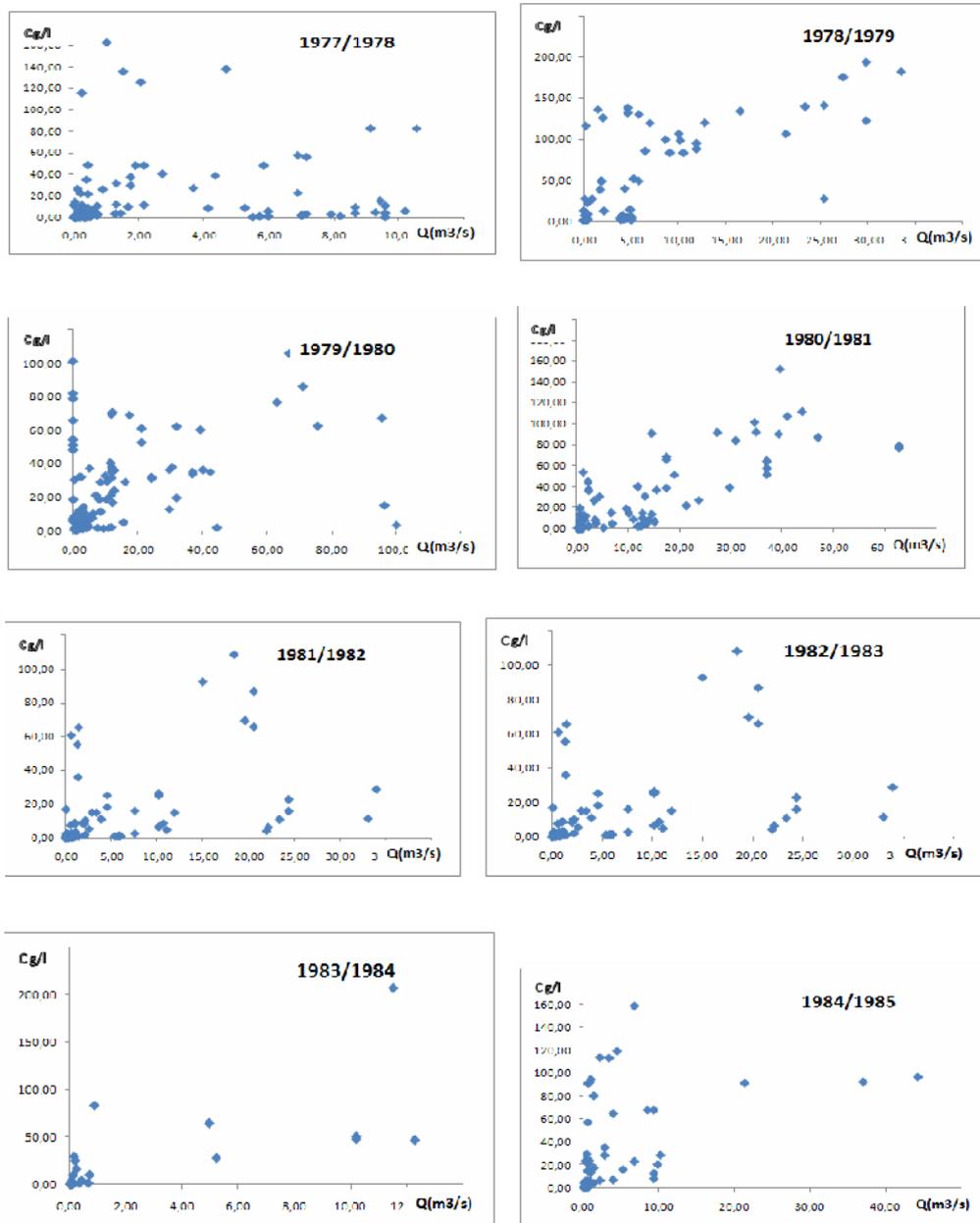


Figure IV.11. Relation débit liquide – concentration instantané à la station Ghib-Amont (Echelle annuelle)

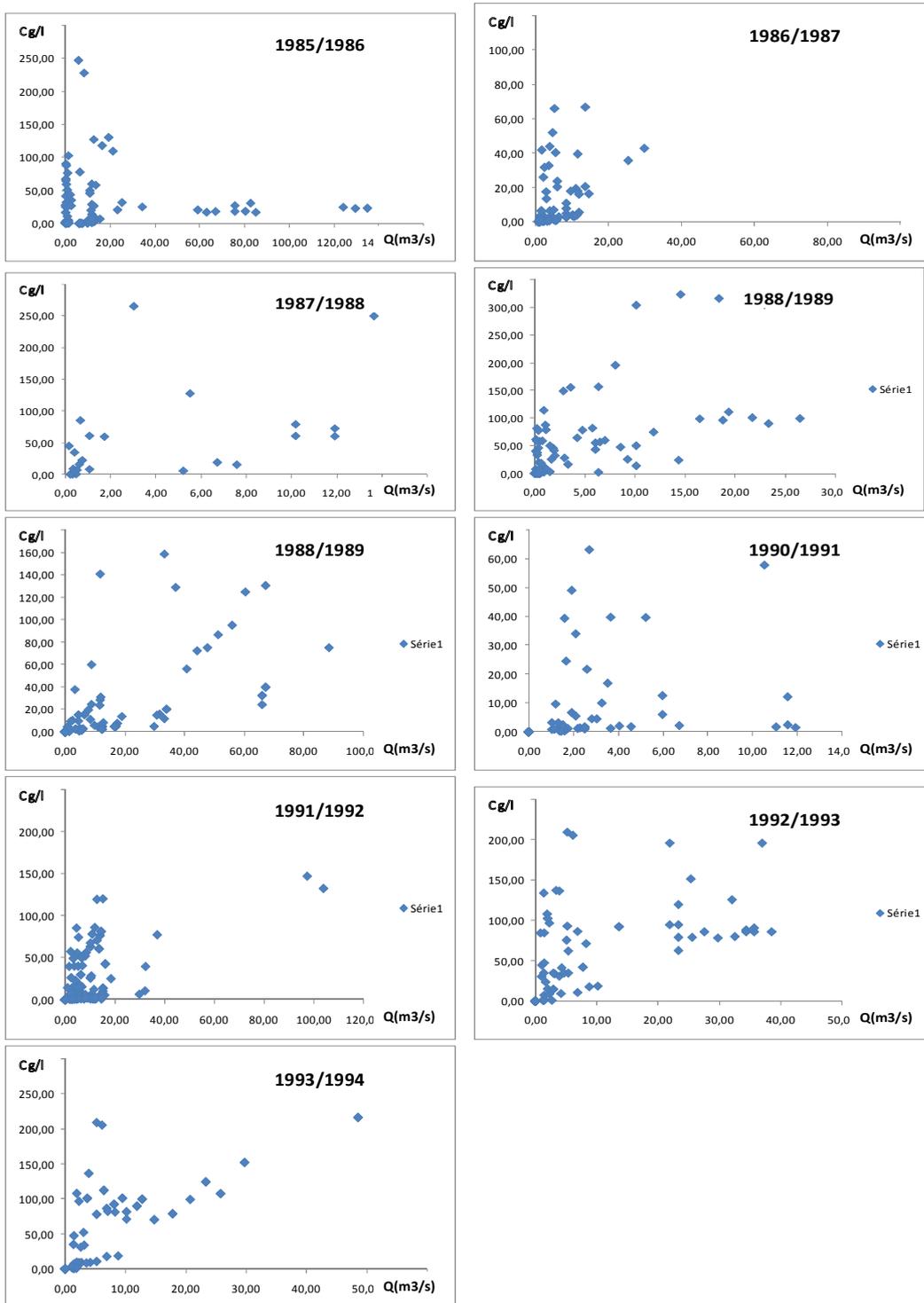


Figure IV.11. Relation débit liquide – concentration à la station Ghrib-Amont (Echelle annuelle) (Suite)

C- Echelle Mensuelle

Tableau IV.23 : Paramètre des modèles à l'échelle mensuelle

Mois	Exp.	Lin.	Log.	Poly.	Pui.	Equation
Sep.	0,358	0,413	0,258	0,493	0,669	$C = 20,33Q_1^{0,137}$
Oct.	0,396	0,801	0,253	0,809	0,812	$C = 6,852Q_1^{0,486}$
Nov.	0,548	0,501	0,288	0,609	0,734	$C = 3,178Q_1^{0,677}$
Déc.	0,518	0,78	0,335	0,80	0,813	$C = 2,398Q_1^{0,731}$
Jan.	0,439	0,63	0,246	0,658	0,694	$C = 2,334Q_1^{0,420}$
Fév.	0,49	0,42	0,197	0,589	0,646	$C = 1,613Q_1^{0,383}$
Mar.	0,442	0,675	0,371	0,696	0,778	$C = 0,670Q_1^{0,683}$
Avr.	0,507	0,503	0,261	0,573	0,694	$C = 1,688Q_1^{0,542}$
Mai.	0,565	0,769	0,374	0,822	0,842	$C = 1,939Q_1^{0,835}$
Juin.	0,573	0,498	0,186	0,608	0,768	$C = 1,809Q_1^{0,714}$
Juill.	0,641	0,419	0,429	0,432	0,737	$C = 9,401Q_1^{0,578}$
Août	0,836	0,86	0,822	0,89	0,994	$C = 34,48 Q_1^{0,297}$

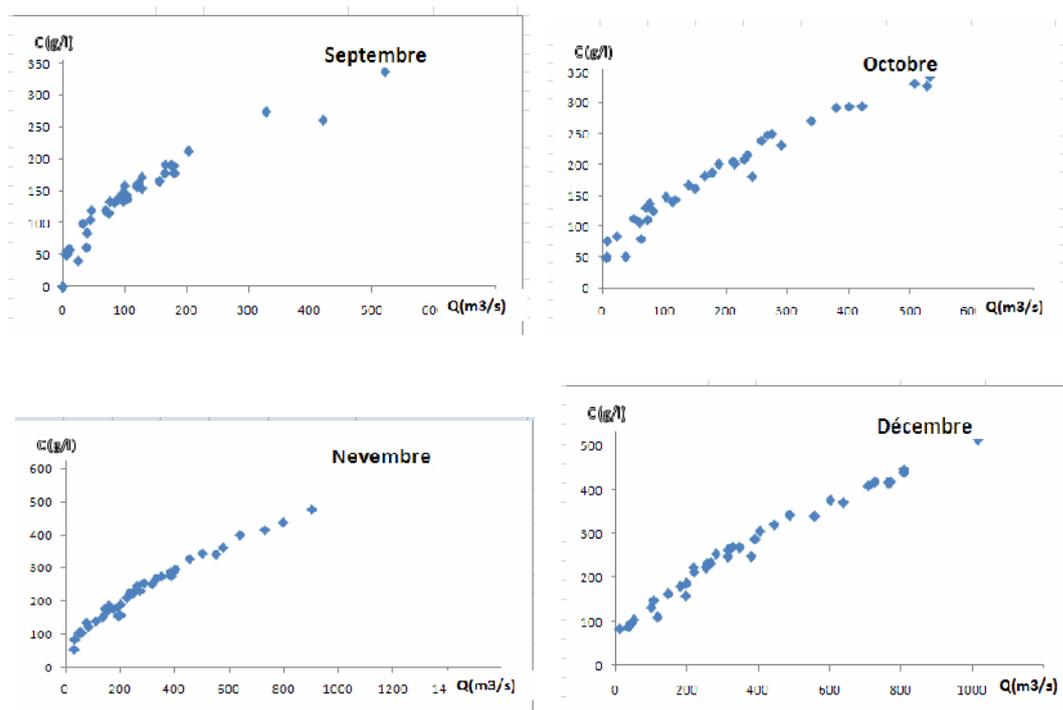


Figure IV.13. Relation débit liquide – concentration instantané à la station Ghib-Amont Echelle Mensuelle

