

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Mustapha STAMBOULI

Mascara



جامعة مصطفى أسطبولي

معسكر

Faculté : Sciences de la Nature et de la Vie

Département : Agronomie

Laboratoire de Recherche sur les Systèmes Biologiques et la Géomatique (LRSBG)

THESE de DOCTORAT de 3^{ème} cycle

Spécialité : Sciences de l'eau et de l'environnement

Option : Hydrogéologie, Sol et Environnement

Intitulée :

***Analyse et suivi du phénomène de l'érosion hydrique
dans le bassin versant de Oued El Hammam, dans le
Nord Ouest algérien***

Présentée par : Bouderbala Djazia

Le 10/10/2019

Devant le jury :

Président	HAMIMED Abderrahmane	Professeur	Université de Mascara
Examineur	LARID Mohamed	Professeur	Université de Mostaganem
Examineur	BOUGHALEM Mostafia	MCA	Université d'Ain Temouchent
Examineur	BENARICHA Boumediene	MCA	Université de Mascara
Examineur	BEKKOUSSA Belkacem	Professeur	Université de Mascara
Directrice de thèse	SOUIDI Zahira	Professeur	Université de Mascara

Année Universitaire : 2018-2019

Remerciements

Je remercie Dieu avant tout, de m'avoir tout accordé pour mener ce travail au mieux.

Mes premiers remerciements s'adressent tout naturellement à ma directrice de thèse Madame **SOUIDI Zahira**, professeur à l'université de Mascara. Je tiens à lui exprimer ma vive reconnaissance pour ses enseignements, pour ses encouragements et pour la confiance qu'elle m'a accordée. J'ai apprécié sa grande chaleur humaine et sa disponibilité quotidienne.

Je tiens à remercier très chaleureusement Dr. **HAMIMED Abderrahmane**, enseignant chercheur à l'université de Mascara et responsable du laboratoire de Recherche sur les Systèmes Biologiques et la Géomatique (**LRSBG**) de m'avoir honoré par la présidence de ce jury.

Mes vifs et sincères remerciements au Dr. **BEKKOUSSA Belkacem**, enseignant chercheur à l'université de Mascara, pour l'honneur qu'il me fait en acceptant d'examiner ce travail de recherche, je lui adresse toute ma gratitude.

J'exprime également mes sincères remerciements au Dr. **BOUGHALEM Mostafia**, enseignante chercheur au centre universitaire d'Ain Temouchent, pour l'intérêt qu'elle a accordé à ce travail en acceptant de le juger.

Je tiens à exprimer mes sincères remerciements à monsieur le professeur **LARID Mohamed**, enseignant chercheur à l'université de Mostaganem pour avoir bien voulu prendre part au jury. L'occasion m'est offerte pour le remercier et lui témoigner toute ma gratitude.

J'exprime ma gratitude à Dr. **BENARICHA Boumediene**, enseignant chercheur à l'université de Mascara qui a bien voulu être examinateur dans ce jury.

Mes remerciements s'adressent également à l'équipe du Laboratoire de **Conservation des Eaux et du Sol de l'Institut Agronomique et Vétérinaire Hassan II (IAV)**, en l'occurrence, le Pr. **CHIKHAOUI Mohamed**, le Pr. **NAIMI Mustapha**, le Pr. **BOUAMAR Baghdad**, **YANNICK PÉPIN**, **CHOUKRI Fatiha**. Ainsi que le Pr. **KUPER Marcel**, qu'ils retrouvent mes meilleurs remerciements.

Mes vifs remerciements s'adressent aussi à tout le personnel de l'université de Mascara pour leur soutien moral et logistique.

Enfin je ne sais pas si un simple merci est suffisant pour remercier ma famille, pour le soutien inconditionnel qu'ils ont manifesté durant toutes mes années d'études, à mon père et à ma mère, à mon frère et à mes sœurs.

A ma princesse **NOURHANE MAYA**.

BOUDERBALA Djazia

Sommaire	Page
Résumé	11
Abstract	13
ملخص	14
Introduction générale	15
1 Objectifs	17
2 Plan de la thèse	18
Chapitre 1 : Généralités sur l'érosion	19
1 Généralités sur l'érosion	20
1.1 Phénoménologie de l'érosion	20
1.1.1 Agents dynamiques responsables de la mobilisation des particules	20
1.1.1.1 Le vent	20
1.1.1.2 La pluie	20
1.1.1.2.1 Détachement des particules sous l'action du « splash »	20
1.1.1.2.2 La fréquence	22
1.1.1.3 Le couvert végétal et les systèmes de culture	22
1.1.1.4 L'état hydrique initial	23
1.1.1.5 Action du ruissellement	23
1.1.1.6 La gravité	24
1.1.1.7 La neige	24
1.1.1.8 Structure des sols : Érodibilité	24
1.1.2 L'analyse granulométrique en érosion des sols	24
1.2 Les différentes formes d'érosion	25
1.2.1 Erosion aréolaire	25
1.2.2 Erosion en rigoles	26
1.2.3. Erosion en ravins	27
1.2.4 Erosion hydraulique	27
1.2.5 Mouvements de masse	28
1.2.6 Erosion par sapement des berges	29
1.2.7 L'érosion diffuse	30
1.2.8 L'érosion concentrée	30
Chapitre 2 : L'érosion hydrique à différentes échelles spatiales	32
2.1 Appréhension des processus à différentes échelles spatiales	33
2.2 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle parcellaire	34
2.3 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle des sous-bassins	34
2.4 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle du bassin	35
2.5 Causes de l'effet d'échelle sur le ruissellement et l'érosion	35

2.6	Quantification de l'érosion	37
2.6.1	Utilisation des radionucléides	38
2.6.2	Mesure des flux spécifiques	38
2.6.3	Limites des deux méthodes précédentes	39
2.6.3.1	Sous-estimation de l'érosion	39
2.6.3.2	Spatialisation de l'érosion	39
2.7	Transferts de sédiments et modélisation de l'érosion à différentes échelles	40
2.7.1	Présentation des différentes échelles d'observation	40
2.7.2	Compréhension des processus : parcelle expérimentale	40
2.7.2.1	Utilisation des équations USLE et RUSLE	41
2.7.2.2	Inconvénients de l'expérimentation en parcelle	42
2.8	Combiner USLE avec SIG	43
2.9	Modèles d'érosion	43
2.9.1	WEPP - Projet de prévision de l'érosion hydrique	43
2.9.2	EPIC - Calculateur d'impact sur la productivité de l'érosion	44
2.9.3	ANSWERS Simulation de réponse à un environnement de bassin hydrographique non ponctuel	44
2.9.4	Résumés de modèles	45
Chapitre 3 : Estimation de l'érosivité des pluies		47
3.1	Introduction	48
3.2.1	Présentation du facteur R	49
3.2.1.1	Les différentes méthodes de calcul du facteur R	49
3.3	Matériels et méthodes	50
3.3.1	Evaluation du facteur de l'érosivité des pluies R	50
3.4	Résultats et discussion	52
3.4.1	Comparaison des différents indices	52
3.4.2	Cartographie des résultats : indices de pluies	57
3.5	Conclusion	60
Chapitre 4 : Suivi de la variabilité et de l'érosivité des pluies		61
4.1	Introduction	62
4.2	Matériels et méthodes	63
4.2.1	L'analyse des données	63
4.2.1.1	Indice de précipitations (Ip)	63
4.2.1.2	Indice annuel de concentration moyenne des précipitations (PCI)	63
4.2.1.3	Indice Fournier modifié (MFI)	64
4.2.1.4	Indice de dégradation spécifique (E)	64
4.2.1.5	Analyse en composantes principales (ACP)	64
4.3	Résultats	65
4.3.1	Indice de pluviométrie (Ip)	65
4.3.2	Indice annuel de concentration des précipitations moyennes (PCI)	65

4.3.3 Indice Fournier Modifié (MFI)	66
4.3.4 Indice de la dégradation spécifique (E)	67
4.3.5 Analyse des composants principaux (ACP)	67
4.3.5.1 Matrice de corrélation de Spearman	67
4.3.5.2 Etude des valeurs propres	68
4.3.5.3 Coordonnées des variables	68
4.3.5.4 Cercles de corrélation	69
4.4 Discussion et conclusion	71
Chapitre 5 : Estimation et suivi de la perte des sols par la méthode USLE	73
5.1 Introduction	74
5.2 Matériels et méthodes	74
5.2.1 Description du bassin versant de Fergoug	74
5.2.2 Méthode d'estimation des pertes de sol	76
5.2.3 Estimation des facteurs utilisés dans le modèle USLE	78
5.2.3.1 Facteur d'érosivité « R »	78
5.2.3.2 Erodibility factor « K »	79
5.2.3.3 Facteur topographique « LS »	80
5.2.3.4 Facteur de couverture végétale « C »	80
5.2.3.5 Facteur de pratiques anti-érosives « Pr »	81
5.2.3.6 Carte du risque d'érosion	81
5.3 Résultats Et discussion « Cartographie des facteurs USLE »	81
5.3.1 Facteur de l'érosivité de la pluie « R »	81
5.3.2 Facteur d'érodibilité du sol « K »	82
5.3.3 Facteur de pente « LS »	83
5.3.4 Facteur de la végétation « C »	84
5.3.5 Cartes de perte de sols	87
5.4 Conclusion et perspectives	91
Conclusion et perspectives	92
Références bibliographiques	96
Annexes	110

Liste des photos

Photos 1 : Rejaillissement (<i>splash</i>) suite à l'impact d'une goutte de pluie.	21
Photos 2 : Stades de dégradation de la surface du sol et formation d'une « croûte de battance » sous l'action des pluies (Boiffin, 1984).	23
Photos 3 : L'érosion en nappe ou « sheet erosion ».	26
Photos 4 : L'érosion en rigole.	26
Photos 5 : L'érosion en ravins observée dans les Alpes de Haute Provence.	27
Photos 6 : L'érosion hydraulique.	28
Photos 7 : L'érosion par mouvement de masse.	29
Photos 8 : L'érosion par sapement des berges.	29
Photos 9 : L'érosion diffuse.	30
Photos 10 : L'érosion concentrée.	31

Liste des figures

Figure 1 : Echelle spatiale des sites d'étude.	34
Figure 2 : Domaines du transport en suspension et du transport de fond.	39
Figure 3 : Situation géographique des stations météorologiques de la Macta.	52
Figure 4 : Coefficient de détermination entre les indices de l'érosivité des pluies pour les pluies annuelles supérieures à 200mm.	55
Figure 5 : Coefficient de détermination entre les indices de l'érosivité des pluies pour les pluies annuelles supérieures à 300mm.	56
Figure 6 : Ratio : Indice de Fournier modifié (MFI)/Indice d'érosivité de Rango-Arnoldus.	56
Figure 7 : Corrélation entre EI30 (Paez et al., 1983) et MFI.	56
Figure 8 : Pluies moyennes annuelles 1970-2011.	58
Figure 9 : Erosivité R-Arnoldus.	59
Figure 10 : Erosivité MFI.	59
Figure 11 : Erosivité Rango-Arnoldus.	60
Figure 12 : Indice moyen de précipitations annuelles du bassin hydrographique de la Macta (1970-2011).	65
Figure 13 : PCI annuelle du bassin versant de la Macta (1970-2011).	66
Figure 14 : Indices MFI du bassin hydrographique de la Macta (1970-2011).	66
Figure 15 : La dégradation spécifique de la Macta (1970-2011).	67
Figure 16 : Cercle de corrélation selon les plans F1 et F2.	70
Figure 17 : Cercle de corrélation selon les plans F1 et F3.	70
Figure 18 : Carte de localisation géographique de la zone de Fergoug.	75
Figure 19 : Carte d'occupation des sols de la zone de Fergoug.	76
Figure 20 : Schéma du Modèle USLE utilisé dans cette étude.	77
Figure 21 : Carte du facteur de précipitations érosivité R.	82
Figure 22 : Carte de l'érodibilité du sol K Factor.	83
Figure 23 : Carte du facteur de pente LS.	84
Figure 24 : Facteurs de couverture végétale C pour les années 2015 et 2000 (mai et novembre) du bassin de Fergoug: mai 2000 (a), novembre 2000 (b), mai 2015 (c) et novembre 2015 (d).	85
Figure 25 : Cartes de la perte de sol A pour les années 2015 et 2000 (mai et novembre) du bassin de Fergoug: mai 2011 (a), novembre 2011 (b), mai 2015 (c) et novembre 2015 (d).	89

Liste des tableaux

Tableau 1 : Effet de deux pluies successives au Lac Alaotra (Madagascar)	22
Tableau 2 : Formulation de l'équation universelle des pertes de terre (Wischmeier et Smith 1978)	41
Tableau 3 : Caractéristiques des modèles	45
Tableau 4 : Processus de simulation des modèles	45
Tableau 5 : Approches et Formules utilisées pour l'estimation du facteur R	50
Tableau 6 : Erosivité des pluies des 3 indices	54
Tableau 7 : Classification de l'érosivité (CEC, 1992)	58
Tableau 8 : Matrice de corrélation de Spearman entre les variables environnementales	68
Tableau 9 : Valeurs propres pour chaque axe	68
Tableau 10 : Coordonnées des variables	69
Tableau 11 : Caractéristiques des stations pluviométriques du bassin de Fergoug	79
Tableau 12 : Variation temporelle des pertes de sol dans le bassin versant de Fergoug	88

Liste des acronymes

A : La moyenne annuelle des pertes en sol en t/ha/an ;

ACP : Analyse En Composantes Principales ;

ANSWERS : Simulation de réponse à un environnement de bassin hydrographique non ponctuel ;

C : Le couvert végétal (adimensionnel) ;

CEC : Commission Of European Communities ;

CTM : Correction torrentielle mécanique ;

E : Indice de dégradation des sols ;

EC ou E : Energie cinétique ;

EPIC : Calculateur d'impact sur la productivité de l'érosion ;

FAO : Food and Agriculture Organization ;

FI : Fournier Index ;

I30 : Intensité moyenne de précipitations durant 30 min ;

Ip : Indice pluviométrique ;

K : L'érodibilité des sols ($t\ h\ MJ^{-1}\ mm^{-1}$) ;

LS : La longueur et l'inclinaison de la pente (adimensionnelle) ;

MFI : Modified Fournier Index ;

MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ : Unite de R ;

MUSLE : Modified Universal Soil Loss Equation ;

NDVI : Normalized Difference Vegetation Index ;

P : Précipitations annuelles en mm ;

PCI : Précipitations Concentration Index ;

Pi : Précipitations mensuelles ;

Pr : Les pratiques antiérosives (adimensionnel) ;

Pt : Précipitation annuelle totale ;

R : L'érosivité des pluies ($MJ\ mm\ ha^{-1}\ h^{-1}$) ;

RUSLE : Revised Universal Soil Loss Equation ;

SIG : Systèmes D'Information Géographique ;

t h MJ⁻¹ mm⁻¹ : Unite de K ;

t/ha/an : Tonne/hectare/an ;

TNR : Travaux neufs de reboisement ;

USDA : Département américain (États-Unis) de l'agriculture ;

USDI : Département de l'intérieur des États-Unis ;

USFS : Service des forêts des États-Unis ;

USLE : Universal Soil Loss Equation ;

WEPP : Projet de prévision de l'érosion hydrique ;

WRENSS : Évaluation des ressources en eau des sources sylvicoles non ponctuelles.

