

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جامعة أبي بكر بلقايد - تلمسان

Université Aboubakr Belkaïd – Tlemcen –

Faculté de TECHNOLOGIE



THESE

Présentée pour l'obtention du grade de DOCTORAT 3^{ème} Cycle

En : **Hydraulique**

Spécialité : **Hydraulique**

Par :

BOUZERIA Housseyn

Sujet

Quantification et modélisation des transports solides, cartographie des zones à risques d'érosion hydrique à partir d'une base de données gérée par un SIG : application aux bassins de Bounamoussa et Mellah (Nord-Est algérien)

Soutenue publiquement, en 2018, devant le jury composé de :

Mr BOUANANI Abderrezak	Professeur	Univ. Tlemcen	Président
Mr GHENIM Abderrahmane Nekkache	Professeur	Univ. Tlemcen	Directeur de thèse
Mr KHANCHOUL Kamel	Professeur	Univ. Annaba	Co-Directeur de thèse
Mr MEGNOUNIF Abdesselam	Professeur	Univ. Tlemcen	Examineur 1
Mr DJEMILI Lakhdar	Professeur	Univ. Annaba	Examineur 2
Mme ABDELBAKI Cherifa	MCA	Univ. Tlemcen	Examineur 3

Résumé

Le Nord-Est de l'Algérie se caractérise par un climat semi-aride. Les sols des bassins versants de l'oued Mellah et l'oued Bounamoussa sont de plus en plus exposés aux phénomènes de l'érosion hydrique et des transports solides en suspension dans leurs cours d'eau. Les sédiments issus de ce phénomène sont la cause de la dégradation des sols agricoles, ensuite contribuent à l'envasement des retenues, notamment la retenue du Barrage Chaffia sur l'oued Bounamoussa. Afin de pouvoir estimer les quantités de terre susceptibles d'être exportées vers l'exutoire, on propose d'étudier la fiabilité de quelques modèles et proposer une méthodologie pour une estimation adéquate. Une description de l'ensemble des paramètres géomorphologiques, géologiques, hydrologiques et climatiques des bassins versants a été réalisée.

L'analyse quantitative et qualitative des débits liquides et des concentrations des matières solides mesurés au niveau de la station hydrométrique de Bouchegouf pour une période de 30 ans a permis de dégager en premier temps des relations entre les concentrations et les débits liquides, et en second temps entre les débits solides et les débits liquides qu'ils transportent.

L'application du modèle RNA sur la série de données du bassin de l'oued Mellah a été élaborée pour prédire la quantité des matières solides, en utilisant différentes combinaisons. Une moyenne annuelle de la dégradation spécifique est estimée à 4.68 t/ha/an.

L'un des principaux objectifs de ce travail est l'estimation des paramètres de l'érosion hydrique au moyen de l'équation universelle de pertes en sols USLE, notamment l'agressivité des pluies R, l'érodibilité des sols K et l'effet combiné de l'inclinaison et de la longueur de la pente LS, la couverture végétale C et les pratiques antiérosives P, afin d'identifier et de cartographier les zones sensibles et à haut risque d'érosion hydrique ainsi que les régions d'urgence d'intervention dans les bassins versants.

La combinaison et le traitement à l'aide des outils SIG et la télédétection de ces paramètres ont permis d'élaborer à l'échelle des bassins versants étudiés les cartes de risques d'érosion hydrique. D'autre part, ils ont d'une manière rapide et efficace d'éclaircir la complexité et l'interdépendance des facteurs dans l'analyse des risques d'érosion. Les cartes résultantes ont donné un taux moyen d'érosion de 5.71 t/ha/an pour le bassin de l'oued Mellah et de 8.67 t/ha/an pour le bassin de l'oued Bounamoussa. Les valeurs obtenues à l'échelle des bassins versants ont ensuite été regroupées à savoir la gravité, en 5 classes de valeurs : très faible, faible, modérée, forte et très forte.

Mots clés : Erosion hydrique, Transport solide, Bassins versants, Modélisation, RNA, USLE, Oued Mellah, Oued Bounamoussa.

Abstract

The Northeast of Algeria is characterized by a semi-arid climate. The soils of the watersheds of Wadi Mellah and Wadi Bounamoussa are increasingly exposed to the phenomena of water erosion and suspended sediment transport in its streams. Sediments from this phenomenon are the cause of the degradation of agricultural soils, then contribute to siltation of hillside reservoirs, including the Chaffia dam on the Bounamoussa wadi. In order to be able to estimate the quantities of land to be exported to the outlet, it is proposed to study the reliability of some models and to propose a methodology for an adequate estimate. A description of all the geomorphological, geological, hydrological and climatic parameters of the watersheds has been carried out.

The quantitative and qualitative analysis of the measured flow discharges and sediment concentrations at the Bouchegouf hydrometric station for a period of 30 years, identified in the first time a relationship between the concentrations and flow discharges, and between the sediment discharges and flow discharges in the second time.

The application of the ANN model on the set of data on the Mellah watershed was developed to predict the quantity of the solid matters, using different combinations. An annual average of the specific degradation is estimated at 4.68 t/ha/year.

One of the main objectives of this work is the estimate of the water erosion parameters of the universal soil losses equation USLE, in particular the aggressiveness of the rains R, the soil erodibility K and the combined effect of the slope steepness and the length LS, the cover management C and the conservation practice P, in order to identify and to chart the significant and high-risk zones of water erosion as well as the emergency areas of intervention in the basins.

The combination and the treatment using GIS tools and the remote sensing of these parameters made it possible to develop water erosion risk maps at the scale of the watersheds studied. In addition allowed in a fast and effective way to clear up the complexity and the interdependence of the factors in the analysis of the erosion risks. The resulting maps yielded an average erosion rate of 5.71 t/ha/year for the Mellah watershed and 8.67 t/ha/year for the Bounamoussa watershed. The obtained values were grouped to know severity, in five classes of values: very low, low, moderate, high and very high.

Key words: Hydrous erosion, Sediment transport, Watershed, Modeling, ANN, USLE, Mellah and Bounamoussa wadis.

ملخص

يتميز الشمال الشرقي للجزائر بمناخ شبه جاف. تربة الحوضان المائيان لواد مالح وواد بوناموسة هي أكثر عرضة لظواهر التعرية والمنتقلات الصلبة القالعة، عبر مجاريهما المائية. الرواسب الناتجة عن هذه الظواهر هي السبب في بدهور الأراضي الزراعية، ومن ثم تسهم في تراكم الطمي في السدود، بما في ذلك تراكم الطمي لخزان سد الشافية بواد بوناموسة. من أجل تقدير كمية الأراضي التي يمكن جرفها نحو مخرج الحوض، قمنا باقتراح دراسة مدى موثوقية بعض النماذج، واختيار الطريقة المناسبة في التقدير. ثم اجراء وصف لجميع المعطيات الجيومورفولوجية، الجيولوجية، الهيدرولوجية والمناخية للحوض المائي.

التحليل الكمي والنوعي للتدفقات السائلة وتراكيز المواد الصلبة المقاسة على مستوى المحطة الهيدرومترية بوشقوف لمدة 30 سنة، مكنتنا أولا من اصدار علاقات تربط التدفقات السائلة بمختلف التراكيز. ومن جهة اخرى، علاقات بين التدفقات الصلبة والتدفقات السائلة التي تنقلها.

تطبيق النموذج RNA على سلسلة البيانات لحوض واد مالح وضعت للتنبؤ بكمية المواد الصلبة، باستخدام مجموعات مختلفة. يقدر متوسط معدل التعرية ب 4.68 طن/هكتار سنويا.

أحد الأهداف الرئيسية لهذا العمل هو التنبؤ بمختلف عوامل التعرية المائية باستخدام المعادلة العالمية لخسائر التربة USLE. والتي تضم عدوانية الأمطار R، هشاشة التربة K، التأثير المزدوج لميل وطول المنحدرات LS، الغطاء النباتي C، وعامل التطبيقات المضادة للتعرية P، من أجل التعرف ورسم المناطق الأكثر تحسسا والمعرضة لخطر التعرية، وكذلك مناطق التدخل والطوارئ في الأحواض المائية.

الجمع والمعالجة باستخدام نظام المعلومات الجغرافية SIG والاستشعار عن بعد لهذه العوامل، ادت الى وضع على مستوى الاحواض المدروسة، بطاقات مخاطر التعرية المائية. ومن جهة اخرى على نحو سريع وفعال في توضيح مدى تعقيد وترابط العوامل في تحليل مخاطر التعرية. البطاقات الناتجة اسفرت عن متوسط معدل التراجع يقدر ب 5.71 طن/هكتار سنويا بالنسبة لحوض واد مالح، و 8.67 طن/هكتار سنويا بالنسبة لحوض واد بوناموسة. القيم الموجودة على مستوى الحوضان تم تجميعها على حساب الخطورة الى خمس اقسام، جد منخفضة، منخفضة، معتدلة، قوية، وجد قوية.

الكلمات المفتاحية: التعرية المائية، المنتقلات الصلبة، احواض مائية، نموذجية، RNA، USLE، واد مالح، واد بوناموسة.

Dédicaces

A mes parents

A ma femme qui, avec son dévouement et ses sacrifices, ce travail a pu voir le jour

*A mon enfant **ARSLENE***

A toute ma famille et ma belle-famille

A mes amis

Je dédie cette Thèse.

BOUZERIA. H

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier Dieu le tout puissant et miséricordieux, qui m'a donné la force et la patience d'accomplir ce modeste travail. En second lieu, j'exprime mes sincères remerciements à mon encadreur **Mr GHENIM Abderrahmane Nekkache**, Professeur à l'université Abou Bakr Belkaid Tlemcen, et à mon co-encadreur **Mr KHANCHOUL Kamel**, Professeur à l'université Badji Moukhtar Annaba, qui ont dirigés ma recherche. Je n'oublierais pas leurs précieux conseils et leurs disponibilités tout au long des années qu'a duré la préparation de ce travail.

Mes remerciements sont adressés au **Mr BOUANANI Abderrazak**, Professeur à l'université Abou Bakr Belkaid Tlemcen qui m'a fait bénéficier de sa grande expérience et de ses compétences éminentes grâce à ses remarques et ses conseils très éclairés et judicieux.

Mes vifs remerciements vont également aux Professeurs **DJEMILI Lakhder** de l'université d'Annaba, et **MEGNOUNIF Abdesselam** de l'université de Tlemcen pour l'intérêt qu'ils ont porté à notre recherche en acceptant d'examiner mon travail et de l'enrichir par leurs examinations.

Enfin, je tiens également à remercier toutes les personnes qui ont participé de près ou de loin à la réalisation de ce modeste travail.

BOUZERIA H.

Sommaire

Résumé.....	i
Abstract.....	ii
Dédicace.....	iv
Remerciements.....	v
Sommaire.....	vi
Liste des figures.....	x
Liste des tableaux.....	xiii
Liste des abréviations.....	xv
Introduction générale.....	1

Chapitre 1. Recherche Bibliographique Sur L'érosion

1.1. Introduction.....	4
1.2. Origine et mécanisme de l'érosion hydrique	4
1.2.1. Le détachement	5
1.2.2. Le transport	6
1.2.3. La sédimentation	6
1.3. Formes de l'érosion hydrique	6
1.3.1. L'érosion en nappe	6
1.3.2. L'érosion linéaire (micro-channel ou Rill Erosion)	8
1.3.3. L'érosion en masse.....	9
1.3.4. L'érosion hydrographique	9
1.4. Facteurs de l'érosion hydrique.....	9
1.4.1. Les activités humaines.....	10
1.4.1.1. Les techniques culturales.....	10
1.4.1.2. Le pâturage	10
1.4.1.3. L'exploitation minière	10
1.4.1.4. L'urbanisation.....	11
1.4.2. L'absence du couvert végétal	11
1.4.2.1. Le défrichage	12
1.4.2.2. L'incendie.....	12
1.4.2.3. Le bois de feu.....	12
1.4.3. Les facteurs climatiques	12
1.4.3.1. Les précipitations.....	12
1.4.3.2. Le ruissellement	13
1.4.4. Les facteurs géomorphologiques et hydrologiques	13
1.4.5. La morphologie du terrain	13
1.4.5.1. La pente	13
1.4.5.2. La longueur de la pente.....	13
1.4.5.3. La forme de la pente	13
1.4.6. Le sol	14
1.5. Evaluation de l'érosion hydrique.....	14
1.6. Mesure de matières en suspension (MES).....	15
1.7. Modélisation d'érosion hydrique	15

1.7.1. Les Réseaux de neurones artificiels (RNA)	15
1.7.1.1. De neurone biologique au neurone formel	16
1.7.1.2. Structure de neurone formel	18
1.7.1.3. Principe de fonctionnement	19
1.7.1.4. Fonction d'activation	19
1.7.1.5. Architecture des RNA.....	20
1.7.1.5.1. Les réseaux statiques	21
1.7.1.5.2. Les réseaux dynamiques.....	21
1.7.1.6. Modèles Des RNA.....	22
1.7.1.6.1. Modèle De Kohonen.....	22
1.7.1.6.2. Modèle de Hopfield et la notion du perceptron.....	22
1.7.1.6.3. Modèle ADALINE	23
1.7.1.7. Apprentissage des RNA.....	23
1.7.1.8. Types d'Apprentissage	24
1.7.1.8.1. Supervisé	25
1.7.1.8.2. Renforcé.....	26
1.7.1.8.3. Non Supervisé.....	26
1.7.1.9. Algorithme d'apprentissage	27
1.7.1.10. Le perceptron multicouche	27
1.7.1.11. Algorithme De Rétropropagation	27
1.7.1.12. Modélisation à l'aide de réseaux de neurones	28
1.7.1.13. Conception D'un Réseau De Neurones.....	30
1.7.1.13.1. Détermination Des Entrées/Sorties Du Réseau De Neurones	30
1.7.1.13.2. Préparation Des Echantillons Choisis.....	30
1.7.1.13.3. Elaboration De La Structure Du Réseau.....	31
1.7.1.13.4. Apprentissage	31
1.7.1.13.5. Tests et validation.....	31
1.7.2. L'équation universelle de perte en sol (USLE)	32
1.7.2.1. Facteur d'érosivité de la pluie (R)	32
1.7.2.2. Facteur d'érodibilité du sol (K)	32
1.7.2.3. Facteur topographique (LS)	34
1.7.2.4. Facteur du couvert végétal (C)	34
1.7.2.5. Facteur des pratiques antiérosives (P)	35
1.8. Conclusion	36

Chapitre 2. Description Générale Du Site

2.1. Introduction.....	37
2.2. Aperçu géographique des bassins versants	37
2.2.1. Le bassin versant de l'oued Mellah	38
2.2.2. Le bassin versant de l'oued Bounamoussa	40
2.3. Description lithologique et structurale.....	42
2.3.1. Le bassin de l'oued Mellah.....	42
2.3.2. Le bassin de l'oued Bounamoussa.....	45
2.4. Sols et végétation	48
2.4.1. Type de Sols	48
2.4.2. Couvert végétal	50

2.5. Analyse des pentes.....	54
2.6. Les caractères physiques et morphologiques.....	57
2.6.1. Coefficient de forme.....	57
2.6.2. Rectangle équivalent.....	58
2.6.3. Le relief.....	58
2.6.3.1. Courbe hypsométrique.....	58
2.6.3.2. Indice de pente global.....	62
2.6.3.3. Dénivelée spécifique DS.....	63
2.6.3.4. Coefficient orographique.....	63
2.6.3.5. Intégrale hypsométrique.....	64
2.6.4. Réseau hydrographique.....	64
2.6.4.1. Densité de drainage Dd.....	65
2.6.4.2. Fréquence des talwegs.....	65
2.6.4.3. Rapport de confluence.....	67
2.6.4.4. Rapport des longueurs.....	67
2.6.4.5. Coefficient de torrentialité.....	67
2.6.4.6. Temps de concentration.....	67

Chapitre 3. Analyse Climatique et hydrologique

3.1. Analyse climatologique.....	69
3.1.1. Précipitations.....	69
3.1.2. Variabilité des précipitations.....	70
3.1.2.1. Précipitations moyennes annuelles.....	71
3.1.2.1.1. Moyenne arithmétique.....	71
3.1.2.1.2. Méthode des isohyètes.....	71
3.1.2.2. Variation de la pluviométrie saisonnière.....	76
3.1.2.3. Précipitations moyennes mensuelles.....	77
3.1.2.4. Coefficient de variation.....	80
3.1.2.5. Répartition des pluies journalières.....	83
3.1.3. Températures.....	85
3.1.4. Evapotranspiration.....	87
3.1.5. Diagrammes pluvio-thermiques.....	88
3.1.6. Evaporation.....	89
3.1.7. Humidité et Vent.....	90
3.1.8. Indice d'érosivité potentielle des précipitations (R).....	91
3.1.9. L'Indice de Fournier Modifié (MFI).....	92
3.1.10. L'indice de Saisonnalité SI.....	93
3.1.11. L'Indice de Concentration des Précipitations (PCI).....	93
3.2. Analyse des écoulements.....	100
3.2.1. Analyse des séries de débits.....	101
3.2.2. Variation des débits annuels.....	102
3.2.3. La relation entre les précipitations et les crues.....	105
3.2.4. Variation des débits mensuels et saisonniers.....	106
3.2.5. Coefficient mensuel des débits.....	107
3.2.6. Variation des débits moyens journaliers.....	108
3.2.7. Variabilité des débits des crues.....	110

3.2.8. Estimation des volumes d'eau	111
3.3. Conclusion.....	112

Chapitre 4. Modélisation Et Quantifications De L'érosion Et Des Transports Solides

4.1. Introduction	113
4.2. Source de données et méthodologie	113
4.3. Relation entre les concentrations et les débits liquides	115
4.3.1. Variabilité à l'échelle journalière	116
4.3.2. Variabilité à l'échelle des crues	117
4.4. Relation entre les débits solides et les débits liquides.....	119
4.5. Quantification des apports solides et de l'érosion spécifique	122
4.6. Envasement du barrage Chaffia.....	124
4.6.1. Discussion de la courbe de capacité	125
4.6.2. Discussion de la courbe de surface.....	126
4.6.3. Facteur d'évolution.....	126
4.7. Conclusion.....	129

Chapitre 5. Modélisation De L'érosion Par Le Modèle RNA

5.1. Introduction.....	130
5.2. Réseau de neurone artificiel.....	131
5.3. Méthodologie	132
5.3.1. Normalisation des données.....	133
5.3.2. Critères d'évaluation	133
5.4. Résultats et discussions.....	134
5.5. Conclusion	138

Chapitre 6. Cartographie De L'érosion Hydrique Des Sols Par La Télédétection Et Le SIG

6.1. Introduction.....	139
6.2. Méthodologie	140
6.2.1. Inventaire des données utilisées.....	140
6.3. Discussion des Résultats	142
6.3.1. Facteur R.....	142
6.3.2. Facteur K	144
6.3.3. Facteur LS.....	145
6.3.4. Facteur C.....	146
6.3.5. Facteur P	147
6.4. Estimation des pertes de sols	148
6.4.1. Le bassin de l'oued Mellah.....	149
6.4.2. Le bassin de l'oued Bounamoussa.....	150
6.5. Validation.....	150
6.6. Conclusion	151
Conclusion générale	152
Références bibliographiques	154

Liste des figures

Chapitre 1. Recherche Bibliographique Sur L'érosion

Figure 1.1. Mécanisme de l'érosion hydrique	5
Figure 1.2. Diagramme de Hjulström.....	7
Figure 1.3. Relation entre l'érodibilité et la teneur en matière organique des sols	11
Figure 1.4. Neurone biologique.....	17
Figure 1.5. Mise en correspondance neurone biologique/neurone artificiel	18
Figure 1.6. Modélisation d'un neurone artificiel.....	19
Figure 1.7. Différents types de fonction de transfert pour le neurone artificiel	20
Figure 1.8. Couche de S neurones	20
Figure 1.9. Réseau de neurones statique	21
Figure 1.10. Réseau de neurone bouclé.....	22
Figure 1.11. Réseau ADALINE	23
Figure 1.12. Erreur moyenne sur la base d'apprentissage en fonction du nombre d'itérations	25
Figure 1.13. Schéma bloc de l'apprentissage supervisé.....	26
Figure 1.14. Schéma de principe de l'apprentissage non-supervisé.....	27
Figure 1.15. Diagramme schématique d'un modèle neuronal boîte noire	29
Figure 1.16. Diagramme schématique de modèle neuronal hybride d'un réacteur chimique.....	29

Chapitre 2. Description Générale Du Site

Figure 2.1. Situation géographique des bassins versants étudiés	38
Figure 2.2. Situation géographique de bassin versant de l'oued Mellah.....	39
Figure 2.3. Profil en long de l'oued Mellah et de ses affluents.....	40
Figure 2.4. Situation géographique du bassin versant de l'oued Bounamoussa.	41
Figure 2.5. Carte lithologique du bassin versant de l'Oued Mellah	44
Figure 2.6. Carte des sols du bassin de l'oued Mellah	49
Figure 2.7. Carte des sols du bassin de l'oued Bounamoussa.....	50
Figure 2.8. Carte d'occupation du sol de bassin de l'oued Mellah	52
Figure 2.9. Carte d'occupation du sol du bassin de l'oued Bounamoussa.....	53
Figure 2.10. Cartes de pentes des bassins d'étude	56
Figure 2.11. Courbes hypsométriques et histogramme des fréquences des bassins versants	60
Figure 2.12. Cartes hypsométriques des bassins versants	61
Figure 2.13. Chevelus hydrographiques des bassins versants	66

Chapitre 3. Analyse Climatique Et Hydrologique

Figure 3.1. Précipitations annuelles en fonction des Altitudes	71
Figure 3.2. Carte en isohyète des bassins versants.....	73
Figure 3.3. Hauteurs des précipitations moyennes annuelles des stations pluviométriques des bassins versants	74
Figure 3.4. Histogrammes caractéristiques des précipitations annuelles de chaque station pluviométrique	76
Figure 3.5. Courbes caractéristiques des précipitations saisonnières de chaque station.....	76
Figure 3.6. Histogramme des précipitations moyennes mensuelles des stations pluviométriques des bassins versants.....	78

Figure 3.7. Courbes caractéristiques des précipitations moyennes mensuelles	80
Figure 3.8. Répartition mensuelle des coefficients de variation	82
Figure 3.9. Répartition saisonnière, annuel max et annuel min des coefficients de variation.	83
Figure 3.10. Nombre de jours avec précipitations supérieures à 30 mm dans chaque Station pour la période d'étude	85
Figure 3.11. Répartition moyenne annuelle des températures	86
Figure 3.12. Répartition moyenne mensuelle des températures.....	87
Figure 3.13. Répartition mensuelle de l'évapotranspiration et de la température.....	88
Figure 3.14. Diagrammes pluvio-thermiques.....	89
Figure 3.15. Répartition mensuelle de l'évaporation de la station Chaffia.....	90
Figure 3.16. Répartition mensuelle du vent et de l'humidité relative de la station de Guelma. ..	91
Figure 3.17. Relation entre la précipitation moyenne interannuelle et l'indice modifié de Fournier	95
Figure 3.18. Cartes de l'indice modifié de Fournier (MFI) des bassins versants étudiés	96
Figure 3.19. Indice de Fournier modifié (MFI) pour chaque station.....	97
Figure 3.20. Indice de concentration des précipitations (PCI) pour chaque station.....	97
Figure 3.21. Indice de saisonnalité (SI) pour chaque station	98
Figure 3.22. Cartes de l'indice de saisonnalité (SI) de bassin versant de l'oued Mellah.....	98
Figure 3.23. Concentration (PCI), agressivité (IFM) et saisonnalité (SI) des pluies pour l'ensemble des stations d'étude	100
Figure 3.24. Courbes d'étalonnage de l'oued Mellah	102
Figure 3.25. Variations des débits moyens annuels des oueds Mellah et Bounamoussa	102
Figure 3.26. Variations du coefficient de l'hydraulicité	103
Figure 3.27. Corrélation coefficient d'hydraulicité/coefficient pluviométrique des bassins	104
Figure 3.28. Coefficient de variation des débits liquides	104
Figure 3.29. Corrélation pluie/débit des bassins pour la période 1970/71-2011/12.....	105
Figure 3.30. Variation des précipitations annuelles et des débits maximaux annuels dans les bassins versants	106
Figure 3.31. Variation mensuelle des débits moyens pour la période d'étude (1970/12).....	107
Figure 3.32. Variation du coefficient mensuel des débits	108
Figure 3.33. Variation des débits journaliers des bassins versants durant l'année 2004/05	109
Figure 3.34. Variation des débits journaliers des bassins versants (années sèches).....	110

Chapitre 4. Modélisation Et Quantification De L'érosion Et Des Transports Solides

Figure 4.1. Relation entre les concentrations et des débits instantanés.....	115
Figure 4.2. Relation entre les concentrations moyennes des MES et des débits moyens (échelle journalière) en utilisant la méthode des classes des débits	117
Figure 4.3. Relation entre les concentrations moyennes des MES et des débits moyens (échelle des crues) en utilisant la méthode des classes des débits	118
Figure 4.4. Relation entre les débits solides et des débits liquides moyens à l'échelle journalière et à l'échelle des crues.....	120
Figure 4.5. Variation annuelle de transport solide (modèle décru)	123
Figure 4.6. Evolution annuelle des transports solides et de la lame d'eau écoulée (modèle décru)	124
Figure 4.7. Bathymétrie barrage Chaffia.....	124

Figure 4.8. Courbe capacité-surface/hauteur	125
Figure 4.9. Courbe capacité / hauteur.....	126
Figure 4.10. Courbe surface / hauteur	126
Figure 4.11. Pourcentage d'évolution de la superficie	127
Figure 4.12. Pourcentage d'évolution de la capacité.....	127
Figure 4.13. Comparaison des courbes capacité/hauteur des années 1986 et 2004	128
Figure 4.14. Ecart du volume entre 1986 et 2004	128
Figure 4.15. Comparaison des courbes surface/hauteur des années 1986 et 2004.....	129

Chapitre 5. Modélisation De L'érosion Par Le Modèle RNA

Figure 5.1. Architecture de RNA de type Feed-Forward	132
Figure 5.2. Charge solide observée et prédite	135
Figure 5.3. Comparaison entre les valeurs observées et prédites de sédiments en suspension. .	135
Figure 5.4. Distribution mensuelle des apports solides et liquides	136
Figure 5.5. Variation annuelle des apports en sédiments en fonction des apports liquides	136

Chapitre 6. Cartographie De L'érosion Hydrique Des Sols Par La Télédétection Et Le SIG

Figure 6.1. Organigramme de la méthodologie.....	141
Figure 6.2. Cartes des facteurs d'érosivité	143
Figure 6.3. Cartes des facteurs d'érodibilité.....	145
Figure 6.4. Cartes des facteurs topographiques.....	146
Figure 6.5. Cartes de facteurs de couverture végétale C	147
Figure 6.6. Cartes de facteurs P (pratiques antiérosives).	148
Figure 6.7. Carte de risque d'érosion dans le bassin de l'oued Mellah.....	149
Figure 6.8. Carte de risque d'érosion dans le bassin de l'oued Bounamoussa.....	150

Liste des tableaux

Chapitre 1. Recherche Bibliographique Sur L'érosion

Tableau 1.1. Les formes d'incision dues à l'érosion linéaire.....	8
Tableau 1.2. Quelques ordres de grandeurs de pertes de sol par type d'érosion.	9
Tableau 1.3. Variation de K en fonction du type de sols.	34
Tableau 1.4. Facteur des pratiques antiérosives selon le type de méthode de culture et de pente...35	

Chapitre 2. Description Générale Du Site

Tableau 2.1. Les caractéristiques des matériaux des bassins versants.....	45
Tableau 2.2. Distribution du couvert végétal dans les bassins versants.	53
Tableau 2.3. Classes des pentes et les différents types de processus possibles	55
Tableau 2.4. Coefficients de compacité des bassins versants	58
Tableau 2.5. Altitudes et surfaces cumulées des bassins versants	59
Tableau 2.6. Classification du relief selon Ig de l'O.R.S.T.O.M.....	62
Tableau 2.7. Valeurs de Ip et Ig des bassins versants	62
Tableau 2.8. Classification du relief selon Ds.....	63
Tableau 2.9. Données sur le réseau hydrographique des bassins-versants aux stations hydrométriques d'après Cahiers de l'A.B.H.-C.S.M., (1999).....	65
Tableau 2.10. Valeurs des coefficients de torrentialité et les temps de concentrations des bassins versants.....	68

Chapitre 3. Analyse Climatique Et Hydrologique

Tableau 3.1. Caractéristiques des stations pluviométriques.....	70
Tableau 3.2. Précipitations moyennes annuelles des deux bassins versants en mm.....	72
Tableau 3.3. Caractéristiques des précipitations annuelles des stations pluviométriques des bassins versants.....	73
Tableau 3.4. Précipitations saisonnières et annuelles pour chaque station (70-71/11-12).....	77
Tableau 3.5. Variabilité moyenne mensuelle des précipitations dans les stations pluviométriques	78
Tableau 3.6. Coefficients de variations mensuels des précipitations.....	81
Tableau 3.7. Fréquence des pluies journalières (> 30mm) dans les stations pluviométriques (jour)	84
Tableau 3.8. Températures moyennes mensuelles au niveau des stations Chaffia et Guelma	85
Tableau 3.9. Vent et humidité moyens annuels pour la station de Guelma	90
Tableau 3.10. Vent et humidité moyennes mensuelles pour la station de Guelma.....	91
Tableau 3.11. Classification de MFI	93
Tableau 3.12. Classification de SI et PCI	94
Tableau 3.13. Valeurs moyennes interannuelles de MFI, PCI et SI pour chaque station.	94
Tableau 3.14. Répartition des débits journaliers dans les bassins versants	108
Tableau 3.15. Classes des hauteurs d'eau en période des crues.....	111
Tableau 3.16. Apports moyens mensuels des bassins versants.....	111

Chapitre 4. Modélisation Et Quantification De L'érosion Et Des Transports Solides

Tableau 4.1. Fonctions d'ajustement de la relation entre la concentration et le débit liquide pour chaque type de données.....	118
Tableau 4.2. Comparaison des apports solides estimés avec les apports calculés issus des concentrations mesurées.....	119
Tableau 4.3. Fonctions d'ajustement de la relation entre Qs et Ql pour chaque type de données.....	121
Tableau 4.4. Apport solide et érosion spécifique pour différents type de données.....	122
Tableau 4.5. L'évolution de la perte de capacité de la retenue du barrage Chaffia	125

Chapitre 5. Modélisation De L'érosion Par Le Modèle RNA

Tableau 5.1. Meilleures architecture de réseau et les critères de performance.....	134
Tableau 5.2. Valeurs annuelles et mensuelles de l'écoulement, de la charge de sédiments en suspension, de la concentration et de la production de sédiments en suspension à l'Oued Mellah (1970-71 à 1999-00).....	137

Chapitre 6. Cartographie De L'érosion Hydrique Des Sols Par La Télédétection Et Le SIG

Tableau 6.1. Facteur d'érosivité des pluies pour chaque station pluviométrique	143
---	-----

Liste des abréviations

ABH : Agence nationale du Bassin Hydrographique

ANBT : Agence Nationale des Barrages et transferts

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydriques

MNT : Modèle Numérique de Terrain

SRTM: Shuttle Radar Topography Mission

IDW: Inverse Distance Weighted

NDVI: Normalized Difference Vegetation Index

ORSTOM : Office de la recherche scientifique et technique outre-mer

SCS : Soil Conservation Service

SIG : Système d'Information Géographique

DSMW : Digital Soil Map of the World

ADALINE : ADaptive LINear Element

RUSLE: Reserved Universal Soil Loss Equation

USLE: Universal Soil Loss Equation

Introduction Générale

L'un des plus graves problèmes de dégradation des terres est l'érosion du sol [Aiello *et al* \[2015\]](#). Elle est définie par le détachement, le transport et le dépôt de particules de sol [Meyer et Wischmeier \[1969\]](#) ; [Reshma et Uday \[2012\]](#). De nombreux facteurs : naturels (climat, topographie, sol, végétation) et anthropiques (travail sur le sol, les mesures pour la conservation des sols, le surpâturage et la déforestation), sont impliqués sous l'effet des processus d'interaction complexe, pour le déclenchement de ce phénomène [Foster et Meyer \[1972\]](#) ; [Kuznetsov *et al* \[1998\]](#). Par exemple, dans les pays semi-arides, l'érosion est considérée comme un phénomène largement répandu et complexe en raison de la nature torrentielle des pluies, l'hétérogénéité spatiale des sols ainsi que l'impact des activités humaines [Mosbahi *et al* \[2015\]](#). Aujourd'hui en Algérie, environ 6 millions d'hectares sont exposés à une érosion active moyenne et 120 millions de tonnes de sédiments sont transportés chaque année par les eaux [Anteur *et al* \[2014\]](#).

Dans le Nord-Est de l'Algérie, les conditions géomorphologiques et socioéconomiques sont particulièrement favorables au déclenchement et à l'accélération du phénomène de l'érosion et du transport solide. Outre les pertes en terres fertiles, les sédiments transportés en suspension par les cours d'eau constituent des dépôts importants dans les réservoirs hydrauliques. Dans de nombreuses zones cultivées de la ceinture des bassins (Mellah de 551 km² et Bounamoussa de 499 km²) sélectionnés pour ce travail, des problèmes environnementaux graves dus à l'érosion des sols sont de plus en plus fréquents. Les dommages les plus notables sont surtout ressentis par les collectivités locales. La détermination des conditions géomorphologiques susceptibles de provoquer l'érosion et l'utilisation de modèles de prédiction de ce phénomène sont nécessaires pour l'évaluation de la dégradation du milieu et l'implémentation de mesures de conservation des sols efficaces et adaptées.

Depuis des années de nombreux efforts de recherche ont été investis dans le développement de modèles à base physique qui reflètent le niveau des connaissances dans la compréhension des processus. Les efforts de développement investis dans la modélisation ont permis de générer des pistes de recherches et d'améliorer les connaissances des mécanismes de l'érosion. Toutefois, il y a un besoin pour une cartographie spatialisée et numérique, qui se concentre sur les facteurs physiques et les processus dominants opérant au niveau des bassins versants. Le fonctionnement hydro-sédimentaire à base de mesure des débits et des sédiments reste le moyen le plus adéquat pour la modélisation de l'érosion hydrique à l'échelle du bassin versant.

L'objectif de ce travail est de comprendre les facteurs contributeurs de l'érosion au niveau de l'aire d'étude par le biais des méthodes semi-quantitatives et quantitatives.

Dans ce contexte et pour mieux comprendre l'influence des facteurs naturels sur le phénomène de la dégradation des milieux physiques à savoir les bassins versants de Mellah et Bounamoussa, on s'intéresse à l'élaboration de modèles de prédiction de l'érosion à l'échelle du bassin versant qui s'appuie sur une paramétrisation simple.

Depuis plusieurs décennies, l'intensification de l'agriculture a accentué la dégradation des sols agricoles de l'Algérie. Les sols des régions semi arides et arides subissent de façon variable les effets de l'érosion hydrique, principal facteur de la dégradation de cette ressource. Peu de travaux sur la compréhension des flux hydro-sédimentaires ont été réalisés dans le Nord-Est algérien. La lutte contre l'érosion hydrique en particulier et la complexité de ce phénomène imposent

aujourd'hui l'utilisation de méthodes, modèles et moyens performants pour la gestion de l'information géographique tels que la télédétection et le SIG. C'est dans cette optique que s'intègre ce travail, dont l'objectif principal est de contribuer à la compréhension et à l'évaluation du risque potentiel d'érosion dans les bassins versants suscités.

Le manque de données constitue un handicap majeur dans l'estimation et la prévision des transports solides. Cet état de fait a conduit de nombreux chercheurs à proposer des modèles de prévision. Par conséquent, il est judicieux d'entreprendre dans cette thèse une quantification de l'érosion qui permettrait l'évaluation des flux de sédiments en utilisant des mesures des transports de matières en suspension à différentes échelles. Ces crues représentent les principaux fournisseurs de sédiments lors des averses. Par ailleurs, leur analyse permet une meilleure compréhension du fonctionnement des flux sédimentaires. Ceci permettrait de mieux prévoir la dégradation et, donc, de concevoir les ouvrages hydrauliques et, surtout, mieux s'attaquer au phénomène par des aménagements et traitements adaptés.

Les barrages ont été longtemps le principal vecteur disponible pour stocker les eaux superficielles. Néanmoins, en Algérie, ces réservoirs ne sont pas les principaux pourvoyeurs d'eau, ils sont largement dépassés par les forages. La capacité de mobilisation est répartie, globalement, entre les barrages à 21.4 %, les forages à 72.6 % et les sources à 6.0%. Les conditions naturelles et économiques du pays ne permettent pas d'avoir des barrages de plus grandes capacités comme c'est le cas par exemple du Maroc qui avec 80 barrages mobilise une capacité totale de 10 milliards de m³ Lefkir [2009] ; Bouchelkia [2009]. Avec son climat semi-aride, l'Algérie est menacée par l'érosion des terres agricoles qui provoque l'augmentation du transport solide et l'envasement croissant des barrages. La dégradation du milieu a des conséquences très néfastes sur la productivité des terres et sur la qualité des eaux.

Aujourd'hui, l'Algérie compte plus de 64 barrages en service totalisant une capacité de 7.7 milliards de m³ et permettant de régulariser un volume annuel de 3.6 milliards de m³ utilisés pour l'Alimentation en eau potable, l'industrie et l'irrigation. Un grand nombre de ces barrages est vieillissant d'où la plupart sont touchés par de sérieux problèmes tels que l'envasement. Ce dernier pose lui-même un problème de la stabilité de l'ouvrage Derdous [2015]. En effet, selon l'ANRH, sur les 35 bassins versants de barrages en exploitation étudiés, plusieurs sont arables sur près de 40% de leur superficie. Il s'agit notamment de Bouroumi (71%), Ighil Emda (60%), Fergoug (53%), Béni Amrane (49%), Sarno et Bakhadda (48%), Eraguène (41%), Ain Dalia (40%), Bouhnifia (39%) et K'sob (38%). Cette situation se traduit par un envasement des barrages qui perdent ainsi une grande partie de leur capacité de régularisation Lefkir [2009].

Un levé bathymétrique réalisé par l'Agence Nationale des Barrages en 1986, fait apparaître que l'envasement avait atteint un volume de 300 millions de m³ pour les 16 ouvrages pris en considération.

Pour aboutir aux objectifs visés, le mémoire est subdivisé en six chapitres précédés d'une introduction générale et suivis d'une conclusion générale, ordonnés de la manière suivante :

Le premier chapitre est consacré à une synthèse bibliographique sur le processus de l'érosion et le transport solide. Il présente les différents types et facteurs provoquant l'érosion, ainsi que les techniques d'évaluation. Le deuxième chapitre est consacré à la présentation de la zone d'étude et la description de ses caractéristiques physico-géographiques, c'est à dire le relief, les roches et les formations superficielles, et l'occupation des sols dont leur interaction est déterminante dans le

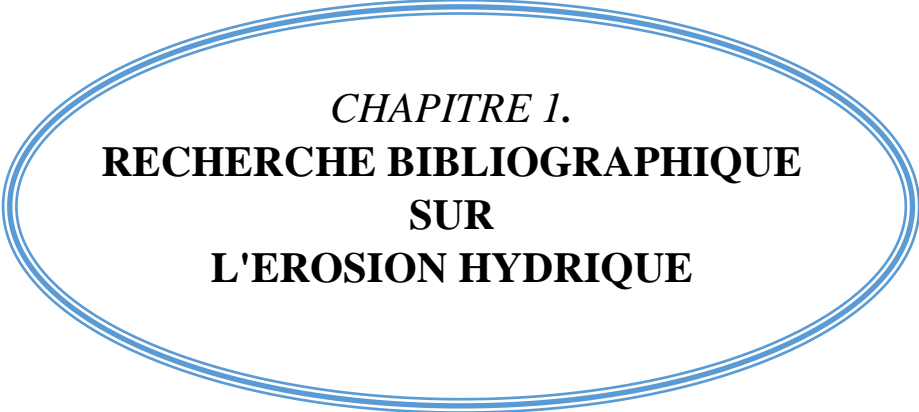
comportement hydrologique des bassins. Le troisième chapitre réservé à l'étude hydrologique, comme pour le facteur climatique, sur le traitement statistique des données et la description des aspects fondamentaux des pluies et des écoulements. Le quatrième chapitre présente d'une part les modèles utilisées pour la quantification des matières en suspension dans les cours d'eau. D'autre part l'élaboration de quelques modèles de quantification a été consacrée, tel que le modèle :

- de la variabilité à différentes échelles de la concentration en suspension (C) et du débit liquide (Q) ;
- d'un modèle d'érosion basé sur la relation entre les débits solides (Qs), et les débits liquides (Ql) ;

Ce chapitre est dédié à l'établissement de quelques modèles analytiques et descriptifs débits liquides - débits solides, basés sur une approche statistique d'analyse des chroniques de données et de corrélations simples. Ces modèles préciseront l'interrelation entre les différents paramètres hydromorphologiques du bassin versant et la quantification de l'érosion et le transport solide en suspension. Nous présentons aussi l'évolution de l'envasement dans le barrage Chaffia.

Dans le cinquième chapitre, on fait une estimation des transports solides par le modèle RNA (réseau de neurone artificiel), effectué on utilisant les données de débits liquides (Ql), et débits solides (Qs) durant la période qui s'étale entre 1970-71 et 1999-00 au niveau de la station de Bouchegouf.

Enfin le sixième chapitre concerne l'estimation de l'érosion dans les bassins versants étudiés par la télédétection et les SIG où nous réaliserons une cartographie des formes de l'érosion et des zones potentiellement sensibles à l'érosion hydrique et nous préciserons leur degré de sensibilité. Les résultats obtenus seront comparés avec ceux obtenus par la quantification par l'utilisation des modèles statistiques, le RNA et le levé bathymétrique.



CHAPITRE 1.
RECHERCHE BIBLIOGRAPHIQUE
SUR
L'EROSION HYDRIQUE

Chapitre 1. Recherche bibliographique sur l'érosion hydrique

1.1. Introduction

L'une des principales conséquences de l'érosion continentale est la perte de terres cultivables. De grandes étendues de terres sont, au fil des années, transformées en cuirasses latéritiques incultivables. Dans certaines régions, le comblement des grands aménagements par les matériaux issus de l'érosion réduit considérablement leur durée de vie. Ces phénomènes ont de graves conséquences sur les économies et sur l'environnement en général. La dégradation des sols est un processus progressif au fil des années. Par contre, le constat n'est, le plus souvent, fait qu'à des étapes très avancées où la restauration nécessite de lourds investissements pendant un temps assez long. Pourtant, des mesures continues de la charge des cours d'eau permettraient de caractériser ces mobilisations de matières et de lutter contre l'érosion au moment où des procédés moins coûteux et faciles à mettre en œuvre sont applicables. Plusieurs auteurs (pédologues, géographes et hydrologues) se sont intéressés à l'étude de l'érosion à différentes échelles, dans les différents écosystèmes [Gaston \[2007\]](#).

Il est donc impérativement primordial d'évaluer spatialement et quantitativement les effets de l'érosion des sols pour faire face au phénomène et pouvoir proposer les meilleures stratégies de lutte, de conservation et d'aménagement des espaces [Khali Issa et al \[2016\]](#).

L'évaluation des quantités transportées se fait par deux types d'actions :

- L'évaluation des taux d'envasement des barrages, qui est un moyen permettant l'obtention des valeurs globales sur l'importance du transport solide par les oueds barrés. Cette méthode prend en considération les quantités transportées, ce qui élimine les erreurs sur les relevés. Elle tient compte des charriages de fond, mais elle néglige, par contre, les variations temporelles des sédiments déversés, en période de crue par exemple, et mesure un volume, c'est dire que l'interprétation des poids des matériaux s'avère difficile. Par conséquent, cette méthode ne permet pas une étude physique du phénomène, du fait qu'on a des valeurs cumulées, espacées dans le temps.
- Mesure de la turbidité aux stations hydrométriques : Cette méthode se fait par des mesures instantanées relatives aux transports en suspension et permet une étude de variation temporelle du phénomène, ainsi que l'influence des facteurs climatiques et morphométriques sur elle. Elle permet également, l'établissement des abaques ou modèles mathématiques permettant d'évaluer les apports solides annuels. Par contre, son inconvénient est dû à la technique utilisée pour la détermination de la turbidité, c'est-à-dire qu'on ne peut pas mesurer la concentration à tous les points de la section du cours d'eau, où la concentration varie.

La mesure du transport solide en suspension consiste en des prises systématiques d'échantillons d'eau à l'aide d'un flacon d'une contenance de 500 cl. Ces échantillons sont pris en un point unique, soit sur le bord, ou au milieu de l'oued. Les prélèvements sont plus nombreux en période de crue, alors qu'en étiage ou lorsque le débit liquide est constant au cours de la journée, un seul prélèvement est effectué. La difficulté de la mesure est la non uniformité de la concentration en sédiment dans la section de mesure. La procédure de mesure de la turbidité, utilisée par l'ANRH, est développée dans les travaux de [Meddi \[1992 et 2015\]](#) ; [Bourouba \[1998\]](#).

1.2. Origine et mécanisme de l'érosion hydrique

L'érosion hydrique est un phénomène complexe, qui menace particulièrement les potentialités en eau et en sol. Elle se définit comme le détachement et le transport de particules de sol de son emplacement d'origine par différents agents vers un lieu de dépôt (sédimentation) [Bouanani \[2004\]](#), [Bouchelkia \[2009\]](#). Cependant, il est à signaler que la pluie et le ruissellement superficiel sont à

l'origine du détachement, du transport et du dépôt des particules du sol arrachées comme schématisé dans la figure suivante :

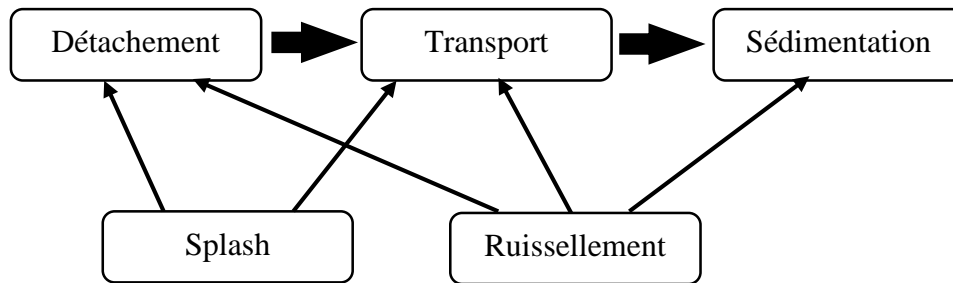


Figure 1.1. Mécanisme de l'érosion hydrique.

1.2.1. Le détachement : Les principaux mécanismes conduisant au détachement sont :

- ✓ **L'humectation par l'effet de l'impact de gouttes de pluies :** Les quatre processus qui peuvent être identifiés comme responsables de la désagrégation [Le Bissonais \[2000\]](#).
 - L'éclatement, correspondant à la désagrégation par compression de l'air piégé lors de l'humectation. L'intensité de l'éclatement dépend entre autres, du volume d'air piégé, donc de la teneur en eau initiale des agrégats et de leur porosité.
 - Le gonflement différentiel. Ce phénomène intervient suite à l'humectation et la dessiccation des argiles, entraînant des fissurations dans les agrégats. L'importance de ce mécanisme dépend en grande partie de la teneur et de la nature de l'argile des sols.
 - La dispersion physico-chimique. Elle correspond à la réduction des forces d'attraction entre particules colloïdales lors de l'humectation. Elle dépend de la taille et la valence des cations (particulièrement du sodium) pouvant lier les charges négatives dans le sol.
 - La désagrégation mécanique sous l'impact des gouttes de pluie (effet splash). L'impact des gouttes de pluie peut fragmenter les agrégats et surtout détacher les particules de leur surface. Ce mécanisme intervient en général conjointement aux autres mécanismes cités précédemment et nécessite une pluie d'une certaine énergie qui est variable selon les sols. L'énergie cinétique des gouttes n'est plus absorbée mais est transformée en force de cisaillement qui provoque détachement et splash.

Cette action combinée de détachement et déplacement par splash des gouttes d'eau est probablement la raison pour laquelle on l'a souvent considéré comme le seul processus à l'origine de la battance et de l'érosion. Cependant, il ne faut pas forcément assimiler splash et dégradation structurale car le splash peut dans certains cas déplacer des agrégats sans qu'aucune désagrégation n'intervienne. Les particules détachées par les gouttes de pluie sont généralement des micro-agrégats ou des particules élémentaires. La taille et l'impact des gouttes sont des facteurs importants dans ce processus de destruction et d'arrachement (éclaboussement par effet splash) [Borges \[1993\]](#).

L'énergie d'une seule goutte de pluie cause une érosion par éclaboussement ou rejaillissement [Nouvelot \[1992\]](#) qui peut déplacer les particules sur quelques dizaines de cm, la distance dépendant de la masse des particules et de l'angle d'incidence des gouttes de pluies par rapport à la surface. La masse de sol détachée peut être de l'ordre de plusieurs dizaines de tonnes par hectare et par an. L'énergie cinétique des gouttes qui tombent est généralement utilisée comme paramètre pour

déterminer le pouvoir érosif des pluies. Cette énergie cinétique peut être très élevée dans les régions humides ou semi-arides.

Les particules de sol très fines qui sont détachées de la surface par l'impact des gouttes sont piégées entre les éléments plus grossiers et peuvent obstruer les pores de la couche supérieure du sol et réduire considérablement le taux d'infiltration (battance). Cette obstruction augmente les risques d'érosion et de ruissellement en surface. Les sols limoneux sont particulièrement touchés par ce phénomène. La croûte de battance ainsi formée s'épaissit dans les petites dépressions où l'eau stagne, permettant la sédimentation des éléments fins. La perméabilité de la surface peut descendre en dessous de 2 mm/h en période humide. Le micro relief s'estompe et le sol perd toute capacité de rétention d'eau superficielle. Lorsque la croûte de battance est formée, les pluies ultérieures, même si elles sont de faible intensité, engendreront du ruissellement.

✓ **Le ruissellement** : 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) [Leguedois \[2003\]](#), soit lorsque la pluie arrive sur une surface partiellement ou totalement saturée par une nappe (ruissellement par saturation) [Ghenim \[2008\]](#).

Ces deux types de ruissellement apparaissent généralement dans des milieux très différents, bien que l'on observe parfois une combinaison des deux. Une fois le ruissellement déclenché sur la parcelle, l'érosion peut prendre différentes formes qui se combinent dans le temps et dans l'espace pouvant donner naissance soit une érosion diffuse et /ou soit une érosion concentrée [Mokhtari \[2017\]](#). Il est donc à noter qu'il y a détachement par ruissellement lorsque la force de friction de l'eau sur les particules du sol est supérieure à la résistance du sol au cisaillement.

1.2.2. Le transport : Il est dû à la fois aux gouttes d'eau de pluie (effet splash) et aux eaux de ruissellement. Ainsi, le transport est assuré par ces eaux. Cependant, il est à signaler que le mode de transport par effet splash est généralement négligeable sauf sur pente forte. Alors que les eaux de ruissellement sont les plus responsables du transport des particules du sol détachées [Mokhtari \[2017\]](#).

1.2.3. La sédimentation : L'agent responsable de la sédimentation est l'eau de ruissellement. Les particules arrachées du sol se déposent entre le lieu d'origine et l'aval [Maneux \[1998\]](#) en fonction de leur dimension, leur densité et de la capacité de transport du ruissellement ou du cours d'eau.

1.3. Formes de l'érosion hydrique

1.3.1. L'érosion en nappe

L'érosion en nappe dite aussi aréolaire, laminaire ou diffuse (sheet erosion), C'est le stade initial de la dégradation des sols par érosion. Elle entraîne la dégradation du sol sur l'ensemble de sa surface. Le signe le plus connu de l'érosion en nappe est donc la présence de plages de couleur claire aux endroits les plus décapés. Egalement, il y a un autre symptôme de l'érosion en nappe est la remontée des cailloux en surface par les outils de travail du sol. Il s'agit en réalité d'une fonte de l'horizon humifère et d'un travail profond du sol qui remonte en surface les cailloux. Après quelques pluies, les terres fines sont entraînées par les pluies tandis que les cailloux, trop lourds pour être emportés, s'accumulent à la surface du sol.

Lorsqu'il y a l'érosion en nappe, le déplacement des particules se fait d'abord par effet "splash" à courte distance et ensuite par le ruissellement en nappe. La battance des gouttes de pluie envoie des gouttelettes et des particules dans toutes les directions. En fait, ce n'est qu'après formation des flaques et débordement de l'eau non infiltrée d'une flaque à l'autre, que naît le ruissellement en nappe. Celui-ci s'étalant à la surface du sol gardera une faible vitesse à cause de la rugosité du sol (mottes, herbes, feuilles, racines, cailloux, etc...).

Avec le décapage de la couche superficielle du sol et au cours des temps, les racines sont plus exposées en surface. Ainsi, l'érosion en nappe peut se manifester.

Au cours de la battance des pluies, des particules ou même des agrégats (en particulier quand des grosses gouttes d'orage tombent sur des mottes sèches) vont quitter les mottes pour sédimenter dans les creux et y former des croûtes de sédimentation à très faible capacité d'infiltration comme illustré sur le diagramme suivant :

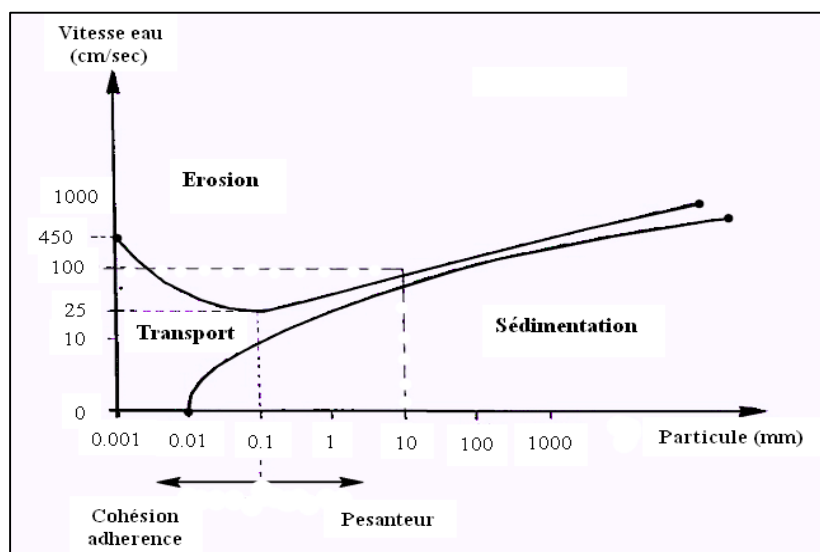


Figure 1.2. Diagramme de Hjulström Boiffin [1984].

Ce diagramme de Hjulström montre qu'il existe trois secteurs en fonction de la vitesse des eaux et du diamètre des particules des matériaux terreux. En fait, il renseigne sur des informations très importantes :

1. Les matériaux les plus sensibles à l'arrachement par le ruissellement ont une texture voisine des sables fins de 100 microns. Les matériaux plus argileux sont plus cohérents. Les matériaux plus grossiers ont des particules lourdes qui exigent une vitesse supérieure du fluide. Il est intéressant de noter que pour [Wischmeier et al \[1971\]](#), les sols les plus érodibles sont ceux qui sont riches en limons et sables fins.

2. Tant que les écoulements s'effectuent à une vitesse faible (25 cm/seconde), ils ne peuvent éroder les matériaux. Pour éviter l'érosion linéaire, il faut donc s'appliquer à étaler et ralentir les écoulements. D'où l'origine de la théorie de la dissipation de l'énergie du ruissellement.

3. Le transport des particules fines argileuses et limoneuses s'effectue facilement, même pour de faibles vitesses. Mais, pour les matériaux plus grossiers que les sables fins, on passe très vite de la zone d'érosion à la zone de sédimentation. On comprend donc pourquoi les fossés d'évacuation des eaux de ruissellement sont soit érodés s'ils sont trop étroits ou trop pentus, soit ensablés par les matériaux grossiers qui n'arrivent pas à circuler. C'est une des raisons pour lesquelles les fossés de

diversion ne donnent pas satisfaction dans les pays en développement, car il faut dessabler et entretenir régulièrement les fossés et terrasses de diversion.

Au-delà d'une vitesse de 25 cm/seconde, le ruissellement, peut non seulement transporter des sédiments fins, mais aussi attaquer le sol et creuser des rigoles hiérarchisées où la vitesse augmente rapidement. On passe alors de l'érosion diffuse à l'érosion concentrée soit l'érosion linéaire (griffes, rigoles et ravines).

1.3.2. L'érosion linéaire (micro-channel ou Rill Erosion)

L'érosion linéaire est exprimée par tous les creusements linéaires qui entaillent la surface du sol suivant diverses formes et dimensions (griffes, rigoles, ravines, etc.). En fait, L'érosion linéaire apparaît lorsque le ruissellement en nappe s'organise, il creuse des formes de plus en plus profondes [Kalman \[1976\]](#). On parle de griffes lorsque les petits canaux ont quelques centimètres de profondeur, de rigoles lorsque les canaux dépassent 10 cm de profondeur mais sont encore effaçables par les techniques culturales. En effet, sur un bassin versant ou une parcelle, l'érosion en rigole succède à l'érosion en nappe par concentration du ruissellement dans les creux. A ce stade, les rigoles ne convergent pas mais forment des ruisselets parallèles. On parle de nappe ravinante lorsque les creux ne dépassent pas 10 à 20 cm mais que leur largeur atteint plusieurs mètres et enfin, de ravines lorsque les creux atteignent plusieurs dizaines de cm (plus de 30 cm) et en particulier, lorsqu'ils ne sont plus effaçables par les techniques culturales. A l'intérieur des ravines on peut encore distinguer des petites ravines dont le lit est encore encombré de végétation herbacée et surtout arbustive et qu'on pourra fixer rapidement par des méthodes biologiques. Par contre, dans des grandes ravines qui peuvent s'étaler sur plusieurs kilomètres, le canal central comporte des blocs rocheux, témoins d'un charriage important et d'une certaine torrencialité.

Tableau 1.1. Les formes d'incision dues à l'érosion linéaire [Ghenim \[2008\]](#).

Formes	Tracé	Longueur	Largeur	Profondeur
Griffe	Sinueux	< 1 m	< 10 cm	5-6 cm
Rill	Rectiligne	Centaine de m	10-20 cm	5-10 cm
Rigole	Sinueux	Dizaine de m	5-70 cm	10- 30 cm
Ravine	Peu sinueux	Centaine de m	50cm à 1 m	30-50 cm
Petit ravin	Peu sinueux	Centaine de m	50 cm à 1m	50-200 cm

La ravine est une rigole approfondie où se concentrent les filets d'eau. La rigole se transforme en ravine lorsque sa profondeur interdit son nivellement par des simples instruments aratoires. En d'autres termes, Le ravinement constitue un stade avancé de l'érosion linéaire. Il y en a trois processus de ravinement. Le plus souvent des ravines en forme de **V** qui s'impriment dans un matériau homogène, plus ou moins meuble, sablo-argileux ; argileux, marneux ou schisteux. Un deuxième type de ravines en **U** s'observe fréquemment dans la nature sur des matériaux hétérogènes. Soit elles ont un fond constitué de matériaux très résistants. Soit, la couche de résistance se trouve en surface, le ruissellement creuse alors profondément le matériau jusqu'à atteindre une nappe d'eau temporaire ou permanente qui va exercer une poussée latérale sur le bas du versant jusqu'à ce que celui-ci s'effondre (sapement de berges). Il existe une troisième forme de ravinement encore plus difficile à traiter : l'érosion en tunnel (tunneling). Elle peut se développer sur des pentes faibles, dans un matériau fissuré en surface, soit sur des sols riches en argiles gonflantes (vertisols, sols bruns tropicaux, etc...), soit sur des marnes riches en gypse ou en d'autres minéraux solubles.

1.3.3. L'érosion en masse

Alors que l'érosion en nappe s'attaque à la surface du sol, le ravinement aux lignes de drainage du versant, les mouvements de masse concernent un volume à l'intérieur de la couverture pédologique. On attribue à l'érosion en masse tout déplacement de terre selon des formes non définies, comme les mouvements de masse, les coulées de boue et les glissements de terrain.

Les principales causes des mouvements de masse proviennent d'une part, du déséquilibre entre la masse de la couverture pédologique, de l'eau qui s'y trouve stockée et des végétaux qui la couvrent et d'autre part, les forces de frottement de ces matériaux sur la roche altérée en pente sur lequel ils reposent. Les facteurs des mouvements de masse qui favorisent ce déséquilibre sont les secousses sismiques, les fissurations suite à l'alternance gel/dégel ou à la dessiccation des argiles gonflantes, l'altération de la roche, l'humectation jusqu'à saturation de la couverture pédologique, l'humectation du plan de glissement qui devient savonneux (présence de limons issus de l'altération des micas), des roches présentant des plans de clivage ou de fracture préférentiels (argillites, marnes, schistes, roches micassées, gneiss). L'homme peut accélérer la fréquence de ces mouvements de masse en modifiant la géométrie externe du versant (par terrassement, creusement d'un talus pour installer une route ou des habitations, surcharge d'un versant par des remblais, modification des écoulements naturels, érosion au pied d'un versant par une rivière dont le cours est modifié, etc.). La végétation intervient également. Ainsi que les formations géologiques influencent sur les mouvements de masse [Benaissa \[1998\]](#).

1.3.4. L'érosion hydrographique

C'est une forme d'érosion due à la dissipation de l'énergie de l'eau dans les lits des cours d'eau et les rivières. L'énergie de ces dernières est capable, de manière régulière ou accidentelle (lors des inondations) d'emporter une partie des berges [Sabir \[1986\]](#). On appelle ce processus le sapement des berges. Il se produit également dans les ravins en formation lorsque l'eau du ruissellement attaque les assises du ravin. Ce type d'érosion est étroitement lié au volume et à la vitesse de l'eau, qui dépend de la pente et du débit.

En guise de conclusion sur l'importance des pertes du sol pour les différentes formes d'érosion, nous consignons cette comparaison dans le tableau suivant :

Tableau 1.2. Quelques ordres de grandeurs de pertes de sol par type d'érosion.

Type d'érosion	Perte du sol
Erosion en nappe	1 T/ha/an
Erosion en rigole	10 T/ha/an
Erosion ravine	100 T/ha/an
Erosion en badlands	1 000 T/ha/an
Sapement des berges	10 000 T/ha/an

1.4. Facteurs de l'érosion hydrique

Les facteurs de l'érosion qui influencent 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 Smith \[1978\]](#) ; [King et Le Bissonais \[1992\]](#). Donc avant d'adopter l'une ou l'autre des méthodes de lutte antiérosive, il est souhaitable de revenir aux causes de l'érosion et aux facteurs qui en modifient l'expression.

Les paramètres de l'érosion sont les différentes informations qui peuvent permettre de caractériser les facteurs de l'érosion. Par exemple, la pente est un paramètre pouvant caractériser le facteur topographie, de même que la dénivelée, l'altitude moyenne, etc. Ainsi, pour caractériser l'influence du climat, l'énergie cinétique cumulée des pluies serait probablement le paramètre le plus pertinent, mais il n'est pas disponible, et on retiendra donc les hauteurs de pluie cumulée, pondérées par une information sur l'intensité des précipitations.

1.4.1. Les activités humaines

L'homme qui, par des pratiques inadaptées sur les versants, est le facteur principal conditionnant l'intensité de l'érosion. Les défrichements qu'il opère sur les forêts et les parcours naturels, le surpâturage, la mise en culture sans précaution des terres susceptibles à l'érosion en pente, les labours mécanisés dans le sens des grandes pentes et la non restitution au sol de ses éléments nutritifs enlevés par les cultures facilitent le ruissellement et par conséquent l'érosion et ses effets indésirables pour l'environnement et pour l'économie.

1.4.1.1. Les techniques culturales

Les opérations culturales modifient l'état structural du sol, mais les conséquences vis à vis des possibilités d'infiltration diffèrent selon les techniques utilisées et leur date de réalisation par rapport aux périodes pluvieuses. Tout travail du sol visant à l'implantation des cultures, tel que le labour et les semis, ou à la lutte contre les adventices, tel que le déchaumage et le binage, ont pour conséquence un accroissement instantané de la capacité d'infiltration. Elles constituent donc un frein au ruissellement en réduisant sa vitesse et par conséquent, sa force tractrice.

On peut considérer que les opérations culturales en modifiant les caractéristiques physiques du sol qui régissent les processus de ruissellement et de l'érosion ont un effet instantané. Par la suite, l'état du terrain évolue progressivement à partir de cet état initial sous l'action du climat.

Il s'agit donc de repérer les opérations qui induisent les plus grands risques, c'est à dire celles qui augmentent les probabilités de ruissellement, qui favorisent sa concentration et accroissent la fragilité du sol.

1.4.1.2. Le pâturage

L'espace pastoral s'amenuise suite au surpâturage. La disparition de la couverture végétale, laisse donc des surfaces importantes du sol non protégées et par la suite plus exposées aux effets érosifs de l'eau de la pluie et du ruissellement [Roose et al \[2002\]](#).

1.4.1.3. L'exploitation minière

Les exploitations minières sont souvent à l'origine d'un accroissement considérable de l'activité des phénomènes d'érosion et de sédimentation. En particulier, dans bien des régions du monde, l'exploitation à ciel ouvert de charbon et de schistes a été la cause de problèmes hydrologiques et sédimentologiques notables. De même l'extraction de sables et de graviers dans des carrières à ciel ouvert et le dragage des matériaux du lit des cours d'eau et des berges ou du fond des lacs conduisent à des problèmes similaires.

Les exploitations à ciel ouvert comprennent l'enlèvement du sol de couverture, des roches et des autres couches couvrant les dépôts du minerai ou du combustible ainsi que l'exploitation du dépôt. Les grandes exploitations minières coupent le réseau de drainage naturel et modifient les phénomènes de ruissellement et d'érosion des bassins fluviaux. De fortes pluies peuvent provoquer une érosion désastreuse et de sérieux problèmes de sédimentation et par la suite peuvent agir sur la qualité de l'eau.

1.4.1.4. L'urbanisation

Les zones urbanisées ont souvent une érosion spécifique supérieure à celle des régions rurales. Les plus grandes quantités de sédiments sont produites durant les phases de construction, surtout quand la végétation et le sol de couverture sont provisoirement enlevés. Les travaux de construction peuvent accroître l'érodibilité et diminuer la stabilité des pentes de façon radicale. L'érosion et les sédiments produits dans les zones de développement urbain causent souvent plus de dommage aux régions situées à l'aval que dans les sites d'érosion eux-mêmes. Le réseau de drainage peut se remplir de sédiment et sa capacité d'écoulement décroît.

1.4.2. L'absence du couvert végétal

La couverture végétale est un facteur primordial de protection du sol contre l'érosion. Donc son absence expose le sol à l'action directe des gouttes de pluie. Les arbres forestiers ou les plantes cultivées protègent le sol contre l'érosion hydrique. En effet, celles-ci protègent le sol de l'action des gouttes de pluie et les racines maintiennent en place les particules emprisonnées dans un réseau racinaire dense qui accroît ainsi la résistance du sol au cisaillement et limite l'incision [Sadiki \[2005\]](#). En fait, un couvert végétal bien développé protège le sol de l'action des pluies de diverses manières :

- L'interception des gouttes des pluies permet la dissipation de l'énergie cinétique, ce qui diminue dans une large mesure l'effet splash.
- Les plantes ralentissent les eaux de ruissellement par la rugosité qu'elles donnent au terrain.
- Son système racinaire maintient le sol en place et y favorise l'infiltration.
- L'apport en M.O suite à l'activité microbienne dans la zone racinaire améliore la structure du sol et sa cohésion et par suite diminue les risques d'érosion (Figure 1.3).

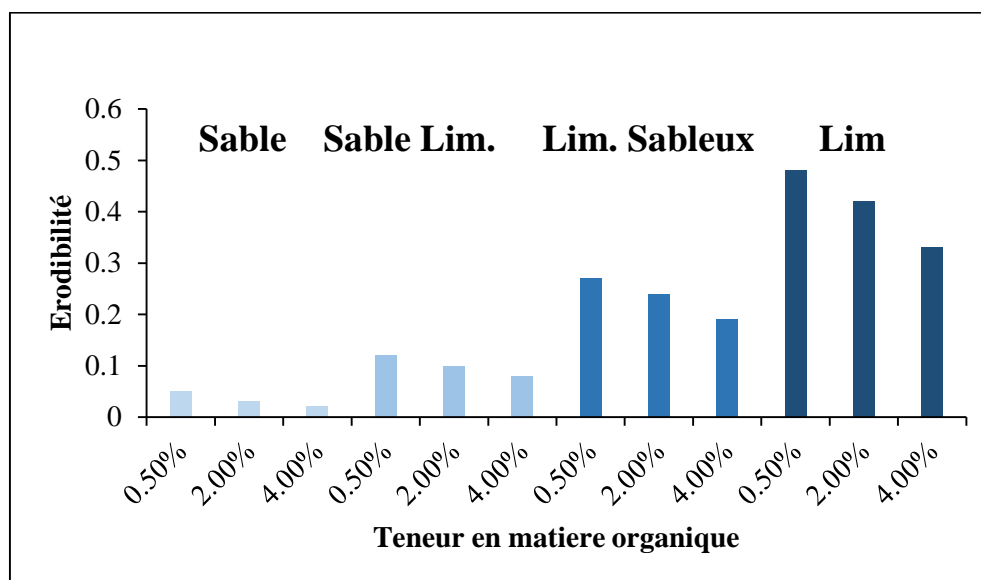


Figure 1.3. Relation entre l'érodibilité et la teneur en matière organique des sols.

Cette action protectrice du sol par la couverture végétale est conditionnée par sa densité et sa structure et donc sa nature. En présence de la végétation, la majorité de l'eau des précipitations s'infiltré en profondeur et alimente les nappes phréatiques. La présence de cette eau crée aussi des conditions favorables pour le développement de la végétation, naturelle ou cultivée. Les sols se conservent, s'enrichissent et donc évoluent.

1.4.2.1. Le défrichement

Avec l'accroissement de la démographie, la mécanisation des travaux agricoles, l'extension des terres de culture, la dégradation de la végétation et du sol ont progressé d'une manière alarmante. La dégradation du couvert végétal a eu comme conséquence l'accélération de l'érosion hydrique.

En générale, sur les versants dénudés (défrichement, surpâturage) le ruissellement se génère rapidement et intensément, s'organise de manière diversifiée en fonction de la pente, de la nature des matériaux et de la rugosité de surface et attaque le sol, de plus en plus en profondeur, et transporte les sédiments jusqu'à l'affleurement de la roche en place. Le processus continue jusqu'à une généralisation du ravinement et la formation de badlands.

1.4.2.2. L'incendie

Puisque le feu endommage et ravage le couvert végétal, cela sous-entend un risque élevé d'érosion. En fait, les zones sans aucune couverture végétale courent toujours un plus grand risque de forte érosion que les autres.

1.4.2.3. Le bois de feu

Vu que la demande de bois de feu et de charbon de bois est forte en zones rurales et même urbaines et ce, d'une façon plus accentuée dans les pays sous-développés et en voie de développement, le bois va continuer d'être exploité comme une source importante de combustible pour les usages domestiques aussi bien que pour la petite industrie dans les zones rurales et urbaines. L'essentiel du bois de feu provient encore des forêts et bois naturels qui sont abattus et détruits à des rythmes alarmants, ce qui va continuer à exercer une pression sur les forêts dont le couvert végétal joue un rôle protecteur très important à ralentir les forces érosives de la pluie. En effet, le système racinaire des arbres contribue à maintenir la cohésion des particules, les matières organiques provenant de la végétation (humus) améliorent la structure des sols.

1.4.3. Les facteurs climatiques

Le Climat constitue la cause et la source d'énergie érosive. Ce sont les gouttes de pluie et les eaux de ruissellement sur les terrains en pente et les vents violents qui détachent et entraînent les particules terreuses. L'efficacité de la pluie vis à vis des processus d'érosion est liée aux rôles qu'elle a dans le détachement des particules des sols, mais surtout dans la formation du ruissellement. Cette érosivité dépend essentiellement de l'intensité et du volume des précipitations.

L'intensité d'une pluie est le rapport d'une hauteur d'eau à une durée (exprimée en mm/h ou mm/min). L'intensité réelle ou instantanée se réfère à un instant au cours de la pluie et n'est jamais constante au cours d'un même événement pluvieux. L'intensité moyenne au cours d'une pluie est le rapport du volume total de la pluie à la durée effective de la pluie.

1.4.3.1. Les précipitations

La pluie est considérée depuis longtemps comme un acteur majeur de l'érosion des sols [Grangeon \[2012\]](#). Différents paramètres de pluie liés à l'érosion, telle que la hauteur des précipitations qui influence peu sur l'importance de l'érosion. L'intensité est le facteur principal de l'érosion. Plus l'intensité est grande, plus l'effet de battage du sol est prononcé.

D'autres composantes climatiques peuvent jouer un rôle primordial. L'évaporation qui intervient d'abord entre les périodes pluvieuses peut jouer sur le degré de dessiccation des fragments de surface et modifier la stabilité structurale et le profil hydrique des couches superficielles et modifier ainsi l'infiltrabilité.

1.4.3.2. Le ruissellement

L'eau ruisselle sur le sol sous forme d'une lame d'eau en filets diffus ou en écoulement concentré. Elle exerce sur le sol une force de cisaillement qui arrache les particules puis les transporte. Les conditions d'arrachement, de transport et finalement de dépôt dépendent de la vitesse du courant et de la taille des particules. Il existe ainsi pour un sol donné une vitesse critique d'arrachement et une vitesse limite au-dessous de laquelle les particules sédimentent. L'érosion se fait en nappe (érosion aréolaire) dans le cas de ruissellement diffus ; l'arrachement des particules est sélectif, il est produit par le splash sur l'ensemble de la surface, le transport est faible et le dépôt proche sous forme de colluvionnement. L'érosion en rigoles apparaît lorsque le ruissellement se concentre et acquiert un pouvoir d'arrachement suffisant pour mobiliser localement l'ensemble des particules. Il se forme d'abord de simples griffures, puis des rigoles décimétriques qui peuvent évoluer en ravines métriques.

1.4.4. Les facteurs géomorphologiques et hydrologiques

La géomorphologie du terrain conditionne la gravité de l'érosion. En effet, à petite échelle, on note que la rugosité de la parcelle explique les pertes du sol. Quant à grande échelle, c'est le relief du bassin versant qui conditionne l'importance des dégâts occasionnés par l'érosion hydrique. Aussi l'érodibilité d'un sol, définie comme étant la vulnérabilité du sol à l'érosion dans des circonstances précises, est fonction de la perméabilité de la surface des sols. En effet, les sols issus de roches tendres (marnes et schistes feuilletés) sont généralement imperméables et très sensibles à l'érosion.

1.4.5. La morphologie du terrain

Les paramètres topographiques sont fondamentaux pour expliquer l'importance des phénomènes érosifs.

1.4.5.1. La pente

La pente est un facteur important d'érosion. Le ruissellement et l'érosion commencent sur des pentes faibles. Toutes choses égales par ailleurs, l'érosion augmente avec la pente. [Roose et al \[1997\]](#), [Fiandino \[2004\]](#). Egalement, la perméabilité des sols est un acteur déterminant. En effet, si les sols sont absolument imperméables, le ruissellement de la pluie sera total et ne dépendra pour une surface de pente donnée que de l'intensité de la pluie. Par contre, si les sols sont relativement perméables, la pente aura une influence certaine sur l'infiltration et donc le ruissellement.

1.4.5.2. La longueur de la pente

En principe, plus la pente est longue, plus le ruissellement s'accumule [Khanchoul \[2006\]](#), [Ghenim \[2008\]](#), prend de la vitesse et de l'énergie et plus l'érosion s'intensifie.

Il semble que l'influence de la longueur de pente est d'autant plus importante que le ruissellement a la possibilité de se concentrer. Par contre, l'influence est probablement nulle en absence du ruissellement et que le splash est le seul processus actif.

1.4.5.3. La forme de la pente

Une pente donnée a tendance à devenir de plus en plus concave parce que les produits arrachés au sommet s'accumulent en bas de la pente. Cette évolution est parfois sensible et se traduit parfois par une diminution de l'érosion au cours du temps. Ainsi, une rupture de pente concave favorise le dépôt, à moins qu'elle ne facilite la concentration alors qu'une rupture de pente convexe se traduit par un accroissement de la vitesse d'écoulement et de la contrainte de cisaillement exercée sur le sol si l'eau n'est pas dispersée [Roose \[1977\]](#).

1.4.6. Le sol

En plus des facteurs favorisant le ruissellement, l'entraînement des particules du sol est facilité par les caractères du sol comme sa texture, sa minéralogie, sa stabilité structurale et la matière organique qu'il contient. Les sols limoneux et limono-sableux sont les plus sensibles à l'érosion et à la battance, alors que les sols argileux plus fins résistent mieux à l'action du cisaillement par l'eau de ruissellement.