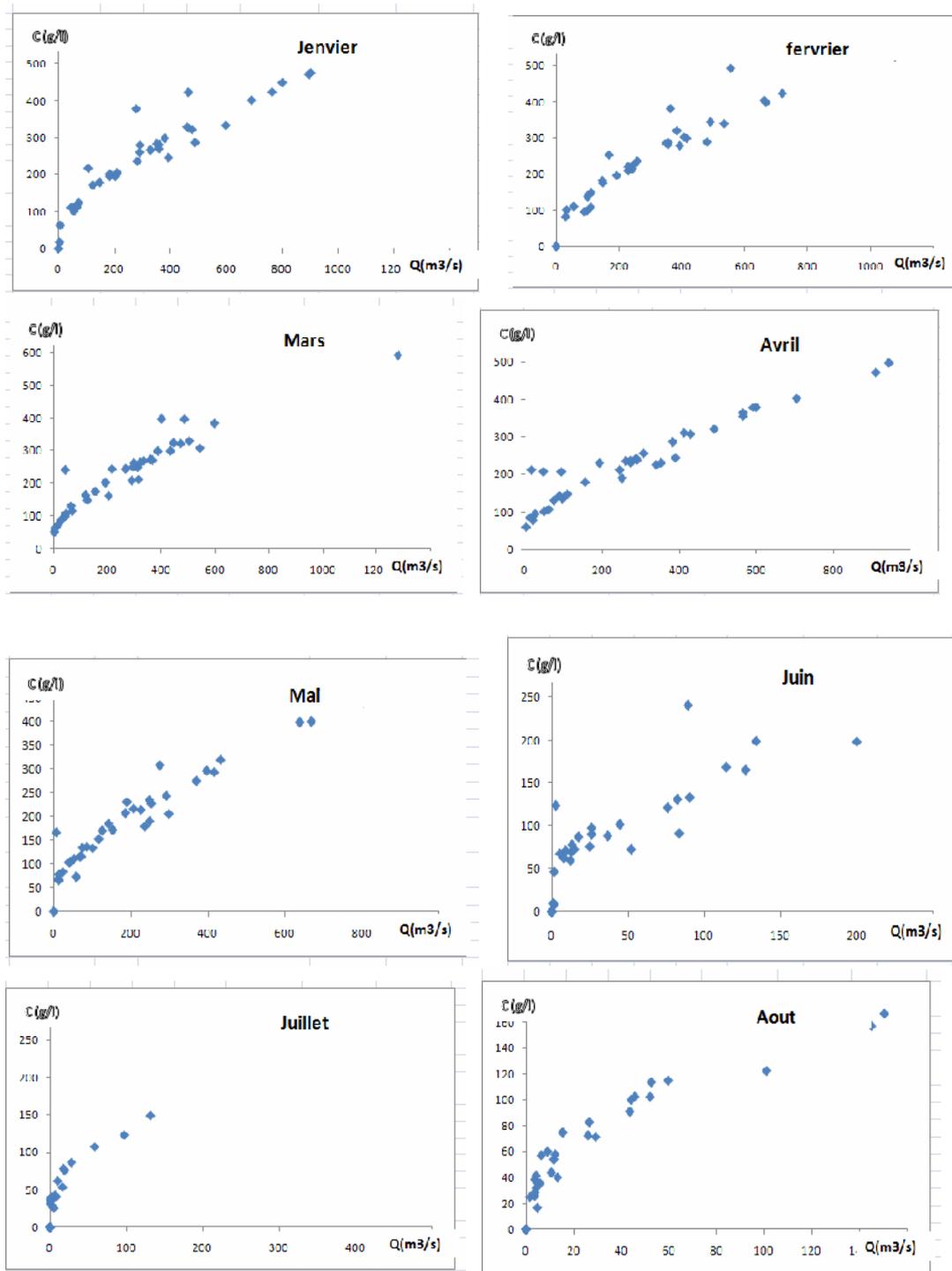


Figure IV.12 :Relation débit liquide – concentration à la station Ghrib-Amont (Echelle Mensuelle)
(suite)

D- Relation saisonnière

Tableau IV.24 : Paramètre des modèles à l'échelle saisonnière

Saison	Exp.	Lin.	Log.	Poly.	Pui.	équation
Automne	0,35	0,753	0,23	0,766	0,781	$C = 4,461Q_1^{0,670}$
Hiver	0,345	0,614	0,239	0,639	0,742	$C = 1,389Q_1^{0,515}$
printemps	0,525	0,657	0,283	0,663	0,783	$C = 1,708Q_1^{0,748}$
été	0,537	0,532	0,228	0,545	0,678	$C = 13,28Q_1^{-0,008}$

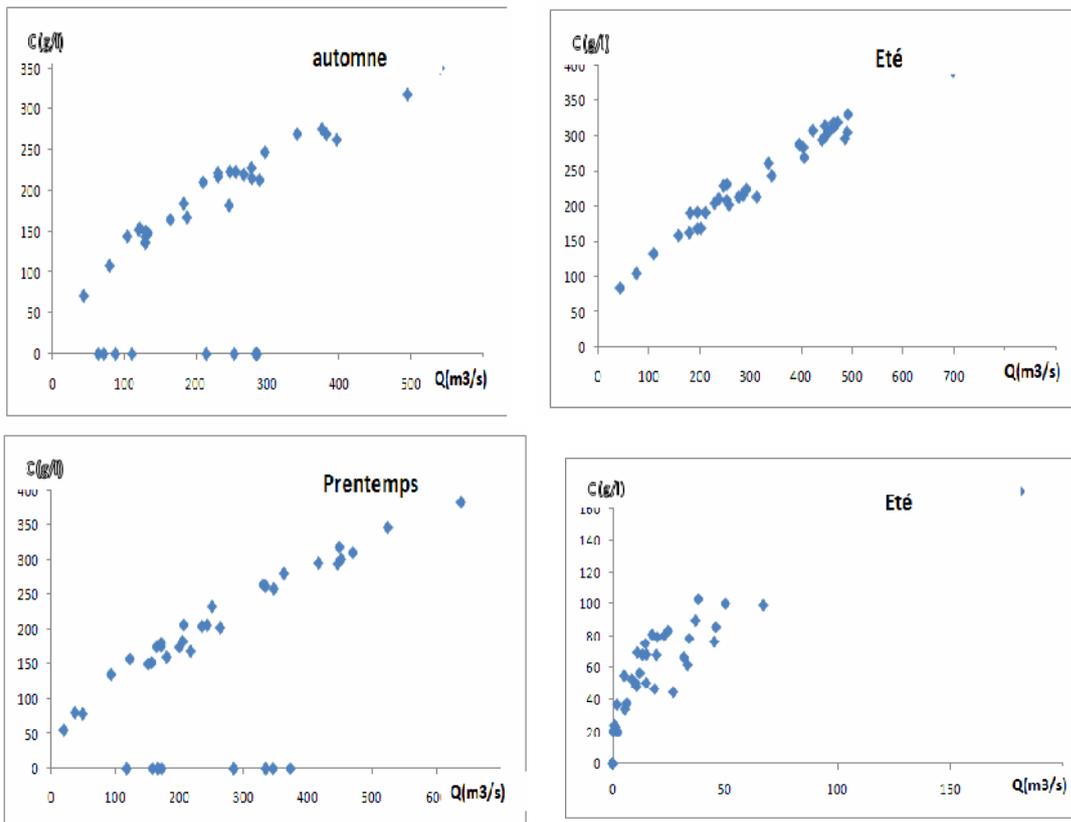


Figure IV.11 : Relation débit liquide – concentration à la station Ghrib-Amont (Echelle Saisonnière)

IV.5.1.1. Interprétation des résultats

A travers cette étude, nous avons essayé de voir quelle est la relation existe entre le débit liquide et les concentrations et notamment le degré de cette relation, le but principal étant d'établir les modèles les plus appropriés dans le cadre de l'évaluation du transport solide au niveau du bassin étudié. Les relations établies nous serviront, par la suite, pour combler les périodes lacunaires et, éventuellement, étendre des séries courtes.

IV.6. Indicateurs statistiques traduisant la dynamique hydro-sédimentaire**Des bassins versants****IV.6.1 Calcul des indicateurs Meybeck**

Ces indicateurs ont été calculés sur les bassins versants d'étude sur les périodes d'observation (Tableau IV.25). Ils seront par la suite discutés et permettront de comparer les bassins d'étude (i) dans un contexte régional Algéria, (ii) dans le contexte hydrologique Alegria et (iii) dans un contexte international, à l'aide des gammes de variations des indicateurs définies par Meybeck *et al.*, (2003). Afin de permettre une inter comparaison de bassins, les indicateurs ont été recalculés avec les données réactualisées au pas de temps journalier (Mano *et al.*, 2006).

Du bassin versant de plaine sous régime pluvial au bassin de haute montagne sous influence nivo-glaciaire, le paysage hydrologique Alegria présente une grande diversité. Cette diversité est retranscrite dans les régimes de transport de MES qui paraissent également variés, tant du point de vue de l'intensité que de la dynamique du transport.

Tableau IV.25 : Calcul des indicateurs statistiques.

Indicateur	Unité	Ghrib
Concentration		
C_{s^*}	g/ l	15.47
C_{si}	g/l	0.091
C_{s95}	g/l	203
$C_{s^*} = C_{s50}$	-	102
$C_{s99} = C_{s50}$	-	130
Débit		
$q^*_$	l/(km ² .s)	3.41
q_{50}	l/(km ² .s)	40.01
q_{95}	l/(km ² .s)	76
q^*/q_{50}	-	0.085
q^*/q_{99}	-	0.043
$(C_{99} - C_{s50})$		
$(q_{99} - q_{55})$	-	13
Flux		
y^*	Kg/(km ² .j)	70
y_i^*	T/(km ² .an)	65
y_{50}	Kg/(km ² .j)	6.7
y_{95}	Kg/(km ² .j)	67
y^*/y_{50}	-	80
y_{99}/y_{50}	-	300
Transfert		
$M_{s2\%}$	%	65
$M_{s10\%}$	%	90
$V_{w2\%}$	%	20
$V_{w10\%}$	%	41
$T_{s50\%}$	%	6
$T_{s90\%}$	%	5
$T_{w50\%}$	%	14
$T_{w90\%}$	%	52
$W_{s50\%}$	%	5
$W_{s90\%}$	%	24
$T_{s50\%} = T_{w50\%}$	-	0.03
$M_{s2\%} = V_{w2\%}$	-	5

- Cette différence s’explique parfaitement par les valeurs des concentrations plus élevées au cours des crues sur le bassin. Le calcul de ce tableau montre que le bassin versant de moyen transport solide selon (Meybeck.2003).
- On peut calculer le même type d’indicateur sur les débits. $q_{99}=q_{50}$ permet de traduire le rapport entre les débits en crue et les débits non dépassés pendant 50% du temps. Celui-ci est clairement plus faible que celui concernant la variabilité des concentrations pour l’ensemble des bassins versants d’étude.
- Pour bassins versant d’étude, les concentrations en MES se révèlent donc bien plus variables que les débits d’après l’indicateur $\frac{(C_{99} - C_{s50})}{(q_{99} - q_{55})}$. Une part importante de la variabilité des flux de MES est donc expliquée par les variations de concentration.