Résumé

L'érosion hydrique est un phénomène naturel qui peut s'aggraver sous l'action combinée de conditions climatiques et anthropiques particulières. L'importance de cette forme de pollution diffuse est souvent mesurée par les quantités de sédiments exportés à l'exutoire des bassins versants. L'objectif principal de ce projet de recherche consiste à développer et appliquer une approche géomatique de simulation qui vise à évaluer, dans le temps et l'espace, l'impact du climat et de l'occupation du territoire sur l'érosion hydrique et le transport des sédiments vers l'exutoire d'un bassin versant agricole. Elle rend également possible l'identification des secteurs du bassin versant les plus touchés par le problème d'érosion/sédimentation et où un effort local d'évaluation et d'intervention pourrait éventuellement être porté afin de réduire les pertes de sols. Les Principales étapes de la démarche géomatique de simulation sont: segmentation du bassin versant en unités spatiales de calcul relativement homogènes; détermination des caractéristiques climatiques, hydrologiques, topographiques, pédologiques et d'occupation du territoire; estimation des pertes en sol engendrées vers l'aval du bassin versant. La démarche méthodologique proposée a été appliquée sur le bassin versant de Oued El Hammam dans le Nord-Ouest algérien, dont la majeure partie se caractérise par un climat semi-aride. Les indices de précipitation (I_p), la concentration de précipitation (PCI) et l'indice de Fournier modifié (MFI) ont été estimés. Des tests statistiques multifactoriels ont été utilisés pour évaluer les relations entre les différentes variables géographiques et les paramètres de précipitation, sur la base de l'acquisition de séries de précipitations mensuelles à partir de 42 stations du bassin versant sur une période de 41 ans. Les résultats ont montré des relations significatives de l'ordre de 82%, justifiant la grande hétérogénéité spatiale des variables climatiques dans la zone d'étude. L'utilisation des pluies mensuelles a permis de surmonter les contraintes d'intensité des précipitations, la relation R-IFM s'est révélée utile, montrant l'importance des pluies mensuelles moyennes dans l'amplification de l'érosivité. L'indice d'érosivité dépend non seulement des précipitations annuelles, mais aussi de la structure des précipitations intra-annuelles. Le rapport entre l'indice MFI et l'indice Rango-Arnoldus R sera plus proche de l'unité si les précipitations sont plus abondantes. Plus les précipitations sont faibles, plus le ratio augmente en faveur de l'indice MFI. Les mêmes indices sont très proches lorsque la pluviométrie annuelle atteint et dépasse 500 mm. Le bassin versant de Fergoug est caractérisé par une topographie complexe, où le facteur LS atteint une valeur de 14,29. Le facteur d'érodabilité K varie de 0,08 à 0,38 et des valeurs élevées sont enregistrées sur environ 20% de la surface totale du bassin versant. Le facteur d'érosivité des précipitations R varie d'Est en Ouest entre 212,32 et 146,73. La forte variabilité de la végétation ne couvrant que de petites zones rendant le bassin versant sensible

à l'érosion. Le facteur de couverture végétale varie d'une année à l'autre, allant de 0,06 en mai 2015 à 2,24 en mai 2000. Par conséquent, les pertes de sol varient de 0,35 à 617,66 tonnes par hectare et par an (t / ha / an) durant les années pluvieuses. De 0,27 à 1188,92 t / ha / an en année sèche. On constate que les effets combinés de l'angle de la pente et de la couverture végétale jouent un rôle majeur en termes de pertes de sol dans cette zone. La présente étude pourrait servir de support stratégique aux décisions socio-environnementales et pourrait également compléter toute étude tenant compte des différents facteurs d'érosion hydrique.

Mots clés : Algérie ; Erosion ; Erosivité ; Erodibilité ; USLE

Abstract

Water erosion is a natural phenomenon that can worsen under the combined action of particular climatic and anthropogenic conditions. The importance of this form of diffuse pollution is often measured by the amount of sediment exported to the outlet of the watersheds.

The main objective of this research project is to develop and apply a geomatic simulation approach that aims to evaluate, in time and space, the impact of climate and land use on water erosion and erosion. Sediment transport to the outlet of a small agricultural catchment. It also makes it possible to identify the watershed areas most affected by the erosion / sedimentation problem and where a local evaluation and intervention effort could possibly be carried out to reduce soil loss. The main steps of the geomatic simulation approach are: segmentation of the watershed into relatively homogeneous spatial computing units; determination of climatic, hydrological, topographical, pedological and land-use characteristics; estimate of soil losses generated downstream of the watershed. The proposed methodological approach has been applied to the Oued El Hammam watershed in northwestern Algeria, most of which is characterized by a semi-arid climate. The precipitation indices (Ip), the precipitation concentration (PCI) and the modified Fournier index (MFI) were estimated. Multifactorial statistical tests were used to assess relationships between variables and precipitation, based on the acquisition of the 42-station watershed index series, over a 41-year period. The results that have been shown significant relationships of the order of 82%, justifying the great spatial heterogeneity of climate variables in the study area. Using the monthly rains overcame the rainfall intensity constraints, the R-IF relationship proved useful, imported monthly rains in the erosivity amplification. The erosivity index depends not only on past rainfall, but also on the structure of intra-annual rainfall. The ratio between the MFI index and the Rango-Arnoldus R index will be closer to unity if they are more abundant. The lower the precipitation, the higher the ratio increases in favor of the MFI index. The same indices are very close when the rainfall has been reached 500 mm. The Fergoug watershed is characterized by a complex topography, where the LS factor has reached a value of 14.29. The erodibility factor is varied between 0.08 and 0.38 and about 20% of the total catchment area. The erosivity factor of precipitation varied in the west between 212.32 and 146.73. The high variability of vegetation does not mean that the watershed is susceptible to erosion. The plant cover factor varies from year to year, from 0.06 in May 2015 to 2.24 in May 2000. 0.35 to 617.66 tonnes per hectare per year (t / ha / year) during rainy years. From 0.27 to 1188.92 t / ha / in dry year. It has been noted that the combined effects of slope and vegetation cover play a major role in terms of pressure losses in this area. This study is a support of the Strategic Factors for Social Support is also available.

Keywords : Algeria ; Erosion ; Erosivity ; Erodibility ; USLE.

ملخص

تآكل المياه هو ظاهرة طبيعية يمكن أن تزداد سوءاً في ظل العمل المشترك لظروف مناخية وبشرية معينة. غالباً ما تقاس أهمية هذا النوع من التلوث المنتشر بكمية الرواسب التي يتم تصديرها إلى مخرج مستجمعات المياه.

الهدف الرئيسي من هذا المشروع البحثي هو تطوير وتطبيق نهج المحاكاة الجيولوجية الذي يهدف، في الزمان والمكان، إلى تقييم تأثير المناخ واستخدام الأراضي على تآكل المياه وتآكلها. نقل الرواسب إلى مخرج مستجمع زراعي صغير. كما أنه يجعل من الممكن تحديد مناطق مستجمعات المياه الأكثر تضرراً من مشكلة التعرية / الترسيبات وحيث يمكن إجراء جهد محلي للتقييم والتدخل للحد من فقد التربة. الخطوات الرئيسية لنهج المحاكاة الجيولوجية هي: تجزئة مستجمعات المياه إلى وحدات الحوسبة المكانية المتجانسة نسبياً؛ تحديد الخصائص المناخية والهيدرولوجية والطوبوغرافية والبيولوجية وخصائص استخدام الأراضي؛ تقدير خسائر التربة الناتجة عن مجرى المياه. تم تطبيق المنهجية المقترحة على مستجمع وادي الحمام في شمال غرب الجزائر، والذي يتميز بمعظمه بمناخ شبه جاف. تم تقدير مؤشرات هطول الأمطار (Ip) وتركيز الأمطار (PCI) ومؤشر Fournier المعدل (MFI). واستخدمت الاختبارات الإحصائية متعددة العوامل لتقييم العلاقات بين المتغيرات وهطول الأمطار، على أساس الحصول على سلسلة مؤشر مستجمعات المياه 42 محطة، على مدى 41 عاماً. النتائج التي تم إظهارها علاقات كبيرة من أجل 82 ٪، مبررة عدم التجانس المكاني الكبير للمتغيرات المناخية في منطقة الدراسة. باستخدام الأمطار الشهرية تغلبت على قيود شدة الأمطار، أثبتت علاقة R-IF أنها مفيدة، والأمطار الشهرية المستوردة في تضخيم التآكل. لا يعتمد مؤشر التعرية على هطول الأمطار في الماضي فحسب، بل يعتمد أيضاً على هيكل هطول الأمطار خلال العام. ستكون النسبة بين مؤشر MFI ومؤشر Arnoldus-Rango أقرب إلى الوحدة إذا كانت أكثر وفرة. كلما انخفض هطول الأمطار، ارتفعت النسبة لصالح مؤشر MFI. المؤشرات نفسها قريبة جداً عند الوصول إلى 500 مم. يتميز مستجمع المياه فرقوق بطبوغرافيا معقدة، حيث بلغ معامل LS قيمة 14.29. يتراوح عامل التآكل K بين 0.08 و 0.38 و تم تسجيل قيم كبيرة في حوالي 20 ٪ من المساحة الإجمالية للمستجمع. يتراوح عامل التآكل R في هطول الأمطار في الغرب بين 212.32 و 146.73. لا يعني التباين العالي للنباتات أن مستجمعات المياه معرضة للتآكل. يختلف عامل الغطاء النباتي من سنة إلى أخرى، من 0.06 في مايو 2015 إلى 2.24 في مايو 2000. وينتج عن ذلك فقدان للتربة الذي يتراوح من 0.35 إلى 617.66 طن لكل هكتار في السنة (طن / هكتار / سنة) خلال السنوات الممطرة. من 0.27 إلى 1188.92 طن / هكتار / في السنة الجافة. وقد لوحظ أن الآثار المجتمعة تحت غطاء المنحدر والغطاء النباتي تلعب دوراً رئيسياً من حيث فقدان الضغط في هذا المجال.

يمكن أن تكون هذه الدراسة بمثابة دعم استراتيجي للقرارات الاجتماعية - البيئية ويمكن أن تكمل أي دراسة مع مراعاة العوامل المختلفة لتآكل المياه.

كلمات البحث: الجزائر، انجراف التربة، تآكل التربة، نسبة هشاشة التربة، معادلة فقدان التربة الشاملة.

Introduction générale

L'érosion est le déplacement de solides comme le sol, la boue et aussi le roc par les agents du vent, de l'eau, de la glace ou du mouvement en réponse à la gravité. L'érosion est un processus naturel important, mais dans de nombreux endroits, il est augmenté par les activités humaines. Il devient un problème lorsque l'activité humaine intervient, il se fait plus rapidement que sous conditions naturelles.

L'érosion des sols est un important problème social et économique, c'est un facteur essentiel dans l'évaluation de la santé et de la fonction de l'écosystème. Les estimations de l'érosion sont essentielles aux problèmes de gestion des terres et de l'eau, y compris le transport et le stockage des sédiments dans les basses terres, les réservoirs, les estuaires et les systèmes d'irrigation et d'hydroélectricité.

La FAO estime que 140 millions d'hectares de sols de haute qualité, principalement en Afrique et en Asie, sont dégradés en 2010 (FAO, 2001).

L'Algérie connaît différentes formes de dégradation de son milieu naturel avec des particularités spécifiques à chaque territoire. Les crues exceptionnelles et certains phénomènes associés, notamment les inondations et l'érosion des terres, représentent des risques environnementaux et sociaux très graves (Souidi et al., 2017). Dans certaines régions de l'Algérie tel que le bassin versant de Fergoug au niveau de la Macta, l'érosion hydrique des sols est l'un des processus majeurs à l'origine du façonnement de la surface de la terre et de la baisse de productivité des terres cultivables (Souidi et al., 2017). Ce dernier présente une forte sensibilité à l'érosion hydrique (Bouchtata et Bouchetata, 2006).

Lorsqu'elle concerne des zones agricoles, l'érosion hydrique devient un enjeu majeur de société qui a récemment été reconnu au niveau européen (Commission des Communautés Européennes, 2002). À l'amont, l'érosion entraîne une dégradation et une perte du potentiel de production des sols : création de ravines qui font obstacle au travail du sol, perte nette d'éléments nutritifs et diminution de l'épaisseur du sol. À l'aval, les dégâts sont d'ordre environnemental avec des inondations boueuses parfois violentes, des atterrissements sur les voiries et l'arrivée d'une eau turbide contenant les produits phytosanitaires et les nutriments dans le système aquatique et les réservoirs d'eau.

Les caractéristiques structurales de la surface des sols sont au cœur des phénomènes d'érosion hydrique. Ce constat est largement reconnu (Hairsine & Hook, 1994 ; Bryan, 2000).

Dans ce contexte, il apparaît primordial d'améliorer la gestion des pratiques de conservation des sols sur le bassin versant. Celle-ci doit être étudiée et définie de manière globale, à court et à long terme, en tenant compte des conséquences des aménagements sur l'aval des cours d'eau.

On dispose malheureusement rarement de longues chroniques de mesures fiables des intensités des pluies (Renard et Freimund, 1994). Il est alors difficile d'établir des bilans fiables de l'érosivité des pluies et d'établir l'impact des règles de leur gestion à long terme. On a alors parfois recours à des méthodes alternatives pour estimer cette dernière.

Face à ce manque de données, il convient de développer des outils permettant de simuler de longues chroniques réalistes, afin de tester et de valider différentes règles de gestion et de quantifier leurs effets sur de longues périodes d'utilisation.

Une bonne connaissance des processus est en effet indispensable en vue d'améliorer la structure et la qualité des modèles. Une fois calibrés et validés, ils deviendront une aide précieuse à la gestion des terres, des milieux naturels, des ouvrages hydrauliques, et de quantifier leurs impacts sur le long terme afin d'envisager des actions préventives.

L'outil de conservation des sols le plus largement utilisé et soutenu est «Universal Soil Loss Equation, USLE» (SWCS, 2005). Le principal manuel d'orientation de l'USLE, Agriculture Handbook 537, a été publié en 1978 (Wischmeier et Smith, 1978).

La perte de sol annuelle est estimée à partir d'un certain nombre de facteurs. Ces facteurs sont combinés dans un certain nombre de formules dans USLE, la perte de sol calculée par unité de surface, équivalente à l'érosion prédite en tonne/hectare/an (Wischmeier et Smith, 1978). USLE identifie également les zones sensibles à l'érosion, bien qu'initialement était développé à des fins agricoles, l'utilisation d'USLE a été étendue au bassin versant avec d'autres utilisations des terres (Issa et al., 2016).

1 Objectifs

Le présent travail effectué principalement dans le bassin versant de la Macta consiste d'une part à quantifier l'érosion et les paramètres de l'érosivité à plusieurs échelles spatiales, à savoir le bassin versant de la Macta ayant une superficie de 14,390 km² qui englobe le bassin versant de Oued El Hammam et le sous bassin versant de Fergoug occupant 2% de Oued El Hammam pour une superficie de 170 km², les objectifs ciblés étant :

- Estimation de l'érosivité des pluies ;
- Suivi de la Variabilité et de l'érosivité des pluies ;
- Estimation et suivi des pertes en sols par la méthode USLE.

Pour cela, les données pluviométriques mensuelles effectuées par l'Agence Nationale des Ressources Hydrauliques (ANRH) entre 1970 et 2011 aux différentes stations hydrométriques du bassin versant ont été exploitées. Des analyses granulométriques sur les échantillons de sol

ont été effectuées, ainsi que des images satellitaires et un MNT (modèle numérique du terrain) ont été exploités pour apprécier l'état du couvert végétal et de la topographie du site d'étude. Ce travail nous a permis d'établir les bilans annuels des pertes en sols du site d'étude, ainsi que d'identifier les zones les plus vulnérables.