Le critère le plus important pour apprécier la résistance d'un sol à l'érosion est la stabilité structurale qui est l'aptitude de la terre à résister à l'action dégradante de l'eau. Cette résistance reflète leur comportement à l'humectation lorsqu'ils sont soumis à l'impact des gouttes de pluie. La stabilité structurale est influencée par de nombreuses caractéristiques des sols dont les plus souvent évoqués sont la texture, la nature minéralogique des argiles, la teneur en matière organique et l'état et l'histoire hydrique.

1.5. Evaluation de l'érosion hydrique

D'une manière générale, l'évaluation et la cartographie de l'érosion (actuelle et/ou risque) varient en fonction des objectifs, des moyens et des échelles d'espace et de temps considérées. Elle est mesurée directement sur le terrain ou elle est estimée suivant des analyses des sols ou des modèles empiriques ou physiques (des évaluations indirectes), qui tiennent compte de l'impact de toutes les variables de l'érosion hydrique.

La quantification de l'érosion fait appel à de nombreuses formules et méthodes mises au point à travers le monde et qui se résument comme suit :

- Parcelles expérimentales ;
- Levés bathymétriques ;
- Débits solides et concentrations ;
- Etude des griffes de l'érosion avec ou pas d'utilisation du SIG et de Télédétection ;
- Modélisation par les réseaux de neurones artificiels (RNA), ou par l'Equation Universelle de Perte en sol de Wischmeier et Smith, 1978 (USLE, MUSLE ou RUSLE).

Formule de Fournier(1960)

Elle est définie par la relation suivante :

$$ASS = 1/36 (Pm^2/Pa)^{2,65} (H^2/S)^{0,46} \quad (1.1)$$

Avec

ASS : Apport solide spécifique (T/km²/an), Pm : Précipitation mensuelle du mois le plus pluvieux (mm), Pa : Précipitation moyenne annuelle (mm), H : Dénivelée moyenne (m), S : Surface du bassin versant (km²).

Formule de Tixeront (1960)

Les travaux faits sur 32 bassins algériens et 9 bassins tunisiens dont les superficies sont de 90 à 22300 km² Tixeront [1960], ont abouti à la relation suivante :

$$ASS = \alpha \cdot E^{0,21} \quad (1.2)$$

Où Ass : Apport solide spécifique (T/km²/an) ;

E : Ecoulement annuel en mm ;

α : coefficient empirique dépendant de la perméabilité du sol, il est compris entre 8.5 à 74 pour une perméabilité élevée, et entre 75 à 349 pour une perméabilité moyenne, et de 350 à 1400 pour une perméabilité moyenne à faible, et de 1400 à 3199 pour une perméabilité faible, et supérieure à 3200 pour un sol imperméable. On adopte $\alpha=92$ pour la région de l'Est algérien Lefkir [2009].

Formule de la Sogréah (1969)

Cette formule est inspirée de la formule de Tixiront, basée sur des données de 30 bassins algériens, cette formule est décrite de la façon suivante :

$$ASS = \alpha E^{0,15} \quad (1.3)$$

Avec :

ASS : Apport solide spécifique (T/km²/an) ;

α : Coefficient dépendant de la perméabilité du sol, Les bassins étudiés présentent une perméabilité moyenne avec $\alpha = 92$. E : Ecoulement annuel (mm).

1.6. Mesure de matières en suspension (MES)

Il ressort que les données sur les MES rassemblées résultent de programmes pas toujours simultanés, assez limités dans le temps et utilisant des méthodologies diverses. Il semble alors nécessaire de présenter, pour ceux dont les informations sont disponibles, les protocoles d'échantillonnage et les méthodologies utilisées par certains auteurs.

Le matériel utilisé pour les mesures de débits solides est sensiblement le même que celui utilisé couramment en hydrologie. Il est composé d'un équipement d'embarcation ou, éventuellement, sur les petites rivières, d'une passerelle à laquelle on associe un équipement de mesure des vitesses. A ceci viennent s'ajouter une pompe JAPY ou un seau et un lot de jerricans de 10 litres en plastique. Les mesures sont effectuées à l'aide des bouteilles de Delf type DF1 et DF2, ou au seau. Dès 1989, la charge et la durée des mesures sont rendues moins fastidieuses, les jerricans étant remplacés par des flacons de 1 litre. Les études réalisées à partir de la fin des années 1990 utilisent, à la place de la pompe JAPY, une bouteille océanographique en PVC de 1.5 litre appelée NISKIN Sampling. Les échantillons d'eau sont conservés alors dans des flacons de 1 litre en plastique. Un traitement proprement dit des échantillons est effectué au laboratoire : décantation, filtrage, séchage à l'étuve (pendant 30 minutes à une température de 105 °C), et pesée pour aboutir à la masse des résidus secs (concentration en g/l est le rapport de la masse sèche de pesage et le volume de l'eau filtrée). Il est supposé que l'ajout de solides dissous pour les sédiments en suspension par l'évaporation a été négligeable. Les débits solides sont obtenus, en multipliant le débit (Q) de la concentration de sédiments en suspension (C). Cependant, il faut noter que la technique de mesure de transport solide, basée sur un prélèvement unique à proximité de la berge, ne reflète pas la répartition réelle des concentrations dans la rivière [Laouamri \[2013\]](#).

1.7. Modélisation d'érosion hydrique

Les phénomènes d'érosion sont le résultat d'interactions complexes variables dans le temps et l'espace. Dans une optique d'évaluation des risques de ruissellement et d'érosion, ou d'établissement de schémas d'aménagement pour la conservation des sols, le recours à la modélisation peut constituer un outil d'aide à la décision.

Le choix d'un modèle particulier dépend largement du but recherché, des données et du temps disponibles. La disponibilité des données sources est un critère de sélection important quand on évalue le risque d'érosion à l'échelle régionale. Même si une grande variété de modèles est disponible pour l'estimation du risque d'érosion, la plupart de ces modèles demandent beaucoup de données pour leurs paramètres d'entrée si bien que leur application à l'échelle régionale devient difficile.

1.7.1. Les Réseaux de neurones artificiels (RNA)

Début en 1943, Warren Mc Culloch et Walter Pitts deux bio-physiciens laissent leurs noms à une modélisation du neurone biologique (un neurone au comportement binaire). Ce sont les

premiers à montrer que des réseaux de neurones formels simples peuvent réaliser des fonctions logiques, arithmétiques et symboliques complexes. Quelques années après, en 1949 Donald Hebb explique le conditionnement chez l'animal par les propriétés des neurones eux-mêmes. La loi de modification des propriétés des connexions entre neurones qu'il propose démontre en partie ses résultats expérimentaux. En 1958 Frank Rosenblatt a développé une méthode analytique rigoureuse d'adaptation de poids au sein d'un modèle multicouches appelée le perceptron.

C'est le premier système artificiel capable d'apprendre par expérience. Ce réseau, était capable d'apprendre à différencier des formes simples et à calculer certaines fonctions logiques. Dans la même période, le modèle de l'ADALINE (Adaptive Linear Element) a été présenté par Bernard Widrow. Ce modèle sera par la suite le modèle de base des réseaux multicouches.

L'une des causes à l'origine du désintéressement des chercheurs aux RNA est apparue en 1969, avec l'apparition d'un livre connu sous le nom *Perceptrons* de Minsky et Papert. Dans cet ouvrage, les auteurs publièrent une argumentation mathématique visant à démontrer les limitations du perceptron (Réseaux de neurones à une seule couche) et en particulier, l'incapacité du réseau à résoudre les problèmes non linéairement séparables comme celui de la fonction XOR.

Cependant dans le milieu des années 1980, les recherches en méthodologie neuronales s'éloignent des justifications biologiques, et prennent une orientation mathématique. Une volonté de théorisation succède aux méthodes empiriques des premiers développements : les mathématiciens s'investissent pour comprendre ce que font les réseaux de neurones, et déterminent leurs liens avec les méthodes statistiques déjà existantes. Les nouveaux réseaux de neurones s'avèrent capables de traiter des problèmes complexes de simulation de processus non linéaires et/ou dynamiques. Ils trouvent donc de nombreuses applications en ingénierie, et pour les mêmes raisons, la recherche utilise ces nouveaux outils en physique appliquée, discipline dans laquelle le nombre et la dimension des données, ainsi que la non linéarité des problèmes traités posent de nombreuses difficultés à l'emploi des outils statistiques classiques. On évite souvent d'élaborer des réseaux de neurones artificiels de grandes tailles, car il est en général plus efficace de découper les chaînes de traitement neuronales en une suite de petits réseaux de complexité relativement faible.

En 1982, Hopfield proposa les réseaux de neurones associatifs. Parallèlement, Paul Werbos conçoit un mécanisme d'apprentissage pour les réseaux multicouches de type perceptron. Il a inventé l'idée de la rétropropagation de l'erreur. L'année 1986 a vu l'apparition de l'algorithme de rétropropagation de l'erreur publié par David Rumelhart, Hinton et Williams erreur qui permet d'optimiser les paramètres d'un réseau de neurones à plusieurs couches.

Aujourd'hui, les réseaux neuronaux sont utilisés dans de nombreux domaines (entre autres, vie artificielle et intelligence artificielle) à cause de leur propriété en particulier, leur capacité d'apprentissage, et qu'ils soient des systèmes dynamiques.

1.7.1.1. De neurone biologique au neurone formel

Les réseaux de neurones sont une des composantes importantes du domaine de l'intelligence artificielle. Par analogie aux neurones biologiques, les neurones artificiels ont pour but de reproduire des raisonnements « intelligents » d'une manière artificielle. La structure d'un neurone artificiel est en fait copiée sur la structure des neurones biologiques. Les principales structures biologiques des neurones ont toutes leur équivalent artificiel, et ce dans le but de reproduire leur fonctionnement de la meilleure façon possible (d'une manière logique, simple et facilement représentable).

Un neurone est une fonction non linéaire, paramétrée, à valeurs bornées. Cette représentation est le reflet de l'inspiration biologique qui a été à l'origine de la première vague d'intérêt pour les neurones formels. Le neurone biologique se compose d'un corps cellulaire, et de deux types de prolongements : d'une part l'axone, qui conduit le potentiel d'action, et les dendrites d'autre part (Figure 1.4). Les dendrites forment des ramifications qui entrent en contact avec d'autres neurones, et dont le rôle est de recevoir des informations, électriques ou chimiques. L'axone est un prolongement de la cellule, typiquement long de quelques millimètres, qui conduit un signal électrique jusqu'à son arborisation terminale, où il peut alors entrer en contact avec les dendrites d'autres neurones. La jonction axone dendrite est appelée synapse [Romain \[2003\]](#).

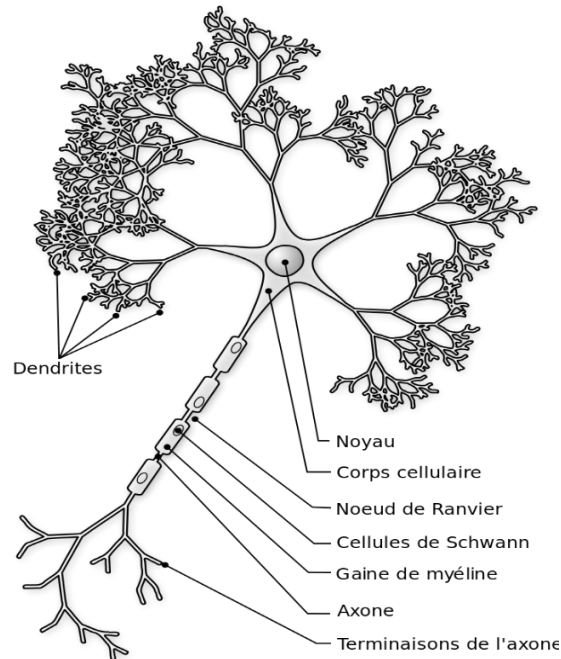


Figure 1.4. Neurone biologique

Dès la fin des années 1950, les neurologues Warren Mc Culloch et Walter Pitts constituèrent un modèle simplifié de neurone biologique communément appelé neurone formel. Ils montrèrent que des réseaux de neurones formels simples peuvent théoriquement réaliser des fonctions logiques, arithmétiques et symboliques complexes.

Le neurone formel est conçu comme un automate doté d'une fonction de transfert qui transforme ses entrées en sortie selon des règles précises. Par exemple, un neurone somme ses entrées, compare la somme résultante à une valeur seuil, et répond en émettant un signal si cette somme est supérieure ou égale à ce seuil. Ces neurones sont par ailleurs associés en réseaux dont la topologie des connexions est variable : réseaux proactifs, récurrents, etc. Enfin, l'efficacité de la transmission des signaux d'un neurone à l'autre peut varier : on parle alors de poids synaptique, dont ils peuvent être modulés par des règles d'apprentissage.

Une fonction des réseaux de neurones formels, à l'instar du modèle vivant, est d'opérer rapidement des classifications et d'apprendre à les améliorer. À l'opposé des méthodes traditionnelles de résolution informatique, on ne doit pas construire un programme pas à pas en

fonction de la compréhension de celui-ci. Les paramètres importants de ce modèle sont les coefficients synaptiques et le seuil de chaque neurone, et la façon de les ajuster. Ce sont eux qui déterminent l'évolution du réseau en fonction de ses informations d'entrée. Il faut choisir un mécanisme permettant de les calculer et de les faire converger si possible vers une valeur assurant une classification aussi proche que possible de l'optimale. C'est ce qu'on nomme la phase d'apprentissage du réseau. Dans un modèle de réseaux de neurones formels, apprendre revient donc à déterminer les coefficients synaptiques les plus adaptés à classer les exemples présentés.

1.7.1.2. Structure de neurone formel

La figure qui suit montre la structure d'un neurone artificiel. Celui-ci est un processeur élémentaire. Il reçoit un nombre variable d'entrées en provenance de neurones précédents. A chacune de ces entrées est associé un poids (weight) représentatif de la force de la connexion. Chaque processeur élémentaire est doté d'une sortie unique, qui se ramifie ensuite pour alimenter un nombre variable de neurones avals. A chaque connexion est associé un poids.

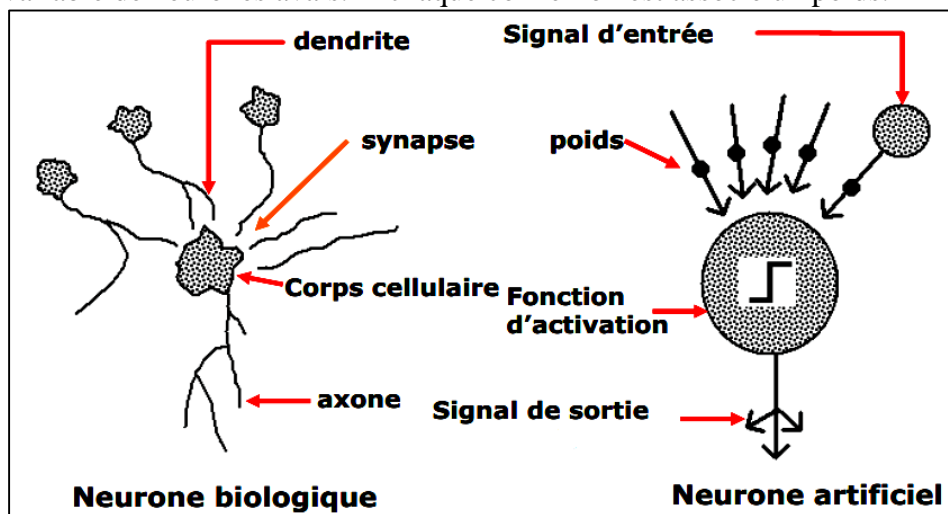


Figure 1.5. Mise en correspondance neurone biologique/neurone artificiel.

Un réseau de neurones peut être considéré comme un modèle mathématique de traitement réparti, composé de plusieurs éléments de calcul non linéaire (neurones), opérant en parallèle et connectés entre eux par des poids. Les réseaux de neurones artificiels sont des réseaux fortement connectés de processeurs élémentaires fonctionnant en parallèle. Chaque processeur élémentaire calcule une sortie unique sur la base des informations qu'il reçoit.

Les neurones artificiels sont souvent utilisés sous forme de réseaux qui diffèrent selon le type de connections entre les neurones, une cinquantaine de types peut être dénombrée. En guise d'exemples nous citons : le perceptron de Roseblatt, les réseaux de Hopfield etc..... Ces derniers sont les plus utilisés dans le domaine de la modélisation et de la commande des procédés. Ils sont constitués d'un nombre fini de neurones qui sont arrangés sous forme de couches. Les neurones de deux couches adjacentes sont interconnectés par des poids. L'information dans le réseau se propage d'une couche à l'autre, on dit qu'ils sont de type feed-forward. Nous distinguons trois types de couches, couche d'entrée dont les neurones reçoivent les valeurs d'entrée du réseau et les transmettent aux neurones cachés. Chaque neurone reçoit une valeur, il ne fait pas donc de sommation. Une couche cachée, d'où chaque neurone de cette couche reçoit l'information de plusieurs couches précédentes, effectue la sommation pondérée par les poids, puis la transforme selon sa fonction d'activation. Par la suite, il envoie cette réponse aux neurones de la couche

suivante. La dernière couche est la couche de sortie qui joue le même rôle que les couches cachées, la seule différence entre ces deux types de couches est que la sortie des neurones de la couche de sortie n'est liée à aucun autre neurone.

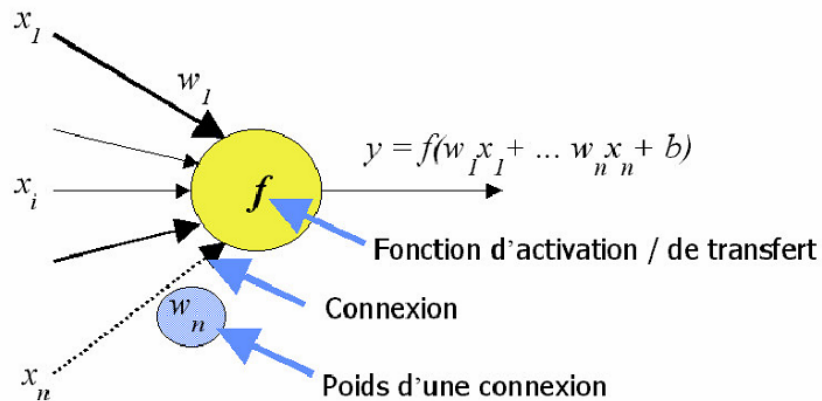


Figure 1.6. Modélisation d'un neurone artificiel.

1.7.1.3. Principe de fonctionnement

Sur ses entrées, le neurone réalise trois opérations :

- Pondération : multiplication de chaque entrée par un paramètre appelé poids de connexion ;
- Sommation : une sommation des entrées pondérées ;
- Activation : passage de cette somme dans une fonction, appelée fonction d'activation.

La valeur calculée est la sortie du neurone qui est transmise aux neurones suivants.

1.7.1.4. Fonction d'activation

La fonction d'activation ou de transfert peut être une fonction à seuil, une fonction linéaire ou non linéaire (figure 1.7). La fonction sigmoïde se présente comme une approximation continûment dérivable de la fonction d'activation linéaire par morceaux ou de la fonction seuil. Elle présente l'avantage d'être régulière, monotone, continûment dérivable, et bornée entre 0 et 1 :

$$f(x) = \frac{1}{1 + \exp(-x)} \quad (1.4)$$

La fonction $f(x)$ peut être paramétrée de manière quelconque. Deux types de paramétrages sont fréquemment utilisés :

- ✚ Les paramètres sont attachés aux entrées du neurone : la sortie du neurone est une fonction non linéaire d'une combinaison des entrées $\{x_i\}$ pondérées par les paramètres $\{w_i\}$, qui sont alors souvent désignés sous le nom de poids.

$$y = \text{th} \left[W_0 + \sum_{i=1}^{n-1} W_i X_i \right] \quad (1.5)$$

- ✚ Les paramètres sont attachés à la non-linéarité du neurone : ils interviennent directement dans la fonction $f(x)$;

La fonction d'activation sert à introduire une non-linéarité dans le fonctionnement du neurone. Elle présente généralement trois intervalles :

1. En dessous du seuil, le neurone est non-actif (souvent dans ce cas, sa sortie vaut 0 ou -1) ;
2. Aux alentours du seuil, une phase de transition ;
3. Au-dessus du seuil, le neurone est actif (souvent dans ce cas, sa sortie vaut 1).

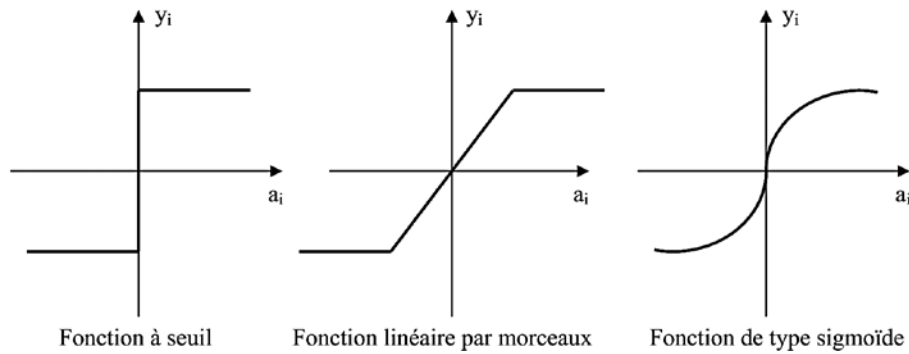


Figure 1.7. Différents types de fonction de transfert pour le neurone artificiel.

1.7.1.5. Architecture des RNA

Un réseau de neurones est un maillage de plusieurs neurones, généralement organisés en couches. Pour construire une couche de S neurones, il s'agit simplement de les assembler comme dans la figure 1.8. Les S neurones d'une même couche sont tous branchés aux R entrées. On dit alors que la couche est totalement connectée. Un poids de la connexion $w_{i,j}$ est associé à chacune des connexions. Nous noterons toujours le premier indice par i (désigne le numéro de neurone sur la couche), et le deuxième par j (spécifie le numéro de l'entrée). L'ensemble des poids d'une couche forme donc une matrice W de dimension $S \times R$:

$$W = \begin{bmatrix} w_{1,1} & w_{1,2} & \cdots & w_{1,R} \\ w_{2,1} & w_{2,2} & \cdots & w_{2,R} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ w_{S,1} & w_{S,2} & \cdots & w_{S,R} \end{bmatrix}$$

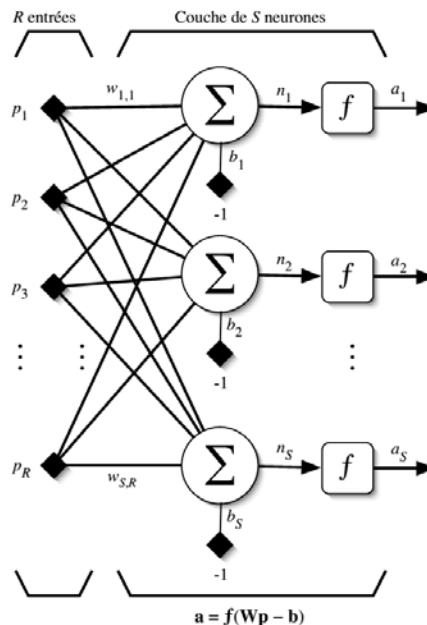


Figure 1.8. Couche de S neurones.

L'architecture générale des réseaux de neurones consiste en la représentation des neurones en couches (layers) successives. La première représentant la couche d'entrées (input layer), la dernière étant la couche de sortie (output layer), les couches intermédiaires étant les couches cachées (hidden layers). Les neurones de la couche d'entrées ne sont pas vraiment des neurones traitants (computing neurons), mais ont pour seule utilité de normaliser l'entrée des signaux ainsi que la distribution des signaux d'entrée. Dans cette architecture normalisée, les couches de neurones sont totalement interconnectées, c'est-à-dire que les neurones d'une couche sont tous reliés à tous les neurones des couches adjacentes. Cette architecture normalisée peut sembler rigide, mais elle permet une représentation correcte de la plupart du réseau de neurones, tout en permettant l'utilisation d'algorithmes d'entraînement plus généraux.

Les données en entrée peuvent être de n'importe quel type de manière binaire ou numérique. Elles peuvent également être vues comme des vecteurs, et le réseau de neurones une application vectorielle. On distingue deux structures de réseau, en fonction du graphe de leurs connexions : Les réseaux de neurones statiques (ou acycliques, ou non bouclés), et les réseaux de neurones dynamiques (ou récurrents, ou bouclés).

1.7.1.5.1. Les réseaux statiques

Un réseau de neurones non bouclé réalise une (ou plusieurs) fonction algébrique de ses entrées par composition des fonctions réalisées par chacun de ses neurones. Dans un tel réseau (figure 1.9), le flux d'information circule des entrées vers les sorties sans retour en arrière. Si l'on représente le réseau comme un graphe dont les nœuds sont les neurones et les arêtes les connexions entre ceux-ci, le graphe d'un réseau non bouclé est acyclique.

Il existe deux types de réseaux de neurones : les réseaux complètement connectés et les réseaux à couche. Le réseau de neurones à une couche cachée et une sortie linéaire est un cas particulier de ce dernier type.

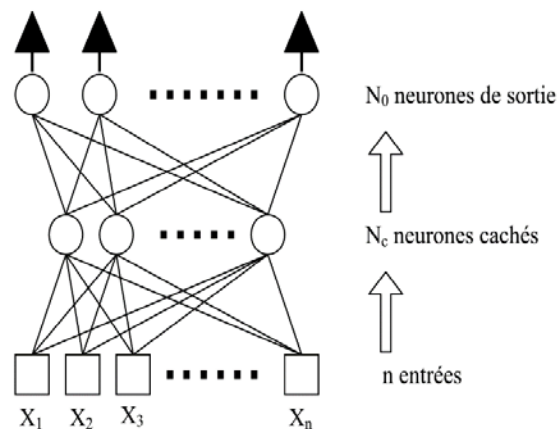


Figure 1.9. Réseau de neurones statique.

1.7.1.5.2. Les réseaux dynamiques

L'architecture la plus générale pour un réseau de neurones est le réseau bouclé, dont le graphe des connexions est cyclique lorsqu'on se déplace dans le réseau en suivant le sens des connexions. Il est possible de trouver au moins un chemin qui revient à son point de départ. La sortie d'un neurone du réseau peut donc être fonction d'elle-même ; cela n'est évidemment concevable que si la notion de temps est explicitement prise en considération.

Ainsi, à chaque connexion d'un réseau de neurones bouclé est attaché, outre un poids comme pour les réseaux non bouclés, un retard, multiple entier (éventuellement nul) de l'unité de temps choisie. Une grandeur, à un instant donné, ne pouvant pas être fonction de sa propre valeur au même instant, tout cycle du graphe du réseau doit avoir un retard non nul. Les connexions récurrentes ramènent l'information en arrière par rapport au sens de propagation défini dans un réseau multicouche. Ces connexions sont le plus souvent locales.

Pour éliminer le problème de la détermination de l'état du réseau par bouclage, on introduit sur chaque connexion en retour un retard qui permet de conserver le mode de fonctionnement séquentiel du réseau (figure 1.10).

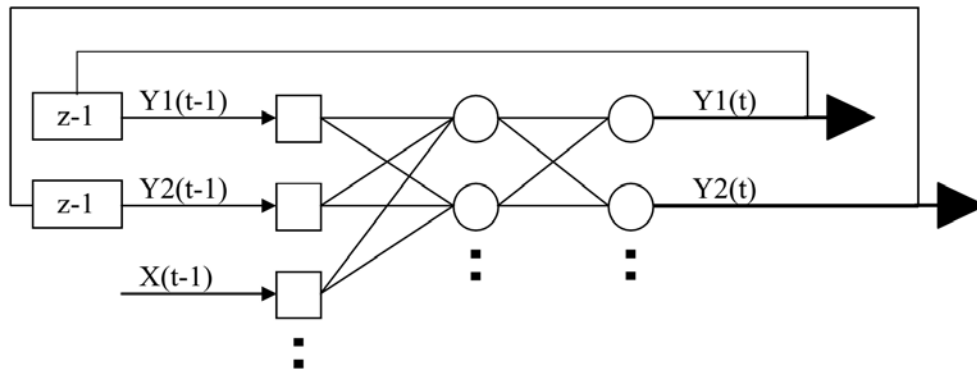


Figure 1.10. Réseau de neurone bouclé.

1.7.1.6. Modèles Des RNA

1.7.1.6.1. Modèle De Kohonen

Défini par Teuvo Kohonen (les années 1980). Il s'agit d'un algorithme original de classification. L'algorithme regroupe les observations en classes, en respectant la topologie de l'espace des observations. Cela veut dire qu'on définit a priori une notion de voisinage entre classes et que des observations voisines dans l'espace des variables (de dimension p) appartiennent à la même classe ou à des classes voisines. Les voisinages entre classes peuvent être choisis de manière variée, mais en général on suppose que les classes sont disposées sur une grille rectangulaire qui définit naturellement les voisins de chaque classe. Mais on peut choisir une autre topologie.

1.7.1.6.2. Modèle de Hopfield et la notion du perceptron

C'est en 1982, le physicien Hopfield, donna un nouveau souffle au neuronal en publiant un article introduisant un nouveau modèle de réseau de neurones complètement récurrent. Cet article eut du succès pour plusieurs raisons, dont la principale était de teinter la théorie des réseaux de neurones de la rigueur propre aux physiciens. Le neuronal redevint un sujet d'étude acceptable, bien que le modèle de Hopfield souffrît des principales limitations des modèles des années 1960, notamment l'impossibilité de traiter les problèmes non linéaires.

Le modèle connexionniste de Hopfield est constitué de neurones formels de type Mc Culloch et Pitts, totalement connectés entre eux. Tous les neurones de cette architecture sont à la fois neurone d'entrée et neurone de sortie du réseau. La spécificité de ce réseau réside dans une recherche permanente, pour chacun des neurones du réseau, d'un état stable.

Un réseau de neurones est en général composé d'une succession de couches dont chacune prend ses entrées sur les sorties de la précédente. Chaque couche (i) est composée de N_i neurones, prenant leurs entrées sur les N_{i-1} neurones de la couche précédente. À chaque synapse est associé un poids

synaptique, de sorte que les N_i sont multipliés par ce poids, puis additionnés par les neurones de niveau i , ce qui est équivalent à multiplier le vecteur d'entrée par une matrice de transformation. Mettre l'une derrière l'autre les différentes couches d'un réseau de neurones reviendrait à mettre en cascade plusieurs matrices de transformation et pourrait se ramener à une seule matrice, produit des autres, s'il n'y avait à chaque couche, la fonction de sortie qui introduit une non linéarité à chaque étape. Ceci montre l'importance du choix judicieux d'une bonne fonction de sortie : un réseau de neurones dont les sorties seraient linéaires n'aurait aucun intérêt.

Au-delà de cette structure simple, le réseau de neurones peut également contenir des boucles qui en changent radicalement les possibilités mais aussi la complexité. De la même façon que des boucles peuvent transformer une logique combinatoire en logique séquentielle, les boucles dans un réseau de neurones transforment un simple dispositif de reconnaissance d'entrées en une machine complexe capable de toutes sortes de comportements.

1.7.1.6.3. Modèle ADALINE (ADAPtive LINear Element)

Il s'agit d'un simple modèle de régression linéaire. Il a été défini par Widrow-Hoff (1958). Le réseau ADALINE est proche du modèle perceptron, seule sa fonction d'activation est différente puisqu'il utilise une fonction linéaire. Afin de réduire les parasites reçus en entrée, les réseaux ADALINE utilisent la méthode des moindres carrés. Le réseau réalise une somme pondérée de ses valeurs d'entrées et y rajoute une valeur de seuil prédéfinie. La fonction de transfert linéaire est ensuite utilisée pour l'activation du neurone. Lors de l'apprentissage, les coefficients synaptiques des différentes entrées sont modifiés en utilisant la loi de Widrow-Hoff. Ces réseaux sont souvent employés en traitement de signaux, notamment pour la réduction de bruit.

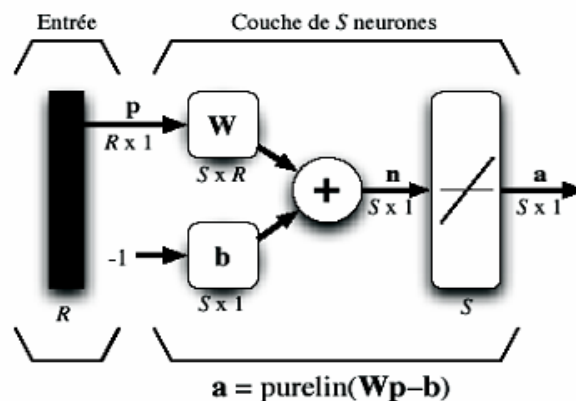


Figure 1.11. Réseau ADALINE.

1.7.1.7. Apprentissage des RNA

La notion d'apprentissage est claire et intuitive pour les humains ou les animaux : c'est une procédure cognitive qui doit faire en sorte que l'individu réalise, de manière autonome, une tâche donnée [Dreyfus \[2004\]](#).

L'apprentissage numérique poursuit exactement le même objectif : il s'agit de faire en sorte, à l'aide d'une procédure numérique programmée et exécutée sur un ordinateur, d'inférer un modèle d'un processus que l'on observe et sur lequel on peut effectuer des mesures, c'est-à-dire un ensemble d'équations qui décrivent le processus observé et qui permet de faire des prédictions concernant le comportement de celui-ci. A cette fin, on fait l'hypothèse que le processus peut être décrit avec la précision désirée par une ou plusieurs fonctions qui contiennent des paramètres, et

l'on ajuste ces derniers pour que cette ou ces fonctions s'ajustent aux données. L'apprentissage est un algorithme qui permet d'ajuster ces paramètres. Il est souvent un processus dynamique et itératif permettant de modifier les paramètres d'un réseau en réaction avec les stimuli qu'il reçoit de son environnement. Le type d'apprentissage est déterminé par la manière dont les changements de paramètres surviennent. L'objectif de l'apprentissage [Hinton \[1989\]](#), est de fournir une méthode au réseau afin qu'il puisse ajuster ces paramètres lorsqu'on lui présente des exemplaires à traiter.

Un apprentissage est dit supervisé lorsque le réseau est forcé à converger vers un état final précis, en même temps qu'un motif lui est présenté. À l'inverse, lors d'un apprentissage non-supervisé, le réseau est laissé libre de converger vers n'importe quel état final lorsqu'un motif lui est présenté.

1.7.1.8. Types d'Apprentissage

Dans le cas des réseaux de neurones artificiels, on ajoute souvent à la description du modèle l'algorithme d'apprentissage. Dans la majorité des algorithmes actuels, les variables modifiées pendant l'apprentissage sont les poids des connexions.

L'apprentissage est la modification des poids du réseau dans l'optique d'accorder la réponse du réseau aux exemples et à l'expérience. Il est souvent impossible de décider a priori des valeurs des poids des connexions d'un réseau pour une application donnée. A l'issue de l'apprentissage, les poids sont fixés, c'est alors la phase d'utilisation.

Les poids sont initialisés avec des valeurs aléatoires. Puis des exemples expérimentaux représentatifs du fonctionnement du procédé dans un domaine donné, sont présentés au réseau de neurones. Ces exemples sont constitués de couples expérimentaux de vecteurs d'entrée et de sortie. Une méthode d'optimisation modifie les poids au fur et à mesure des itérations pendant lesquelles on présente la totalité des exemples, afin de minimiser l'écart entre les sorties calculées et les sorties expérimentales. Afin d'éviter les problèmes de surapprentissage, la base d'exemples est divisée en deux parties : la base d'apprentissage et la base de test. L'optimisation des poids se fait sur la base d'apprentissage, mais les poids retenus sont ceux pour lesquels l'erreur obtenue sur la base de test est la plus faible. En effet, si les poids sont optimisés sur tous les exemples de l'apprentissage, on obtient une précision très satisfaisante sur ces exemples mais on risque de ne pas pouvoir généraliser le modèle à des données nouvelles. A partir d'un certain nombre d'itérations, le réseau ne cherche plus l'allure générale de la relation entre les entrées et les sorties du système, mais s'approche trop près des points et apprend le bruit [Pollard et al \[1992\]](#).

Sur la figure ci-dessous, on peut observer qu'au début de l'apprentissage, pour les premières itérations, l'erreur sur la base d'apprentissage est grande et peut légèrement augmenter étant donné que les poids initiaux sont choisis aléatoirement. Ensuite, cette erreur diminue avec le nombre d'itérations. L'erreur sur la base de test diminue puis augmente à partir d'un certain nombre d'itérations. Les poids retenus sont ceux qui minimisent l'erreur sur la base de test.

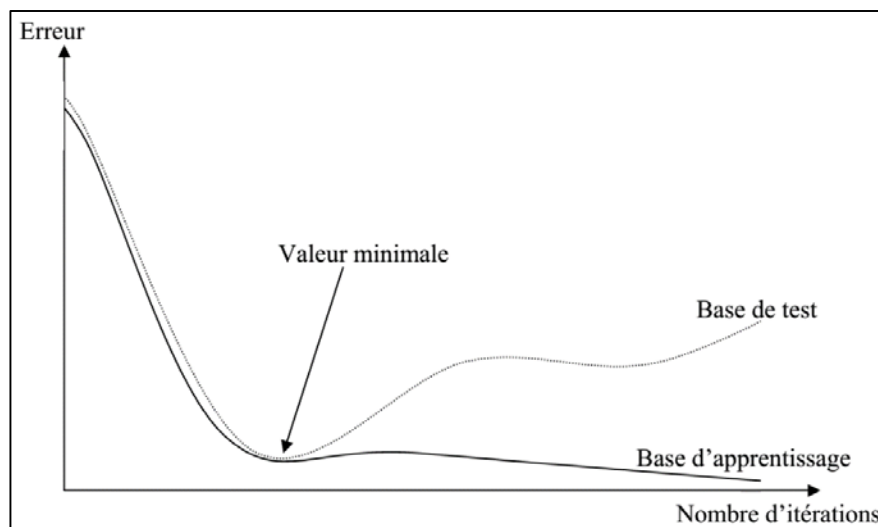


Figure 1.12. Erreur moyenne sur la base d'apprentissage en fonction du nombre d'itérations.

Généralement il existe de nombreux types de règles d'apprentissage qui peuvent être regroupées en trois catégories : les règles d'apprentissage supervisé, non supervisé, et renforcé. Mais l'objectif fondamental de l'apprentissage reste le même : soit la classification, l'approximation de fonction ou encore la prévision [Weiss et Kulikowski, \[1991\]](#). Dans l'optique de la prévision, l'apprentissage consiste à extraire des régularités (à partir des exemples) qui peuvent être transférées à de nouveaux exemples. Dans le cas de l'apprentissage non supervisé le réseau décide lui-même quelles sont les bonnes sorties. Cette décision est guidée par un but interne au réseau qui exprime une configuration idéale à atteindre par rapport aux exemples introduits. Les cartes auto organisatrices de Kohonen sont un exemple de ce type de réseau [Kohonen \[1984\]](#).

Le point crucial du développement d'un réseau de neurones est son apprentissage. Il s'agit d'une procédure adaptative par laquelle les connexions des neurones sont ajustées face à une source d'information [Hebb, \[1949\]](#) ; [Rumelhart et al, \[1986\]](#).

1.7.1.8.1. Supervisé

L'apprentissage supervisé est le type d'apprentissage le plus utilisé [Rumelhart et al \[1986\]](#). Un apprentissage est dit supervisé lorsque l'on force le réseau à converger vers un état final précis, en même temps qu'on lui présente un motif. Ce genre d'apprentissage est réalisé à l'aide d'une base d'apprentissage, constituée de plusieurs exemples de type entrées-sorties. La procédure usuelle dans le cadre de la prévision est l'apprentissage supervisé qui consiste à associer une réponse spécifique désirée à chaque signal d'entrée. La modification des poids s'effectue progressivement jusqu'à ce que l'erreur (ou l'écart) entre les sorties du réseau et les résultats désirés soient minimisés. Cet apprentissage n'est possible que si un large jeu de données est disponible et si les solutions sont connues pour les exemples de la base d'apprentissage.

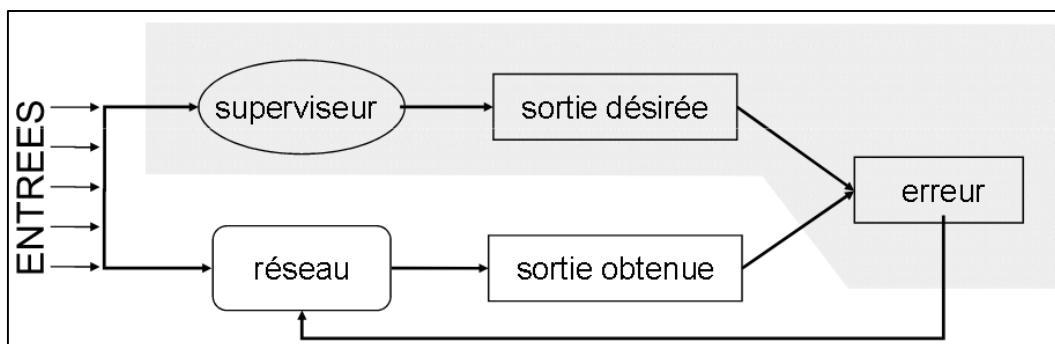


Figure 1.13. Schéma bloc de l'apprentissage supervisé.

L'apprentissage supervisé, tel que celui mis en oeuvre par l'algorithme de la rétro propagation du gradient d'erreur, nécessite la définition d'une base d'exemples d'apprentissage représentative. Chaque exemple est un couple (entrée, sortie désirée) et le principe de l'algorithme est de réduire l'erreur quadratique réalisée par le réseau. Cette erreur est la différence entre la valeur de sortie désirée et la valeur de sortie obtenue. La rétro propagation du gradient opérant sur un réseau multicouche a contribué de façon majoritaire à la popularité et à la diffusion des applications connexionnistes. Cependant, la difficulté inhérente à la construction d'une base d'apprentissage "représentative" limite son utilisation. Des recherches ont donc été conduites avec l'objectif de construire de manière automatique la base d'apprentissage.

1.7.1.8.2. Renforcé

L'apprentissage renforcé est une technique similaire à l'apprentissage supervisé à la différence qu'au lieu de fournir des résultats désirés au réseau, on lui accorde plutôt un grade (ou score) qui est une mesure du degré de performance du réseau après quelques itérations. Il est utilisé quand une information en retour sur la qualité de la performance est fournie, mais que la conduite souhaitée du réseau n'est pas complètement spécifiée. Donc l'apprentissage est moins dirigé que l'apprentissage supervisé. Contrairement à l'apprentissage non supervisé où aucun signal de retour n'est donné, le réseau à apprentissage renforcé peut utiliser le signal de renforcement pour trouver les poids les plus désirables quand c'est nécessaire. Les algorithmes utilisant la procédure d'apprentissage renforcé sont surtout utilisés dans le domaine des systèmes de contrôle [White et Sofge \[1992\]](#).

1.7.1.8.3. Non Supervisé

L'apprentissage non supervisé consiste à ajuster les poids à partir d'un seul ensemble d'apprentissage formé uniquement de données. Aucun résultat désiré n'est fourni au réseau. Les réseaux utilisant cette technique sont appelés réseaux à dynamique autonome et sont considérés comme des détecteurs de régularité. L'apprentissage consiste à détecter les similarités et les différences dans l'ensemble d'apprentissage. Les poids et les sorties du réseau convergent, en théorie, vers les représentations qui capturent les régularités statistiques des données [Fukushima, \[1988\]](#). L'avantage de ce type d'apprentissage réside dans sa grande capacité d'adaptation reconnue comme une auto organisation, (self-organizing) (Kohonen, 1987). L'apprentissage non supervisé est surtout utilisé pour le traitement du signal et l'analyse factorielle.

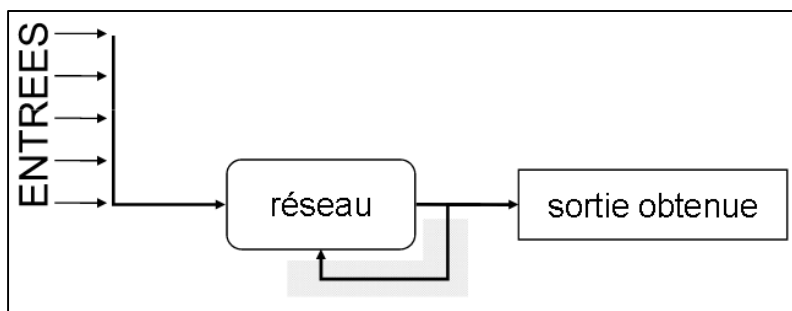


Figure 1.14. Schéma de principe de l'apprentissage non-supervisé.

1.7.1.9. Algorithme d'apprentissage

L'algorithme d'apprentissage est la méthode mathématique qui va modifier les poids de connexions afin de converger vers une solution qui permettra au réseau d'accomplir la tâche désirée. L'apprentissage est une méthode d'identification paramétrique qui permet d'optimiser les valeurs des poids du réseau. Plusieurs algorithmes itératifs peuvent être mis en œuvre, parmi lesquels on note : l'algorithme de rétropropagation, la Méthode Quasi Newton, Algorithme de BFGS ...etc.

Il arrive qu'à faire apprendre un réseau de neurones toujours sur le même échantillon, celui-ci devient inapte à reconnaître autre chose que les éléments présents dans l'échantillon. Le réseau ne cherche plus l'allure générale de la relation entre les entrées et les sorties du système, mais cherche à reproduire les allures de l'échantillon. On parle alors de surapprentissage, le réseau est devenu trop spécialisé et ne généralise plus correctement. C'est-à-dire que les exemples de la base d'apprentissage comportent des valeurs approximatives ou bruitées. Si on oblige le réseau à répondre de façon quasi parfaite relativement à ces exemples, on peut obtenir un réseau qui est biaisé par des valeurs erronées.

Le surapprentissage apparaît aussi lorsqu'on utilise trop d'unités cachées (de connexions), la phase d'apprentissage devient alors trop longue (trop de paramètres réglables dans le système) et les performances du réseau en généralisation deviennent médiocres. Pour éviter ce phénomène, il existe une méthode simple : il suffit de partager la base d'exemples en deux sous-ensembles. Le premier sert à l'apprentissage et le second sert à l'évaluation de l'apprentissage. Tant que l'erreur obtenue sur le deuxième ensemble diminue, on peut continuer l'apprentissage, sinon on arrête.

1.7.1.10. Le perceptron multicouche (MLP)

C'est un modèle de régression non linéaire, d'une forme particulière, appartenant à la classe des fonctions qui peuvent être représentées par un perceptron multicouches (Multi Layer Perceptron). Cette nouvelle génération de réseaux de neurones, capables de traiter avec succès les problèmes de classification non linéaire du perceptron et de dépasser les limites principales de celui-ci. L'idée principale est de grouper des neurones dans une couche. En plaçant ensuite bout à bout plusieurs couches et en connectant complètement les neurones de deux couches adjacentes. Les entrées des neurones de la deuxième couche sont donc en fait les sorties des neurones de la première couche.

1.7.1.11. Algorithme de rétropropagation

La rétropropagation consiste à rétropropager l'erreur commise par un neurone à ses synapses et aux neurones qui y sont reliés. Pour les réseaux de neurones, on utilise habituellement la rétropropagation du gradient de l'erreur, qui consiste à corriger les erreurs selon l'importance des éléments qui ont justement participé à la réalisation de ces erreurs : les poids synaptiques qui

contribuent à engendrer une erreur importante se verront modifiés de manière plus significative que les poids qui ont engendré une erreur marginale.

L'algorithme de rétropropagation (ARP) ou de propagation arrière (back propagation) est l'exemple d'apprentissage supervisé le plus utilisé à cause de l'écho médiatique de certaines applications spectaculaires telles que la démonstration de Sejnowski et Rosenberg (1987) dans laquelle l'ARP est utilisé dans un système qui apprend à lire un texte. La technique de rétropropagation du gradient est une méthode qui permet de calculer le gradient de l'erreur pour chaque neurone du réseau, de la dernière couche vers la première. Le principe de la rétropropagation peut être décrit en trois étapes fondamentales : acheminement de l'information à travers le réseau ; rétropropagation des sensibilités et calcul du gradient ; ajustement des paramètres par la règle du gradient approximé. Il est important de noter que l'ARP souffre des limitations inhérentes à la technique du gradient à cause du risque d'être piégé dans un minimum local. Il suffit que les gradients ou leurs dérivées soient nuls pour que le réseau se retrouve bloqué dans un minimum local. Ajoutons à cela la lenteur de convergence surtout lorsqu'on traite des réseaux de grande taille (c'est à dire pour lesquels le nombre de poids de connexion à déterminer est important).

1.7.1.12. Modélisation à l'aide de réseaux de neurones

Deux principales stratégies de modélisation qui emploient des réseaux de neurones peuvent être distinguées : la première appelée l'approche par boîte noire, quand le processus entier est représenté avec réseau neuronal approprié, et l'approche hybride qui est une combinaison de la modélisation traditionnelle du processus avec un réseau neuronal qui représente les phénomènes moins connus du processus.

- **Approche par boîte noire**

Le terme boîte noire s'oppose aux termes de modèle de connaissance ou modèle de comportement interne qui désignent un modèle mathématique établi à partir d'une analyse physique (ou chimique, physico-chimique, économique, etc.) du processus que l'on étudie. Ce modèle peut contenir un nombre limité de paramètres ajustables, qui possèdent une signification physique. Nous verrons par la suite que les réseaux de neurones peuvent être utilisés pour l'élaboration de modèle boîte grise, intermédiaire entre les modèles boîtes noires et les modèles de connaissance.

Le modèle boîte noire (figure 1.15) constitue la forme la plus primitive de modèle mathématique : il est réalisé uniquement à partir de données expérimentales ou d'observations ; il peut avoir une valeur prédictive, dans un certain domaine de validité, mais il n'a aucune valeur explicative. Ainsi, le modèle de l'univers selon Ptolémée était un modèle boîte noire : il ne donnait aucune explication de la marche des astres, mais il permettait de la prédire avec toute la précision souhaitable au regard des instruments de mesure disponibles à l'époque.

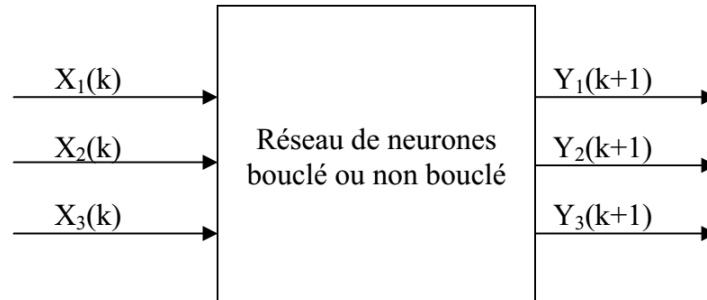


Figure 1.15. Diagramme schématisé d'un modèle neuronal boîte noire.

▪ **Approche par boîte grise ou hybride**

Entre la boîte noire et le modèle de connaissance se situe le modèle semi-physique, ou modèle boîte grise (appelé aussi modèle hybride), qui contient à la fois des équations résultant d'une théorie, et des équations purement empiriques, résultant d'une modélisation de type boîte noire. Lorsque des connaissances, exprimables sous forme d'équations, sont disponibles, mais insuffisantes pour concevoir un modèle de connaissance satisfaisant, on peut avoir recours à une modélisation boîte grise (ou modélisation semi-physique) qui prend en considération à la fois les connaissances et les mesures. Une telle démarche peut concilier les avantages de l'intelligibilité d'un modèle de connaissance avec la souplesse d'un modèle comportant des paramètres ajustables.

Un modèle hybride (figure 1.16) peut être considéré comme un compromis entre un modèle de connaissance et un modèle boîte noire. Il peut prendre en considération toutes les connaissances que l'ingénieur possède sur le processus, à condition que celles-ci puissent être exprimées par des équations algébriques ou différentielles, et, de surcroît, ce modèle peut utiliser des fonctions paramétrées, dont les paramètres sont déterminés par apprentissage.

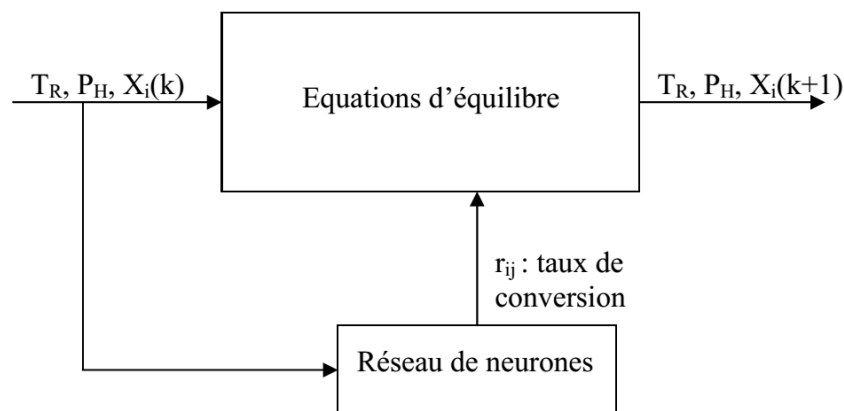


Figure 1.16. Diagramme schématisé de modèle neuronal hybride d'un réacteur chimique.

Dans la mesure où l'on met en œuvre davantage de connaissances expertes, les données expérimentales nécessaires pour estimer les paramètres d'une manière significative peuvent être en quantité plus réduite.

La conception d'un modèle hybride exige que l'on dispose d'un modèle de connaissance, qui se présente habituellement sous la forme d'un ensemble d'équations algébriques, différentielles, et

aux dérivées partielles, non linéaires couplées. Par la suite, on doit procéder à l'apprentissage de ce modèle (ou une partie de celui-ci) à partir de données obtenues par intégration numérique du modèle de connaissance, et de données expérimentales. [Psichogios et Ungar \[1992\]](#) ont introduit l'idée du premier principe d'un modèle neuronal hybride. Un tel modèle hybride utilise toute connaissance accessible et possible. Par exemple, habituellement, la modélisation de réacteurs chimiques repose sur les équations de transfert thermique et de masse. Dans le modèle hybride, le réseau de neurones est utilisé pour représenter les éléments inconnus de cette modélisation. Très souvent, la cinétique de la réaction est un élément non suffisamment reconnu par le modèle du réacteur.

1.7.1.13. Conception D'un Réseau De Neurones

Les réseaux de neurones réalisent des fonctions non linéaires paramétrées. Leurs mises en œuvre nécessitent :

1.7.1.13.1. Détermination Des Entrées/Sorties Du Réseau De Neurones

Pour toute conception de modèle, la sélection des entrées doit prendre en compte deux points essentiels :

- ✓ La dimension intrinsèque du vecteur des entrées doit être aussi petite que possible, en d'autre terme, la représentation des entrées doit être la plus compacte possible, tout en conservant pour l'essentiel la même quantité d'information, et en gardant à l'esprit que les différentes entrées doivent être indépendantes.
- ✓ En second lieu, toutes les informations présentées dans les entrées doivent être pertinentes pour la grandeur que l'on cherche à modéliser : elles doivent donc avoir une influence réelle sur la valeur de la sortie.

1.7.1.13.2. Préparation Des Echantillons Choisis

Le processus d'élaboration d'un réseau de neurones commence toujours par le choix et la préparation des échantillons de données. La façon dont se présente l'échantillon conditionne le type de réseau, le nombre de cellules d'entrée, le nombre de cellules de sortie et la façon dont il faudra mener l'apprentissage, les tests et la validation [Bishop \[1995\]](#). Il faut donc déterminer les grandeurs qui ont une influence significative sur le phénomène que l'on cherche à modéliser. Lorsque la grandeur que l'on veut modéliser dépend de nombreux facteurs, c'est-à-dire lorsque le modèle possède de nombreuses entrées, il n'est pas possible de réaliser un pavage régulier dans tout le domaine de variation des entrées : il faut donc trouver une méthode permettant de réaliser uniquement des expériences qui apportent une information significative pour l'apprentissage du modèle. Cet objectif peut être obtenu en mettant en œuvre un plan d'expériences. Pour les modèles linéaires, l'élaboration de plans d'expériences est bien maîtrisée, par ailleurs, ce n'est pas le cas pour les modèles non linéaires.

Afin de développer une application à base de réseaux de neurones, il est nécessaire de disposer de deux bases de données, une pour effectuer l'apprentissage et l'autre pour tester le réseau obtenu et déterminer ses performances.

Notons qu'il n'y a pas de règle pour déterminer ce partage d'une manière quantitative, néanmoins chaque base doit satisfaire aux contraintes de représentativité de chaque classe de données et doit généralement refléter la distribution réelle, c'est à dire la probabilité d'occurrence des diverses classes [Nascimento \[2000\]](#).

1.7.1.13.3. Elaboration De La Structure Du Réseau

La structure du réseau dépend étroitement du type des échantillons. Il faut d'abord choisir le type de réseau. Par exemple, dans le cas du perceptron multicouches, il faudra aussi bien choisir le nombre de couches cachées que le nombre de neurones dans cette couche.

Nombre de couches cachées

Mis à part les couches d'entrée et de sortie, il faut décider du nombre de couches intermédiaires ou cachées. Sans couche cachée, le réseau n'offre que de faibles possibilités d'adaptation. Néanmoins, il a été démontré qu'un Perceptron Multicouches avec une seule couche cachée pourvue d'un nombre suffisant de neurones, peut approximer n'importe quelle fonction avec la précision souhaitée [Hornik \[1991\]](#).

Nombre de neurones cachés

Chaque neurone peut prendre en compte des profils spécifiques de neurones d'entrée. Un nombre plus important permet donc de mieux coller aux données présentées mais diminue la capacité de généralisation du réseau. Il faut alors trouver le nombre adéquat de neurones cachés nécessaire pour obtenir une approximation satisfaisante. Il n'existe pas, à ce jour, de résultat théorique permettant de prévoir le nombre de neurones cachés nécessaires pour obtenir une performance spécifique du modèle, compte tenu des modèles disponibles. Il faut donc nécessairement mettre en œuvre une procédure numérique de conception de modèle.

1.7.1.13.4. Apprentissage

L'apprentissage est un problème numérique d'optimisation. Il consiste à calculer les pondérations optimales des différentes liaisons, en utilisant un échantillon. La méthode la plus utilisée est la rétropropagation, qui est généralement plus économe que les autres en terme de nombres d'opérations arithmétiques à effectuer pour évaluer le gradient.

Pour rendre l'optimisation plus performante, on peut utiliser des méthodes de second ordre. Le calcul est très efficace, mais lourd. Elles ont de nombreuses limitations, quant aux conditions de convergence, sur les dérivées secondes. Des corrections sont proposées pour éviter ce problème, et sont prises en compte par les méthodes dites de Quasi-Newton ou de Newton modifiée. Il a été observé que les poids calculés par la méthode de rétropropagation sont plus faibles que ceux obtenus par la technique de Quasi-Newton, ce qui semblerait montrer que la recherche d'un minimum par rétropropagation est restreinte à un voisinage immédiat des poids initiaux, d'où une dépendance plus forte de cette méthode par rapport à l'initialisation [Thibault \[1991\]](#).

1.7.1.13.5. Tests et validation

Alors que les tests concernent la vérification des performances d'un réseau de neurones hors échantillon et sa capacité de généralisation, la validation est parfois utilisée lors de l'apprentissage. Une fois le réseau de neurones développé, des tests s'imposent afin de vérifier la qualité des prévisions du modèle neuronal. Cette dernière étape doit permettre d'estimer la qualité du réseau obtenu en lui présentant des exemples qui ne font pas partie de l'ensemble d'apprentissage. Une validation rigoureuse du modèle développé se traduit par une proportion importante de prédictions exactes sur l'ensemble de la validation. Si les performances du réseau ne sont pas satisfaisantes, il faudra, soit modifier l'architecture du réseau, soit modifier la base d'apprentissage.

1.7.2. L'équation universelle de perte en sol (USLE)

Le transport de sédiments est un phénomène complexe, et les variables intervenant dans la modélisation de l'érosion, le rendre difficile à mesurer et à prévoir également les quantités de sédiments d'une façon précise. Parmi les modèles disponibles, l'équation universelle des pertes en sols (USLE), est largement utilisé en hydrologie et environnement pour estimer l'érosion potentiel des sols et les transports solides [Sundara Kumar et al \[2015\]](#). Cette équation est le produit de cinq facteurs à savoir, l'érosivité de pluie (R), l'érodibilité de sol(K), le facteur topographique(LS), la couverture végétale(C) et le facteur des pratiques antiérosives(P).

1.7.2.1. Facteur d'érosivité de la pluie (R)

Le facteur d'érosivité (R) dans l'équation USLE est comptabilisée par les pluies et les ruissellements, il est considéré comme un moteur du processus de l'érosion. Le facteur R représente l'effet de l'impact des gouttes et indique également le montant et le taux de ruissellement liés aux précipitations. Il est défini comme le produit de l'énergie cinétique et l'intensité maximale de 30 minutes [Wischmeier et Smith \[1960\]](#). Cette méthode directe ne peut être appliquée que dans les zones équipées d'enregistreurs autographique [Lahlaoui et al \[2015\]](#).

$$R=K E_C I_{30} \quad (1.6)$$

où R est l'indice d'érosivité de la pluie ou (d'agressivité), exprimé en t/ha, E_C l'énergie cinétique de l'averse, exprimé en joules/m²/mm, I_{30} l'intensité maximale pendant 30 mn de l'averse, exprimée en mm/heure ou minute, K le coefficient qui dépend de système d'unités, soit 1/735.6 ou 1/100 ou 1/685. Le choix de cet indice est justifié par les caractéristiques naturelles spécifiques de la zone d'étude, les données disponibles ainsi que par les objectifs recherchés.

Pour notre étude, l'équation ci-dessous, élaboré par [Wischmeier et Smith \[1978\]](#) et modifié par [Rango & Arnoldus \[1987\]](#) a été appliquée à douze stations se trouvant dans ou à proximité des bassins versants. Cette équation est beaucoup appliquée au Maghreb ([Sadiki et al \[2004\]](#) au Maroc ; [Toumi et al \[2013\]](#) en Algérie,...), elle ne concerne que les précipitations annuelles et mensuelles pour déterminer le facteur R :

$$\log R=1.74*\log \Sigma \left(\frac{P_i^2}{P} \right) +1.29 \quad (1.7)$$

Où R est le facteur de l'érosivité de la pluie (MJ·mm·ha⁻¹·h⁻¹·an⁻¹), P_i sont les précipitations mensuelles (mm), et P est le rapport annuel de précipitations (mm).

Les valeurs de l'érosivité de pluie pour les différentes stations ont été interpolées à l'aide de la commande IDW (Inverse Distance Weighted), sur le logiciel ArcGis, afin d'obtenir une carte raster pour le facteur R. La méthode d'interpolation IDW a été choisie parce que les points d'échantillonnage d'érosivité de la pluie sont pondérés au cours de l'interpolation tels que l'influence de l'érosivité de la pluie est le plus significatif au point mesuré et diminue à mesure que la distance augmente. Cette méthode est basée sur l'hypothèse que la valeur estimée d'un point est plus influencée par les points à proximité connus que ceux plus loin [Weber et Englund \[1992-1994\]](#).

1.7.2.2. Facteur d'érodibilité du sol (K)

L'érodibilité des sols est une estimation de la capacité du sol à résister à l'érosion sur la base des caractéristiques physiques de chaque sol [Prasannakumar et al \[2012\]](#), c'est à dire en fonction de la taille des grains, le drainage potentiel, l'intégrité de la structure, la teneur en matières

organiques et la cohésion. Le facteur d'érodibilité (K) représente la susceptibilité des particules du sol à être détachés. Elle est liée aux effets intégrés des précipitations, de ruissellement, et de l'infiltration sur la perte en sol, on compte l'influence des propriétés du sol sur l'érosion des sols au cours des orages dans les zones de montagne [Renard et al \[1997\]](#). Généralement, les sols avec des taux d'infiltration plus rapides, des niveaux plus élevés de la matière organique et une structure développée ont une plus grande résistance à l'érosion. Cependant, un sol avec un facteur d'érodibilité relativement fort peut montrer des signes d'érosion grave, ou encore un sol pourrait être très sensible à l'érosion et souffrir de faible érosion [Khali Issa et al \[2016\]](#).

La carte des sols de la zone d'étude a été préparée à partir des classes de texture du sol à l'aide de la base de données harmonisée des sols du monde, DSMW (Digital Soil Map of the World). Des détails tels que la fraction du sable, de limon, d'argile, de matière organique et de toute autre information relative aux paramètres pour les différentes unités de cartographie ont été pris du le même rapport. L'érodibilité des sols (Facteur K) de la zone d'étude peut être calculé en utilisant les relations entre les classes de texture du sol et la teneur en matière organique [Anache et al \[2015\]](#) :

$$K=A*B*C*D*0.1317 \quad (1.8)$$

Où

$$A = [0.2 + 0.3 \exp(-0.0256 \text{ SAB} \left(1 - \frac{\text{LIM}}{100}\right))]]$$

$$B = \left(\frac{\text{LIM}}{\text{ARG} + \text{LIM}}\right)^{0.3}$$

$$C = \left[1.0 - \frac{0.25 \text{ CO}}{\text{CO} + \exp(3.72 - 2.95 \text{ CO})}\right]$$

$$D = \left[1.0 - \frac{0.7 \left(1 - \frac{\text{SAB}}{100}\right)}{\left(1 - \frac{\text{SAB}}{100}\right) + \exp[-5.41 + 22.9 \left(1 - \frac{\text{SAB}}{100}\right)]}\right]$$

Où SAB, LIM, ARG et CO sont respectivement les pourcentages de sable, limon, argile et carbone organique.

Dans un premier temps, une typologie des sols des bassins versants a donc été effectuée. Puis les pourcentages de sable, de limon, d'argile et de matière organique ont ensuite été renseignés à partir des échantillons de la carte pédologique. Disposant d'un seul échantillon pour chaque type de sol, les valeurs ont été attribuées et généralisées aux classes de même type, sans prise en compte de la variabilité spatiale et temporelle de K (type de végétation, pente). Ces valeurs sont données en tonne/acres (Système US), et nécessitent d'être converties dans le système international, pour ceci un facteur de 0.1317 est multiplié à chaque valeur de K (tableau 1.3). Bien que cette méthodologie apporte une approximation dans le calcul du facteur K, elle a cependant pour avantage de se prêter aux contraintes imposées par la zone d'étude.

Tableau 1.3. Variation de K en fonction du type de sols.

Type de sols	Facteur K (t.ha.h/ha/MJ/mm)
Calcaires	0.0338
Calcaire et solonchak	0.0313
Calcaire et solonetz	0.041
Calciques	0.0339
Podzolique	0.036
Alluviaux	0.0366
Sols insaturés	0.0339

1.7.2.3. Facteur topographique (LS)

Pour le facteur topographique, le modèle numérique d'élévations (SRTM 1-arc seconde) a été utilisé pour extraire la longueur (L) et l'inclinaison de la pente (S), à l'aide d'outils ArcGis. Ce facteur reflète l'effet de la topographie sur l'érosion. Il a été démontré que l'augmentation de la longueur et l'inclinaison des pentes peuvent produire des écoulements plus forts, par conséquent une érosion élevée [Haan et al \[1994\]](#). Il y a beaucoup de relations disponibles pour l'estimation de facteur LS. Parmi eux, la meilleure adaptée pour l'intégration avec le SIG est celle proposé par [Moore et Burch, \[1986\]](#) ; [Moore et Wilson, \[1992\]](#), basée sur la théorie de l'unité de puissance de flux ci-dessous.

$$LS = \left(\frac{a \times p}{22.13} \right)^{0.4} \times \left(\frac{\sin(d)}{0.0896} \right)^{1.3} \quad (1.9)$$

Où (LS) représente le facteur topographique, (a) fait référence à l'accumulation de flux obtenus à partir du modèle numérique d'élévation (MNE), (p) à la taille de cellule, et (d) de la pente en degrés Celsius.

Le calcul et la spatialisation des facteurs L et S reposent sur les données SRTM qui ont nécessité plusieurs prétraitements. Dans un premier temps, le remplissage des « cuvettes » du SRTM a été réalisé afin de supprimer les légères imperfections dans les données. Plusieurs étapes, utilisant les fonctions d'analyse spatiale en mode raster, ont par la suite été menées. La première est la création d'un raster de direction des écoulements à partir de chaque cellule vers son voisin de plus faible altitude. Cette détermination de la direction des flux du réseau hydrographique théorique permet ensuite de calculer la longueur de pente, tout d'abord pour une cellule et ensuite, pour chaque cellule. La seconde étape consiste à calculer les pentes en degrés pour chaque cellule. La dernière étape consiste à croiser les calculs de L et S, en appliquant l'équation précédente, pour obtenir ensuite le résultat final.

1.7.2.4. Facteur du couvert végétal (C)

La couverture végétale joue un rôle prédominant dans la réduction de l'érosion hydrique [Kheir et al \[2008\]](#). Le facteur C est un facteur sans dimension représentant l'effet de la couverture végétale sur l'érosion ; [Prasannakumar et al \[2012\]](#), [Markhi 2015](#). Ce facteur varie de 0 (couverts les plus denses) à 1 (pas de couverture du sol). Il peut estimer à partir de l'indice de végétation par différence normalisé NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) à l'aide de l'imagerie satellitaire. Les NDVI sont des mesures quantitatives, basées sur les propriétés spectrales de la végétation qui tentent de mesurer la biomasse ou la vigueur végétative [Agapiou et Hadjimitsis \[2011\]](#). Comme une estimation indirecte de la densité végétale, le NDVI, qui se rapproche de la densité, de la chlorophylle a été calculé pour la zone d'étude est généré à partir des images Landsat

8 OLI/TIR d'une résolution spatiale de 30 mètres, sont acquis au cours de la saison humide, et sont plus adaptés pour cette application étant donné que l'érosion est la plus active et la végétation est à son apogée au cours de cette saison.

$$\text{NDVI} = \frac{\text{NIR} - \text{RED}}{\text{NIR} + \text{RED}} \quad (1.10)$$

Où NIR est l'intensité de la lumière en proche infra-rouge, et RED est l'intensité de la lumière en canaux rouge.

Cet indice est un indicateur de l'énergie réfléchi par la terre, liée à différentes conditions de types de couverture. Lorsque la réponse spectrale mesurée de la surface de la terre est très similaire dans les deux bandes, les valeurs NDVI approche de zéro. Une grande différence entre les deux bandes résulte des valeurs de NDVI aux extrémités de la plage de données.

La formule suivante proposée par Van et al [2000] ; Van Leeuwen et al [2004] ; Prasannakumar et al [2012] a été utilisé pour générer le facteur C à partir des valeurs de NDVI.

$$C = \exp \left[-a \times \frac{\text{NDVI}}{b - \text{NDVI}} \right] \quad (1.11)$$

Où a = 2 et b = 1.

1.7.2.5. Facteur des pratiques antiérosives (P)

Le facteur P explique l'intervention humaine dans la création de pratiques de contrôle de l'érosion pour la conservation du sol et réduire les écoulements de surface Herron [1994]. Ces pratiques comprennent des cultures en contour, culture en bandes, et terrasses avec culture en contour. Habituellement, ce facteur corrige l'estimation de l'USLE pour la gestion et les méthodes de travail qui protègent le sol contre l'érosion.

Dans la présente étude, la carte de facteur P a été dérivée en fonction de la pente et de la culture Shin [1999] (table. 4). Les valeurs de facteur P varie de 0 à 1, dans lequel la valeur élevée est attribuée à des domaines sans pratiques de conservation (très faible résistance à l'érosion) ; les valeurs minimales correspondent à l'accumulation des agglomérations et les zones de plantation (très bonne résistance à l'érosion) Sheikh et al [2011] ; Reshma et Uday [2012] ; Prasannakumar et al [2012].

Tableau 1.4. Facteur des pratiques antiérosives selon le type de méthode de culture et de pente.

Pente (%)	En contour	En bandes	Terrace avec culture en contour
0.0-7.0	0.55	0.27	0.10
7.0-11.3	0.60	0.30	0.12
11.3-17.6	0.80	0.40	0.16
17.6-26.8	0.90	0.45	0.18
26.8 >	1.00	0.50	0.20

La modélisation est par la suite mise en œuvre par le croisement des données entre elles. La combinaison des couches s'appuie sur des règles arithmétiques et des opérateurs booléens afin de produire une nouvelle valeur dans la couche composite, ici représentative pour chaque pixel des pertes de sols (A).

1.8. Conclusion

L'érosion des sols est un élément important à prendre en considération dans la planification du développement de fonctionnement des bassins. Il réduit non seulement la capacité de stockage du réservoir en aval mais aussi se détériore la productivité du bassin hydrographique. L'érosion concerne le détachement, le transport et le dépôt de particules de sol et des agrégats. Le transport des sédiments est la quantité totale de matière érodée pour être délivrés de sa source jusqu'à un point de contrôle en aval.

Le terme générique Erosion recouvre une série d'événements naturels dont chacun est la conséquence de l'évènement précédent et qui affecte tous les paramètres à retenir pour la gestion des bassins versants. Chaque région doit mettre au point son propre modèle prévisionnel adapté à ses conditions spécifiques, et s'appuyant sur sa propre base de données.

Dans ce contexte, nous allons essayer de quantifier le transport solide et l'érosion spécifique de notre région d'étude en fonction des caractéristiques climatiques, morphométriques et morphologiques par l'utilisation de diverses méthodes, classiques, le réseau de neurone artificiel (RNA), l'équation universelle de perte en sol (USLE), qui se base sur la cartographie et le système d'information géographique (SIG). Le levé bathymétrique réalisé au niveau du barrage Chaffia nous permettra d'estimer l'apport solide entre deux périodes depuis la mise en eau jusqu'à 2004. Enfin, nous allons faire une comparaison entre ces méthodes et chercher le modèle le plus fiable.



CHAPITRE 2.
DESCRIPTION GENERALE DU SITE

Chapitre 2. Description générale du site

2.1. Introduction

Vu leurs caractéristiques, les bassins versants de l'oued Mellah et de l'oued Bounamoussa constituent une source considérable de sédiments en suspension se déposant au fur et à mesure au fond de leurs réservoirs d'eau disponibles, notamment le barrage Chaffia sur l'oued Bounamoussa. Afin de pouvoir effectuer une analyse et une comparaison sur la base des observations issues de différents sous-bassins, il est utile de rechercher les causes et les paramètres qui influencent la variabilité hydrologique. La recherche de ces causes conduit à ce qui fait la différence entre un bassin et un autre : le climat et le milieu physique [Dubreuil \[1975\]](#). Les caractéristiques morphométriques et climatiques d'un bassin versant influent fortement sur la réponse hydrologique et sur le régime des écoulements. La connaissance de ces paramètres (forme, altitude, pente du relief, etc...) conduit à une bonne compréhension de l'importance des apports liquides et solides engendrés par un bassin par rapport à un autre.

2.2. Aperçu géographique des bassins versants

L'Algérie est le premier pays d'Afrique par sa superficie. En fonction de la géologie et de la topographie, le pays se compose de quatre grandes unités structurales se succédant du Nord au Sud : le Tell, se caractérise par un ensemble constitué par une succession de massifs montagneux, côtiers et sublitoraux, et de plaines. Les plaines sont discontinues et de largeur variable (80 km à 190 km), et sont limitées par une chaîne de montagnes (l'Atlas Tellien). Cette région abrite la grande majorité des terres agricoles du pays. Les hauts plateaux, sont une zone steppique localisée entre l'Atlas Tellien au Nord et l'Atlas Saharien au sud à des altitudes plus ou moins importantes de 900 à 1 200 m. Ils sont parsemés de dépressions salées, chotts ou sebkhas. L'Atlas saharien, qui forme une succession de chaînes au caractère aride, s'étend d'Est en Ouest depuis le Maroc jusqu'en Tunisie. Il est formé de deux parties distinctes: à l'Ouest et au centre l'Atlas Saharien proprement dit, qui culmine au Djebel Aïssa à 2 236 mètres d'altitude et à l'Est l'Aurès, un massif aux hivers très froids et aux étés très chauds, dont le point le plus haut est le Djebel Chélia. Le Sahara algérien est un immense désert qui s'étend au sud de l'Atlas saharien. Il représente 84 % de la superficie du pays. Le Sahara se compose de plaines et de dépressions (Sebkhas et Gueltas). Deux vastes régions de sable, le Grand Erg Occidental et le Grand Erg Oriental constituent les principaux ensembles de reliefs dunaires du désert saharien. Au sud du Sahara s'étend le massif volcanique du Hoggar, qui est une succession de hauts-plateaux désertiques, qui culminent à 2 908 m d'altitude au mont Tahat.