IV.7.Modélisation statistique de flux de sédiments en suspension

IV.7.1.Modèle « rating-curve»

Un grand nombre d’auteurs ont proposé des modèles physiques, statistiques ou de simples relations empiriques pour estimer les flux de sédiments en suspension à l’échelle du bassin versant.

IV.7.1.1. Modélisation à partir de la relation débit liquide/débit solide à l’échelle instantanée

L’application du modèle « rating-curve » a porté sur les valeurs instantanées des débits liquides en $m^3.s^{-1}$ et des concentrations en $g.l^{-1}$, mesurées au niveau de station étudiée.

Tableau IV.26 : Critères d’évaluation calculés sur les périodes de calage et validation pour un modèle où le calcul des flux est réalisé à partir de la relation $Q_s=a.Q^b$, calée sur les données instantanée observées pour la station Ghrib.

Station	Période	Taille de l’échantillon	R²	EAM	Nash
Ghrib	Calage	800	0.72	87.2	0.25
	Validation	604	0.93	89.4	0.14

IV.7.1.2 Modélisation à partir de la relation débit/concentration à l’échelle journalière

L’application du modèle « rating curve » a porté sur les valeurs journalières des débits liquides en $m^3.s^{-1}$ et des concentrations en $g.l^{-1}$.

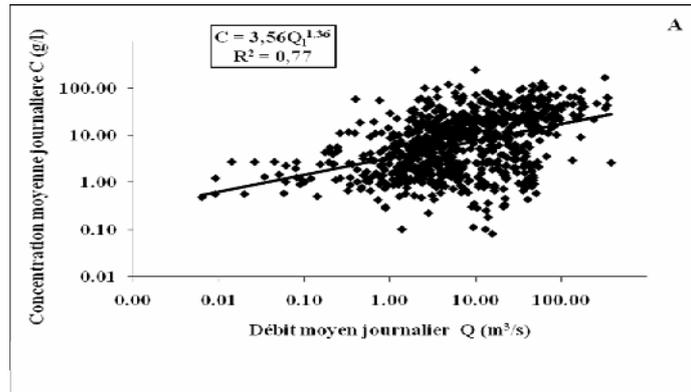


Figure IV.12 : Relation entre débits et concentrations moyens journaliers sur la station Ghrib(1978/1994).

Les courbes de transport sédimentaire peuvent varier significativement d’une station à l’autre comme l’illustre la figure IV.14, les droites de régressions surestiment les concentrations en MES correspondant à des débits faibles à élevés. La grande diversité des phénomènes hydro-climatiques rend la relation entre les débits moyens journaliers et les concentrations moyennes journalières très variable. Malgré que les coefficients de détermination figurés dans les graphiques (figure IV.14) montrent qu’il existe une relation puissance évidente entre les deux paramètres, mais les critères d’évaluation sont tous moins bons, les concentrations modélisées sur la station sont irréalistes et inutilisables.

Tableau IV.27 : Critères d’évaluation calculés sur les périodes de calage et validation pour un modèle où le calcul des flux est réalisé à partir de la relation $C = aQ^b$, calée sur les données journalières observées pour la station d’étude.

Station	Période	Taille de l’échantillon	R ²	EAM	Nash
Oued Cheliff-Ghrib	Calage	800	0.24	84.52	0.13
	Validation	604	0.14	90.02	0.19

IV.7.2.Optimisation des relations log (MES) =f log (débit)

IV.7.2.1Variation interannuelle des courbes de transport sédimentaire

Les paramètres de régressions (a et b) et les coefficients des déterminations ont été examinés qui nous permettent de dire que l’ajustement au modèle puissance montre de bonne relation entre la concentration et le débit pour la plus part des années.

Les résultats de variation interannuelle représentent dans le tableau suivant

Tableau IV.28 : Résultats des courbes de type puissance ($C = aQ^b$) où figurent les coefficients a et b, les débits annuels (Q_a), les maxima journaliers de concentration en MES (g/l) et de débit (m^3/s) à la station Ghrib. (Les concentrations maximales ne correspondent pas forcément aux débits maximaux).

Année	Qmax(m^3/s)	Cmax(g/l)	a	b	R ²
77/78	10,54	162,28	2,57	0,40	0,195
78/79	100,14	193,30	2,63	0,21	0,847
79/80	75,82	86,29	4,00	0,32	0,569
80/81	43,94	112,00	4,05	0,37	0,883
81/82	62,81	180,12	1,85	0,15	0,785
82/83	24,37	207,00	4,94	0,50	0,425
83/84	44,23	96,62	2,13	0,20	0,096
84/85	21,35	246,87	3,96	0,45	0,917
85/86	135,00	113,66	4,81	0,32	0,669
86/87	25,38	266,08	3,89	0,42	0,893
87/88	21,75	265,08	5,79	0,57	0,518
88/89	88,43	323,16	2,80	0,23	0,379
89/90	37,02	158,44	6,54	0,52	0,621
90/91	103,85	226,52	3,34	0,26	0,177
91/92	18,43	209,81	3,03	0,38	0,824
92/93	48,65	280,53	2,35	0,22	0,803
93/94	47,65	279,53	5,69	0,45	0,866

- On constate de l'analyse de tableau précédent que, il y une forte dégradation enregistrée dans le sous bassin versant.
- La courbe de régression présentant la pente la plus faible est l'année 1988-89 au niveau de la station Ghrib, cette année est hydrologiquement sèche, mais elle présente de faibles à moyen concentrations en MES (maximum **323.16 g.l⁻¹**) et le débit journalier maximum est de l'ordre de **88.43 m³.s⁻¹** (Tableau IV.28). En effet, le faible nombre de crues majeures durant cette année a pu peut influencer l'allure de la droite de régression.

- La plus grande part (52%) du flux total annuel est transitée durant une crue enregistrée pendant le mois de mars 1986 où le débit maximum instantané atteint $135 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$.
- Les résultats de la station semblent assez bons pour les paramètres a , b et R^2 .
- À l'inverse, il apparaît que les courbes des années 1993-94, respectivement pour Oued Cheliff-Ghrib, sont caractérisées par les plus fortes pentes. L'année 1998-99 est l'une des années caractérisée par un fort transport solide sur la station. Cette année est hydrologiquement sèche, ce qui explique bien les fortes concentrations en MES enregistrée notamment en octobre.

IV.8. Modèle d'érosion en fonction de la concentration des sédiments en suspension et du débit liquide durant les crues et le phénomène d'Hystérésis

IV.8.1 Ajustement du modèle puissance ($C=aQ^b$) à l'échelle de la crue

Les résultats trouvés, montrent la prédominance des crues automnales avec plus de 48 %, du total recensé, respectivement pour Oued Cheliff-Ghrib. Ceci est dû essentiellement aux pluies de fortes intensités de la saison d'automne (Meddi, 1992). L'examen des coefficients de détermination montre que l'ajustement au modèle puissance à l'échelle de la crue est acceptable, malgré que la signification statistique reste médiocre à faible pour quelques crues. Cependant, l'augmentation des débits s'accompagne de l'accroissement des concentrations en matière en suspension dont le pic de concentration peut s'observer soit en concomitance avec celui des débits soit déphasé avec la possibilité d'être avant ou après le pic de débit. La dispersion de la relation concentration-débit peut être liée à l'écart entre les concentrations en sédiments pour des mêmes valeurs de débits situées soit lors des phases montantes, soit lors des phases descendantes (d'où le phénomène d'hystérésis).

Des différences dans les coefficients des équations de régression apparaissent à la fois au travers de station, se traduisant par des dynamiques sédimentaires différentes en fonction de la crue. Mais aucune spécificité selon la saison ne peut être décelée. On note cependant, qu'à la valeur la plus forte de a correspond la valeur la plus faible de b et vice versa ($a=1.85$, $b=0.15$). Toutefois, une corrélation négative est observée entre les coefficients a et b . Il faut rappeler qu'une relation similaire a été présentée dans la section précédente des courbes tronquée. Quelques explications physiques existent aussi sur les paramètres a et b à l'échelle de crue. a exprime l'état du sol d'un bassin d'une manière générale et son degré de saturation en particulier, et l'exposant

b peut être relié directement à la superficie drainée en période de crues, mais il exprime aussi l'importance du taux de transport solide (Benkhaled *et al.*, 2003). En effet, plus le sol devient saturé plus il devient cohésif, ce qui peut engendrer un taux de transport solide moins important.

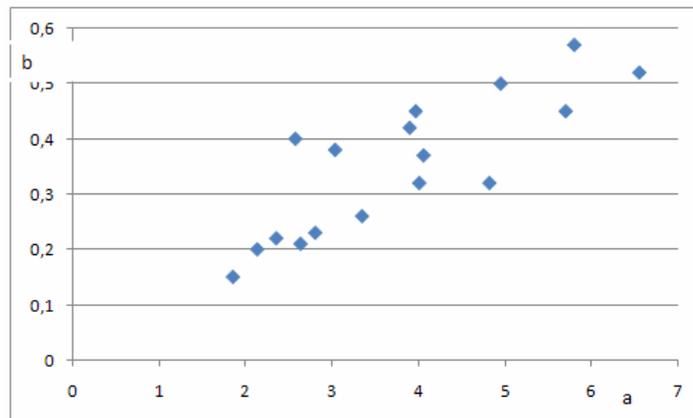


Figure IV.13 : Relation entre a et b pour la station étudiée.

IV.8.2. Evolution de la concentration des sédiments et du débit liquide à l'échelle de la crue

Parmi ces crues, 22 événements ont été analysés représentant des épisodes ayant différentes caractéristiques (Tableau IV.29). Cette sélection n'est pas exhaustive, mais elle permet de fournir le maximum d'informations sur la relation C-Q, en identifiant le modèle d'hystérésis dominant, en insistant en particulier sur l'effet saisonnier. Léopold *et al.*, (1964) ont analysé les enregistrements concentration des sédiments en suspension-débit liquide dans plusieurs bassins des Etats Unis et ont constaté qu'une grande partie de la charge annuelle de sédiments s'est produite durant les crues modérées avec répétition fréquente.

Tableau IV.26 : Chronologie des crues sélectionnées station Ghrib

Crue N°	Date	Nombre d'observation
01	03/04/1978	10
02	20 -22/10/1978	07
03	20-22/09/1979	07
04	11-22/01/1980	17
05	6-14/03/1980	20
06	22-26/12/1981	10
07	18-21/04/1982	15
08	4-22/05/1982	21
09	6-30/03/1985	15
10	21/05-02/06/1985	08
11	02/10-20/11/1985	10
12	6-22/02/1986	18
13	8-12/03/1986	18
14	17-19/09/1987	05
15	18-22/10/1988	07
16	14-15/12/1988	09
17	11-13/04/1989	09
18	1-14/05/1990	08
19	5-8/10/1991	07
20	7-8/05/1992	07
21	25-28/09/1992	16
22	23-24/09/1994	18

➤ De plus les périodes de crue sont de courte durée si on les rapporte à l'échelle annuelle, et la durée cumulée de tous les événements de crue représente, en effet, un faible pourcentage de temps annuel. L'objectif de cette sélection n'est pas exhaustif, mais il permet de fournir le maximum d'informations sur la relation C-Q, en identifiant le modèle dominant par exemple et en montrant l'existence ou non de l'effet saisonnier.