2 Plan de la thèse

Ce travail est organisé en cinq chapitres. Le premier chapitre de cette thèse est une synthèse bibliographique des agents et des processus responsables de l'érosion hydrique, des différentes formes d'érosion ainsi que de certains modèles utilisés dans l'estimation de ce phénomène.

Le deuxième chapitre décrit brièvement l'érosion hydrique à différentes échelles spatiales.

Le troisième chapitre aborde l'estimation de l'érosivité des pluies par cartographie dans le bassin versant de la Macta. Différentes méthodes estimant le facteur de l'érosivité des pluies « R » ont été testées afin d'en apprécier la meilleure permettant de dépasser la contrainte liée à la non disponibilité des données d'intensités pluviométriques.

Le quatrième chapitre traite de la variabilité et de l'érosivité des pluies.

Le cinquième chapitre est consacré à la modélisation des pertes en sols dans le sous bassin versant de Oued Fergoug par la méthode USLE, le résultat obtenu permet de classer les zones les plus vulnérables à l'érosion, et de ce fait les perspectives nécessaires en termes d'aménagement du sous bassin versant.

Chapitre 1

Généralités sur l'érosion

1 Généralités sur l'érosion

1.1 Phénoménologie de l'érosion

Fournier (1960) a déterminé des taux de dénudation de terres arables de plusieurs millimètres par an alors qu'en moyenne un sol se forme à raison de quelques centièmes de millimètres par an. Hooke (2000) a estimé que les activités de mobilisation de terre par l'Homme étaient de l'ordre de $100 \times 10^9 \text{ t.an}^{-1}$, soit cinq fois plus grand que le flux total de sédiments exportés par les fleuves aux océans.

1.1.1 Agents dynamiques responsables de la mobilisation des particules

L'érosion des sols résulte principalement soit de l'association pluie/ruissellement qui entraîne les particules du sol et transporte certains matériaux à l'état dissous, soit de l'action du vent. Sur la superficie totale des terres affectées par l'érosion, 549 millions d'hectares sont affectés par l'érosion éolienne et 1094 millions d'hectares par l'érosion hydrique (Lal, 2003).

1.1.1.1 Le vent

L'érosion éolienne a lieu essentiellement sur des sols sableux des zones côtières, sur des dunes ou sur des dépôts deltaïques. Localement, des nuages de poussières originaires de cultures sur sols secs peuvent être transportés sur de grandes distances. Plusieurs facteurs influencent la magnitude de l'érosion éolienne, incluant la topographie, l'altitude, la couverture végétale, le type de sol et sa texture de surface, le climat et la vitesse du vent (Leys and Elridge, 1998 ; Belnap et Gillette, 1998 ; Hupy, 2004). De plus, les activités anthropiques ont fait augmenter la susceptibilité des sols à l'érosion éolienne (Coyenel, 2005).

1.1.1.2 La pluie

En zone tempérée, l'action combinée de la pluie et du ruissellement s'avère être un moyen efficace de mobilisation des fines particules de la surface du sol (Boiffin, 1994). Les paramètres entrants dans le processus causé par les pluies sont :

1.1.1.2.1 Détachement des particules sous l'action du « splash »

Le couvert végétal a une action notable en interceptant et en diminuant le pouvoir érosif des pluies et en limitant les contacts directs entre les gouttes et le sol. La force réactive de l'impact d'une goutte est le point de départ du rejaillissement des particules du sol appelé « splash » chez les anglo-saxons. Tous les sols ne présentent pas la même sensibilité à l'érosion en fonction de leurs caractéristiques propres. Parmi ces facteurs, la teneur en matière organique joue un rôle prépondérant : celle-ci constitue en moyenne de 5 à 10 % du sol en surface (la plus grande partie

du sol étant les particules minérales). Ainsi, peut-on noter que les teneurs en matière organique favorisent l'infiltration de l'eau, ce qui limite l'importance du splash (Mermut et al., 1997).

La structure du sol est altérée par désagrégation de sa surface et projection de particules sous l'impact des gouttes de pluie (photo 1). Le potentiel érosif de la pluie est désigné par le terme d'érosivité.

Le choc des gouttes de pluie contre les particules provoque un déplacement supposé isotrope sur un sol horizontal (pour une pluie tombant à la verticale) et net vers l'aval sur une surface en pente. Ce détachement est induit par l'énergie cinétique produite par l'impact de la pluie à la surface du sol et générant des forces de cisaillement localement importantes (Hudson, 1975 ; Loch et Silburn, 1996).

L'énergie cinétique des gouttes de pluie est fonction de leur diamètre et de leur vitesse de chute (Masson, 1980). Ces caractéristiques sont étroitement corrélées à l'intensité pluviale, leurs effets variant en fonction des taux de couverture du sol (Boiffin, 1984) et de l'action du vent qui peut modifier l'angle d'attaque.



Photo 1 : Rejaillissement (*splash*) suite à l'impact d'une goutte de pluie (Masson, 1980).

Le diamètre médian des gouttes est fonction de l'intensité pluviale « I » par unité de temps qui s'accroît vite au début d'un événement pluvieux, puis de plus en plus lentement du fait des rencontres et de l'éclatement des gouttes de pluie lorsqu'elles sont trop proches. Ce phénomène

expliquerait la relation empirique déterminée par Wischmeier et Smith (1978) où l'énergie cinétique (E) est de la forme :

$$E = R (11,9 + 8,7 \log_{10} I) \quad \text{Equation 1}$$

- avec I, l'intensité instantanée (mm.h^{-1}) et R, les précipitations annuelles (mm).

Dans cette loi, aucun paramètre ne rend compte des facteurs du sol ou de couverture végétale.

1.1.1.2.2 La fréquence

Selon, Fournier (1969), en région tropicale comme en région méditerranéenne, un des caractères des pluies est leur répétition à court terme pendant la période humide. Dans de tels contextes, entre deux averses, le sol n'a souvent pas le temps de se ressuyer convenablement, ainsi sa capacité d'absorption est vite atteinte, quelles que soient ses caractéristiques. Une pluie qui ruisselle plus qu'elle ne s'infiltrant provoque plus d'érosion. Cela est attesté par les résultats acquis au Madagascar qui sont présentés dans le Tableau 1.

Tableau 1 : Effet de deux pluies successives au Lac Alaotra (Madagascar)

Date	P (mm)	Durée (min.)	Erosion (t/ha)	Ruissellement (%)
23/12/1959	26	30	1	5.4
24/12/1959	24	90	3.3	39.4

Source : Fournier (1969)

1.1.1.3 Le couvert végétal et les systèmes de culture

Les facteurs réducteurs des risques d'érosion sont le couvert végétal et les systèmes de culture (Roose : 1973, 1977, 1980, 1994). La litière, la végétation, les canopées des arbres absorbent efficacement l'énergie des pluies et du ruissellement (Roose, 1973, 1994 ; Valentin, 1981). L'expérience montre que l'efficacité d'un couvert végétal à l'égard de l'infiltration est d'autant plus marquée que le dernier élément récepteur est bas. Cette efficacité intervient au niveau du sol par :

- L'interception nette, c'est-à-dire une partie de la pluie qui tombe sur la végétation est directement reprise par l'évaporation, ce qui fait qu'elle ne participe ni à l'infiltration ni au ruissellement ;
- La dissipation de l'énergie cinétique, une partie de la pluie interceptée par le feuillage ou la canopée continue sa course jusqu'au sol mais avec une énergie cinétique moins importante.

Certes, le labour du sol améliore temporairement l'infiltration au détriment du ruissellement, mais il expose le sol nu à l'agressivité des pluies, réduit sa cohésion, enfouit la matière organique et favorise leur minéralisation en aérant l'horizon humifère (Roose et al., 1997).

1.1.1.4 L'état hydrique initial

L'état hydrique du sol au moment d'une pluie a une très forte influence sur la dégradation, la formation de croûtes et la réduction de l'infiltrabilité résultante (Le Bissonnais, 1988). Les agrégats secs sont plus sensibles à l'éclatement, en effet, l'intensité de ce processus croît avec le volume d'air piégé (Boiffin, 1984 ; Le Bissonnais, 1988) en particulier sous des pluies de forte intensité qui peuvent former des croûtes très rapidement.

1.1.1.5 Action du ruissellement

Lorsque le sol n'absorbe plus l'eau du fait d'une intensité des pluies supérieure à l'infiltration de la surface du sol (ruissellement « Hortonien ») ou lorsque la pluie arrive sur une surface partiellement ou totalement saturée par une nappe (ruissellement par saturation), l'excédent d'eau s'accumule sur le sol et ruisselle. De même, l'impact des gouttes de pluie brise les agrégats du sol en éléments plus fins qui entraînent la formation d'une croûte superficielle de quelques millimètres, « croûte de battance », causant une diminution notable de l'infiltration de l'eau dans le sol (photo 2) avec de fins agrégats qui viennent boucher les pores pouvant être encore remplis d'air. En effet, à l'état fragmentaire, la vitesse d'infiltration est comprise entre 30 et 60 mm/h, ce qui est généralement nettement supérieur à des intensités pluvieuses moyennes. Les principales variables qui contrôlent l'action du ruissellement sur le détachement et le transport de particules sont la pente, la vitesse et l'épaisseur de l'écoulement (Gimenez et Govers, 2002).

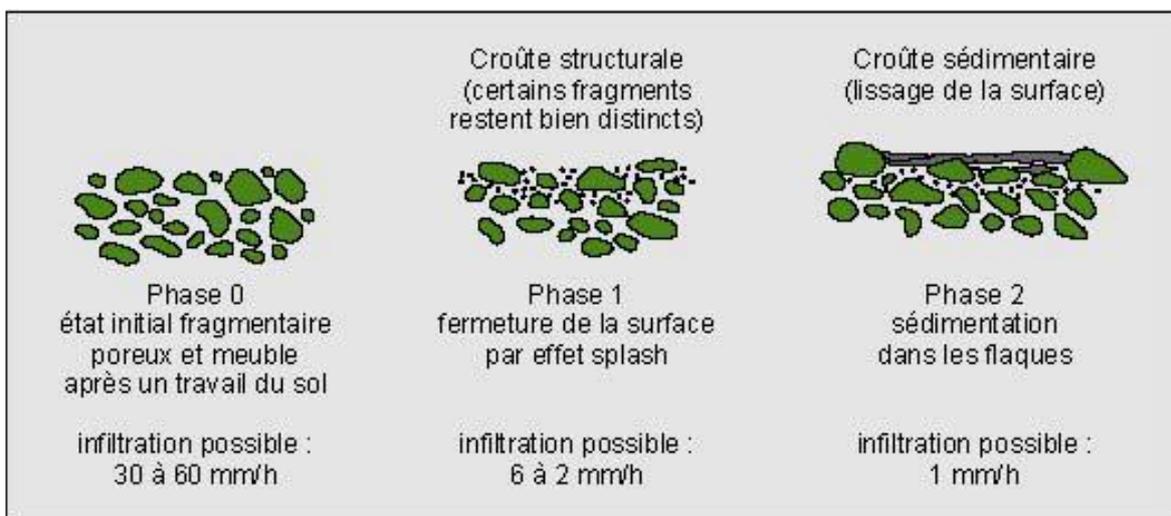


Photo 2 : Stades de dégradation de la surface du sol et formation d'une « croûte de battance » sous l'action des pluies (Boiffin, 1984).

1.1.1.6 La gravité

La gravité est aussi un agent qui participe à la mobilisation et au transfert de particules à la surface du sol. Lorsque la couche de surface est saturée en eau, des phénomènes gravitaires peuvent être observés aussi bien à l'échelle de l'agrégat que du rang de semis (Boiffin et Sebillotte, 1976 ; Boiffin, 1984). La gravité est aussi la force principale qui limite l'érosion, en s'opposant à la mise en mouvement des particules et en étant le moteur de la sédimentation (Leguedois, 2003).

1.1.1.7 La neige

Elle se tasse sous l'effet d'une faible charge et si la contrainte de cisaillement est suffisante, il y a un glissement basal qui permet le déclenchement des avalanches. Une avalanche transporte des débris uniquement si elle touche un sol non gelé. Certaines avalanches géantes peuvent mobiliser jusqu'à 6106 m³ de neige, et acquérir une onde de choc suffisante pour mettre en mouvement des gros blocs (Biro, 1981). Mais de manière générale, la neige contribue surtout à l'érosion en alimentant le ruissellement lors de la fonte des neiges.

1.1.1.8 Structure des sols - Érodibilité

De nombreuses propriétés des sols influencent la composition et la quantité de sédiments exportés par l'érosion hydrique. La susceptibilité globale des sols face aux processus érosifs est désignée par le terme générique d'érodibilité (Bryan et al., 1989). Si les processus érosifs sont pris séparément, on peut associer à chacun une catégorie de propriétés structurales :

- A la désagrégation, la stabilité structurale ;
- A la mise en mouvement, la cohésion de la surface du sol ;
- Au transport, la microtopographie.

Toutes ces propriétés sont susceptibles de varier au cours du temps. L'échelle de variation semble être de quelques jours (Boiffin, 1976 ; Boiffin et Sebillotte, 1976) pour la stabilité structurale, alors qu'elle descend à l'événement pluvieux pour la cohésion et la microtopographie, du fait de la variation d'humidité et de la redistribution particulaire.

1.1.2 L'analyse granulométrique en érosion des sols

Les fragments de sol mobilisés par l'érosion sont mesurés soit en préservant leur agrégation soit en les dispersant au préalable. Ces deux techniques fournissent respectivement une distribution granulométrique des agrégats érodés et une distribution granulométrique des particules élémentaires.

La granulométrie dispersée est pertinente pour qualifier l'aptitude des sédiments à transporter

des polluants alors que la granulométrie agrégée est plus appropriée pour la compréhension physique du transport des particules (Foster et al., 1985 ; Armstrong et Stein, 1996 ; Slattery et Burt, 1997 ; Beuselinck et al., 2000). En effet comme l'ont montré Yoder (1936), Alberts et al. (1983) et Slattery et Burt (1997), la majorité des sédiments issus de l'érosion hydrique des sols sont des agrégats. Or la taille des particules est un paramètre déterminant dans les processus de sédimentation et de transport (Meyer et al., 1980 ; Gabriels et Moldenhauer, 1978 ; Beuselinck et al., 1999b).

En plus de la taille, la vitesse de sédimentation est une caractéristique souvent mesurée (Proffitt et al., 1991). Cette mesure s'avère particulièrement pertinente pour étudier le processus de sédimentation puisqu'elle donne une indication du comportement des fragments de sol dans l'eau. La vitesse de sédimentation peut être calculée à partir de la taille des particules, en faisant des hypothèses de densité et de formes, grâce à des équations empiriques comme celles de Dietrich (1982). La vitesse de sédimentation est un paramètre d'entrée pour l'équation de sédimentation proposée dans le modèle de Hairsine et Rose (1992 a, b).