L'ensemble de montagnes qui traversent le Nord Algérien de l'Est vers l'Ouest, en forment le relief de l'extrême Nord-Est algérien. Il s'y présente comme un bourrelet longeant et dominant la mer méditerranée depuis Guerbès jusqu'aux frontières tunisiennes. Ce relief, est le résultat des phases tectoniques qui ont touché la région. Ces reliefs sont profondément érodés en raison d'un matériel sédimentaire majoritairement tendre (argiles, marnes, marno-calcaires) et des pentes raides dues à la tectonique récente (plio-quadernaire) qui a mis ces volumes montagneux en place. De ce fait, les altitudes restent généralement modestes. Malgré la modestie des altitudes, l'extrême Nord-Est algérien présente un caractère très montagnard. Deux milieux peuvent être distingués : un milieu de hautes montagnes où les lignes de crêtes dépassent 1000 m et un milieu de basses montagnes, où les altitudes restent inférieures à 700 m. Au sein de ce paysage, plusieurs vallées drainent la région. On distingue l'oued Mellah parmi les principaux affluents qui drainent ces eaux vers le bassin de la Seybouse, et l'oued Bounamoussa appartient au bassin constantinois Est et alimentant le barrage Chaffia (figure 2.1).

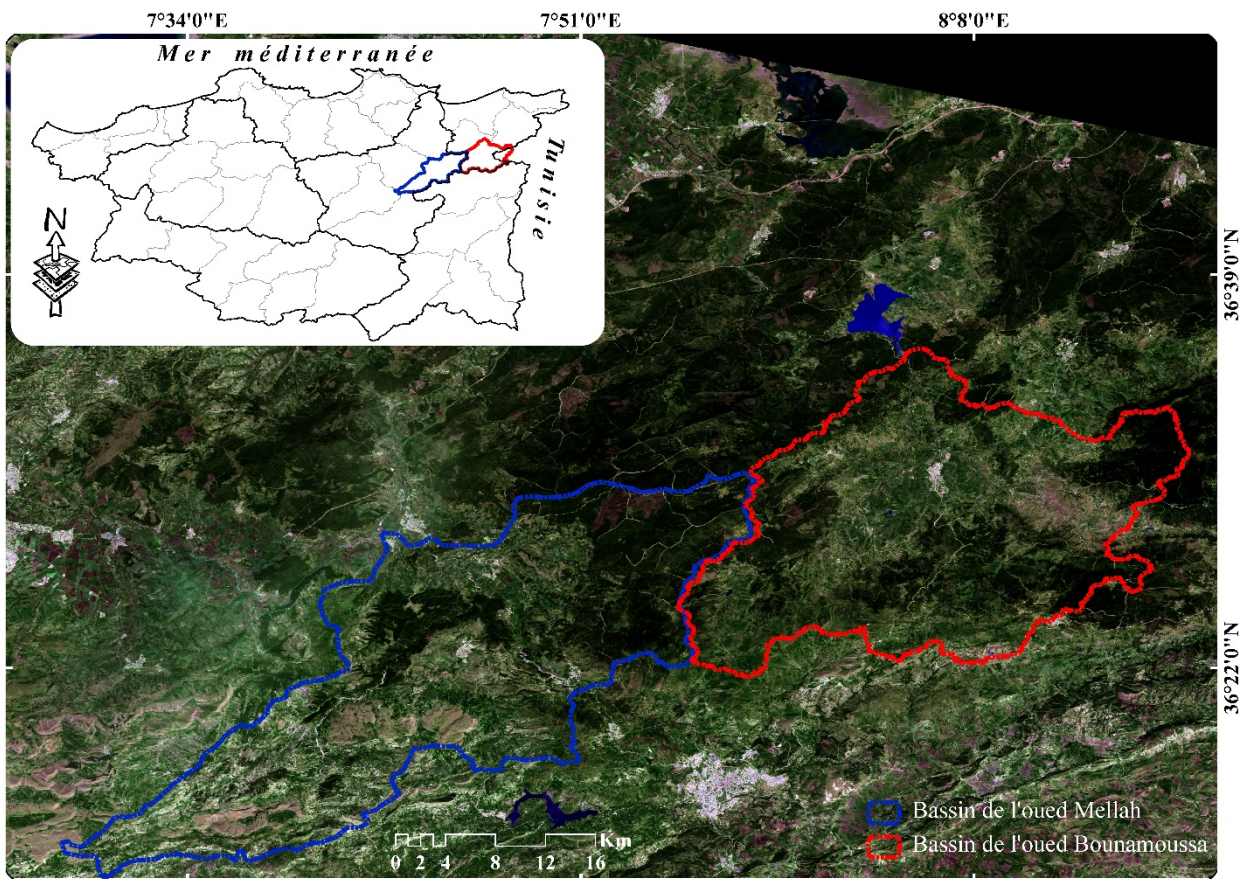


Figure 2.1. Situation géographique des bassins versants étudiés.

2.2.1. Le bassin versant de l'oued Mellah

Le bassin ayant une superficie d'environ 550 km², se situe à l'Est de la moyenne Seybouse et est contrôlé par la station hydrométrique de Bouchegouf. Il constitue le quatrième sous bassin après : Cherf, Bouhamdene et celui de Guelma. Il doit son nom à la forte salinité des eaux dans le bassin aval. Celle-ci est due au lessivage des terrains gypsifères du Trias situés dans le bassin moyen. Il draine une zone montagneuse du versant septentrional du Tell (les Monts de la Medjerdah). L'oued Mellah est le principal affluent de rive droite de la Seybouse avec laquelle il conflue au débouché de la vallée de Guelma.

Il est en forme allongée d'une orientation Sud-Ouest/Nord-Est et une topographie très hétérogène (Figure 2.2). Le cours d'eau principal de l'Oued Mellah est formé de la réunion de l'Oued Meza et de l'Oued Boureddine d'orientation Nord-Est, avec l'oued Ghanem et Ain El Mouhguen d'orientation Sud-Ouest. L'oued Ghanem est la confluence de l'oued Mezdj el Hammam et Oued R'Biba avec celui de l'Oued Essakaka (Figure 2.3). L'Oued Essakaka naît de la jonction de l'Oued M'Djaz el Hsane et de l'Oued el K'bir qui draine ses eaux de djebel el Outit et Douar el Hafz.

Oued Mezdj el Hammam avant de rejoindre l'oued R'Biba au Douar Kef Esoubia draine les eaux de la région de Douar Aine Ketone en traversant le village de Hammam N'Bail. Le chevelu de l'Oued R'biba prend sa source d'une multitude de djebels et kefs aux sommets aigus, qui représentent pour la plupart la ligne de crêtes du bassin de l'Oued Mellah. Par ses caractéristiques

morphométriques et topographiques, le bassin peut être décomposé en trois zones différenciées : a) l'amont du bassin est essentiellement accidenté et montagneux, avec des sommets dépassant 1000 m (Djebel Enaouara 1279m, Djebel Zouara 1226m) ; b) le bassin moyen est montagneux, mais beaucoup moins robuste ; et c) le bassin aval présente des reliefs moins soulevés, comme le Djebel Boulergueb (647 m) et le Djebel Eremoul (829m). Près de 70% de la surface du bassin versant est située à une altitude supérieure à 500 m.

L'Oued Ghanem et ses affluents, suivant une direction Sud-Est/Nord-Ouest, traversent un ensemble de reliefs montagneux fortement cernés par les ravines. Ces massifs qui forment une partie de la limite Sud du bassin, se définissent essentiellement par Djebel El Koutz (1031m), Kef Djaffara (1054 m), Djebel Safiet el Aouied (1151 m) et Djebel Kelaia (1284 m). A l'opposé de l'Oued Ghanem, on distingue l'Oued Sfa et ses principaux affluents marqués par les oueds el K'sana, el Meza et Bouredine. La réunion de ces deux derniers forme l'Oued Sfa, d'une orientation Est-Ouest. Entre autres, les affluents de cet oued sont entaillés dans des chaînons au relief modéré et au couvert végétal plus au moins dégradé, parmi lesquels on distingue du Nord au Nord-Est Djebel Ain Kasbah (798 m), Ras Bab el Kef (795 m) et Kef er Remoul (797 m). En outre, s'étendant le long de la limite Sud, Sud-Est et Est, les monts de Melaab (1093 m), El Mahbouba (1262 m) et Regzoune (1148 m) se caractérisent par des volumes aérés de moindre importance introduits par des chevelus moins denses issus des oueds el Meza et el K'sana.

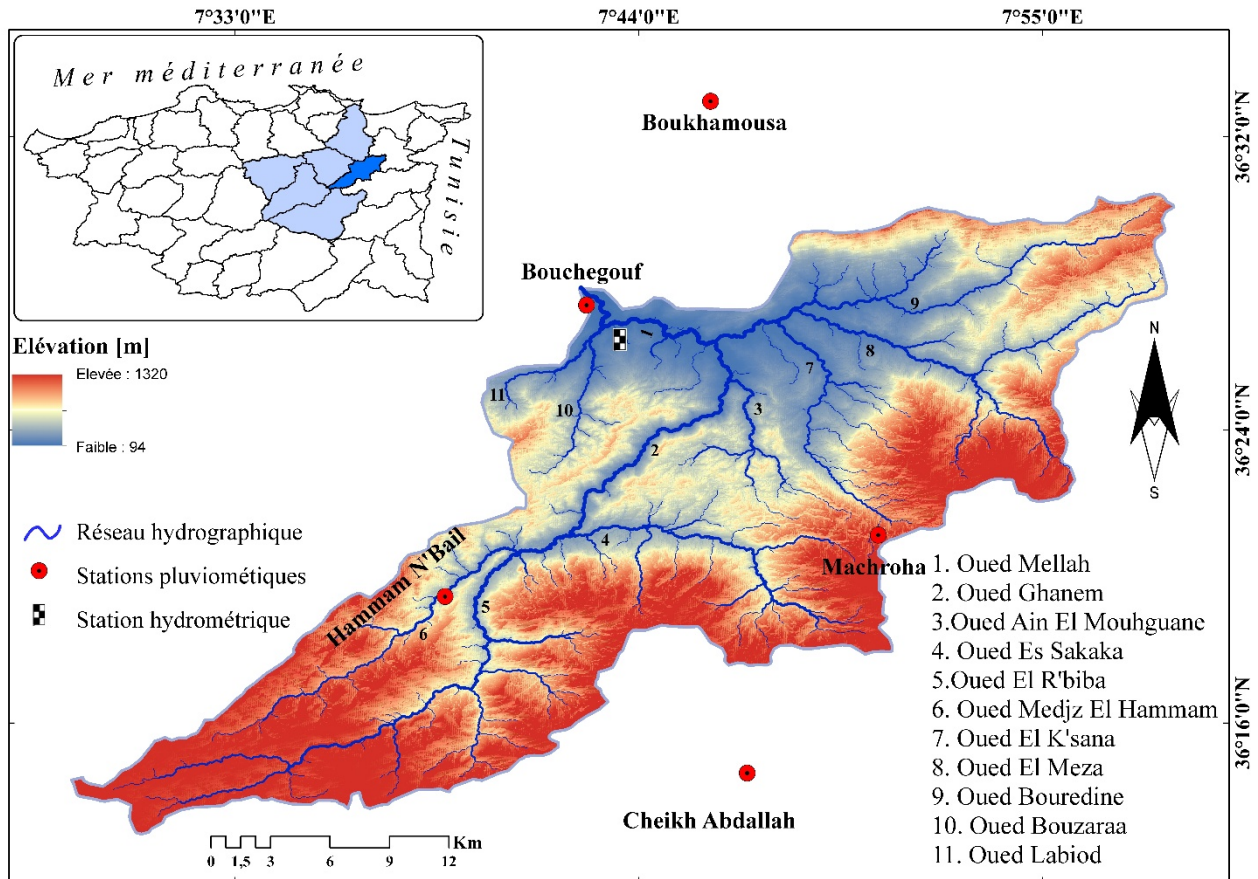


Figure 2.2. Situation géographique de bassin versant de l'oued Mellah.

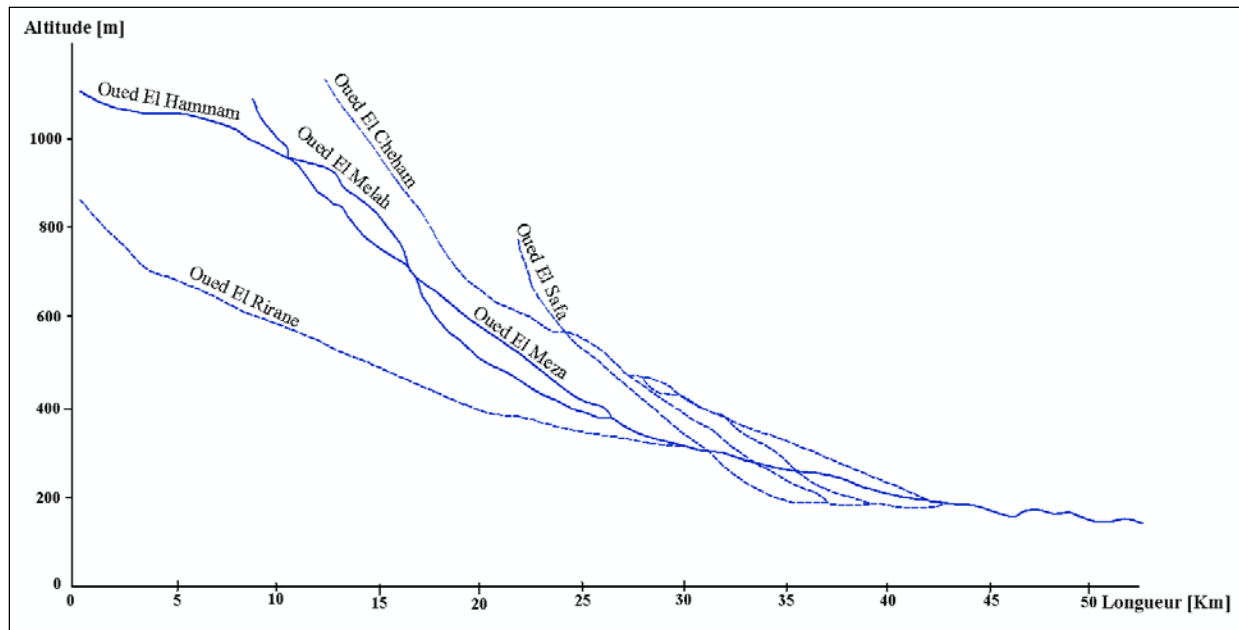


Figure 2.3. Profil en long de l'oued Mellah et de ses affluents.

2.2.2. Le bassin versant de l'oued Bounamoussa

Le bassin de l'oued Bounamoussa, fait partie du bassin hydrographique Côtiers Constantinois. Ce dernier est situé dans le littoral Nord de l'Est Algérien. Il couvre une superficie totale de 11509 km² et s'étend sur dix wilayas. Le bassin des Côtiers Constantinois Est, est d'une superficie de 2870 km², soit environ 25 % de la superficie totale du bassin des Côtiers Constantinois, et l'un des plus grands réservoirs d'eaux superficielles et souterraines dans le Nord de l'Algérie. Il s'étend de 7°46 à 8°41 de longitude Est, et de 36°21 à 36° 57 de latitude Nord, (ABH, 2000). Il est limité :

- Au Nord par la mer Méditerranée.
- À l'Est par les frontières tunisiennes,
- À l'Ouest par le bassin « Algérois-Hodna-Soumam ».
- Au Sud par les bassins : « Kébir -Rhumel, Seybouse, Medjerdah ».

Notre bassin d'étude est limité :

- Au Nord par le bassin de l'oued Mafragh, qui rejoint la mer Méditerranée ;
- Au Sud par le bassin de Medjerdah ;
- A l'Est par la frontière Algéro-tunisienne et le bassin de l'oued Kebir Est ;
- A l'Ouest par le bassin de la Seybouse.

Le bassin, de l'oued Bounamoussa dont les coordonnées géographiques sont 36°50'50" N et 7°56'43" E, contrôlé par la station hydrométrique de M^{ed} Tayeb, occupe une superficie d'environ 499 km². L'oued Bounamoussa est la réunion de deux oueds principaux (Figure 2.4) :

- L'oued Kebir de l'ouest qui prend sa source au sommet de Koudiat Ben Ahmed (1729 m).
- L'oued Bouhadjar qui rejoint l'oued El Kebir à la hauteur du village de M^{at} Safra. L'oued Bouhadjar issu du Fedj El Ahmed à 1140m d'altitude draine un bassin versant de 250 km².

Confluent de l'oued Bouhadjar, l'oued El Kebir qui draine un bassin versant de 240 km². D'autre part, en aval de la plaine de la Chaffia, l'oued Kebir devient l'oued Bounamoussa. Ce dernier

présente une pente régulièrement décroissante, dont la plaine constituerait le niveau de base, permettant d'emmagasiner les 140 hm³ au niveau du barrage Chaffia.

Les principaux affluents sont :

- ✓ L'oued Soudan (bassin versant de 85 km²) ;
- ✓ L'oued Guerriah (bassin versant de 120 km²) ;
- ✓ L'oued Chaabet El soudan (bassin versant de 50 km²) ;
- ✓ L'oued Chaabet El Arag (bassin versant de 50 km²).

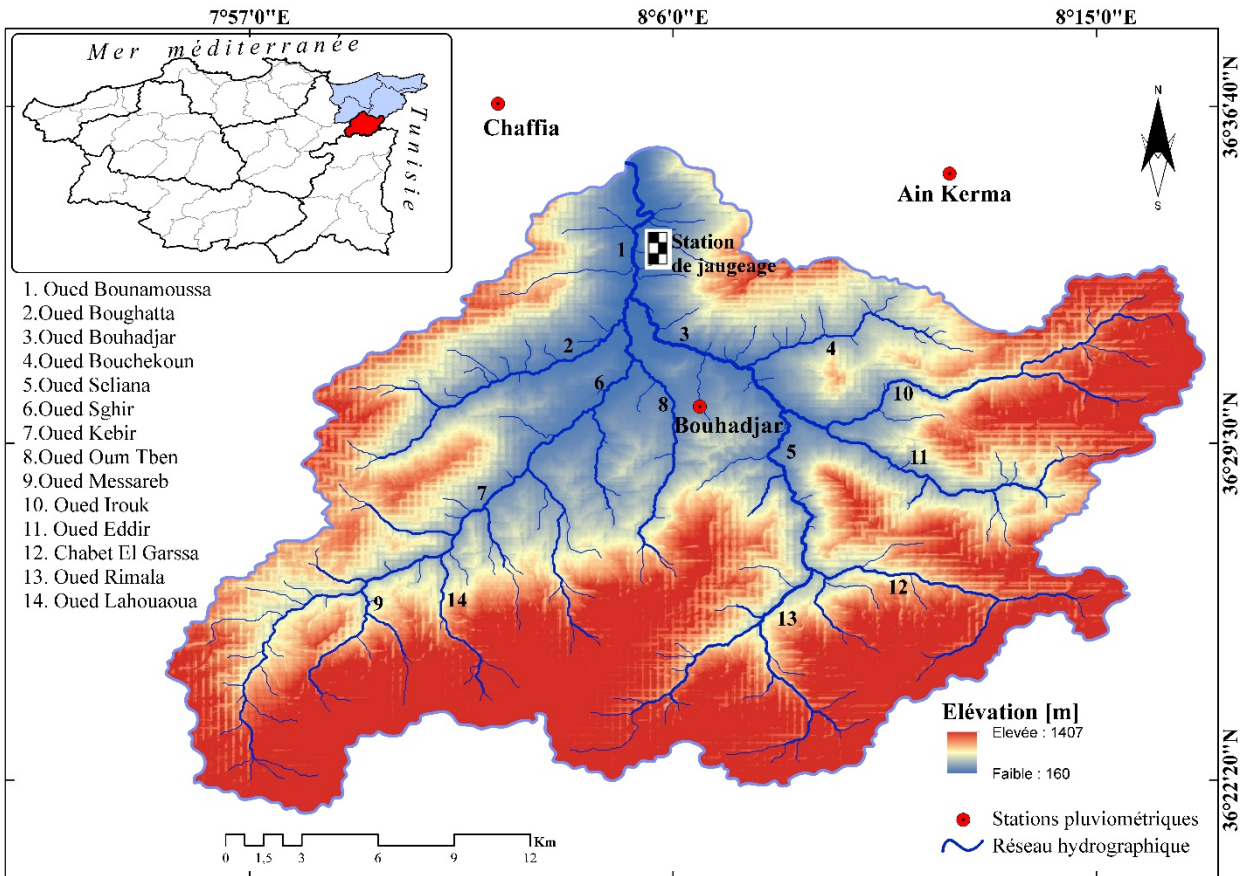


Figure 2.4. Situation géographique du bassin versant de l'oued Bounamoussa.

Barrage Chaffia

Sur l'Oued Bounamoussa, le barrage Chaffia situé à environ 50 km au Sud-Est de la ville d'Annaba, contrôle un bassin versant de 575 Km², et régularise annuellement 95 millions de m³ dont 61 sont réservés à l'agriculture, et 34 aux villes et industries. Il est destiné à l'alimentation en eau potable des agglomérations d'Annaba, El Bouni, Seraidi, El Hadjar, Sidi Amar et Ain Berda dans la wilaya d'Annaba et des agglomérations de Hammam Beni Salah, Bouhadjar, Oued Zitoun, Ain Kerma et Zitouna dans la Wilaya d'El Tarf. Il permet aussi l'approvisionnement en eau des complexes industriels (en particulier le complexe industriel d'El Hadjar) et l'irrigation du périmètre de Bounamoussa. Le barrage de Chaffia sert également à la régularisation des crues de l'Oued Bounamoussa pour la protection contre les inondations Bahroun [2016].

2.3. Description lithologique et structurale

Le tracé hydrographique est très influencé par la géologie de la région d'étude. La lithologie joue un double rôle, d'une part sur le régime des cours d'eau (ruissellement, l'infiltration) et d'autre part sur l'érosion et le transport solide. Le type de formations géologiques qui affleurent dans les bassins versants a une influence sur la répartition des écoulements superficiels et le type des dépôts alluvionnaires. En effet, un bassin formé de matériaux très perméables avec une couverture végétale continue aura en général une densité de drainage faible assurant une meilleure infiltration des eaux superficielles. Par ailleurs, un bassin formé de roches imperméables mais meubles et érodables, comme les marnes et les argiles, avec une végétation moyenne, présente souvent une densité de drainage élevée, ce qui favorise le ruissellement des eaux superficielles aux dépens de l'infiltration. C'est dans ce contexte que nous allons présenter brièvement quelques caractères généraux sur la géologie des bassins versants étudiés et passer ensuite à une description des formations rencontrées à ces niveaux. La figure 2.5 et le tableau 2.1 présentent successivement les différentes formations lithologiques au niveau de bassin versant de l'oued Mellah ainsi que les caractéristiques des matériaux rencontrés.

2.3.1 Le bassin de l'oued Mellah

• Formations superficielles

On distingue les alluvions qui s'accumulent principalement dans la partie Sud-Ouest à l'Oued R'biba, l'Oued Medjz El Hammam et l'Oued Sfa. Les alluvions des hautes terrasses sont constituées d'argiles et conglomérats très largement représentés tout près de l'exutoire du bassin versant. Les moyennes terrasses sont constituées de matériel grossier (galets, gravier, sable), cimenté par une matrice limoneuse. Ce niveau apparaît surtout à l'Oued Sekaka et aux alentours de l'Oued Cheham sous forme de lambeaux. Les alluvions de la basse terrasse, d'environ 5 m d'épaisseur, se répartissent sur les deux rives de l'Oued Sfa, le long du cours moyen de l'Oued Rarem et à l'aval de l'Oued Mellah. Elles sont constituées de matériel grossier, sable, limons sableux et limons. Les colluvions qui sont des formations gravitationnelles occupent sur une grande étendue le pied du massif gréseux du bassin de Mechroha. Ces formations se trouvent également au pied des massifs calcaires tels que Djebel Koutz, Djebel Safiet el Aouied et Djebel Kelaia (parties médiane et orientale) ; les djebels Zouara, Aks, Oures et Azega (partie méridionale).

Ce bassin est dominé par trois grands ensembles lithologiques, au sud, l'oued R'biba qui devient l'oued Sekaka en aval et l'oued Rirane. Ils drainent des bassins constitués de calcaires hyprésiens et de marnes et marno-calcaires. Au contact des calcaires et des assises marneuses, une réserve aquifère s'est constituée, comportant un niveau d'émergence à leur base. Ces bancs calcaires sont suffisamment importants et perméables pour assurer une régularisation des niveaux aquifères en débit de leur forte fissuration. Le secteur amont du Mellah peut être considéré comme un château d'eau de la région. Les oueds R'biba et Rirane prennent leur source dans cette zone. C'est à partir de ces mêmes formations aquifères que l'oued Medjerda prend sa source.

La région est peu perméable, seule la source de Chaabet Oued Cheham a un débit appréciable. Les alluvions des terrasses de Bouchegouf semblent plus argileuses que celles de Guelma. Elles sont moyennement perméables.

Les colluvions se trouvent surtout au pied des massifs calcaireux et gréseux ou même au pied des calcaires marneux. Ils sont le résultat de l'altération mécanique des roches où le produit sera déplacé vers le bas sous l'effet de la gravitation, mais parfois transporté par les mouvements de masse et le ruissellement de surface.

- **Ensemble tendre**

Longeant l'amont des oueds Bouredine et Meza, des argiles sous-numidiennes affleurent sur d'importantes surfaces dont l'érosion des grès numidiens leur permettant d'être exposées en surface, ce qui les prédispose à leur tour aux différents processus morphogéniques. Entre autres, les formations argilo-gréseuses et conglomératiques, d'âge Miocène, se répandent principalement au sud-ouest du bassin dont presque 50% de ces argiles se trouvent en chevauchement avec les calcaires de Djebel Zouara. A l'Est de l'Oued Mellah et longeant sur une certaine distance l'Oued Sfa, apparaissent les dépôts marneux barrémiens de Medjez Sfa. Ces marnes d'une faible étendue (4,75 km²) sont intercalées de quelques petits bancs de calcaires marneux.

- **Marnes et marno-calcaires / calcaires et marnes**

Cet ensemble est très peu répandu dans ce bassin versant. Au Sud-Est de Hammam N'Bails affleure des marno-calcaires d'âge Aptien Albien. Ces derniers sont touchés par des failles longeant parallèlement l'Oued R'biba. Du point de vue système de drainage, une grande partie des sous-affluents de l'Oued R'biba se développent suivant la structure géologique du substrat. Dans la partie septentrionale du bassin, les marno-calcaires entourent les conglomérats, à Medjez Sfa. Ces formations d'âge Crétacé, allant du Néocomien au Sénonien supérieur, sont largement démantelées par l'érosion. Dans ce même bassin, nous trouvons également des calcaires plus tendres et des marnes du Sénonien supérieur qui se présentent en structures plissées d'amplitude variable, affectée le plus souvent par des failles. Ces roches affleurent à Sfa Ali, au nord et Sud de Djebel Zouara, à Mechtat Besbassa et à Djebel Arous. Le Djebel Sfa Ali (977 m) possède des versants escarpés en pente plus raides du côté sud et montre deux vallées à son sommet, présentant un bon exemple d'une érosion hydrique. Notons que les marnes et argiles étant plus facilement érodables et transportables en suspension.

- **Ensemble conglomératique**

Cet ensemble se caractérise par les dépôts mio-pliocènes où ils sont accumulés dans les bassins d'effondrement de Hammam N'Bails et Mechroha-Ain Tahamamine. Le synclinal de Hammam N'Bails, d'axe Nord-Sud, se caractérise par un matériel détritique continental remanié provenant essentiellement des formations crétacées avoisinantes, calcaire de l'Eocène et du matériel triasique. Il s'agit surtout des poudingues gréseux, argiles rouges et gypsifères, calcaires lacustres et travertineux, conglomérats et de la mollasse. Le bassin d'effondrement de Mechroha comprend un matériel un peu diversifié ; il s'agit essentiellement de dépôts détritiques mio-pliocènes affleurant à l'Ouest où ils sont chevauchés en accident par le Trias. Cette structure enserrée entre le Numidien et le Trias a permis d'accumuler des matériaux provenant de l'érosion et de l'altération des formations avoisinantes, sous forme d'éboulis de pentes. Par ailleurs, les conglomérats argileux, discontinus dans l'espace, forment le substratum des reliefs imposants tels que ceux des conglomérats calcaires. Leur disposition structurale en anticlinal a par endroit fragilisé et trituré les formations sus-jacentes pour finalement être partiellement dégagées par l'érosion.

- **Formation Triasique**

Les affleurements triasiques se répartissent essentiellement du secteur de Nador N'bails à Mechroha et au sud de Djebel Azega. Les affleurements de Nador Mechroha sont les plus importants du bassin versant. Ils se présentent comme une association de cargneules et gypses, comprenant aussi les argiles, marnes bariolées, calcaires et dolomies. Ce Trias, limité par des failles verticales, apparaît souvent en position chevauchante sur les terrains avoisinants. D'Ain Tahamamine à Mechroha, le Trias est légèrement extravasé sur les formations mio-pliocènes selon un accident NW-SE. En outre, le bassin de Mechroha est drainé par l'Oued Aouissia dont le cours

suit une faille cachée sous les formations quaternaires. Ce sont la tectonique d'effondrement et le diapirisme du Trias qui est à l'origine de la création de ce cours d'eau. La direction du cours moyen de l'Oued Rarem lui est imposée par le changement de l'orientation des axes de plis de cette formation. Tout à fait à l'ouest, le Djebel Nador forme une immense boutonnière qui laisse affleurer les sédiments triasiques gypso-salins.

• Ensemble des grès numidiens

La partie orientale du bassin de l'Oued Mellah présente une certaine monotonie de faciès gréseux qui la compose. Les grès se présentent en lentilles ou en bancs épais où s'intercalent des argiles. L'ensemble des grès comprend une région montagneuse d'altitude moyenne variant en général entre 469m (Djebel el Meza) et 1284 m (Djebel Kelaia). Le réseau hydrographique des oueds Bouredine et Meza qui traversent cet ensemble gréseux fortement fracturé et faillé apparaît plus aéré que celui des oueds Rirane et R'biba qui entaillent des assises souvent marneuses.

• Ensemble des calcaires

Cette formation qui affleure également au sud-ouest de l'Oued Cheham est constituée principalement par un calcaire Yprésien (Eocène). Ces formations éocènes sont modérément entaillées par les sous-affluents de l'Oued Rirane, donnant de basses collines aérées. A l'Est de Hammam N'Bails, se trouvent les synclinaux en relief qui englobent les monts de Safiet el Aouaied, el Koutz et Safiet Ain Kebch. L'incision de ces reliefs est provoquée par des cours d'eau anaclinaux (drainage orthogonal) des oueds R'biba-Zarin et Rirane. Le Djebel Zouara (1292m) fortement entaillé, en partie par l'Oued Zouara, n'est que le prolongement vers l'Ouest du Djebel Bardou (en forme de klippe) dont l'axe du synclinal perché à une direction NE-SW. Le contact anormal et l'émergence de failles le long du versant Sud de Djebel Zouara, ont permis à l'Oued Zouara (sous-affluent de l'Oued R'biba) de pénétrer en gorge au travers les formations carbonatées éocènes et argilo-gréseuses du Miocène.

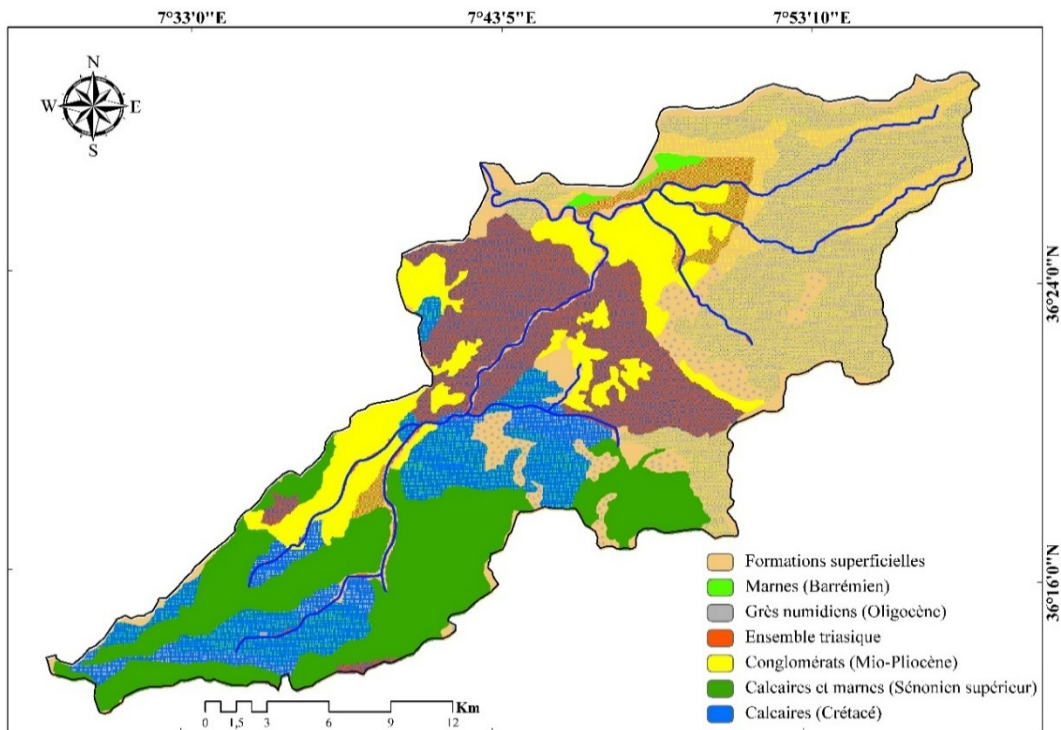


Figure 2.5. Carte lithologique du bassin versant de l'Oued Mellah Khanchoul [2006].

Tableau 2.1. Les caractéristiques des matériaux des bassins versants [Krimil \[2009\]](#).

Formation	Résistance à l'érosion	Perméabilité
Calcaire fissuré	Très résistant	Perméable
Dolomie	Très résistant	Imperméable
Grès	Très résistant	Imperméable
Calcaire gréseux	Résistant	Semi-perméable
Calcaire-marneux	Résistant	Semi-perméable
Quaternaire	Résistance moyenne	Perméable
Marnes	Non résistant	Perméabilité faible
Galets	Résistance moyenne	Perméable
Graviers	Résistance moyenne	Perméable
éboulis	Résistance moyenne	Perméable

✓ La stratigraphie

La région d'étude présente de grands plissements d'orientation sud-ouest nord-est avec des zones d'effondrements de la structure synclinale et anticlinale. Ce bassin est constitué essentiellement du Trias, Crétacé, (Turonien à Aptien) et du Miocène. Les calcaires de l'Aptien sont frappés par une tectonique bouleversante due probablement au diapirisme triasique. Les mouvements du miocène ont formé le relief du Tell.

Les formations du Trias forment dans le bassin une série d'affleurement qui comprend des marnes, des argiles, du gypse et des dolomies présentées sous forme de bancs disloqués. Le crétacé est presque identique dans le bassin versant. Le Crétacé inférieur est marqué par l'Aptien et le Vraconien qui englobent les marnes et les marno-calcaires. Les marnes gréseuses sont d'âge Albien. En outre, les faciès du Cénomaniens appartenant au crétacé supérieur montrent une sédimentation à dominance marneuse. Le miocène qui caractérise le bassin versant englobe les dépôts de conglomérats et des grès. Le quaternaire est principalement de limons et des éboulis de pente. Les alluvions et les travertins sont plus au moins peu fréquents.

✓ La tectonique

Les grands plissements en zones d'effondrement sont des déformations produites à la phase Eocène-Miocène supérieure par le glissement des nappes telliennes [Chouabbi \[1987\]](#). Ceci est surtout le résultat d'une tectonique de compression durant la phase alpine, d'une tectonique de distorsion pendant la phase Mio-Pliocène et enfin par le diapirisme du Trias.

2.3.2 Le bassin de l'oued Bounamoussa

Les massifs montagneux sont essentiellement constitués par : des terrains de l'éocène supérieur et de l'oligocène, terrains dit numidiens. Ce sont des alternances d'argile et de grès. Les dépressions (cuvette de la Chaffia, cuvette de Lamy etc...) ont un substratum constitué de Schistes argileux et marneux du sénonien et de l'éocène inférieur. Le trait caractéristique de la région, est la continuité du manteau d'éboulis qui recouvre le substratum.

Les terrains de fondation sont deux types différents, se présentant sous la forme d'une zone broyée d'une trentaine de mètres de large. L'axe de la zone broyée est de 45° avec l'axe du barrage ; en rive gauche, il est à l'amont ; il passe sous la galerie de restitution puis continue jusqu'en rive droite où il s'infléchit pour devenir parallèle à l'oued. Au nord de la faille, c'est-à-dire à l'amont, on trouve des schistes sénoniens-paléocènes ; il s'agit d'un matériau compact mais altérable avec

quelques intercalations de bancs marno-calcaires de 5 à 10 cm d'épaisseur. Au sud de la faille, c'est-à-dire à l'aval, on trouve les terrains numidiens (éocène supérieur-oligocène). On trouve le flysch numidien avec ses intercalations de lentilles gréseuses reposant sur des argiles. La faille se présente sous la forme d'une pâte argileuse noire et plastique enrobant des blocs de schistes.

- **Les formations du Secondaire**

Le seul étage dans le secondaire occupe presque la totalité des monts de Chaffia, où il a été réalisé des forages de reconnaissance dans le cadre d'une étude géologique au droit de l'emplacement du barrage. Il comprend de bas en haut : Des schistes plus ou moins argileux de couleur bleu ardoise avec des passées calcaires ou de micro- brèches épais de 5 à 10 cm inters stratifiés à microfaune déterminant un âge sénonien supérieur. Il s'agit de l'ultra tellien.

- **Les formations du Tertiaire**

Il est largement représenté par des formations gréseuses argileuses du Numidien qui couvrent d'Ouest en Est, particulièrement les secteurs de montagnes allant d'Ain Berda à El Kala, ainsi il est le plus répandu affleurant sous les systèmes et séries suivants :

- a) **Paléogène**

Se distingue par l'achèvement total de l'étape géosynclinale (fin du remplissage du bassin sédimentaire) du développement orogénique (système montagneux a plis). Se compose du :

- 1- **Paléocène**

Composé des assises de l'étage Danien et du Montien indifférenciées. Ces dépôts affleurent aux bassins des Oueds Bounamoussa, Kébir Est, Chaffia, Zitouna et Bougous. Ces affleurements constituent des fenêtres d'érosion dans l'allochtone Numidien. Il est constitué d'argile foncée finement silicifiée à intercalations rares (jusqu'à 0.30 m) de calcaire argileux, d'aleurolites, de grés quartzeux finement grenus, et grés quartzeux a mélange de tuf. L'épaisseur du Paléocène est de 140 m.

- 2- **Eocène**

Présente des traits caractéristiques dans sa structure et sa composition lithologique, à savoir silicification syngenitque, présence de roches volcaniques (Liparito-dacite). Les dépôts de l'Yprésien participent à la structure du socle de la série Numidienne aux bassins des oueds. Ses assises sont composées d'une alternance d'argiles finement stratifiées, d'aleurolites calcareuses et de calcaires dont l'épaisseur apparente atteint 50 m, avec des horizons volcano siliceux constitués de marnes argileuses foncées et d'argiles à intercalations minces (jusqu'à 0,2 m) de tufs, de liparites. L'épaisseur de l'Yprésien est de 260 m. Le Lutétien, se rencontre sur une épaisseur supérieure de 230 m. Il est constitué de marnes argileuses et calcareuses de teinte foncée à rares intercalation de calcaires. Le Priabonien est constitué de dépôts de phases finales du développement de la région. Ils sont reconnus comme des Argiles Numidiennes. Celles-ci sont répandues et associées au mur de l'allochtone Numidien. Elles affleurent aux bassins d'Oued Kébir Est, Seybousse et Bounamoussa. Elles renferment des intercalations de grés et des aleurites (aleuros : poussière). L'épaisseur du Priabonien dépasse 250 m.

- 3- **Oligocène**

Il comprend un groupe original de dépôts connus sous le nom de « grés Numidiens ». Le terme Numidien fut introduit par Fischer (1989) pour désigner les facies typiques des roches Oligocènes largement répandues au Nord du continent Africain. Ces formations constituent la plus grande partie d'une structure charriée importante «allochtone Numidien». Son développement régional,

complicque considérablement les possibilités de l'étude en profondeur vu que la série allochtone des dépôts n'est accessible à l'observation que dans les fenêtres d'érosion de la nappe. Les formations des grés Numidiens sont largement répandues, les traits particuliers de ces dépôts sont : la structure et la persistance de la composition lithologique. Ils servent comme un bon repère géologique. Ils sont en contact tectonique avec les argiles de l'Eocène supérieure. L'épaisseur apparente totale des grés Numidiens dépasse 400 m.

b) Néogène

Caractérisé par l'accumulation des assises de molasses fixant nettement le début de la nouvelle étape (Post-orogénique) du développement de la région. Ces dépôts font partie de la série post nappe composée de conglomérats et de sable de la série du Miocène et de l'étage du Pontien (Miocène terminal). Les zones représentant le Miocène sont, dans leurs quasi-totalités, détruites par le processus de dénudation. Les molasses ne sont conservées qu'en petites surfaces. Elles se trouvent en amont de l'Oued Chaffia et au bord droit de la vallée de l'Oued Bougous. La coupe est généralement constituée de conglomérats gravélo-blocageux a lentilles de grés quartzeux et argileux de teinte brune. Les galets roulés et les blocs de dimensions jusqu'à 0.5 m, sont constitués par les grés du Numidien supérieur. La molasse du Pontien est constituée à sa base de conglomérats bien cimentés par une matière sablo-carbonatée sur une épaisseur de 300 m. Vers le sommet, on rencontre une alternance lenticulaire de conglomérats ainsi que des grés stratifiés obliquement et faiblement cimentés par du sable et d'argiles rouges. L'épaisseur totale de la molasse du Pontien atteint 70 m.

• Les formations du Quaternaire

Les dépôts Quaternaires sont largement répandus, ils sont constitués de limons, de sables et graviers sur les rives des oueds. On distingue 4 groupes, le premier est le quaternaire ancien qui caractérise les plaines de la région qui sont une vaste zone d'épandage. Le deuxième est le quaternaire moyen, défini généralement par des matériaux alluvionnaires, des limons et des cailloux ; dont on distingue : les hautes terrasses caractérisées par des formations avec des cailloux roulés et des blocs de grés Numidiens enrobés ensembles dans une matrice argileuse. Les moyennes terrasses qui sont constituées de cailloux roulés, de sables et de limons. Enfin les basses terrasses présentent un grano-classement naturel défini par les galets aux bases, surmontées par les graviers et à la surface se trouvent les sables et les limons. Le troisième est le quaternaire récent qui correspond aux dépôts alluvionnaires, sables, cailloux et limons fins avec dominance d'argiles parfois canalisant ainsi les lits des oueds. Quatrièmement le quaternaire actuel, qui est généralement constitue les lits des oueds par des dépôts alluvionnaires (sables, cailloux) et les plages actuelles (cordon dunaire) constituées par des sables d'origine marine.

a- stratigraphie :

L'analyse stratigraphique des principaux affleurements développés à travers le territoire du bassin met en évidence la succession de terrains variés dont l'âge des plus anciens débute au Secondaire. Ainsi la géologie de la région se résume dans les affleurements appartenant au domaine tellien externe, dont l'histoire géologique varie du Secondaire jusqu'au Miocène moyen. Le sénonien-paléocène est constitué d'argiles et de marnes schisteuses avec intercalation de petits bancs de marno-calcaires et de calcaires d'une dizaine de centimètres d'épaisseurs. L'éocène inférieur- éocène moyen est représenté dans la partie haute du bassin par des marno-calcaire à silex de faible étendue. Près de la cuvette de la Chaffia, il passe à des argiles indurées et de marnes bitumineuses peu épaisses. Le Néogène et le Quaternaire constituent pour cette région l'équivalent du domaine post-nappes.

b- Tectonique :

Après une sédimentation continue du sénonien à l'éocène inférieur, les mouvements pyrénéens plissèrent intensément cette région. Les dépôts numidiens furent déposés en discordance et la région fut plissée par deux mouvements de directions différentes :

- Le premier E-W
- Le second plus intense N.NE-S.SW.

L'éocène supérieure-oligocène (numidien) est constitué d'argile mouchetée et de grès roux en bancs d'épaisseur variable (de 1 à 30m). On passe latéralement très rapidement des argiles au grès et inversement les grès sont souvent quarniteux et ont une granulométrie très variable. Ils sont diaclases et alimentent les quelques petites sources de la région. Les dépôts quaternaires (éboulis et alluvions) couvrent de très vaste surface. Les éboulis sont formés de blocs de grès plus ou moins désagrégés emballés dans les argiles rouges et grises. Ils sont imperméables, leur épaisseur atteint souvent 15 m. Les alluvions occupent d'assez grandes surface dans les cuvettes (Chaffia et Lamy).

2.4. Sols et végétation

L'activité végétative et le type de sol sont intimement liés, et leurs actions combinées influencent singulièrement l'écoulement en surface. Le couvert végétal retient, selon sa densité, sa nature et l'importance des précipitations, une proportion variable de l'eau météorique. La forêt, par exemple, en interceptant une partie de l'averse par sa frondaison, régularise le débit des cours d'eau et amortit les crues de faible et moyenne amplitudes.

A l'inverse, le sol nu, de faible capacité de rétention favorise un ruissellement très rapide. L'érosion de la terre va généralement de pair avec l'absence de couverture végétale ; étant donné l'importance du rôle joué par la forêt, on traduit parfois sa présence par un indice de couverture forestière K :

$$K = \frac{\text{surface des forêts} \times 100}{\text{Surface totale du bassin}} \quad (2.1)$$

Cet indice de couverture peut être aussi calculé par d'autres couvertures végétales telles que les cultures.

Les cartes des sols des bassins versants sont extraites à partir de la carte des sols d'Algérie à l'échelle 1/500 000, feuille de Constantine, IGN. 1932-SO.

2.4.1. Type de Sols***Le bassin de l'oued Mellah***

Le bassin de l'Oued Mellah est constitué par cinq types de sols (figure 2.6) : Les sols calcaires présentent la plus grande partie du bassin avec une dominance de 55.20 %. En effet, la répartition importante des roches riches ou contenant des éléments carbonatés a fait dominer cette classe de sol. En seconde classe, les sols podzoliques qui couvrent 23.12 % de la surface. Ils sont concentrés à la partie Nord-Est de bassin versant.

Les sols peu évolués avec une dominance des régosols se développant dans les secteurs riches en marnes et calcaires. Les lithosols sont uniquement présents aux Djebels Zouara, Bardou et les reliefs gréseux à l'Est du bassin. Les sols d'apport colluvial à tendance verticale sont observés dans la région des grès numidiens où les argiles, par endroit, sont bien exposées.

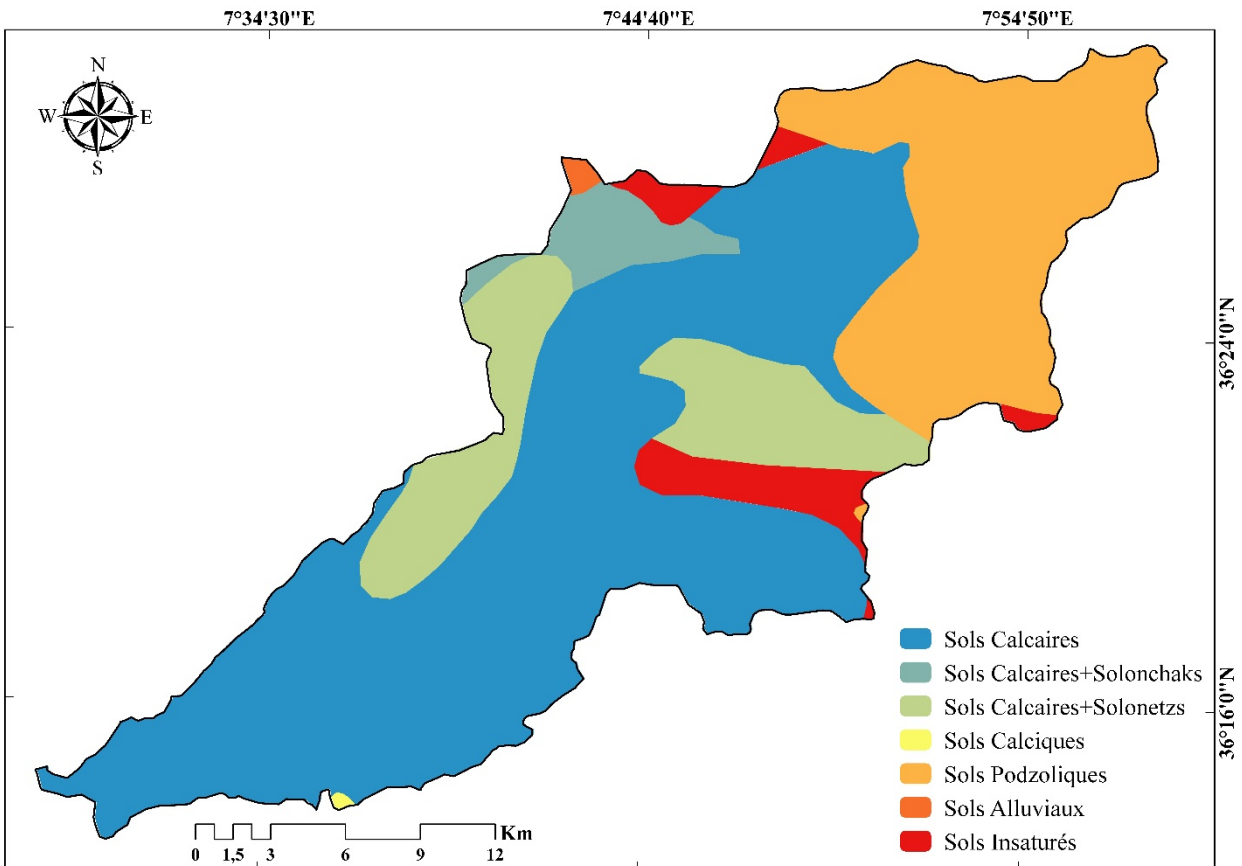


Figure 2.6. Carte des sols du bassin de l'oued Mellah.

Le bassin de l'oued Bounamoussa :

Les sols les plus répandus dans ce bassin, particulièrement à l'Est, et au Sud sont les sols podzoliques (pd), qui représentent 64.51 % de la superficie totale du bassin versant (figure 2.7). Ils sont développés sur les terrains montagneux et forestiers tout le long de la frontière tunisienne et sur les terrains limitrophes avec le bassin de la Madjerdah. Ce sont des sols à travers lesquels sont développés localement des sols calcaires ou des sols insaturés avec un pourcentage de 23.64% et 9.04 % respectivement. Il existe aussi des sols de type solonchak au Sud du bassin avec un faible pourcentage de 2.80 %.

La roche mère dans la plaine est composée d'alluvions quaternaires récents. Les sols sont en général lourds, argileux et nécessitent des labours profonds tous les 2 à 3 ans.

L'horizon supérieur des sols est très épais et s'amincit vers les piémonts du sud des régions montagneuses. Les sols hydromorphes des zones inondées et les sols de marais salés couvrent de grandes superficies non exploitées sans la réalisation de réseaux de canaux de drainage et des ouvrages d'assainissement et de protection.

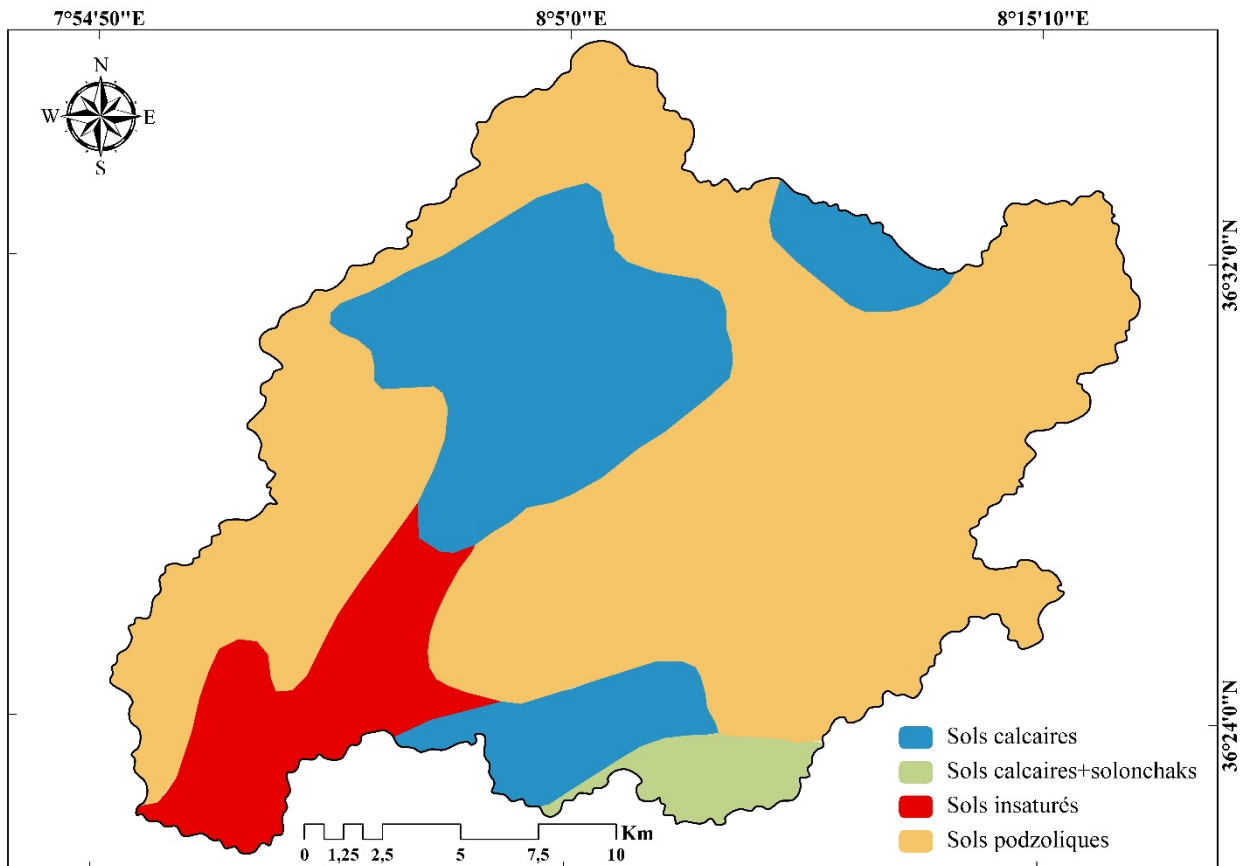


Figure 2.7. Carte des sols du bassin de l'oued Bounamoussa.

2.4.2. Couvert végétal

La végétation joue un rôle très important dans les études des transports solides. Elle est la résultante des facteurs physico géographiques tel que le climat, le relief, la lithologie auxquels s'ajoute le facteur humain (défrichage, mise en cultures et reboisement).

Cette dernière protège le sol contre l'érosion par son action mécanique du système racinaire qui fait accroître la cohésion de l'érosion humifère et augmenter la porosité. Elle améliore la capacité d'infiltration du sol, diminue le ruissellement superficiel et apporte au sol de la matière organique, soit naturellement dans une agriculture continue. L'humus ainsi produit, améliore considérablement la structure du sol et sa cohésion. D'autre part, la présence d'une couverture végétale empêche la pluie de tomber directement sur le sol et diminue par conséquent l'effet de l'érosion pluviale. La couverture végétale se raréfie du Nord au Sud où prédominent les montagnes.

Les cartes de l'occupation des sols des bassins versants de l'Oued Mellah et l'Oued Bounamoussa ont été établies à partir d'une classification d'image satellitaire (LandSat-8), à l'aide d'outil ArcGis et ENVI. Cette opération se base sur des travaux faits par le BNEDER (2011) pour la wilaya de Guelma. Quant au bassin de l'oued Bounamoussa, on s'est basé sur des cartes d'occupations acquises à la DSA de la wilaya d'El Tarf, ainsi que des visites sur le terrain de la zone d'étude.

Le bassin de l'oued Mellah :**○ Les forêts**

Les forêts et les maquis couvrent 36.77 % de la superficie totale de bassin. La couverture végétale protectrice dans le bassin de l'oued Mellah se raréfie du Nord au Sud où prédominent les montagnes dénudées et exposées aux différentes formes de l'érosion. Les chênes lièges limitent l'espèce forestière qui domine aux basses et moyennes altitudes entre 200m et 600m. Une importante répartition de chênes-Zen distingue à l'Est et au Nord-Est de Mechroha (la forêt de Fedjel el Makta). La forêt localisée dans les zones de Bouredine au Nord-Nord-Est et au Nord-Est, et Ghanem au Nord du bassin versant de l'oued Mellah couvre 25.62% de la superficie totale du bassin versant et est parmi les plus importantes des douze forêts de la wilaya de Guelma.

○ Les maquis

Les terrains occupés par les formations frutescentes ne dépassant pas en général trois mètres de haut. Elles se présentent généralement en couverture végétale uniforme, l'une dense, l'autre dispersée. Les maquis couvrent 17.54% de la superficie globale du bassin versant (tableau 2.2). Cette classe d'occupation apparait sur l'ensemble triasique (argiles à gypse, marnes et calcaires), et de grès numidien dont la majorité se trouve au Nord-Est de bassin versant (Figure 2.8). Ce sont généralement les cistes et les lentisques qui forment les espèces les plus fréquentes. Ils sont aussi observés aux alentours de Djebel Gourine et au Sud du village de Menzel Bouguetaya.

Les maquis clairs recouvrent souvent des terrains en pentes raides (>15%). Dans de telles conditions, la sensibilité des argiles gypsifères, des marnes et des calcaires est singulièrement aggravée, d'autant plus qu'il s'agit d'une lithologie très vulnérable. En effet, l'espace forestier est devenu aussi fragile qu'il représente assez souvent un secteur de parcours.

○ Les reboisements et les parcours

Les reboisements de moindre importance en étendue sont effectués sur des terrains complètement dénudés ou des forêts incendiées. Les plantations de Pin d'Alep qui dans certains secteurs ont été bien réussies. En plus, des banquettes sont utilisées aux alentours des communes de Mechroha et Menzel Bouguetaya. Les terrains de parcours sont des surfaces occupées par une végétation basse et dégradée. Ils se présentent en formations touffues, ne dépassant pas en général un mètre de haut. Ils occupent une superficie de 1.50 % de la surface totale du bassin versant. Ils sont essentiellement destinés au pâturage, occupant principalement les parties sommitales des collines, les piémonts (djebels Safiet el Aouied et Zouara) et les pieds des versants. Ces surfaces offrent un domaine favorable pour le pacage des bêtes.

○ Les terrains de cultures

Ce domaine comporte tous les terrains à vocation agricole cultivés ou laissés en jachère. Il occupe 56.46 % de la superficie totale du bassin versant. Les cultures céréalières qui associent très souvent des oliviers sur les terrains en pente (relief collinaire) exploitent une grande partie des versants marno-calcaireux et argileux très vulnérables à l'érosion hydrique (les alentours de Djebel Zouara et Djebel Bou Diss). Il s'agit bien souvent des terres abusivement défrichées. A Oued Cheham, les cultures occupent un milieu conglomératique et argileux dont les pentes sont supérieures à 12%.

○ Les terrains non occupés

Ce sont les terrains nus et urbanisés qui s'étendent sur 5.27% de la superficie totale du bassin versant.

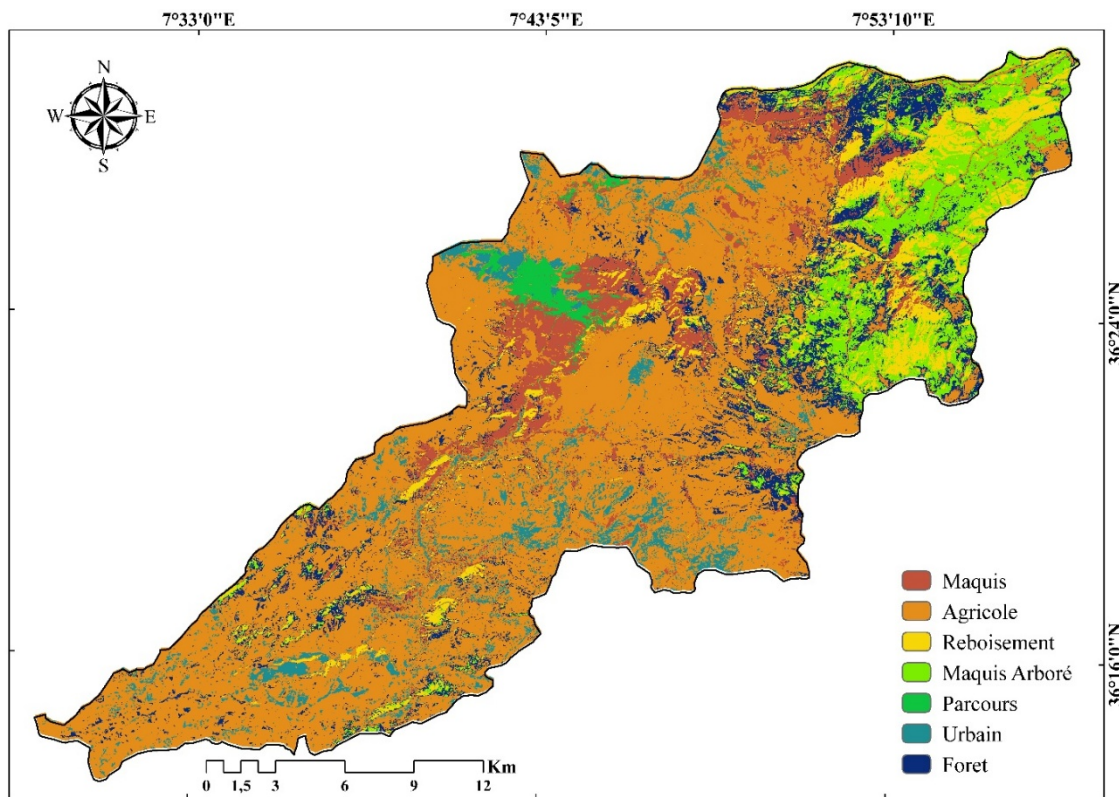


Figure 2.8. Carte d'occupation du sol de bassin de l'oued Mellah.

Le bassin de l'oued Bounamoussa :

○ **Les forêts et les maquis**

Le bassin versant de bassin de l'oued Bounamoussa est constitué par des terrains anciens recouverts d'une épaisse couche d'éboulis. La couverture végétale est dense et constituée par la forêt arbustière en majorité. Les forêts et les maquis occupent 59.61 % de la superficie totale du bassin.

○ **Les terrains de cultures**

Les sols sont en général favorables pour le développement de l'agriculture ; d'autres conditions naturelles (relief, morphologie, nature des sols...) limitent son expansion. Le relief de certaines parties du périmètre n'offre pas de bonnes conditions de drainage. Les basses plaines du littoral Nord, plus particulièrement aux plaines de Chaffia, Ain kerma, Oued Zitoune et Bouhadjar se caractérisent par la pratique de différentes cultures. Elles contiennent les meilleures terres agricoles avec les périmètres irrigués de Bounamoussa, Chaffia et Mouaissia. Dans cette zone le domaine des cultures représentent 36.93 % de la surface de bassin, où on peut le subdiviser en trois grandes classes :

1. Cultures maraichères : tomate, concombre, courgette, pastèques, melon, piment, poivre, pomme de terre et chou-fleur ;
2. Cultures Fourragères : vesce-avoine, sorgho, ray Grass, maïs, sorgho, trèfle, luzerne ...céréales d'hiver et légumes ;
3. Cultures industrielles : tabac, coton, tomates industrielles....

Mais depuis, certaines cultures sont abandonnées : coton, betterave et d'autres sont en régression (tomate industrielle).

C'est un pays de chêne- liège et de chêne-zène associés dans les lieux frais et humides au fruit et à l'orme. C'est une des rares régions d'Afrique du Nord où se reproduisent biches et cerfs.

o **Les terrains non occupés**

Ils sont représentés par les terrains nus et les d'agglomérations, avec un pourcentage de 3.47 % de la superficie totale du bassin versant.

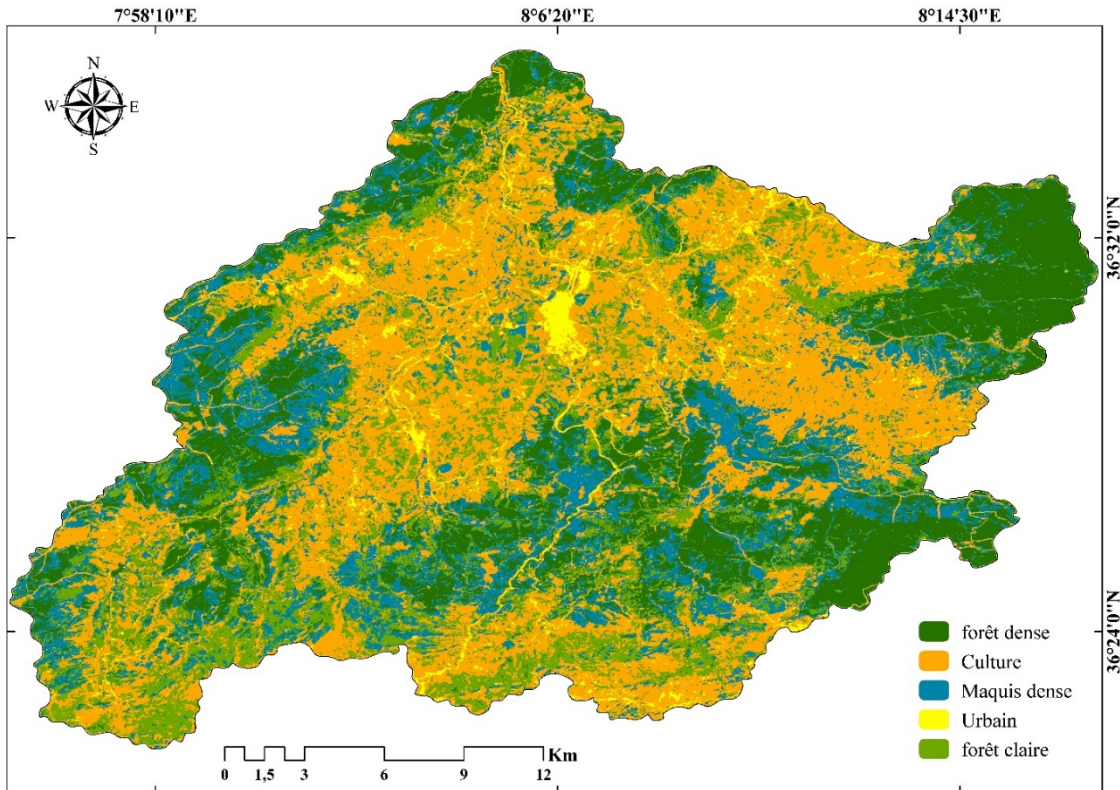


Figure 2.9. Carte d'occupation du sol du bassin de l'oued Bounamoussa.

Tableau 2.2. Distribution du couvert végétal dans les bassins versants.

Bassin	Occupation des sols	Surface (km ²)	Surface (%)
Mellah	Les maquis	45.7	8.3
	Les terrains agricoles	312.3	56.5
	Les reboisements	45.8	8.3
	Les maquis Arborés	51.3	9.3
	Les parcours	8.3	1.5
	Les zones urbaines	29.2	5.3
	Les forêts	60.5	10.9
Bounamoussa	Les forêts denses	102.6	20.6
	Terrains de Cultures	184.5	36.9
	Les maquis denses	94.1	18.8
	Les zones urbaines	17.3	3.5
	Les forêts claires	101.0	20.2

2.5. Analyse des pentes

Les pentes constituent un facteur fondamental du potentiel morphogénique des bassins versants étudiés. L'ampleur des dénivellations et la vigueur des pentes créent des conditions particulièrement propices aux transports de matière et notamment à l'érosion hydrique qui s'exprime à travers les flux solides mesurés à l'exutoire des bassins versants. Sur un versant, c'est la valeur de la pente qui va très largement conditionner les modalités et l'ampleur de la dynamique érosive. C'est ainsi qu'une très légère augmentation ou diminution de la pente sera lourde de répercussions au plan morphodynamique. De même, le ruissellement n'influence la surface topographique que lorsque la longueur des pentes est largement suffisante pour provoquer une concentration des eaux de surface.

Les cartes des pentes établies ont été faites à partir d'un modèle numérique de terrain (MNT) à l'aide des logiciels ArcGis et Global Mapper. Le modèle numérique de terrain (MNT) est une représentation de la topographie (altimétrie et/ou bathymétrie) d'une zone terrestre sous une forme adaptée à son utilisation par un ordinateur numérique (ordinateur). En cartographie, les altitudes sont habituellement représentées par des courbes de niveaux et des points de côtés. Ce modèle permet ainsi :

- de reconstituer une vue en images de synthèse du terrain,
- de déterminer une trajectoire de survol du terrain,
- de calculer des surfaces ou des volumes,
- de tracer des profils topographiques,
- d'une manière générale, de manipuler de façon quantitative le terrain étudié.

Global Mapper est un outil de visualisation capable d'afficher les images raster, les données d'altitude et les données vectorielles les plus répandues. Il permet aussi, en son sein, un accès direct à la totalité de la base de données TerraServer d'imagerie satellitaire et de cartes topographiques de l'USGS ainsi que la visualisation des données d'altitudes en vrai 3D. Ainsi un modèle numérique de terrain (MNT) peut être chargé avec une carte topographique (à l'aide de Global Mapper) pour créer une vue 3D de la carte. Le logiciel ArcGis, qui représente l'étape finale du traitement des cartes, nous a servi à élaborer les cartes des pentes (classes des pentes et surfaces), la carte altimétrique et le relief en 3D à partir du MNT et Global Mapper. Ce logiciel, considéré comme une collection intégrée et extensible de logiciels SIG professionnels, est un outil pour gérer, visualiser, interroger et analyser toutes les données disposant d'une composante spatiale à caractères géographiques. Les systèmes d'informations géographiques (SIG) intègrent de plus en plus la troisième dimension sous forme d'un MNT. Les modèles numériques de terrain trouvent son application en sciences de la terre, pour l'analyse quantitative de la morphologie, qui peut renseigner le chercheur sur la présence d'un signal tectonique, climatique ou lithologique.

Les cartes des pentes restent forcément descriptives, même si elles ont pu dégager les principales caractéristiques des bassins versants. Or, pour armer ce facteur déterminant de l'érosion, elles doivent être plus quantitatives. C'est à cet égard que nous avons procédé au calcul des pentes et leur répartition par classe. En fonction des différents processus morphogéniques analysés dans la plupart des paysages de l'extrême Nord-Est algérien, six classes figurent dans le tableau suivant :

Tableau 2.3. Classes des pentes et les différents types de processus possibles.

Classe (%)	L'oued Mellah (%)	L'oued Bounamoussa (%)	Type de processus possible
< 5	5.17	4.86	Sans mouvement de masse, ruissellement diffus
5-10	10.72	11.08	Sans mouvement de masse, ruissellement élémentaire
10-15	14.97	16.91	Solifluxion, ruissellement élémentaire
15-25	31.26	36.10	Glissement, ruissellement élémentaire
25-30	10.21	11.07	Glissement, coulée boueuse, ravinement installé
> 30	27.68	19.98	Glissement, coulée boueuse, badlands

La classe des pentes prédominante varie entre 15 et 25 % couvrant, à cet effet, plus de 31%, et 36 % de la superficie de chacun des deux bassins de l'Oued Mellah et l'Oued Bounamoussa successivement. Les pentes supérieures à 30 % semblent importantes dans les bassins versants.

La classe des pentes 25% à 30 % est présente sous forme de tâches qui touchent souvent les reliefs plus au moins élevés (Djebel Houara, Djebel Taya, Djebel Oum Settas). Au pied des hautes collines de Djebel Houara s'étendent des versants marno-calcaires de même catégorie de pente. Dans le bassin de l'Oued Bounamoussa, la classe >30% occupe d'environ 20 % de sa superficie. C'est dans la partie montagneuse du Sud du bassin que les pentes sont fortes. Par contre, dans le bassin de l'Oued Mellah, cette classe est représentée sous forme de bandes, une au Sud-Ouest suivant l'alignement Djebel Zouara-Kef Aks-Djebel Tebaga et l'autre au Nord/Nord-Ouest longeant les versants amonts de l'Oued Ghanem.

La classe des pentes 10-15% est fréquente sur les bas-versants des vallées façonnées par les cours d'eau. Sur ces surfaces, le ruissellement diffus demeure le phénomène érosif le plus dominant. Ces pentes sont surtout représentées dans le bassin de l'Oued Mellah par les formations gréseuses, gypso-argileuses et les marnes et calcaires du Sénonien supérieur. Le bassin de l'Oued Bounamoussa montre également une répartition presque analogue de ces pentes (Figure 2.10). Les valeurs de 10-15% dominent surtout dans deux secteurs que matérialisent les surfaces marno-calcaires et les grés argileux de l'Oued Guis.

La superficie des terrains en pentes situées entre 5 et 10% est presque identique dans les deux bassins et elle varie entre 10.72 % à l'Oued Mellah et 11.08 % à l'Oued Bounamoussa. Ces pentes sont représentées sur presque toute l'étendue de chacun des bassins. Les classes des pentes < 5% est pratiquement observée dans les bassins, avec un faible pourcentage presque égal à 5 % de la surface de chaque bassin. Cette classe représente essentiellement les dépôts alluvionnaires le long de l'Oued, les tabliers d'éboulis et les surfaces qui s'adoucissent annonçant des replats et des lambeaux de glacis polygéniques, situés à l'Ouest du bassin.

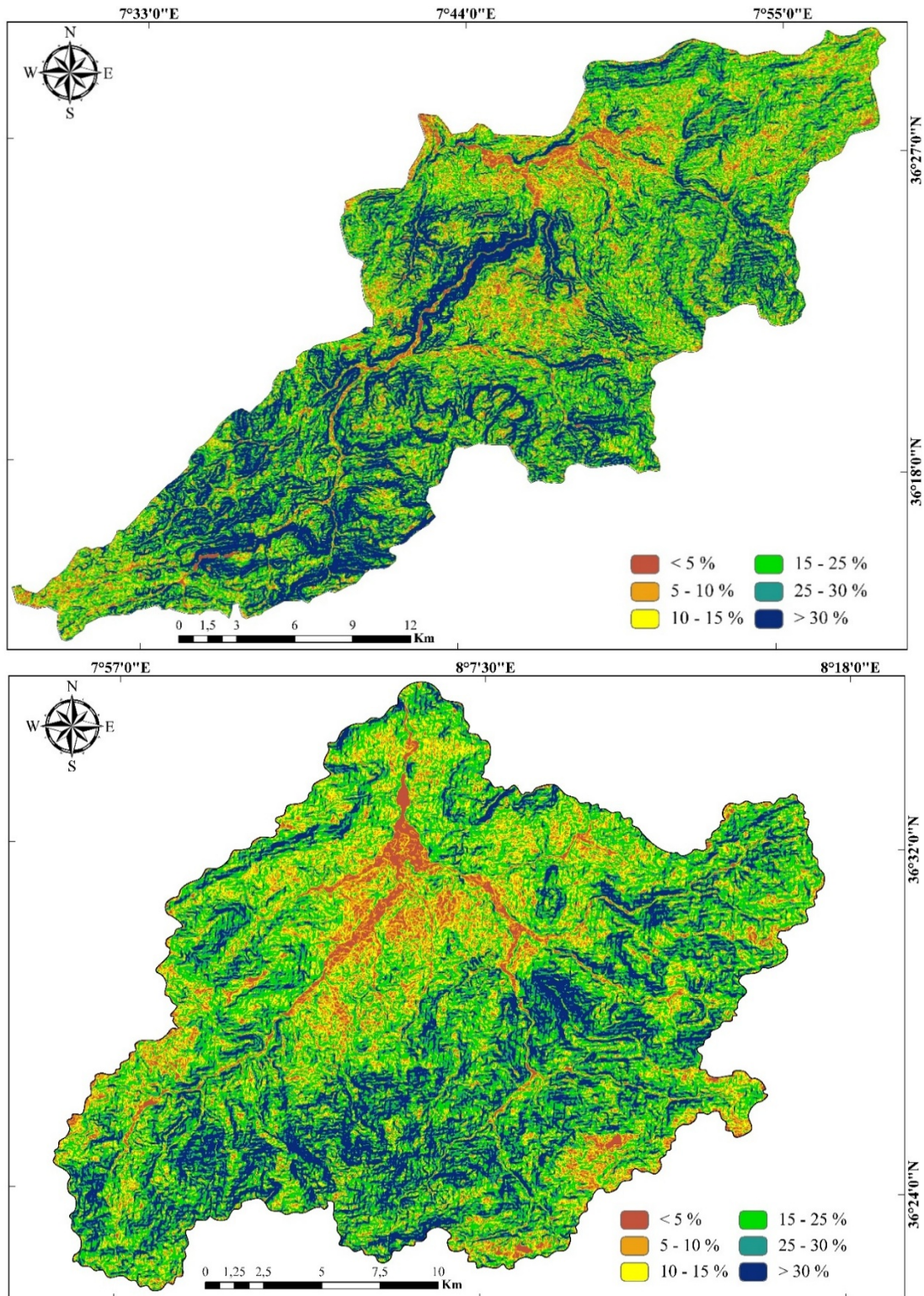


Figure 2.10. Cartes de pentes des bassins d'étude.