- La démarche d'obtention des relations C-Q est purement graphique. Elle se présente en trois étapes :

- 1- les données de débit et de concentration sont mises en graphe avec en ordonnée la concentration en g.l^{-1} et le débit en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$, et en abscisse le temps comme variable indépendante. On obtient les graphes temporels de C et de Q. Pour la représentation graphique de l'hystérésis, la concentration C en g.l^{-1} est prise en ordonnée et le débit Q en $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$ en abscisse.
- 2- Un graphique chronologique idéal est établi, en faisant varier l'étalement.
- 3- Les associations idéales C-Q réalisées sont retenues et analysées.

IV.8.3. Identification des classes de relation C-Q courbes hétéries

L'identification des différentes classes de relations C-Q est élaborée sur la base des résultats graphiques et statistiques des deux variables mises en relation. La figure représente respectivement les graphes temporels et l'hystérésis des événements sélectionnés.

Présente les grandeurs statistiques des crues retenues dans cette analyse. Ces paramètres fournissent des informations très importantes pour l'identification des classes d'hystérésis.

Représentation graphique des crues avec classes de relations C-Q.

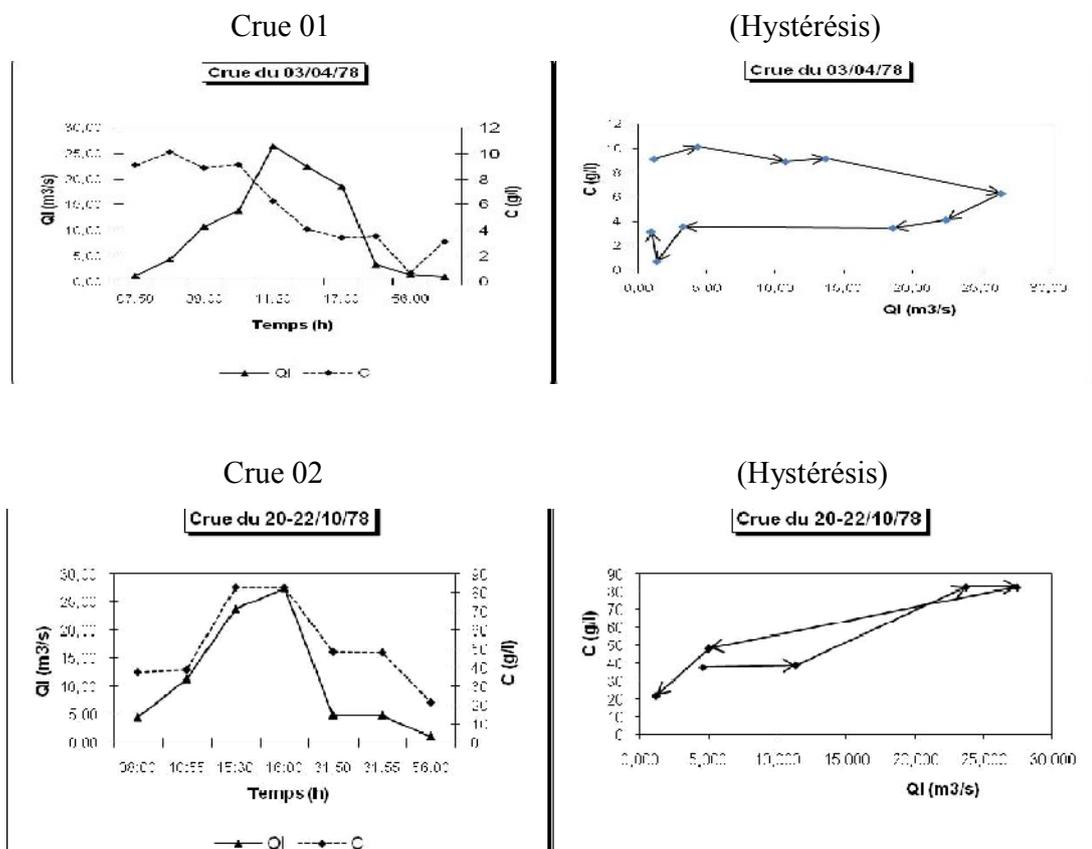
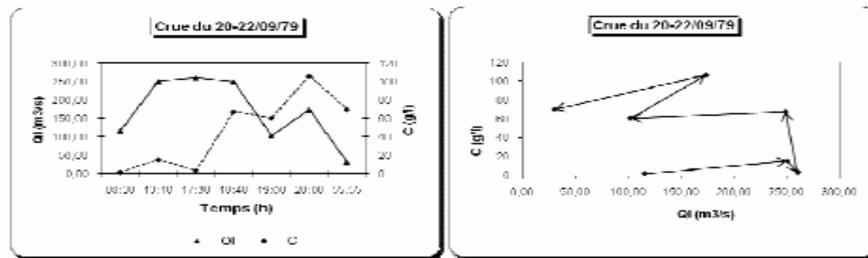


Figure IV.14 :(cruce 01, 02) Dynamique du transport solide en suspension sur l'Oued Cheliff-Ghrib Durant les crues. (À gauche sont représentés les graphes temporels et à droite l'hystérésis de C et Q).

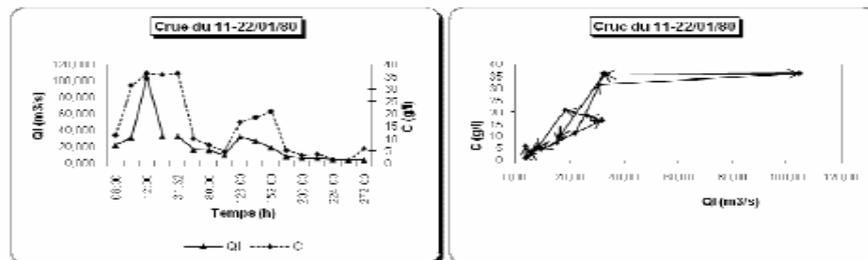
Cruce 03

(Hystérésis)



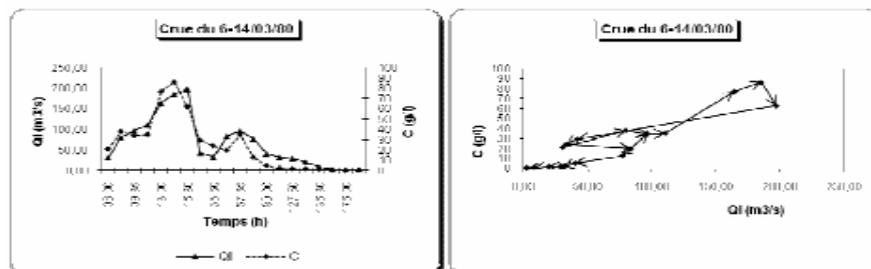
Crue 04

(Hystérésis)



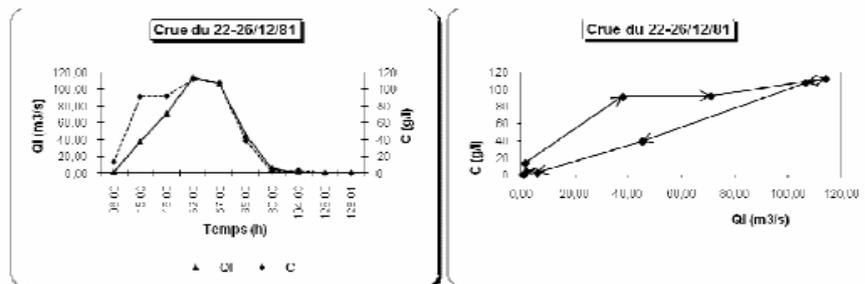
Crue 05

(Hystérésis)



Crue 06

(Hystérésis)



Crue 07

(Hystérésis)

Figure IV.16 : (crue03, 04, 05, 06). Dynamique du transport solide en suspension sur l'Oued Cheliff-Ghrib Durant les crues. (À gauche sont représentés les graphes temporels et à droite l'hystérésis de C et Q)(Suite).

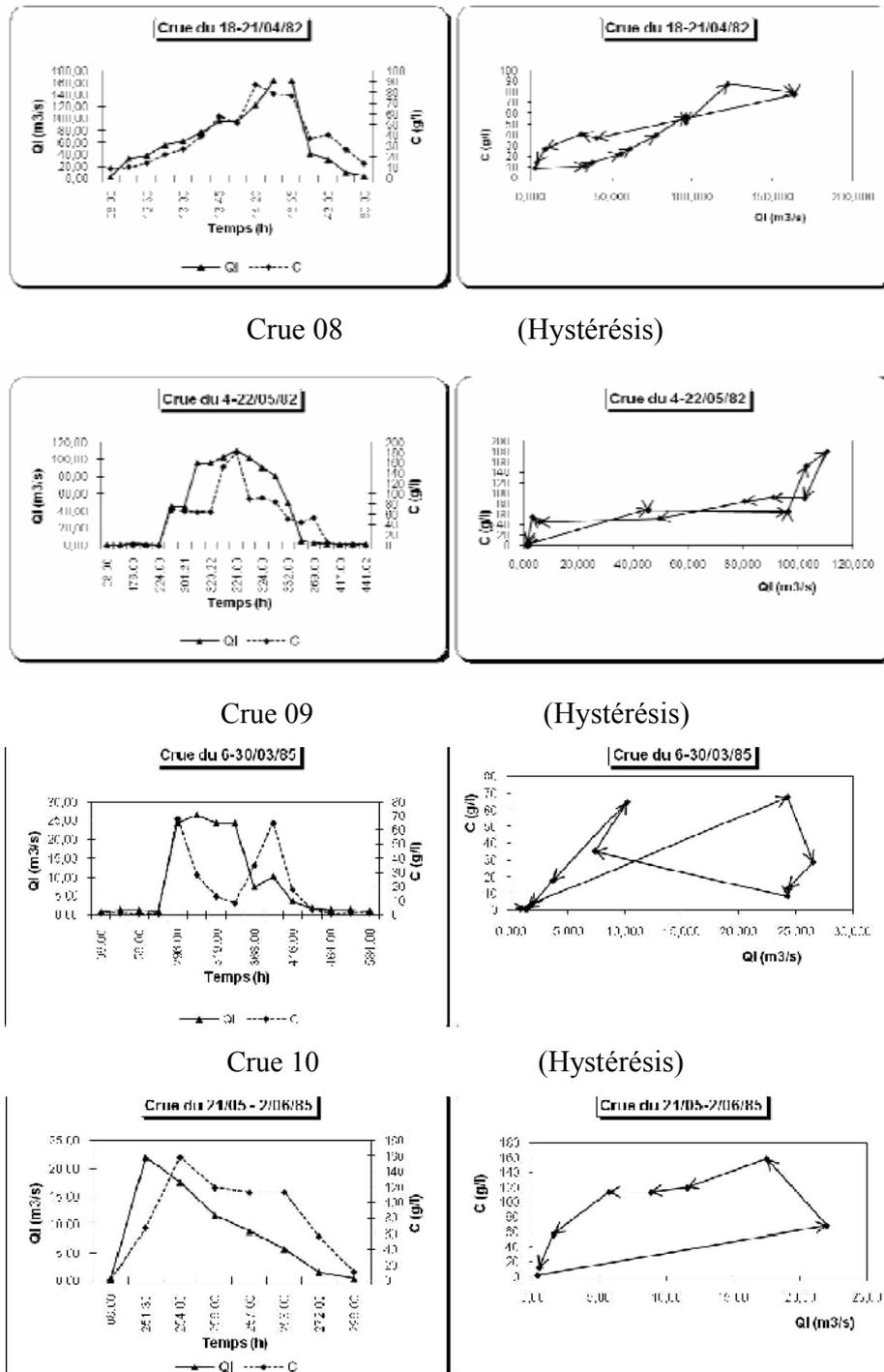


Figure IV.16 :(crue07,08, 09, 10). Dynamique du transport solide en suspension sur l'Oued Cheliff-Ghrib Durant les crues. (À gauche sont représentés les graphes temporels et à droite l'hystérésis de C et Q)
(Suite).