1.2 Les différentes formes de l'érosion

Le déclenchement du ruissellement superficiel, lié à une faible infiltration des précipitations, provient généralement d'une association de facteurs tels que la pente, la texture et l'état hydrique des sols, le couvert végétal insuffisant, l'action anthropique, la durée et l'intensité des événements pluvieux. Les différentes formes d'érosion sont :

1.2.1 Erosion aréolaire

C'est l'érosion des pluies importantes qui finissent par former des filets sur l'ensemble d'une surface. Dans certaines conditions, un système anastomosé de petits chenaux (profondeur inférieure à 1 cm) se met en place et la migration latérale de ces chenaux entraîne une érosion progressive et répartie sur l'ensemble de la surface des sols, que l'on nomme érosion diffuse. Cette érosion est favorisée par la perte de cohésion de sédiments saturés en eau et par la convergence locale d'eau hypodermique, tel que cela est observé au niveau de sols limoneux. L'érosion diffuse n'affecte que des matériaux fins, sablo-limoneux pour l'essentiel, qui s'accumulent en glacis de colluvions au bas des versants.

L'érosion diffuse peut se généraliser à plus grande échelle lorsque ces filets se multiplient, avec des écoulements s'effectuant sous forme étalée, phénomène alors appelé érosion en nappe (photo 3). Elle est liée à l'action conjointe du ruissellement et de l'impact des pluies également distribuées sur la pente (Hairsine et Roose, 1992c). Dans les deux cas, on parle d'érosion aréolaire.



Photo 3 : L'érosion en nappe ou « sheet erosion » (Coyenel, 2005).

1.2.2 Erosion en rigoles

L'apparition de sillons est contrôlée par la dominance des forces de cisaillement sur la force de cohésion des sols (Rose, 1993). Depuis peu, ce type d'érosion (photo 4) est reporté sur les sols cultivés, dont la pratique des sillons de labour accentue particulièrement le ruissellement dans les inter-rangs. Les traces de roues qui peuvent couvrir 15 à 30% de la superficie d'une parcelle sont des zones préférentielles de concentration de ruissellement et donc d'érosion concentrée.



Photo 4 : L'érosion en rigole (Coyenel, 2005).

1.2.3. Erosion en ravins

Contrairement à l'érosion en rigoles, l'érosion en ravins (photo 5) creuse des ravins de profondeurs variables allant de 0,3m à 30m où le ruissellement concentré présente des écoulements d'une forte capacité de transport.

L'écoulement en ravins diffère des autres érosions par le fait que l'impact des gouttes de pluies n'a pas un effet important au niveau du détachement de particules solides (Bennett, 1974). Le développement des ravines serait contrôlé par des seuils liés à plusieurs facteurs (hydraulique, topographique, climatique).



Photo 5 : L'érosion en ravins observée dans les Alpes de Haute Provence (Coyenel, 2005).

Au-delà des paramètres hydrauliques ou topographiques, d'autres facteurs entrent en jeu dans le développement ou non de ravins. Comme l'action de la végétation, la présence de fragments de roches composant l'horizon superficiel d'un sol réduit le ruissellement concentré et ce d'autant plus que l'horizon superficiel est initialement humide (Poesen et al., 1999).

Ces trois processus (érosion en nappe, rigole et ravin) peuvent agir de manière conjointe, en fonction des caractéristiques hydrologiques et géomorphologiques du site et des événements étudiés.

1.2.4 Erosion hydraulique

Ce type d'érosion a lieu au sein même de la rivière par une remobilisation directe de sédiments provenant des berges (érosion latérale) ou du lit de la rivière lors de forts débits (photo 6). L'origine de ces matières est souvent liée à l'effondrement d'une partie de la berge par

sapement, la rivière creusant la base de la berge qui, devenant instable, s'effondre. Le meilleur indicateur des taux d'érosion des berges semble être le débit maximum du fleuve avant son débordement de récurrence.

Ce type d'érosion peut être responsable d'une grande part des apports en suspension (Stott et al., 2001).



Photo 6 : L'érosion hydraulique (Coyenel, 2005).

1.2.5 Mouvements de masse

A tous ces agents dynamiques déclencheurs de certaines formes d'érosion, il est nécessaire de rajouter les mouvements de masse (photo 7) qui sont assez importants pour des formations comme les marnes, les flyschs ou le matériel morainique. Ces mouvements de masse sont rencontrés souvent dans les aires à tectonique actives et peuvent être influencés par des événements climatiques et/ou des activités anthropiques.



Photo 7 : L'érosion par mouvement de masse (Coyenel, 2005).

1.2.6 Erosion par sapement des berges

Ce type de dégradation des sols est particulièrement présent dans la partie moyenne et aval des bassins. L'érosion par sapement des berges se manifeste principalement lors des crues de grande ampleur (photo 8).



Photo 8 : L'érosion par sapement des berges (Coyenel, 2005).

1.2.7 L'érosion diffuse

Ce type d'érosion est lié à une lame d'eau répartie sur une grande surface. Les incisions qui découlent de l'érosion diffuse ne dépassent pas le centimètre (photo 9). En général, l'écoulement ne présente pas une grosse capacité à éroder le sol. Néanmoins, ce phénomène est généralement très étendu spatialement, bien que peu spectaculaire, il n'en demeure pas moins important en terme d'érosion. De plus, le ruissellement apparaît ici comme un vecteur de transport des particules détachées par la pluie (Bryan 2000; Kinnell 2005).

Le lessivage de la couche superficielle du sol de manière uniforme peut entraîner une forte exportation de la matière organique, des nutriments et des polluants présents dans cette épaisseur de sol (Pardini et al., 2003; Faucette et al., 2004).

Il est à noter également que cette lame d'eau peut avoir deux conséquences antagonistes sur le détachement, dans une certaine mesure, elle diminue la cohésion du sol et favorise le détachement, mais lorsqu'elle devient trop importante, elle protège le sol du phénomène de splash, principal vecteur de détachement des particules (Bryan 2000).



Photo 9 : L'érosion diffuse (Coyenel, 2005).

1.2.8 L'érosion concentrée

Au-delà de certaines valeurs des paramètres hydrauliques (contrainte ou vitesse de cisaillement, puissance de l'écoulement, pente, humidité), des rigoles ou des ravines peuvent se former. On parle alors d'érosion concentrée (photo 10). Lorsqu'elles se forment, la concentration de

l'écoulement lui confère la possibilité d'arracher et de transporter des fragments de sol. Selon les conditions d'écoulement, on voit apparaître :

- Des rigoles ou des chenaux de quelques centimètres de profondeur. Ces rigoles se dessinent lorsque les conditions hydrauliques dépassent des valeurs limites. L'impact des gouttes de pluie diminue tandis que le potentiel érosif de la lame d'eau augmente ;
- Des ravines de profondeur variable de 0.3 à 30m. Le ruissellement concentré en ravines présente une très forte capacité de transport et d'érosion. L'impact des gouttes de pluie devient négligeable. C'est l'écoulement qui arrache et transporte les matériaux.

A ces processus d'érosion dans des rigoles ou en ravines, on peut ajouter un cas particulier d'érosion concentrée : celle qui a lieu directement dans le lit de la rivière. La puissance de l'écoulement, particulièrement en période de crue, peut en effet effectuer à la fois un travail de sapement des berges, mais également arracher dans le lit de la rivière des particules disponibles, que les écoulements hors crue ne parvenaient pas à mobiliser.



Photo 10 : L'érosion concentrée (Coyenel, 2005).

Chapitre 2

L'érosion hydrique à différentes échelles spatiales

Ce chapitre fait un état des connaissances et présente quelques méthodologies employées pour assurer les changements d'échelle dans les disciplines de l'hydrologie, des sciences du sol et plus précisément dans le domaine de l'érosion. Le changement d'échelle permet le transfert d'une information d'une échelle à une autre (Sivapalan & Kalma, 1995).

2.1 Appréhension des processus à différentes échelles spatiales

Trois entités sont couramment identifiées pour caractériser un paysage ou une unité hydrologique : parcelles – sous-bassins – bassins versants (Mounirou, 2012).

La parcelle c'est le système ayant les propriétés structurelles suffisamment homogènes pour obéir aux lois de la physique du sol et du ruissellement. Ses dimensions varient d'un à quelques dizaines de m².

Les sous-bassins versants sont des systèmes hydrologiques présentant une connexion entre l'amont et l'aval et une intégration des processus de versant à l'exutoire. À l'échelle des sous-bassins, les lames d'eau produites localement par mécanisme hortonien ou sur des surfaces saturées s'accompagnent éventuellement de ré-infiltration.

Le drainage des écoulements à la surface, par le réseau hydrique, et dans le sous-sol, au niveau des nappes, définit l'échelle du bassin versant. Ce dernier constitue l'aire de collecte des eaux de surface et des eaux souterraines.

À chaque échelle spatiale correspondent des méthodologies d'analyse particulières, les objectifs visés ne sont pas les mêmes, les outils utilisés sont propres à chaque gamme d'échelle, la nature des résultats obtenus diffère d'une échelle à l'autre.

D'un point de vue spatial, les processus à l'échelle du bassin sont intimement liés aux processus de l'échelle locale. C'est pourquoi l'échelle d'étude retenue ici varie du sous bassin versant au bassin versant. La figure 1 présente les différentes échelles considérées dans cette étude.

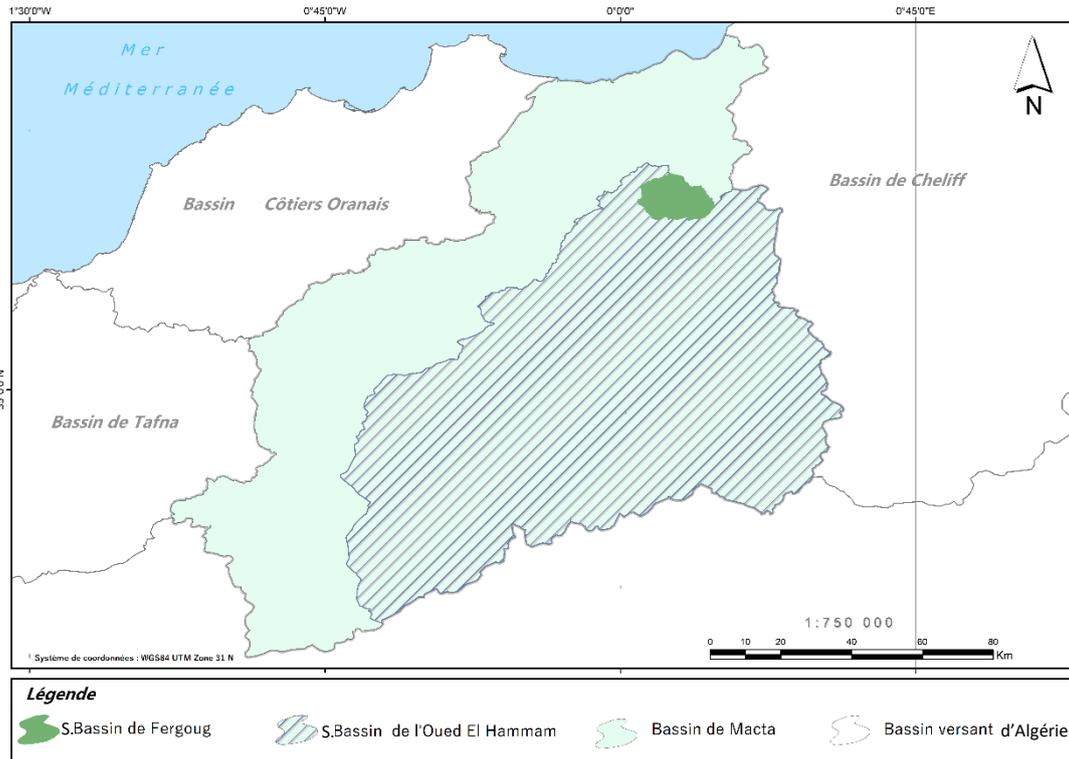


Figure 1 : Echelle spatiale des sites d'étude.

2.2 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle parcellaire

De nombreux travaux sur les processus du ruissellement et de l'érosion à l'échelle de la parcelle (généralement de 1 à 50 m²) utilisent des simulateurs de pluie (Mounirou, 2012). Cet outil permet à la fois de maîtriser les paramètres de forçage afin de quantifier au mieux la réponse du milieu et de contourner la difficulté de mise en place d'une instrumentation pour mesurer en continu les flux lors des épisodes naturels.

L'échelle parcellaire constitue le seul moyen en hydrologie où l'on a la possibilité d'observer directement les caractéristiques locales du terrain et les processus hydrologiques fins (Mounirou, 2012). À cette échelle, la pluie joue un rôle majeur dans les processus hydrologiques et érosifs. C'est elle qui est à l'origine de l'essentiel du ruissellement, lorsque les taux d'infiltrabilité du sol ne permettent plus d'absorber les flux précipités.

2.3 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle des sous-bassins

À cette échelle, la circulation de l'eau recouvre l'action du ruissellement diffus, ce dernier se généralise, sa vitesse tend à augmenter avec la pente du versant correspondant, mais est freinée par la rugosité de surface (Moore & Foster, 1990). L'arrachement des particules du sol par le ruissellement est le processus majeur. Leur

transport est dans la plupart des cas contrôlé par ce dernier. Le vent peut être également à l'origine de l'arrachement des particules. À cette échelle, il y a une forte interdépendance entre ces deux phénomènes.

La distribution spatiale de l'occupation des sols, la direction de la plus grande pente, la distribution spatiale des principaux collecteurs de ruissellement sont autant d'éléments qui conditionneront le transfert du ruissellement jusqu'à l'exutoire.

2.4 Processus hydrologiques et érosifs à l'échelle du bassin

Le bassin versant est composé d'une mosaïque de sols dont la nature, les états de surface, et les couvertures sont très différentes et hétérogènes. L'explication physique des phénomènes ne peut plus être donnée (Mounirou, 2012). Un effet de moyenne des processus, introduit un brouillage qui empêche la lecture du fonctionnement des grands bassins versants directement à partir des données disponibles (Graff, 2004). Ce ne sont plus l'infiltration, la rétention et le ruissellement qui sont observés et mesurés mais le débit à l'exutoire du bassin. Le débit est la variable intégratrice de tout ce qui a généré l'écoulement dans le bassin versant. À cette échelle, plusieurs écoulements interviennent et contribuent à la formation de la crue à l'exutoire.

Les processus hydrologiques et érosifs sont conditionnés par les états de surface du sol : encroûtement, végétation, activité faunique (Casenave & Valentin, 1989 ; Esteves & Lapetite, 2003). De plus, entre les surfaces productrices de ruissellement et de sédiments et le réseau hydrographique, il existe un grand nombre de structures qui peuvent piéger des quantités d'eau produite et les particules détachées en amont. La localisation des différents états de surface devient au moins aussi importante que leur caractérisation et leurs propriétés hydrodynamiques, et doit être prise en compte au moyen d'un véritable modèle de propagation dans toutes les tentatives de modélisation des écoulements de surface et de transport des sédiments.