En conclusion, comme les paysages décrits dans le premier chapitre, l'analyse des pentes confirme bien les traits caractéristiques de milieux montagneux appartenant essentiellement aux bassins de l'Oued Mellah et l'Oued Bounamoussa. Les pentes supérieures à 15 % représentent plus de 65 % des superficies des bassins. De ce fait, les cartes des pentes et la répartition fréquentielle des valeurs mettent en évidence la grande sensibilité de ces bassins à l'érosion, surtout que plusieurs versants aux pentes fortes apparaissent dans les roches vulnérables.

2.6. Les caractères physiques et morphologiques

Cette étude s'inscrit dans le cadre général de l'influence des caractéristiques physiques et morphologiques des bassins versants sur l'écoulement (nature, forme, importance). Bien que l'étude de l'écoulement se limite aux surfaces versantes, les conclusions de ces caractères ont une portée générale.

Les géomorphologues américains (Horton, Leopold, Miller, Strahler, Schumm etc...) ont établi de nombreuses formules exprimant généralement des liaisons statistiques observées entre divers caractères morphologiques et physiques des lits et des bassins.

Afin de mieux étudier la particularité du relief d'un bassin et pour mieux appréhender son comportement hydrologique, il est impératif de connaître ses caractéristiques physico-morphologiques (forme, relief, altitude, pente, réseau hydrographique...). Ces derniers interviennent souvent d'une façon combinée dans les modalités de l'écoulement. Ces paramètres expliquent le cycle de transformation des pluies en écoulement et s'appêtent à une analyse quantifiée, donc il convient de les préciser dès le début dans toute étude.

Trois types d'indices morphométriques nous aident à expliquer le comportement hydrologique des bassins, et établir une classification de ceux-ci en fonction de leurs aptitudes vis à vis des processus morphogéniques actuels :

- Les indices de relief (hypsométrie) ;
- Les indices de taille et de forme ;
- Les indices morphométriques d'organisation du réseau hydrographique.

Les différents paramètres sont mesurés à l'aide d'outils informatiques tels que les logiciels ArcGis, Global Mapper, WMS (Water Modiling Système), et bien sûr le modèle numérique de terrain (MNT).

2.6.1. Coefficient de forme

La forme du bassin versant influence l'écoulement et l'allure de l'hydrogramme de crue à l'exutoire. Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser la forme, et aussi de comparer les bassins versants entre eux. Parmi ces indices celui de Gravelius (1861-1938), proposé en 1914 (appelé aussi : coefficient de compacité). Il se définit comme le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant la même surface. Si le périmètre du bassin est noté P et sa surface S, le coefficient de compacité s'exprime comme suit :

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi S}} = 0.28 \frac{P}{\sqrt{S}} \quad (2.2)$$

Il est égal à 1 pour un bassin de forme circulaire et croit à mesure que la déformation s'accroît.

2.6.2. Rectangle équivalent

Mis au point par Roche (1963), le rectangle équivalent permet de comparer deux bassins entre eux du point de vue de l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement. Le contour du bassin devient rectangle de même périmètre dont la longueur et la largeur seront :

➤ **Longueur du rectangle équivalent**

$$L = \frac{K_C \sqrt{S}}{1.128} \left[1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1.128}{K_C} \right)^2} \right] \quad (2.3)$$

D'où K_C est l'indice de pente de Gravelius, S est la superficie du bassin versant (Km^2).

➤ **Largeur du rectangle équivalent**

$$I = \frac{K_C \sqrt{S}}{1.128} \left[1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1.128}{K_C} \right)^2} \right] \quad (2.4)$$

Tableau 2.4. Coefficients de compacité des bassins versants.

Bassin	K_C	L(Km)	I(Km)
Mellah	1.8	75.11	9.37
Bouamoussa	1.63	62.78	10.12

A partir des résultats obtenus de l'indice de compacité de Gravelius (tableau 2.4), on conclut que les bassins versants de l'oued Mellah et Bouamoussa se caractérisent par une forme allongée.

2.6.3. Le relief

Le relief est un facteur très important, vu son influence sur le bilan hydrique et par conséquent dans l'aptitude aux écoulements, l'infiltration et l'évaporation. Il joue un rôle essentiel dans le comportement hydrologique d'un bassin. Partant de la répartition altitudinale des bassins, nous avons établi les courbes hypsométriques et les diagrammes des fréquences altimétriques.

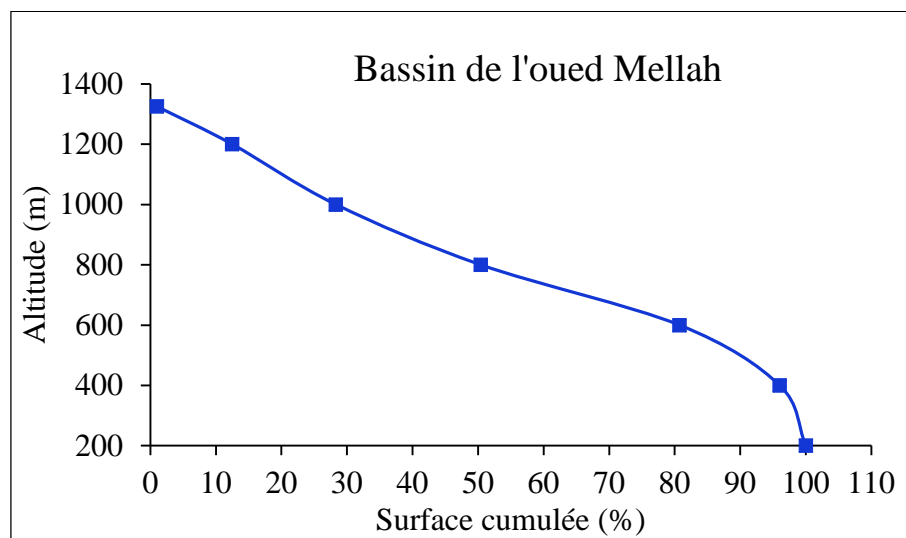
2.6.3.1. Courbe hypsométrique

Vu que la plupart des facteurs météorologiques et hydrologiques sont fonction de l'altitude, il est intéressant d'étudier l'hypsométrie du bassin versant par tranche d'altitude.

La courbe hypsométrique fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe exprime la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée. Les courbes hypsométriques demeurent un outil pratique pour comparer plusieurs bassins entre eux ou les diverses sections d'un seul bassin. Elles peuvent en outre servir à la détermination de la pluie moyenne sur un bassin versant et donnent des indications quant au comportement hydrologique et hydraulique du bassin et de son système de drainage. Le but recherché ici, est la détermination de la classe de relief, les hauteurs moyennes, la médiane et le pourcentage des aires partielles entre les différentes courbes de niveau.

Tableau 2.5. Altitudes et surfaces cumulées des bassins versants.

Bassin	Altitudes (m)	Ai (km ²)	Ai cumulée (km ²)	Ai (%)	Ai cumulée(%)
Mellah	1317-1200	5.54	5.54	1.00	1.00
	1200-1000	63.45	68.99	11.47	12.47
	1000-800	87.47	156.46	15.82	28.29
	800-600	122.10	278.56	22.08	50.37
	600-400	167.84	446.4	30.35	80.71
	400-200	84.52	530.92	15.28	96.00
	200-94	22.14	553.06	4.00	100.00
Bounamoussa	1407-1200	8.09	8.09	1.62	1.62
	1200-1000	29.73	37.83	5.95	7.57
	1000-800	81.95	119,78	16.41	23.98
	800-600	111.22	231.00	22.27	46.24
	600-400	144.75	375.74	28.98	75.22
	400-200	119.94	495.69	24.01	99.23
	200-156	3.84	499.53	0.77	100.00



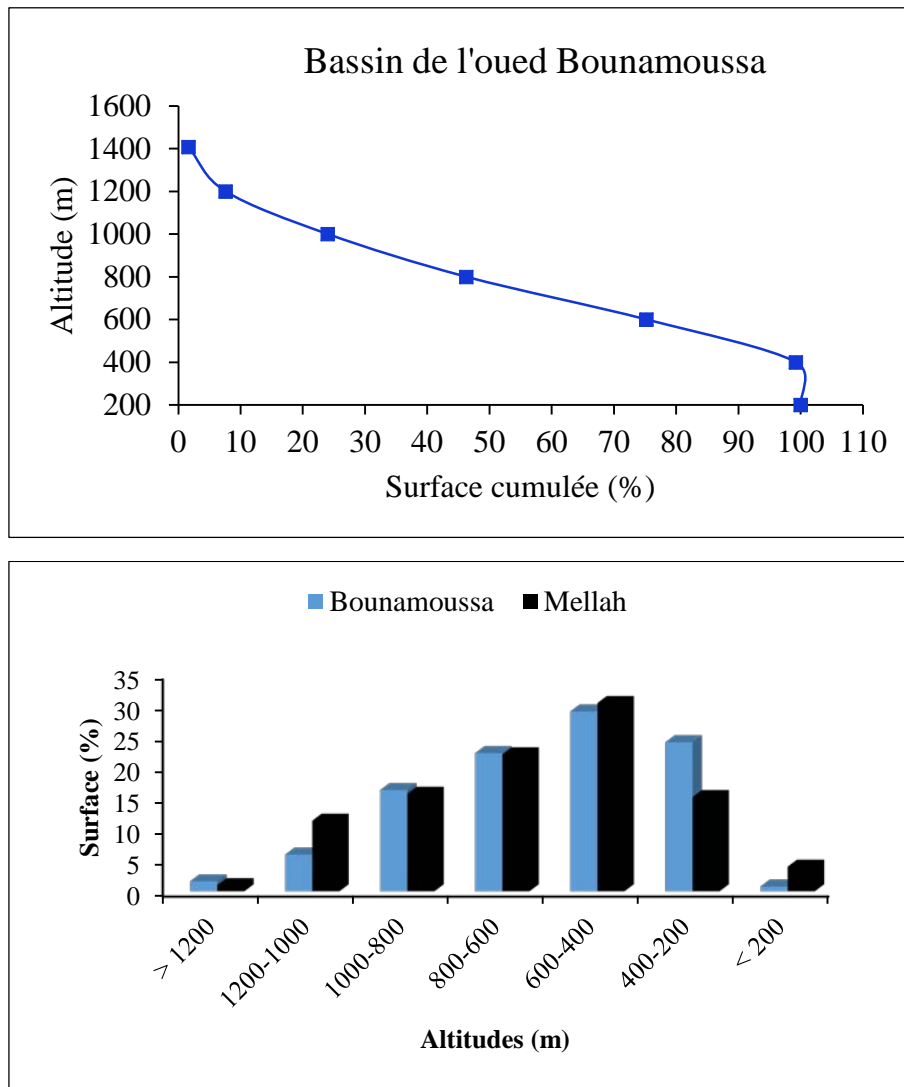


Figure 2.11. Courbes hypsométriques et histogramme des fréquences des bassins versants.

Les résultats de tableau 2.5 et les courbes hypsométriques réalisées (figure 2.11), montrent que pour le bassin de l'oued Mellah, les pentes sont faibles vers les hautes altitudes. C'est-à-dire la superficie est faible par rapport au changement d'altitude initiale, ce qui est caractéristique des bassins abrupts, donc le bassin est plus jeune. Tandis que le bassin de l'oued Bounamoussa se rapproche de l'état dit « mature », ou en équilibre du moins selon cette classification du degré d'érosion associé à l'âge du bassin. En général la forme des courbes est caractéristique des deux bassins à l'état de jeunesse allant vers l'équilibre, d'où un potentiel érosif assez important.

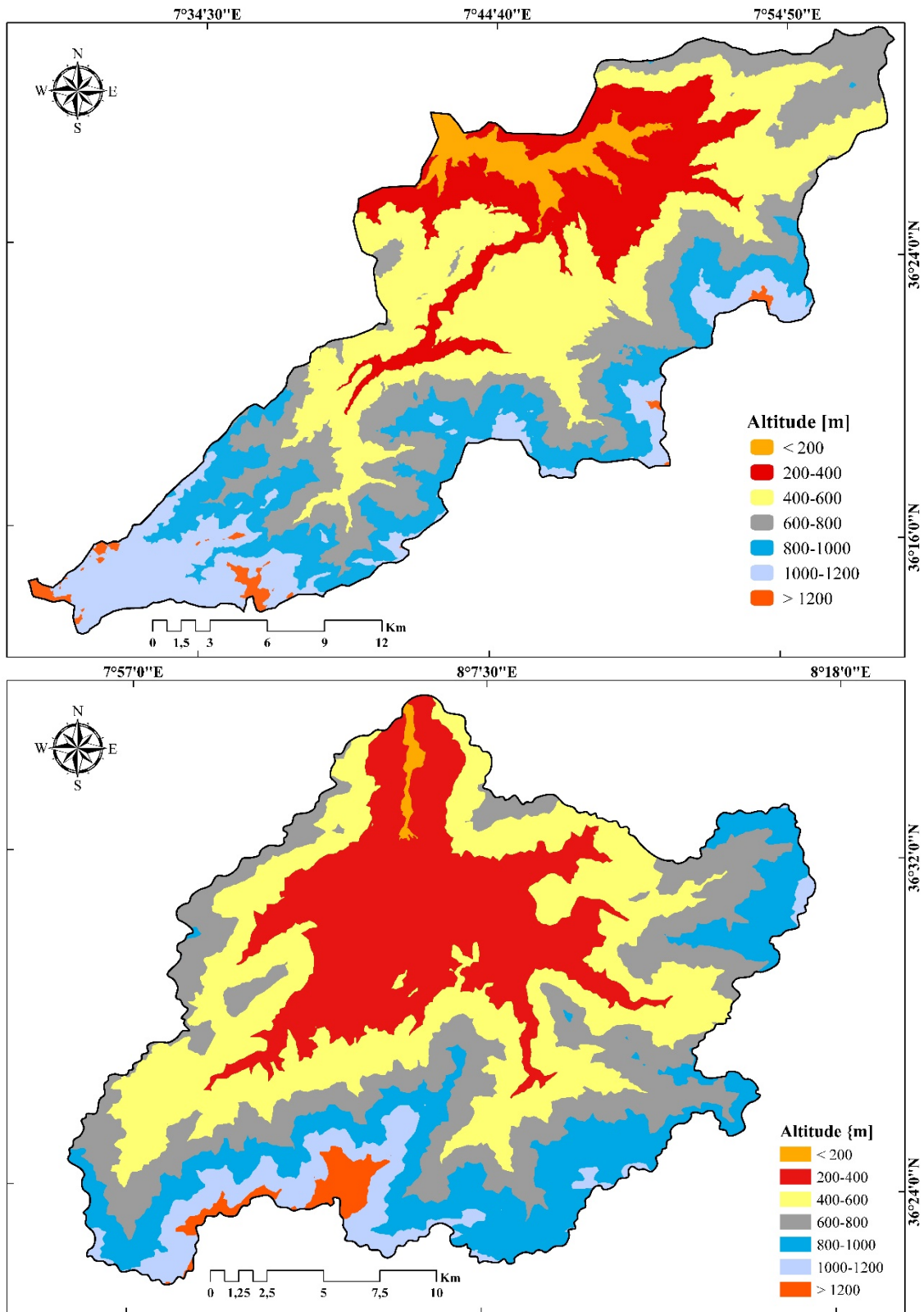


Figure 2.12. Cartes hypsométriques des bassins versants.

2.6.3.2. Indice de pente global

Cet indice permet de déduire la nature du relief en se référant à la classification de l'O.R.S.T.O.M (tableau 2.6).

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (2.5)$$

Soit D : La dénivelée ou la distance entre les altitudes qui représentent un pourcentage supérieur ou égale à 5% de la surface du bassin et celles de 95% .

$$D = H_{5\%} - H_{95\%} \quad (2.6)$$

L : longueur du rectangle équivalent.

L'indice de pente global sert aussi à classer le relief d'un bassin, mais pour permettre une comparaison plus efficace et plus poussée du bassin, du point de vue du relief. Il est impératif de passer à la notion de la dénivelée spécifique.

Tableau 2.6. Classification du relief selon I_g de l'O.R.S.T.O.M.

Relief très faible	$I_g < 0.002$ m/km
Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$
Relief assez faible	$0.00 < I_g < 0.01$
Relief modéré	$0.01 < I_g < 0.02$
Relief assez fort	$0.02 < I_g < 0.05$
Relief fort	$0.05 < I_g < 0.5$
Relief très fort	$I_g > 0.5$ m/km

L'indice de pente I_p également défini par ROCHE est calculé en appliquant la relation :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} \sum_{i=1}^n \sqrt{a_i d_i} \quad (2.7)$$

a_i : fraction de la surface totale du bassin comprise entre les côtes a_i et a_{i-1} ; fonction donnée par le tableau hypsométrique.

d_i : distance séparant deux courbes de niveau sur le rectangle équivalent.

L : longueur du rectangle équivalent.

Les valeurs de I_g et I_p sont portées au tableau suivant :

Tableau 2.7. Valeurs de I_p et I_g des bassins versants.

bassin	I_p	I_g	Relief selon I_g	D_s	Relief selon D_s
Mellah	0.45	0.012	modéré	250.48	fort
Bouamoussa	0.44	0.013	modéré	284.81	fort

Les résultats du tableau 2.7, montrent d'après la classification de l'O.R.S.T.O.M, que les valeurs de I_g ($0.01 < I_g < 0.02$) concernent les bassins de l'oued Mellah et de l'oued Bouamoussa ce qui permet de les ranger dans la classe de relief modéré.

On constate, par ailleurs, que l'ensemble des bassins se rangent dans la classe des reliefs modérés, à cause vraisemblablement de l'influence de ses surfaces. Dans le même sens, et du fait que ce genre de classement comparatif s'applique mieux à des bassins de petite taille. Nous pensons qu'il est incommode de comparer des bassins de formes différentes étant donné que l'indice de pente I_g décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente. Afin de pallier cet inconvénient I_g est corrigé de l'effet de surface par utilisation de la dénivelée spécifique.

2.6.3.3. Dénivelée spécifique DS

Puisque l'indice de pente globale décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il est donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes. La dénivelée spécifique D_s ne présente pas cet inconvénient.

$$D_s = I_g \sqrt{S} \quad (2.7)$$

D'après la classification de l'O.R.S.T.O.M. (tableau 2.8), La dénivelée spécifique des bassins étudiés se trouve dans la classe ($250 < D_s < 500$), donc Relief fort.

Les valeurs de D_s traduisent le volume montagneux dans les bassins versants, la forte incision des reliefs. La dénivelée spécifique apparaît donc comme une correction de la dénivelée simple par application d'un coefficient qui dépend de la forme du bassin, ce qui donne la possibilité de comparaison entre ses valeurs pour différents bassins.

Tableau 2.8. Classification du relief selon D_s .

Relief très faible	$D_s < 10$ m
Relief faible	$10 < D_s < 25$
Relief assez faible	$25 < D_s < 50$
Relief modéré	$50 < D_s < 100$
Relief assez fort	$100 < D_s < 250$
Relief fort	$250 < D_s < 500$
Relief très fort	$D_s > 500$ m

2.6.3.4. Coefficient orographique

L'orographie définit un gradient pluviométrique et thermique, d'où chaque bassin est caractérisé par la répartition altitudinale de son impluvium. Le coefficient orographique exprime le rapport de la différence entre l'altitude moyenne et minimale à la superficie totale du bassin. Il est exprimé par la formule suivante :

$$C_o = H_{\text{moy}} \times \tan \alpha \quad (2.8)$$

$$\text{D'où } \tan \alpha = \frac{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}{A}, \quad \text{et} \quad H_{\text{moy}} = \sum \frac{a_i \times h_i}{A}$$

Avec H_{moy} : altitude moyenne (m) ;

H_{min} : altitude minimale (m) ;

a_i : aire comprise entre deux courbes de niveau (km^2) ;

h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m) ;

A : surface totale du bassin (km^2).

Ce coefficient reflète l'énergie d'une morphométrie favorable ou défavorable à l'érosion. Il est donc un indicateur de l'intensité des processus de l'érosion opérant sur les bassins dont il mesure la raideur générale. Ce coefficient est vraisemblablement analogue au relief ratio proposé par Melton (1957). Les valeurs du coefficient orographique trouvées dans les bassins Mellah et Bounamoussa sont respectivement de 1660 et 1553.

2.6.3.5. Intégrale hypsométrique

L'intégrale hypsométrique permet de calculer la masse actuelle du relief qui n'est pas encore consommée par l'érosion. L'intégrale hypsométrique est donc définie à partir de la formule de Pike et Wilson (1971) :

$$HI = \frac{H_{\text{moy}} - H_{\text{min}}}{H_{\text{max}} - H_{\text{min}}} \times 100 \quad (2.9)$$

Les résultats trouvés montrent que pour l'oued Mellah l'intégrale hypsométrique est de 74.66, et 64.45 pour l'oued Bounamoussa.

2.6.4. Réseau hydrographique

Le réseau hydrographique se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin. Il peut prendre une multitude de formes. La caractérisation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux.

- **La géologie** : par sa plus ou moins grande sensibilité à l'érosion, la nature du substratum influence la forme du réseau hydrographique. Le réseau de drainage n'est habituellement pas le même dans une région où prédominent les roches sédimentaires, par comparaison à des roches ignées. La structure de la roche, sa forme, les failles, les plissements, forcent le courant à changer de direction.
- **Le climat** : le réseau hydrographique est dense dans les régions montagneuses très humides et tend à disparaître dans les régions désertiques.
- **La pente du terrain**, détermine si les cours d'eau sont en phase érosive ou sédimentaire. Dans les zones plus élevées, les cours d'eau participent souvent à l'érosion de la roche sur laquelle ils s'écoulent. Au contraire, en plaine, les cours d'eau s'écoulent sur un lit où la sédimentation prédomine.
- **La présence humaine** : le drainage des terres agricoles, la construction de barrages, l'endiguement, la protection des berges et la correction des cours d'eau modifient continuellement le tracé original du réseau hydrographique.

Les réseaux hydrographiques des bassins ont été réalisés à la base de MNT (modèle numérique de terrain) de 30 m de résolution, qui permet de reproduire le chevelu hydrographique, avec ses ordres. Les paramètres importants qui régissent le régime hydrologique d'un cours d'eau sont : la densité de drainage (Dd), le rapport de confluence (Rc) et le rapport des longueurs (RL).

Tableau 2.9. Données sur le réseau hydrographique des bassins-versants aux stations hydrométriques d'après Cahiers de l'A.B.H.-C.S.M., (1999).

bassin	Oued	Longueur (km)
L'oued Mellah	Oued Maaza	17.83
	Oued Bou Rdine	17.65
	Oued Ranem	15.94
	Oued Zouara	10.11
	Oued Cheham	14.12
	Oued Rhirane	11.14
L'oued Bounamoussa	Oued Soudan	14.75
	Oued Guis	5.70
	Oued Makkous	7.5
	Oued irouk	13.75
	Oued Bou Ghatta	5.48
	Oued Oum Tben	6.95
	Oued Zitoune	7.7
	Oued El K'bir	36.85
	Oued Bou Hadjar	12.15
	Oued Bounamoussa	17.05

2.6.4.1. Densité de drainage D_d

Elle est déterminée comme étant le rapport entre la longueur totale des cours d'eau de tout ordre L_i sur la surface du bassin versant S .

$$D_d = \frac{\sum_{i=1}^n L_i}{S} \quad (2.10)$$

Où D_d est la densité de drainage en (km/km²), L_i est la Somme des longueurs de tous les thalwegs y compris le thalweg principal, et S est la superficie du bassin versant.

Les valeurs des densités de drainage obtenues sont 0.82 et 0.55 km/km², pour les bassins versants de l'oued Mellah et Bounamoussa respectivement. D'après Ces résultats on peut déduire que les bassins versants sont en général assez bien drainés. Ainsi l'importance du drainage est due principalement à la nature des formations qui forment les deux bassins, aux pentes assez fortes d'une part et d'autre part au régime climatique, caractérisé par ses pluies irrégulières et violentes.

2.6.4.2. Fréquence des talwegs

Selon le schéma de Strahler, adopté dans cette étude, un cours d'eau qui n'a pas d'affluent se voit attribuer la valeur 1. Puis, le calcul de la valeur de chaque cours d'eau se fait d'une manière que chaque cours d'eau d'ordre $n+1$ est issu de la confluence de deux cours d'eau d'ordre n , et ainsi de suite. L'ordre de Strahler d'un bassin versant est l'ordre du cours d'eau principal à l'exutoire.

Cette classification du réseau hydrographique permet d'avoir une idée sur plusieurs caractéristiques de ce dernier. D'abord, sa vieillesse (plus un réseau est vieux, plus il est ramifié, plus son ordre de Strahler est grand). Ensuite, la perméabilité des roches sur lesquelles il repose (une roche très perméable permet à l'eau s'infiltrer, et donc moins de ruissellement à sa surface ; le réseau est moins ramifié et son ordre de Strahler est donc plus petit que s'il se trouvait sur une roche

imperméable). Enfin sa densité, donc son ordre, est influencé par l'abondance des pluies, et la pente du terrain.

A partir de cette classification vient la notion de fréquence des talwegs qui est le rapport du nombre total des talwegs d'ordre 1 à la superficie du bassin versant en Km². Il s'agit évidemment d'un paramètre qui rend compte d'un effet de densité en nombre, certainement comparable à l'effet de densité en longueur que représente Dd. Ce paramètre morphométrique explique mieux l'intensité de l'érosion linéaire.

$$F_1 = \frac{N_1}{A} \quad (2.11)$$

Les valeurs de F1 sont 5.52 Pour le bassin de l'oued Mellah, et 3.34 pour le bassin de l'oued Bounamoussa. Les figures suivantes représentent les chevelus des bassins versants.

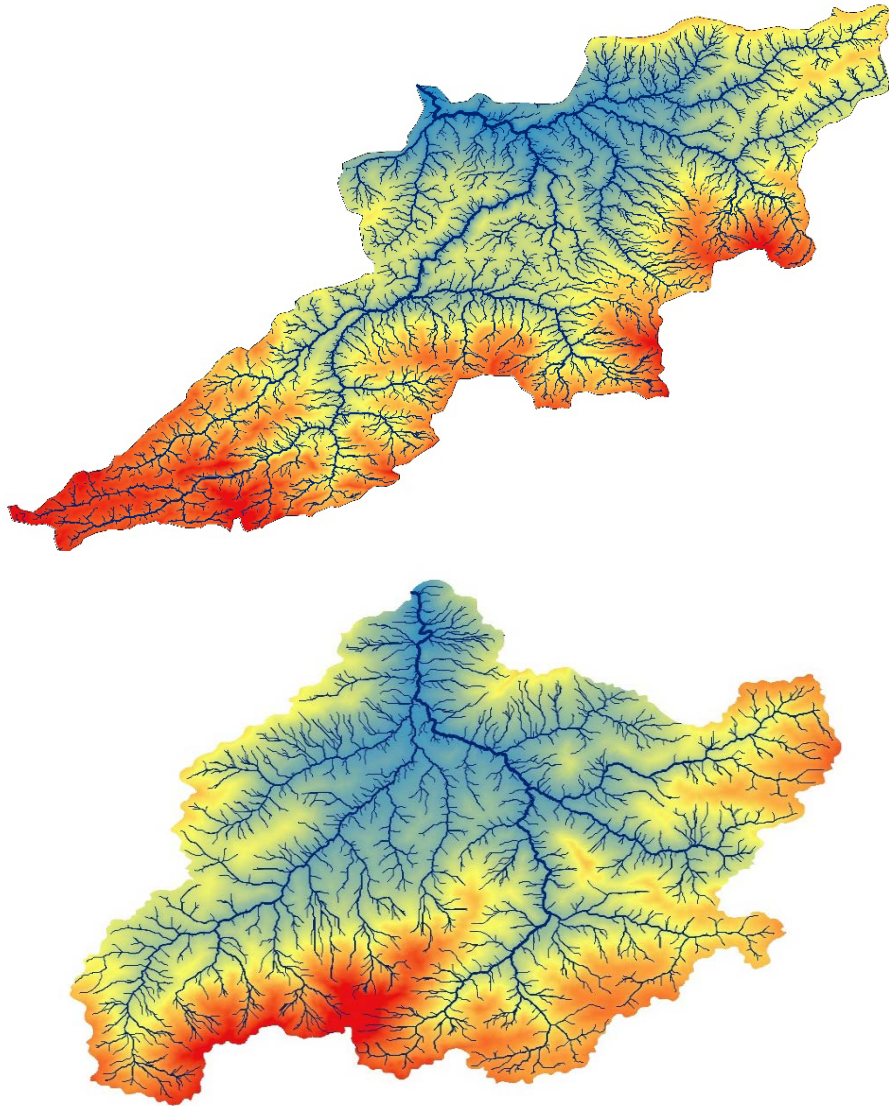


Figure 2.13. Chevelus hydrographiques des bassins versants.

2.6.4.3. Rapport de confluence

Le rapport de confluence est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. Il varie suivant l'ordre considéré. C'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre. Selon Strahler (1964), ce rapport varie de 3 à 5 pour une région où la géologie n'a aucune influence. D'après les résultats obtenus (1.9 pour l'oued Mellah, et 2.04 pour l'oued Bounamoussa), On remarque que les rapports de confluence rencontrés sur les bassins sont proche de 2, et Si l'on admet que, pour un bassin parfaitement organisé $R_c = 2$; donc les deux bassins sont bien hiérarchisés.

Il est défini par :

$$R_c = \frac{N_n}{N(n+1)} \quad (2.12)$$

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

2.6.4.4. Rapport des longueurs

C'est le rapport de longueur des cours d'eau d'ordre $N+1$, par celle des cours d'eau d'ordre N . il se définit par la formule suivante :

$$R_L = \frac{L_{(N+1)}}{L_N} \quad (2.13)$$

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

Les rapports de longueur des bassins sont 0.54 pour l'oued Mellah et 0.51 pour l'oued Bounamoussa.

2.6.4.5. Coefficient de torrentialité

C'est le produit de la densité de drainage par la fréquence de thalwegs élémentaires.

$$C_t = D_d \frac{N_1}{S} \quad (2.14)$$

C_t : coefficient de torrentialité ;

D_d : densité de drainage en km/km^2 ;

N_1 : nombre de thalwegs d'ordre « 1 » ;

S : surface du bassin versant.

On en déduit que cet écoulement est assez fort et il peut s'expliquer par les fortes pentes caractérisent le bassin versant.

2.6.4.6. Temps de concentration

Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique, et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage. Le temps de concentration T_c , caractérise en partie la vitesse et l'intensité de la réaction du bassin versant à une sollicitation des précipitations, est influencé par diverses caractéristiques morphologiques : en premier lieu, la taille du bassin (sa surface), sa forme, son élévation, sa pente et son orientation. A ces facteurs s'ajoutent encore le type de sol, le couvert végétal et les caractéristiques du réseau hydrographique. Ces facteurs, d'ordre purement géométrique ou physique, s'estiment aisément à partir de cartes adéquates ou en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques.

Le temps de concentration des eaux sur un bassin versant est défini comme la durée nécessaire à une goutte d'eau pour parcourir le chemin hydrologique entre un point le plus éloigné du bassin versant et l'exutoire.

Calcul du temps de concentration par la formule de GIANDOTTI :

$$T_c = \frac{4\sqrt{S} + 1.5 L_p}{0.8\sqrt{H_{moy} - H_{min}}} \quad (2.15)$$

S : surface de bassin versant [km²] ;
 L_p : longueur de talweg principale [km] ;
 H_{moy} : Altitude moyenne [m] ;
 H_{min} : Altitude minimale [m].

Tableau 2.10. Valeurs des coefficients de torrentialité et les temps de concentrations des bassins versants.

bassin	Densité de drainage Dd [km/km ²]	Coefficient de torrentialité Ct	Temps de concentration Tc [h]
Mellah	0.82	0.30	7.33
Bouamoussa	0.55	0.22	6.19

Les résultats des caractéristiques morphométriques, montrent que la densité de drainage est assez importante, de plus le coefficient de torrentialité semble assez élevé ceci est due certainement au nombre considérable de talwegs de premier ordre. Quant au temps de concentration, il semble important (long) puisque le temps qu'a mis une goutte d'eau pour arriver au point le plus éloigné de l'exutoire est 7.33 heures pour Mellah et 6.19 heures pour Bouamoussa. Ceci, explique la complication des chenaux qui traversent les différentes structures et la forme allongée des bassins versants.

La valeur élevée du coefficient de torrentialité (tableau 2.10) correspond au bassin de l'oued Mellah issu d'un secteur montagneux et pluvieux. Par contre, la basse valeur correspondant au bassin de Bouamoussa, est liée probablement à la faiblesse des précipitations, ou encore à la forte perméabilité des formations lithologiques.

L'examen du même tableau, montre aussi que le temps de concentration des eaux est non seulement fonction de la surface mais aussi d'autres paramètres tels que la lithologie, la pluviométrie et le relief. En effet, deux bassins ayant la même superficie ne se comportent pas forcément de la même façon.



CHAPITRE 3.
ANALYSE CLIMATIQUE ET HYDROLOGIQUE

Chapitre 3. Analyse climatique et hydrologique

3.1. Analyse climatologique

L'étude climatologique joue un rôle très important dans le comportement hydrologique des cours d'eau. Les précipitations qui constituent le facteur essentiel du climat interviennent par leur hauteur d'eau et marquent ainsi l'abondance pluviale annuelle et saisonnière. Les totaux journaliers permettent quant à eux de distinguer les averses génératrices des crues. Ainsi, le milieu physique est particulièrement sensible aux oscillations pluviométriques qui peuvent être très intenses et surtout brusques au cours de certaines périodes de l'année. Le volume et l'intensité des pluies jouent un rôle important dans le processus d'érosion par la suite de leur effet sur la dynamique de détachement des particules de leur emplacement d'origine.

Les précipitations elles-mêmes peuvent être effectuées dans leur occurrence par l'effet combiné des autres paramètres physiques et climatiques telles que les températures et l'évapotranspiration. Mais, contrairement aux paramètres physiques permettant une interprétation seulement qualitative du comportement hydrologique des bassins, les précipitations et les facteurs climatiques dans leur ensemble, variables aléatoires dans le temps et l'espace, permettent d'expliquer quantitativement les variations des composantes du régime hydrologique dans sa conception la plus large. Ainsi, ce chapitre est consacré à l'étude du climat des bassins versants étudiés.

Devant le manque d'informations concernant les bassins étudiés et les séries de mesure disponibles très limitées dans le temps, la tâche s'annonce très onéreuse. Toutefois, afin de faire ressortir les caractères généraux du climat Méditerranéen des bassins, ses nuances spatiales et ses irrégularités temporelles, on se sert de documentations disponibles à l'aide, d'outils statistiques et de la télédétection et SIG. 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 des oueds.

3.1.1. Précipitations

Pour caractériser le climat de la zone d'étude, on s'est basé sur 14 stations pluviométriques comportant de longues séries de données s'étalant de 1970/71 à 2011/12. Ces séries ont l'intérêt de permettre la confrontation avec l'écoulement correspondant afin de dégager une étude hydro-pluviométrique et estimer la lame d'eau moyenne tombée sur les bassins. Quelques stations sont situées à l'intérieur des bassins, et d'autres au voisinage. Le nombre de stations à l'intérieur est satisfaisant, mais il est en réalité très faible en comparaison avec la superficie globale des deux bassins (environ 1053 km²). Il représente une moyenne d'un poste pour 263 km² environ. Ce sous équipement est encore aggravé par une forte disparité géographique du réseau, certaines parties montagneuses des bassins sont dépourvues de postes pluviométriques.

Le nombre élevé des lacunes aux échelles mensuelle et annuelle, le manque de fiabilité de certaines données statistiques et la faible densité du réseau d'observations météorologiques, ont été à l'origine d'une analyse des aspects fondamentaux du climat Méditerranéen des bassins versants à partir des documentations collectées des différentes agences.

Pour résoudre ce problème de fiabilité des données, l'emploi d'outils statistiques et graphiques est nécessaire pour contrôler la qualité des échantillons pluviométriques et déceler l'anomalie qui pourrait les affecter en vue de leur homogénéisation. Cette dernière opération est indispensable si l'on veut déterminer de façon plus ou moins précise les caractéristiques des précipitations [Bouanani](#)

[2006]. La reconstitution des données manquantes dans les stations lacunaires est entreprise par la méthode de la corrélation linéaire, ce qui contribue à améliorer la cartographie des isohyètes. Néanmoins, une objection s'impose quant au caractère théorique des résultats, du fait qu'il n'est parfois pas tenu compte des réalités du terrain, notamment de l'effet déterminant du relief (altitude, exposition, éloignement par rapport à la mer...).

A l'échelle des deux bassins, certaines stations de référence telle que Chaffia, Bouchegouf, et Machroha ont été choisies au titre de la série 1970/71-2011/2012, chacune d'entre elles servira de base de comparaison à un groupe de postes se trouvant dans des conditions climatiques comparables. Bien que la notion de la moyenne pluviométrique estompe la réalité des faits climatiques, notamment en domaine Méditerranéen, sa connaissance demeure nécessaire pour aborder l'étude de l'abondance des cours d'eau et surtout la détermination du bilan moyen annuel de l'écoulement. Elle permet également de cerner la variabilité des pluies sur de longues périodes d'observation, néanmoins, cette variabilité doit être précisée par des moyens statistiques qui permettent de lier les hauteurs précipitées à leur durée de récurrence Bouanani [2006]. Le tableau suivant représente les caractéristiques des stations pluviométriques utilisées dans cette étude.

Tableau 3.1. Caractéristiques des stations pluviométriques.

Station	Code station	X (Degré Décimale)	Y (Degré Décimale)	Z(m)
Chaffia	031501	8 ° 2 ' 16.56 "	36 ° 36 ' 43.66 "	170
Asfour	031502	7 ° 58 ' 35.55 "	36 ° 40 ' 12.26 "	16
Bouhadjar	031503	8 ° 6 ' 34.12 "	36 ° 30 ' 16.8 "	300
Ain Seynour	120103	7 ° 52 ' 19.32 "	36 ° 19 ' 13.93 "	830
Machroha	140502	7 ° 50 ' 30.26 "	36 ° 21 ' 7.48 "	750
Bouchegouf	140505	7 ° 42 ' 35.16 "	36 ° 27 ' 23.02 "	110
Boukhamousa	140601	7 ° 45 ' 0.41 "	36 ° 34 ' 42.16 "	9
Khmissa	120104	7 ° 39 ' 24.33 "	36 ° 11 ' 16.34 "	900
Cheikh Abdallah	120113	7 ° 47 ' 0.23 "	36 ° 14 ' 36.67 "	700
Hammam N'bail	140503	7 ° 38 ' 42.8 "	36 ° 19 ' 25.5 "	460
Ain Makhlouf	140205	7 ° 14 ' 29.4 "	36 ° 13 ' 58.27 "	520
Ain Assel	031601	8 ° 21 ' 51.43 "	36 ° 46 ' 0.3 "	35
Roum El Souk	031602	8 ° 28 ' 57 "	36 ° 46 ' 33.6 "	150
Ain Kerma	031604	8 ° 11 ' 52.87 "	36 ° 35 ' 14.43 "	280

3.1.2. Variabilité des précipitations

L'étude des précipitations est d'une importance capitale, car elle constitue l'élément de base pour notre étude. Pour les bassins versants, la répartition des précipitations est assez irrégulière. On note cependant l'échelonnement nettement délimité, des précipitations qui varient avec l'altitude (figure 3.1). Les pluviomètres donnent des indications ponctuelles sur la quantité d'eau tombée, et ne peuvent pas forcément représenter les conditions pluviométriques exactes d'une grande surface Krimil [2009]. C'est pourquoi, la détermination de la précipitation moyenne sur un bassin versant est une opération relativement délicate.

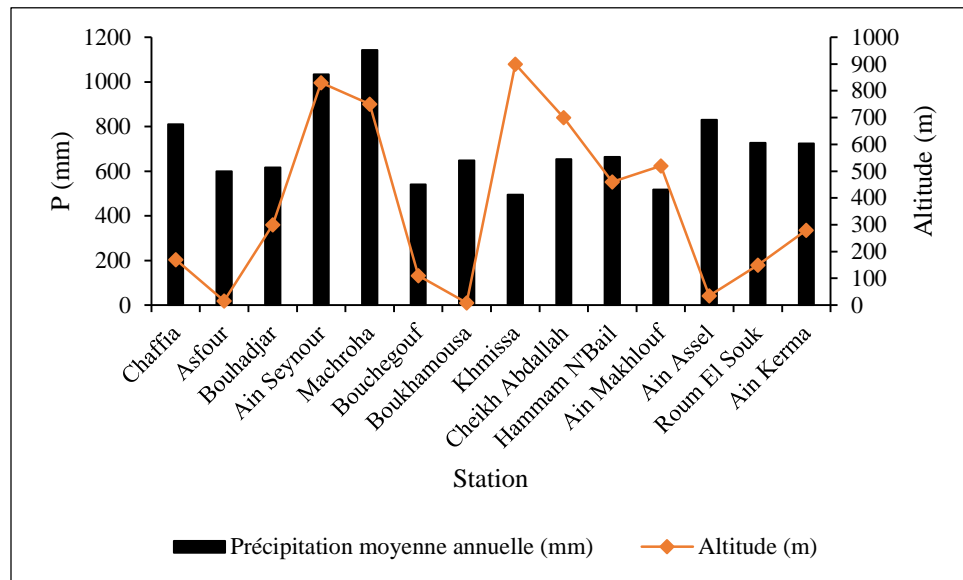


Figure 3.1. Précipitations annuelles en fonction des Altitudes.

3.1.2.1. Précipitations moyennes annuelles

Pour les stations qui couvrent la zone des deux versants étudiés, la moyenne annuelle varie entre 494.67mm et 1142.71 mm enregistrées respectivement aux niveaux des stations Khmissa (la zone la moins arrosée), et Machroha (la zone la plus arrosée).

Plusieurs méthodes usuelles permettent de calculer la hauteur des précipitations tombée sur un bassin versant [Charles Perrin \[2000\]](#) ; [Khentouche \[2004\]](#) ; [Mouchara \[2009\]](#).

3.1.2.1.1. Moyenne arithmétique

Cette méthode simple, mais néanmoins assez grossière consiste à calculer la moyenne arithmétique des hauteurs des précipitations relevées au cours du même intervalle de temps au diverses stations de mesure du bassin. Cette méthode reste peu précise car en l'absence de points d'observation suffisamment nombreux, on risque de donner trop d'importance aux valeurs extrêmes, car la répartition des stations n'est pas homogène sur l'ensemble des bassins, de ce fait la variation des précipitations d'une station à l'autre reste importante.

$$\bar{P} = \frac{\sum P_i}{N} \quad (3.1)$$

P_i : Précipitation moyenne à la station i en (mm).

N : Nombre de station d'observation.

Cette méthode ne reflète pas souvent la quantité réelle des pluies qui se sont abattues sur la totalité des bassins versants, pour cela on a recours à d'autres méthodes plus fiables.

3.1.2.1.2. Méthode des isohyètes

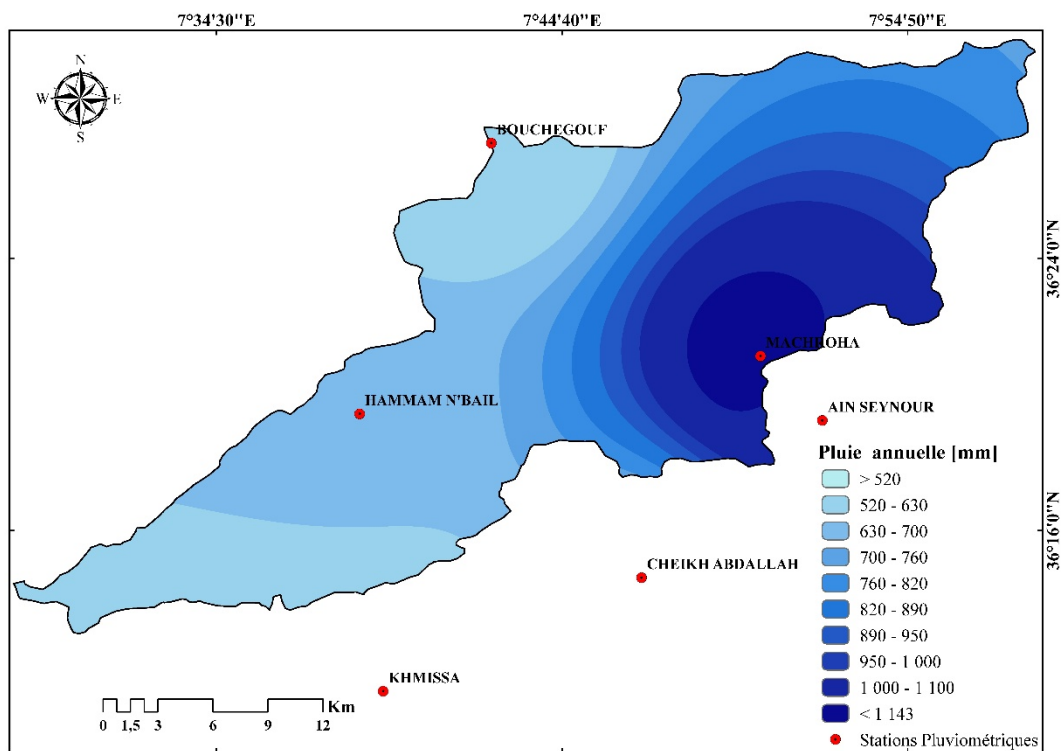
Une courbe isohyète est l'ensemble des points sur lesquels est tombée la même hauteur de pluie pendant une période déterminée. Pour pouvoir tracer les isohyètes avec un maximum d'exactitude, il faut que le réseau pluviométrique soit très dense, en couvrant toute la superficie des bassins. La pluie moyenne sur la surface S est donnée par la moyenne pondérée.

$$\bar{P} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i P_i}{S_T} \quad (3.2)$$

Les cartes isohyètes (figure 3.2) sont tracées en effectuant un krigeage par l'utilisation de l'outil ArcGis 10.4. Parmi les deux méthodes, on retient la méthode des isohyètes en raison de sa précision, relativement acceptable, pour évaluer la moyenne de chaque bassin versant. Les valeurs obtenues des précipitations moyennes sont illustrées dans le tableau qui suit :

Tableau 3.2. Précipitations moyennes annuelles des deux bassins versants en mm.

Bassin	Moyenne arithmétique (mm)	Méthode des isohyètes (mm)
Mellah	728.11	841.91
Bounamousa	760.65	817.32



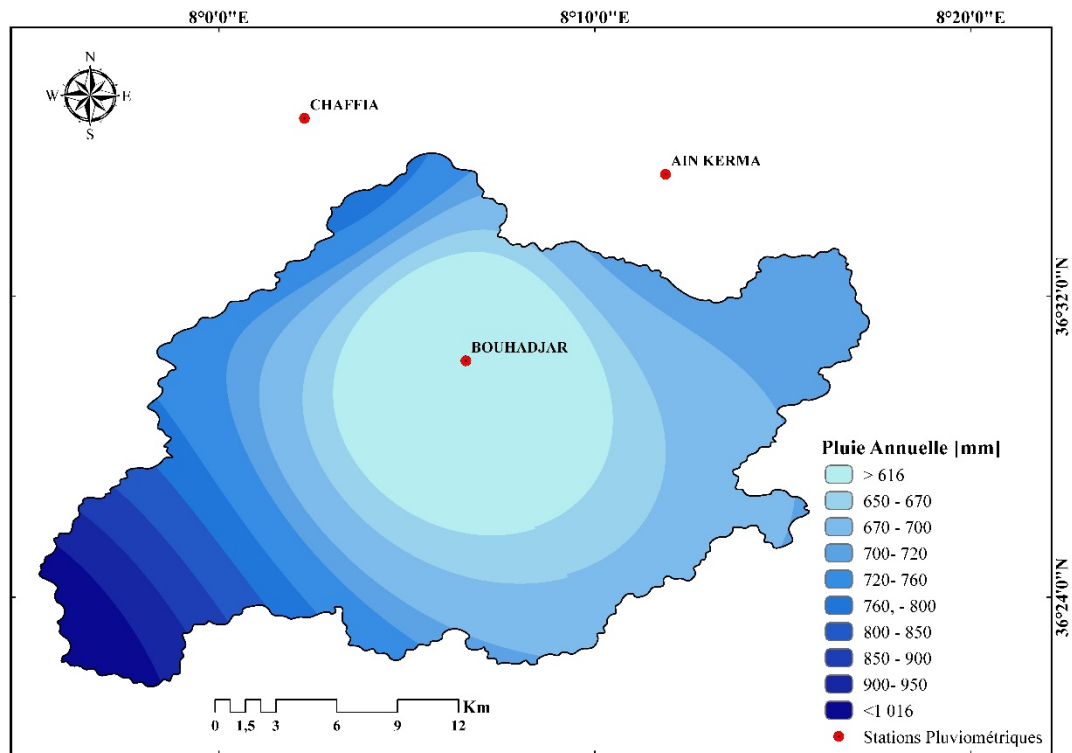


Figure 3.2. Carte en isohyète des bassins versants.

Tableau 3.3. Caractéristiques des précipitations annuelles des stations pluviométriques des bassins versants.

Stations	Moyenne Annuelle (mm)	Max [année]	Min [année]	Nbre d'années > moy	PM/Pm
Chaffia	809	1261 [86-87]	439 [96-97]	23	2.87
Asfour	599	1033 [86-87]	299 [87-88]	20	3.46
Bouhadjar	616	1165 [97-98]	125 [93-94]	15	9.26
Ain Seynour	1034	1524 [02-03]	617 [96-97]	16	2.47
Machroha	1142	2105 [11-12]	298 [86-87]	17	7.05
Bouchegouf	541	884 [02-03]	279 [73-74]	19	3.17
Boukhamousa	648	978 [98-99]	380 [87-88]	20	2.57
Khmissa	494	844 [01-02]	244 [93-94]	20	3.45
Cheikh Abdallah	653	1443 [02-03]	280 [05-06]	16	5.15
Hammam N'bail	664	1144 [98-99]	246 [82-83]	20	4.64
Ain Makhlouf	516	1071 [97-98]	102 [95-96]	19	10.41
Ain Assel	829	1225 [02-03]	452 [96-97]	24	2.71
Roum El Souk	727	1169 [86-87]	160 [94-95]	23	7.27
Ain Kerma	724	1172 [90-91]	202 [85-86]	23	5.79

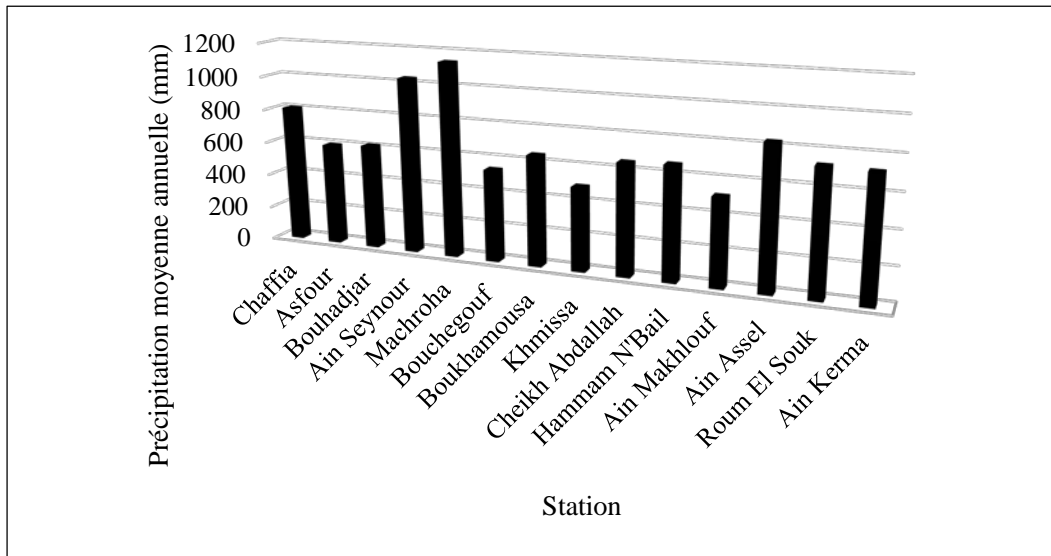
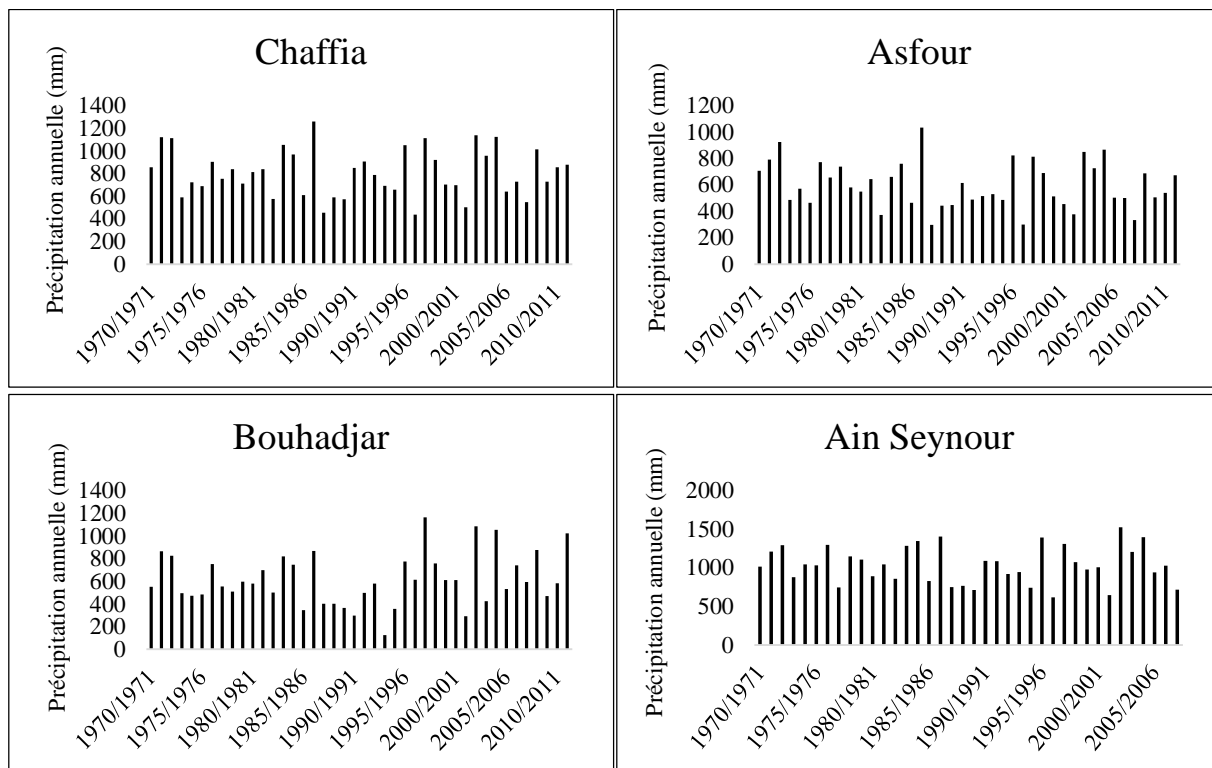
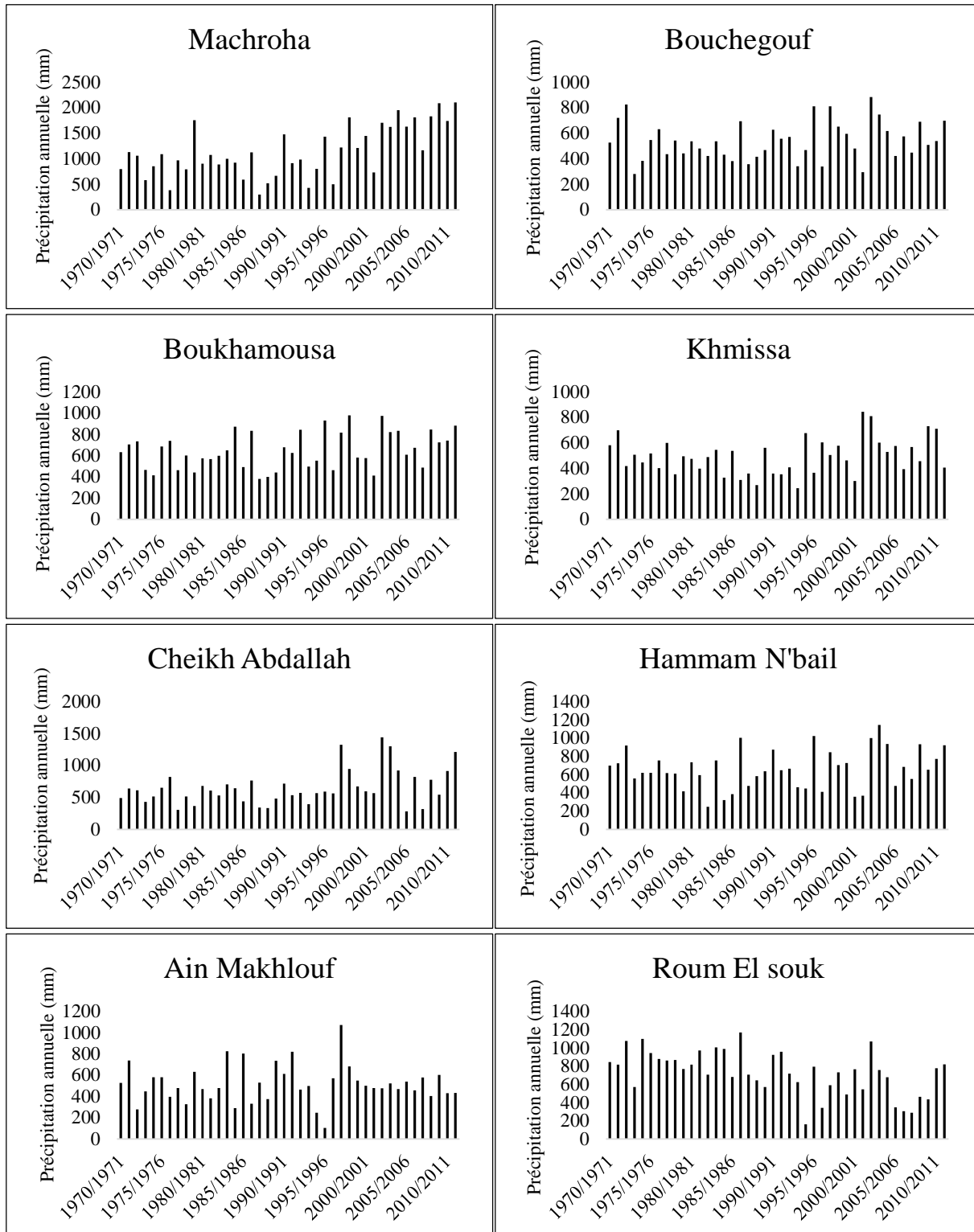


Figure 3.3. Hauteurs des précipitations moyennes annuelles des stations pluviométriques des bassins versants.





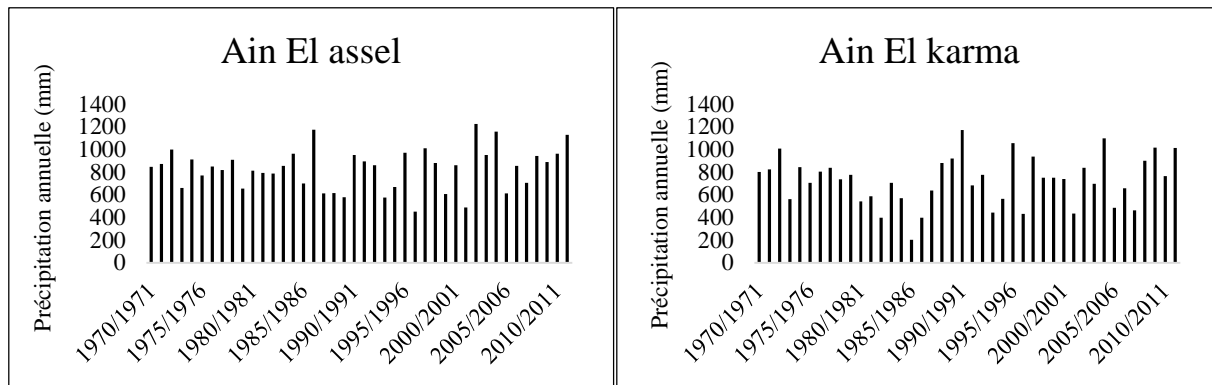


Figure 3.4. Histogrammes caractéristiques des précipitations annuelles de chaque station pluviométrique.

3.1.2.2. Variation de la pluviométrie saisonnière

L'étude de la répartition saisonnière des précipitations nous montre que l'hiver est la saison pendant laquelle sont enregistrées les plus grandes quantités de pluie avec un pourcentage qui varie entre 36.61 et 44.38 %, des précipitations moyennes annuelles. L'Automne et le Printemps sont deux saisons presque similaires avec des pourcentages compris entre 20.24-31.10 et 23.71-35.77 % respectivement. Tandis que la saison d'été est la moins pluvieuse, dont le pourcentage de précipitations atteint un minimum de 2.54 %. (figure 3.5).

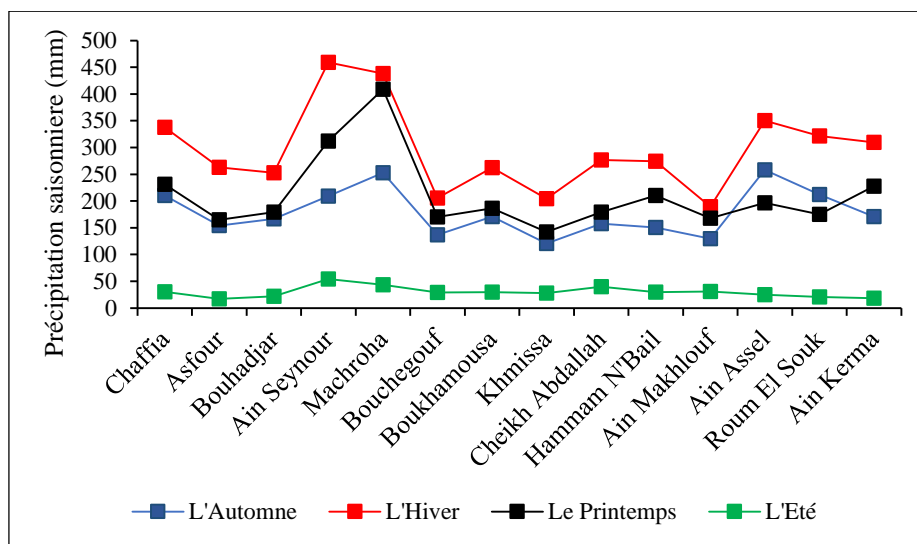


Figure 3.5. Courbes caractéristiques des précipitations saisonnières de chaque station.

Le Tableau 3.4, regroupe les données des précipitations saisonnières des 14 stations pluviométriques pour la période allant de 1970/71 jusqu'à 2011/12.

Tableau 3.4. Précipitations saisonnières et annuelles pour chaque station (70-71/11-12).

Stations	Automne	Hiver	Printemps	L'Eté	Précipitation moyenne annuelle (mm)
Chaffia	210	337	231	30	809
Asfour	154	263	164	17	599
Bouhadjar	166	252	179	22	616
Ain Seynour	209	458	311	54	1034
Machroha	252	438	408	43	1142
Bouchegouf	136	205	170	28	541
Boukhamousa	170	262	186	29	648
Khmissa	120	204	142	27	494
Cheikh Abdallah	157	276	179	39	653
Hammam N'bail	150	274	210	29	664
Ain Makhlouf	129	189	167	30	516
Ain Assel	258	350	196	25	829
Roum El Souk	211	321	175	20	727
Ain Kerma	170	309	227	18	724

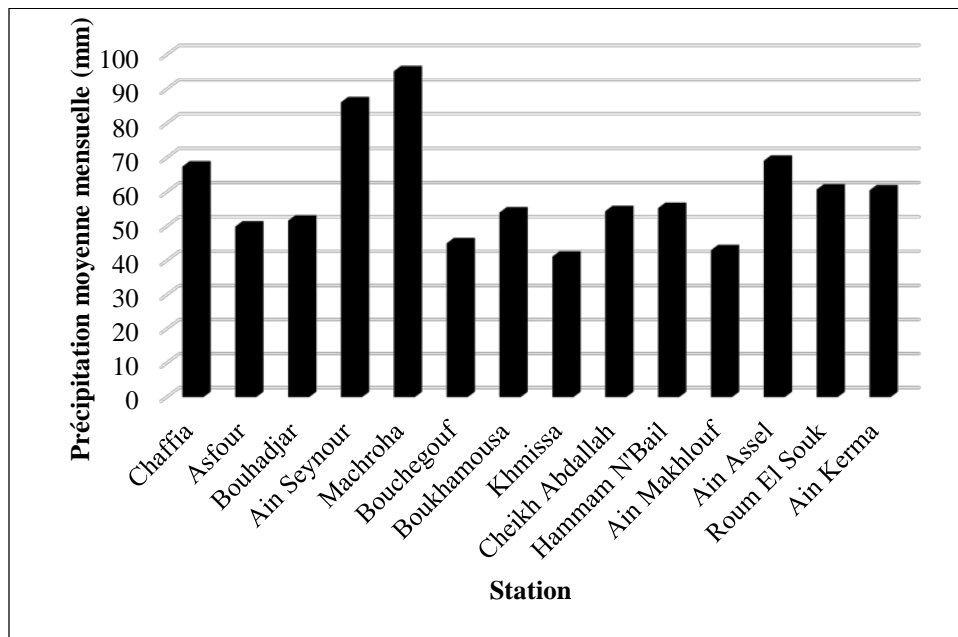
3.1.2.3. Précipitations moyennes mensuelles

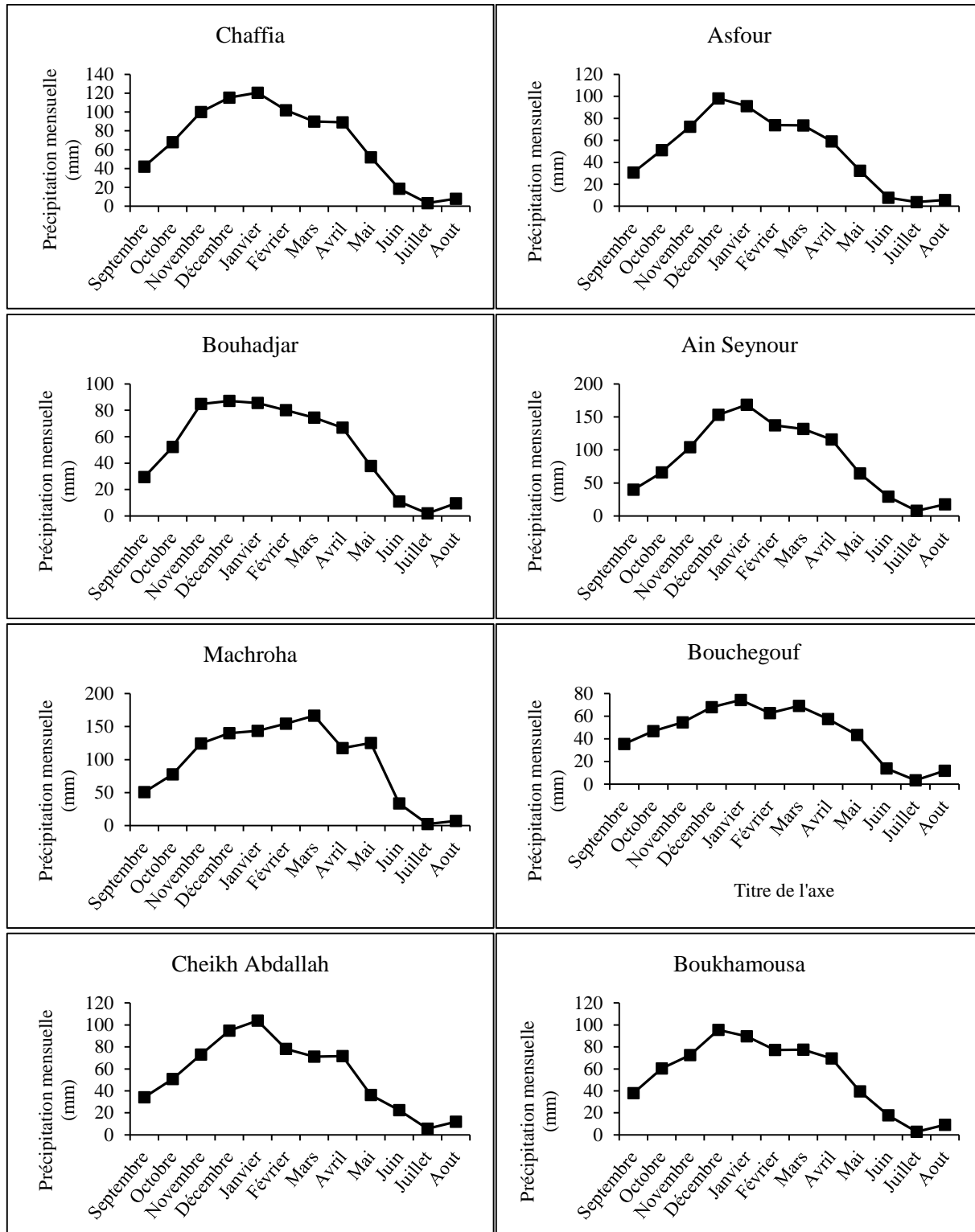
L'étude de la variabilité inter-mensuelle des précipitations est importante puisque l'écoulement fluvial saisonnier est conditionné par ces dernières. La répartition des pluies dans l'année, est presque la même pour l'ensemble des stations et est caractérisée par une saison pluvieuse allant de septembre à mai et une saison sèche de juin à août. On remarque que le gradient des pluies mensuelles s'accroît progressivement à partir du mois de Septembre jusqu'aux mois les plus humides de l'année où il atteint son maximum. Pour le cas de Machroha et Ain Seynour, les valeurs des précipitations moyennes mensuelles observées sont respectivement 95.23 mm et 86.19 mm. La valeur la plus faible des précipitations moyennes mensuelles est enregistrée au niveau de la station de Ain Makhlouf (43.08 mm).

Après les mois à forte pluviosité, le gradient mensuel des précipitations commence à chuter et donne naissance à des valeurs très faibles qui coïncident avec les mois de Juillet et Août. Pour les stations Asfour, Ain Seynour et Ain Kerma, les mois de Juin, Juillet et Aout sont considérés comme les plus secs avec 7.86, 7.82 et 4.95 mm respectivement, alors que la plus importante indigence en pluie mensuelle est observée au niveau de Hammam N'bail pendant le mois de Juin avec seulement 1.4 mm.

Tableau 3.5. Variabilité moyenne mensuelle des précipitations dans les stations pluviométriques.

Stations	Moyenne mensuelle (mm)	Pmax [mois]	Pmin [mois]	Nbre De mois > moy	Pmax/Pmin
Chaffia	67.46	120.44 [janvier]	3.49 [juin]	7	34.48
Asfour	49.97	98.10 [décembre]	3.77 [juillet]	7	26.03
Bouhadjar	51.71	87.17 [décembre]	1.90 [juillet]	7	45.82
Ain Seynour	86.19	168.38 [janvier]	7.82 [juillet]	6	21.53
Machroha	95.23	166.42 [mars]	2.50 [juillet]	7	66.64
Bouchegouf	45.10	74.43 [janvier]	3.44 [juillet]	7	21.66
Boukhamousa	54.07	95.40 [décembre]	2.71 [juillet]	7	35.16
Khmissa	41.22	96.12 [décembre]	2.41 [juillet]	6	35.63
Cheikh Abdallah	54.46	103.94 [janvier]	5.52 [juillet]	6	18.83
Hammam N'bail	55.36	97.56 [janvier]	1.4 [juillet]	7	69.67
Ain Makhlouf	43.08	70.61 [mars]	4.18 [juillet]	6	16.91
Ain Assel	69.16	127.62 [décembre]	2.97 [juillet]	7	42.95
Roum El Souk	60.78	114.85 [janvier]	4.36 [juillet]	7	26.33
Ain Kerma	60.54	116.21 [janvier]	1.62 [juillet]	7	71.67

**Figure 3.6.** Histogramme des précipitations moyennes mensuelles des stations pluviométriques des bassins versants.



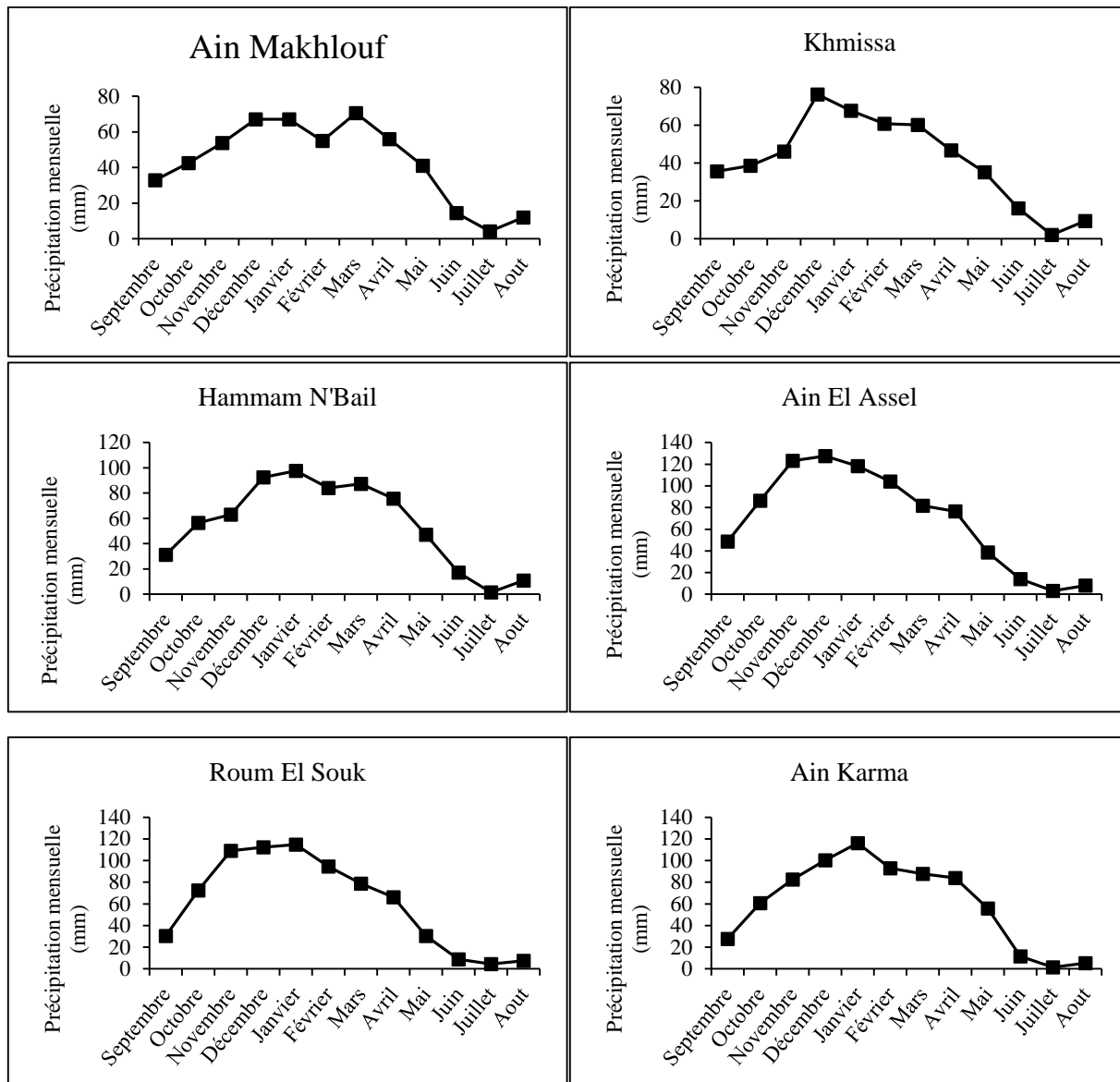


Figure 3.7. Courbes caractéristiques des précipitations moyennes mensuelles.