Crue 11 (Hystérésis)

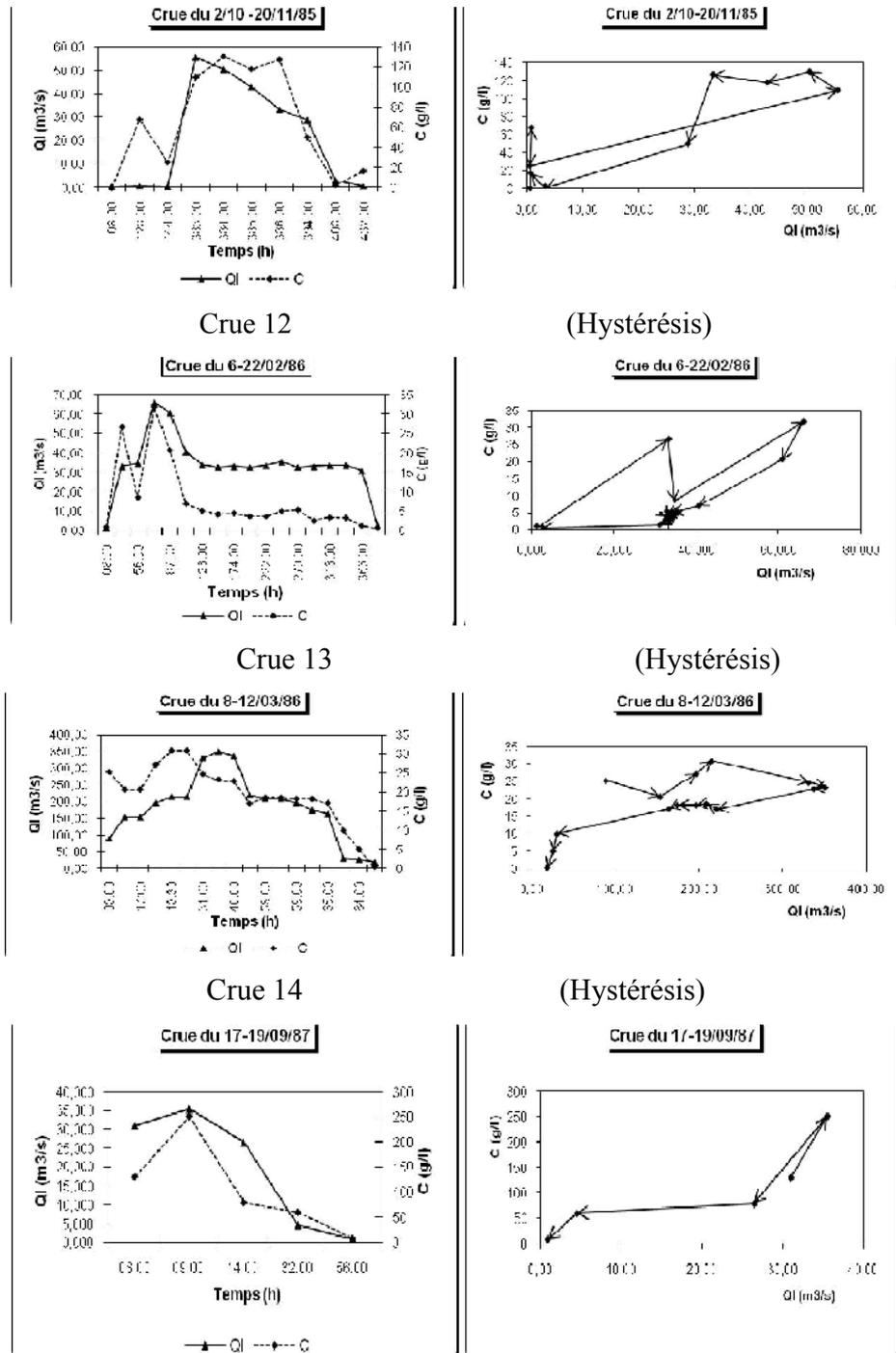


Figure IV.16 : (crue 11, 12, 13,14). Dynamique du transport solide en suspension sur l'Oued Cheliff-Ghrib Durant les crues. (À gauche sont représentés les graphes temporels et à droite l'hystérésisde C et Q)
(Suite).

Crue 15 (Hystérésis)

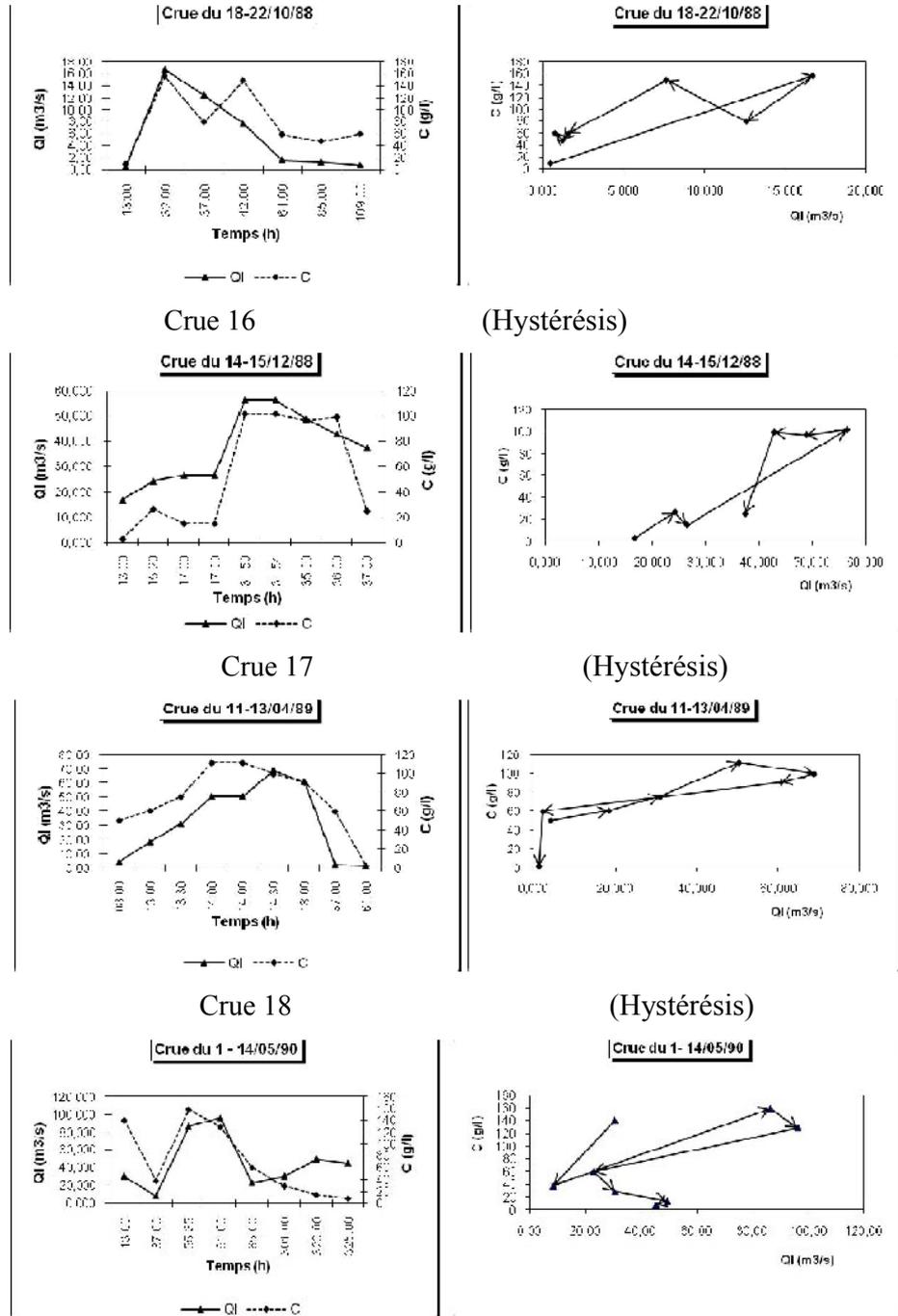


Figure IV.16 : (crue 15, 16, 17, 18). Dynamique du transport solide en suspension sur l'Oued Cheliff-Ghrib Durant les crues. (À gauche sont représentés les graphes temporels et à droite l'hystérésis de C et Q)

(Suite).

Crue 19

(Hystérésis)