2.5 Causes de l'effet d'échelle sur le ruissellement et l'érosion

La production du ruissellement et des sédiments décroît avec l'augmentation de l'échelle de mesure. Plusieurs causes ont été identifiées pour expliquer cet effet d'échelle de la parcelle sur le ruissellement et l'érosion. Cerdan et al., (2004) en cherchant à identifier la nature et la cause de la variation du ruissellement avec l'augmentation de la superficie ont montré que l'effet d'échelle est dû principalement à une ré-infiltration en aval des flux produits en amont en raison de la variation spatiale

de la perméabilité des sols. Avec l'accroissement de la surface, l'hétérogénéité du milieu augmente et le partage ruissellement-infiltration devient plus complexe. L'hétérogénéité du sol entraîne des variations spatiales de la perméabilité qui ont un impact notable sur la genèse du ruissellement. Ce constat n'est pas un fait découvert récemment puisque Horton (1935) discutait déjà de la variation spatiale de la capacité d'infiltration dans ses bassins de mesures. Corradini et al., (1998) montrent que la variabilité spatiale de la perméabilité a d'autant plus d'importance dans la génération des eaux de ruissellement dans des situations des épisodes pluvieux de courtes durées et de faible intensité. Si, sur une unité de mesure, la perméabilité à saturation en amont est inférieure à celle en aval, il y aura production d'une lame d'eau d'abord en amont par excès d'infiltration. Ensuite, cette lame d'eau peut potentiellement se ré-infiltrer en aval où la perméabilité est plus forte. Ce processus de ré-infiltration diminue significativement les flux de sortie en bas de pente et modifie les bilans hydrologiques à plus grande échelle.

La variabilité spatiale de la capacité d'infiltration des sols n'est pas la seule cause de l'effet d'échelle sur la génération des eaux du ruissellement. L'analyse de Julien et De Moglen (1990) a montré que (i) la variabilité spatiale n'est pertinente que pour les orages courts et (ii) la variabilité spatiale ne conduit pas automatiquement à une réduction du ruissellement avec l'augmentation de la surface. La principale raison de l'effet d'échelle est qu'une fois que la pluie s'arrête, l'eau de ruissellement a plus de temps de s'infiltrer sur de longues pentes que sur des pentes courtes. L'analyse a montré que l'effet d'échelle observé sur le ruissellement est dû principalement à la dynamique temporelle des précipitations. Van de Giesen et al., (2005 ; 2011) ont évalué l'effet d'échelle sur le ruissellement hortonien sur des parcelles agricoles de différentes longueurs dans 3 pays d'Afrique de l'Ouest (Burkina Faso, Côte d'Ivoire et Ghana). Ils ont constaté que les parcelles plus longues ont généré des coefficients de ruissellement nettement inférieurs aux parcelles plus courtes.

Leurs résultats montrent que l'effet d'échelle est fonction de la durée et de l'intensité des précipitations, de la longueur et de l'inclinaison de la pente, de la rugosité de surface et de la vitesse d'infiltration. Ils concluent que la cause primaire de l'effet d'échelle est l'infiltration retardée, définie comme l'infiltration observée après que l'intensité des précipitations devient inférieure à la vitesse d'infiltration. Cette infiltration retardée est principalement liée à la dynamique des précipitations.

La variation des seuils de précipitations pour l'apparition du ruissellement (pluie d'imbibition) en fonction de l'échelle d'observation est également l'une des raisons de la dépendance d'échelle du ruissellement (Cantón, et al., 2011).

Sur les petits bassins, la diminution du ruissellement est principalement liée à la variabilité de l'infiltration, la distribution spatiale de la végétation et les propriétés de surface du sol et à leur répartition locale dans les surfaces hydrologiques similaires (Kirkby et al., 2002 ; 2005). Sur les grands bassins versants, la dépendance d'échelle des eaux de ruissellement est également attribuée à d'autres facteurs, tels que la taille des cellules des précipitations, les différences spatiales dans la lithologie et la densité de drainage, la morphométrie des bassins versants (pentes, morphologie etc...), et à l'augmentation des possibilités de stockage dans les dépressions (Bracken & Croke, 2007). L'émergence à grande échelle de certaines propriétés des sols du bassin peut être également la cause de l'effet d'échelle sur la génération du ruissellement telles que l'infiltration du ruissellement dans les fractures de calcaire et les pertes par percolation à travers le lit de canal Mayor et al., (2011). En résumé, plusieurs causes peuvent être à l'origine de la variation du ruissellement avec l'augmentation de la surface. Toutes ces causes interviennent à toutes les échelles d'observation, mais les effets de certaines sont dominants à des échelles spécifiques et leurs manifestations occultent la présence des autres. Toutefois, il est important de souligner qu'à l'échelle du bassin versant le ruissellement dépend d'un large éventail de variables telles que la topographie, les propriétés hydrodynamiques des sols, la rugosité de surface et la répartition spatiale des unités de sol (Arnau-Rosalén et al., 2008). La réponse hydrologique reflète l'effet combiné de l'hétérogénéité spatiale de ces paramètres, des variations spatiotemporelles des paramètres des pluies et de l'interaction entre les processus hydrologiques (infiltration, ruissellement, ré-infiltration) (De Vente and Poesen, 2005).

2.6 Quantification de l'érosion

L'intérêt croissant pour les problèmes liés à l'érosion des sols et à son accélération, ainsi qu'aux problèmes de dégradations associées au transfert des particules des sols (transferts de polluants, perte de productivité des sols), dans plusieurs endroits du monde, a nécessité des méthodes et moyens afin de quantifier les taux d'érosion et suivre leur évolution au cours du temps. Plusieurs méthodes existent pour quantifier l'érosion à des échelles spatiales et temporelles différentes.

2.6.1 Utilisation des radionucléides

Le Césium 137 (^{137}Cs) est un radionucléide anthropique introduit artificiellement dans l'environnement principalement à la faveur des essais atomiques conduits en haute atmosphère, dès le 16 Juillet 1945, mais essentiellement dans les années 50 et 60. De même, l'accident de Tchernobyl a contribué à un apport supplémentaire en césium en 1986.

Ces retombées sont fortement fixées par les particules fines et la redistribution spatiale de cet élément est due aux seuls processus physiques (mouvements des sols) dans l'environnement et particulièrement l'érosion. Cette redistribution permet d'estimer l'importance et la localisation des pertes au cours des 40 dernières années (Walling, 1998 ; Porto et al., 2001 ; Ritchie et Ritchie, 2003).

2.6.2 Mesure des flux spécifiques

La quantité de matières arrachées et transportées par le ruissellement sur les versants peut aussi être estimée à partir du flux solide dans les cours d'eau mesuré à l'exutoire d'une parcelle ou d'un bassin versant. Cette quantité de sédiments (ou flux solide, charge solide ou débit solide) transportée par un cours d'eau à travers d'une section donnée pendant un temps, franchissant une limite de parcelle ou l'exutoire d'un bassin versant, est composée de la charge en suspension, correspondant aux matières en suspension (le plus souvent des argiles, silts et sables fins), et du transport de fond dont les sédiments (essentiellement sables grossiers, graviers, galets) sont véhiculés par des mouvements de glissement ou roulement sur le fond et par saltation (figure 2).

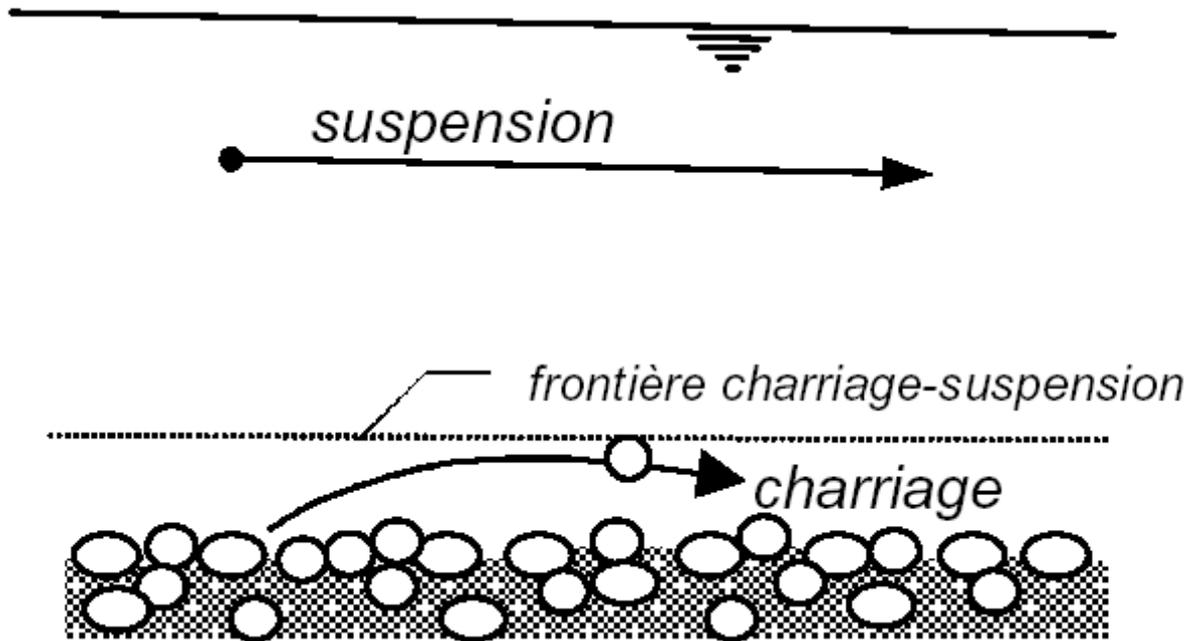


Figure 2 : Domaines du transport en suspension et du transport de fond (Coyenel, 2005).

La quantité totale de matière rapportée à la taille de la parcelle ou du bassin versant représente le taux d'érosion net.

2.6.3 Limites des deux méthodes précédentes

2.6.3.1 Sous-estimation de l'érosion

Ces taux d'érosion nets déterminés par les flux solides peuvent être nettement inférieurs aux valeurs d'érosion mécanique brute si les particules sont stockées dans le bassin versant (barrages, plaines alluviales) au cours de leur transit ; l'érosion est alors sous-estimée.

2.6.3.2 Spatialisation de l'érosion

La valeur de flux solide est une moyenne à l'échelle du bassin. Or, les transferts à l'exutoire peuvent provenir d'une zone limitée à l'intérieur du bassin et présentant un fort taux d'érosion ; cette valeur peut être alors minimisée par le reste du bassin qui présente un taux d'érosion faible, puisqu'elle sera rapportée à la surface totale de la zone étudiée. Ainsi, la connaissance de l'érosion moyenne d'un bassin ne permet-elle pas de localiser les zones sources ni de quantifier les taux d'érosion des zones sources (à moins d'être à une échelle suffisamment petite). La géochimie isotopique et minéralogique permet d'appréhender certains processus érosifs. Par exemple, le rapport

O^{18}/O^{16} permet d'identifier la contribution de différents réservoirs dans l'écoulement total d'une crue, en discriminant le ruissellement de surface des apports de nappes. L'étude de la matière organique permet de discriminer dans certains cas les formations géologiques alimentant soit les charges de fond, soit les matières en suspension et de préciser leur mode d'érosion (Di Giovanni et al., 2000).

2.7 Transferts de sédiments et modélisation de l'érosion à différentes échelles

La compréhension des phénomènes d'érosion et de transport de sédiments fait intervenir la modélisation (physique, empirique) à différentes échelles : parcelles, bassins expérimentaux, bassins versants. Il existe une grande diversité de modèles utilisant pour la plupart des facteurs de contrôle de l'érosion, qui diffèrent suivant leur complexité à considérer certains types de processus, passant par l'intégration d'un nombre plus ou moins important de données. Merritt et al. (2003) ont recensé près d'une vingtaine de modèles en indiquant les échelles d'étude ainsi que les processus représentés dans ces modèles (mobilisation, transport et dépôt de sédiments) et les types d'érosion exploités (pluie-ruissellement, ravine, remobilisation dans la rivière), de même que leur limite d'utilisation. Il ressort de leur étude qu'il n'y a pas un modèle plus performant qu'un autre et qu'il est alors nécessaire de choisir le modèle le plus approprié en fonction des données disponibles et des caractéristiques du milieu étudié.

2.7.1 Présentation des différentes échelles d'observation

Les études sur les placettes, micro parcelles et parcelles ont permis de mettre au point les modèles empiriques des pertes de terres et de valider les modèles physiques. Par exemple, les expérimentations réalisées en laboratoires sous pluies artificielles sur placettes ont été comparées aux pluies naturelles sur parcelles afin de reproduire les caractéristiques les plus proches possible du milieu naturel. En outre, elles permettent de prendre en compte l'impact de changement du couvert végétal et des pratiques culturales.

2.7.2 Compréhension des processus : parcelle expérimentale

Les modèles et équations concernant l'érosion sont mis au point à partir de données expérimentales issues de l'étude de parcelles de terrain, où un maximum de paramètres est contrôlé (pluviométrie, température, humidité, microstructure du sol). Dans la majorité des cas, les études menées à cette échelle ne tiennent compte que de l'érosion

en nappe et éventuellement en rigoles. En effet, la pente n'est pas assez longue et l'énergie est insuffisante pour l'établissement d'un ruissellement concentré.

2.7.2.1 Utilisation des équations USLE et RUSLE

Un des modèles les plus utilisés permettant d'estimer les taux d'érosion est l'équation universelle des pertes de terre ou USLE (Universal Soil Loss Equation) développée par le département américain de l'agriculture (USDA) à partir de 1954. Cependant, ce n'est qu'en 1978, et après avoir bénéficiée de données supplémentaires sur l'impact de la pluie, que la formulation de l'USLE sera définitive et présentée par Wischmeier et Smith (1978). Cette équation a été l'aboutissement de nombreuses simulations et quantifications sur plus de 10000 parcelles standard des Etats-Unis couvrant une large gamme de pertes (différentes natures de sols sous des précipitations variables). Cette équation empirique permet de prédire la perte moyenne annuelle estimée de sol (A , en $t \cdot ha^{-1} \cdot an^{-1}$) en utilisant le produit de six facteurs de natures climatiques, topographiques et cultureux (Tableau 2).

Tableau 2 : Formulation de l'équation universelle des pertes de terre (Wischmeier et Smith 1978)

<i>Facteurs climatiques</i>	<i>Facteurs topographiques</i>	<i>Facteurs cultureux</i>
Erosivité de la pluie (R)	Longueur de la pente (L)	Facteur agronomique (C)
	Gradient de la pente (S)	Facteur des aménagements anti-érosifs (P)
		Erodibilité du sol (K)
	$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot Pr$	

L'érosivité des pluies (R) est définie à partir de l'énergie cinétique E_c d'un événement pluvieux et de l'intensité maximale en 30 minutes notée I (30).

L'érodibilité des sols (K) représente la sensibilité du sol à l'érosion hydrique. La sensibilité peut être fonction de plusieurs paramètres (concentration en argile et en matière organique, humidité, perméabilité...etc). A travers l'étude d'un nombre important de parcelles contrastées, K est obtenu en appliquant la formule : $K = A / (R \cdot L \cdot S \cdot C \cdot Pr)$.

Les facteurs (S) (pente en %) et (L) (longueur de la pente/longueur de la parcelle sont sans unité) conditionnent le ruissellement.

Le facteur (*C*) tient compte des effets variés des couvertures végétales sur l'érosion et des types d'utilisation du sol (essentiellement agricole lors de l'élaboration de l'USLE). Par exemple, suivant le type de couverture, le rapport ruissellement/infiltration est différent (2% pour un couvert forestier, 5% pour des prairies, 25% pour un champ de culture de blé et 50% pour des cultures de maïs).

Le facteur *Pr* tient compte des types d'aménagements réalisés pour lutter contre l'érosion par des pratiques de conservation (travail du sol dans le sens perpendiculaire à la pente par exemple).

Bien que cette équation été développée pour des versants de petites tailles, elle est utilisée à des échelles supérieures. Elle fournit une valeur moyenne de perte de sol et ne renseigne pas sur les conséquences des événements hydrologiques saisonniers en ignorant les processus « pluie-ruissellement ». De plus, l'érosion en ravines et les mouvements de masse sont ignorés, de même que les dépôts (Zhang et al., 1995).