3.1.2.4. Coefficient de variation

Le coefficient de variation est défini comme étant le rapport entre l'écart-type σ et la moyenne μ . il est donné par la formule suivante :

$$C_v = \frac{\sigma}{\mu} \tag{3.3}$$

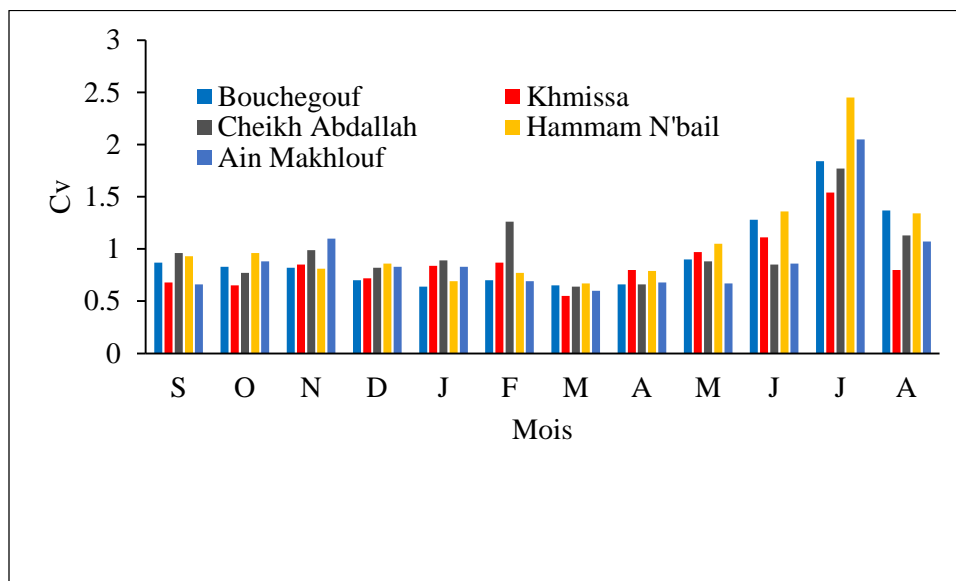
A partir des valeurs du coefficient de variation calculées pour les stations pluviométriques, on distingue une grande fluctuation pendant les mois de la saison d'Eté. Les valeurs maximales sont surtout observées au mois de Juillet, avec 3.69, 3.44, 2.51, 2.45 respectivement pour quelques stations, Roum El Souk, Bouhadjar, Ain Kerma et Hammam N'Bail (figure 3.8).

En revanche, la variabilité mensuelle hivernale est légèrement faible si on la compare à celle des saisons automnale et printanière. Cependant, on remarque que les coefficients de variation restent élevés par rapport à ceux de la répartition annuelle. En utilisant les moyennes des stations de la période humide, on constate que les valeurs varient entre 0.65 en Mars et 0.87 en Mai.

En résumé, ces variations sont liées au caractère du climat Méditerranéen de l'Afrique du Nord, d'une part et au changement brutal des pluies de la fin du Printemps et de l'Eté ou le début de l'Automne d'autre part. Cette abondance pluviale met en péril l'équilibre du bassin versant et contribue à intensifier l'érosion hydrique surtout qu'elle coïncide souvent avec les activités agricoles où les sols sont dénudés, et que la couverture végétale protectrice est insuffisante.

Tableau 3.6. Coefficients de variations mensuels des précipitations.

Stations	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Chaffia	0.89	0.72	0.77	0.66	0.54	0.70	0.70	0.70	0.80	1.33	2.07	1.42
Asfour	0.87	0.85	0.74	0.67	0.63	0.94	0.58	0.81	0.82	1.23	1,45	1.43
Bouhadjar	1.10	0.75	1.09	0.77	0.66	0.75	0.73	0.72	0.98	1.39	3.44	1.84
Ain Seynour	0.68	0.74	0.83	0.69	0.63	0.69	0.45	0.64	0.81	0.77	1.03	0.84
Machroha	1.12	0.71	0.70	0.75	0.66	1.11	0.61	0.63	0.92	1.14	2.06	1.56
Bouhegouf	0.87	0.83	0.82	0.70	0.64	0.70	0.65	0.66	0.90	1.28	1.84	1.37
Boukhamousa	0.85	0.83	0.89	0.67	0.57	0.73	0.73	0.67	0.78	1.10	1.55	1.34
Khmissa	0.68	0.65	0.85	0.72	0.84	0.87	0.55	0.80	0.97	1.11	1.54	0.80
Cheikh Abdallah	0.96	0.77	0.99	0.82	0.89	1.26	0.64	0.66	0.88	0.85	1.77	1.13
Hammam N'bail	0.93	0.96	0.81	0.86	0.69	0.77	0.67	0.79	1.05	1.36	2.45	1.34
Ain Makhlouf	0.66	0.88	1.10	0.83	0.83	0.69	0.60	0.68	0.67	0.86	2.05	1.07
Ain Assel	0.71	0.68	0.64	0.58	0.52	0.61	0.64	0.67	0.77	1.12	2.04	1.54
Roum El Souk	0.88	0.82	0.71	0.66	0.63	0.73	0.75	0.77	0.91	1.57	3.69	1.85
Ain Kerma	1.03	0.88	0.76	0.73	0.69	0.69	0.76	0.80	0.95	1.29	2.51	1.81



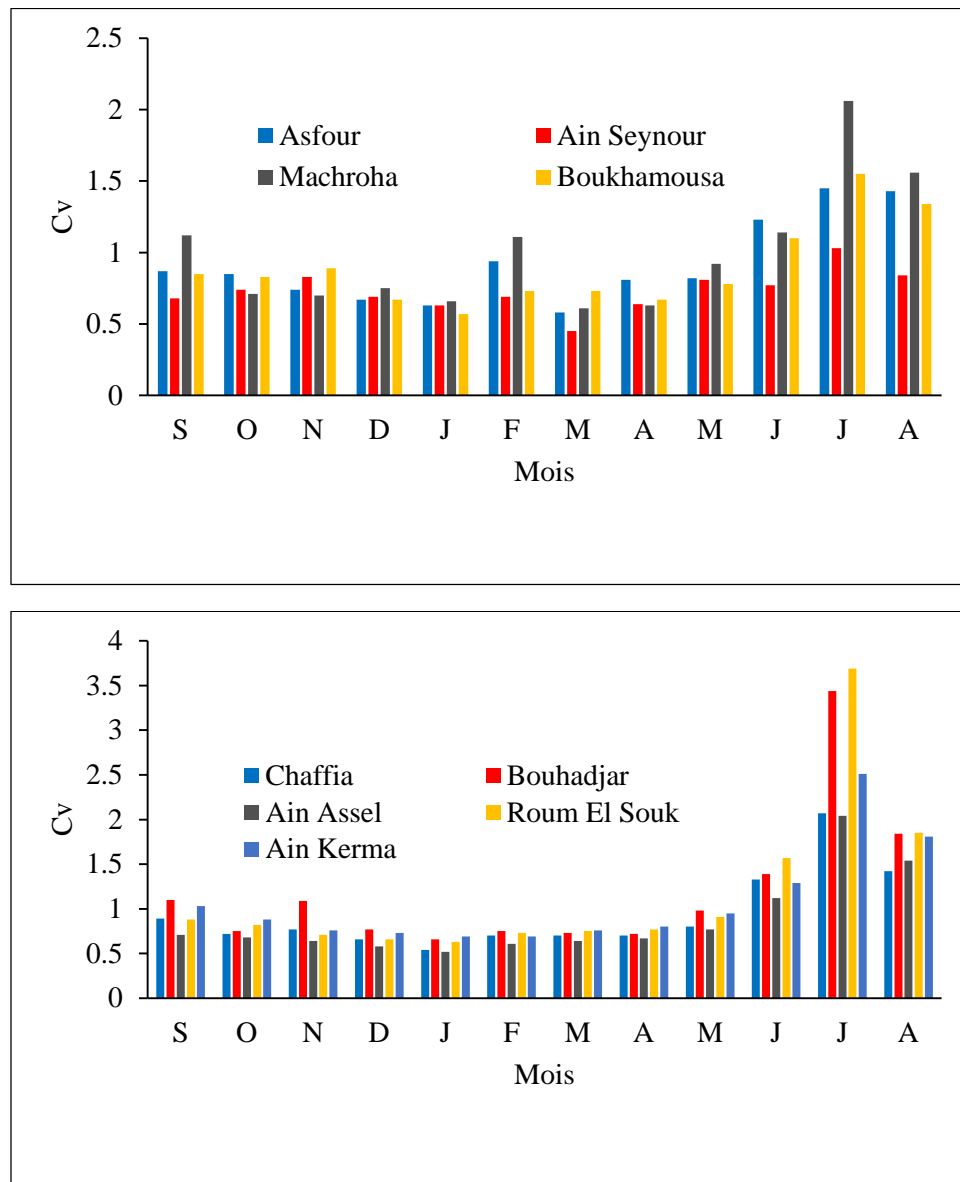


Figure 3.8. Répartition mensuelle des coefficients de variation.

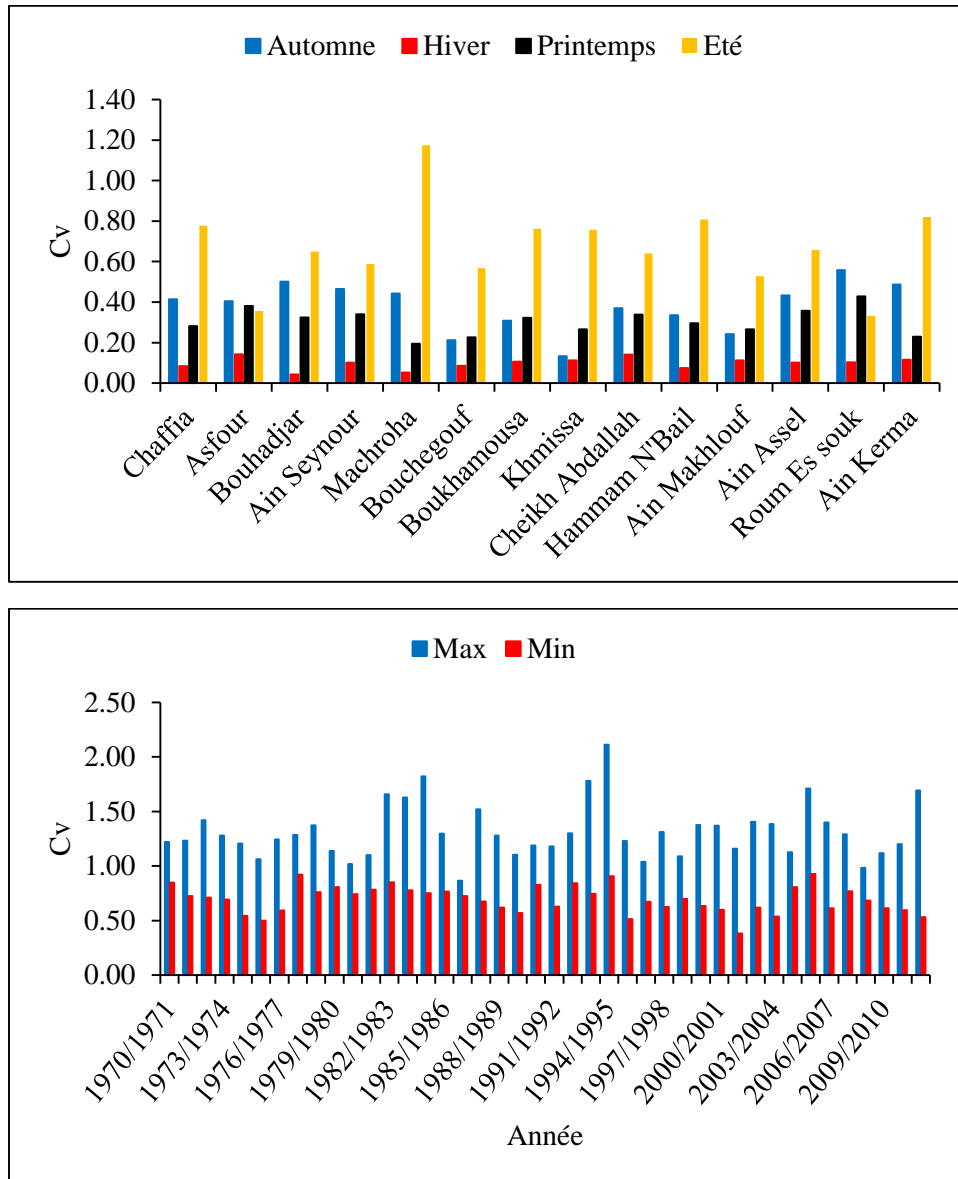


Figure 3.9. Répartition saisonnière, annuel max et annuel min des coefficients de variation.

3.1.2.5. Répartition des pluies journalières

L'étude de l'érosion et du transport solide implique nécessairement l'étude statistique des averses, des pluies journalières et torrentielles, c'est-à-dire des pluies ayant donné une tranche d'eau de 30 mm et plus en moins en 24 heures, car l'érosion hydrique intense prend naissance pendant les averses de fréquences et d'amplitudes modérées et fortes.

Puisqu'on dispose des séries des pluies journalières pour les stations pluviométriques, on a procédé à un regroupement par classes et calculé les différents effectifs et fréquences afin de bien évaluer la répartition des pluies journalières des stations (tableau 3.7).

Il se trouve que les évènements extrêmes sont peu fréquents par rapport à ceux qui présentent une faible intensité. En effet, les pluies journalières ayant une hauteur inférieure à 30 mm représentent la majorité des averses tombées durant la période d'observation entre 1970/71 et 2012/13, par rapport aux pluies torrentielles. Ces dernières de hauteurs supérieures à 30 mm correspondent à une moyenne de 2 à 3 jours/an. Ces pluies sont remarquées entre Septembre et Mai. Les pluies extrêmes (>50 mm) sont observées généralement entre les mois d'Octobre et Janvier, elles apparaissent parfois en Mars pour quelques stations. Les maxima enregistrés au niveau des stations sont :

- 95.4 mm en Octobre 2011 pour la station de Bouchegouf ;
- 128.4 mm en Février 2011 pour la station de Chaffia;
- 144 mm en Mars 1972 pour la station de Machroha;
- 155.1 mm en Janvier 1989 pour la station de Ain Kerma ;
- 131.4 mm en Mars 1972 pour la station de Roum El Souk ;
- 142.7 mm en novembre 1992 pour la station de Ain Assel.

Ces pluies sont rares. Elles tombent généralement avec une fréquence de 1 à 3 jours/an au niveau de chaque station.

Tableau 3.7. Fréquence des pluies journalières (> 30mm) dans les stations pluviométriques (jour).

Stations/Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Chaffia	7	12	17	18	25	13	10	16	8	3	0	1
Asfour	6	10	10	15	21	12	11	18	5	1	0	1
Bouhadjar	5	9	21	20	12	16	12	15	8	2	0	2
Ain Seynour	5	10	13	24	22	19	16	18	10	3	1	3
Machroha	10	2	26	32	37	53	41	23	28	2	0	1
Bouchegouf	8	7	7	16	10	9	12	8	8	1	0	5
Boukhamousa	7	11	12	19	12	13	15	11	10	3	0	1
Khmissa	3	3	10	15	9	10	4	5	6	2	0	0
Cheikh Abdallah	3	8	21	16	20	18	11	15	5	1	0	1
Hammam N'Bail	6	7	9	16	17	11	12	10	8	1	0	1
Ain Makhlouf	2	7	17	13	7	10	9	9	7	0	0	2
Ain Assel	19	25	37	46	22	18	13	18	7	2	0	1
Roum El Souk	7	21	29	25	26	11	13	13	9	1	1	2
Ain Kerma	3	11	20	25	33	18	19	19	13	1	0	0

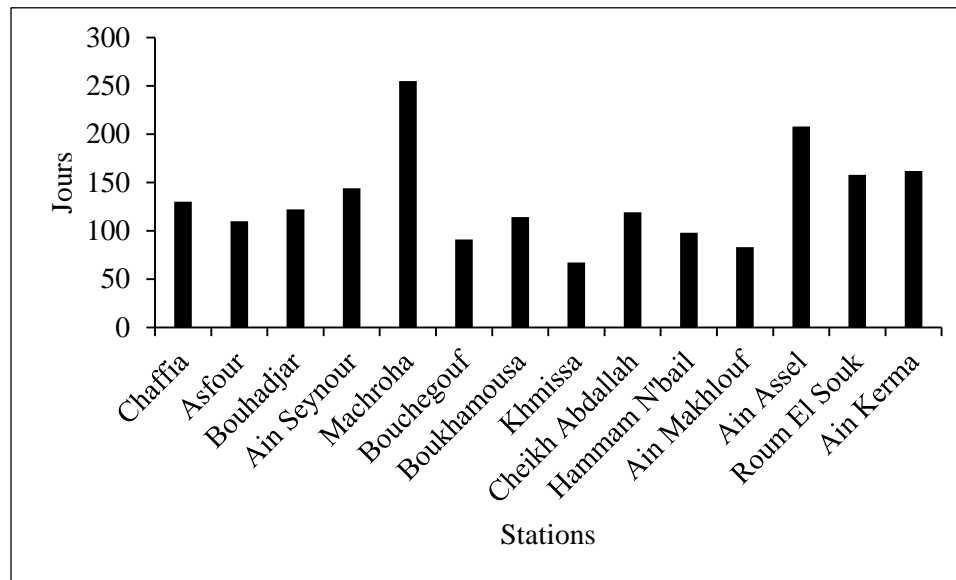


Figure 3.10. Nombre de jours avec précipitations supérieures à 30 mm dans chaque Station pour la période d'étude.

3.1.3. Températures

L'étude des températures est très importante pour l'estimation du bilan hydrologique, étant donné que la température est un facteur climatique indispensable qui contribue aussi à l'approche de l'évapotranspiration.

Au niveau des stations de notre zone d'étude, la mesure thermométrique est pratiquement absente, pour cela on a utilisé les données des stations les plus représentatives possibles telles que les observations effectuées au niveau des stations de Guelma (période 1979/80 jusqu'à 2011/12) pour le bassin de l'oued Mellah et de barrage Chaffia (période 1977/78 jusqu'à 2011/12) pour le bassin de l'oued Bounamoussa.

Au bassin de Bounamoussa, les températures moyennes annuelles sont supérieures aux moyennes mensuelles de Décembre à Février. Ces mois représentent les périodes les plus froides et humides de l'année notamment les mois de Janvier et Février. Au bassin de l'oued Mellah, la période froide est plus long qui s'étale entre Novembre jusqu'à Avril. Les périodes chaudes de l'année débutent à partir du mois de Juin jusqu'à Octobre où les températures moyennes mensuelles dépassent les températures moyennes annuelles dans les deux bassins avec des valeurs maximales observées pendant Juillet et Août.

Tableau 3.8. Températures moyennes mensuelles au niveau des stations Chaffia et Guelma.

Station/Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
Chaffia	32.01	27.44	22.16	18.09	17.00	18.27	20.72	22.94	26.05	31.40	34.69	35.29
Guelma	31.81	25.98	19.86	14.22	12.29	12.74	15.41	18.91	23.74	29.72	35.04	35.86

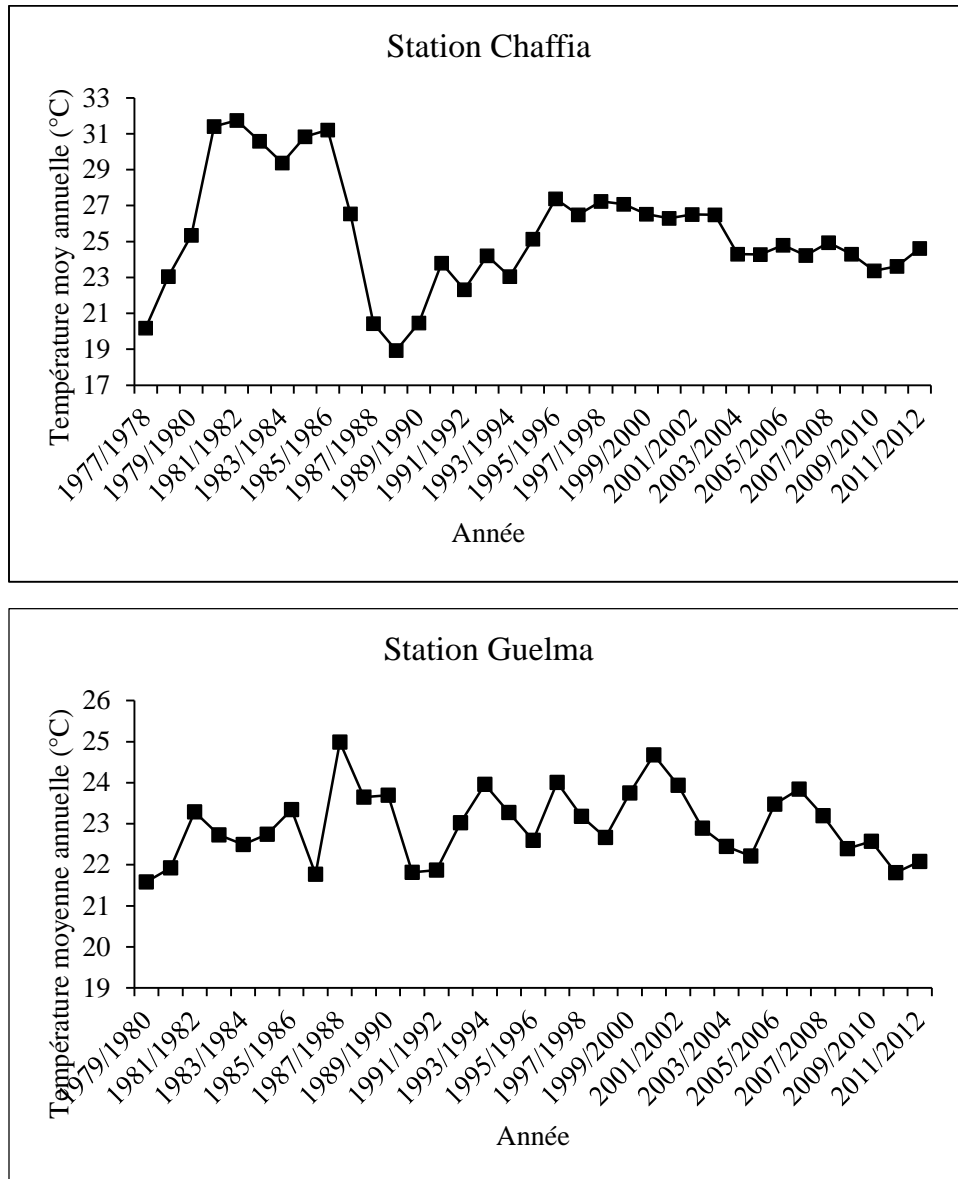


Figure 3.11. Répartition moyenne annuelle des températures.

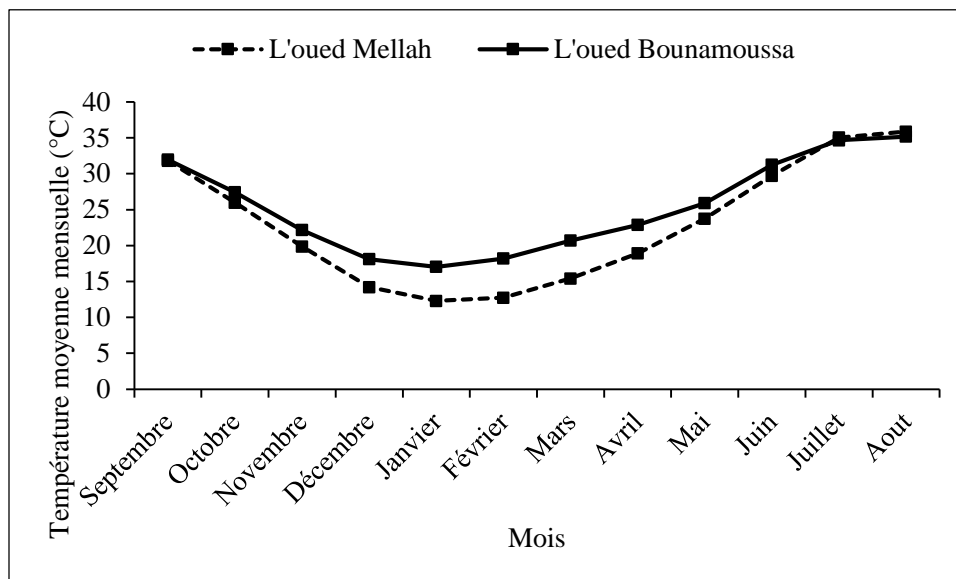


Figure 3.12. Répartition moyenne mensuelle des températures.

3.1.4. Evapotranspiration

La température joue aussi un rôle très important en agissant sur l'évaporation de l'eau du sol et sur l'augmentation de la consommation par le couvert végétal (transpiration). Ce phénomène de déperdition d'eau du sol et du végétal est connu sous le nom d'évapotranspiration. Celle-ci sera d'autant plus importante que la température sera plus élevée, que l'air sera sec, qu'il y aura du vent chaud et que le rayonnement sera intense. Le calcul de l'évapotranspiration potentielle ou ETP permet de caractériser, pour une région et pour une année donnée, son climat. C'est une donnée bioclimatique qui correspond à la quantité d'eau maximale susceptible d'être évaporée par le couvert végétal qui s'exprime, comme les pluies, en mm de hauteur d'eau. Pour le cas de cette étude on a utilisé la formule de Thornthwaite (1948). La raison de ce choix s'explique par le fait que cette formule est basée uniquement sur les facteurs climatiques et géographiques, et qu'elle a tendance à sous-estimer les besoins en eau pour les zones méditerranéennes. Elle s'écrit comme suit :

$$ETP \text{ (mm)} = 16 * (10t / I)^{0.5} * K \quad (3.4)$$

Avec : T est température moyenne mensuelle en degré Celsius.

I est un indice thermique annuel, somme des 12 indices mensuels $i(m)$, avec $i = (t/5)^{1.514}$

$$a = (0.016 * I) + 0.5 \quad (3.5)$$

K est un facteur correctif fonction de la saison et de la latitude de la station.

Calcul de a :

$$a = (6.75 * 10^{-7} * I^3) - (7.71 * 10^{-5} * I^2) + (1.79 * 10^{-2} * I) + 0.49 \quad (3.6)$$

Les valeurs de l'évapotranspiration correspondant aux températures moyennes mensuelles pour les stations de Chaffia et Guelma sont représentées dans la figure 3.13. On remarque que les valeurs d'évapotranspiration mensuelle sont en relation avec celles des températures mensuelles pour les

deux stations. C'est-à-dire quand les températures augmentent, l'ETP atteint des valeurs maximales et contrario. Cette analyse montre l'existence de deux périodes.

- Une période sèche pendant laquelle les températures sont maximales, généralement entre Mai et Octobre.
- Une période où les températures sont inférieures à partir du mois d'Octobre jusqu'à Avril. De façon générale, les valeurs de l'évapotranspiration potentielle deviennent plus faibles pendant les mois pluvieux qui débutent à partir du mois de novembre jusqu'au mois d'Avril.

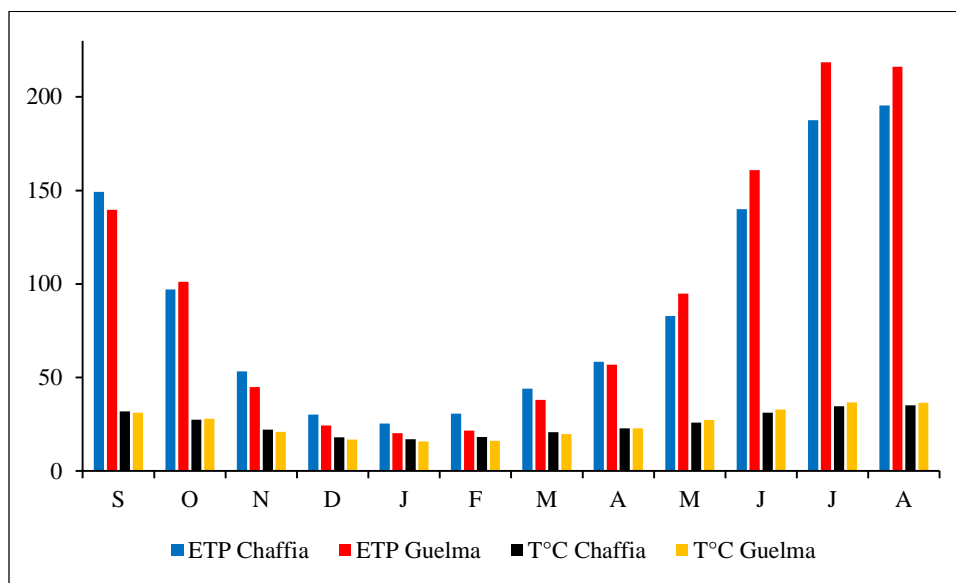


Figure 3.13. Répartition mensuelle de l'évapotranspiration et de la température.

3.1.5. Diagrammes pluvio-thermiques

Ces diagrammes représentent, sur un même système d'axes, la variation des températures et celle des précipitations moyennes mensuelles. Nous avons porté les valeurs des températures moyennes à l'échelle double des précipitations moyennes mensuelles sur l'axe des ordonnées, les différents mois de l'année figureront sur l'axe des abscisses (figure 3.14).

L'utilisation de la méthode pluvio-thermique permettra, avec plus de précision, de déterminer les périodes humides et sèches. Les allures des courbes de variation des précipitations sont en opposition avec celles des variations des températures moyennes indiquant la présence, au niveau des deux bassins versants, de deux périodes :

- Une longue période humide constituée de 6 à 7 mois. Cette période humide oscille entre la mi-October jusqu'au début de Mai dans le bassin de l'oued Mellah et de mi-October jusqu'à le mois de Mars pour le bassin de l'oued Bounamoussa.
- Une période sèche pour le reste des mois de l'année.

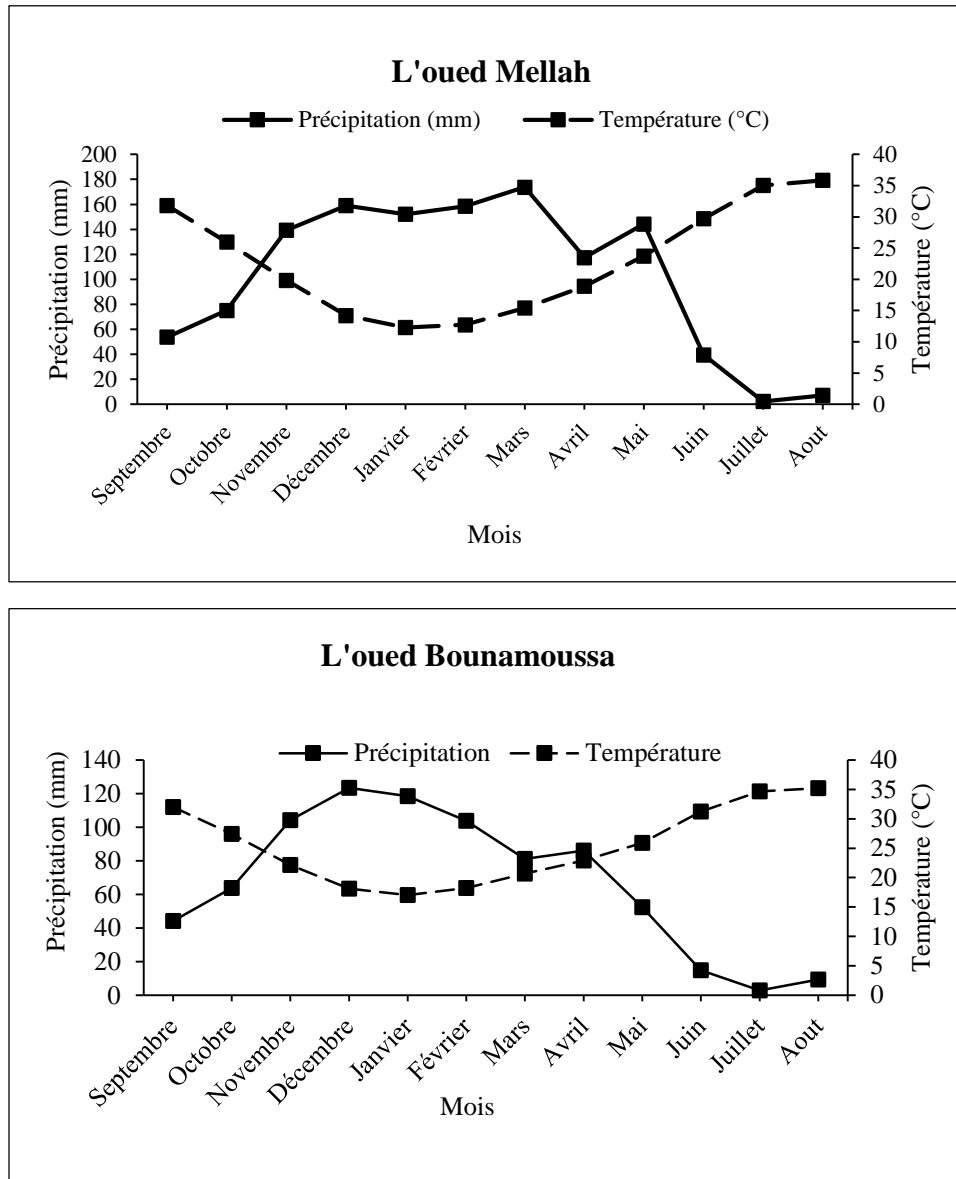


Figure 3.14. Diagrammes pluvio-thermiques.

En général, les périodes humides pour les stations étudiées sont marquées par des températures très faibles par rapport à la température moyenne annuelle notamment pour le mois de Janvier, et des hauteurs de précipitations maximales observées surtout entre les mois de Novembre et Décembre. Les périodes sèches sont caractérisées par la rareté des pluies surtout pour les mois de Juin, Juillet et Août, au cours desquels les températures atteignent leurs maxima.

3.1.6. Evaporation

L'évaporation observée à l'aide d'un bac enterré type COLORADO à la station de jaugeage de la Chaffia sur l'oued Bounamoussa pour la période allant de 1966/67 jusqu'à 2012/13 a donné les moyennes mensuelles représentées dans la courbes suivantes :

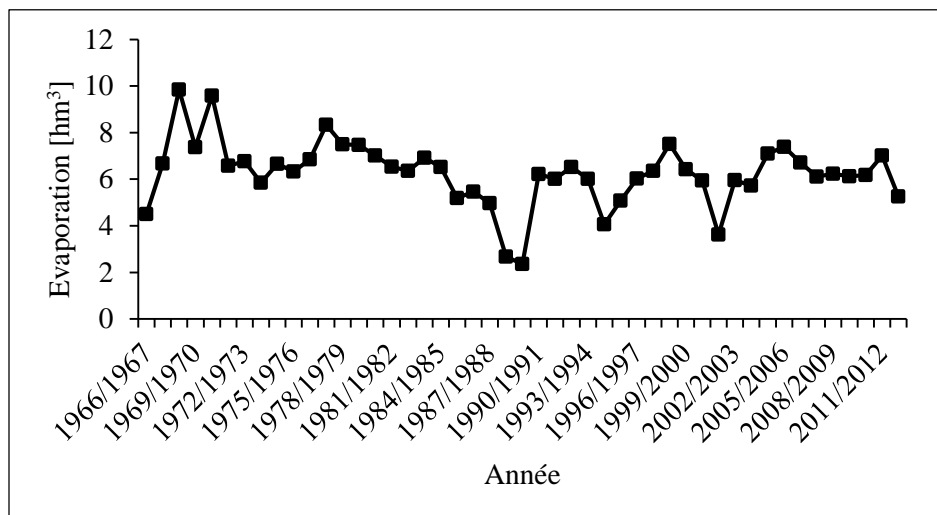


Figure 3.15. Répartition mensuelle de l'évaporation de la station Chaffia.

3.1.7. Humidité et Vent

L'humidité relative est la quantité de vapeur d'eau qui se trouve dans une particule d'air. L'humidité est présente en permanence dans l'atmosphère. La raison est la suivante : les rayons du Soleil réchauffent la surface de la Terre et provoquent l'évaporation de l'eau des Océans ou de certaines réserves d'eau dans le Sahara. À l'inverse, l'humidité peut être absorbée, c'est le processus d'hygroscopie.

Il arrive à un moment donné qu'une particule d'air soit saturée en vapeur d'eau mais pas tout le temps ; l'humidité relative est donc la quantité d'eau présente dans une particule d'air sur la quantité d'eau que peut contenir la particule d'air.

La mesure de l'humidité relative reste très simple grâce à 2 instruments météorologiques aussi performants les uns que les autres. L'hygromètre : c'est un instrument classique qui marche sous l'action de l'air (comme pour le baromètre) ; plus l'air exerce une force, plus l'aiguille se dirigera vers les 100 % d'humidité relative.

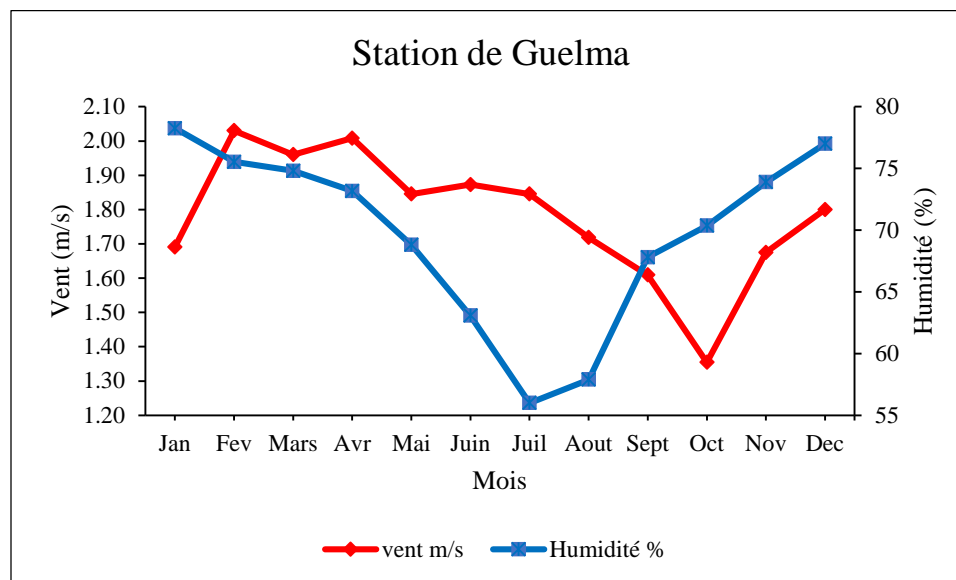
Le psychromètre : Deux tubes permettent de mesurer l'humidité relative ; un tube mesure la température de l'air ambiante ; l'autre mesure la température du thermomètre mouillé (T_w) parce que la sonde est trempée dans l'eau. Plus les 2 températures se rapprochent, plus l'humidité relative est élevée. Les tableaux suivants montrent les variations annuelles et mensuelles de vent et humidité relative de la station de Guelma pour une période 2001/02-2012/13.

Tableau 3.9. Vent et humidité moyens annuels pour la station de Guelma.

Année	01/02	02/03	03/04	04/05	05/06	06/07	07/08	08/09	09/10	10/11	11/12	12/13
Vent moy (m/s)	2.0	1.9	1.7	1.9	1.8	1.8	1.9	1.7	1.6	1.6	1.8	1.9
Humidité moy (%)	66.2	67.7	71.7	70.9	68.2	72.6	67.7	70.4	67.9	71.0	69.4	72.2

Tableau 3.10. Vent et humidité moyennes mensuelles pour la station de Guelma.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Vent moy (m/s)	1.69	2.03	1.96	2.01	1.85	1.87	1.85	1.72	1.61	1.35	1.68	1.80
Humidité moy (%)	78.25	75.53	74.81	73.18	68.81	63.08	55.99	57.88	67.81	70.36	73.88	77.00

**Figure 3.16.** Répartition mensuelle du vent et de l'humidité relative de la station de Guelma.

3.1.8. Indice d'érosivité potentielle des précipitations (R)

Parmi les principaux facteurs qui contrôlent l'érosion, comme la couverture végétale ou l'érodabilité du sol, l'érosivité des précipitations a une importance capitale puisqu'elle est difficile à prédire et à contrôler par les êtres humains. L'estimation de cette dernière, nécessite des données de précipitations continues ; cependant, ces données ont rarement une bonne couverture spatiale et temporelle.

L'érosivité de la pluie est d'une importance primordiale parmi les facteurs d'érosion du sol, et contrairement à certains autres facteurs naturels, tels que le relief ou les caractéristiques du sol, ne se prête pas à la modification humaine. Elle représente donc une contrainte de l'environnement naturel que les limites et conditions d'utilisation et la gestion des terres. Dans le contexte du changement climatique, l'effet de la modification des caractéristiques des précipitations sur l'érosion du sol est une des principales préoccupations des études de conservation des sols.

Il est bien connu que plusieurs événements de précipitations très intenses sont responsables de la plus grande partie de l'érosion des sols et sédiments. Par conséquent, l'estimation de l'érosivité de la pluie est primordiale à l'évaluation des risques d'érosion du sol.

De nombreuses études ont examinées l'influence de la distribution des précipitations sur le détachement de particules du sol. Les mesures concernées sont difficiles à effectuer, et les données rapportées sont par conséquent très limitées spatialement et temporellement. Sur de nombreux sites

dans le monde entier le facteur R a été montré pour être fortement corrélé avec la perte de sol. Van der Knijff et al, [2000]; Diodato, [2004]; Shi et al, [2004]; Hoyos et al, [2005]; Curse et al, [2006]; Onori et al, [2006]; Domínguez-Romero et al, [2007].

L'un des principaux inconvénients d'employer le facteur R (USLE/RUSLE), dans toute recherche est la nécessité d'une série de données de précipitations relativement continue, avec une résolution temporelle d'au moins 30 min (données de pluviographe). Ce type de données est rarement disponible avec une bonne couverture spatiale et temporelle. D'autres tentatives visant à prédire l'érosivité de la pluie à partir de la pluviométrie moyenne annuelle et/ou des précipitations mensuelles moyennes ont fourni des résultats assez grossiers. Néanmoins, ces derniers ont été largement employés dans plusieurs études Banasik et Górski, [1994]; Renard et Freimund, [1994]; Yu et Rosewell, [1996]; Ferro et al., [1999]. Ces études ont fourni des méthodes d'estimation du facteur R dans diverses parties du monde. Elles ont également mis au point un nouvel ensemble de relations pour le calcul du facteur R en utilisant les précipitations annuelles et l'indice de Fournier modifié (MFI : Modified Fournier Index) Angulo, [2009].

3.1.9. L'Indice de Fournier modifié (MFI)

L'Indice de Fournier (FI) est mis au point par Fournier en 1960, en vue d'établir une corrélation avec les charges de sédiments dans les rivières des bassins de grande taille. Cet indice représentant l'agressivité des pluies a été utilisé dans de nombreuses régions du monde Meddi, [1992] ; Ferro et al, [1999] pour estimer les pertes en sol et dans les projets d'aménagement. Il est exprimé par la formule :

$$FI = \frac{P_{\max}^2}{P(\text{mm})} \quad (3.7)$$

Où P_{\max} est la moyenne des précipitations mensuelles (mm) du mois le plus pluvieux de l'année et P est la quantité de pluie annuelle moyenne (mm). Cependant, cet indice en tant qu'estimateur de l'érosivité de la pluie comprend certaines imperfections. En effet, les quantités faibles des précipitations ont également un pouvoir érosif. L'augmentation des quantités totales des précipitations entraînerait un accroissement de l'érosivité. Il n'est pas logique que si la pluviométrie mensuelle maximale P_{\max} reste la même avec l'augmentation de la pluviométrie moyenne annuelle P, l'indice de Fournier (FI) diminue.

Arnoldus [1980] a montré que la corrélation entre l'indice de Fournier (FI) et EI_{30} n'était pas significative ($R^2 = 0.55$). Par conséquent, il a modifié le FI pour donner un indice modifié de Fournier (MFI) qui prend en considération les quantités de précipitations de tous les mois de l'année. Il a obtenu des résultats satisfaisants pour 164 stations aux États-Unis et pour 14 stations en Afrique de l'Ouest. Gabriels [2006], Meddi [2015] Cet indice proposé s'exprime comme suit :

$$MFI = \frac{\sum p^2}{P(\text{mm})} \quad (3.8)$$

Où p est la précipitation mensuelle (mm), et P est la précipitation annuelle (mm).

Le MFI a été calculé à partir de la moyenne mensuelle et la moyenne annuelle de précipitations de chaque station, et classée comme indiqué dans le tableau 3.11. Dans l'étude du transport solide dans treize (13) bassins- versants du nord-ouest algérien, Meddi (2013) a montré la prédominance de l'indice de Fournier modifié (MFI), par rapport à d'autres indices, dans la représentation de

l'agressivité des pluies. Pour pallier aux manques de données nécessaires au calcul du coefficient R de l'équation universelle, des chercheurs ont développé des formules empiriques liant le coefficient R à l'indice de Fournier modifié pour estimer les pertes en terre [Meddi \[1992\]](#) ; [Renard et Freimund \[1994\]](#) ; [Diodato et al, \[2007\]](#) ; [Rowntree, \[1982\]](#) ; [Coutinho et Tomas, \[1994\]](#) ; [Cohen et al, \[2005\]](#) ; [Khorsandi et al, \[2012\]](#). Cet indice a été largement utilisé dans les modèles d'estimation du facteur R de l'équation universelle [Renrad et Freimund, \[1994\]](#) ; [Lastoria et al, \[2008\]](#) ; [Gabriels, \[2006\]](#) ; [Lee et Heo, \[2011\]](#). Bien que le MFI donne une mesure adéquate de la variabilité des précipitations, il ne tient pas en compte de l'aridité du climat, et donc la probabilité de tempêtes intenses de courte période au cours des saisons sèches autrement.

Tableau 3.11. Classification de MFI.

Classe MFI	Description
< 60	Très faible
60-90	Faible
90-120	Modérée
120-160	forte
>160	Très forte

3.1.10. L'indice de saisonnalité SI

L'indice de saisonnalité SI permet de définir le degré de variabilité des précipitations mensuelles au cours de l'année hydrologique [Walsh et Lawler \[1981\]](#). L'indice SI peut être appliqué à une période prédéfinie d'une année ou plus. Il est donné par l'équation :

$$SI = \frac{1}{\bar{P}_a} \sum_{i=1}^{12} \left| P_{mi} - \frac{\bar{P}_a}{12} \right| \quad (3.9)$$

Où P_{mi} et P_a désignent respectivement la moyenne mensuelle et annuelle de la pluviométrie pour la période considérée [Ghenim et Megnounif \[2013\]](#).

3.1.11. L'Indice de concentration des précipitations (PCI)

Dans une tentative de définir les aspects temporels de la répartition des précipitations dans l'année, Oliver (1980) a proposé l'indice de concentration des précipitations PCI, qui exprime la variabilité saisonnière et annuelle des précipitations en %. Les faibles valeurs du PCI indiquent une distribution uniforme des précipitations dans l'année. Par contre, des valeurs élevées représentent une concentration élevée des pluies mensuelles ou bien une saisonnalité. Il est défini comme suit :

$$PCI = 100 \sum \frac{p^2}{P^2(\text{mm})} \quad (3.10)$$

Où p et P sont respectivement la précipitation mensuelle pour chaque mois de l'année et la précipitation annuelle (mm).

Les limites théoriques du PCI sont obtenues comme suit : quand les précipitations en chaque mois de l'année sont identiques, le PCI égale 8.3 ; quand toutes les précipitations de l'année se produisent en seul mois, le PCI des égales 100.

Le PCI permet de grouper les données en fonction de la valeur calculée. Oliver (1980) est arrivé à la conclusion qu'un PCI <10 suggère une distribution uniforme, une valeur de 11 à 15 indique une répartition saisonnière modérée et d'une valeur de 16 à 20 indique une distribution saisonnière. Un indice supérieur à 20 représente une forte saisonnalité, avec l'accroissement des valeurs indiquant l'augmentation de la concentration des précipitations mensuelles (tableau 3.12). Gabriels [2006]. Oliver, [1980] et Michels et al, [1992] ont démontré que le PCI était approprié pour évaluer et comparer la concentration des pluies entre les stations pluviométriques Meddi [2015].

Tableau 3.12. Classification de SI et PCI.

Classe SI	Description	Classe PCI	Description
≤ 0.19	Très uniforme	8.3-10	Uniforme
0.20-0.39	Uniforme, avec une saison humide définie	10-15	Modérément saisonnière
0.40-0.59	Plutôt saisonnière, avec une saison sèche courte	15-20	Saisonnière
0.60-0.79	Saisonnière	20-50	Fortement saisonnière
0.80-0.99	Nettement saisonnière avec longue saison sèche	50-100	Irrégulière
1.00-1.19	Maximum de pluie en 3 mois ou moins		
>1.19	Extrême, maximum de pluie en 1 à 2 mois		

Tableau 3.13. Valeurs moyennes interannuelles de MFI, PCI et SI pour chaque station.

Station	Précipitation moyenne annuelle (mm)	MFI	PCI	SI
Chaffia	809.49	122.97	15.41	0.80
Asfour	599.67	98.09	16.79	0.84
Bouhadjar	616.98	100.78	16.70	0.85
Ain Seynour	1034.24	160.40	15.29	0.79
Machroha	1142.71	176.09	15.60	0.80
Bouhegouf	541.12	81.28	15.10	0.78
Boukhamousa	648.78	101.26	15.59	0.80
Khmissa	494.67	77.72	15.73	0.76
Cheikh Abdallah	653.50	103.80	15.16	0.74
Hammam N'bail	664.35	111.57	17.19	0.84
Ain Makhlof	516.98	77.03	14.65	0.74
Ain Assel	829.95	127.70	15.43	0.80
Roum El Souk	727.34	121.89	17.13	0.87
Ain Kerma	724.55	123.10	17.12	0.85

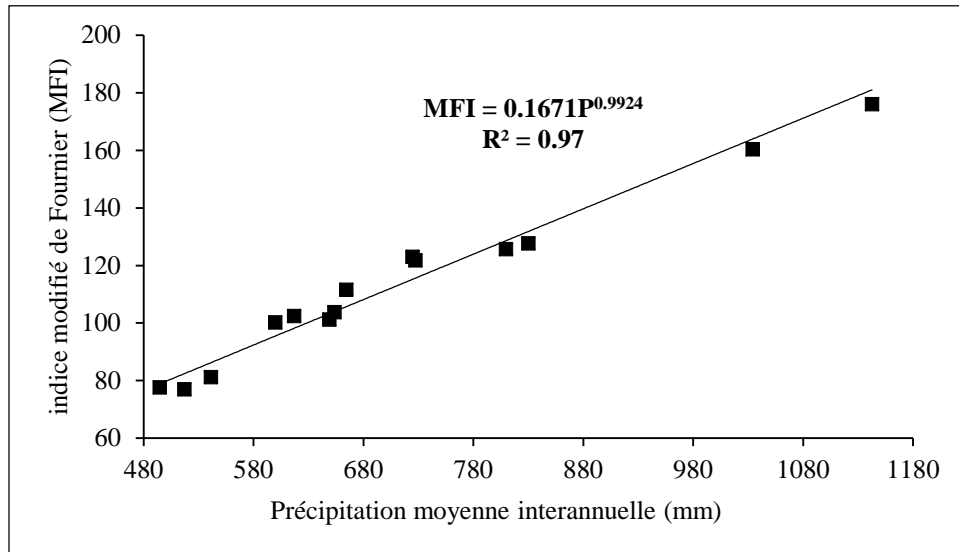


Figure 3.17. Relation entre la précipitation moyenne interannuelle et l'indice modifié de Fournier.

Tableau 3.13 illustre les précipitations moyennes interannuelles, MFI, PCI, et SI pour les 14 stations sélectionnées dans la zone d'étude. Dans la figure 3.17, le MFI est bien corrélé avec la précipitation, ce qui souligne que la variabilité des précipitations a des répercussions sur l'érosivité de la pluie. Les valeurs de MFI augmentent ou diminuent suivant la variabilité des précipitations. Les cartes thématiques de l'indice MFI pour les deux bassins (figure 3.18) permettent de classer le bassin de l'oued Mellah en 4 classes et celle de Bounamoussa en 2 classes, avec des différents pourcentages. La classe 60-90 (faible érosivité) occupe un faible pourcentage de 1.98% de la surface du bassin versant de l'oued Mellah, la classe 90-120 (modérée) qui domine la moitié de la surface totale du même bassin par un taux de 50.47 %, et 84.44% pour le bassin de Bounamoussa. Les classes 120-160 (forte) et > 160 (très forte) ont des pourcentages de 42.23 % et 5.31% respectivement pour l'oued Mellah, et 15.56% pour l'oued Bounamoussa, avec une absence totale de la classe >160.

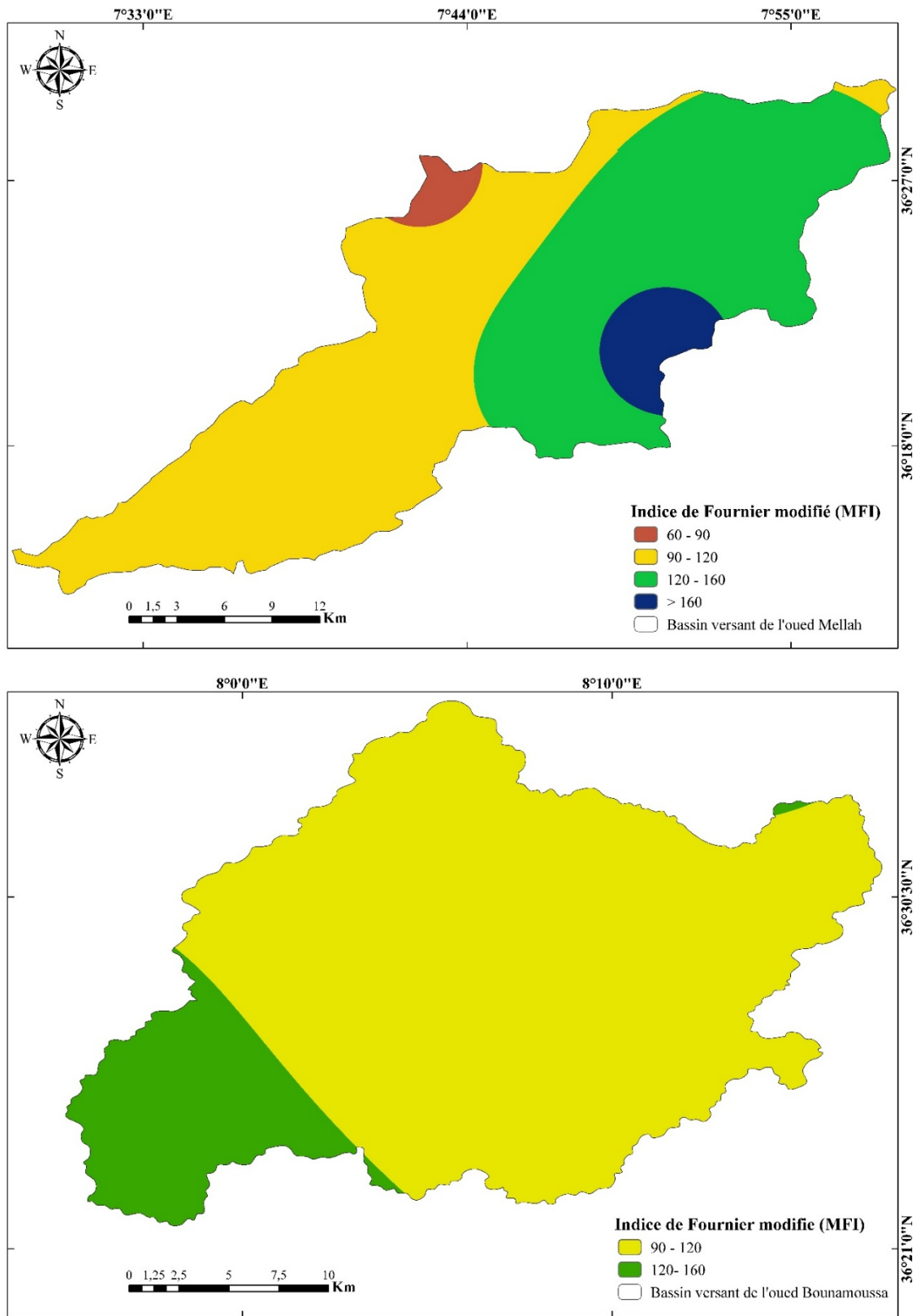


Figure 3.18. Cartes de l'indice modifié de Fournier (MFI) des bassins versants étudiés.

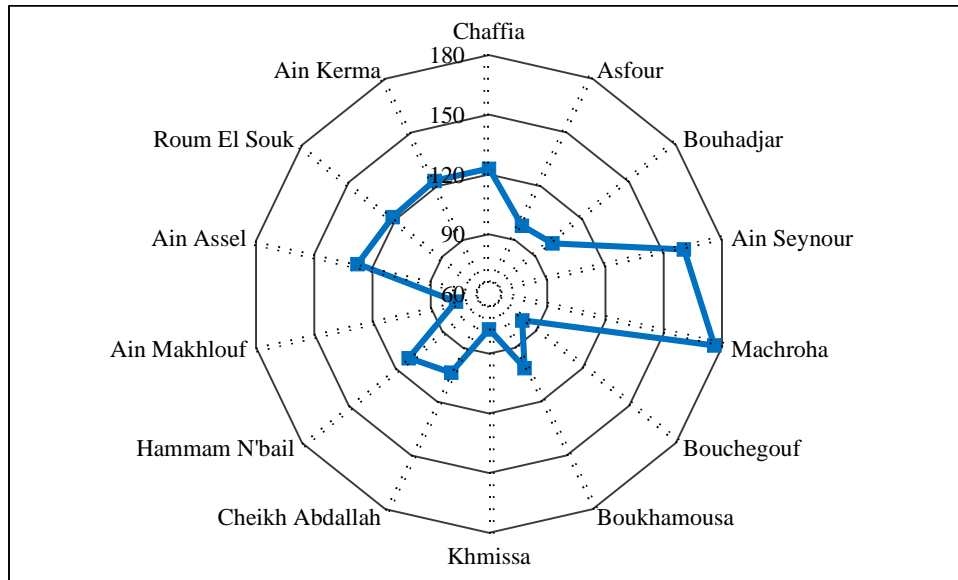


Figure 3.19. Indice de Fournier modifié (MFI) pour chaque station.

L'indice de concentration des précipitations (PCI) classe les deux bassins dans la classe 15-20 (saisonnier).

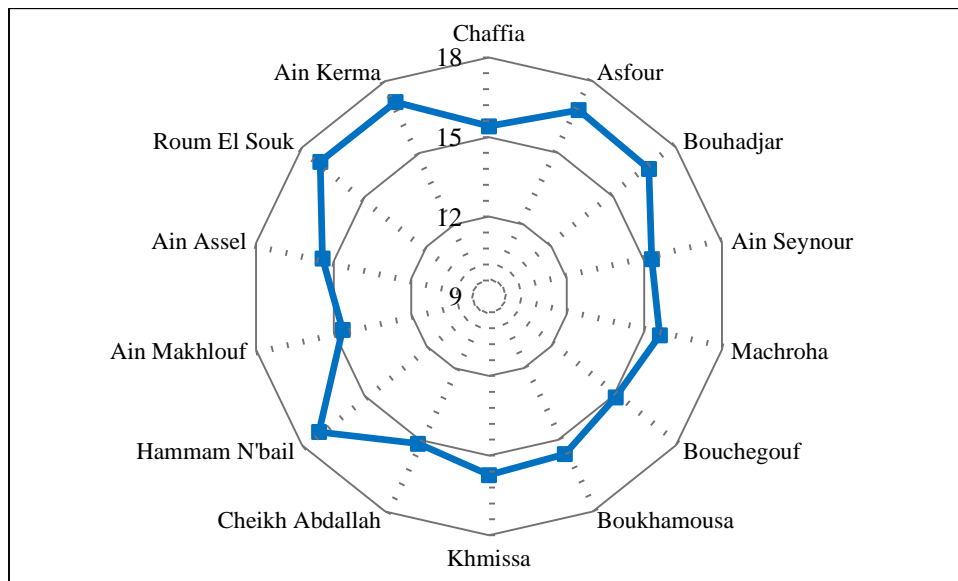


Figure 3.20. Indice de concentration des précipitations (PCI) pour chaque station.

L'indice de saisonnalité (SI) permet d'obtenir deux classes dans le bassin de l'oued Mellah, saisonnière (0.60-0.79) et nettement saisonnière avec longue saison sèche (0.80-0.99), avec respectivement 17.91 % et 82.09 % de surface du bassin versant. Tandis que dans l'autre bassin la classe (0.80-0.99) occupe la totalité de la surface.

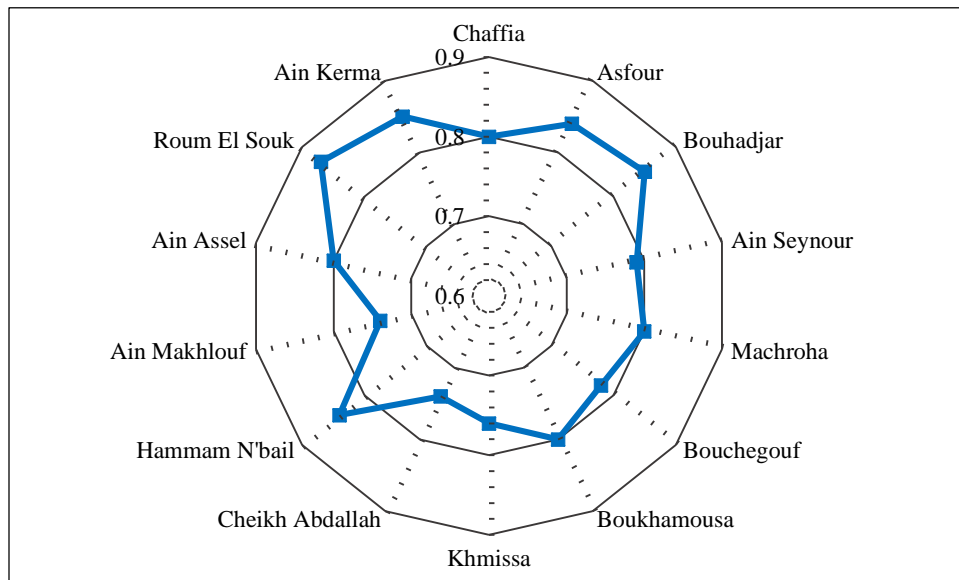


Figure 3.21. Indice de saisonnalité (SI) pour chaque station.

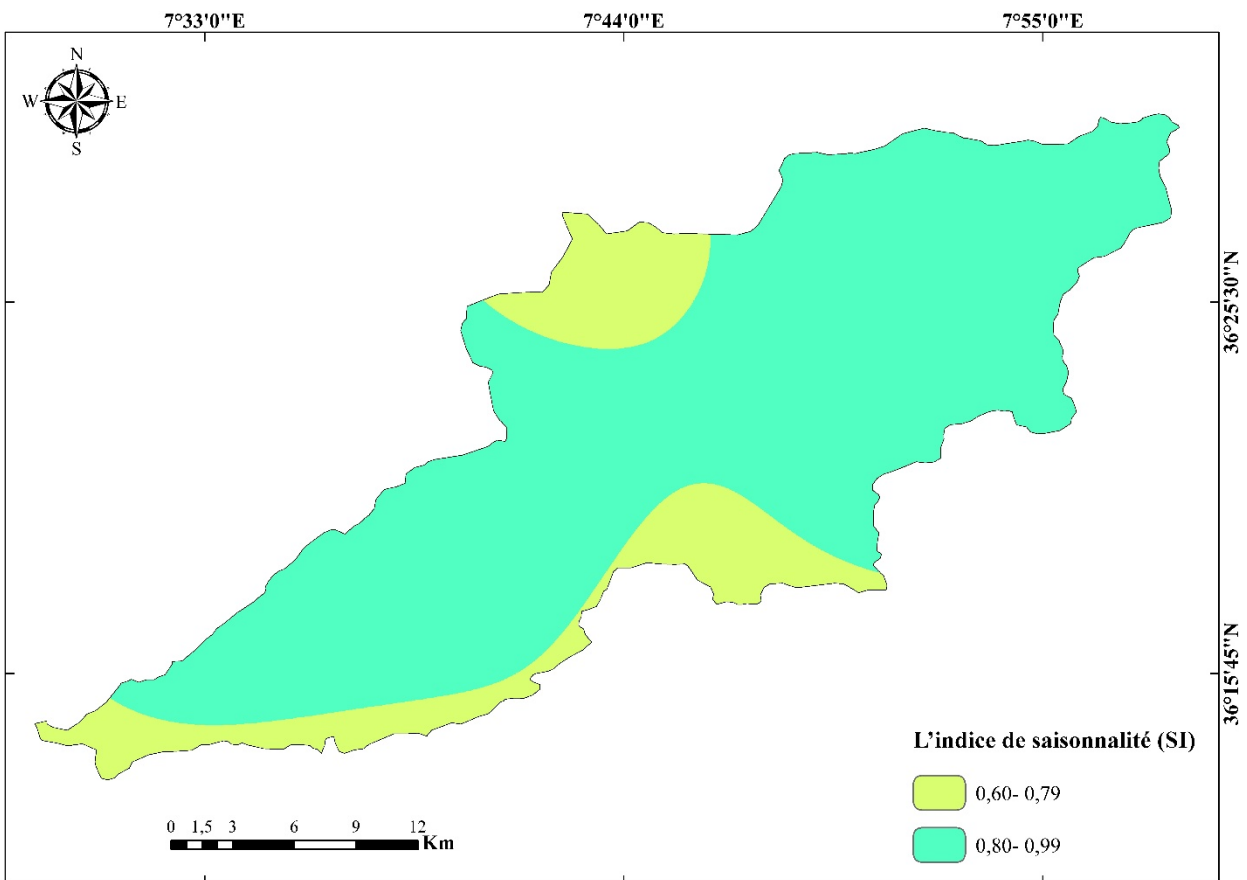
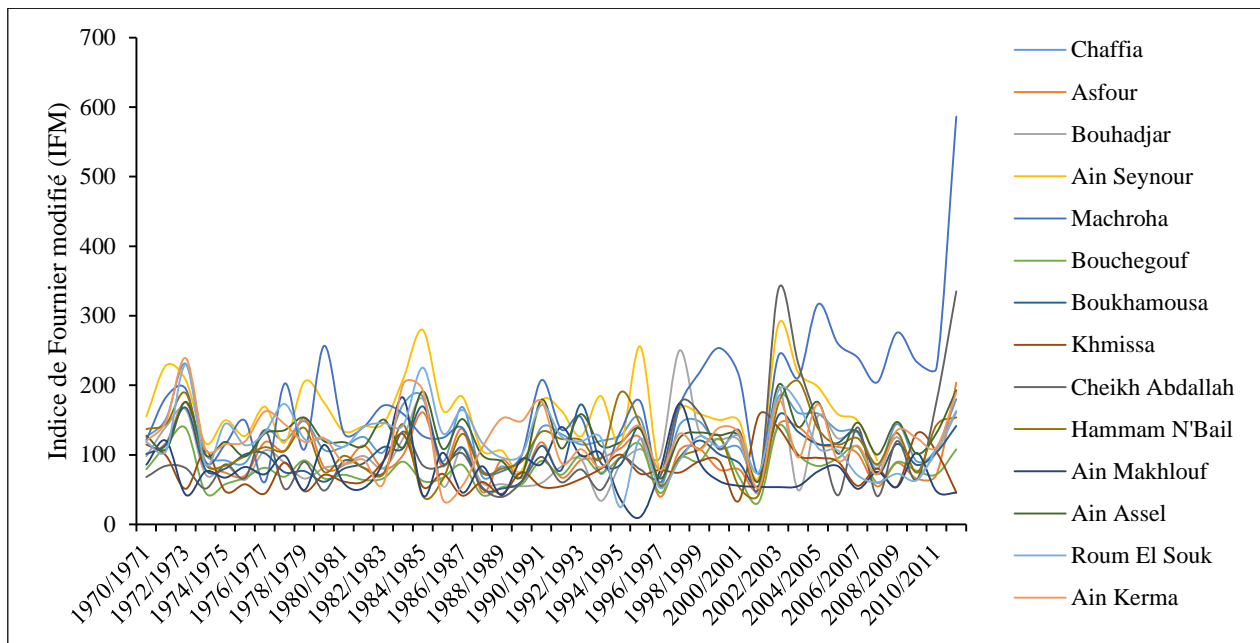
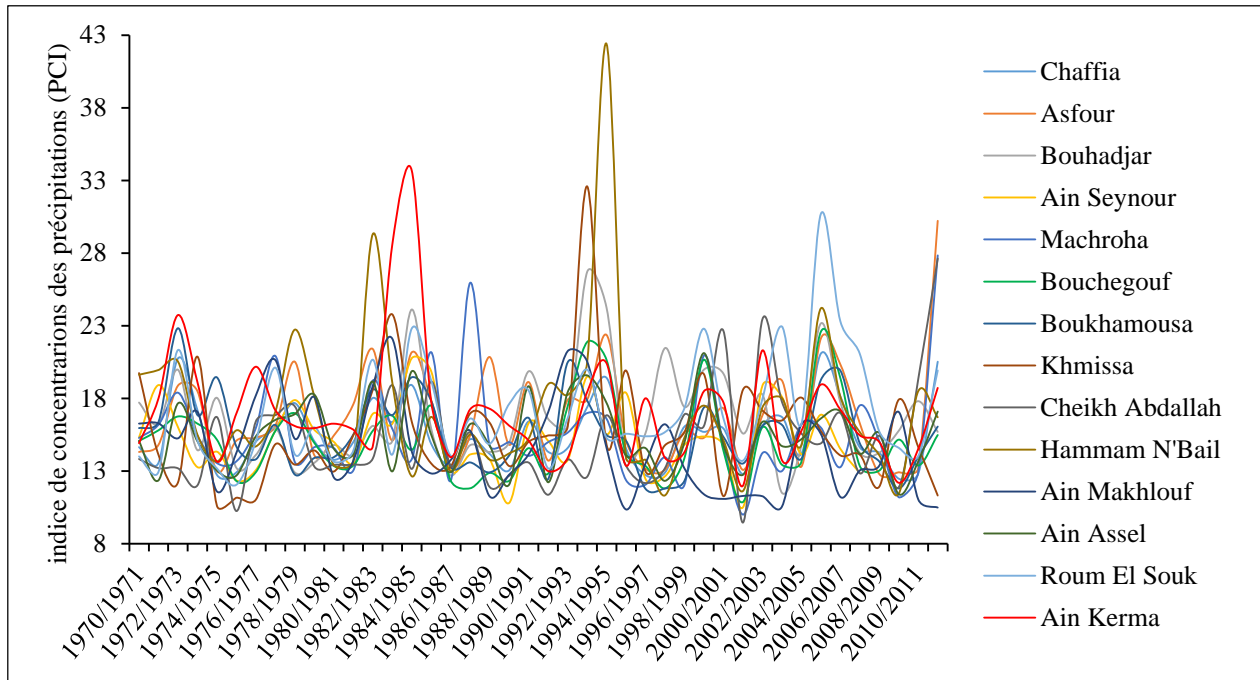


Figure 3.22. Cartes de l'indice de saisonnalité (SI) de bassin versant de l'oued Mellah.



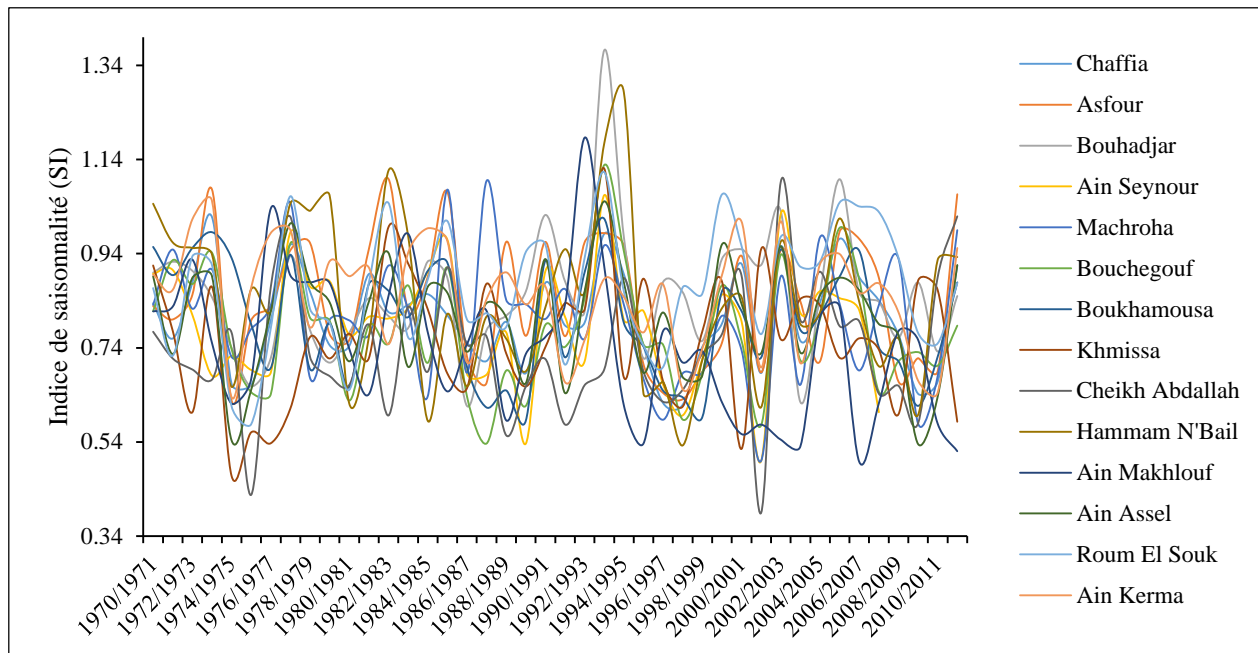


Figure 3.23. Concentration (PCI), agressivité (IFM) et saisonnalité (SI) des pluies pour l'ensemble des stations d'étude.

3.2. Analyse des écoulements

Les relevés des débits d'une rivière pendant une longue série d'années expriment des variations saisonnières systématiques (position des hautes et basses eaux) en fonction des principaux facteurs physico-géographiques influençant l'écoulement. Le régime hydrologique d'un cours d'eau résume l'ensemble de ses caractéristiques hydrologiques et leur mode de variation. Donc il est nécessaire de comprendre l'évolution des données hydrométriques recueillies au niveau d'une station de jaugeage, parce qu'elle servira d'une part à l'évaluation des apports liquides à différentes échelles de temps, et d'autre part l'analyse de la variabilité événementielle de l'écoulement.

Les débits moyens annuels et les bilans hydrologiques, les variations saisonnières des débits et les régimes fluviaux, les débits moyens journaliers, les intensités des débits extrêmes des crues et des étiages ainsi que leur fréquence, sont autant de paramètres pris en compte pour illustrer l'intérêt de l'hydrologie dans les principales problématiques relatives à la gestion de l'eau tel que le contrôle des régimes hydrologiques.

Vu l'importance des crues dans le transport des sédiments, une analyse détaillée des débits horaires générateurs de crues a été entreprise. Les séries des débits liquides journaliers et les débits instantanés des différentes crues de la station de Bouchegouf sont recueillis par l'ANRH de Constantine, relatives à la période de (1970/71 à 2003/04). De plus, une série des hauteurs d'eau a été recueillie par l'ANRH d'Annaba pour la période allant de 2004/05 à 2011/12. Ces dernières ont été transformées en débits liquides au moyen de la courbe d'étalonnage.