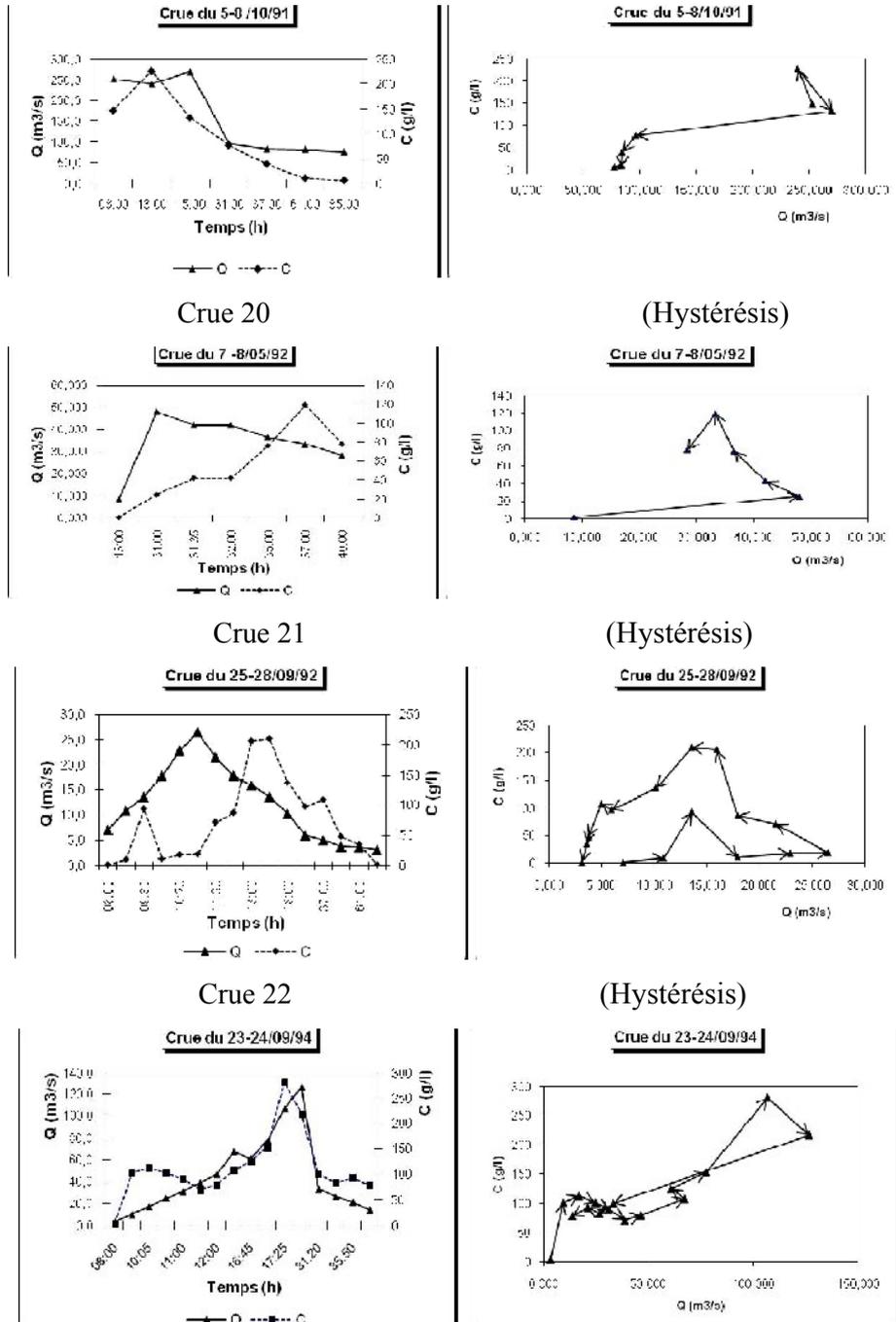


Figure IV.16 : (cruce 19, 20, 21,22). Dynamique du transport solide en suspension sur l'Oued Cheliff-Ghrib Durant les crues. (À gauche sont représentés les graphes temporels et à droite l'hystérésis de C et Q) (Suite).

Tableau IV.27 : Paramètres statistiques des crues sélectionnées

Crue	Variables	Ecart-type	Moyenne	Coef Variation	Coef Aplatissement	Coef Asymétrie
01	Q	9.594	10.31	0.930	-1.233	0.596
	C	3.299	5.85	0.564	-1.562	-0.043
02	Q	10.338	11.156	0.927	-0.938	0.950
	C	23.062	51.529	0.448	-0.903	0.569
03	Q	89.162	169.032	0.527	-1.374	-0.414
	C	39.941	46.151	0.865	-1.434	0.155
04	Q	23.946	21.936	1.092	9.368	2.767
	C	12.983	14.715	0.882	-0.950	0.772
05	Q	60.333	66.609	0.906	0.046	0.974
	C	26.096	24.287	1.074	0.640	1.145
06	Q	44.861	38.664	1.160	-0.879	0.828
	C	48.643	46.149	1.054	-2.058	0.380
07	Q	52.879	66.235	0.798	-0.455	0.693
	C	26.067	39.479	0.660	-0.795	0.631
08	Q	44.383	40.110	1.107	-1.636	0.493
	C	52.334	48.708	1.074	0.730	1.014
09	Q	10.445	8.648	1.208	-0.950	0.982
	C	23.084	16.234	1.422	1.354	1.553
10	Q	8.105	8.497	0.954	-0.858	0.646
	C	55.251	80.335	0.688	-1.129	-0.246
11	Q	22.89	21.673	1.056	-1.861	0.355
	C	52.816	64.726	0.816	-1.942	0.080
12	Q	15.069	33.637	0.448	2.367	-0.193
	C	9.028	7.689	1.174	2.756	1.941
13	Q	98.384	183.206	0.537	-0.231	-0.061
	C	8.011	19.394	0.413	0.966	-0.892
14	Q	15.845	19.702	0.804	-2.907	-0.457
	C	91.864	105.870	0.868	1.345	1.084
15	Q	6.604	5.843	1.130	-0.891	0.917
	C	54.438	79.747	0.683	-0.841	0.543
16	Q	14.728	37.379	0.394	-1.561	0.108
	C	44.316	53.619	0.827	-2.432	0.190
17	Q	26.595	31.955	0.832	-1.853	0.066
	C	35.197	73.611	0.478	0.940	-0.930
18	Q	30.693	46.261	0.663	-0.527	0.763
	C	61.153	71.920	0.890	-1.899	0.475
19	Q	90.865	157.713	0.576	-2.649	0.397
	C	81.318	91.353	0.890	-0.617	0.620
20	Q	12.970	34.048	0.381	2.383	-1.411
	C	39.197	54.977	0.713	-0.112	0.392
21	Q	7.478	12.477	0.599	-1.016	0.359
	C	67.902	71.968	0.943	0.049	0.929
22	Q	33.845	43.080	0.786	1.025	1.221
	C	59.375	109.808	0.541	3.914	1.557

IV.8.3.1. Caractérisation des boucles d’hystérésis

Le tracé des 22 graphes temporels de la concentration et du débit permet de constater les caractéristiques types pour chaque crue. La procédure de classement des crues sélectionnées est effectuée de la manière suivante .

(a) Regrouper les boucles qui ont la même orientation et la même forme ;

(b) Séparer les boucles d’une même classe ayant différentes formes en analysant les critères retenus dans la bibliographie Les caractéristiques des crues classées sont résumées dans le tableau IV.31.

Tableau IV.28 : Classement et caractéristiques des crues du bassin Cheliff-Ghrib

Classe	Sous classe	Crue	Caractéristiques	Forme et caractéristiques de la boucle
I	1	1, 2, 5, 6,13, 17, 18,19	$C/Q(\text{montée}) > C/Q(\text{décrue})$ $C_{\text{max}} \text{ avant } Q_{\text{max}} C_s > 0$ et $A_p < 0$	Sens des aiguilles d’une montre
	2	12,14	$C/Q(\text{montée}) > C/Q(\text{décrue})$ $C_{\text{max}} \text{ avec } Q_{\text{max}} C_s \text{ varie de } C \text{ et } Q \text{ et } A_p \text{ varie de } C \text{ et de } Q$	Sens des aiguilles d’une montre
II	1	3, 10, 20,21	$C/Q(\text{montée}) < C/Q(\text{décrue})$ $C_{\text{max}} \text{ avant } Q_{\text{max}} C_s > 0$ et $A_p < 0$	Sens contraire des aiguilles d’une montre La boucle assez large et nette pour la crue 10
	2	4, 15,16	$C/Q(\text{montée}) < C/Q(\text{décrue})$ $C_{\text{max}} \text{ avec } Q_{\text{max}} C_s > 0$ et $A_p \text{ varie de } C \text{ et } Q$	Sens contraire des aiguilles d’une montre
III	1	7, 8,9, 11, 22,	$C/Q(\text{montée}) < C/Q(\text{décrue})$ pour des valeurs de Q $C/Q(\text{montée}) > C/Q(\text{décrue})$ pour d’autres valeurs de Q $C_{\text{max}} \text{ avant } Q_{\text{max}} C_s > 0$ et $A_p > 0$	Boucle sous forme de huit incomplet

- Cette analyse est menée beaucoup plus sur les aspects graphique et statistique des relations C-Q obtenues. Les résultats des Tableaux (IV.30 et IV.31) confirment bien que le rapport C/Q est le critère fondamental dans l'identification des boucles d'hystérésis. Les autres paramètres n'apportent que des détails concernant la largeur et l'orientation de la boucle. Les crues de mars 1980 et d'avril 1982 présentent beaucoup de similitude dans leur aspect statistique. L'asymétrie n'affecte en rien ni la forme de la boucle ni son orientation. Les crues de la classe II (sens contraire des aiguilles d'une montre) sont caractérisées par une pente de la partie montante des deux graphes temporels plus élevée que celle de la partie descendante. Pour la classe I, cette caractéristique est plus modérée.

IV.8.3.2. Variabilité de la concentration des sédiments en suspension

En visualisant les valeurs des concentrations des sédiments en suspension, et particulièrement les plus fortes dans le tableau IV.32, le rapport des concentrations maximales aux concentrations minimales durant la montée de la crue ainsi qu'en décrue est très indicatif. Les crues 8, 09 et 21 ont des rapports de variation durant la montée et la décrue plus élevés, Par contre les crues 10, 11 et 20 ont des rapports de variation durant la montée plus élevés. Ainsi que pour les crues 5, 6, 13 ont des rapports très élevés pour la décrue. L'obtention de la valeur de C est très rapide pour les crues 1, 4, 6, 11, 12, 13,17 et 18. Elle se produit avant celle de Q_{max}. Pour les crues 16,20 et 21 le contraire qui est observé. L'évolution vers la valeur maximale de C est lente. Après la pointe de C, la diminution est forte. Les valeurs de C_{max}des crues 14 et 22 sont assez identiques (environ de 250 g/l). De plus, elles appartiennent à la même saison (automne). Les crues 7 et 9 sont caractérisées par un rapport de variation de C_{max}/C_{min}égal au double et appartiennent également à une même saison.

Tableau IV.29 : Rapport de variation de la concentration

Crue	C_{\max}/C_{\min} lors de la montée	C_{\max}/C_{\min} lors de la décrue
1	1	15
2	2	4
3	62	3
4	3	36
5	4	196
6	8	468
7	10	6
8	1801	439
9	74	147
10	100	13
11	395	49
12	31	55
13	1	114
14	2	28
15	18	3
16	36	4
17	2	59
18	4	21
19	2	35
20	98	2
21	209	179
22	70	4

IV.8.3.3. Analyse de l'hystérésis

Deux principales classes d'hystérésis sont analysées ici et comparées qualitativement

Classe I.

De plus elle est considérée comme une caractéristique commune aux petits bassins (Emmett, 1970 ; Walling, 1974). A titre d'exemple les crues 6 et 12 illustrent cet effet. L'oued cheliff est caractérisé comme la plupart des cours d'eau algériens par un régime hydrologiques irrégulier. L'oued est souvent à sec en été. La période de sécheresse s'étale parfois sur cinq ou six mois de l'année allant d'avril à septembre ou octobre. L'exemple le plus frappant est celui de l'année. Mais il est remarqué que la diminution de la concentration, expliquant une faible production de sédiments ou une faible disponibilité de matériaux, concernerait des crues durables et/ ou très intenses (Arnborget *al*, 1967). La crue 3 est un exemple en ce sens.

Classe II.

Pour la crue du décembre 88, on remarque qu'il tombe 343 mm à Ghrib-Amont, 467mm à 011405 et 522 à 011404, valeurs définissant des pluies érosives. Un autre exemple est celui de la crue de septembre 92 ou il tombe 228 mm à Ghrib Amont, 305mm à 011405 et 260mm à 011404. Plusieurs auteurs ont confirmé l'existence de cet effet (Williams, 1989 ; Zhang *et al.*, 1990). L'analyse par classe rapporte les observations suivantes .

-Les crues ayant un temps de montée inférieur au temps de concentration du bassin présentent des boucles assez nettes

-Il ya un effet de l'envergure du graphe temporel de C par rapport à celui de Q sur le rétrécissement de la boucle Crue 5,8 et 22

Classe III.