Pour remédier à ces limites, cette équation a subi un certain nombre de modifications. En 1997, Renard et al. ont affiné l'USLE en proposant la Revised USLE (RUSLE). Cette équation prend alors en compte l'effet saisonnier de l'érodibilité des sols. De même, les facteurs longueur/intensité des pentes ont été modifiés pour tenir compte des topographies variables. Enfin, l'USLE-M (Kinnell et Risse, 1998) a permis l'amélioration du facteur R en intégrant des équations plus complexes considérant ainsi davantage les effets du ruissellement.

2.7.2.2 Inconvénients de l'expérimentation en parcelle

Si des processus induits par l'érosion hydrique peuvent être compris par les études en parcelles, l'extrapolation à des échelles supérieures est problématique (Poesen et al., 1994). Les équations de pertes de sol ne tiennent pas compte des phénomènes de stockage des bassins. Ainsi, les taux de pertes de sol sont de plusieurs ordres de grandeurs supérieurs aux flux mesurés à l'exutoire d'un bassin.

Le besoin d'une grande quantité d'informations nécessaires à la description fine des systèmes à plus grande échelle, la forte hétérogénéité dans l'occupation du sol, la forte hétérogénéité de la topographie, forte hétérogénéité des caractéristiques du sol et du climat rend pratiquement impossible l'application des modèles tels que USLE. Une seconde approche s'appuie sur la télédétection spatiale qui permet de combler en partie les lacunes dans la collecte de données environnementales (De Jong et al., 1999). Ainsi, il est possible d'accéder à des informations concernant par exemple les pentes, la

couverture végétale, la géologie et la structure hydrologique. Encore faut-il disposer de la résolution suffisante pour traiter ces données sous Systèmes d'Informations Géographiques et arriver à la construction de modèles globaux.

2.8 Combiner USLE avec SIG

Les systèmes d'information géographique deviennent un outil populaire et efficace lors de la recherche de solutions à des problèmes qui sont répartis sur de grandes étendues spatiales comme l'érosion des sols (Wijesekera et Samarakoon, 2001). Cependant, le point le plus important est d'assurer une estimation raisonnable de l'érosion en utilisant le cadre SIG avec la technique de modélisation USLE appropriée pour une prise de décision réaliste.

Ventura et al. (1988) ont utilisé une série de superpositions de polygones SIG et de programmes FORTRAN pour estimer l'érosion des sols.

James et Hewitt (1992) ont utilisé une série de couvertures ARC / INFO et de scripts AML pour créer un système d'aide à la décision pour le bassin versant de la rivière Blackfoot dans le Montana. Leur système était basé sur le modèle WRENSS (Évaluation des ressources en eau des sources sylvicoles non ponctuelles) qui, à son tour, incorpore une version modifiée de l'USLE pour estimer l'érosion potentielle du sol.

2.9 Modèles d'érosion

Le but de prédire la perte de sol dans un large éventail de conditions peut aider les décideurs à planifier les travaux de conservation. Avant de planifier les travaux de conservation, la rapidité d'érosion du sol doit être estimée, et cette étape peut être réalisée à l'aide de modèles mathématiques. La plupart des modèles utilisés dans les études sur l'érosion des sols sont de type empirique, où certains détails du fonctionnement du système sont connus. Ceux-ci sont basés sur la définition des facteurs les plus importants, et par l'utilisation de techniques d'observation, de mesure, d'expérimentation et de statistique, les reliant à la perte de sol.

2.9.1 WEPP - Projet de prévision de l'érosion hydrique

Le modèle WEPP mis au point par le département de l'agriculture des États-Unis (USDA), le Service des forêts des États-Unis (USFS), le Département de l'intérieur des États-Unis (USDI) et d'autres coopérateurs; décrit mathématiquement les processus de détachement, de transport et de dépôt des particules de sol dus aux forces hydrologiques

et mécaniques agissant sur le profil de la pente. Le WEPP calcule le ruissellement et l'érosion sur une base quotidienne. Les processus d'érosion peuvent être simulés au niveau d'un profil de pente ou au niveau d'un petit bassin versant. Le modèle WEPP calcule les distributions spatiales et temporelles des pertes et des dépôts et fournit des estimations explicites du moment et du lieu de l'érosion dans les bassins versants afin de choisir les mesures de conservation les plus efficaces pour contrôler la perte de sol et le rendement sédimentaire (Flanagan et Nearing, 1995). (WEPP Software, 2004).

2.9.2 EPIC - Calculateur d'impact sur la productivité de l'érosion

Le modèle EPIC a été développé pour évaluer l'effet de l'érosion du sol sur la productivité du sol. Depuis sa conception initiale, le modèle a été élargi et affiné pour permettre la simulation de nombreux processus dans la gestion agricole. EPIC est un modèle de simulation continue qui peut être utilisé pour déterminer l'effet des stratégies de gestion sur la production agricole et les ressources en sols et en eau. Les principaux composants de l'EPIC sont la simulation météorologique, l'hydrologie, l'érosion-sédimentation, le cycle des nutriments, le devenir des pesticides, la croissance des plantes, la température du sol, le travail du sol, l'économie et le contrôle de l'environnement. Le modèle nécessite des ressources informatiques importantes (EPIC, 2004).

Le modèle EPIC se caractérise par :

- Calcule la perte de rendement de l'érosion ;
- Opère sur des tempêtes individuelles ;
- Souligne l'impact de l'érosion sur le changement de type de sol et son impact sur la productivité ;
- Est un modèle de simulation continue ;
- Nécessite des intrants plus détaillés ;
- S'applique à un point du paysage et ne tient donc pas compte du transport de sédiments, des dépôts ou de l'érosion concentrée.

2.9.3 ANSWERS Simulation de réponse à un environnement de bassin hydrographique non ponctuel

ANSWERS est un outil de planification des bassins versants pour la modélisation de l'érosion et le contrôle du rendement des sédiments sur les bassins versants complexes, il permet :

- L'analyse de la qualité de l'eau associée aux produits chimiques associés aux sédiments ;
- Est basé sur un événement ;
- A une représentation de topographie de grille ;
- Est principalement limité à une seule tempête ;
- A une capacité limitée d'érosion concentrée ;
- Est un modèle entièrement dynamique.

2.9.4 Résumés de modèles

Les caractéristiques des modèles d'érosion empiriques et physiques sont résumées dans le tableau 3 selon différentes échelles. Seul l'USLE est utilisé pour la modélisation de l'érosion, mais les autres peuvent être utilisés pour d'autres problèmes environnementaux, comme indiqué dans le tableau 4 (Okalp, 2005).

Tableau 3 : Caractéristiques des modèles

MODEL		USLE	WEPP	EPIC	ANSWERS
Time scale	Event		+		+
	Continuous	+	+	+	+
Spatial scale	Point				
	Field/Farm	+	+	+	+
	Watershed	+			+
	Regional				
Computational time steps	Second				+
	Hour			+	
	Day	+	+	+	
	year				

Tableau 4 : Processus de simulation des modèles

MODEL		USLE	WEPP	EPIC	ANSWERS
Surface water	flow/Runoff			+	+
Surface water	flow			+	
Chemical	Nutrients			+	+
Transport	pesticides			+	
Erosion		+	+	+	+

Chapitre 2 : L'érosion hydrique à différentes échelles spatiales

Precipitation		+	+	+
Snowmelt			+	
Lake/steam	water quality			

En raison de ses demandes de données modestes et de sa structure transparente, l'équation universelle des pertes de sol (USLE) reste l'outil le plus populaire pour l'évaluation des risques d'érosion hydrique et c'est le principal facteur de sélection d'USLE. Cependant, le modèle a une lacune, ce qui risque d'avoir des répercussions importantes sur les résultats du modèle. La forme mathématique d'USLE est la multiplication de six facteurs, conduit facilement à de grandes erreurs chaque fois que l'une des données d'entrée est mal spécifiée. Ces erreurs de calcul soulèvent des questions sur la structure de son modèle mathématique et la robustesse des paramètres qui sont implicitement assignés au modèle.

Chapitre 3

Estimation de l'érosivité des pluies

3.1 Introduction

En Algérie, l'érosion des sols est un problème épineux qui entrave le développement d'une agriculture durable. L'analyse des problèmes de l'érosion hydrique à l'échelle nationale montre qu'environ 6 millions d'hectares sont exposés à l'érosion active, une moyenne de 120 millions de tonnes de sédiments sont emportés chaque année (Heddadj, 1997). Les pentes du Nord-Ouest algérien qui représentent un grand potentiel pour la production agricole sont affectées depuis un siècle par une dégradation du couvert végétal et de la dynamique des terres (Morsli et al., 2004). Les pertes annuelles de capacité de stockage de l'eau dans les barrages sont estimées à environ 20 millions de m³ et sont dues à l'envasement (Remini et Hallouche, 2005). En effet, cette sensibilité des sols à l'érosion s'explique, par une topographie accidentée, un réseau hydrographique très ramifié, une lithologie tendre surtout imperméable, très érodable et une action anthropique très marquée. Par ailleurs, l'Algérie n'a pas été épargnée par les perturbations climatiques de ces dernières décennies et qui ont influencé différents phénomènes naturels, notamment le régime de précipitation. Cette manifestation s'est traduite par un cycle hydrologique plus vigoureux, avec plus d'averse totale et des intensités importantes et plus fréquentes (FAO, 1997). Afin de pouvoir réduire l'ampleur de ce phénomène, le recours à la modélisation paraît être un outil intéressant pour la prédiction et l'évaluation de l'érosion des sols. Le modèle RUSLE est une fonction multiplicative de six facteurs principaux qui contrôle l'érosion hydrique, dont le plus important et largement utilisé pour prédire le potentiel d'impact des gouttes de pluie et refléter la quantité et le taux d'écoulement produit par des événements pluvieux est l'indice d'érosion pluviale ou le facteur R (Wischmeier et Smith, 1978). Cet indice tel qu'il a été présenté par Wischmeier et Smith (1978), est une interaction entre l'énergie cinétique des gouttes de pluie et la surface de sol. La méthode originale de calcul des valeurs de cet indice pour un événement pluvial exige des enregistrements pluviométriques à des pas de temps de 30 minutes (Wischmeier et Smith, 1978). En outre, l'obtention d'une telle information reste délicate dans plusieurs régions du monde, en plus d'un traitement de données qui est consommateur de temps et fastidieux. Plusieurs équations ont été proposées pour évaluer avec une bonne précision les valeurs mensuelles et annuelles du facteur R en utilisant des données pluviométriques (moyennes de précipitations mensuelles et annuelles). Devant ces considérations, on se retrouve face à une panoplie d'approches pour évaluer l'effet érosif des pluies pour une région donnée avec une certaine précision. L'objectif général de ce chapitre est l'évaluation de l'effet érosif des pluies au Nord-Ouest de l'Algérie, plus précisément au bassin versant de la Macta (figure 1) qui englobe entièrement le bassin versant de Oued El Hammam

pour nous permettre de prendre en considération un nombre plus importants de stations météorologiques disponible pour une meilleure estimation de l'érosivité des pluies par l'évaluation de différentes approches de calcul et définir l'approche la plus appropriée.

3.2.1 Présentation du facteur R

La pluie est l'agent principal de l'érosion hydrique. L'érosivité de la pluie se définit comme étant une aptitude à provoquer l'érosion. C'est le paramètre pris en considération pour évaluer l'influence de l'agressivité climatique sur les pertes en sol. Il dépend surtout de l'intensité de pluie ou de l'énergie cinétique qui en résulte directement (Stengel et Gelin, 1998). Cette énergie découle du diamètre des gouttes de pluie et de leur vitesse de chute. L'efficacité de la pluie vis-à-vis des processus d'érosion est liée au rôle qu'elle a dans le détachement des particules des sols et surtout dans la formation du ruissellement (Marcey et Berville, 2003).

L'estimation du facteur R nécessite la connaissance des énergies cinétiques et de l'intensité moyenne sur 30 minute des gouttes de pluie de chaque averse, sur une longue période allant jusqu'à 30 ans (Wischmeier et Smith, 1978) :

$$R=K \times EC \times I_{30} \quad \text{Equation 2}$$

Où :

K : Coefficient dépendant de l'unité de mesure

EC : Energie cinétique

I₃₀ : Intensité moyenne de précipitations durant 30 min.

3.2.1.1 Les différentes méthodes de calcul du facteur R

L'estimation du facteur R selon la formule citée précédemment nécessite des enregistrements de précipitations à des résolutions élevées et aux pas de temps réduit.

À défaut de disponibilité de données nécessaires pour le calcul du facteur R par la méthode directe, plusieurs auteurs ont développé d'autres formules alternatives qui n'impliquent que les précipitations journalières, mensuelles et annuelles pour déterminer ce facteur R.

Plusieurs études ont été réalisées dans différents pays menacés par l'érosion hydrique du bassin méditerranéen (Italie, Espagne, etc.) Le tableau 5 présente les formules les plus utilisées pour l'estimation du facteur R dans ces pays :

Tableau 5 : Approches et Formules utilisées pour l'estimation du facteur R

Méthode	Auteur (s)	Variabes
$R = EI$ USLE : $E = 0.119 + 0.0873 \log_{10} 1$ $R = 0.30 \times F^{1.93}$	Wischmeier and Smith (1978)	e : Energie cinétique I : Intensité
	Arnoldus, Exponential (1977)	F : Indice de Fournier Pi : précipitation du mois i (mm) P : précipitation annuelle de l'année j (mm)
$R = 1.3735 \times 10 \times \left(1.5 \times \log \sum \frac{P_i}{P} \right) - 0.8188$ $R = 4.17 \times F - 152$	Arnoldus 1980 (pour le Maroc)	R: Coefficient d'érosivité moyenne de pluie (ft.tons.in/acre.hr) Pi : Précipitation mensuelle moyenne P : Précipitation annuelle moyenne F : indice de fournier
Indice de concentration de précipitation $PCI = \frac{\sum_{i=1}^{12} P_i^2}{\left(\sum_{i=1}^{12} P_i \right)^2}$ $R = 0.13 \times (M_x^{1.24})$	Oliver (1980)	Pi : Précipitations mensuelles (mm) Pt : Précipitations annuelles (mm)
	Leprun (1981)	Mx : Précipitations mensuelles (mm)
$R = 12.592 \times \left(\frac{M_x^2}{P} \right)^{0.6030}$	Val et al. (1986)	Mx : Précipitations mensuelles (mm) P: Précipitations annuelles (mm)
$R = 3.76 \times \left(\frac{M_x^2}{P} \right) + 42.77$	Oliveira Jr.and Medina (1990)	Mx= précipitation mensuelle (mm) P= précipitation annuelle (mm)
MMFI, Morais Modification of Fournier Index $R = b_0 \left(\frac{P_m}{P} \right)^{b_1}$	Morais et al. (1991)	Pm : Précipitations mensuelles (mm), P : Précipitations annuelles (mm), b 0, b1 coefficients empiriques estimés respectivement 36.849 et 1.0852.
$R = 36.849 \times \left(\frac{M_x^2}{P} \right)^{1.0852}$	Morais et al. (1991)	Mx : Précipitation mensuelles (mm), P : Précipitations annuelles (mm)
$R = P \times 0.5$	Roose in Morgan and Davidson (1991)	P : précipitations annuelles (mm)
$R = 117.6 \times (1.00105^{MAR})$	Kassam et al. (1992)	MAR : meanannualrainfall (mm)
$R = 0.0483p^{1.610}$ si P < 850 mm	Renard and Freimund (1994)	P: Précipitation annuelle (mm)
$R = 3.82F^{1.41}$	Yu&Rosewell (1996)	F : Indice de Fournier
$R = 42.307 * \left(\frac{M_x^2}{p} \right) + 69.763$	Silva (2001)	Mx : précipitations mensuelles (mm) P : précipitation annuelles (mm) Pm (mm/mois).