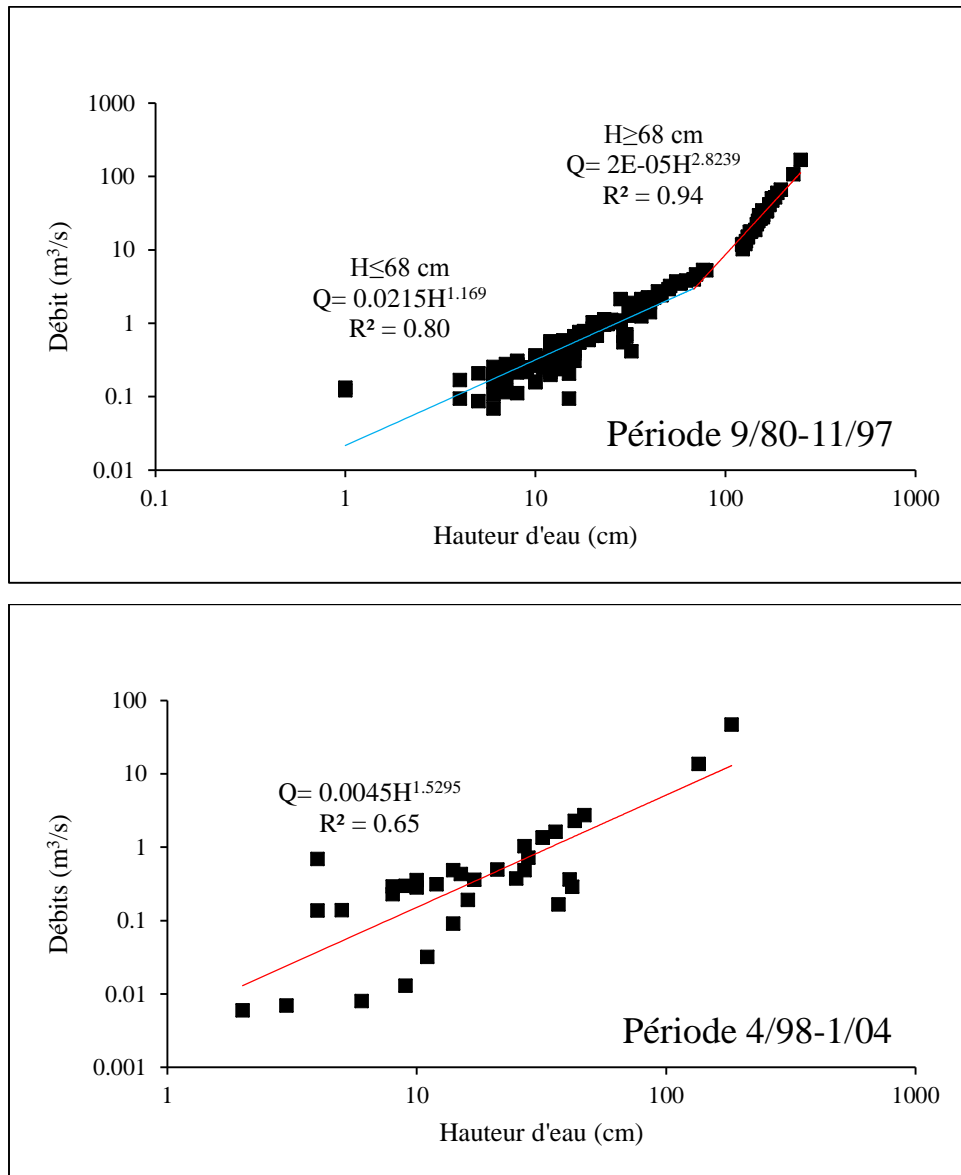
Malheureusement la série des débits du bassin de l'oued Bounamoussa contrôlé par la station de jaugeage, M^{ed} Tayeb ne contient pas des données journalières des débits liquides, à l'exception des données instantanées des hauteurs d'eau en fonction des débits entre 1982 et 2002, ainsi que des données de jaugeage enregistrées pendant la période 1990-2009. Les valeurs négatives que

contiennent ces données sont dues au creusement de l'oued, Ce qui rend difficile la réalisation des courbes d'étalonnage ($Q = f(H)$).

3.2.1. Analyse des séries de débits

L'équipement au niveau de la station hydrométrique permet un enregistrement continu de la hauteur du plan d'eau en fonction du temps. La transformation de la hauteur du plan d'eau en débit passe par la courbe de tarage qui traduit la relation entre la hauteur du plan d'eau (cm) et le débit liquide (m^3/s). Les données de jaugeage ont été subdivisées en périodes déterminées à partir des changements dans les données de H (hauteur) et Q (débits).

Les fonctions de $Q = f(H)$ élaborées à partir des différentes périodes, sont de type puissance. Chaque période comporte une à deux équations (figure 3.24).



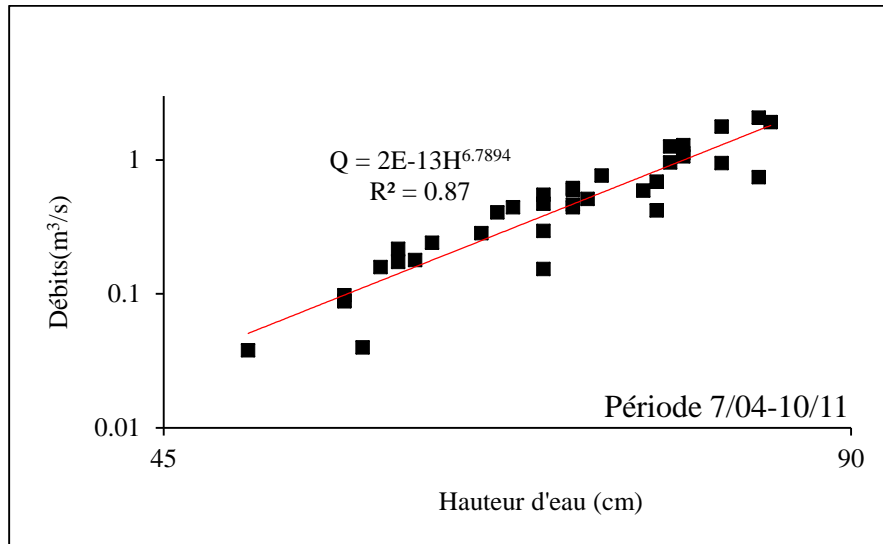


Figure 3.24. Courbes d'étalonnage de l'oued Mellah.

3.2.2. Variation des débits annuels

Avant d'entamer l'analyse des variations annuelles des écoulements superficiels au niveau des bassins versants, il est nécessaire de procéder au calcul des différents paramètres importants pour l'évaluation des quantités d'eau écoulées pendant toutes les années d'observation en tenant compte de la surface considérée et des données des stations hydrométriques.

La somme des débits interannuels et leur division par la période d'observation, soit 42 ans, donne le débit moyen annuel de 2.67 m³/s. Ce débit a été utile pour le calcul du débit spécifique (qs). Ramené à l'unité de surface, ce rapport a donné un résultat de 4.83 l/s/km². L'évolution interannuelle des débits montre une grande fluctuation des valeurs. Les débits les plus élevés sont observés en 2004/05 (12.03 m³/s) et 2011/12 (9.87 m³/s), alors que les valeurs les plus basses sont enregistrées en 1987/88(0.26 m³/s), et 1996/97 (0.22 m³/s) (figure 3.25).

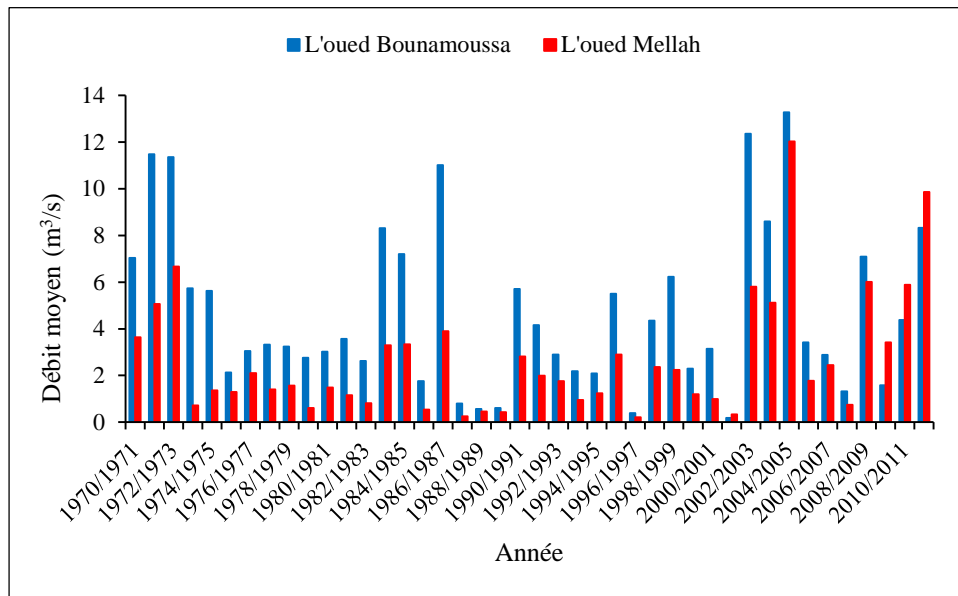


Figure 3.25. Variations des débits moyens annuels des oueds Mellah et Bounamoussa.

A partir des débits annuels, on va passer à la définition de coefficient d'hydraulicité qui est le rapport du débit moyen de chaque année sur le débit interannuel de la période d'observation. Il permet de classer les années en deux périodes, humide et sèche et d'examiner leur variation dans le temps.

L'analyse des courbes de variations du coefficient d'hydraulicité montre que la période sèche occupe respectivement 64 % et 62 % alors que la période humide n'occupe que 36 % et 38% de nombre total des années d'observations pour les stations de Bouchegouf et de barrage Chaffia (figure 3.26). L'année 2004/05 a enregistré une hydraulicité maximale de 4.50 et 2.82. En période sèche les valeurs du coefficient d'hydraulicité varient entre 0.08 (1996/97), et 0.92 (2006/07) pour la station de Bouchegouf et de 0.04 (2001/02), à 0.93 (2010/11) pour la station du barrage Chaffia.

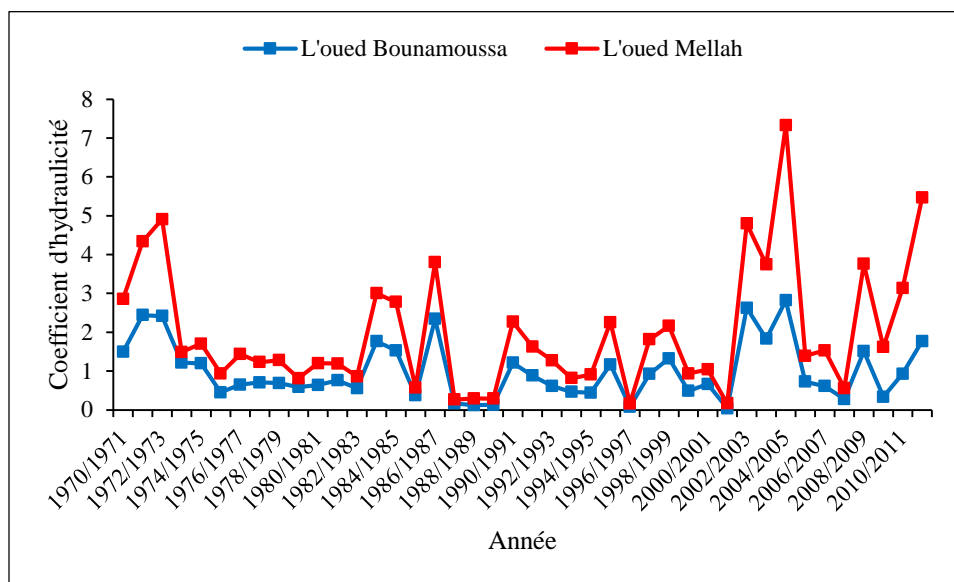


Figure 3.26. Variations du coefficient de l'hydraulicité.

La corrélation entre les coefficients d'hydraulicité et les coefficients pluviométriques reflète la variation des débits en fonction des précipitations. D'après l'analyse des courbes (figure 3.27), on constate une relation étroite entre les précipitations et les débits. Les coefficients de corrélations sont de 60% pour le bassin de l'oued Mellah, et 74 % pour celui de l'oued Bounamoussa.

On peut traduire cette réciprocity par les faibles débits enregistrés correspondant à la saison sèche (faibles précipitations), et les forts débits correspondant à la saison pluvieuse (fortes précipitations).

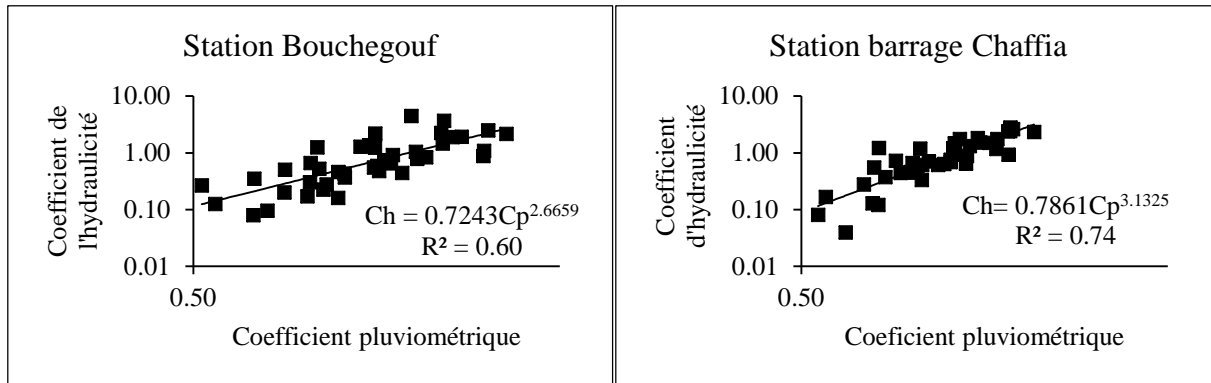


Figure 3.27. Corrélation coefficient d'hydraulicité/coefficient pluviométrique des bassins.

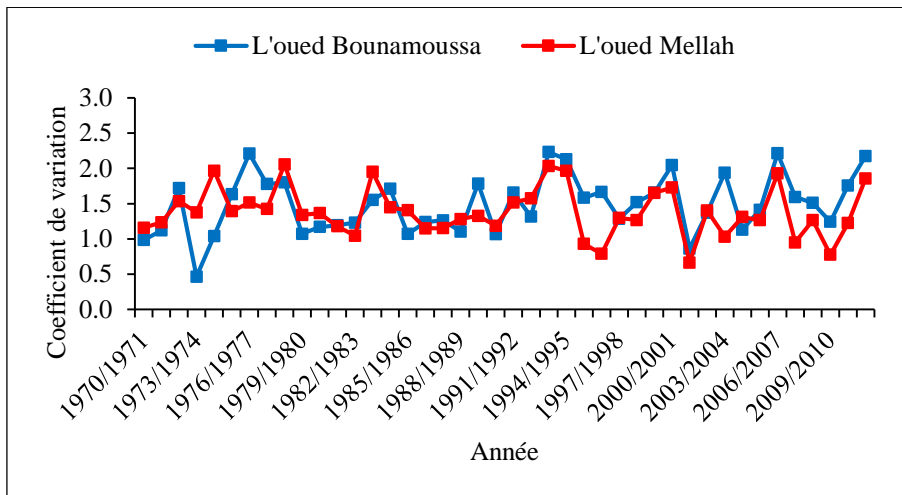
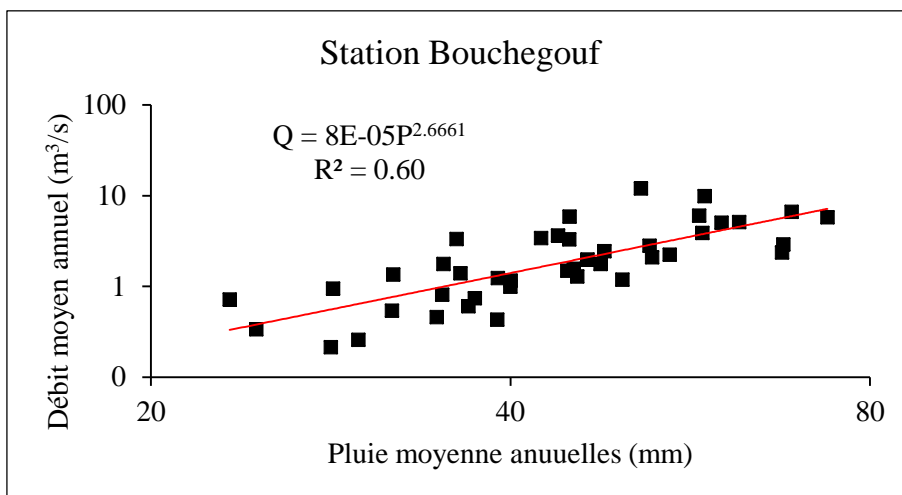


Figure 3.28. Coefficient de variation des débits liquides.



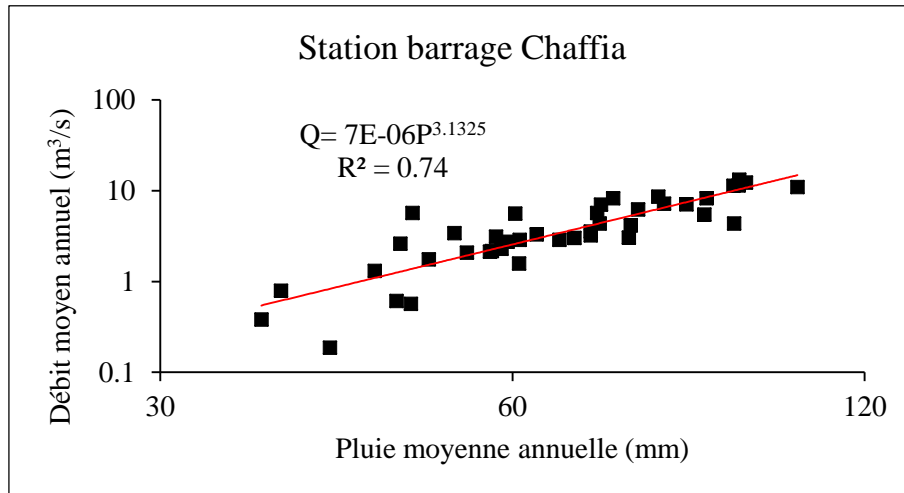
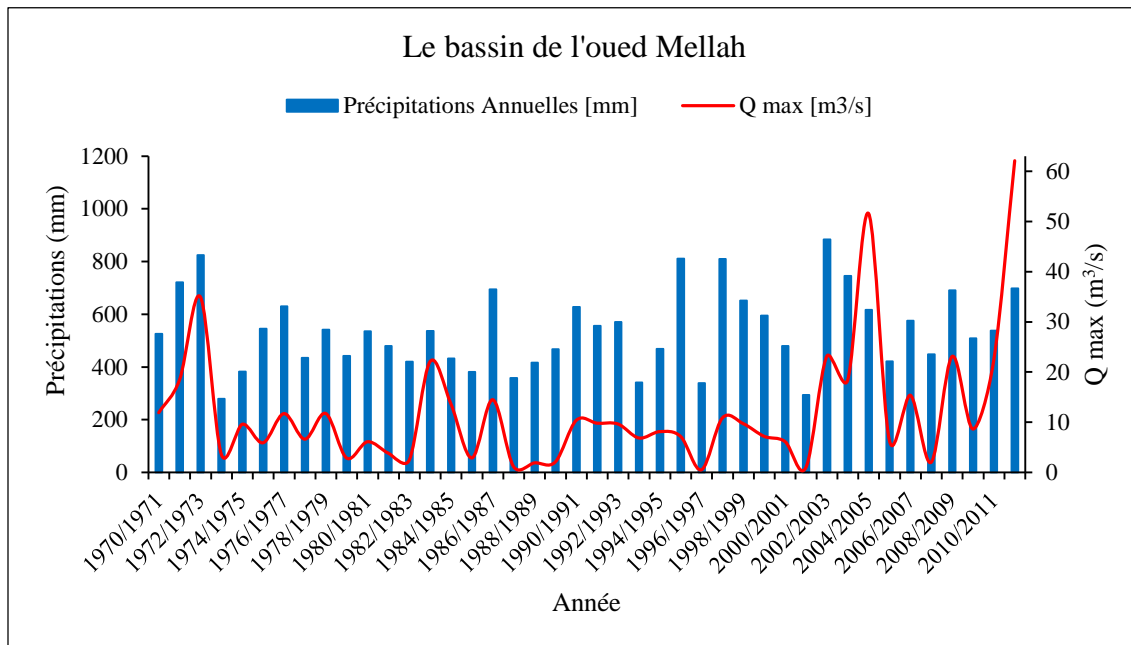


Figure 3.29. Corrélation pluie/débit des bassins pour la période 1970/71-2011/12.

3.2.3. La relation entre les précipitations et les crues

Dans les bassins versants analysés, les premières plus grandes crues se sont produites dans les années 72/73, 83/84, 86/87, 02/03, 03/04, 04/05, 08/09 et 11/12 (dans l'ordre de grandeur des débits de pointe), années où, comme on l'a vu précédemment, se sont enregistrées les plus grandes quantités de précipitations annuelles et journalières (figure 3.30).



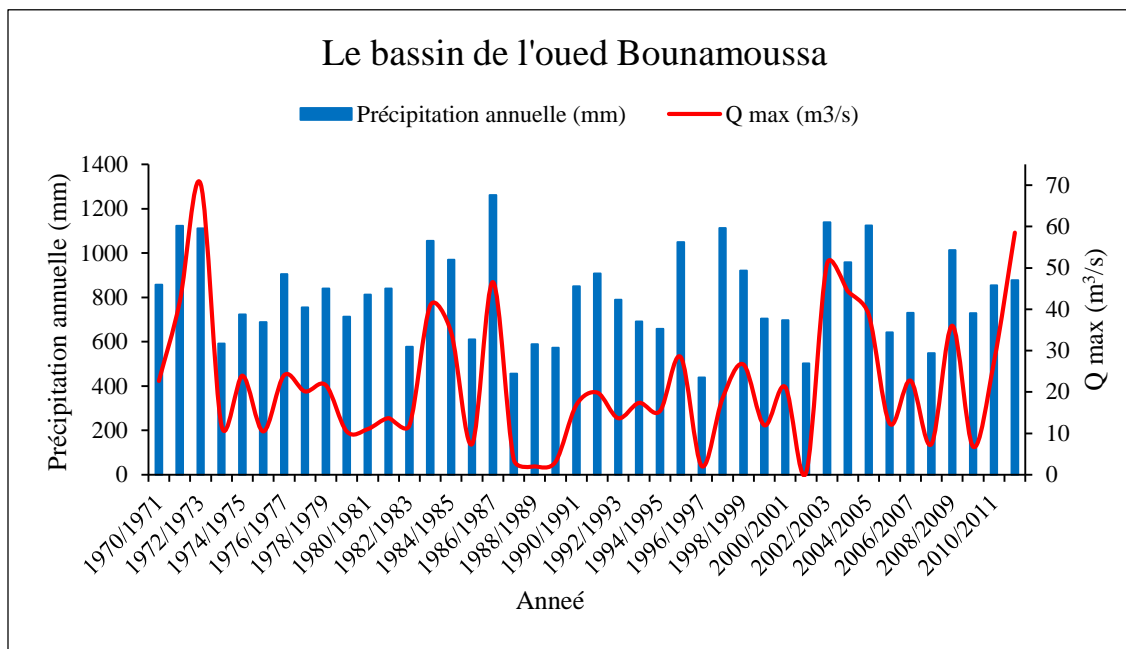


Figure 3.30. Variation des précipitations annuelles et des débits maximaux annuels dans les bassins versants.

3.2.4. Variation des débits mensuels et saisonniers

Comparativement à l'analyse annuelle qui étudie la variation sur une longue durée, l'étude de l'écoulement à l'échelle mensuelle et saisonnière peut donner une meilleure explication, notamment sur le régime fluvial et ses fluctuations. Pour ce faire, nous avons utilisé quelques paramètres intéressants tels que le coefficient de variation, le coefficient mensuel des débits et le coefficient d'écoulement. Pour l'oued Mellah la valeur du débit la plus élevée correspond au mois de Février avec une valeur de $7.67 \text{ m}^3/\text{s}$ (figure 3.31). Les mois de Janvier et Mars présentent aussi des valeurs élevées des débits, avec respectivement $5.39 \text{ m}^3/\text{s}$ et $5.98 \text{ m}^3/\text{s}$. Les valeurs les plus faibles sont observées à partir de Juin jusqu'à Octobre, où elles oscillent entre 0.31 et $0.74 \text{ m}^3/\text{s}$.

Le régime saisonnier des écoulements de l'oued Bounamoussa comprend deux périodes :

- Une période d'étiage allant de Juin à Septembre.
- Une période de crues et de débits abondants allant d'Octobre à Mai.

Le tarissement commence dès la fin de la saison des grandes pluies, au début de juin : l'oued est à sec en général pendant les mois d'Aout et Septembre. Les écoulements des cinq mois de juin à octobre sont peu importants en volume.

En Octobre, l'oued Bounamoussa commence à nouveau à débiter et les débits augmentent jusqu'au mois de Décembre, époque à laquelle le sol de couverture est saturé. Les apports de Janvier, Février et Mars sont les plus importants et représentent des valeurs élevées de $10.61 \text{ m}^3/\text{s}$, $12.37 \text{ m}^3/\text{s}$ et $8.45 \text{ m}^3/\text{s}$ correspondants respectivement au mois cités. La période comprise entre le mois de Juin et Octobre, caractérisée par des valeurs plus faibles comprises entre 0.74 et $1.26 \text{ m}^3/\text{s}$ (figure 3.31).

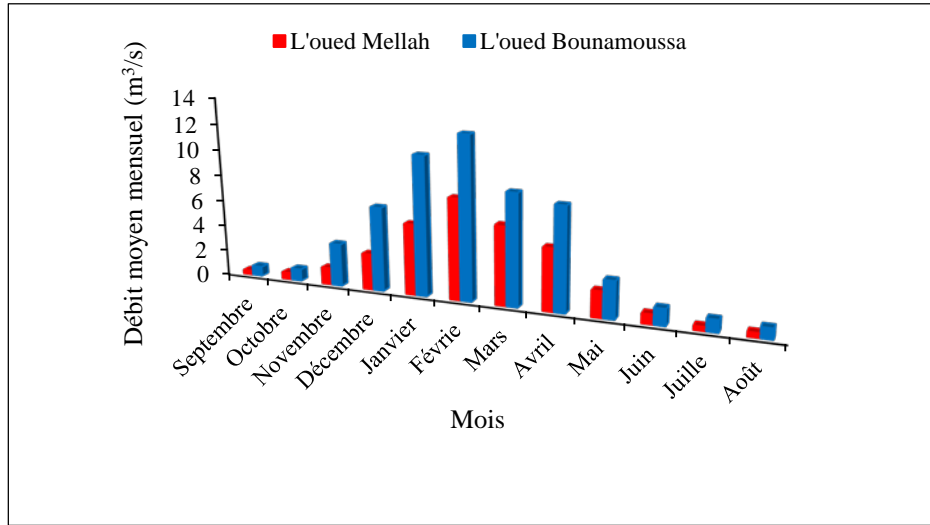


Figure 3.31. Variation mensuelle des débits moyens pour la période d'étude (1970/12).

3.2.5. Coefficient mensuel des débits

Le coefficient moyen des débits est le rapport des débits moyens mensuels sur la moyenne. Il est exprimé par la formule :

$$CMD = \frac{Q_i}{\bar{Q}} \quad (3.11)$$

Avec :

Q_i : Le débit moyen mensuel en m^3/s ;

\bar{Q} : La moyenne.

En effet, le tracé des courbes de coefficient moyen des débits (CMD), présente deux périodes l'une des plus hautes eaux (CMD supérieur à 1), et l'autre de basses eaux (CMD inférieur à 1). Des courbes en cloche, ont été établies pour les deux stations dont les mois de décembre jusqu'à avril présentent la période des plus hautes eaux, et le reste des mois de l'année c'est la période de basses eaux. Les valeurs maximums sont visualisés au mois de février (2.87 et 2.63 respectivement pour les stations Bouchegouf et barrage Chaffia).

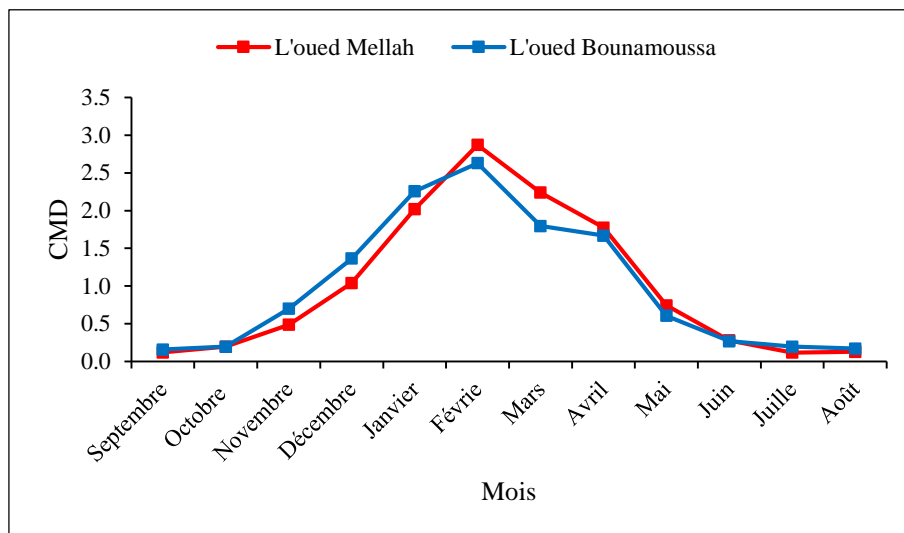


Figure 3.32. Variation du coefficient mensuel des débits.

3.2.6. Variation des débits moyens journaliers

Vu l'importance des variations des régimes fluviaux, pendant des durées très courtes de 24 heures au niveau des deux bassins, et leurs affluences sur les transports solides, une étude des débits à l'échelle journalière est obligatoire. Comme nous disposons des données des débits journaliers pour la période allant de 1970/71 jusqu'à 2011/12, nous avons procédé à une classification, des débits journaliers enregistrés au niveau des deux stations. Le tableau 3.14 récapitule les différents résultats de cette classification.

On remarque que la classe des débits inférieurs ou égale à $5 \text{ m}^3/\text{s}$ est la plus dominante avec un pourcentage de 87.72 % (l'oued Mellah) et de 72.68 % (l'oued Bounamousa), de nombre total des jours d'observation. Après cette classe, vient deux classes regroupant les débits de 5 à $10 \text{ m}^3/\text{s}$, et de 10 à $50 \text{ m}^3/\text{s}$ avec des pourcentages presque similaires pour les deux bassins (4.08-4.91% et 4.62-4.69% respectivement). Les classes des débits 50 à $100 \text{ m}^3/\text{s}$, et les débits extrêmes ($>100 \text{ m}^3/\text{s}$) participent par des faibles pourcentages allant de 0.12 % jusqu'à 0.93%.

Tableau 3.14. Répartition des débits journaliers dans les bassins versants.

Bassin de l'oued Mellah			Bassin de l'oued Bounamousa	
Classe Q (m^3/s)	Nombre	(%)	Nombre	(%)
< 5	13124	87.72	10876	72.68
5-10	734	4.91	611	4.08
10-50	691	4.62	702	4.69
50-100	55	0.37	139	0.93
>100	18	0.12	88	0.59

Pour l'année humide (2004/05), les courbes des débits journaliers (figure 3.33) font ressortir une saison humide de fin Décembre à Avril (bassin de l'oued Mellah), et de Novembre à Avril pour l'autre bassin. Tandis que la saison sèche occupe le reste des mois de l'année de chaque bassin.

Pour le bassin de l'oued Mellah, on remarque que la croissance des débits journaliers à partir de fin Décembre est tout à fait brusque, ce changement s'est expliqué par le fait que les oueds sont

soutenus par des pluies torrentielles violentes tombées sur des sols complètement secs à cause d'une longue période estivale et automnale en grande partie sèche. Entre autres, le ruissellement se développe surtout quand l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol d'où l'engorgement rapide par l'eau et l'apparition des premières montées des pics. Contrairement, le bassin de l'oued Bounamoussa se caractérise par une montée progressive des débits journaliers à partir de Novembre jusqu'à Avril.

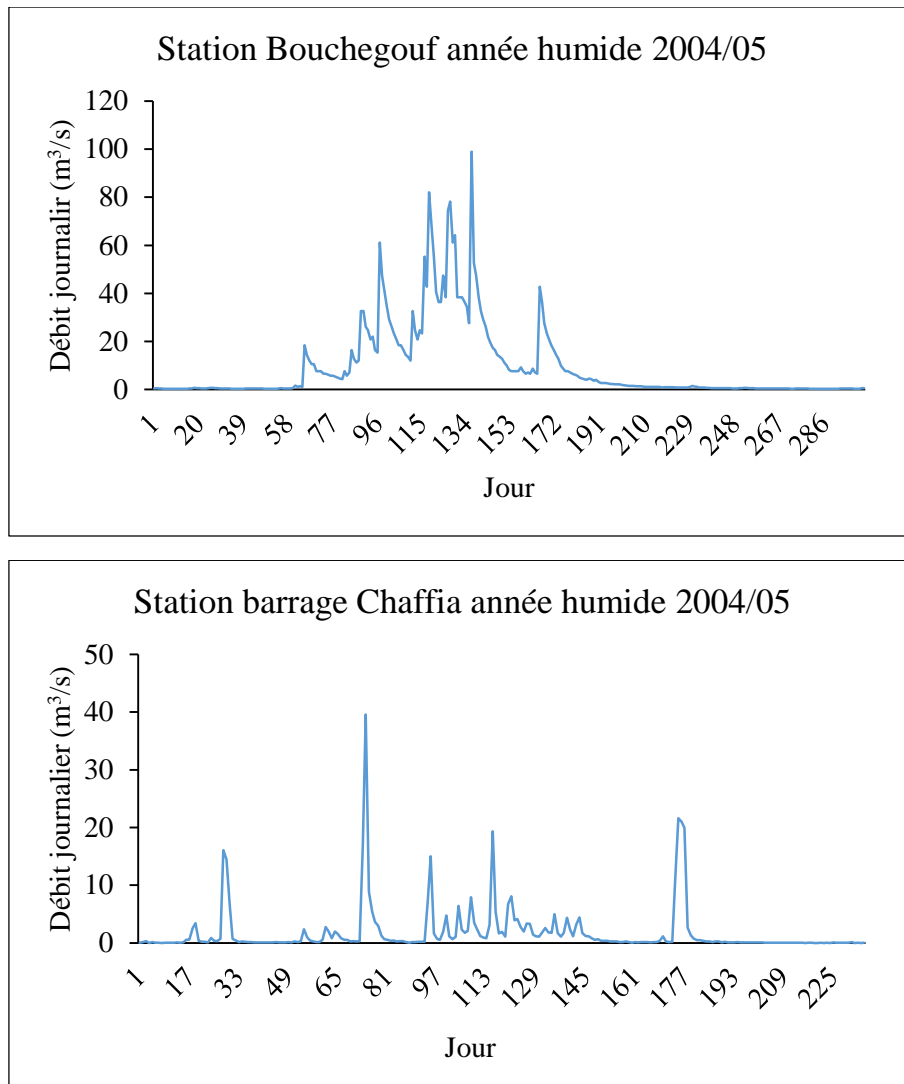


Figure 3.33. Variation des débits journaliers des bassins versants durant l'année 2004/05.

Dans les deux bassins, les courbes des débits présentent des valeurs maximales durant la période qui s'étale entre Décembre et Avril, où elles atteignent des pics au mois de Février. Après la période des hautes eaux marquée par des montées secondaires irrégulières à partir de fin février à avril, la décroissance des débits n'est pas brusque.

En ce qui concerne l'année sèche (1996/97) pour le bassin de l'oued Mellah, et 2001/02 pour le bassin de l'oued Bounamoussa, la capacité de rétention des bassins est relativement faible. Des valeurs maximales sont enregistrées aux mois de Janvier, Février et Mars dans l'Oued Mellah, Février, Mars et Avril dans l'Oued Bounamoussa (figure 3.34).

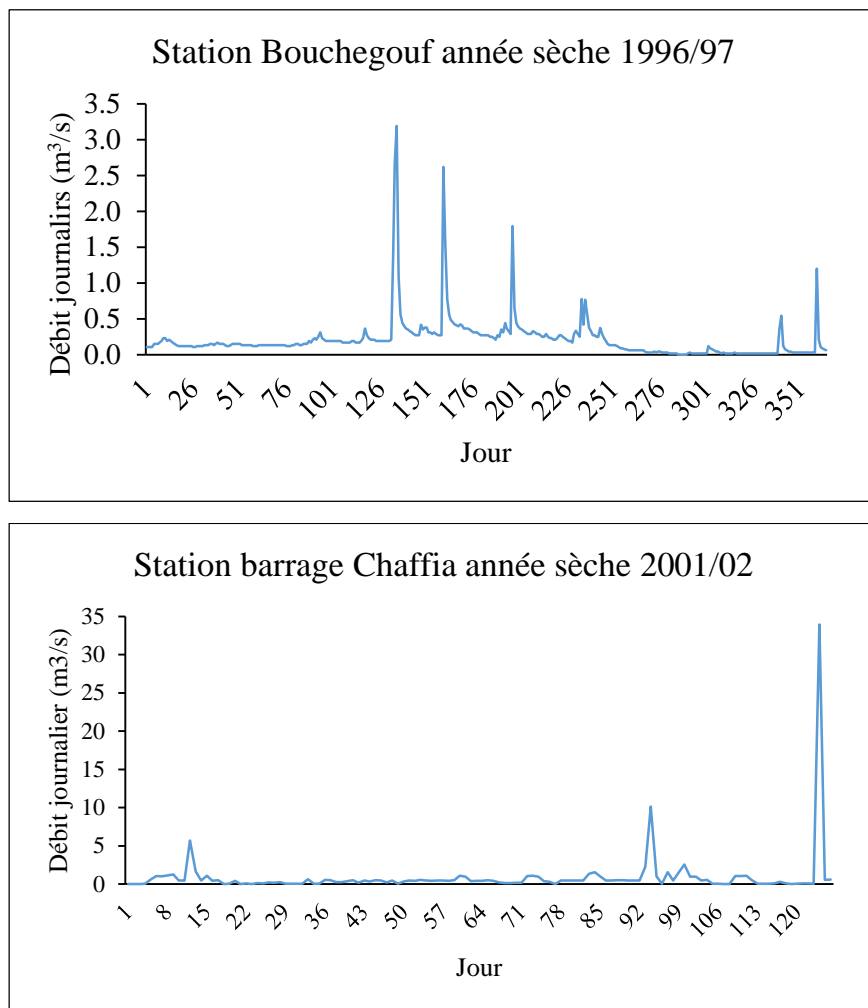


Figure 3.34. Variation des débits journaliers des bassins versants (années sèches).

3.2.7. Variabilité des débits des crues

Les débits extrêmes que sont les phénomènes de crues et d'étiages ne peuvent être cernés que dans leur succession chronologique, qui se développe durant une période de temps très courte de quelques heures à plusieurs jours, donnant par la suite des hauteurs d'eau qui se traduisent en débits liquides très importants. Les renseignements qu'on peut recueillir sur les crues sont souvent incertains du fait qu'il est toujours difficile de procéder, pendant la durée, à des mesures de vitesse et qu'on est souvent réduit à repérer seulement les niveaux d'eau atteints.

L'étude des crues permet de mettre en évidence la réaction des bassins versants pendant un pas de temps réduit à une averse ou séquence pluvieuse donnée. Cette réaction ou réponse d'un bassin, fonction des caractères propres des précipitations (hauteur, intensité et durée) est déterminée par la combinaison complexe des divers éléments caractérisant l'organisation fluviale : état de saturation des sols, importance des pentes, densité de drainage, taux de la couverture végétale, forme du bassin etc... On se limitera dans l'étude des crues, à leurs caractères généraux tels que leur genèse, leur puissance, leur fréquence en précisant par ailleurs, le potentiel hydrologique énorme qu'elles représentent.

L'importance des crues est directement et notamment liée à la dynamique érosive où d'autres facteurs intervenant tels que la pente, la couverture végétale et la densité de drainage. La série des crues dont nous disposons (1970/71-2011/12), recueillie au niveau de la station hydrométrique de Bouchegouf contient un grand nombre de crues qu'il a été judicieux d'utiliser afin de procéder à une classification des valeurs des hauteurs d'eau qui reflètent des débits extrêmes pour obtenir une bonne analyse (tableau 3.15).

On remarque une prédominance de la classe des hauteurs d'eau entre 50 à 150 cm, avec 59.24 %. Par contre, la classe de hauteurs supérieures à 300 cm est la moins fréquente avec un pourcentage de 0.78 %. Les hauteurs inférieures à 10 cm représentent 2.9% des hauteurs sélectionnés.

Tableau 3.15. Classes des hauteurs d'eau en période des crues.

Classe des hauteurs (cm)	Nombre	Pourcentage (%)
< 10	1779	2.9
10 - 50	14668	23.91
50 - 150	36340	59.24
150 - 300	8091	13.19
> 300	478	0.78

Notons que la valeur extrême en hauteur d'eau enregistrée est de 620 cm, correspondant au débit $784 \text{ m}^3/\text{s}$. Elle représente une valeur du 04 Avril 2003, reliée à la crue du 01 au 08 Avril 2003, avec un débit moyen journalier de $342.04 \text{ m}^3/\text{s}$. Les plus faibles hauteurs correspondant aux différentes crues représentent des débits faibles à moins de $0.15 \text{ m}^3/\text{s}$.

3.2.8. Estimation des volumes d'eau

L'apport annuel moyen au niveau du bassin versant de l'Oued Mellah est estimé à 82.96 Hm^3 . Les volumes d'eau moyens mensuels varient entre 0.80 et 19.87 Hm^3 . Par rapport au bassin de l'oued Mellah, l'apport annuel moyen du bassin de l'oued Bounamoussa est estimé à 146.15 Hm^3 , où les volumes moyens mensuels oscillent entre 1.91 et 30.13 Hm^3 mesurés au mois de février (tableau 3.16). Les plus grandes valeurs de l'apport observé pendant la période des hautes eaux est celle du mois de Février pour les deux bassins, tandis que les valeurs les plus faibles sont observés aux mois des Juillets et Septembre respectivement pour le bassin de l'oued Mellah et l'oued Bounamoussa.

Tableau 3.16. Apports moyens mensuels des bassins versants.

Bassin/Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A
L'oued Mellah	0.83	1.36	3.37	7.03	13.97	19.87	15.50	12.29	5.14	1.92	0.80	0.88
L'oued Bounamoussa	1.91	2.45	8.51	17.20	27.50	30.13	22.62	20.33	7.61	3.26	2.47	2.14

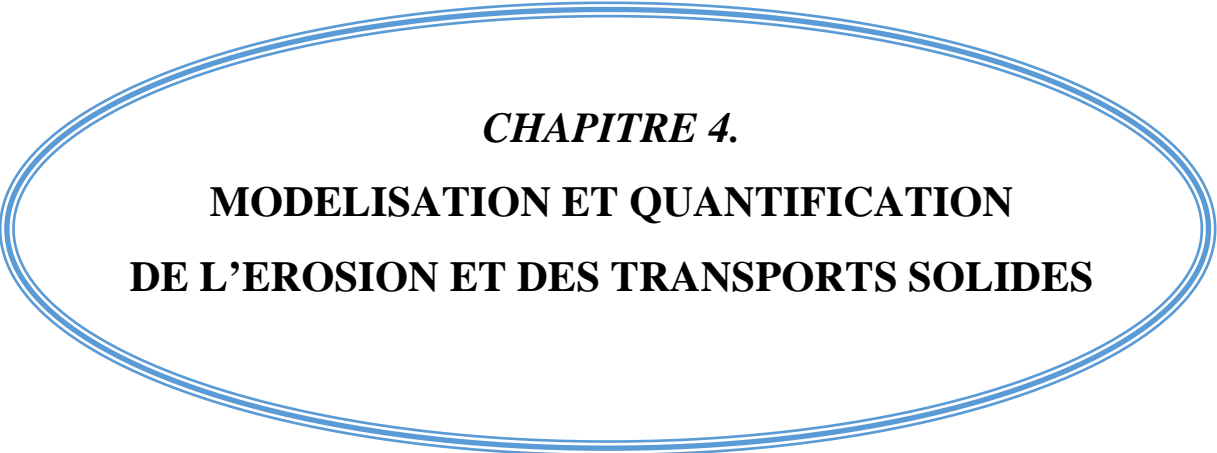
3.3. Conclusion

L'analyse climatologique et hydrologique au niveau des bassins versants d'études ont fait l'objet d'une double contrainte : D'un côté, la faible disponibilité des stations pluviométriques et hydrométriques, de l'autre côté, le manque des données de mesure notamment à l'échelle mensuelle et annuelle.

L'étude climatique a été élaborée en se basant sur des séries de mesure correspondant à une période de 42 ans d'observation (de 1970/71 à 2011/12). Elle montre que les bassins sont soumis à un climat méditerranéen caractérisé par deux saisons distinctes : un hiver frais et un été sec et chaud de Juin à Octobre. La variation de la pluviométrie moyenne annuelle enregistrée dans cette période est importante (plus de 800 mm pour les deux bassins versants). Il convient de noter que dans cette période pour le bassin de l'oued Mellah, les années hydrologiques 1973, 1996, 1998 et 2003 sont les plus pluvieuses avec 825mm, 812mm, 810mm et 884mm respectivement à la station de Bouchegouf. Bien que les années 1974, 1994, 1996 et 2002 présentent des valeurs inférieures à 350mm. La station de Chaffia enregistre des valeurs plus importantes à celle de Bouchegouf où elles dépassent les 1000mm dans les années 1972, 1973, 1984, 1987, 1996, 1998, 2003, 2005, et 2009. Tandis que les années 1988 et 1997 montrant des valeurs inférieures de 456mm et 439mm respectivement. La variation mensuelle des précipitations donne des valeurs plus élevées enregistrées au cours de la période d'Octobre à Mai avec un maximum pour la plupart des stations en Janvier. Ces valeurs ont diminué durant la période de Juin à Septembre avec des hauteurs inférieures à 8 mm enregistrées en Juillet. Ainsi que climat est caractérisé par d'importantes irrégularités interannuelles. Il ressort également de cette analyse climatique que les bassins versants étudiés jouissent de conditions relativement privilégiées, surtout en hiver et au printemps. La période humide est caractérisée par des températures très faibles par rapport à la température moyenne annuelle notamment pour le mois de Janvier, et des hauteurs de précipitations maximales observées surtout entre les mois de Novembre et Décembre. En revanche, la période sèche est connue par la rareté des pluies surtout pour les mois de Juin, Juillet et Août, au cours desquels les températures atteignent leurs maxima.

Toutes ces variations climatiques sont liées au caractère du climat méditerranéen subhumide de l'Afrique du Nord. La torrencialité des pluies de la fin du printemps et du début de l'automne met d'avantage en péril l'équilibre des bassins versants et contribue à intensifier l'érosion hydrique surtout lorsqu'elle coïncide souvent avec les activités agricoles où les sols sont dénudés, et que la couverture végétale protectrice est insuffisante.

Différents facteurs explicatifs des variations de la dégradation spécifique. Également, les indices caractérisant l'agressivité des pluies (IF : l'indice de fournier, IMF : l'indice de fournier modifié et PCI : la concentration saisonnière des pluies) ont été calculés.



CHAPITRE 4.
**MODELISATION ET QUANTIFICATION
DE L'EROSION ET DES TRANSPORTS SOLIDES**

Chapitre 4. Modélisation et quantification de l'érosion et des transports solides

4.1. Introduction

Depuis près d'un siècle, la détermination des apports en sédiments en suspension dans les rivières et les oueds est devenue une nécessité. Les raisons de cet intérêt se rapportent à l'évaluation du transport des sédiments vers les mers et les océans, l'estimation du taux d'érosion et des pertes en terres, la prévision de l'envasement des retenues et des estuaires ainsi que l'évaluation de l'impact de la pollution sur la qualité de l'eau et sur l'environnement. Ces raisons poussent bon nombre de chercheurs à s'intéresser beaucoup plus au transport solide en suspension qu'en charriage [Ghenim \[2008\]](#).

Pour comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire et de quantifier les flux de la matière solide dans les bassins versants, une analyse des matières en suspensions (MES) a été élaborée. Dans ce chapitre, la quantification des transports solides a été abordée de différentes manières (échelles).

4.2. Source de données et méthodologie

L'installation de la station hydrométrique de Bouchegouf sur le bassin versant de l'oued Mellah, a permis aux services de l'ANRH d'entreprendre les mesures des matières en suspension (MES) en concomitance avec les mesures du débit liquide. Les mesures ont eu lieu de Janvier 1971 jusqu'à Mai 2003. Certaines mesures ont été limitées à quelques prélèvements ponctuels, qui ne permettent pas un bilan annuel des transports. D'autres échantillons sous forme de hauteurs d'eau, s'étalent entre Septembre 2003 et Avril 2012. Ils ont été collectés sans débits et concentrations correspondants (pas des mesures de MES). Néanmoins, le bassin de l'oued Mellah n'a pas fait l'objet d'un suivi régulier au cours de périodes d'observations plus ou moins longues. Toutefois, ces données réunies constituent une importante masse d'informations nécessaires pour diverses analyses à l'échelle du bassin versant.

Les données de base qui ont été utilisées, concernent les mesures des matières solides en suspension réalisées sur le bassin depuis le début des observations (Janvier 1971). Ces données étaient restées très disparates et ne permettaient pas une approche spatiale du phénomène de transport de matières. Donc elles ne sont pas toujours suffisantes pour constituer des échantillons exhaustifs [Khanchoul \[2006\]](#). A l'instar des banques de données hydroclimatologiques, la mise en place d'une base de données s'est avérée nécessaire. Les études sur les transports de matières en suspension au bassin n'ont pas eu pour objectif une analyse comparative suivant les différentes unités climatiques et les caractéristiques d'états de surface et d'occupation du sol. Mais l'analyse globale montre que le bassin étudié est assez régulièrement réparti dans les unités climatiques.

Le bassin versant de l'oued Bounamoussa n'a pas encore fait l'objet d'observations, même ponctuelles, des matières solides en suspension, d'où une analyse d'envasement du barrage Chaffia à l'exutoire de ce bassin est nécessaire.

En relation avec les divers régimes hydrologiques, nous présenterons les variations des matières en suspension (concentrations et flux) au cours du cycle hydrologique annuel, et leurs relations avec les débits dans le bassin de l'oued Mellah.

Les courbes de transport solide obtenues ne sont pas toujours fiables et donnent des coefficients de corrélation insuffisants, d'où la relation en puissance issue de la re-transformation logarithmique utilisée pour caractériser la dynamique érosive des cours d'eau produit une erreur ou « biais » dû à la transformation de l'échelle logarithmique à l'échelle arithmétique. Ce biais est

responsable d'une sous-estimation de l'apport solide en suspension. De plus, tant que le nuage de points est dispersé tant que l'erreur s'élargit. Dans les régions semi-arides où la fréquence de forts débits responsables de la majeure part du transport solide annuel est faible, la relation en puissance devient non représentative des conditions dans lesquelles la majorité du flux des sédiments est transporté Walling, [1977] ; Jansson, [1985] ; Asselman, [2000] ; Syvitski et al, [2000].

Pour une meilleure représentation de la dynamique érosive des cours d'eau, plusieurs procédures ont été adoptées. Pour certains, la série globale des mesures est subdivisée en 2 ou plusieurs sous-séries relatives aux saisons, aux débits ascendants et descendants Walling [1977], d'autres préfèrent la subdivision du débit liquide en 2 ou plusieurs classes et de déterminer la relation en puissance pour chaque classe de débit Jansson, [1996] ; Koutsoyiannis, [2000] ; Zarris et Koutsoyiannis, [2005]. On obtient donc après transformation des axes en échelle logarithmique une ligne de régression dite "brisée". D'autres encore ont mis au point des méthodes de correction de la relation en puissance Duan, [1983] ; Ferguson, [1986-1987] ; Cohn et al, [1989] ; Ghenim, [2008].

Pour aboutir à des courbes de transport solide plus fiables, et quantifier le transport solide de notre zone d'étude nous avons procédé à la méthode des classes des débits décrite par Verhoff et al [1980] ; Walling et Webb [1981] et développée par Jansson [1985, 1996]. Cette méthode basée sur le calcul des concentrations moyennes et des débits moyens, donne un ordre d'amplitude plus correcte de la charge solide.

La procédure débute par classer les couples concentration moyenne-débit moyen mesurés et les regrouper ensuite en classes distinctes des débits liquides (de la plus faible valeur à la plus élevée). La définition de l'intervalle de classe dépend de la base de données. Pour les débits faibles, l'intervalle de classe peut être étroit et devient progressivement large à mesure que la base de données contient moins de débits liquides aux valeurs élevées. Les concentrations en suspension et les débits liquides moyens correspondants à chaque classe sont calculés et introduits dans des régressions.

Par définition, une ligne de régression devrait traverser toutes les valeurs moyennes Yevjevich, [1972], mais il est difficile d'observer à l'œil nu la direction que la ligne de régression devrait prendre au sein d'un nuage de point dispersé. Pour cela, il est impératif de représenter toutes les concentrations moyennes et les débits moyens dans un même graphe et de représenter la ligne de régression afin de déterminer le changement de direction de cette ligne à travers le nuage de points et de choisir, par-là, le meilleur ajustement possible Khanchoul [2006]. Par ailleurs, une tentative a été faite à l'échelle journalière et à l'échelle des crues en subdivisant l'ensemble des individus, concentrations moyennes et débits liquides moyens, pour pouvoir remarquer les influences majeures sur la dispersion de la courbe de transport solide.

Sur les deux échelles, différentes relations ont été développées à savoir l'ensemble des individus, montée de crues et décrue, groupement saisonnier (hiver, été-automne et printemps), et saisons sèche et humide. Le manque de données durant la saison estivale nous a obligé à les associer à la saison automnale. Après élaboration des différentes régressions appartenant aux différentes catégories, chaque régression des concentrations moyennes et des débits moyens peut être corrigée afin de réduire la sous-estimation du débit solide Ferguson [1986]; Jansson [1985, 1996] ; Khanchoul [2006]. Le facteur correctif est défini par la formule suivante :

$$FC = \text{Exp}(0.5 * \sigma^2); \sigma^2 = \frac{1}{N-1} * \sum [\text{Ln}(C_i) - \text{Ln}(C'_i)]^2 \quad (4.1)$$

σ^2 est la variance, C_i et C'_i sont respectivement la concentration moyenne mesurée et estimée.

Finalement, les résultats des débits solides mesurés de l'ensemble des crues enregistrées seront comparés à ceux calculés pour chacune des catégories. Les différences entre les valeurs mesurées et celles calculées peut être exprimée en pourcentage d'erreur de la forme suivante Walling [1977]; Horowitz [2001]:

$$\text{Erreur (\%)} = \left(\frac{\text{valeur estimé du débit solide}}{\text{valeur mesurée du débit solide}} - 1 \right) \times 100 \quad (4.2)$$

Une valeur négative indique une sous-estimation, alors que la valeur positive indique une surestimation relative à la valeur mesurée.

4.3. Relation entre les concentrations et les débits liquides

Le bassin versant de l'oued Mellah a fait l'objet de prélèvements instantanés de concentrations de matières en suspension, dont 1795 individus des concentrations et des débits liquides sont utilisés pour établir les courbes de transport solide. Ces données permettent d'analyser, à différentes échelles, les régimes de transport des matières en suspension. La figure 4.1 présente la relation entre les débits et les concentrations instantanées des matières en suspension pour la station de Bouchegouf.

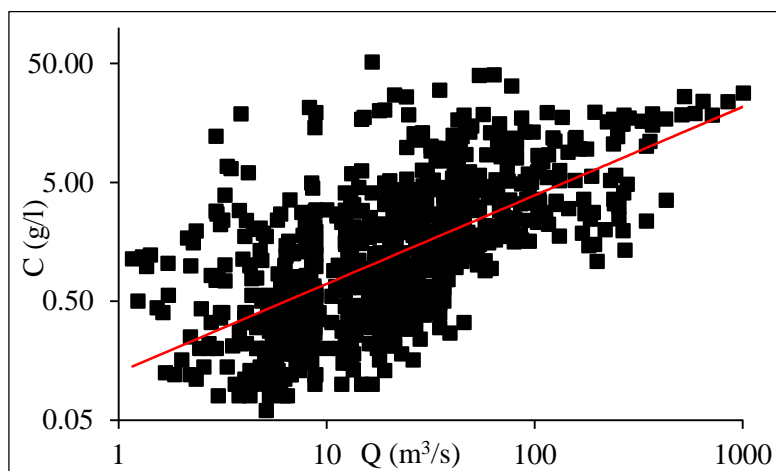


Figure 4.1. Relation entre les concentrations et des débits instantanés.

La figure 4.1 montre qu'il n'y a pas une relation simple entre les concentrations et les débits liquides. Généralement dans cette étude les modèles concentration des sédiments en suspension-débit liquide sont de type puissance $Y = a X^b$. Ce modèle peut sous-estimer le débit solide et c'est pour cette raison qu'il est possible d'utiliser un facteur correctif basé sur des considérations statistiques.

De nombreuses études ont décrit les caractéristiques des régimes des matières en suspension dans les cours d'eau. Il en ressort que les concentrations les plus élevées correspondent au début de la saison des pluies. Elles diminuent plus ou moins rapidement vers la période des basses eaux, de plus en plus le transport solide devient négligeable Gaston [2007].

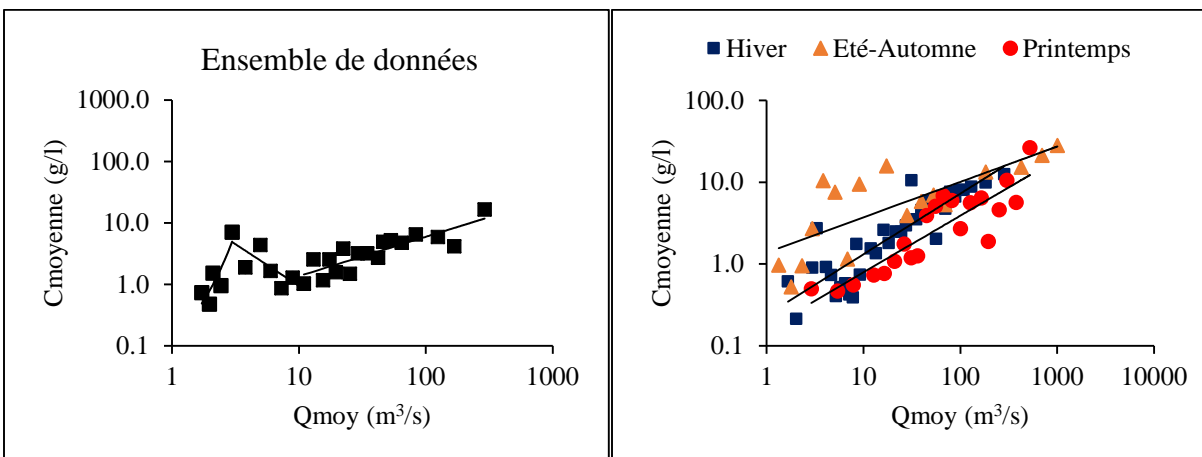
L'essentiel du transport a de ce fait lieu en saison humide, sous l'effet des précipitations et du ruissellement sur le bassin versant. On distingue trois phases au cours de l'année dans le processus de transport de matières en suspension : Hiver ; les concentrations croissent avec les débits, Printemps ; les concentrations décroissent pendant que les débits continuent à augmenter, Eté ; à la saison d'Automne, les concentrations diminuent en même temps que les débits, c'est la saison sèche où les précipitations sont presque nulles, par conséquent il n'y aura pas d'écoulements. Après cette saison, l'automne se caractérise par des précipitations brusques, qui tombent sur un sol sec, ce qui résulte des concentrations élevées.

4.3.1. Variabilité à l'échelle journalière

Les moyennes journalières des concentrations en suspension et les moyennes journalières des débits liquides sont calculées en divisant la série des données en crue journalière. Par la suite pour chaque jour on a calculé le débit moyen comme étant le volume sur le temps, et la concentration moyenne est le produit de débit, concentration instantanée et le temps sur le volume. Les couples concentration-débit liquide obtenus sont utilisés à plusieurs variantes (figure 4.2).

Six variantes sont prises en considération, à savoir :

- ✓ Ensemble des données
- ✓ Automne : Septembre, octobre, novembre.
- ✓ Hiver : Décembre, janvier, Février.
- ✓ Printemps : Mars, avril, Mai.
- ✓ Eté : Juin, Juillet, Août.
- ✓ Saison humide et saison sèche : ces deux période sont déterminées à l'aide de diagramme pluvio-thermique du bassin de l'oued Mellah montré dans le chapitre précédent.



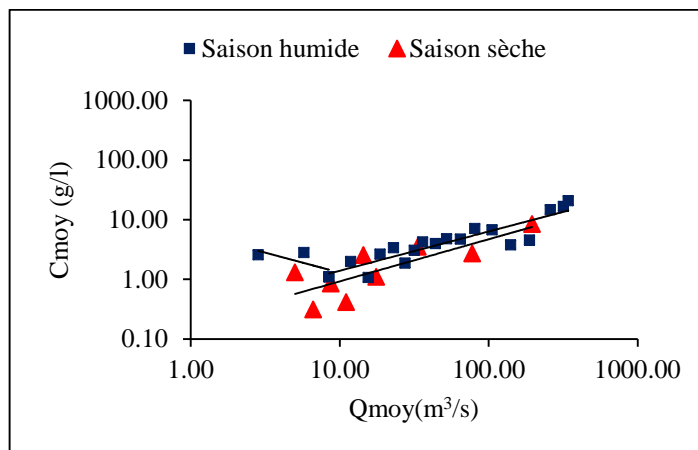
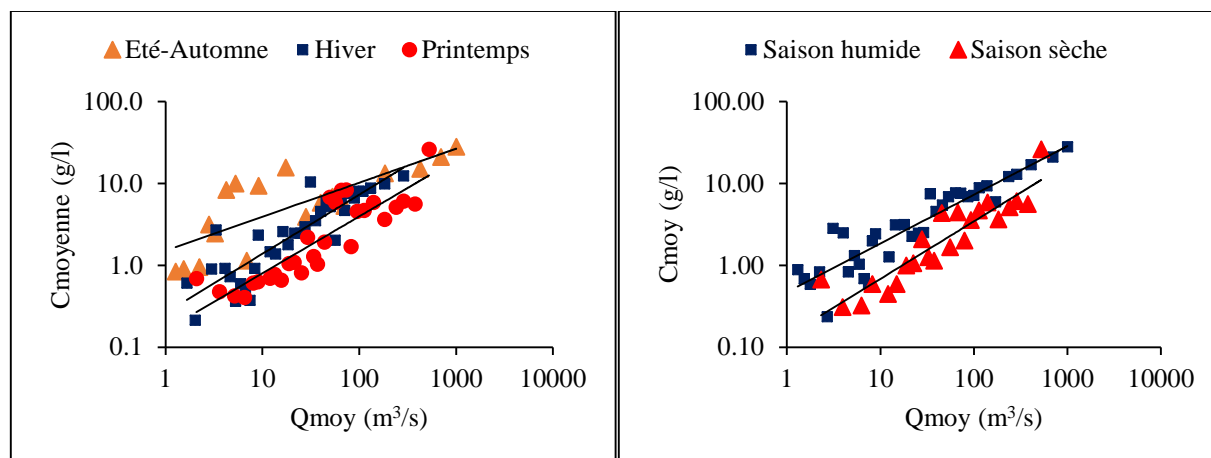


Figure 4.2. Relation entre les concentrations moyennes des MES et des débits moyens (échelle journalière) en utilisant la méthode des classes des débits.

4.3.2. Variabilité à l'échelle des crues

De même que la variabilité à l'échelle journalière, à l'échelle des crues les couples concentration moyenne-débit liquide moyen ont été calculés pour chaque crue. Plusieurs variantes ont été utilisées dans cette approche. Cette dernière permet aussi d'étudier la relation débit liquide moyen-concentration moyenne sur deux grandes périodes : montée des crues et décrues. A cet effet, la totalité des observations a été subdivisée en deux parties et, après l'analyse de la régression, les modèles, puissance sont toujours les meilleurs comme le montre la figure 4.3.



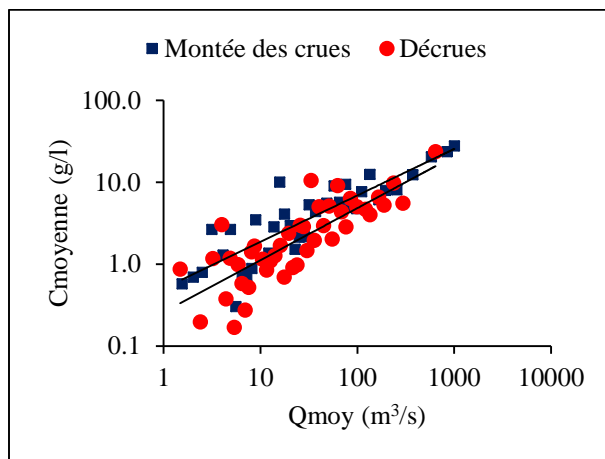


Figure 4.3. Relation entre les concentrations moyennes des MES et des débits moyens (échelle des crues) en utilisant la méthode des classes des débits.

Tableau 4.1. Fonctions d'ajustement de la relation entre la concentration et le débit liquide pour chaque type de données.

Echelle	Type de données	Fonctions	FC	R ²
Echelle journalière	Données confondues	$C_{moy} = 0.0213 \text{Exp}^{1.8302 * Q_{moy}}$	1.12138895	0.74
		$C_{moy} = 21.386 Q_{moy}^{-1.353}$	1.10200817	0.66
		$C_{moy} = 0.312 Q_{moy}^{0.6398}$	1.06413236	0.73
	Hiver	$C_{moy} = 0.2392 Q_{moy}^{0.7408}$	1.379064	0.78
	Automne+Eté	$C_{moy} = 1.3739 Q_{moy}^{0.4326}$	1.312910	0.60
	Printemps	$C_{moy} = 0.1611 Q_{moy}^{0.6915}$	1.135917	0.79
	Période humide	$C_{moy} = 6.0557 Q_{moy}^{-0.669}$	---	0.52
	Période sèche	$C_{moy} = 0.3071 Q_{moy}^{0.6576}$	1.066246	0.81
Echelle des crues	Données confondues	$C_{moy} = 3.5527 \text{Exp}^{0.008 * Q_{moy}}$	1.0403905	0.63
	Montée de crues	$C_{moy} = 0.5065 Q_{moy}^{0.5678}$	1.152832	0.76
	Décrués	$C_{moy} = 0.2602 Q_{moy}^{0.6347}$	1.221275907	0.66
	Hiver	$C_{moy} = 0.2618 Q_{moy}^{0.7229}$	1.143101	0.78
	Automne+Eté	$C_{moy} = 1.5073 Q_{moy}^{0.4158}$	1.256515	0.62
	Printemps	$C_{moy} = 0.1611 Q_{moy}^{0.6954}$	1.152285	0.77
	Période humide	$C_{moy} = 0.4731 Q_{moy}^{0.5942}$	1.107733	0.85
	Période sèche	$C_{moy} = 0.1354 Q_{moy}^{0.7032}$	1.103994	0.84

Tableau 4.2. Comparaison des apports solides estimés avec les apports calculés issus des concentrations mesurées.

Apport solide		Echelle journalière		Echelle des crues	
		As ($\times 10^{-3}$ tonnes)	Erreur (%)	As ($\times 10^{-3}$ tonnes)	Erreur (%)
Apport estimé	Apport mesuré	3395.79			
	Ensemble des données	3688.30	+ 8.61	3667.81	+ 8.01
	Groupement saisonnier	3194.87	-5.92	4209.39	+ 23.96
	Saison humide/Sèche	3724.44	+ 9.68	3731.95	+ 9.90
	Montée des crues/Décrués	-		3630.08	+ 6.9

4.4. Relation entre les débits solides et les débits liquides

Les relations des concentrations de matières en suspension avec les débits ont montré toute la complexité qui existe entre les débits d'un cours d'eau et les concentrations de matières qu'il véhicule. Mais la quantification de la charge solide d'un cours d'eau, à un moment donné, est primordiale. En termes d'érosion, les quantités réelles de matériaux érodés sur les versants et destinées à être déposées plus ou moins loin en aval, sont obtenues en pondérant les concentrations par les débits liquides suivant la formule :

$$Q_s = C \times Q_l \quad (4.3)$$

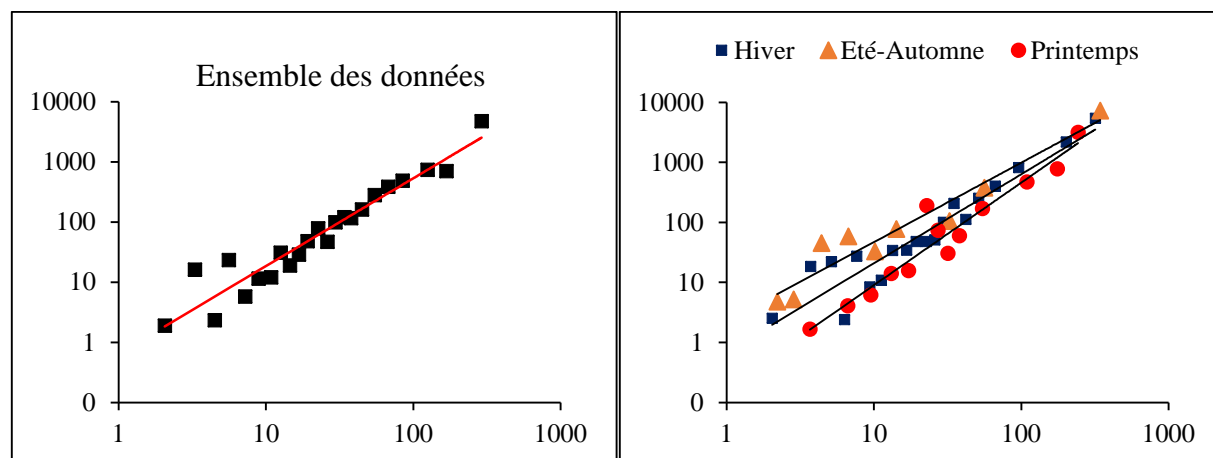
Q_s : débit des matières en suspension ($\text{kg}\cdot\text{s}^{-1}$) ;

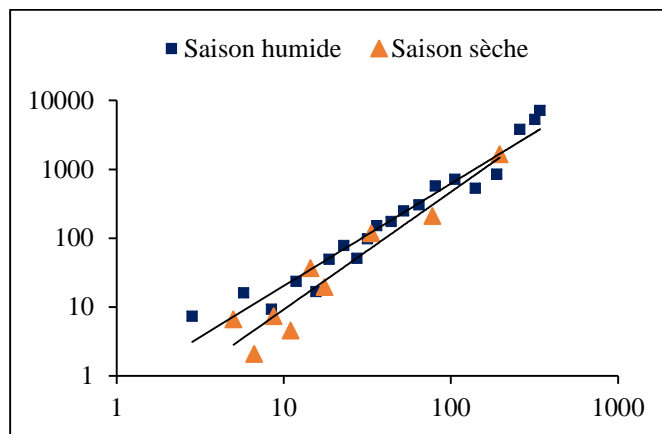
C : concentration moyenne des matières en suspension ($\text{g}\cdot\text{l}^{-1}$ ou $\text{kg}\cdot\text{m}^{-3}$) ;

Q_l : débit liquide du cours d'eau ($\text{m}^3\cdot\text{s}^{-1}$).

Comme pour les concentrations, nous avons cherché à l'échelle journalière et à l'échelle des crues s'il pouvait exister des relations significatives entre les flux de matières solides en suspension et les débits liquides. Les différentes corrélations entre ces deux paramètres sont présentées par la figure 4.4 et le tableau 4.3.

a- Echelle journalière





b- Echelle des crues

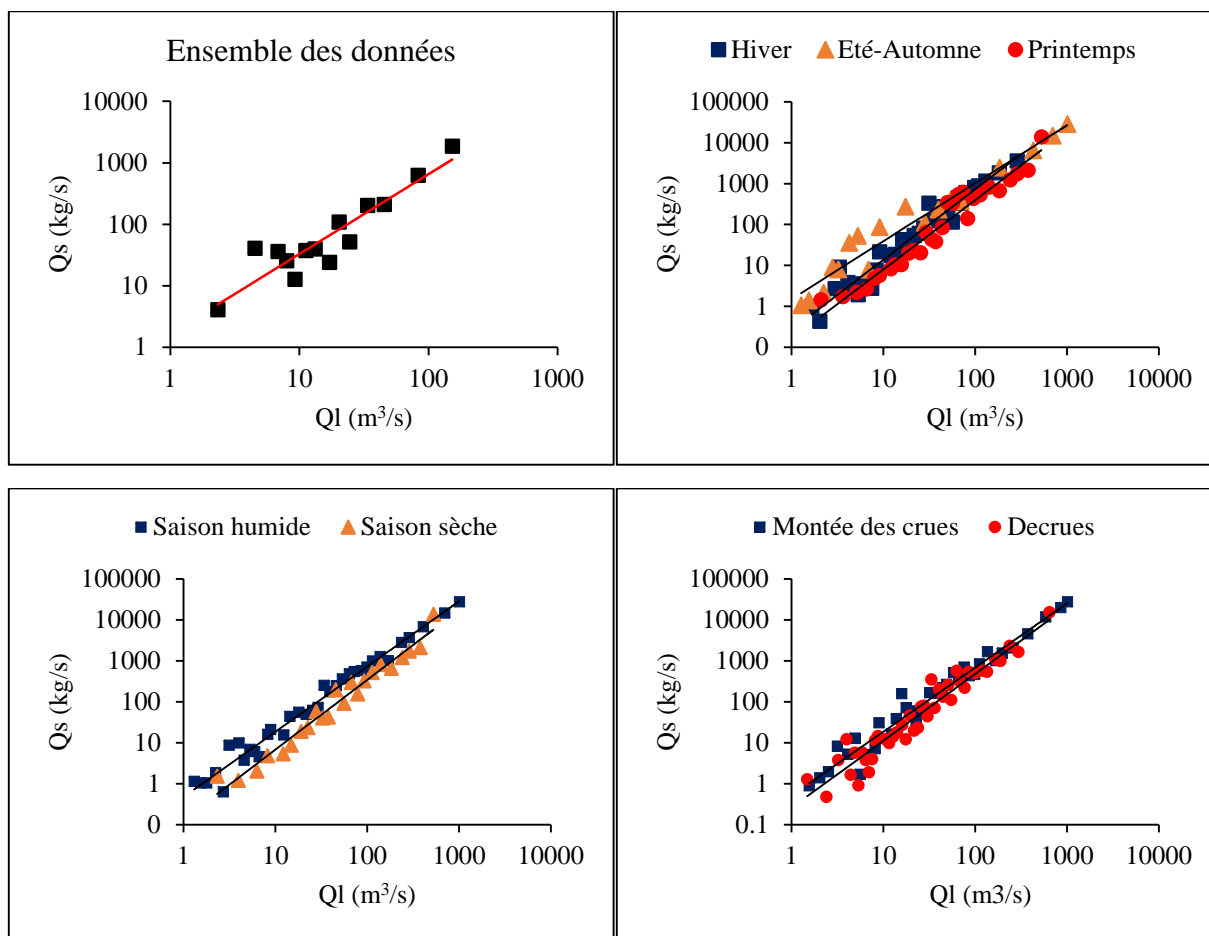


Figure 4.4. Relation entre les débits solides et des débits liquides moyens à l'échelle journalière et à l'échelle des crues.

Les résultats trouvés montrent une bonne relation en puissance liant les débits solides en kg/s aux débits liquides en m³/s. Une première analyse, graphique montre qu'à de faibles débits liquides généralement estivaux peuvent être associés de forts débits solides déclenchés sûrement à la suite

d'orages violents. De même, de fortes valeurs des débits liquides n'ont engendré qu'un faible transport solide dû à la vidange des nappes survenue à la suite d'une crue importante.

L'analyse de ces régressions montre un changement entre la période de montée des eaux et celle de la décrue. Ainsi que pour les deux périodes sèche et humide. Ceci explique un changement dans le processus dynamique d'érosion et de transport dans le bassin versant au cours des deux phases d'écoulement (crue et décrue ou sèche et humide), qui traduit nettement la modification du couvert végétal. La droite de tendance en décrue ou en période sèche reste toujours en dessous de celles en crue ou en période humide, ce qui s'explique par une baisse de la compétence des agents érosifs (pluie et ruissellement notamment).

Le tableau suivant illustre les différents types de données, leurs fonctions ainsi que les coefficients de corrélation obtenus pour chaque type de données :

Tableau 4.3. Fonctions d'ajustement de la relation entre Q_s et Q_l pour chaque type de données.

Echelle	Type de données	Fonctions	FC	R ²
Echelle journalière	Données confondues	$Q_s = 0.6446 Q_l^{1.4598}$	1.151975	0.92
	Hiver	$Q_s = 0.6865 Q_l^{1.4827}$	1.226780	0.90
	Été-Automne	$Q_s = 2.2305 Q_l^{1.3232}$	1.176515	0.93
	Printemps	$Q_s = 0.1765 Q_l^{1.7076}$	1.172321	0.93
	Saison humide	$Q_s = 0.6702 Q_l^{1.4828}$	1.107377	0.95
	Saison sèche	$Q_s = 0.1816 Q_l^{1.7066}$	1.187820	0.92
Echelle des crues	Données confondues	$Q_s = 2.323 Q_l^{1.239}$	1.0747954	0.93
	Montée de crues	$Q_s = 0.5065 Q_l^{1.5678}$	1.152832	0.96
	Décrués	$Q_s = 0.2602 Q_l^{1.6347}$	1.221276	0.93
	Hiver	$Q_s = 0.2618 Q_l^{1.7229}$	1.143101	0.95
	Été-Automne	$Q_s = 1.5073 Q_l^{1.4158}$	1.256515	0.95
	Printemps	$Q_s = 0.1611 Q_l^{1.6954}$	1.152285	0.95
	Saison humide	$Q_s = 0.4731 Q_l^{1.5942}$	1.135917	0.98
	Saison sèche	$Q_s = 0.1354 Q_l^{1.7032}$	1.103994	0.97

Les valeurs des paramètres a et b de la relation $Q_s = a Q_l^b$, (tableau 4.3) varient peu d'une échelle temporelle à une autre. Pour le paramètre a , il varie de 0.26 à 0.51 pour la montée des crues et la décrue, et de 0.16 à 2.23 pour le groupement saisonnier, et entre 0.13 à 0.67 pour la période humide et la période sèche.