Le modèle « counterclockwise loop » devient moins fréquent dans les sous bassins étudiés (tableau IV.31). Les crues de ce modèle surviennent essentiellement en hiver et au printemps. Contrairement au modèle de la classe II dont la plupart de la charge des sédiments est sujette à un transport sans un dépôt net dans le cours d'eau, le modèle de la classe III, défini par un débit de pointe se plaçant avant la concentration maximale, reflète un dépôt net des sédiments dans le cours d'eau (Jansson, 2002). La boucle « counterclockwise loop » peut se former aussi quand le graphe C et le graphe Q ont des montée simultanées pour atteindre le même maximum. C'est le cas de la crue du 09.

D'une manière générale, les crues de cette classe sont caractérisées par un temps de montée supérieur au temps de concentration des bassins et une concentration en suspension qui peut atteindre des valeurs assez élevées (environ 180 g.l⁻¹). Cela peut être indicatif quant à l'érodibilité du sol, plus au moins saturé et moins couvert.

Ce modèle représenté par les crues des figures IV.16 (22,7, 8, 09,11) peut être le résultat de deux possibilités :

- Un transport lointain du sédiment qui n'arrive à l'exutoire qu'au moment de la décrue (Jansson, 2002),
- Une érosion des barges qui se développe pendant les pluies tardives souvent moins intenses dans la région. La supposition de cette érosion non loin de la station hydrométrique ne peut être confirmée par manque d'évidence sur le terrain.

IV.8.3.4. Sources de l'hystérésis

La concentration des sédiments en suspension mesurée en une section transversale résulte de la mobilisation, la rétention, la réduction et l'épuisement des sédiments dans le bassin fluvial amont.

L'origine des sédiments dans le réseau d'écoulement sont le lit, les berges et les affluents. Les sources majeures des sédiments directement mobilisés par les oueds lors des fortes crues se trouvent au niveau des ravinements, des éboulements en masse des versants entaillés par la divagation des oueds. Il est communément admis que les sources de sédiments dans les cours d'eau sont l'érosion du sol et l'érosion des berges (Colby, 1963). Les quantités relatives de ces deux sources dans un cours d'eau donné sont rarement connues.

Les escarpements argileux sont les plus sollicités par l'érosion, en particulier en période de crue ou l'on enregistre les charges sédimentaires les plus fortes. Pour un débit moyen maximal de 80 m³/s, la concentration moyenne maximale avoisine 500 g/l pour tous les événements considérés.

Les matériaux du lit, transportés lors d'une crue, caractérisés par des quantités et des diamètres différents, laissés par des crues et étiages précédents, peuvent être influencés par la capacité de la crue à briser ou rompre la couche de pavage. Les débris organiques peuvent également avoir une influence, si de tels débris piègent ou libèrent des sédiments. L'homme joue un rôle non négligeable dans le processus de genèse des sédiments par les pratiques culturelles.

IV.9. Conclusion

La quantification de l'apport solide de l'oued Cheliff-Ghrib montre qu'il y a un apport solide important qui influence la structure du sol agricole et le volume d'envasement du barrage Ghrib.

L'évolution de la concentration en fonction du débit liquide à l'échelle de la crue, permet de constater l'ampleur de l'action érosive et la rapidité du transport solide provoqués par des averses souvent agressives. Le mécanisme de transport des sédiments en suspension a été également examiné en fonction d'un nouveau facteur, qui représente la durée depuis la dernière crue dont le débit maximum était supérieur au débit maximum de la crue considérée, a permis une explication de la variance maximale dans la corrélation multiple.

Enfin, les phénomènes érosifs, conditionnés par les crues, leurs impacts notamment sur les barrages peuvent être considérables. Une bonne gestion de ces réservoirs au cours des crues et une mise en place de dispositifs pour empêcher ces sédiments de s'accumuler s'avère indispensable pour limiter l'alluvionnement très rapide.

La variation de la concentration à l'échelle d'une crue est très grande. Les caractéristiques morphologiques et hydrologiques du bassin d'Oued Cheliff en sont les principaux inducteurs. Le modèle des aiguilles d'une montre est très dominant sur le bassin considéré. L'analyse de l'hystérésis par classes montre relativement l'effet saisonnier sur la forme de boucle obtenue. La saison d'automne présente une hétérogénéité de classes à cause d'une irrégularité du régime pluviométrique et hydrologique du bassin et de l'étalement de la période d'été,

En effet le taux d'explication de la variance à différentes échelles temporelles, aussi bien pour le modèle puissance que parabolique, s'est avéré significatif, R^2 étant supérieur. Donc, nous pouvons conclure que les modèles puissance et polynomiale sont les plus performants.

Conclusion

Générale

Conclusion générale

Au terme de cette étude, nous pensons avoir contribué à la connaissance des problèmes de transport solide en suspension en particulier dans le bassin d'Oued Cheliff. On parvient aux conclusions suivantes :

-Tout d'abord, en ce qui concerne la synthèse bibliographique et qui a traité les différents aspects relatifs au transport solide en suspension. Au travers de cette étude bibliographique nous avons donc pu nous rendre compte des connaissances acquises dans ce domaine. Mais des lacunes subsistent dans la connaissance des processus de transport solide. Il apparaît que le transport solide dans le cours d'eau ne correspond pas à une propriété facilement mesurable. Il est maintenant considéré comme une combinaison de réponses complexes influencées par les caractéristiques intrinsèques des sols et des variables extrinsèques environnementales (pluviométrie, lithologie, couvert végétal, pente).

-L'objectif principal de l'étude étant la compréhension du phénomène et l'estimation du transport solide en suspension, ce travail, basé sur les données observées, durant la période 77/94, a été conduit sur le bassin d'oued Cheliff. Ce bassin représente un échantillon des bassins du Nord de l'Algérie qui sont caractérisés par un taux de transport solide élevé en raison de nombreux facteurs mis en jeu.

-Le modèle numérique du terrain (MNT) du bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib a donné des résultats plus ou moins satisfaisants. Cependant, il y a lieu de dire qu'on en aurait eu meilleurs si on avait utilisé les cartes topographiques, plus récentes et à grande échelle.

-L'analyse climatique a révélé et particulièrement la répartition pluviométrique à révéler l'existence d'une variation de la pluviométrie faible au niveau des stations pluviométriques. Le régime hydrologique de L'oued Cheliff est caractérisé par deux saisons bien distinctes : la période pluvieuse qui s'étend d'Octobre à Mai. Les conditions hydrogéologiques indiquent l'absence de nappe et l'oued est souvent à sec pendant la période estivale.

La période d'étude 1977-1994 était caractérisée par deux années à écoulement très important, les années 89/90 et 91/92 qui ont enregistré un coefficient de l'hydraulicité très élevés par rapport les autres années.

A l'échelle des crues, l'échantillon reconstitué sur la période d'étude est faible mais apporte beaucoup de réponses quant à la forte irrégularité annuelle de l'écoulement et confirme le caractère aléatoire du régime méditerranéen du bassin d'oued Cheliff.

Conclusion Générale

-La difficulté principale dans le calcul et l'estimation du transport solide, est dû à l'insuffisance et la qualité des données disponibles. Il faut dire que les conditions climatiques sont très aléatoires et cela incombe à l'application stricte des consignes des données aux observateurs.

La méthode d'échantillonnage systématique du transport solide sur la plupart des cours d'eau algériens est l'échantillonnage uni-ponctuel. Cette technique d'acquisition est souvent objet de critique. Mais malgré son caractère empirique, cette méthode a fournir des résultats et des données exploitables sur la période 77-94.

L'approche suivie a consisté au traitement des couples débits liquides-débits solides en vue de l'établissement des modèles de régression pour différentes échelles temporelles.

Dans cette partie, nous avons constaté que les modèles paraboliques et puissance présentent un taux d'explication de la variance supérieur à 70 %. De fait, le modèle puissance a été retenue pour la suite du travail.

L'exposant **b** est bien relié aux caractéristiques de l'écoulement, tandis que **a** est considéré comme paramètre représentatif de l'état du sol, constatant pour un même bassin et une même saison.

A l'échelle des crues, les faibles valeurs de **a** signifieraient un état de saturation du sol, alors que les fortes valeurs de **b** caractériseraient l'écoulement durant la saison d'automne.

Par ailleurs, nous avons constaté que le bassin versant de l'oued Cheliff-Ghrib a une dégradation spécifique très élevée ($E_s = 2541 \text{ T/km}^2 \cdot \text{an}$). Cette dégradation des sols est très visible sur le terrain.

Elle est due aux caractères favorables à l'érosion des sols et au sapement des berges. L'ampleur de ce chiffre est aussi admise par Demmak (1982) qui rapporte que 15 bassins des régions Cheliff et Cotiers Algérois, dont l'oued Allalah, bassin limitrophe de l'oued Ouahrane, produisent des débits solides spécifiques supérieurs à $1000 \text{ T/km}^2 \cdot \text{an}$.

L'analyse de l'effet d'hystérésis montre relativement l'effet saisonnier sur la forme de boucle obtenue. Le modèle sens des aiguilles d'une montre est très dominant sur le bassin considéré. L'arrivée du pic de la concentration avant celui du débit liquide, comme ceux se produisant simultanément, et une caractéristique de ce bassin de zone semi – aride.

Tout au long de ce travail, nous avons essayé d'exploiter le maximum de données d'observations et de Bibliographie. Des lacunes existent, nous en sommes

Conclusion Générale

conscients. Beaucoup d'efforts et de progrès ont été accomplis dans ce domaine en Algérie. Une méthodologie de travail existe.

Nous pensons que les résultats obtenus, doivent être améliorés en augmentant la taille des séries de données disponibles et au fur et à mesure que de nouvelles techniques de mesure et d'analyse apparaissent. Nous recommandons :

- D'étudier le processus d'épuisement des sédiments, à la condition qu'un grand nombre de données concernant les surfaces ou états de sol soient disponibles (donc implantation de bassins expérimentaux et disponibilité d'images satellitaires).
- Une estimation du transport solide total par la mesure du charriage.
- Un effort supplémentaire doit être fait en matière de qualité des données par l'utilisation d'échantillonneurs automatiques et l'emploi de la méthode d'exploration du champ de vitesse.