3.3 Matériels et méthodes

3.3.1 Evaluation du facteur de l'érosivité des pluies R

La pluie produit de l'érosion, ce phénomène est qualifié d'érosivité R (Hudson, 1981), il peut être considérée comme l'indice moyen annuel d'érosion par la pluie, et calculé par des méthodes ne nécessitant que des données pluviométriques mensuelles. Pour estimer ce facteur, nous avons appliqué trois méthodes différentes sur 42 stations pluviométriques réparties sur l'ensemble du bassin versant (figure 3) sur une période de 41 années (1970-2011), à savoir :

- Arnoldus, 1980 : la relation suivante développée par Wischmeier et Smith (1978) et modifié par Arnoldus (1980):

$$\text{Où : } R = \sum_{i=1}^{12} 1.735 * 10^{(1.5 \log_{10} \left(\frac{p_i^2}{p} \right) - 0.08188)} \text{ (MJ mm ha}^{-1} \text{ h}^{-1} \text{ y}^{-1}) \quad \text{Equation 3}$$

R est le facteur d'érosivité pluviométrique (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ y⁻¹) ;

Pi est la pluviométrie mensuelle (mm) ;

P est la pluviométrie annuelle (mm).

- Formule de Rango & Arnoldus (Rango and Arnoldus, 1987)

$$\text{Log } R = 1,74 * \text{Log} \sum (P_i^2 / P) + 1,29 \quad \text{Equation 4}$$

Où :

Pi : précipitations mensuelles ;

P : précipitations annuelles en mm.

- Formule de l'indice de Fournier modifier (MFI) (Arnoldus, 1980)

L'indice Fournier modifié (MFI), modifié par Arnoldus (1980) à partir de l'indice Fournier (FI), peut être considéré comme le résultat de la précipitation annuelle totale (Pt) et de la concentration mensuelle des précipitations (PCI) (MFI = Pt × PCI) (Apaydin et al., 2006).

Cette méthode est testée par la formule suivante :

$$\text{MFI} = \sum_i P_i^2 = P_i^2 / P \quad \text{Equation 5}$$

Les résultats sont représentés sous forme graphique après leur interpolation par Krigeage, quatre cartes ont été élaborées, la carte de répartition de la pluie moyenne annuelle et les cartes de l'érosivité des pluies issues des différentes méthodes citées auparavant.

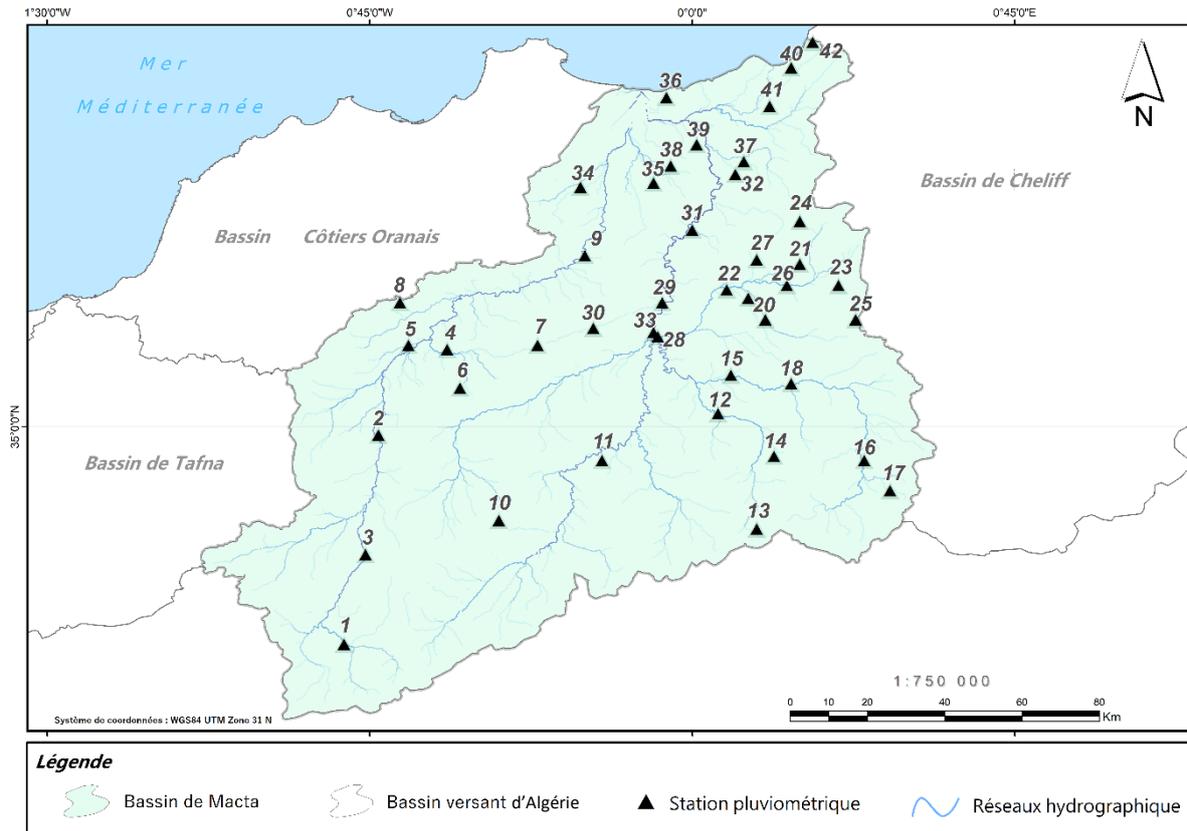


Figure 3 : Situation géographique des stations météorologiques de la Macta.

3.4 Résultats et discussion

3.4.1 Comparaison des différents indices

Nous avons 3 niveaux de résultats, le premier correspond aux pluies supérieures à 400mm enregistrées au niveau de 3 stations (7%), où nous avons un indice d'Arnoldus variant de 160.22 à 205.74 MJ. Mm/ha.an, l'indice de fournier modifié (MFI) variant de 93.06 à 126.78, et l'érosivité de Rango-Arnoldus de 51.96 à 88.9. Le niveau correspondant à des pluies entre 300 et 400mm constitue le plus grand nombre de stations pluviométrique (24) soit 57%, où les valeurs respectives de l'érosivité d'Arnoldus, MFI et l'érosivité de Rango-Arnoldus varient de 92.08 MJ. Mm/ha.an, à 47.47 ; 16.11 à 123.93 MJ. Mm/ha.an, et de 71.21 à 32.61. Les plus basses pluies, inférieures à 300mm enregistrées dans 15 stations pluviométriques (36%) ont des valeurs respectives variant de 39.78 MJ. Mm/ha.an à 19.22 ; 3.34 à 109.73 MJ. Mm/ha.an, et de 50.27 à 17.80 (Tableau 6).

La comparaison entre les 3 méthodes, Arnoldus, MFI et Rango-Arnoldus montre une même tendance, où l'érosivité augmente avec l'augmentation de la pluviométrie, tout de même, les valeurs obtenues par les 3 méthodes restent relativement différentes avec des écarts importants. Afin de mieux visualiser l'impact des trois indices, nous avons séparé nos données

pluviométriques et indices d'érosivités en 3 catégories, la première constitue les indices correspondant à des pluies annuelles supérieures à 400mm, la deuxième correspond aux pluies variant de 300mm à 400mm, et la dernière correspond aux pluies annuelles inférieures à 300mm. Et nous avons testé leur régression (linéaire). Nous ne représentons que les résultats concluants, il s'agit des corrélations entre les pluies moyennes annuelles et les 3 indices Arnoldus (équation 4), MFI et Rango-Arnoldus. Pour le cas des pluies supérieures à 200mm, les coefficients de déterminations (R^2) sont respectivement : 0.8625, 0.9604 et 0.8765 (figure 4). Les corrélations entre les pluies supérieures à 300mm avec les indices MFI et Rango-Arnoldus représentent des coefficients de déterminations (R^2), de 0.9379 pour MFI, et 0.9584 pour l'indice Rango-Arnoldus (figure 5). Nous remarquons que les valeurs des coefficients de déterminations sont plus élevées pour cette catégorie de pluie, et elles sont plus faibles pour les pluies supérieures à 400mm. Ce qui nous laisse penser que le choix de l'indice d'érosivité dépend du régime pluviométrique intra-annuel, et pas uniquement de la somme pluviale annuelle. Certains auteurs estiment que l'indice de Rango-Arnoldus (1987) reste très ponctuel, et que l'indice d'Arnoldus (1980) s'adapte mieux dans le climat méditerranéen (Maamar-Kouadri et al., 2016 ; Apaydin et al, 2006 ; El Garouaniet al., 2008). Nos résultats montrent que le ratio : Indice MFI/Indice R de Rango-Arnoldus, est d'autant plus proche de l'unité quand la pluie augmente (figure 6), plus cette dernière diminue, plus le ratio augmente en faveur de l'indice MFI, les mêmes indices sont très proches lorsque les pluies annuelles atteignent et dépassent les 500mm, ce qui ne généralise pas son efficacité à travers la région méditerranéenne.

Les travaux menés par Mazour (1992) montrent la valeur de l'indice MFI qui est de 39.5 pour une pluie de 386mm. Ainsi les résultats obtenus par Maaliou (2010) où l'indice MFI atteint 113.40 pour une pluie variant de 525.74 à 1061mm, ce qui est en décalage par rapport à notre résultat, avec un indice MFI de 126.78, pour une pluie moyenne mensuelle de 480mm, ce qui est en dessus des résultats obtenus par les autres travaux, ce décalage est dû certainement à la variabilité pluviométrique interannuelle, cet indice (MFI) est d'autant plus faible que si la régularité pluviométrique interannuelle est forte.

Tableau 6 : Erosivité des pluies des 3 indices

Station Name	Rain (mm) 1970-2011	R Arnoldus 1980	MFI	R Rango-Arnoldus
RAS EL MA (1)	203.08	39.78	19.22	3.34
SID ALI BEN YOUB (2)	361.00	115.59	67.04	29.36
EL HACAIBA (3)	312.98	86.54	48.37	16.64
SARNO BGE (4)	366.94	141.65	75.53	36.13
SIDI BEL ABBES (5)	336.80	119.80	62.43	25.94
HASSI DAHO (6)	335.91	116.04	61.33	25.15
MOSTEFA BEN BRAHIM (7)	334.39	123.06	62.60	26.06
AIN TRID (8)	414.21	182.96	99.49	58.36
CHEURFAS BGE (9)	325.40	117.07	59.12	23.60
MERINE (10)	329.06	91.95	53.22	19.65
DAOUD YOUB (11)	235.99	58.56	28.06	6.45
MEFTAH S.B. (12)	290.33	85.53	43.98	14.10
AIN EL HADJAR (13)	351.39	109.54	62.96	26.33
HAMMAM RABI (14)	277.74	76.18	39.38	11.63
OUED TARIA (15)	287.61	82.47	42.59	13.34
AIN TIFRIT (16)	367.23	113.07	67.86	29.99
TAMESNA (17)	333.61	97.04	55.23	20.96
BENIANE (18)	320.04	106.91	55.00	20.81
MAOUSSA (19)	308.05	100.00	51.26	18.41
FROHA (20)	293.39	95.30	46.91	15.77
MATEMORE (21)	300.45	92.08	47.47	16.11
TIZI (22)	351.62	122.59	66.82	29.19
SIDI KADA (23)	369.33	123.93	71.21	32.61
AIN FARES (24)	411.64	160.22	93.06	51.96
NESMOTH MF (25)	480.00	205.74	126.78	88.98
GHRIS (26)	306.84	92.76	48.64	16.80
MASCARA (27)	345.89	119.53	64.59	27.52
SAHOUEZ OUIZERT (28)	256.12	70.30	34.04	9.03
BOU HANIFIA BGE (29)	281.29	84.38	41.83	12.92
SFISSEF (30)	338.38	120.48	62.78	26.20
HACINE (31)	324.12	115.89	58.66	23.27
MOHAMMADIA GRHA (32)	316.74	118.29	57.37	22.39
TROIS RIVIERES (33)	233.79	63.30	28.81	6.76
OGGAZ (34)	264.17	89.88	39.97	11.94
BOU HENNI (35)	255.20	82.11	36.49	10.19
FORNAKA (36)	268.80	93.35	41.47	12.73
SAMOURIA (37)	281.32	94.04	44.32	14.29
MOCTA DOUZ (38)	286.91	103.95	47.05	15.86
FERME BLANCHE (39)	306.41	102.73	51.29	18.43

BLED TAOUHRIA (40)	326.67	131.00	62.10	25.70
MARAI DE SIRAT (41)	293.41	109.73	50.27	17.80
FERME ASSORAIN (42)	329.80	135.27	64.45	27.42

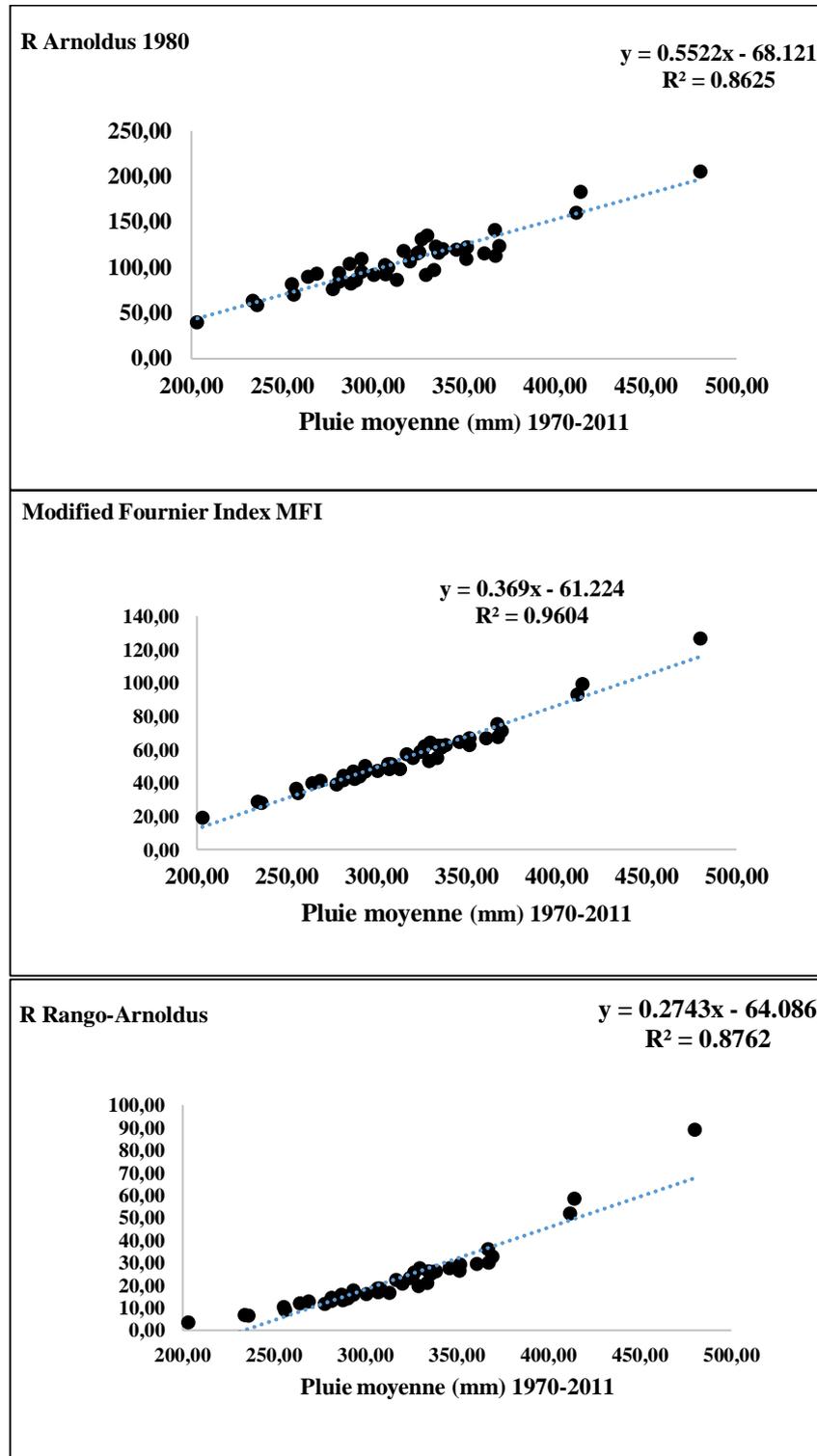


Figure 4 : Coefficient de détermination entre les indices de l'érosivité des pluies pour les pluies annuelles supérieures à 200mm.