L'exposant b est compris entre 1.57 et 1.63 pour la montée des crues et la décrue, de 1.32 à 1.72 pour le groupement saisonnier et entre 1.48 à 1.71 pour la période humide et la période sèche.

A travers cette étude, nous avons essayé de voir quelle est la relation qui existe entre le débit liquide et le débit solide 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 de l'oued Mellah. Les relations établies nous serviront, par la suite, pour quantifier le transport solide pour différentes échelles temporelles.

4.5. Quantification des apports solides et de l'érosion spécifique

L'utilisation des corrélations établies $Q_s = f(Q_l)$, à l'échelle journalière et à l'échelle des crues, nous permettra de déterminer les apports solides de toute la période d'observation. La méthode de la régression est utilisée pour l'homogénéisation des données.

Soit :

$$Q_s = a Q_l^b \quad (4.4)$$

Où : Q_s : Débit solide moyen (kg/s) ; Q_l : Débit liquide moyen (m^3/s) ; a et b sont des coefficients d'ajustement du modèle.

$$A_s = Q_s \cdot T / 1000 \quad (4.5)$$

Avec : A_s : Apport solide moyen (Tonne) ; Q_s : Débit solide moyen (kg/s) ; T est le temps (s).

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. Il est déterminé par la formule suivante :

$$E_s = \frac{A_s}{S} \quad (4.6)$$

Le tableau suivant résume les résultats de calcul à différentes échelles temporelles.

Tableau 4.4. Apport solide et érosion spécifique pour différents type de données.

Echelle	Type de données	Transport solide (tonne)	Erosion spécifique ($t/km^2/an$)
Echelle journalière	Données confondues	9086781	547
	Hiver	10994173	662
	Eté-Automne	19209287	1158
	Printemps	6967677	420
	Saison humide	8873310	535
	Saison sèche	7232202	436
Echelle des crues	Données confondues	13097129	789
	Hiver	10776989	649
	Eté-Automne	19404014	1169
	Printemps	5926073	357
	Saison humide	10873689	655
	Saison sèche	4937816	297
	Montée des crues	10864523	655
	Décrués	7814681	471

L'analyse du tableau 4.4 montre que pour chaque type de données à différentes échelles (journalière et échelle des crues), les résultats de la dégradation spécifique moyenne annuelle sont proches les uns les autres. Exemple, suivant la méthode hiver, l'érosion spécifique est de 662.70 t/km²/an et 649.61 t/km²/an respectivement à l'échelle journalière et à l'échelle des crues.

La figure 4.5 présente la variation annuelle de transport solide suivant le modèle décrue. Il passe de 5.07×10^3 tonne en 1996/97 à 1129.29×10^3 tonne en 1972/73. Ce qui exprime la très grande variation du transport solide d'une année à une autre, et à différentes échelles temporelles. Ceci correspond à une précipitation moyenne annuelle de 527.55 mm et un écoulement moyen de 137.21 mm. Les charges solides les plus élevées qui transitent à la station de Bouchegouf représentent 40 % des valeurs supérieures à la moyenne annuelle. Les années 1972/73, 1983/84, 1984/85 et 1986/87 ont pu fournir 46 % de l'apport solide total de la période de 30 années (Figure 4.6). Pendant ces années la lame d'eau écoulee varie entre 475.06 mm (1972/73) et 234.79 mm (1983/84). L'apport solide le plus élevé correspond à l'année hydrologique 1972/73 avec un total de 1129.29×10^3 tonnes (2041.89 T/km²), suivant le modèle décrue.

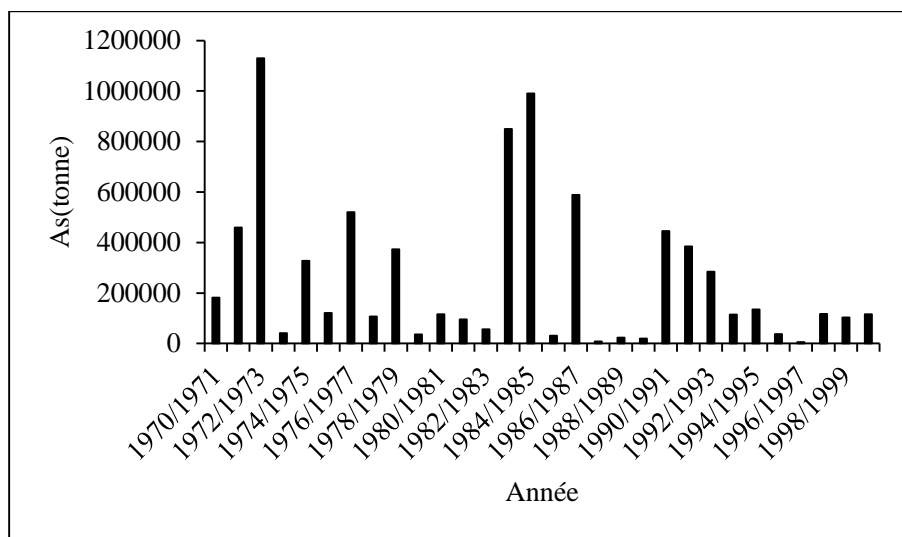


Figure 4.5. Variation annuelle de transport solide (modèle décrue).

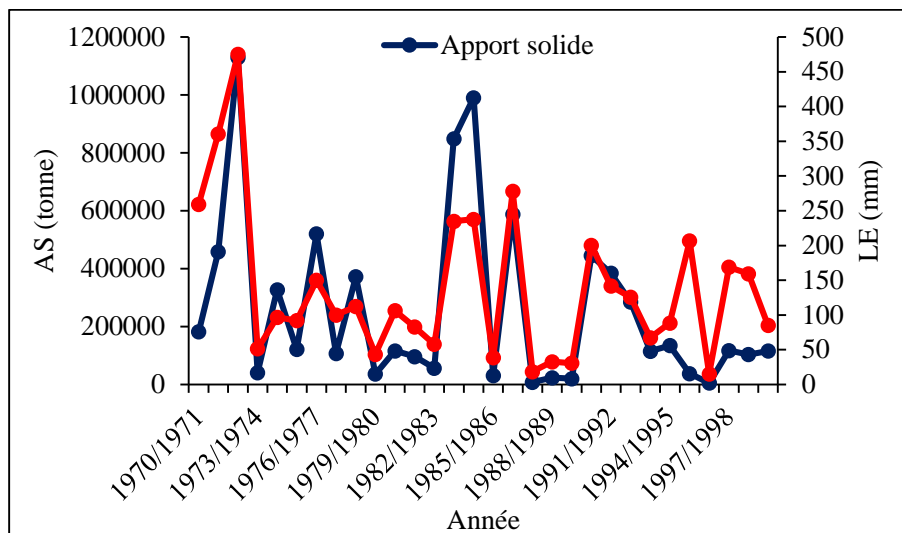


Figure 4.6. Evolution annuelle des transports solides et de la lame d'eau écoulee (modèle décrue).

4.6. Envasement du barrage Chaffia

Le barrage Chaffia a fait l'objet de mesures de bathymétrie par l'Agence Nationale des Barrages et des Transferts en différentes périodes de temps (1975, 1986 et 2004) à l'aide d'un matériel simple composé essentiellement d'un échosondeur à ultrason, un zodiac de levé équipé d'une structure métallique sur laquelle sont montés les mâts supports d'antenne GPS et d'antenne radio UHF. Le transducteur de l'échosondeur est fixé à l'extrémité immergée du mât support d'antenne GPS, donc à la verticale de celle-ci. A l'avant du transducteur, une tige de protection est installée pour le protéger d'éventuels obstacles pouvant être rencontrés sur le fond. Quelles que soient les variations de hauteur du plan d'eau dues aux conditions météorologiques ou à l'exploitation du barrage (vent, lâchers d'eau, etc.), la longueur du mât qui sépare le transducteur de l'échosondeur de l'antenne GPS ne change pas. Par conséquent, les échos du fond mesurés par le transducteur sont directement référencés à l'altitude de l'antenne GPS.

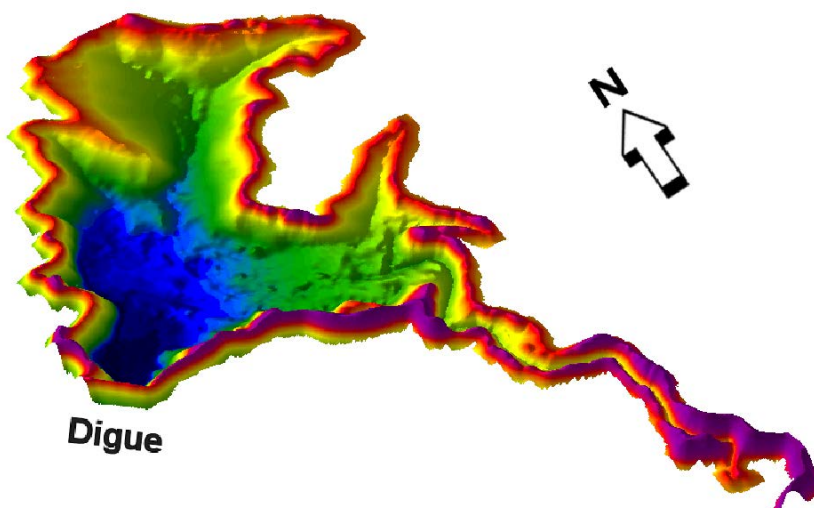


Figure 4.7. Bathymétrie barrage Chaffia.

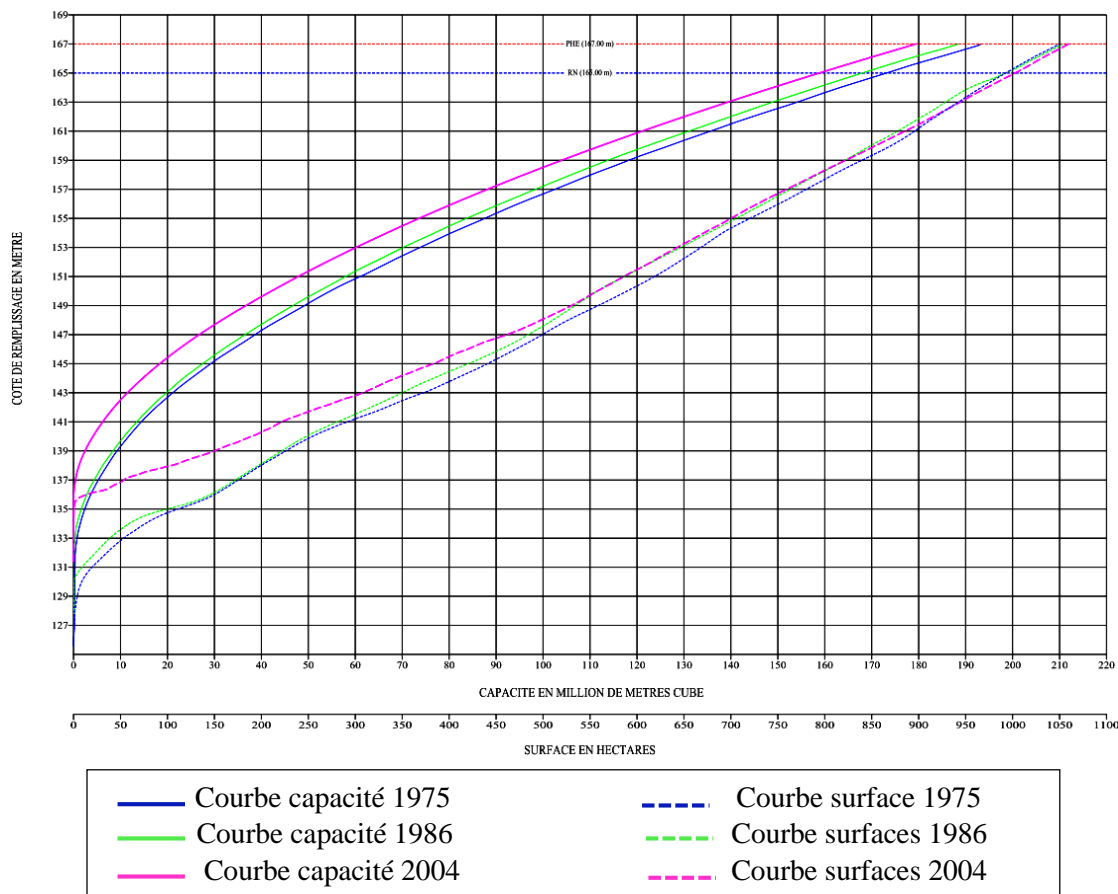


Figure 4.8. Courbe capacité-surface/hauteur.

4.6.1. Discussion de la courbe de capacité

L'année 1965 étant l'année de mise en eau du barrage en Mai 2004, la capacité du barrage a été réduite de 12.17 Hm³, ce qui correspond à un pourcentage de perte de 7.11 %. Soit une valeur moyenne annuelle de perte en capacité entre 1965 et 2004 de l'ordre de 312 000 m³/an. Le tableau suivant résume l'évolution de la perte de capacité de la retenue du barrage.

Tableau 4.5. L'évolution de la perte de capacité de la retenue du barrage Chaffia.

	Année de mise en eau 1965	Levé de 1986 (GEOKART)	Levé de 2004 (source LEM/GEOID)
Capacité (hm ³)	171.00	168.40	158.83
Perte par rapport à 1965 (hm ³)	-	2.60	12.17
Perte en %	-	1.52	7.11

L'analyse de la courbe de capacité du barrage (figure 4.11) indique que l'augmentation du volume est assez rapide jusqu'à la côte 142.00 m tout en restant inférieure à environ 10 hm³. Au-delà, l'augmentation est plus lente.

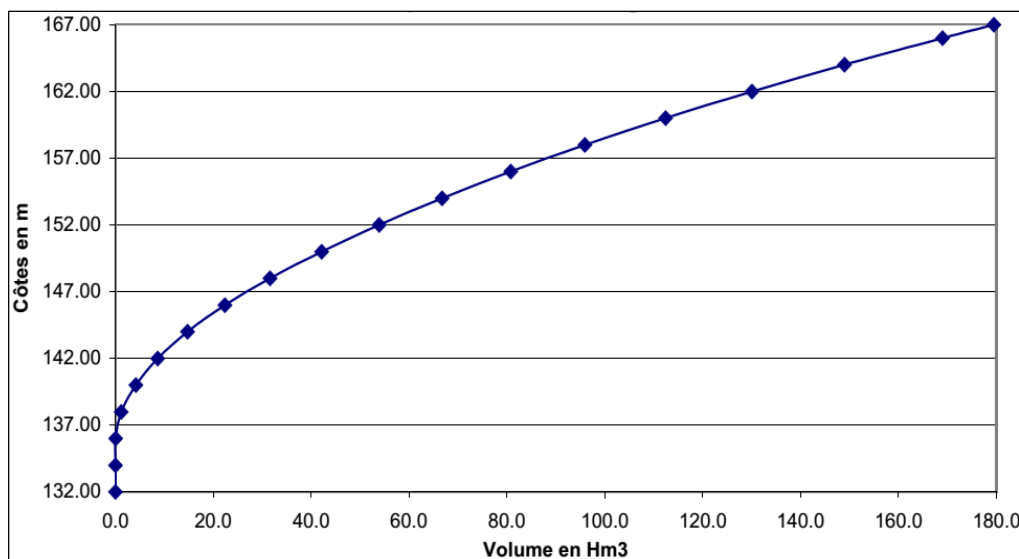


Figure 4.9. Courbe capacité / hauteur.

4.6.2. Discussion de la courbe de surface

L'analyse de l'évolution de la superficie en fonction de l'altitude (figure 4.10) montre une augmentation rapide de la surface entre les côtes 134 m et 136 m d'une valeur inférieure à 0.3 ha à plus de 14 ha. Pour le reste l'augmentation de la superficie est assez régulière attestant de l'absence d'un quelconque accident remarquable du relief.

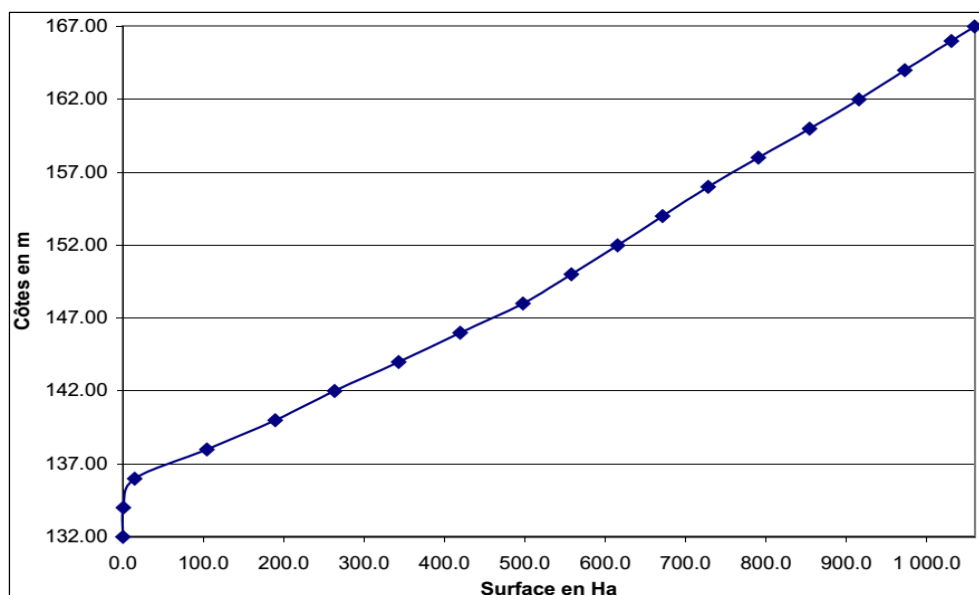


Figure 4.10. Courbe surface / hauteur.

4.6.3. Facteur d'évolution

Le facteur d'évolution étant défini comme suit :

$$\% \text{ d'évolution à la cote (n)} = \frac{\text{volume à la cote (n)}}{\text{volume à la cote (n-1)}} \quad (4.7)$$

Avec n : numéro d'ordre de la côte

Nous avons repris ci-après les courbes indiquant le pourcentage d'évolution du volume et de la superficie du barrage avec un pas de calcul de 2 m. Pour le pourcentage d'évolution de la superficie, nous constatons qu'il diminue continuellement en fonction de l'altitude tout en restant élevé jusqu'à 81 % entre 138 m et 140 m, puis diminue pour atteindre 6 % entre 164 m et 166 m, soit 1 m avant la PHE (figure 4.11).

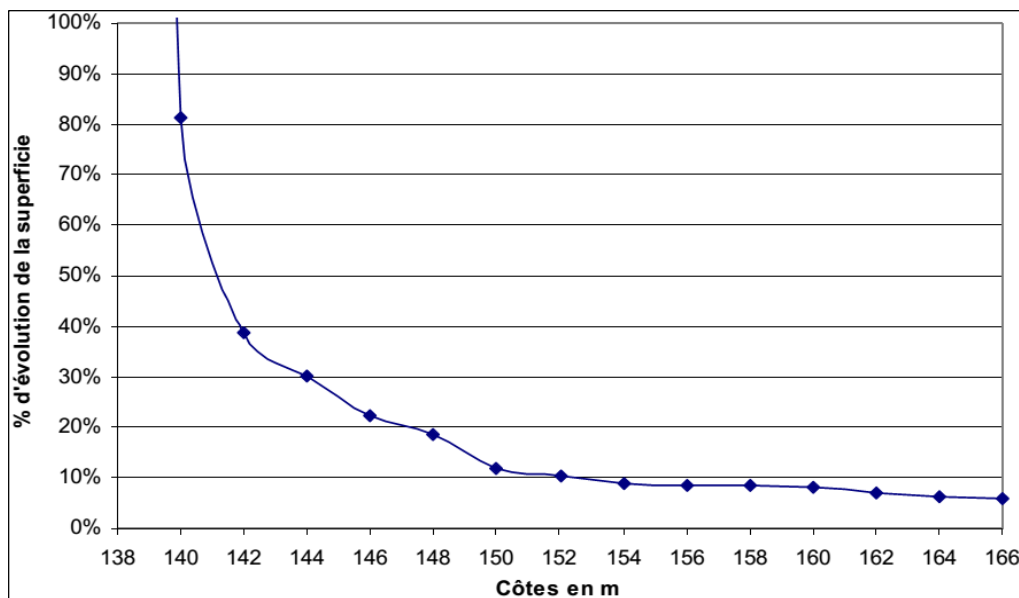


Figure 4.11. Pourcentage d'évolution de la superficie.

Pour l'évolution du volume, nous constatons que le pourcentage d'évolution du volume entre 2 altitudes successives diminue continuellement.

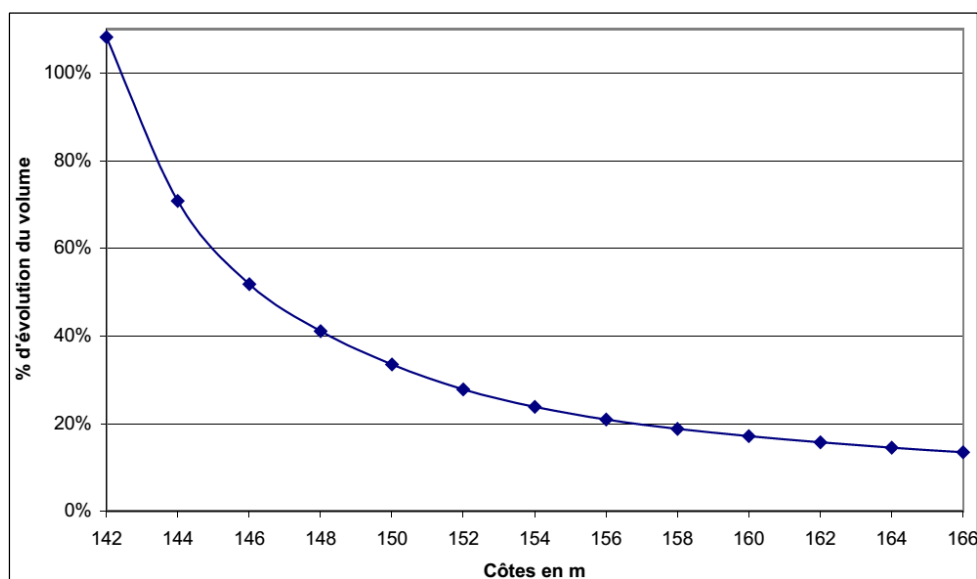


Figure 4.12. Pourcentage d'évolution de la capacité.

Par ailleurs l'analyse de la courbe de capacité de 1986 et sa comparaison avec celle de 2004 indique que l'envasement se poursuit (figure 4.13). Le décalage qui existe entre les 2 courbes est directement lié à l'augmentation de l'envasement du barrage.

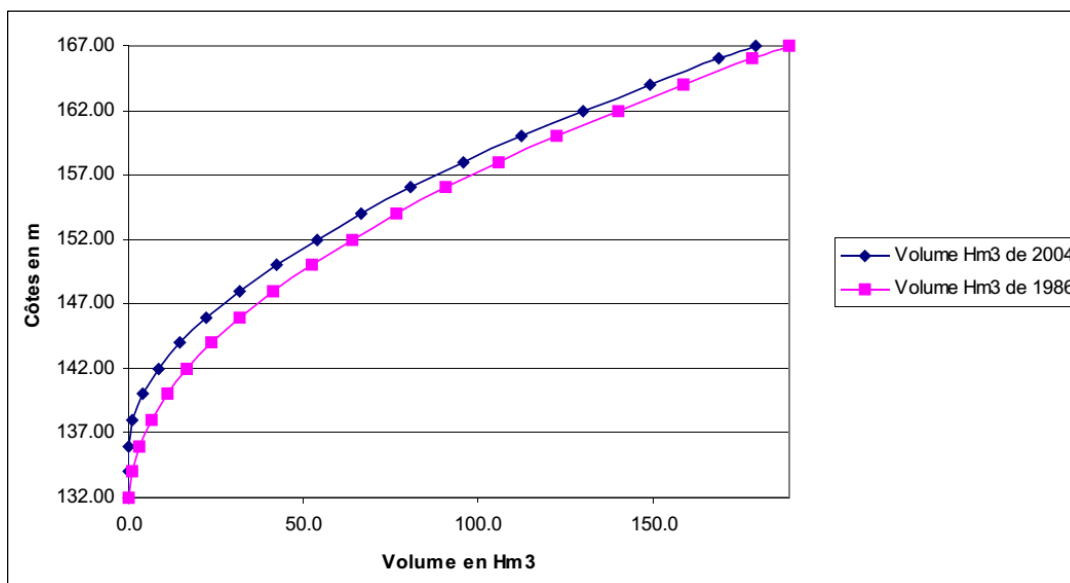


Figure 4.13. Comparaison des courbes capacité/hauteur des années 1986 et 2004.

L'écart entre la capacité de 1986 et de 2004 (avec un pas de calcul de 2 m) augmente avec l'altitude jusqu'à la côte de 148 m tel que représenté sur la figure 4.14. Au-delà l'écart du volume est constant et égale à une valeur de l'ordre de 10 hm^3 puis diminue légèrement pour atteindre la valeur de 9.5 hm^3 à la côte 166 m.

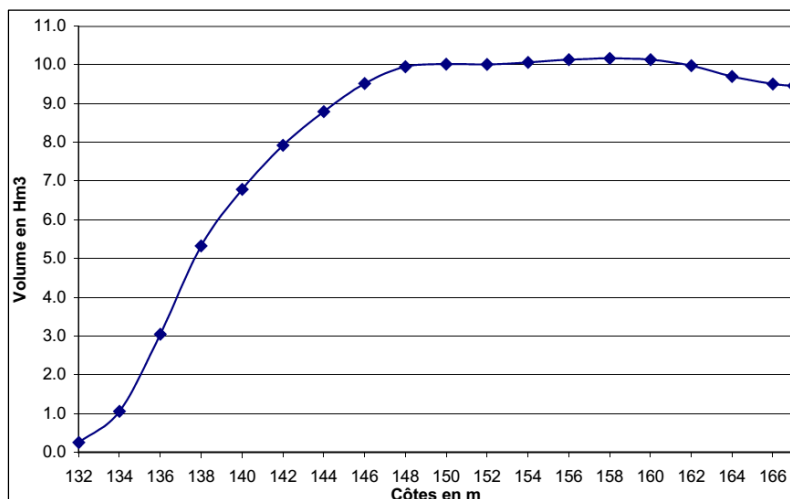


Figure 4.14. Ecart du volume entre 1986 et 2004.

En rapport également avec l'envasement, les courbes hauteur/surface sont décalées mais ce décalage a tendance à se réduire avec l'altitude. Les deux courbes hauteur/surface se rapprochent au-delà de l'altitude 148 m et la variation de la surface devient quasiment la même pour les deux périodes. Ceci est prévisible mais indique également que l'effet de l'envasement affecte la cuvette jusqu'à l'altitude 148 m.

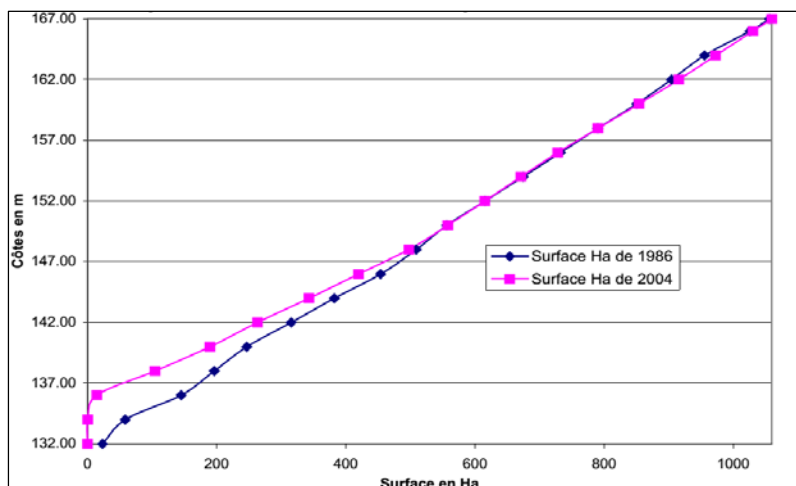


Figure 4.15. Comparaison des courbes surface/hauteur des années 1986 et 2004.

4.7. Conclusion

Partant des données de mesures des concentrations et des débits liquides réalisées au niveau de la station hydrométrique de Bouchegouf au bassin de l'oued Mellah, il est possible de quantifier les débits solides dans le bassin versant, en utilisant la relation $Q_s = a Q_l^b$. Les résultats de la quantification du transport solide à l'échelle journalière et à l'échelle des crues semblent très cohérents avec les résultats obtenus dans des études précédentes à l'exception de la méthode Été-Automne qui donne des valeurs très élevées de la dégradation spécifique.

La bathymétrie du barrage Chaffia montre une réduction de sa capacité de 12.17 Hm^3 , entre l'année de mise en eau 1965 et 2004, ce qui correspond à un pourcentage de perte de 7.11 %.



CHAPITRE 5.
MODELISATION DE L'EROSION
PAR LE MODELE RNA

Chapitre 5. Modélisation de l'érosion par le modèle RNA

5.1. Introduction

L'estimation des sédiments en suspension est une tâche extrêmement difficile parce qu'il est étroitement lié à l'écoulement et le mécanisme de leur relation non linéaire et la complexité de leurs interactions les uns avec les autres [Kisi \[2012\]](#). Pour estimer les concentrations de sédiments et comprendre les mécanismes du transport des sédiments dans les bassins naturels en utilisant différentes techniques de l'informatique, de nombreuses études ont été réalisées [Mustafa \[2011\]](#) ; [Kakaei Lafdani \[2013\]](#), [Liu \[2013\]](#) ; [Mustafa et Isa \[2014\]](#) ; [Demirci \[2015\]](#). Trouver une relation entre les débits et les concentrations de sédiments en suspension est essentiellement un problème de cartographie non linéaire. Les outils statistiques qui sont couramment utilisés dans de telles situations sont des courbes d'ajustement et de régressions. Toutefois, compte tenu de la complexité du problème ces techniques ne sont pas adéquates [Kisi \[2010\]](#). De ce contexte, plusieurs techniques sont disponibles pour l'analyse des séries temporelles, ce qui suppose une relation linéaire entre les variables. Mais en réalité, les changements temporels dans les séries des données montrent un comportement non linéaire complexe et toute prévision précise reste difficile. Par conséquent, il a besoin d'un modèle non linéaire comme les réseaux de neurones artificiels, qui est capable de capturer la complexité des variations temporelles dans les séries de données, plus faciles à utiliser et donne des résultats plus rapidement que d'autres modèles [Cigizoglu \[2004\]](#) ; [Sarangi \[2005\]](#) ; [Sahoo \[2006\]](#) ; [Murat \[2007\]](#) ; [Khanchoul \[2015\]](#).

Les techniques des RNA ont été appliquées avec succès dans divers domaines de la technologie tels que les sciences hydrologiques, en particulier dans le contexte des prévisions hydrologiques [Rai \[2008\]](#) ; [Rajai \[2009\]](#) ; [Holger R, Maier \[2010\]](#) ; [Melesse \[2011\]](#) ; [Chang \[2012\]](#) ; [Rajai \[2011\]](#) ; [Mustafa \[2012\]](#). Ces techniques de RNA ont pour but d'estimer les quantités de sédiments en suspension, de modéliser des transports solides, d'estimer l'envasement dans les réservoirs, et la prévision des concentrations de sédiments dans les fleuves [Mustafa \[2011\]](#). [Jain \[2001\]](#) a utilisé une approche unique de RNA pour établir des relations débits solides-débits liquides. Il a constaté que le modèle RNA donne de meilleurs résultats que la courbe de tarage. [Tayfur \[2002\]](#) a élaboré un modèle de RNA pour les transports des sédiments, et a indiqué que ce modèle dans certains cas pourrait être mieux que les modèles à base physique. [Nagy \[2002\]](#) a utilisé un modèle de RNA de type feed-forward à trois couches pour prédire la concentration de sédiments à l'aide de huit paramètres d'entrée reflétant des informations sur les sédiments et le lits de la rivière. [Cigizoglu \[2004\]](#) a estimé les flux des sédiments en suspension dans les rivières à l'aide de modèle de régression linéaire multiple, méthodes stochastiques, les régressions et les perceptrons multicouches (MLP). Il a suggéré que le modèle MLP était meilleur que le reste des modèles. [Kisi \[2005\]](#) a élaboré un modèle de RNA pour la modélisation des débits solides journaliers, ensuite il a comparé les résultats avec ceux de la courbe de tarage. [Cigizoglu \[2006\]](#) a mis au point des méthodes pour améliorer les performances des RNA lors des estimations des sédiments en suspension journalières. [Murat \[2007\]](#) a estimé les sédiments en suspension par deux techniques différentes de RNA, feed forward et RBF (radial basis function), en utilisant des données hydrométéorologiques. [Cobaner \[2009\]](#), a estimé les concentrations de sédiments en suspension par un neuro-fuzzy et a comparé les résultats avec trois techniques différentes de réseaux de neurones artificiels, à savoir, the generalized regression neural networks (GRNN), radial basis neural networks (RBNN), et le perceptron multicouche (MLP) et deux courbes de régression (SRC). Récemment, [Kisi \[2010\]](#) a proposé les modèles d'évolution des neurones différentiels comme une alternative aux algorithmes BP pour l'estimation des sédiments en suspension. [Mustafa,](#)

Isa, et Rezaur [2011] ont comparé la performance prédictive des fonctions de base radiale (RBF) et Multi-Layer Feed Forward (MLFF) pour prédire les écoulements de sédiments en suspension dans les rivières en utilisant uniquement les séries de données des débits liquides en entrée. Ils ont montré que les deux réseaux RBF et MLFF pourraient être modélisés pour la prévision de sédiments en suspension en utilisant uniquement les données des débits liquides. Melesse [2011] a étudié l'exactitude d'un seul RNA dans l'estimation et la prévision des données journalières des sédiments en suspension. Kakaei Lafdani [2013] a prédit la charge de sédiments en suspension (SSL) en utilisant deux techniques, support vecteur machines et réseaux de neurones artificiels basées sur les capacités des GT. Mustafa, et Isa [2014] ont présenté une comparaison approfondie entre les performances des fonctions de base radiale (RBF) et le perceptron multicouches (MLP), pour l'estimation des sédiments en suspension dans la rivière Pari, Perak, Malaisie. Les résultats ont montré que les performances des deux modèles MLP et RBF étaient proches les uns des autres et ils sont capables de capturer le schéma exact des données concernant les sédiments dans la rivière. Olyaie, et al [2015] ont comparé l'exactitude des trois différentes méthodes, à savoir les outils informatiques, réseaux de neurones artificiels (RNA), Adaptive Neuro-fuzzy système d'inférence (ANFIS), l'ondelette couplée et réseau de neurones (WANN), et des méthodes classiques (SRC) pour estimer la charge solide dans deux stations de jaugeage aux USA.

Dans ce chapitre, on applique le modèle RNA pour estimer les débits solides dans le bassin de l'oued Mellah. Les données disponibles sont employées pour évaluer la performance du modèle, y compris différentes combinaisons comme entrée et seulement les débits solides comme sortie, de la station de jaugeage de Bouchegouf pendant la période entre 1970/71 et 2000/01.

5.2. Réseau de neurone artificiel

Le RNA est une technique numérique de modélisation qui peut capturer les rapports non linéaires complexes entre les paramètres d'entrée et de sortie. Elle est également applicable dans toutes les situations où il y a une relation non-linéaire entre une variable prédictive et une variable prévue. Dans la pratique, l'architecture de RNA se compose d'une couche d'entrée, des couches intermédiaires (couche cachée) et une couche de sortie. Les couches cachées peuvent être une ou plusieurs selon le type de données. En outre, le nombre de nœuds dans la couche cachée joue un rôle significatif sur la performance du modèle Jain [2001b]. Malheureusement, il n'y a aucune règle exacte au sujet du nombre de neurones dans la couche cachée. Cependant, plusieurs auteurs considèrent que lorsque les réseaux avec un nombre de neurones cachés étant égaux au nombre de neurones d'entrée, il a été obtenu de meilleurs résultats de prévisions dans plusieurs études. De nombreux paradigmes de RNA, les perceptrons multicouches (MLP), Kisi [2005, 2008] ; Cigizoglu [2006] ; Tayfur [2006] ; Ardiclioglu [2007] sont employés dans la présente étude.

Un perceptron multicouches (MLP) est un modèle de réseau de neurones de type feed-forward qui associe les ensembles de données d'entrée en un ensemble de sorties appropriées. Il utilise une technique d'apprentissage supervisée (Rétro-propagation) pour l'entraînement de réseau. Comme montré dans la figure 5.1, un perceptron multicouche se compose de plusieurs couches de neurones, chaque couche est connectée parfaitement à la suivante. Donc les neurones sont organisés en couches successives : une couche d'entrée, une couche de sortie et entre les deux une ou plusieurs couches intermédiaires, également appelées couches cachées. La couche d'entrée, cachée, et de sortie reçoivent des signaux de données d'entrée, traitent les signaux, et produisent la sortie, respectivement. Il n'y a pas de connexion entre les neurones d'une même couche d'une part et d'autre part, n'importe quel neurone d'une couche est connecté à tous les neurones de la couche suivante avec des liens synaptique (poids). Les Synapses ou les poids déterminent la force du signal

d'un neurone reçu par le neurone de la couche suivante Goloka [2006]. Ces poids d'entrée sont en outre ajoutés et produisent l'argument d'une fonction de transfert comme un linéaire, logistique ou fonction tangente hyperbolique qui à son tour produit la dernière sortie du neurone.

La couche d'entrée n'est pas une vraie couche de neurones tout simplement parce qu'elle code les variables d'observation. La couche de sortie code la variable de discrimination. Les valeurs de l'activité des neurones sont propagées sur le réseau, de l'entrée à la sortie, sans retour arrière. La présence d'une couche cachée permet la modélisation des relations non linéaires entre les entrées et la sortie. En théorie une seule couche cachée est suffisante, mais le fait d'avoir une deuxième couche cachée permet de modéliser plus facilement une fonction de non-discrimination. Dans la pratique, la plupart des problèmes sont résolus avec un ou deux niveaux, jusqu'à trois.

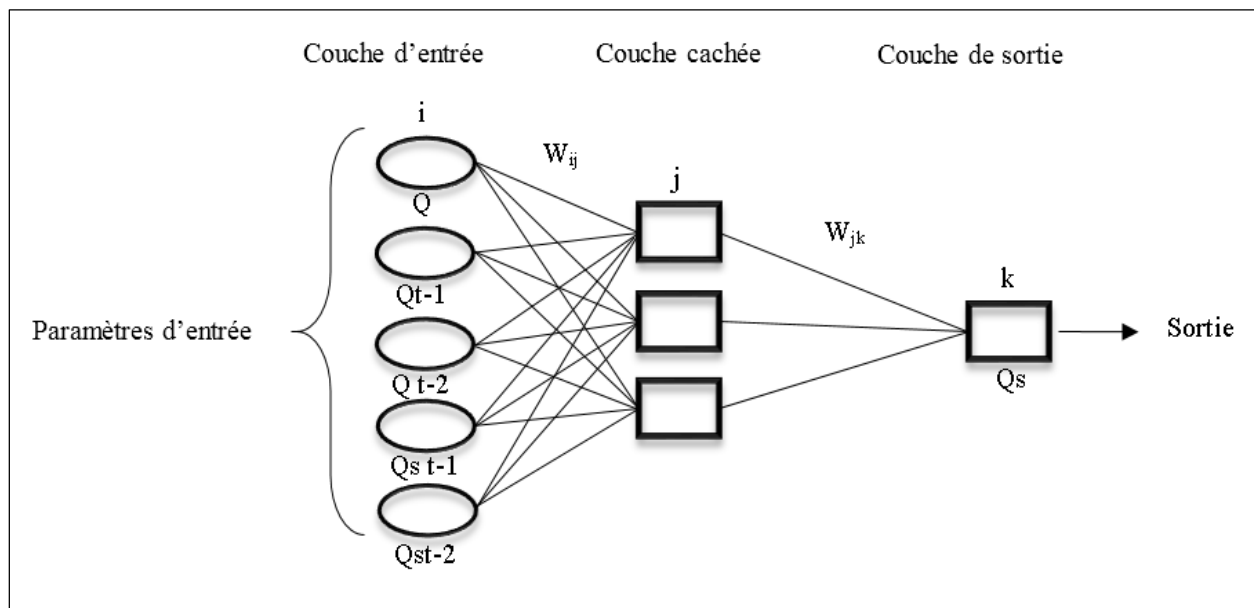


Figure 5.1. Architecture de RNA de type Feed-Forward.

5.3. Méthodologie

Différentes combinaisons d'entrée ont essayé de prédire les valeurs de débits solides pour le bassin versant. Dans tous les cas, nous avons pris des couples (débit solide/débit liquide) à un pas de temps différent (Q_t , $Q_{s,t-1}$, Q_{t-1} , $Q_{s,t-2}$, Q_{t-2} , $Q_{s,t+1}$, Q_{t+1}) comme données d'entrée et la couche de sortie n'avait qu'un seul neurone, c'est, le débit de sédiments, (Q_s). Le nombre de neurones dans la couche cachée a été étudié par la méthode d'essai et d'erreur avec la variation entre eux pour que chaque combinaison atteigne la meilleure structure de réseau. Ainsi, pour sélectionner le nombre de nœuds cachés, nous avons commencé avec 1 neurone caché et graduellement augmenté le nombre jusqu'à ce qu'un réseau de 5 neurones cachés avec le moins d'erreur quadratique moyenne a été atteint. L'augmentation des neurones cachés pourrait produire des erreurs et des réseaux pauvres en performances Melesse [2011]. Dans toutes les combinaisons les jeux de données ont été répartis en trois sous-ensembles, avec des proportions égales dans les séries de tests et de validation, 70 % ont été utilisés pour l'apprentissage, 30 % a été utilisée pour le test et la validation de réseau (15% pour chaque opération).

5.3.1. Normalisation des données

Avant d'appliquer le RNA aux données, les valeurs d'entrée et de sortie d'apprentissage doivent être normalisées, parce que la plupart des algorithmes d'apprentissage sont sensibles à l'échelle des données. Généralement, les données d'entrée et de sortie ont été prétraitées à l'échelle des données entre les domaines (-1, 1), (0.1, 0.9) ou (0,1). Une autre approche consiste à redimensionner à une fonction Gaussienne avec une moyenne de 0 et l'écart-type de l'unité Dawson [2001].

Dans un réseau feed-forward back-propagation, la direction des poids de connexions est uniquement vers l'avant d'une couche d'entrée à la couche de sortie. Ces interconnexions sont ajustées à l'aide de la technique de convergence d'erreur de sorte que la réponse du réseau correspond le mieux à la réponse souhaitée.

En général, le principal avantage de la technique de RNA sur les méthodes traditionnelles, c'est qu'il n'exige pas d'informations sur la nature complexe du processus sous-jacent à l'étude pour être explicitement décrites sous forme mathématique Wang [2009] ; Olyaie [2015]. Dans la présente étude, les données d'entrée et de sortie ont été transformées pour les rendre liées dans l'intervalle 0 et 1 à l'aide de l'équation de normalisation comme suit :

$$Z_i = \frac{X_i - X_{\min}}{X_{\max} - X_{\min}} \quad (5.1)$$

Où Z_i est la série de données normalisée ou transformée, X_i est la série de données d'origine, X_{\min} et X_{\max} sont le minimum et le maximum de l'ensemble de données, respectivement. Après l'apprentissage et le test, les résultats ont été archivés, les valeurs de sortie ont été dénormalisées pour obtenir la sortie de l'échelle d'origine des données. L'algorithme pour le modèle de réseau neuronal (MLP) a été mis en œuvre à l'aide de MATLAB.

5.3.2. Critères d'évaluation

Pour étudier la performance de modèle RNA, différentes mesures statistiques, telles que l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur moyenne absolue (MAE) et le coefficient de l'efficacité (CE), exprimés par les équations suivantes, ont été utilisés :

$$\text{RMSE} = \left[\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (Q_{(s.\text{observé})n} - Q_{(s.\text{prédit})n})^2 \right]^{1/2} \quad (5.2)$$

$$\text{MAE} = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |Q_{(s.\text{observé})n} - Q_{(s.\text{prédit})n}| \quad (5.3)$$

$$\text{CE} = 1 - \frac{\sum_{n=1}^N (Q_{(s.\text{observé})n} - Q_{(s.\text{prédit})n})^2}{\sum_{n=1}^N (Q_{(s.\text{observé})n} - \bar{Q}_{(s.\text{observé})n})^2} \quad (5.4)$$

Où $Q_{(s.\text{observé})}$ et $Q_{(s.\text{prédit})}$ sont les valeurs observées et prédites respectivement, $\bar{Q}_{(s.\text{observé})}$ est la moyenne des valeurs observées et N est le nombre total d'observations utilisées pour le calcul d'erreur. Idéalement, les valeurs de RMSE et MAE devraient être 0 et CE devrait être 1. L'avantage de RMSE et MAE est que les résultats de ces modèles ont la même unité et la même échelle que les sorties numériques et de laboratoire. CE fournit une mesure de la façon dont les résultats observés sont répliqués par le modèle.

5.4. Résultats et discussions

Après le calibrage et la validation des réseaux, leurs performances ont été évaluées pour quatre statistiques, le minimum de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur moyenne absolue (MAE), coefficient d'efficacité (CE), et les coefficients de corrélation (R^2). Le tableau 5.1 montre la meilleure architecture de réseaux et les critères de performance pour chaque combinaison. En outre, le nombre de neurones de chaque combinaison avec les couches cachées et les statistiques d'apprentissage du modèle en termes de critères de performance sont présentés. Selon les résultats, les modèles de RNA fournissent les meilleures combinaisons de critères de performance pour les numéros 3, 6 et 7, mais nous avons choisis le numéro 6, en raison de son coefficient de corrélation plus élevé. Dans cette combinaison (Q ; Qt-1 ; Qt-2 ; 1), la structure de RNA était la meilleure pour trois neurones cachés.

Tableau 5.1. Meilleures architecture de réseau et les critères de performance.

Combinaisons	Entrée	Sortie	Neurones	RMSE	MAE	CE	R^2
01	Q	Qs	03	0.0206	0.01026313	0.95	0.97
02	Q ; QSt-1	Qs	02	0.0260	0.01066362	0.92	0.96
03	Q ; Qt-1	Qs	03	0.0148	0.00772267	0.98	0.98
04	Q ; Qt-1 ; Qt-2	Qs	02	0.0229	0.0093383	0.94	0.98
05	Q ; Qt-1 ; QSt-1	Qs	03	0.0273	0.01536833	0.92	0.96
06	Q ; Qt-1 ; Qt-2 ; Qt+1	Qs	03	0.0131	0.00711802	0.98	0.99
07	Q ; Qt-1 ; QSt-1 ; Qt-2 ; QSt-2	Qs	02	0.0131	0.00664598	0.98	0.98

La figure 5.2 montre la série des données de sédiments en suspension observées et prédites au cours de la phase d'apprentissage de réseau. Le modèle a étudié précisément la non linéarité de sédiments en suspension au cours d'apprentissage et a produit une bonne généralisation au cours de phase des tests des réseaux.

Dans cette étude, les séries de débits des rivières et les débits solides ont été utilisées pour l'apprentissage du modèle et aucun signe négatif sur les valeurs de prévision pour la charge de sédiments en suspension n'a été observé. Cet examen révèle que le modèle a suivi le schéma exact des données de sédiments en suspension et prédit les données avec une différence non significative des valeurs observées. La figure 5.2 montre que le modèle MLP prédit très étroitement les sédiments en suspension et les différences entre les valeurs observées et prédites peuvent être remarquées clairement dans les points 1, 2 et 3. Ils représentent un changement brusque de débits solides ou liquides, de sorte que la transition de valeurs élevées pour les valeurs faibles et vice versa.

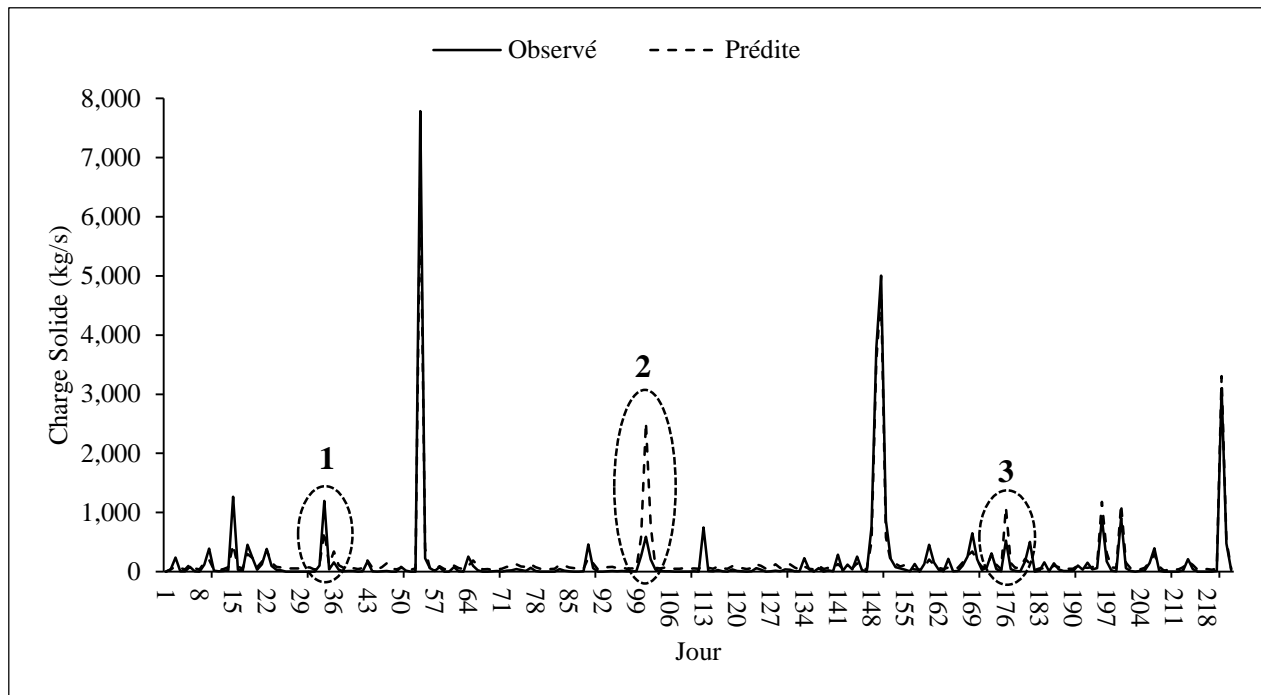


Figure 5.2. Charge solide observée et prédite.

La corrélation entre les valeurs prédites et observées est montrée dans la figure 5.3 pour les phases d'apprentissage et l'ensemble de données. Le coefficient de détermination (R^2) de 0.99 est obtenu pour les deux phases. Cela signifie que les valeurs prédites de sédiments sont très proches des valeurs observées pour la série de données. Les RMSE, MAE, et CE sont de 0.0131, 0.00711802, et 0.98, respectivement.

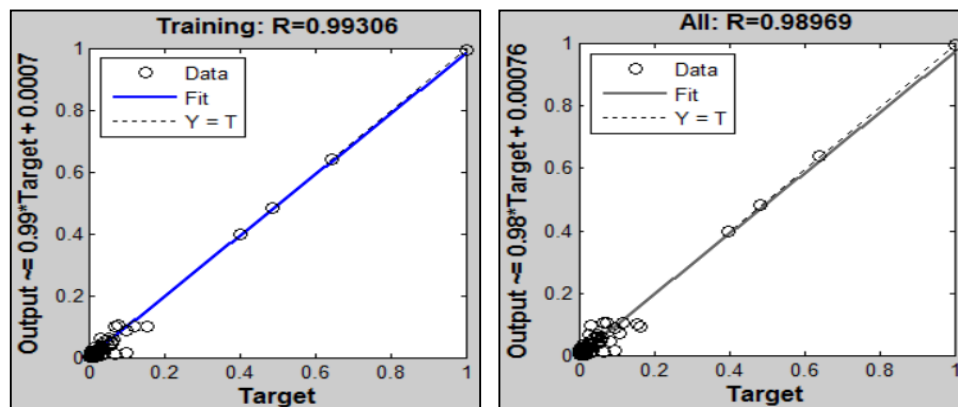


Figure 5.3. Comparaison entre les valeurs observées et prédites de sédiments en suspension.

Au cours de la période d'étude, les valeurs de débit liquide (Q) ainsi que celles du débit solide dans les temps t , $t-1$, $t-2$ et $t+1$, ont été utilisées pour estimer la quantité de sédiments en suspension transférés qui équivaut à 7.71×10^6 tonnes correspondant à une dégradation moyenne annuelle de $467.78 \text{ t/km}^2/\text{an}$.

Les débits liquides et les débits de sédiments mesurés ont été plus élevés en hiver et au printemps (de Décembre à Février, Mars et Avril). En fait, ces mois représentent 86.95 % du total annuel des valeurs prédites de sédiments. La distribution mensuelle des apports solides et liquides (figure 5.4) présente une réciprocity entre ces deux paramètres, d'où la charge sédimentaire élevée a atteint leur pic avec les maximum des débits liquides. Cela est principalement dû à l'apport de sédiments plus efficace transportés au cours de ces mois. Dans le bassin versant d'étude, la charge de sédiment a été plus faible au cours de la période allant de juin à août et septembre. D'autre part les mois d'automne ont atteint des valeurs plus élevées en Novembre avec 442.19×10^3 tonnes.

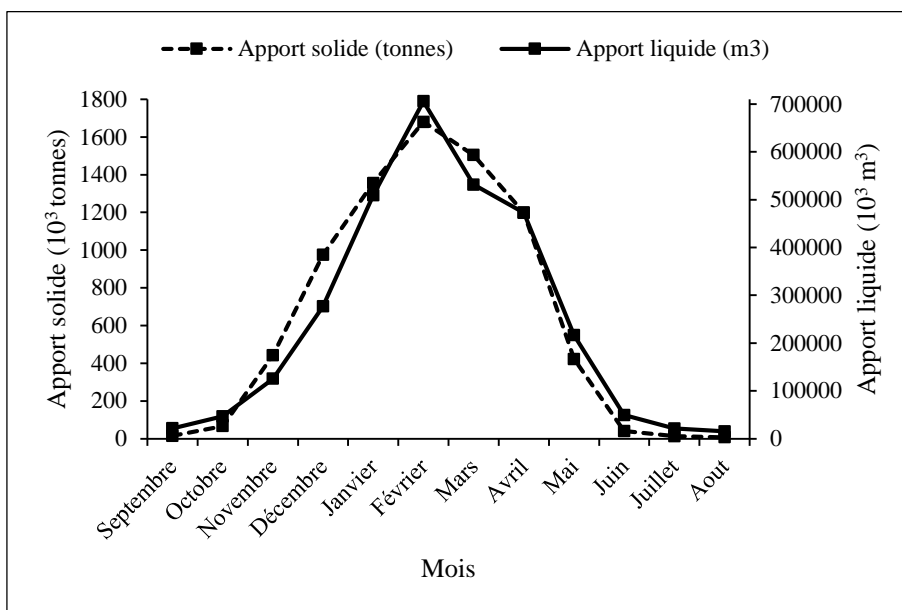


Figure 5.4. Distribution mensuelle des apports solides et liquides.

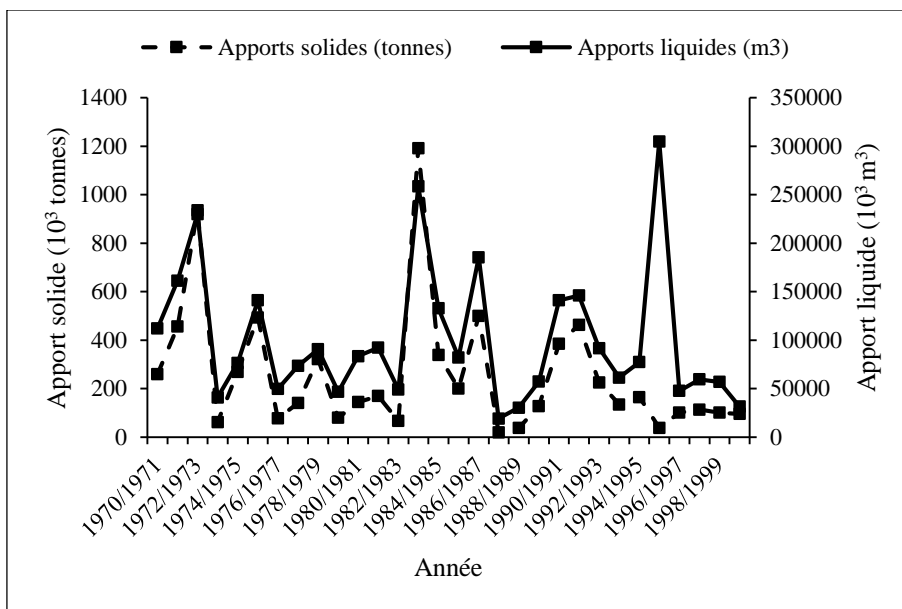


Figure 5.5. Variation annuelle des apports en sédiments en fonction des apports liquides.

L'oued Mellah comme beaucoup de cours d'eau dans les régions semi-arides a un caractère irrégulier. Ainsi l'activité sédimentaire n'est pas toujours proportionnelle à l'écoulement de l'eau (Tableau. 1). Pendant la période d'étude, le débit moyen annuel avoisine $3 \text{ m}^3/\text{s}$. L'oued a transféré un écoulement annuel entre $30.3 \times 10^6 \text{ m}^3$ (1988-89) et $409.4 \times 10^6 \text{ m}^3$ (1973-74). Pour la charge de sédiment, le maximum de 1191.4×10^3 tonnes a été enregistré en 1983-1984 et un minimum 19.7×10^3 tonnes en 1987-1988. La concentration moyenne annuelle change de 0.1 à 4.6 g/l. A l'échelle mensuelle correspondant à l'année moyenne, l'activité du fleuve est intense au mois de Février où nous avons enregistré des valeurs maximales tandis que les valeurs minimales étaient enregistrées en Août. En dépit de l'irrégularité dans le comportement de l'oued, l'eau et les décharges de sédiment semblent être étroitement liées.

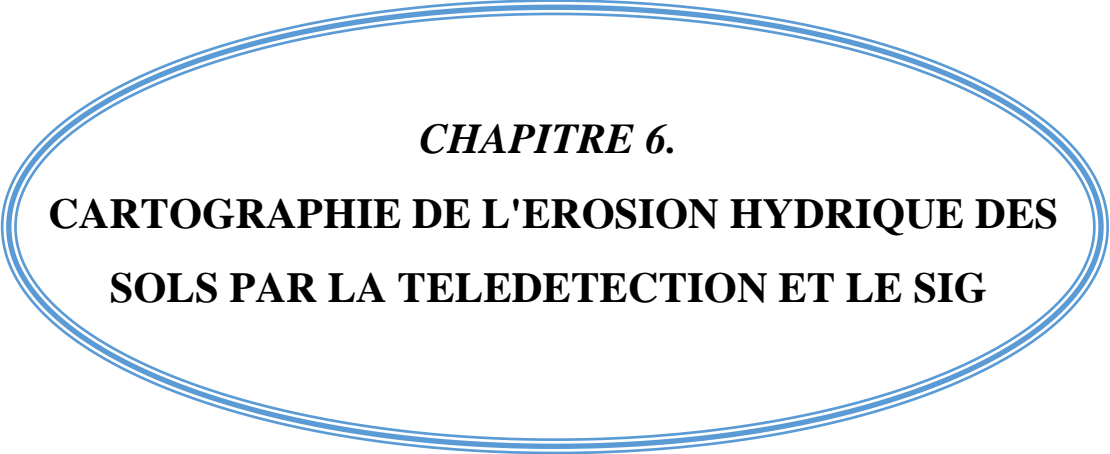
Tableau 5.2. Valeurs annuelles et mensuelles de l'écoulement, de la charge de sédiments en suspension, de la concentration et de la production de sédiments en suspension à l'Oued Mellah (1970-71 à 1999-00).

Années / mois	Écoulement (10^6 m^3)	Sédiment en suspension (10^3 tons)	Concentration (g/l)	Transports solides (t/km^2)
1970-1971	112.0	259.6	2.3	472
1971-1972	161.4	456.3	2.8	830
1972-1973	229.9	935.6	4.1	1701
1973-1974	409.4	62.1	1.5	113
1974-1975	76.5	269.2	3.5	489
1975-1976	141.1	493.4	3.5	897
1976-1977	49.6	77.0	1.5	140
1977-1978	73.4	140.7	1.9	256
1978-1979	90.7	322.4	3.6	586
1979-1980	46.7	80.1	1.7	146
1980-1981	83.6	144.4	1.7	263
1981-1982	92.3	169.7	1.8	309
1982-1983	49.1	66.7	1.4	121
1983-1984	258.6	1191.4	4.6	2166
1984-1985	132.9	339.5	2.5	617
1985-1986	82.2	200.9	2.4	365
1986-1987	185.5	499.4	2.7	908
1987-1988	19.2	19.7	1.0	36
1988-1989	30.3	37.7	1.2	69
1989-1990	57.3	128.4	2.2	233
1990-1991	141.0	384.5	2.7	699
1991-1992	146.0	463.6	3.2	843
1992-1993	91.7	225.9	2.5	411
1994-1994	61.4	134.8	2.2	245
1994-1995	77.4	165.0	2.1	300
1995-1996	304.9	38.5	0.1	70

1996-1997	47.7	101.0	2.1	184
1997-1998	59.5	113.7	1.9	207
1998-1999	56.9	101.0	1.8	184
1999-2000	31.6	95.9	3.0	174
Septembre	21.6	15.1	0.7	27
Octobre	46.9	67.0	1.4	122
Novembre	125.4	442.2	3.5	804
Décembre	276.5	974.7	3.5	1772
Janvier	509.1	1355.2	2.7	2464
Février	705.7	1679.4	2.4	3053
Mars	531.3	1503.8	2.8	2734
Avril	472.7	1198.0	2.5	2178
Mai	216.6	422.1	1.9	767
Juin	49.4	40.3	0.8	73
Juillet	21.2	12.8	0.6	23
Aout	15.1	7.6	0.5	14

5.5. Conclusion

Le Réseau de neurone artificiel a été appliqué avec succès pour la prévision de la charge sédimentaire du bassin de l'oued Mellah. Le modèle a été examiné en appliquant différentes combinaisons d'entrée comportant des débits liquides et solides journaliers. On a considéré pour cela, le jour en cours, un jour après, un et deux jours avant. Les résultats obtenus ont montré des capacités robustes de prévision de RNA pour la série chronologique choisie des variables de ressource en eau. L'étude a suggéré que l'application appropriée de RNA autre que le perceptron multicouches (MLP), aux enregistrements de sédiments puisse mener à résoudre plusieurs problèmes des ressources en eau et pourra fournir une alternative supérieure pour des simulations d'entrée-sortie et des modèles d'estimations dans les situations qui n'exigent pas la modélisation de la structure interne du bassin versant. À cet égard, le modèle développé présente la prévision de la charge de sédiments dans le bassin de l'oued Mellah en employant seulement les débits liquides et les données de sédiments.



CHAPITRE 6.
CARTOGRAPHIE DE L'EROSION HYDRIQUE DES
SOLS PAR LA TELEDETECTION ET LE SIG

Chapitre 6. Cartographie de l'érosion hydrique des sols par la télédétection et le SIG

6.1. Introduction

Au cours des dernières années, plusieurs modèles ont été mis au point pour prédire l'érosion. Par conséquent, l'estimation des facteurs d'érosion et les zones exposées aux risques d'érosion du sol peut être très utile pour identifier l'échelon et le degré des risques afin, d'établir des mesures de conservation et les plans de gestion de l'eau et du sol [Belasri .A et Lakhouili .A \[2016\]](#).

L'utilisation des méthodes classiques pour évaluer les risques d'érosion des sols est coûteuse et prend du temps. L'intégration des modèles existants de l'érosion du sol, les données de terrain et les données fournies par les techniques de télédétection par l'utilisation des systèmes d'information géographique (SIG) semble être un atout pour d'autres études [Fernandez et coll. \[2003\]](#) ; [Gitas et al \[2009\]](#) ; [Xu et coll. \[2009\]](#) ; [Ganasri .B.P et Ramesh .H \[2016\]](#). Les chercheurs ont développé de nombreux modèles de prévision qui permettent d'estimer la perte de sol et d'identifier les zones où des mesures de conservation ont le plus grand impact sur la réduction de la perte de sol pour les évaluations de l'érosion du sol [Angima et al \[2003\]](#). Ces modèles peuvent être classés en trois grandes catégories : empirique, conceptuelle et physique [Merritt et al \[2003\]](#).

Malgré le développement des modèles conceptuels et physiques, l'Équation universelle des pertes en terre (USLE), l'Équation universelle des pertes en terre modifiée (MUSLE) ou Équation universelle des pertes en terre révisée (RUSLE) sont les modèles empiriques les plus populaires utilisés dans le monde entier pour la prévision et le contrôle de l'érosion. Elles sont appliquées dans de nombreux bassins hydrographiques agricoles dans le monde. La principale raison pour laquelle les équations de régression empirique sont encore largement utilisées pour prédire l'érosion des sols est leur simplicité, ce qui les rend applicables même si seulement une quantité limitée de données d'entrée est disponible.

Les techniques de télédétection et de SIG sont devenues des outils précieux, en particulier lors de l'évaluation de l'érosion à grande échelle en raison de la quantité de données nécessaire et la plus grande surface de couverture. Pour cela, l'utilisation de ces techniques est largement adoptée et en ce moment il y a plusieurs études qui montrent le potentiel des techniques de télédétection et leurs intégrations avec le SIG dans la cartographie de l'érosion du sol [Pilesjo \[1992\]](#) ; [Metternicht .G. I et Fermont .A \[1998\]](#) ; [Reshma Parveen et Uday Kumar \[2012\]](#).

Dans le présent chapitre, un effort pour prévoir les pertes de terre annuelles dans les bassins versants étudiés a été réalisé à l'aide de l'Équation universelle des pertes en terre (USLE) adoptée dans le SIG. L'USLE est le modèle dominant appliqué dans le monde entier pour l'estimation des pertes en sols, en raison de sa facilité d'application et la compatibilité avec le SIG [Millward et al \[1999\]](#) ; [Jain et al \[2001\]](#) ; [Jasrotia, A.S, Singh R, \[2006\]](#) ; [Dabral et coll. \[2008\]](#) ; [Kouli et al \[2009\]](#) ; [Pandey et al \[2009\]](#) ; [Bonilla et al \[2010\]](#). Bien qu'il s'agit d'un modèle empirique, non seulement il prédit les taux d'érosion des bassins versants non jaugés en utilisant les caractéristiques et les conditions hydro climatiques des bassins versants, mais présente également l'hétérogénéité spatiale de l'érosion du sol qui est trop faisable à des couts raisonnables et une meilleure précision dans les grandes superficies [Angima et al \[2003\]](#).

L'USLE a été largement utilisée pour les bassins hydrographiques agricoles et forestiers, afin de prédire le taux annuel de perte de sols par l'introduction des moyens de calcul des facteurs de l'érosion du sol [Wischmeier et Smith \[1978\]](#) ; [Renard et al \[1997\]](#). Les techniques de Système d'Information Géographique (SIG) ont été adoptées pour traiter les données obtenues à l'échelle

des bassins versants, de résolution spatiale raisonnable, pour l'application du modèle USLE. Ce dernier est une multiplication des cinq facteurs d'érosion à savoir l'érosivité de la pluie, l'érodibilité du sol, l'inclinaison et la longueur de pente, le couvert végétal et les pratiques antiérosives. Ces facteurs varient dans l'espace et dans le temps et dépendent d'autres variables d'entrée [Prasannakumar et al \[2012\]](#). Chacun de ces facteurs a été exprimé sous forme de carte thématique. Par conséquent, l'érosion du sol a été estimée au moyen de l'USLE. Enfin, la validation reste le principal problème pour les modèles du risque d'érosion, en raison de l'indisponibilité des données pour comparer les résultats d'évaluations avec les pertes de sol actuelles. [Lazzari et al \[2015\]](#).

6.2. Méthodologie

La mise en place du modèle USLE nécessite des données sur la topographie, l'occupation du sol, la climatologie et la pédologie. L'une des difficultés majeures à l'élaboration du modèle a été la collecte de données pertinentes. En effet, la zone d'étude et d'une manière générale l'Algérie est relativement peu renseignée par la bibliographie scientifique. Les données géographiques de références sur la topographie, les précipitations, l'occupation du sol sont soit inexistantes, soit incomplètes ou obsolètes à petite échelle et les données numériques géo-référencées sont encore plus rares. Les documents cartographiques ont été pour la plupart réalisés à petite échelle et sans mise à jour récente. Le recours à des bases de données en ligne à l'échelle mondiale constitue dans certains cas une alternative qui est alors intéressante de tester. Un des objectifs de cette étude est donc d'évaluer le potentiel des données existantes et les démarches de production d'information numérique à y associer pour une modélisation spatialisée dans un SIG de l'érosion hydrique des sols.

Selon le modèle USLE, l'érosion est une fonction multiplicative tenant compte de l'érosivité des pluies (facteur R) par la résistance du milieu (facteurs C, K, LS, P). Chaque facteur est une estimation numérique d'une composante précise qui affecte la gravité de l'érosion du sol en un endroit donné. Cinq facteurs servent à calculer les pertes en sol (A) : la topographie (LS), l'agressivité des précipitations (R), l'érodibilité du sol (K), le couvert végétal (C), les pratiques antiérosives (P), dont l'équation se présente sous la forme :

$$A = R * K * LS * C * P \quad (6.1)$$

A exprimant les pertes en sol annuelles moyennes possibles à long terme (t.ha.an),

R exprimant l'indice d'érosivité des pluies (MJ.mm/ha.h.an),

K exprimant l'indice d'érodibilité des sols (t.ha.h/ha/MJ/mm)

LS exprimant le facteur de déclivité (adimensionnel),

C exprimant le facteur de végétation (adimensionnel),

P exprimant le facteur de pratique de conservation (adimensionnel).

6.2.1. Inventaire des données utilisées

Le jeu de données constitué pour cette étude est composé de bases de données, de cartes papier numérisées, optimisant l'information disponible.

Le facteur LS a été calculé à partir du SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Ces données sont disponibles sur le web, et se présentent sous forme de raster (Geo TIFF Tagged Image Files Format) renseignant pour chaque pixel de 90 mètres l'altimétrie (Z). Pour le facteur R, les données pluviométriques sont issues de l'interpolation des données climatiques interannuelles moyennes de

14 stations météorologiques, sur une période d'au moins 42 ans (1970-71 ; 2011-12), recueillies des services de l'ANRH (Agence nationale des ressources hydrauliques) et importés dans le SIG d'où toutes les stations météorologiques sont référencées géographiquement. L'occupation du sol est extraite à partir d'une classification d'image satellitaire Landsat 8 OLI/TIRS, avec une résolution spatiale de 30 m, projetés à l'échelle universelle de Marcator, UTM (Universal Transverse Mercator). La carte pédologique au 1/500 000^{ème} de 1948 de Constantine est la seule donnée disponible à l'échelle des bassins versants. Cette carte est dressée, héliogravée et publiée par le service géographique de l'armée en 1924 (complétée en 1938), mise à jour partielle en 1948.

Une longue phase de prétraitement a permis la production d'une base de données de type vectorielle et raster spatialement cohérentes exploitable sous ArcGis. La digitalisation, l'extraction de la zone d'intérêt, le géo référencement et la création de tables attributaires ont constitué les principales étapes de prétraitement des données.

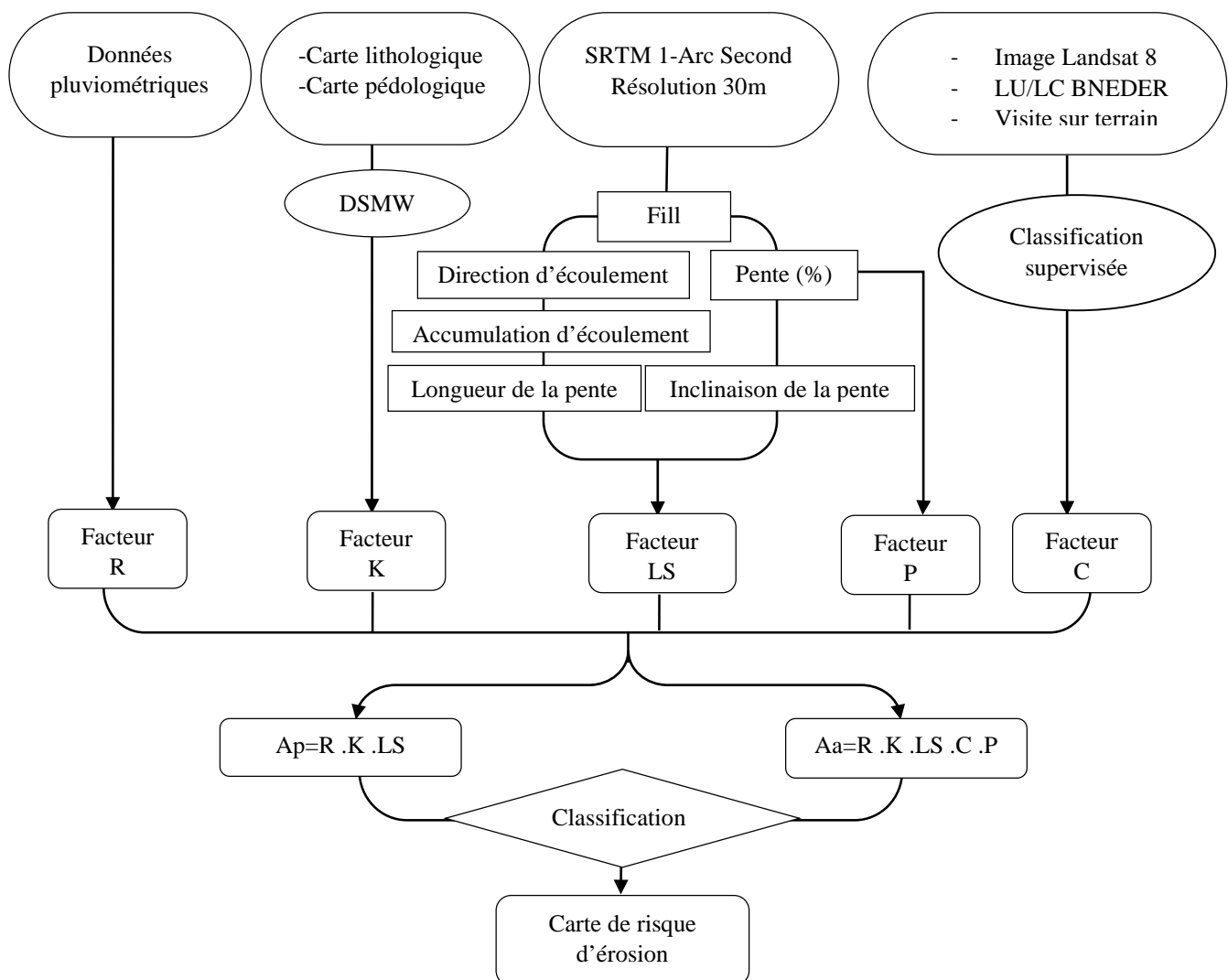


Figure 6.1. Organigramme de la méthodologie.