Référence
bibliographique

Références Bibliographiques

- ABALIANZ, 1958** : comptes rendus saniri, N°96 Russie.
- ANDERSON H.W.(1949)** : Flood frequencies and sedimentation from forest watersheds. Trans.American Geophysical Union ,Vol 30 ,n°4.(1954) : Suspended sediment discharge related to steamflow, topography,soil and land use, Trans American Geophysical Union, vol 35 n°2.
- WOOD.P.A, 1977:** Controls of variation in suspended sediment concentration. Revue Sedimentol. N° 24.pp 437-445.
- MOKHTARI 2009** .Contribution à l'étude du transport solide en suspension Bassin de l'Oued Cheliff –Ghrib.
- BRAHIMI.S 2016.** Transport solide et estimation de l'envasement des barrages dans le bassin versant du Chélif
- MANO Vincent .2008** processus conditionnant les apports de sediments fins dans les retenues .université Joseph Fourier
- Meddi, M., 2015.** Contribution à l'étude du transport solide en Algérie du Nord. *Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n°24, Décembre 2015, pp. 315-336.*
- Meddi, M., Meddi ,H., 2012.** Etude du transport solide et pluies érosives dans le bassin versant de l'Oued Ebda –Algérie. Conférence internationale sur modélisation du transport de sédiments dans les bassins versant et dans les rivières, Istanbul, Turquie.
- Meddi, M, Khaldi, A, Meddi, H., 1998.** Étude du transport solide dans le nord de l'Algérie. In: Summer W, Klaghofer E, Zang W, eds. Proceedings of an International Symposium held at Vienna from « Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes », 13 to 17 July 1998. IAHS publication n° 249, pp 393-397.
- ABH-CZ.** Atlas de bassin hydrographique Cheliff-Zahrez. Agence de Bassin Hydrographique Cheliff-Zahrez.
- Hallouz, F., Meddi, M., Mahe, G., 2013.** Modification du régime hydroclimatique dans le bassin de l'oued Mina (Nord Ouest d'Algérie). Revue des Sciences de l'Eau, 26, 1, pp 33-38.
- Hallouz, F., Meddi, M., Mahe, G., Alirahmani, S. 2015** Modélisation de la qualité des eaux naturelles cas du barrage de Sidi M'Hamed Ben Aouda dans le bassin de l'oued Mina (Nord-Ouest d'Algérie) Conférence Internationale FRIEND/UNESCO/Programme Hydrologique International sur l'Hydrologie des Grands Bassins Africains Hammamet, Tunisie 26-30 octobre 2015.
- Remini, B., Avenard, J.M, Kettab, B., 1996.** Envasement des Barrages.
- Remini, B., 2006.** La problématique de l'eau en Algérie, Ed. O.P.U., 182p.

Références Bibliographiques

- Remini, B., 2010.** La problématique de l'eau en Algérie du nord. Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n° 08, Juin 2010, pp. 27-46.
- Remini, B., Bensafia, D., 2011.** Envasement du barrage de SMBA Algérie. Comité scientifique projet SIGMED Rabat Maroc. <http://armspark.msem.univ-montp2.fr/SigMED/index.asp?menu=ComiteScientifique>.
- Ammari, A., Remini, B., 2012.** Vulnérabilité à l'Envasement des Barrages (cas du bassin Hydrographique des Côtiers Algérois). Thèse de Doctorat d'Etat en Hydraulique. Institut Université Mohamed Khider .Biskra.
- A.N.R.H, 1970** : Etude de transport solide dans le Nord Algérie. Rapport de l'Agence Nationale des ressources hydrique. Alger.
- A.R.C.E, 2001** : Rapport de l'Association pour la Recherche sur le Climat et l'Environnement, Oran, Algérie.
- AXELSSON.V,1967** : The laitaure Delta. A study of deltaic morphology and processes. Geogr.Ann. 49A.pp 1-127.
- BENKHALED.A., REMINI.B, 2003** : Influence des paramètres hydrométéorologiques sur l'estimation des apports solides dans un bassin versant de zone semi-aride. L'oued Ouahrane. Colloque International Oasis, Eau et Population. Biskra.22-23 et 24 Septembre.
- BENKHALED.A., REMINI.B, 2003** :Analysis of a sediment rating curve in Wahrane river basin (Algéria). Revue des sciences de l'Eau N°16/3.pp 333-356.
- BENKHALED.A., REMINI.B, 2003** :Tomporal variabilty of sediment concentration and hysteresis in the Wadi Wahrane basin. Algéria. Hydrological Science Journal. N° 48 (2). Pp 243-255.
- BOBEE.B, 1990** : Eléments de statistiques. Univ.P et M. Curie. Laboratoire de Géologie Appliquée. France
- BOUSSEMA, 1996** : Système d'information pour la conservation et la gestion des ressources naturelles ; Colloque International sur le rôle des technologies de télécommunication et de l'information en matière de protection de l'environnement, Tunis, 1-2 Novembre 1994, P.P.64-70.
- CELIK.I, AYDINE.M, YAZICI.U, 1996**: A review of the ersion control studies during the republic in Turkey. In Kapur.S,Akça.E,Eswaran.H,Kelling.G,Vita-Finzi,Mermut A6R,Ocal A-D, editor 1st international conference on land degradation, Adan. Turkey.10-14 june 1996, 175-18
- CHEBBANI. R, DJELIL.K, ROSSE.E, 1999**: Etude des risques d'érosion dans le bassin versant Isser, Algérie. Bulletin Réseau Erosion 19 : 85-95.

Références Bibliographiques

- CHEVALIER.J.J, POULIOT.J, THOMSON.K, BOUSSEMA.M-R, 1995** : Système d'aide à la planification pour la conservation des eaux et des sols (Tunisie). Système d'information géographique utilisant les données de télédétection. Act du colloque scientifique international, Hammamet. Tunisie, 1-2 Novembre 1994, 4-12
- COLA R.(1980)** : Presupposti teorici et tecnica della ricerca sperimentale in idraulica .Atti del XVII convegno di idraulica et costruzioni idrauliche pp.129-184
- CROS-CAYOT, 1996** : Distribution spatiale des transferts de surface à l'échelle du versant. Contexte armoricain. Thèse de Docteur de l'ENSAR, 218p.+annexe.
- DELHOUME J-P, 1981** : Etude en milieu méditerranéen semi-aride : ruissellement et érosion en zone montagneuses de Tunisie (Djebel Semmama). Compagne 1975-1979. Tunis, Orstom/ DRE.185p.
- DEMMAK.A.(1982)** : Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides en Algérie septentrionale .Thèse de docteur –Ingénieur.Université de Pierre et Marie Curie ,France .
p 323
- DE PLOEY, 1990** : L'érosion pluviale : Expérience à l'aide de sable traceurs et bilan morphogénique. Acta géog. Lovaniensia, Vol VII, p1-89
- DU BOY M.P. (1879)** : Le rohne et les rivières à lit affouillable.Mem .et Doc, Annales des ponts et chaussées .Ser 5 Vol .XVIII.
- DEROUICHE A., 1994**: Tests et limites d'application d'un modèle numérique de terrain de type DEMIURGE à des fins hydrologiques. Mémoire de fin d'étude d'ingénieurs, ESIER / ORSTOM.
- DUTIL, P., 1984** : L'érosion en grande culture, revue technique des agriculteurs dynamique, N°169, France.
- ELLISON W.D.(1947)** : Erosion studies. Parts I to VII .Agric .Engng.
- ENGELUND,F et HANSEN,E 1967** : A monograph on sediment transport in alluvial streams,Teknisk for lag, Compenhagen, Danemark
- FEM et FIDA,2002**. Publication FIDA. Edition GMS GRAFICHE,Rome , juillet 2002.
- FOA,1990** : Conservation des sols et des eaux dans les zones semi-arides. Bulletin.
- FOURNIER,F.,1960**: Climat et érosion : La relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphiriques.PUF,Paris,France.
- FOURNIER,F.,1969** : Transport solides effectués par le cours d'eau, Bull. Assoc . Int. Hydrol. Scient ; t.13, N°3.
- GRAVILOVIC ,S. , 1972** : Ingenerie des cours d'eau torrentiels et de l'érosion.Yougoslavie.
- GRECO,J.,1966** : L'érosion , la défense et la restauration des sols , le reboisement en

Références Bibliographiques

Algérie.MARA.Alger.

HEUSCH B.(1971) : Une méthode pour estimer l'écoulement et l'érosion dans un bassin versant.Application au Maghreb.mines et géologie, Rabat .

HUDSON N.W., 1957 : Erosion control Research Progress Report on Experiments at Henderson Research Station 1953-1956, Rhod. Agric.J,54 (4); P297-230.

KHANCHOUL,2008 : Cours de transport solide.

KINGUMBI .A, Caractérisation morphométrique Du bassin versant du merguellil Application a la simulation des Ecoulements de surface et a l'érosion. Projet de Fin d'études d'ingénieurs.

LABORDE,2003 : Hydrologie de surface. Univ de Nice –Sophia Antipolis

LEVAINDIER,1989 : L'hydrologie Appliquée aux petits Bassins Versants Ruraux, CEMAGREF, France.

LEOPOLD.L.B, MADDOCK.T.G.,1953 :The hydraulic geomertry of sream channels and some physiographic implications. Waschington D.C.U.S. Geological.Survey. Proffessional Paper.252p.

LIAMAS.J, 1992 : L'Hydrologie Générale . application et principe. Edition Gaetan morin. Canada.

LUDIWG, 1992 : L'érosion par ruissellement concentré des terres cultivées du nord du bassin parisien : analyse de la variabilité des symptômes d'érosion à l'échelle du bassin versant élémentaire. Thèse de doctorat, université de Strasbourg I, 201p.

MEDDI M.(1992) : Hydropluviométrie et transport solide dans le bassin versant de l'oued Mina.Thèse unique , Université louis Pasteur.

MEGUENNI K.et REMINI B, 2008 : Evaluation du débit dans Le bassin versant de harreza (algerie). Larhyss Journal, ISSN 1112-3680, n° 07, Juin 2008, pp. 7-19

MEYER –PETER,1934 : Formulas for bed –load transport preceding of second meeting of IHAR , Stockholm

MOOG,D.B.,WHITHING,P.J.1998. Annual hysteresis in bed load rating curves. Water resources research N°34(9).pp 2393-2399.

PAUSTIAN.S.J ; BESCHTA.R.L, 1979 : The suspended sediment regime of an oregon coast range stream . Water Ressources Bulletin.v. 15 N° 1. pp 144-154

KATTAN.Z et al,1987 : Suspended se sdiment load and mechanical erosion in the Senegal basin. Journal of hydrology. N°92.pp59-76.

RAZAFINIAINA, 2002 : Etude expérimentale de l'érosion hydrique inter rigole sous culture de MIL et d'ARACHID au Sénégal. DAKAR.

Références Bibliographiques

- ROCHE,M ;1960.** Hydrologie du surface. Gauthier VILLARS. Paris.430 p.
- ROOSE, 1994 :** Introduction à la GCES. Bulletin pédologique FAO.76,420p.
- ROSSE, 1967 :** Dix années de mesures de l'érosion et du ruissellement au Sénégal. Agronomie tropicale (France), volume 22, n°2, p 123-152
- ROOSE et PIOT, 1984 :** Runoff, erosion and soil fertility restoration on the mossi plateau (central zone of upper- volta).Symp. Intern challenge in African Hydrology and water ressource. Harare Symposium I.A.N.S publ, 144, p 485-498.
- ROOSE, 1937:** Modern conception of the mechanic of fluid turbulence. Trans-ASCE.U.S.A.
- SAUGREAH, (1969) :** Etude de synthèse sur les apports solides en Algérie
- TIXERONT J .(1960) :** Taux d'abrasion et teneur en suspension des cours d'eau d'Algérie et de Tunisie .Secretariat d'état à l'agriculture Tunis.
- TOUAIBIA B , 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. Journal des sciences hydrologique p 235.
- TOUAIBIA.B, 2000 :** Erosion – Transport solide- envasement des barrages . cas du bassin versant Mina, Thèse de Doctorat d'état , INA, EL-Harrache, Algérie.
- TOUAIBIA.B, GOMER.D, AIDAOUILA et ACHITE, 2001.** Quantification et variabilité temporelles de l'écoulement solide en zone semi aride, de l'Algérie du Nord . journal des science hydrologique. 46(1), 41-53.
- WILLIAMS.G.P,1989:** Sediment concentration versus water discharge during single hydrologie events in rivers.J.Hydrol.N°111.pp89-106.
- WISCHMEIER, 1978 :** Predicting rainfall erosion losses, aguide to conservation planning. Agricultur Hand- Book. N°537.USA.