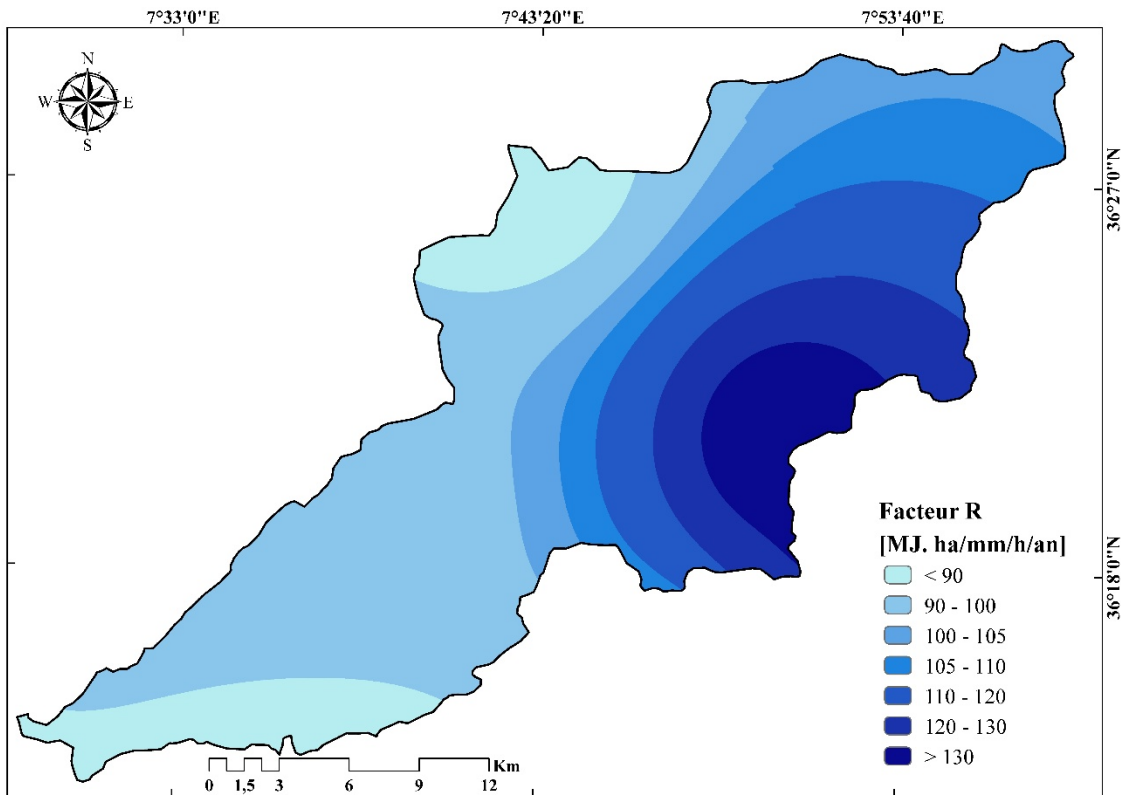
6.3. Discussion des Résultats

Les couches de données (cartes) extraites pour les facteurs K, LS, R, C, et P du modèle USLE ont été intégrées à l'aide de l'équation (6.1) dans ArcGIS qui effectue des analyses spatiales pour quantifier, évaluer, et générer les cartes des risques d'érosion du sol, ainsi que le degré de gravité pour les bassins versants étudiés. En général, une valeur élevée reflète un taux plus élevé de production de sédiments, et l'inverse.

6.3.1. Facteur R

Les données de la pluviométrie moyenne annuelle de 14 stations ont été utilisées pour obtenir la carte de répartition des précipitations de l'ensemble des bassins versants. La pluviométrie moyenne annuelle dans la zone d'étude varie entre 541.13 et 1142.7 mm pour le bassin de l'oued Mellah, et entre 616 et 1016 mm pour le bassin de l'oued Bounamoussa.

Les cartes des facteurs d'érosivité des pluies (figure 6.2) ont été générées dans ArcGIS à partir des cartes de précipitations moyennes annuelles. L'érosivité des pluies (facteur R) pour la période 1970/71-2011/12 a été trouvée dans l'intervalle de 77 à 242 MJ. ha.mm⁻¹.h⁻¹.an⁻¹ pour l'oued Mellah, et entre 91 et 124 pour l'oued Bounamoussa (tableau 6.1).



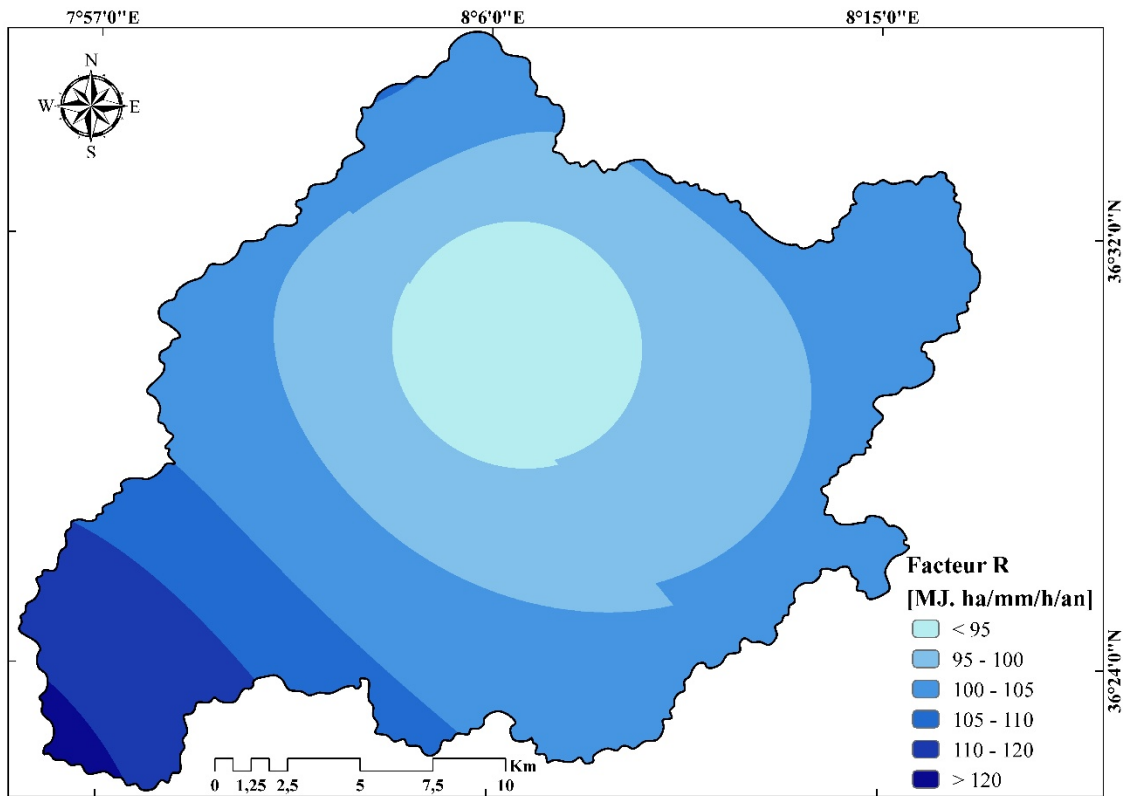


Figure 6.2. Cartes des facteurs d'érosivité.

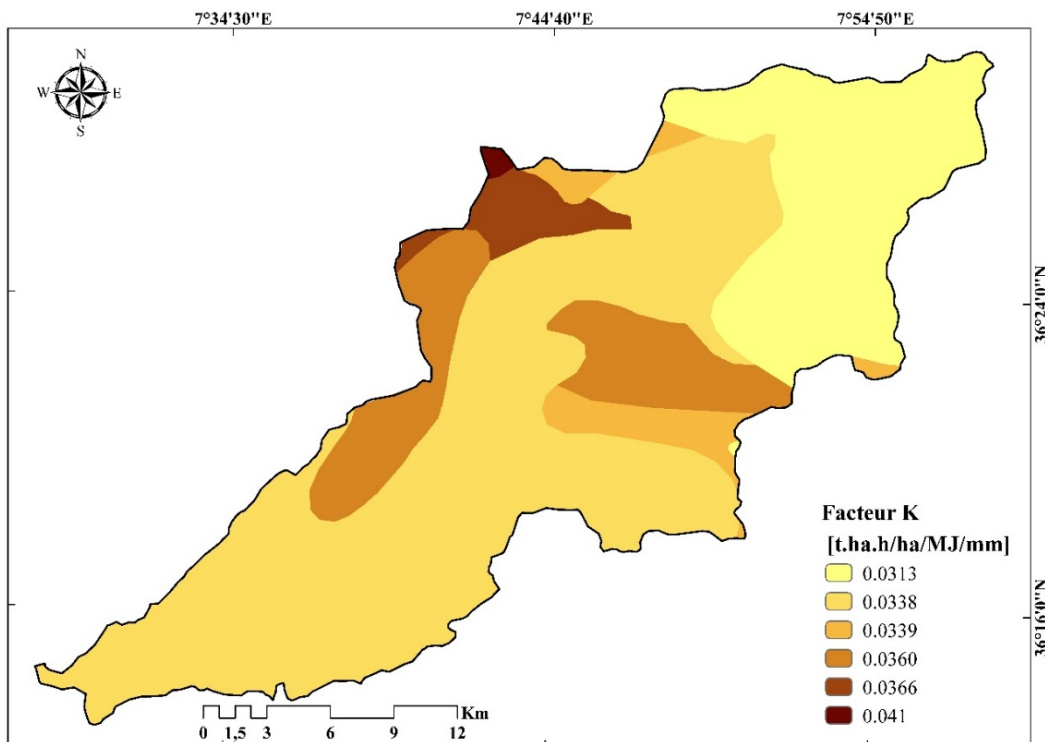
Tableau 6.1. Facteur d'érosivité des pluies pour chaque station pluviométrique.

Station	X (Degré Décimal)	Y (Degré Décimal)	Z (m)	R Factor
Chaffia	8.037932	36.61213	170	110.00
Asfour	7.976542	36.67007	16	90.51
Bouhadjar	8.109478	36.50467	300	90.95
Ain Seynour	7.872032	36.32054	830	134.85
Machroha	7.841738	36.35208	750	142.22
Bouchegouf	7.709768	36.45639	110	77.14
Boukhamousa	7.750115	36.57838	9	91.23
Khmissa	7.656759	36.18787	900	73.25
Cheikh Abdallah	7.783397	36.24352	700	92.34
Hammam N'bail	7.645225	36.32375	460	94.07
Ain Makhoulouf	7.241511	36.23285	520	74.20
Ain Assel	8.364285	36.76675	35	115.10
Roum El Souk	8.4825	36.776	150	107.60
Ain Kerma	8.198019	36.58734	280	102.53

6.3.2. Facteur K

L'érodibilité des sols est une estimation quantitative de l'érodabilité des particules de sol et le principal facteur qui influe sur la capacité du sol à éroder. Cependant, les autres facteurs qui influent sur le facteur K, sont la structure du sol, la perméabilité et le contenu en matière organique. Les cartes des facteurs (figure 6.3) ont été préparées à partir de la carte des sols de la zone d'étude basée sur les différentes textures de sol et la base de données DSMW (Digital Soil Map of the World). La distribution des types de sols dans la zone d'étude est regroupée en quatre grandes classes de texture à savoir, de limon, d'argile limoneuse, argile et sable limoneux. Généralement, les sols argileux ont des valeurs modérées de K parce qu'ils sont résistants au détachement. Les sols sableux ont également de faibles valeurs de K en raison des taux d'infiltration et le ruissellement réduit, et parce que les sédiments érodés de ces sols ne sont pas faciles à transporter. Les sols limoneux ont des valeurs de K modérées à élevées où le détachement des particules de sol est facile à modéré, l'infiltration est de modérée à faible ce qui donne des écoulements modérés à élevés, et le transport des sédiments est modéré à facile. Les sols des argiles limoneux ont des valeurs K plus élevés. Ce type de sols, produit facilement des écoulements importants.

Le bassin versant de l'oued Mellah comprend sept différents types de sol (figure 6.3 ayant différentes caractéristiques. Les valeurs d'érodibilité des sols ont été attribuées à différents types de sol en fonction des textures, perméabilités et humidités antérieures du sol. La carte du sol a été reclassifiée avec les valeurs affectées de facteur K. Les valeurs du facteur K varient de 0.0313 à 0.041 t.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, dans le bassin versant de l'oued Mellah, et de 0.0313 à 0.0366 pour l'autre bassin versant. Les valeurs proches de 0 reflètent des sols moins érodables.



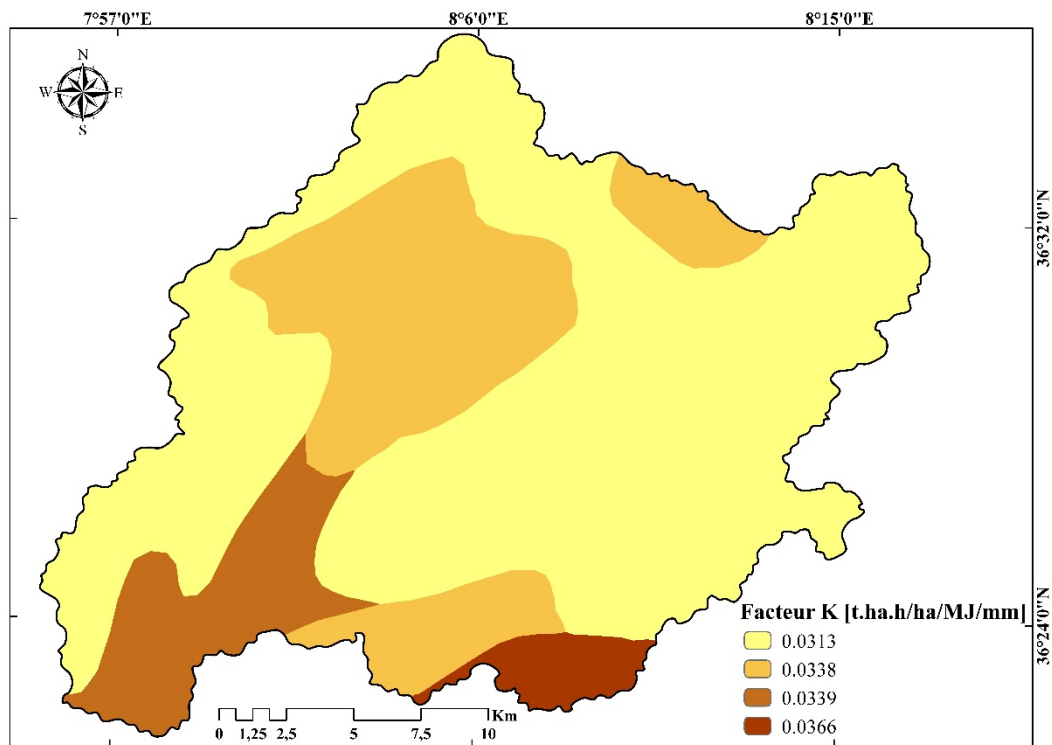


Figure 6.3. Cartes des facteurs d'érodibilité.

6.3.3. Facteur LS

La longueur et l'inclinaison de la pente influencent le rendement des sédiments et est déterminée par le facteur LS dans le modèle USLE. En plus de l'inclinaison et de la longueur, les autres facteurs tels que le compactage, la consolidation et la perturbation du sol ont été également considérés lors de la génération du facteur LS. L'érosion augmente avec l'inclinaison de la pente, et contrairement à la longueur. L'USLE ne fait aucune distinction entre l'érosion en ravines et l'érosion en rigoles dans le facteur S [Prasannakumar et coll. \[2012\]](#) ; [Reshma Parveen, Uday Kumar \[2012\]](#), qui calcule l'effet de la pente sur la perte de sol [Renard et al \[1997\]](#) ; [Lu et coll. \[2004\]](#) ; [Krishna Bahadur \[2009\]](#). Pour bien présenter le facteur LS, nous avons procédé à une classification comme montré dans la figure 6.4.

La classe des valeurs inférieures à 6 domine la majorité des deux bassins versants suscités, à l'exception de certains domaines spécifiques qui présentent des valeurs supérieures à 45.

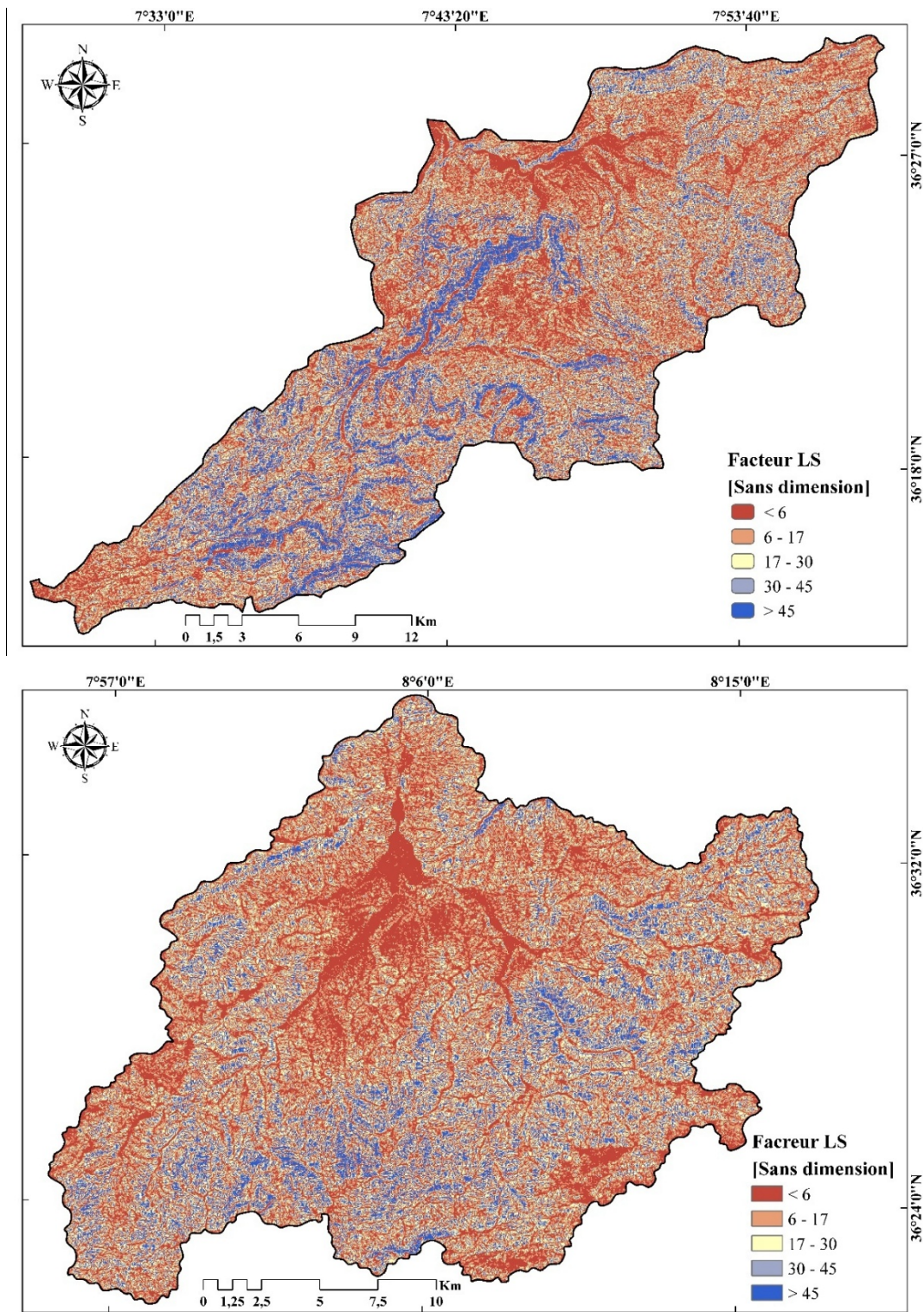


Figure 6.4. Cartes des facteurs topographiques.

6.3.4. Facteur C

L'indice de végétation par différence normalisée (NDVI), dérivé de l'image satellitaire Landsat 8 OLI/TIR de la zone d'étude a été utilisé pour générer les cartes de facteur C comme illustré à la

figure 6.5. Les valeurs de facteur C oscillent entre 0 à 0.28 dans les deux bassins versants. Les zones forestières montrent des valeurs de C entre 0.13 à 0.18 alors que les terres nues montrent des valeurs proches de 1.

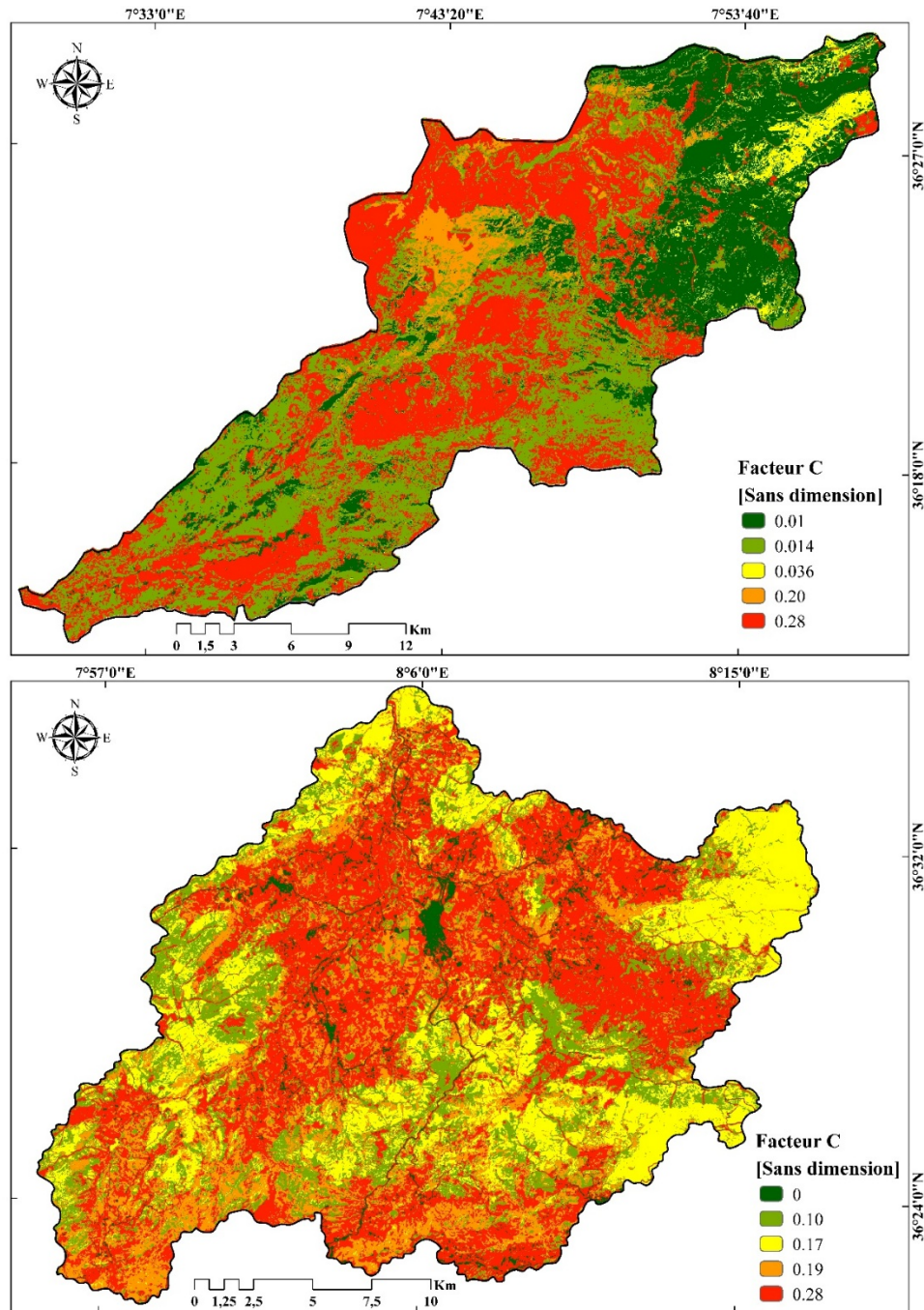


Figure 6.5. Cartes de facteurs de couverture végétale C.

6.3.5. Facteur P

Dans cette étude, les cartes de facteur P ont été dérivées à partir des pourcentages de classes des pentes. Les valeurs obtenues sont de l'ordre 0.55 à 1, dont les plus élevées sont attribuées à des

domaines sans pratiques de conservation ; tandis que les valeurs minimales correspondent à l'accumulation des sols et les zones de plantation et de culture.

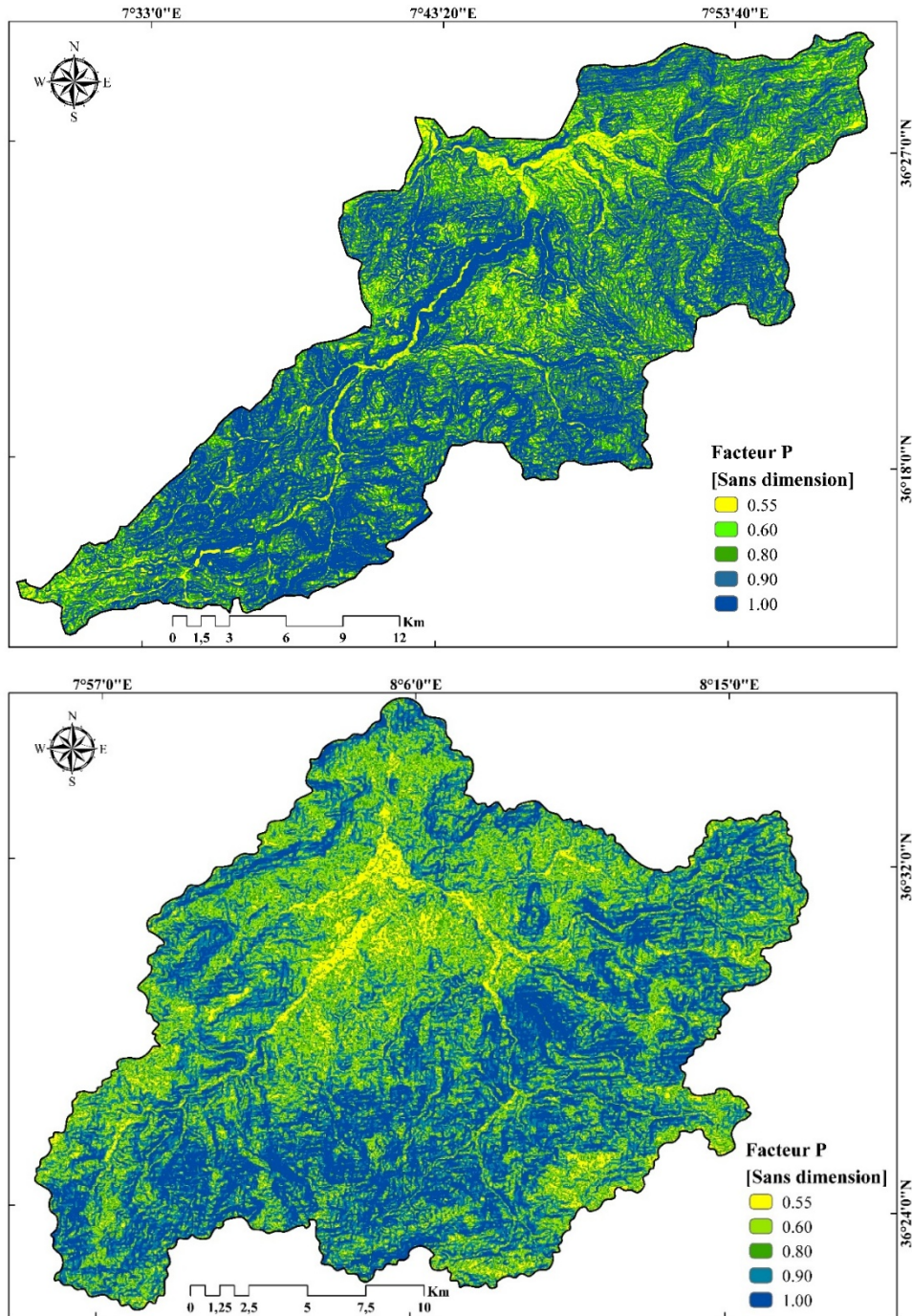


Figure 6.6. Cartes de facteurs P (pratiques antiérosives).

6.4. Estimation des pertes de sols

Les cartes de pertes en sols résultantes de la superposition des cartes de facteurs du modèle USLE, notamment l'agressivité climatique R (ou érosivité des précipitations), l'érodibilité des sols K et l'effet combiné du degré et de la longueur de la pente LS, la couverture végétale C et les

pratiques antiérosives P. La combinaison et le traitement sous SIG de ces facteurs ont permis d'élaborer à l'échelle des bassins versants étudiés les cartes de risques d'érosion. Les cartes de l'érosion ont donné une valeur moyenne du taux d'érosion de 5.71 t/ha/an pour le bassin de l'oued Mellah et de 8.67 t/ha/an pour l'oued Bounamoussa. Les valeurs obtenues à l'échelle des bassins versants ont ensuite été regroupées à savoir la gravité, en 5 classes de valeurs : très faible, faible, modérée, forte et très forte.

6.4.1. Le bassin de l'oued Mellah

- Une première classe regroupe les zones ayant un taux d'érosion inférieur à 4 t/ha/an. Elle constitue 76.35 % de la superficie du bassin et couvre principalement le secteur Nord-Est du bassin où le couvert végétal est très riche.
- Une deuxième classe qui regroupe les zones avec un taux d'érosion compris entre 4 et 12 t/ha/an. Elle constitue 8.17 % de la superficie du bassin versant et se focalise principalement au centre et au Nord du bassin versant.
- Une troisième classe qui regroupe les zones avec un taux d'érosion compris entre 12 et 20 t/ha/an. Elle représente 5.61 % de la superficie. La quatrième classe qui regroupe les zones avec un taux d'érosion compris entre 20 et 35 t/ha/an. Elle représente 5.55 % de la superficie du bassin. Elles se focalisent au centre et sur les zones à terre friable généralement à l'exutoire du bassin versant. La dernière classe qui montre un taux d'érosion supérieur à 35 t/ha/an, avec seulement un pourcentage de 4.32 %. Elle occupe principalement le secteur Sud et Sud-Ouest du bassin versant. L'analyse des cartes de risque d'érosion, en comparaison avec les cartes des différents facteurs, montre une nette et importante influence du couvert végétal sur le comportement érosif des sols, suivi par les facteurs d'érodibilité et la topographie, surtout la pente.

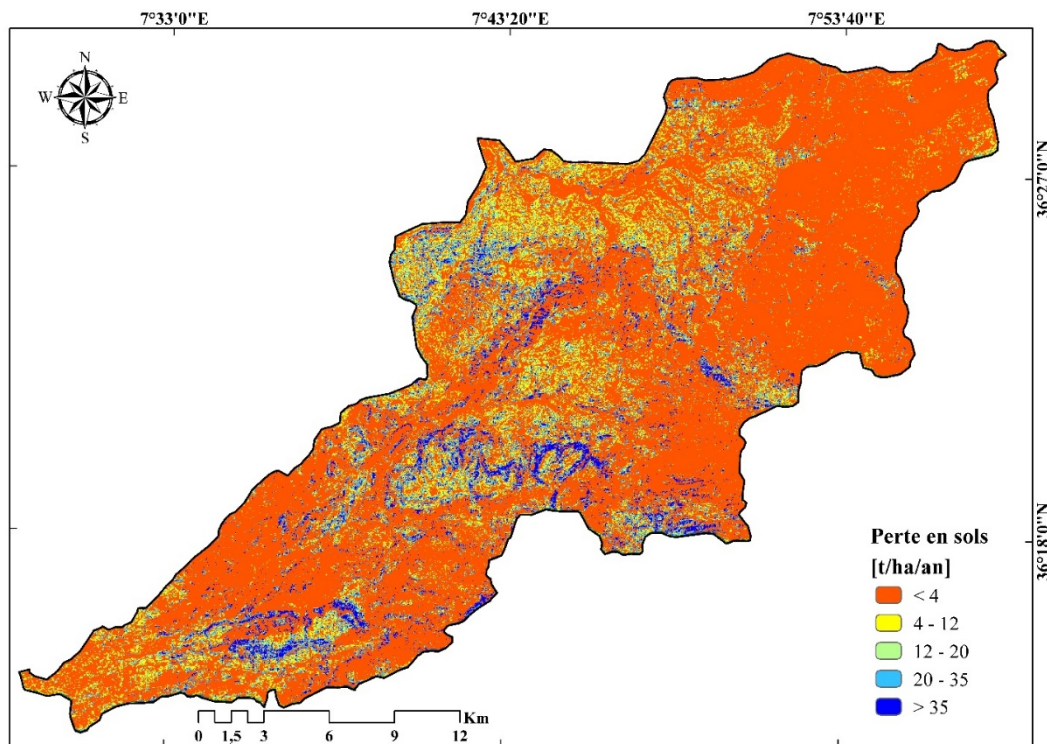


Figure 6.7. Carte de risque d'érosion dans le bassin de l'oued Mellah.

6.4.2. Le bassin de l'oued Bounamoussa

- La classe regroupe un taux d'érosion très faible (< 4 t/ha/an), occupe 44.73 % de la surface du bassin versant.
- La classe 4-12 t/ha/an présente 28.25 %.
- La classe 12-20 t/ha/an présente 14.11 %.
- La classe 20-35 t/ha/an présente 9.61 %.
- La classe supérieure à 35 t/ha/an présente 3.31 %, Concentre principalement au secteur Sud du bassin versant.

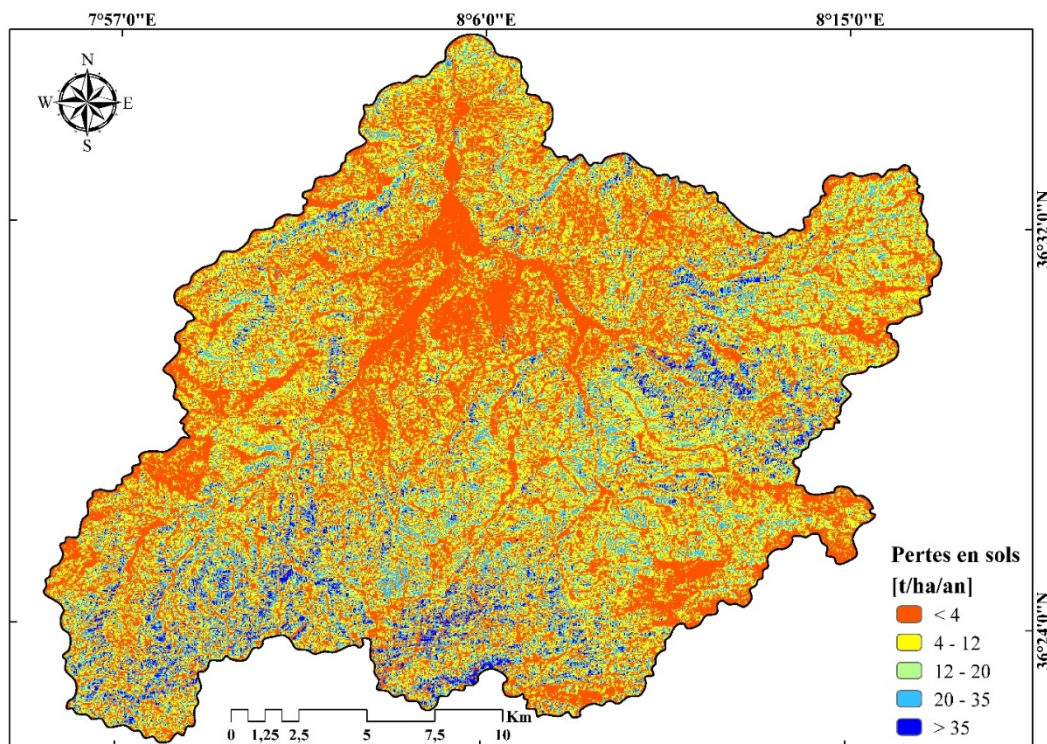


Figure 6.8. Carte de risque d'érosion dans le bassin de l'oued Bounamoussa.

6.5. Validation

Selon les mesures instantanées des combinaisons (débits liquides - concentrations de sédiments) effectuée par les services de l'ANRH sur une période de 30 ans (1970-2000), les transports solides ont été évalués dans le bassin de l'oued Mellah pendant la période des crues en appliquant le modèle RNA sur les données de débits liquides et solides. La relation qui pourrait être établie entre ces deux derniers a permis d'estimer un taux annuel moyen de dégradation spécifique de 4.68 t/ha/an. Ce résultat n'est pas loin à celui obtenue par le modèle USLE, qui est de l'ordre de 5.71 t/ha/an. Le rapport entre les deux modèles est estimé à 18.04 %.

Pour le bassin de l'oued Bounamoussa, selon les levés bathymétriques effectués par l'ANBT (l'agence nationale des barrages et transferts), en 1965, 1986 et 2004 le barrage Chaffia a perdu à la date de mai 2004 un volume de l'ordre de 12.17 Hm³ soit environ 7.12 % de sa capacité de l'année de 1965. Cela correspond à une perte moyenne par an entre 1965 et 2004 de l'ordre de 312

000 m³/an de son volume en raison de la sédimentation. Ce taux correspond à un total de dépôt solide de 468000 t/an, si on considère que la densité de sédiment est égale à 1.5 t/m³. En outre, au cours de cette période, l'estimation de la moyenne annuelle de la sédimentation depuis la mise en eau du barrage de Chaffia (1965) jusqu'en 2004 résulte en un rendement des sédiments de 8.14 t/ha/an. Cette valeur est relativement similaire à la valeur obtenue par le modèle USLE, la différence entre les deux valeurs est estimée à 6.11 %, ce qui indique une certaine compatibilité entre l'érosion des sols estimée par le modèle USLE et par les mesures bathymétriques. En effet la quantité de sédiments qui envase le barrage provient non pas des versants cultivés mais de l'oued, des sapements de berges, des ravines et des glissements de terrain.

6.6. Conclusion

L'estimation et de distribution spatiale de l'érosion des sols à savoir les bassins de l'oued Mellah et Bounamoussa en utilisant l'équation universelle de perte en sol (USLE), et les techniques de SIG, estiment que les bassins ont dû faire face à une perte de sol très faible à très élevée. La plupart des domaines ont subi la perte de sol de moins de 4 t/ha/an. Ainsi, la télédétection et les SIG jouent un rôle important dans la génération des cartes nécessaires pour le modèle USLE. Le SIG analyse les informations d'entrée d'une manière beaucoup plus rapide avec une meilleure répartition spatiale de la production des cartes qui sont lisibles pour un profane aussi. L'utilisation des techniques de SIG pour mesurer la perte de sol peut être plus authentifiée et fiable avec des données spatiales à haute résolution. Elle permet de gérer d'une façon rationnelle, une multitude de données, à référence spatiale, relatives aux différents facteurs de la dégradation des sols, ce qui nous a permis de conclure que ces facteurs principaux (R, LS, K, C, P) influencent l'érosion hydrique.

L'application du modèle USLE donne des résultats relativement très fiables qui peuvent apporter une aide précieuse, à coûts très bas, aux décideurs et aménageurs du territoire dans le but de simuler des scénarios d'évolution, et par suite cibler les zones prioritaires qui nécessitent des actions de conservation et de lutte contre l'érosion.

Conclusion générale

De nombreux chercheurs ont effectué des travaux sur les transports solides et l'envasement des barrages Fournier, [1960] ; Tixeront, [1960] ; Sogréah, [1969] ; Demmak, [1982]. Ils ont tenté de montrer l'influence des différents facteurs (pluviométrie, écoulement, lithologie, sol et couverture végétale) sur le phénomène du transport solide. De nombreuses méthodes mises au point à travers le monde pour étudier les processus de l'érosion et la quantification des transports solides.

La méthode de parcelles expérimentales donne la plupart du temps de faibles taux d'érosion pouvant être expliqués par le fait que les parcelles expérimentales ne mettent en évidence que le résultat de l'érosion en nappe. Elle se trouve, aussi, désavantagée par le nombre de parcelles expérimentales qui augmentent avec l'hétérogénéité du milieu. La méthode de Wischmeier (USLE, MUSLE ou RUSLE), se base sur différents paramètres (l'érosivité des pluies, l'érodibilité de sols, les pentes, le couvert végétal et les pratique antiérosives). Partant de ces derniers, la méthode de Wischmeier a l'avantage d'estimer des taux d'érosion au niveau des bassins versants ne comportant pas des mesures de concentrations, tel que le cas du bassin de l'oued Bounamoussa. Mais aussi elle ne met en évidence que le résultat de l'érosion en nappe, et ne tient pas compte des matériaux charriés le long de l'oued et des ravines. Par conséquent on ne peut pas utiliser ce modèle pour mesurer la sédimentation dans les retenues de barrage, mais plutôt la méthode du débit solide et concentration au niveau de l'entrée du barrage ou le levé bathymétrique.

L'application de la méthode de régressions sur les données du couple débits solides (Q_s)/débits liquides (Q_l), dans le bassin de l'oued Mellah, à différentes combinaisons en différentes périodes a montré un changement entre ces derniers. Ce qui se traduit par l'influence du couvert végétal, pluie et ruissellement sur le processus de l'érosion et de transport, principalement durant les périodes humide/sèche ou crue/décru. Les corrélations entre les débits solides (Q_s) et les débits liquides (Q_l) sont très significatives, d'où les coefficients de détermination (R^2) sont généralement supérieurs à 0.70. En employant la même série des données, la prévision de la charge sédimentaire par le RNA (Réseau de neurone artificiel), a été examinée en appliquant différentes combinaisons d'entrée comportant des débits liquides et solides et seulement le débit solide comme sortie. En conséquence la quantité de sédiments en suspension transportée a été estimée à 7.71×10^6 tonnes correspondant à une moyenne annuelle spécifique de 467.78 t/km²/an.

Les résultats des travaux effectués sur le terrain ainsi que leur traitement permettront à l'ANB de suivre l'évolution du niveau d'envasement de la retenue de barrage Chaffia, sur l'oued Bounamoussa et de gérer de manière rationnelle et précise la capacité de la retenue. Le résultat principal obtenu est l'estimation de la capacité et de la superficie à la PHE et à la RN. Elles sont comme suit :

- La superficie actuelle du barrage à la retenue normale (165.00 m) est de 1002.70 ha.
- La superficie actuelle du barrage à la PHE (167.00 m) est de 1059.69 ha.
- La capacité actuelle du barrage à la retenue normale (165.00 m) est de 158.83 hm³.
- La capacité actuelle du barrage à la PHE (167.00 m) est de 179.45 hm³.

Les cartes d'érosion des deux versants réalisées par le modèle de Wischmeier USLE fournissent

de nombreuses informations concernant le potentiel de production de sédiments par l'érosion et la localisation des zones sources exprimées en t/ha/an. Les valeurs du taux de l'érosion potentielles (t/ha/an) obtenues à l'échelle des bassins ont ensuite été regroupées suivant des classes différentes. L'évaluation a donné des moyennes de 5.71 t/ha/an et 8.66 t/ha/an, respectivement pour le bassin versant de l'oued Mellah et Bounamoussa ; ces valeurs dépassent largement le seuil tolérable de la perte en sol qui est de 4.68 t/ha/an et 8.14 t/ha/an estimées par d'autres méthodes.

Les observations faites ont permis de ressortir que l'érosion hydrique est présente et visible dans l'ensemble des bassins étudiés. L'indice d'agressivité climatique varie de 77.14 à 142.21 MJ.mm/ha.h.an pour l'oued Mellah, et de 90.95 à 123.95 MJ.mm/ha.h.an pour Bounamoussa. L'érodibilité des sols est déterminée d'une manière synthétique en se basant sur les différentes textures de sol et la base de données DSMW (Digital Soil Map of the World), pour attribuer à chaque type du sol une valeur du facteur K. Cette perte est favorisée par les autres facteurs de l'érosion qui se conjuguent aussi pour accélérer l'érosion, telles que les pentes et la couverture végétale. L'analyse statistique montre que plus de 80 % de la surface total du bassin versant de l'oued Mellah est faiblement sensible à l'érosion, tandis que 15 % présente une sensibilité modérée à très élevée. Le bassin de l'oued Bounamoussa présente 70 % de sa superficie avec faible sensibilité, et le reste présente une sensibilité modérée à très élevée.

L'équation universelle des pertes de sol ne prend en compte que l'érosion en nappe mais elle évalue les pertes moyennes causées par l'érosion de surface. Elle est basée sur les données des parcelles ou des bassins versants de surface très petite, il, y aura des problèmes d'échelle si on veut prévoir des valeurs régionales d'érosion et surtout, lorsque l'on parle des processus de transports solides et de sédimentation des matériaux sur de grands bassins versants contenant des aménagements hydrauliques risquant l'envasement [Markhi et al \[2015\]](#).

Références bibliographiques

- Agapiou, A. and Hadjimitsis, D.G**, 2011. Vegetation Indices and Field Spectroradiometric Measurements for Validation of Buried Architectural Remains: Verification under Area Surveyed with Geophysical Campaigns. *Journal of Applied Remote Sensing*, 5, Article ID: 053554.
- Aiello .A, Adamo .M, et Canora .F**, 2015. Remote Sensing and GIS to Assess Soil Erosion with RUSLE 3D and USPED at River Basin Scale in Southern Italy. *Catena*, 131, 174-158.
- Anache .J.A.A, Bacchi .C.G.V, Panachuki .E, Alves sobrinho .T**, 2015. Assessment of methods for predicting soil erodibility in soil loss modeling. *São Paulo, UNESP, Geociências*, v. 34, n. 1, p.32-40.
- Angima .S. D, Stott .D. E, O’Neill .M. K, Ong .C. K et Weesies .G. A**, 2003. Soil Erosion Prediction Using RUSLE for Central Kenyan Highland Conditions. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, Vol. 97, No. 1-3, pp. 295-308.
- Anteur .D, Labani .A, Khalladi .M, Gliz .M**, 2014. Contribution à l’évaluation et À la Cartographie De La Sensibilité À L’érosion hydrique des sols Du Sous Bassin Versant de L’oued De Saida (Ouest De L’algérie). *European Scientific Journal*. vol.10, No.27 ISSN: 1857 – 7881 (Print)e- ISSN 1857- 7431.
- Angulo-Martínez .M, et Beguería .S**, 2009. Estimating rainfall erosivity from daily precipitation records: a comparison among methods using data from the Ebro Basin (NE Spain). *J. of Hydrology*.
- Ardiclioglu .M, Kisi .O, Haktanır .T**, 2007. Suspended sediment prediction by using two different feed-forward backpropagation algorithms. *Can. J. Civ. Eng.* 34 (1), 1–6.
- Arnoldus, H.M.J**, 1980. An Approximation of the Rainfall Factor in the Universal Soil Loss Equation. In: De Boodt, M. and Gabriels, D., Eds., *Assessment of Erosion*, John Wiley and Sons, New York, 127-132.
- Asselman .N.E.M**, 2000. Fitting and interpretation of sediment rating curves. *Journal of Hydrology* 234 : 228–248.
- Bahroun .S**, 2016. Objectifs environnementaux de rejet pour les polluants dans le milieu récepteur et optimisation du pouvoir auto-épurateur : cas de l’oued Kébir est (nord est algérien). Thèse de doctorat en sciences, université Badji Mokhtar, Annaba, Algérie.
- Banasik .K, Górski .D**, 1994. Rainfall erosivity for south-east Poland. Conserving soil resources. European perspectives. In: Rickson, (Ed.), *Lectures in soil erosion control*, Silsoe College, Cranfield University, UK, pp. 201–207.
- Belasri .A, Lakhouili .A**, 2016. Estimation of Soil Erosion Risk Using the Universal Soil Loss Equation (USLE) and Geo-Information Technology in Oued El Makhazine Watershed, Morocco. *Journal of Geographic Information System*, 8, 98-107.
- Bishop .C**, 1995. *Neural networks for pattern recognition*, Oxford University Press.
- Bonilla .C.A, Reyes .J.L, Magri .A**, 2010. Water erosion prediction using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in a GIS framework, central Chile. *Chilean Journal of Agricultural Research* 70 (1), 159-169.
- Bouanani .A**, 2004. Hydrologie, transport solide et modélisation étude de quelques sous bassins de la Tafna (NW – Algérie). Thèse de doctorat d’état en géologie appliquée : option hydrogéologie, université Abou Bakr Belkaid Tlemcen, Algérie.
- Bouchelkia .H**, 2009. Etude du transport solide dans un bassin versant et son impact sur l’envasement des barrages –cas du bassin versant de Chellif–.Thèse de doctorat en hydraulique, université Abou Bakr Belkaid Tlemcen, Algérie.

- Bourouba .M**, 1998. Contribution à l'étude de l'érosion et des transports solides de l'oued Madjerda supérieur (Algérie orientale). Bull Orstom ; 18 : 76-97.
- Chang .C.K, Azamathulla .H.M, Zakaria .N.A, Ghani .A.A**, 2012. Appraisal of soft computing techniques in prediction of total bed material load in tropical rivers. J. Earth Syst. Sci. 121 (1), 125–133.
- Charles Perrin**, 2000. Vers Une Amélioration D'un Modèle Global Pluie-Débit Au Travers D'une Approche Comparative. Thèse De Doctorat En Mécanique Des Milieux Géophysiques Et Environnement, Institut National Polytechnique De Grenoble.
- Chouabbi .A**, 1987. Etude géologique de la région de H-N'Bails (SE de Guelma, Constantinois, Algérie), un secteur des zones externes de la Chaîne des Maghrébides. – Thèse 3eme cycle, Univ. Paul Sabatier, Toulouse III, 123p.
- Cigizoglu .H.K**, 2004. Estimation and forecasting of daily suspended sediment data by multi-layer perceptrons. Advances in Water Resources 27, 185–195.
- Cigizoglu .H.K**, 2006. Generalized regression neural network in modelling river sediment yield. Advances in Engineering Software 37, 63–68.
- Cigizoglu .H.K, Kisi .Ö**, 2006. Methods to improve the neural network performance in suspended sediment estimation. J. Hydrol. 317, 221–238.
- Cobaner .M**, 2009. Suspended sediment concentration estimation by an adaptive neuro-fuzzy and neural network approaches using hydro-meteorological data. J. Hydrology 367, 52–61.
- Cohn .T.A, DeLong .L.L, Gilroy .E.J, Hirsch .R.M, Wells .D.K**, 1989. Estimating constituent loads. Water Resour. Res. 25, 5 : 937–942.
- Cohen .M.J, Shepherd .K.D, et Walsh .M.G**, 2005. Empirical formulation of the universal soil loss equation for erosion risk assessment in a tropical watershed. Geoderma 124, 235–252
- Coutinho .M.A, et TOMAS .P.P**, 1994. Comparison of Fournier with Wischmeier rainfall erosivity indices. In: Rickson, R.J. (Ed.), Conservation Soil Resources, European Perspectives. CAB International, Wallingford.
- Curse .R, Flanagan .J, Frankenberger .B, Gelder .D, Herzmann .D, James .D, Krajenski .W, Kraszewski .M, Laflen .J, Opsomer .J, Todey .D**, 2006. Daily estimates of rainfall, water runoff and soil erosion in Iowa. Journal of soil and water conservation 61 (4), 191–199.
- Dabral .P.P, Baithuri .N, Pandey .A**, 2008. Soil erosion assessment in a hilly catchment of North Eastern India using USLE, GIS and remote sensing. Water Resources Management 22, 1783-1798.
- Dawson .C.W et Wilby .R.L**, 2001. Hydrological modelling using artificial neural networks. Progress in Physical Geography 25,1 pp. 80–108.
- Demirci .M**, 2015, Suspended Sediment Estimation Using an Artificial Intelligence Approach. Springer International Publishing Switzerland. 83-95.
- 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, Paris XI.
- Derdous .O**, 2015. Conditions d'écoulement à l'aval d'un barrage en cas de rupture de la digue-Application aux cas Algériens. Thèse de doctorat en hydraulique, université Badji Mokhtar, Annaba, Algérie.
- Diodato .N**, 2004. Estimating RUSLE's rainfall factor in the parto of Italy with a Mediterranean rainfall regime. Hydrology and Earth System Sciences 8 (1), 103–107.

- Domínguez-Romero .L, Ayuso Muñoz .J.L, García Marín .A.P,** 2007. Annual distribution of rainfall erosivity in western Andalusia, southern Spain. *Journal of soil and water conservation* 62 (6), 390–401.
- Dreyfus .D, Martinez .J.M, Samuelides .M, Gordon .M.B, Badran .F, Thiria .S et Héroult .L,** 2004. Réseaux de neurones, méthodologie et applications, Eyrolles, 2ème édition.
- Duan .N,** 1983. Smearing estimate : a nonparametric retransformation method. *Journal of the American Statistical Society*, 78: 605–610.
- Dubreuil .P, Morell .M, Sechet .P,** 1975. Comportement et interactions des paramètres physiques des petits bassins versants semi-arides et intertropicaux. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XII(1), pp. 13-36.
- Ferguson .R.I,** 1987. Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth Surface Processes and Landforms*, 12 : 95-104.
- Ferguson .R.I,** 1986. River loads underestimated by rating curves. *Wat. Resour. Res.*, 22: 74-76.
- Ferro .V, Porto .P, Yu .B,** 1999. A comparative study of rainfall erosivity estimation for southern Italy and southeastern Australia. *Hydrological Sciences Journal* 44, 3–24.
- Fernandez .C, Wu .J.Q, McCool .D.Q, Stockle .C.O,** 2003. Estimating water erosion and sediment yield with GIS, RUSLE and SEDD. *Journal of Soil and Water Conservation* 58 (3), 128-136.
- Foster .G.R et Meyer .L.D,** 1972. A Closed-Form Soil Erosion Equation for Upland Areas In: Shen, H.W., Ed, *Proceeding of Sedimentation Symposium to Honor Prof. H. A. Einstein*, Vol. 12, Colorado State University, Fort Collins, 1-19.
- Fournier .F,** 1960. *Climat et érosion : la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques*. Paris : Presses universitaires de France.
- Fukushima .K,** 1988. A neural network for visual pattern recognition. *IEEE Computer* ,21 (3),65 75.
- Gabriels .D,** 2006. Assessing the modified Fournier index and the precipitation concentration index for some European countries. In: Poesen, Boardman (Ed.), *Soil Erosion in Europe*. John Wiley & Sons, pp. 675–684.
- Ganasri .B.P, Ramesh .H,** 2016. Assessment of soil erosion by RUSLE model using remote sensing and GIS - A case study of Nethravathi Basin. *Geoscience Frontiers* xxx 1-9.
- Gaston .L,** 2007. Impacts de la variabilité climatique sur les ressources en eau et les transports de matières en suspension de quelques bassins versants représentatifs au Cameroun. Thèse de doctorat en sciences de l'eau. Université de Yaounde 1 faculté des sciences.
- Ghenim .A.N et Megnounif A,** 2013. Analyse des précipitations dans le Nord-Ouest Algérien. *Sécheresse*, 2013, Volume 24 : 107-114. Numéro 2.
- Ghenim .A.N,** 2008. Etude des écoulements et des transports solides dans les régions semi-arides méditerranéennes. Thèse de doctorat en hydraulique, université Abou Bakr Belkaid Tlemcen, Algérie.
- Gitas, Ioannis .Z, Douros, Kostas, Minakou, Chara, Silleos, George .N, Karydas, Christos .G,** 2009. Multi-temporal soil erosion risk assessment in N. Chalkidiki using a modified USLE raster model. *EARSeL eProceedings* 8, 40-52.
- Goloka B. Saho, Chittaranjan Ray, Edward Mehnert, Donald A. Keefe,** 2006. Application of artificial neural networks to assess pesticide contamination in shallow groundwater. *Science of the Total Environment* 367 (2006) 234–251.

- Haan .C.T, Barfield .B.J. et Hayes .J.C**, 1994. Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments. Academic Press, San Diego, 588.
- Hebb .D.O**, 1949. The organisation of behavior, Wiley, New-york.
- Herron .M.M**, 1994. Estimating the Intrinsic Permeability of Classic Sediments from Geochemical Data. Proceedings of the SPWLA 28th Annual Logging Symposium, 29 June-2 July 1987, London, 23.
- Hinton .G.E**, 1989. Deterministic Boltzmann machine learning performs, steepest descent in weight-space. Neural Computation, 143–150.
- Holger R. Maier a,* , Ashu Jain b, Graeme C. Dandy a, K.P**, 2010. Methods used for the development of neural networks for the prediction of water resource variables in river systems: Current status and future directions. Environmental Modelling & Software 25, 891e909.
- Hopfield .J**, 1982. Neural networks and physical systems with emergent collective computational abilities, Proceedings of the National Academy of Sciences, vol.79, pp. 2554-2558.
- Hornik .K**, 1991. Approximation capabilities of multilayer feedforward networks, Neural Networks, vol.4, pp. 251-257.
- Horowitz .A.J, Elrick .K.A, et Smith .J.J**, 2001. Estimating suspended sediment and trace element fluxes in large river basins: methodological considerations as applied to the NASQAN programme. – Hydrological Processes, 15: 1107-1132.
- Hoyos .N, Waylen .P.R, Jaramillo .A**, 2005. Seasonal and spatial patterns of erosivity in a tropical watershed of the Colombian Andes. Journal of Hydrology 314, 177– 191.
- Jain .S.K**, 2001. Development of integrated sediment rating curves using ANNs. J. Hydraul. Eng., ASCE 127 (1): 30–37.
- Jain. S.K, Kumar .S, Varghese .J**, 2001. Estimation of soil erosion for a Himalayan watershed using GIS technique. Water Resources Management 15, 41-54.
- Jansson .M.B**, 1985. A comparison of detransformed logarithmic regressions and power function regressions. Geografiska Annaler, series A, Physical Geography, 67 A (1-2): 61 – 70.
- Jansson .M.B**, 1996. Estimating of sediment rating curve of the Reventazon river at Polomo using loggest mean loads within discharges classes. Journal of Hydrology, 183: 227-241.
- Jasrotia .A.S, Singh .R**, 2006. Modeling runoff and soil erosion in a catchment area, using the GIS, in the Himalayan region, India. Environmental Geology 51, 29-37.
- Kakaei Lafdani.E, Moghaddam Nia .A, Ahmadi .A**, 2013. Daily suspended sediment load prediction using artificial neural networks and support vector machines. J. Hydrology 478, 50–62.
- Khanchoul .K**, 2006. Quantification de l'érosion et des transports solides dans certains bassins versants de l'extrême Nord-Est Algérien. Thèse de doctorat d'état en géologie, université Badji Mokhtar, Annaba, Algérie.
- Khanchoul .K**, 2015, Assessment of the Artificial Neural Networks to Geomorphic Modelling Of Sediment Yield for Ungauged Catchments, Algeria. JUEE, v.8, n.2, 175-185.
- Kheir .R.B, Abdallah .C et Khawlie .M**, 2008. Assessing Soil Erosion in Mediterranean Karst Landscapes of Lebanon Using Remote Sensing and GIS. Engineering Geology, 99, 239-254. **Kisi .Ö**, 2004. Multi-layer perceptrons with Levenberg–Marquardt training algorithm for suspended sediment concentration prediction and estimation. Hydrol. Sci. J. 49 (6), 1025–1040.

- Khentouche A**, 2004. Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement. Mémoire de magister en aménagement des milieux physiques, option : dynamiques des milieux physiques et risques naturels, université El hadj Lakhder, Batna, Algérie.
- Khali Issa .L, Ben Hamman Lech-Hab .K, Raissouni .A, El Arrim .A**, 2016. Cartographie quantitative du Risque d'érosion des sols par approche SIG/USLE au niveau du bassin versant Kalaya (Maroc Nord Occidental). *J. Mater. Environ. Sci.* 7 (8) 2778-2795. ISSN : 2028-2508.
- King .D, Le Bissonnais .Y**, 1992. Rôle des sols et des pratiques culturales dans l'infiltration et l'écoulement des eaux. Exemple du ruissellement et de l'érosion sur les plateaux limoneux du nord de l'Europe. *C. R. Acad. Agric.*, n° 78(6), p. 91-105.
- Kisi .Ö**, 2005. Suspended sediment estimation using neuro-fuzzy and neural network approaches. *Hydrol. Sci.* 50 (4), 683–696.
- Kisi .Ö**, 2008. Constructing neural network sediment estimation models using a data-driven algorithm. *Mathematics and Computers in Simulation* 79, 94–103.
- Kisi .Ö, Yuksel .I, Dogan .E**, 2008. Modelling daily suspended sediment of rivers in Turkey using several data-driven techniques. *Hydrol. Sci. J.* 53 (6), 1270–1285.
- Kisi .Ö**, 2010. River suspended sediment concentration modeling using a neural differential evolution approach. *J. Hydrology* 389, 227–235
- Kisi .Ö**, 2012. Modeling discharge–sediment relationship using neural networks with artificial bee colony algorithm, *J. Hydrology* 428–429, 94–103
- Kohonen .T**, 1984. Self organization and associative memory, 2nd edition, Springer Verlag.
- Khorsandi .N, Hossein Mahdian .M, Pazira .E, Nikkami .D, et Chamheidar .H**, 2012. Spatial Variability of Imprecise Values of Rainfall Erosivity Index. *World Applied Sciences Journal* 18 (2): 243-250.
- Koutsoyiannis .D**, 2000. Broken line smoothing: a simple method for interpolating and smoothing data series. *Environmental Modeling & Software*, 15: 139-149.
- Kouli .M, Soupios .P, Vallianatos .F**, 2009. Soil erosion prediction using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in a GIS framework, Chania, Northwestern Crete, Greece. *Environmental Geology* 57, 483-497.
- Krimil Farida**, 2009. Essai de modélisation de la gestion du barrage de Foum el Gherza (w. De biskra). Mémoire magister en hydraulique, université colonel el hadj Lakhder de Batna, Algérie.
- Krishna Bahadur, K.C**, 2009. Mapping soil erosion susceptibility using remote sensing and GIS: a case of the Upper Nam Wa Watershed, Nan Province, Thailand. *Environmental Geology* 57, 695-705.
- Kuznetsov .S, Feudel .U et Pikovsky .A**, 1998. Renormalization Group for Scaling at the Torus-Doubling Terminal Point. *Physical Review*, 57, 1585-1590.
- Lahloui .H, Rhinane .H, Hilali .A, Lahssini .S, Khalile .L**, 2015. Potential Erosion Risk Calculation Using Remote Sensing and GIS in Oued El Maleh Watershed, Morocco. *Journal of Geographic Information System.* 7, 128-139.
- Lahlou .A**, 1994. Envasement des barrages au Maroc. Collection Sciences et Techniques, éd. Wallada, Maroc, 286 p.
- Lastoria .B, Miserocchi .F, Lanciani .A, et Monacelli .G**, 2008. An Estimated Erosion Map for the Aterno-Pescara River Basin. *Eur. Water* 21/22, 29– 39.

- Lazzari .M, Gioia .D, Piccarreta .M, Danese .M, Lanorte .A**, 2015. Sediment yield and erosion rate estimation in the mountain catchments of the Camastra artificial reservoir (Southern Italy): a comparison between different empirical methods. *Catena* 127, 323-339.
- Lee .J.H, et Heo .J.H**, 2011. Evaluation of estimation methods for rainfall erosivity based on annual precipitation in Korea. *Journal of Hydrology* 409 (2011) 30–48.
- Lefkir .A**, 2009. Modélisation du transport solide par les modèles neuroflous. Thèse de doctorat en hydraulique, Ecole Nationale Supérieure Polytechnique, Algérie.
- Liu .Q.J, Shi .Z.H, Fang .N.F, Zhu .H.D et Ai .L**, 2013. Modeling the daily suspended sediment concentration in a hyperconcentrated river on the loess Plateau, China, using the wavelet-ANN approach. *Geomorphology*, 186, 181-190.
- Louamri .A**, 2013. Le bassin-versant de la Seybouse (Algérie Orientale) : hydrologie et aménagement des eaux. Thèse de doctorat en sciences (géographie et aménagement du territoire, option : hydrologie). Université de Constantine 1, Algérie.
- Lu .D, Li .G, Valladares .G.S, Batistella .M**, 2004. Mapping soil erosion risk in Rondonia, Brazilian Amazonia: using RUSLE, remote sensing and GIS. *Land Degradation and Development* 15, 499-512.
- Markhi .A, Laftouhi .N-E, Soulamani .A, et Fniguire .F**, 2015. Quantification et évaluation de l'érosion hydrique en utilisant le modèle RUSLE et déposition intégrés dans un SIG. Application dans le bassin versant n'fis dans le haut atlas de marrakech (maroc). *European scientific journal*, vol.11, no.29 issn: 1857 – 7881 (print) e – issn 1857- 7431 340.
- Maier .H.R**, 2010, Methods used for the development of neural networks for the prediction of water resource variables in river systems: Current status and future directions. *Environmental Modelling & Software* 25, 891e909.
- Meddi .M**, 1992. Hydro-pluviométrie et transport solide dans le basin versant de l'oued Mina (Algérie). Thèse de doctorat, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, France, 285 p.
- Meddi .M**, 2015. Contribution à l'étude du transport solide en Algérie du Nord. *Larhyss Journal*, ISSN 1112-3680, n°24, pp. 315-336.
- Melesse .A.M, Ahmad .S, McClain .M.E, Wang .X, Lim .Y.H**, 2011. Suspended sediment load prediction of river systems: an artificial neural network approach. *Agric. Water Manage* 98, 855–866.
- Merritt .W. S, Letcher .R. A et Jakeman .A. J**, 2003. A Review of Erosion and Sediment Transport Models,” *Environmental Modelling & Software*, Vol. 18, No. 8-9, pp. 761-799.
- Metternicht .G. I et Fermont .A**, 1998. Estimating Erosion Surface Features by Linear Mixture Modeling. *Remote Sensing of Environment*, Vol. 64, No. 3, pp. 254- 265. doi:10.1016/S0034-4257(97)00172-7.
- Michiels .P, Gabriels .D, Hartmann .R**, 1992. Using the Seasonal and Temporal precipitation concentration index for characterizing the monthly rainfall distribution in Spain. *Catena* ,Vol 19 43 -58.
- Moore .I et Wilson .J. P**, 1992. Length Slope Factor for the Revised Universal Soil Loss Equation: Simplified Method of Solution. *Journal of Soil and Water Conservation*, Vol. 47, No. 4, pp. 423-428.
- Meyer .L. D et Wischmeier .W. H**, 1969. Mathematical Simulation of the Processes of Soil Erosion by Water. *Transactions on American Society of Agricultural and Biological Engineers*, Vol. 12, No. 6, pp. 754-758.
- Millward .A.A, Mersey .J.E**, 1999. Adapting the RUSLE to model soil erosion potential in a mountainous tropical watershed. *CATENA* 38 (2), 109e129.

- Moore .I et Burch .G**, 1986. Modeling Erosion and Deposition: Topographic Effects. Transactions of the American Society of Agricultural and Biological Engineers, Vol. 29, No. 6, pp. 1624-1630, 1640.
- Mosbahi .M, Benabdallah .S, Boussema .M.R**, 2015. Impact of swat input data on soil erosion in a semi-arid catchment. Revue LJEE, volume 13-14, pp84+.
- Mouchara .N**, 2009. Impacts des lâchées de barrage Hammam Debagh sur la qualité des eaux de la vallée de la seybouse dans sa partie amont (Nord-Est Algérien). Mémoire de magister en hydrogéologie, université Badji Mokhtar, Annaba, Algérie.
- Murat .Alp**, 2007, Suspended sediment load simulation by two artificial neural network methods using hydrometeorological data. Environmental Modelling & Software 22, 2-13.
- Mustafa .M.R, Isa .M.H, Rezaur .R.B**, 2011. A Comparison of Artificial Neural Networks for Prediction of Suspended Sediment Discharge in River- A Case Study in Malaysia. World Academy of Science, Engineering and Technology 57, 372-376.
- Mustafa .M.R, Rezaur .R.B, Saiedi .S et Isa .M.H**, 2012. River suspended sediment prediction using various multilayer perceptron neural network training algorithms: A case study in Malaysia. Water Resour. Manag, 26: 1879-1897.
- Mustafa .M.R et Isa .M.H**, 2014, Comparative Study of MLP and RBF Neural Networks for Estimation of Suspended Sediments in Pari River, Perak. Research Journal of Applied Sciences, Engineering and Technology 7(18), 3837-3841.
- Nagy .H.M, Watanabe .K, Hirano .M**, 2002. Prediction of load concentration in rivers using artificial neural network model. J HydraulEng; 128(6):588–95.
- Nascimento .S, Mirkin .B, Moura-Pires .F**, 2000. A fuzzy clustering model of data and fuzzy c-means. The Ninth IEEE International Conference on, Fuzzy Systems, 7–10 May 2000. FUZZY IEEE, vol.1, pp. 302–307.
- Oliver .JE**, 1980. Monthly precipitation distribution: a comparative index. Professional Geographics 32: 300-9.
- Olyaie .E, Banejad .H, Chau .K.W et Melesse .A.M**, 2015. A comparison of various artificial intelligence approaches performance for estimating suspended sediment load of river systems: a case study in United States. Environ Monit Assess, 187: 189, 1-22.
- Onori .F, De Bonis .P, Grauso .S**, 2006. Soil erosion prediction at the basin scale using the revised universal soil loss equation (RUSLE) in a catchment of Sicily (southern Italy). Environmental Geology 50, 1129–1140.
- Pandey .A, Mathur .A, Mishra .S.K, Mal .B.C**, 2009. Soil erosion modeling of a Himalayan watershed using RS and GIS. Environmental Earth Sciences 59 (2), 399-410.
- Pilesjo .P**, 1992. GIS and Remote Sensing for Soil Erosion Studies in Semi-Arid Environments. Thèse de doctorat, université de Lund.
- Pollard .J.F, Broussard .M.R, Garrison .D.B and San .K.Y**, 1992. Process identification using neural networks, Comput. Chem. En(4rg. 16(4) 253-270.
- Prasannakumar .V, Vijith .H, Geetha .N et Shiny .R**, 2011. Regional Scale Erosion Assessment of a Sub-Tropical High-Land Segment in the Western Ghats of Kera, South India. Water Resources Management, 25, 3715-3727.
- Prasannakumar .V, Vijith .H, Abinod .S, Geetha .N**, 2012. Estimation of soil erosion risk within a small mountainous sub-watershed in Kerala, India, using Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) and geo-information technology. GEOSCIENCE FRONTIERS 3(2) 209-215.

- Psichogios .D.C, et Ungar .L.H**, 1992. A hybrid neural network-first principles approach to process modelling, *AIChE J.* 38, pp. 2269-2276.
- Rai .R.K, Mathur B.S**, 2008. Event-based sediment yield modeling using artificial neural network. *Water Resour. Manage* 22, 423–441.
- Rajae .T**, 2009. Daily suspended sediment concentration simulation using ANN and neuro-fuzzy models. *Science of the Total Environment* 407, 4916–4927.
- Rajae .T, Mirbagheri .S.A, Zounemat-Kermani .M, Nourani .V**, 2011. Wavelet and ANN combination model for prediction of daily suspended sediment load in rivers. *Science of the Total Environment* 409, 2917–2928.
- Remini .W, et Remini .B**, 2003. La sédimentation dans les barrages de l'Afrique du nord. Éditeur: Larhyss Journal, Algérie. pp. 45-54.
- Remini .B, Hallouche .W**, 2004. Le dragage des retenues de barrages : quelques exemples algériens. *Houille Blanche* 5:95–100.
- Renard .K.G, Freimund .J.R**, 1994. Using monthly precipitation data to estimate the R factor in the revised USLE. *Journal of hydrology* 157 (1–4), 287–306.
- Renard .K.G, Foster .G.R, Weesies .G.A, McCool .D.K, Yoder .D.C**, 1997. Predicting Soil Erosion by Water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). *Agriculture Handbook*, vol. 703. US Department of Agriculture, Washington, DC, pp. 1-251.
- Reshma .P, Uday .K**, 2012. Integrated Approach of Universal Soil Loss Equation (USLE) and Geographical Information System (GIS) for Soil Loss Risk Assessment in Upper South Koel Basin, Jharkhand. *Journal of Geographic Information System*, 4, 588-596.
- Romain .B**, 2003. Modèles Impulsionnels de Réseaux de Neurones Biologiques. Thèse Doctorat, Paris 2003 pp 03-10.
- Rowntree .K.M**, 1982. Rainfall erosivity in Kenya some preliminary considerations. In: Thomas, D.B., Senga, W.M. (Eds.), *Proceedings of the Second National Workshop on Soil and Water Conservation in Kenya*. Institute for Development Studies and Faculty of Agriculture, University of Nairobi, Kenya, pp. 1–19.
- Rumelhart .D.E, & McClelland, .J.L**, 1986. The PDP research group. *Parallel distributed processing: Explorations in the microstructure of cognition*. Cambridge : MIT Press. 516 p.
- Remini .B, Hallouche .W**, 2005. Prévission de l'envasement dans les barrages du Maghreb. *Larhyss journal*, issn 1112-3680, n° 04, pp.69-80.
- Saadaoui M**, 1991. Érosion et transports solide en Tunisie : impact sur l'infrastructure. In *Colloque sur l'érosion des sols et l'envasement des barrages (Alger, décembre 1991)*. 18-43. Publication de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Alger.
- Sahoo .G.B**, 2006. Application of artificial neural networks to assess pesticide contamination in shallow groundwater. *Science of the Total Environment* 367, 234–251.
- Saidi .A**, 1991. Erosion spécifique et prévission de l'envasement. In : *Colloque sur l'érosion des sols et l'envasement des barrages (Alger, décembre 1991)*, 2004-226. Publication de l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques, Alger.
- Saranghi .A**, 2005. Comparison of Artificial Neural Network and regression models for sediment loss prediction from Banha watershed in India. *Agricultural Water Management* 78, 195–208.

- Sheikh .A, Palria .HS, Alam .A**, 2011. Integration of Gis and Universal Soil Loss Equation (Usle) For Soil Loss Estimation In A Himalayan Watershed. *Recent Res Sci Technol* 3(3):51–57.
- Shi .Z.H, Cai .C.F, Ding .S.W, Wang .T.W, Chow .T.L**, 2004. Soil conservation planning at the small watershed level using RUSLE with GIS. *Catena* 55, 33–48.
- Shin .G. J**, 1999. “The Analysis of Soil Erosion Analysis in Watershed Using GIS,” Ph.D. Dissertation, Department of Civil Engineering, Gang-Won National University, Chuncheon.
- Syvitski .J.P, Morhead .M.D, Bahr .D.B, Mulder .T**, 2000. Estimating fluvial sediment transport : The rating parameters, *Water resources research*, 36, 9: 2747-2760.
- Tayfur .G**, 2002. Artificial neural networks for sheet sediment transport. *Hydrol. Sci. J.* 47 (6), 879–892.
- Tayfur .G, Guldal .V**, 2006. Artificial neural networks for estimating daily total suspended sediment in natural streams. *Nord. Hydrol* 37, 69–79.
- Van der Knijff .J.M, Jones .R.J.A et Montanarella .J**, 2000. Soil Erosion Risk Assessment in Europe. EUR 19044 EN, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 34.
- Van Leeuwen, W.J.D. and Sammons, G**, 2004. Vegetation Dynamics and Soil Erosion Modeling Using Remotely Sensed Data (MODIS) and GIS. Proceedings of the Tenth Biennial USDA Forest Service Remote Sensing Applications Conference, Salt Lake City, 5-9 April 2004.
- Verhoff .F.H, Yaksich .S.M, et Melfi .D.A**, 1980. River nutrient and chemical transport estimation. – *J. Environ. Eng. Div. ASCE*, 10(6): 591-608.
- Wang .W.C, Chau .K.W, Cheng .C.T, et Qiu .L.A**, 2009. Comparison of performance of several artificial intelligence methods for forecasting monthly discharge time series. *Journal of Hydrology*, 374, 294–306.
- Walling .D.E**, 1977. Assessing the accuracy of suspended sediment rating curves for a small bassin. *Water resources research*, 13, 3: 531-538.
- Walling .D.E et Webb .B.M**, 1981. The reliability of suspended sediment load data. – *IAHS AISH Publ.*, 133: 177-194.
- Walsh .RPD, Lawler .DM**, 1981. Rainfall seasonality: description, spatial patterns and change through time. *Weather* 36 : 201-4.
- Weber .D, et Englund .E**, 1992. Evaluation and Comparison of Spatial Interpolators. *Mathematical Geology*, 24, 381-391.
- Weber, D. and Englund, E**, 1994. Evaluation and Comparison of Spatial Interpolators II. *Mathematical Geology*, 26, 589-603.
- Weiss .S. M, & Kulikowski .C. A**, 1991. Computer systems that learn. San Mateo, CA: Morgan Kaufmann.
- White .H**, 1992. artificiel neural networks, Blackwell, New York.
- Wischmeier .W.H., Smith .D.D**, 1978. Predicting Rainfall Erosion Lossese A Guide to Conservation Planning. Agriculture Handbook No. 537. US Department of Agriculture Science and Education Administration, Washington, DC, USA, p. 163.
- Wischmeier .W.H et Smith .D.D**, 1960. An Universal Soil Loss Estimating Equation to Guide Conservation Farm Planning. 7th International Congress of Soil Sciences, 418-425.
- Xu .Y.Q, Shao .X.M, Peng .J**, 2009. Assessment of soil erosion using RUSLE and GIS: a case study of the Maotiao River watershed, Guizhou Province, China. *Environmental Geology* 56, 1643-1652.

Yevjevich .V, 1972. Probability and Statistics in Hydrology. – Water Resources Publications, Fort Collins, Colorado, U.S.A.

Yu .B, Rosewell .C.J, 1996. Rainfall erosivity estimation using daily rainfall amounts for South Australia. Australian Journal of Soil Research (Aust. J. Soil Res.) 34, 721–733.

Zarris .D, Koutsoyiannis .D, 2005. Evaluating sediment yield estimations from large-scale hydrologic systems using the rating curve concept. RMZ-Materials and Geoenvironnement, 52, 1: 157-159.