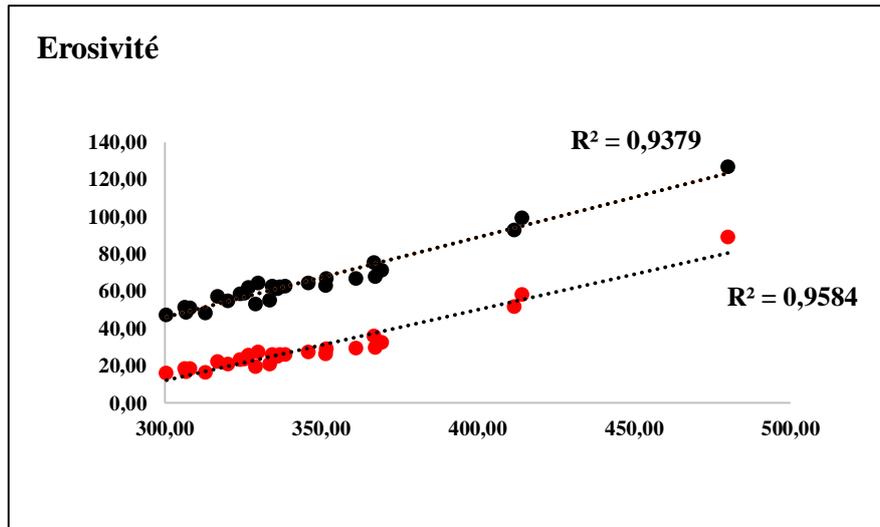


Figure 5 : Coefficient de détermination entre les indices de l'érosivité des pluies pour les pluies annuelles supérieures à 300mm.

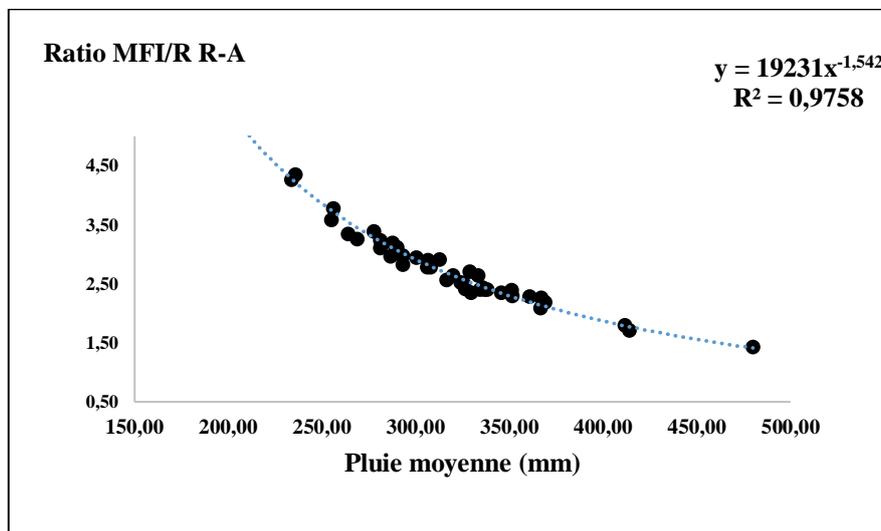


Figure 6 : Ratio : Indice de Fournier modifié (MFI)/Indice d'érosivite de Rango-Arnoldus.

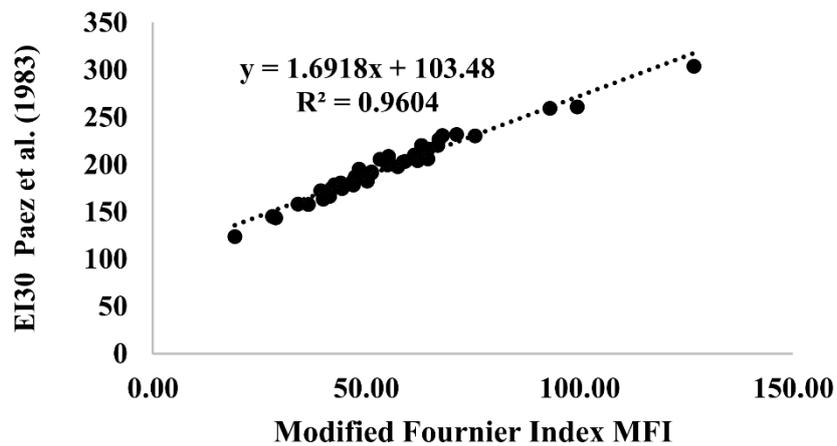


Figure 7 : Corrélation entre EI30 (Paez et al., 1983) et MFI.

3.4.2 Cartographie des résultats : indices de pluies

Les cartes élaborées suivantes, pluies moyennes annuelles, et les cartes des indices d'érosivité des pluies selon Arnoldus(1980), Fournier modifié par Arnoldus(1980) (MFI), et l'indice de Rango-Arnoldus(1987) sont représentées par les figures (8, 9, 10 et 11), faites par interpolation sous un domaine de SIG. La carte des pluies (figure 8) montre deux gradients croissants, du Centre vers l'Est et du Centre vers le Sud-Ouest. La partie centrale (station de Hacine) constitue le point le plus bas à la fois et le plus éloigné de la mère méditerranéenne du bassin versant (145m d'altitude).

La pluviométrie au sein du bassin versant varie de 203mm à 480mm, pour une majorité de la surface du bassin versant ne dépassant pas les 367.1mm. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées à l'Est et au Sud-Ouest du bassin versant au niveau des stations pluviométriques de Nesmouth et d'Ain Trid avec 480 mm et 414 mm.

Les cartes interpolées des indices de l'érosivité montrent une même tendance, les classes des valeurs les plus élevées de l'érosivité selon MFI et Rango-Arnoldus varient de 73.38 et 39.15 à 101.69 à 60.13 sont enregistrées au niveau des deux zones Est et Sud-Ouest du bassin versant au niveau des stations météorologiques Ain Fares et Nesmouth du côté Est, ayant des altitudes respectives 806m et 930m. Et des stations météorologiques Sid Ali Ben Youb et Ain Trid du côté Sud-Ouest pour des altitudes respectives 635m et 530m. Des résultats d'une même grandeur ont été obtenus par Elbouqdaoui et al. (2005) au niveau du bassin versant d'Oued Srou au Maroc, où la moyenne pluviométrique est proche de notre cas d'étude et les valeurs de l'érosivité sont relativement faibles.

Selon la classification de la CEC (1992) (tableau 7), basée sur l'indice de Fournier Modifié MFI (Arnoldus 1980), la répartition spatiale de l'érosivité par rapport à la surface du bassin versant est considérée faible, confirmant le résultat obtenue par Maamar (2016), l'érosivité est réparti comme suit :

- 7% de surface est soumise à une érosivité moyenne à élevée ;
- 93% de la surface est soumise à une érosivité très faible à faible.

Le phénomène de l'érosion des terres au niveau du bassin versant est confirmé par les travaux de Gliz (2015), la faiblesse de l'érosivité des pluies au niveau du bassin versant confirme les causes de l'érosion liées à la texture lithologique, à l'occupation du sol et au facteur topographique (Gliz, 2015).

Tableau 7 : classification de l'érosivité (CEC, 1992)

Classes description	MFI
Très faible	Inferieure 60
Faible	60-90
Moyenne	90-120
Elevée	120-160
Très élevée	Supérieure 160

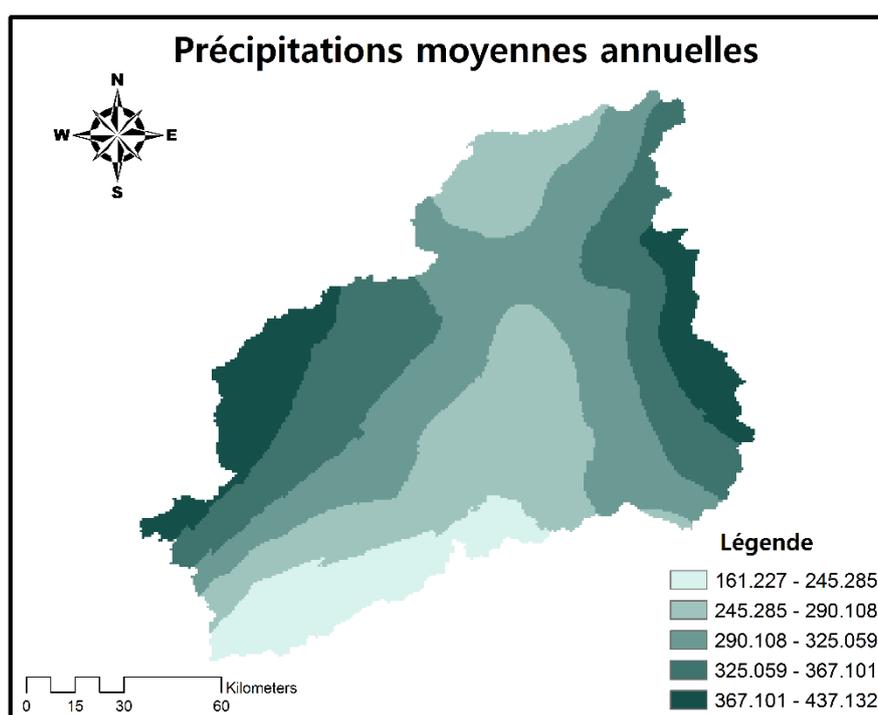


Figure 8 : Pluies moyennes annuelles 1970-2011.

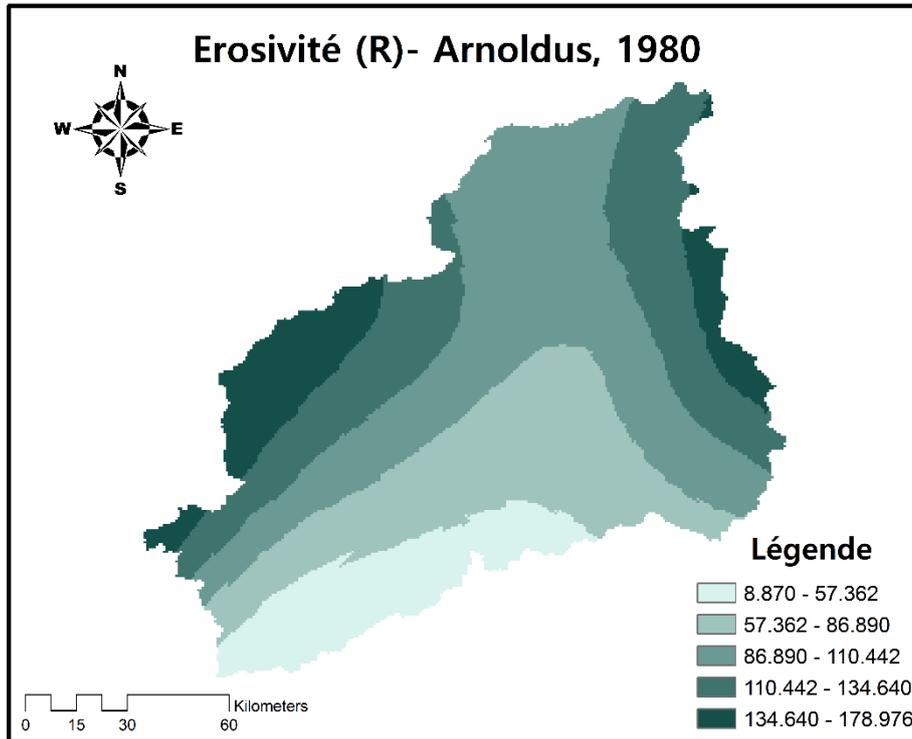


Figure 9 : Erosivite R-Arnoldus.

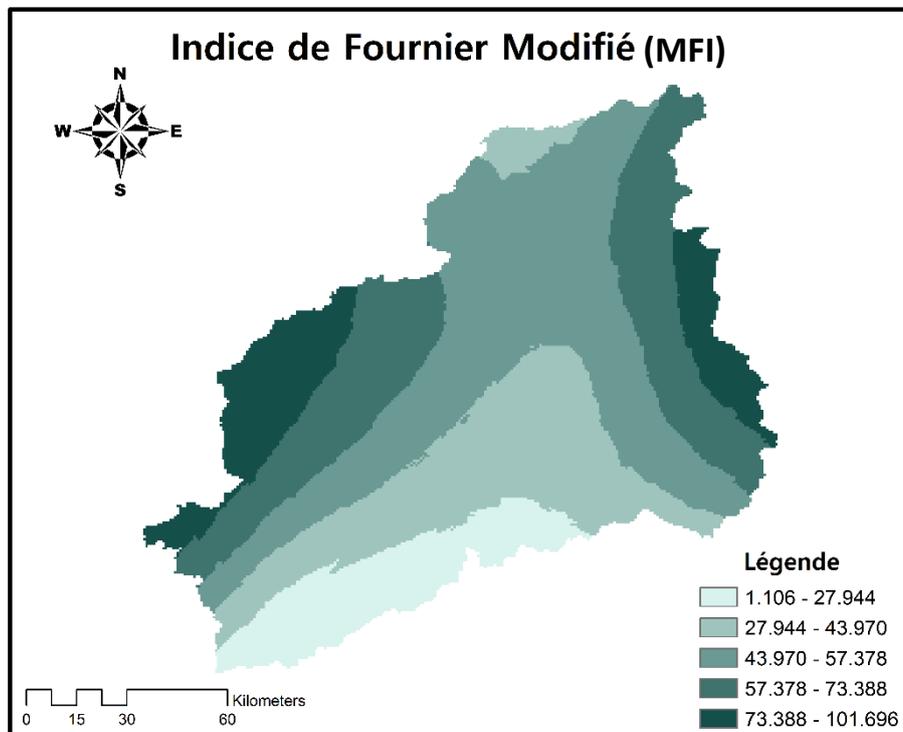


Figure 10 : Erosivite MFI.

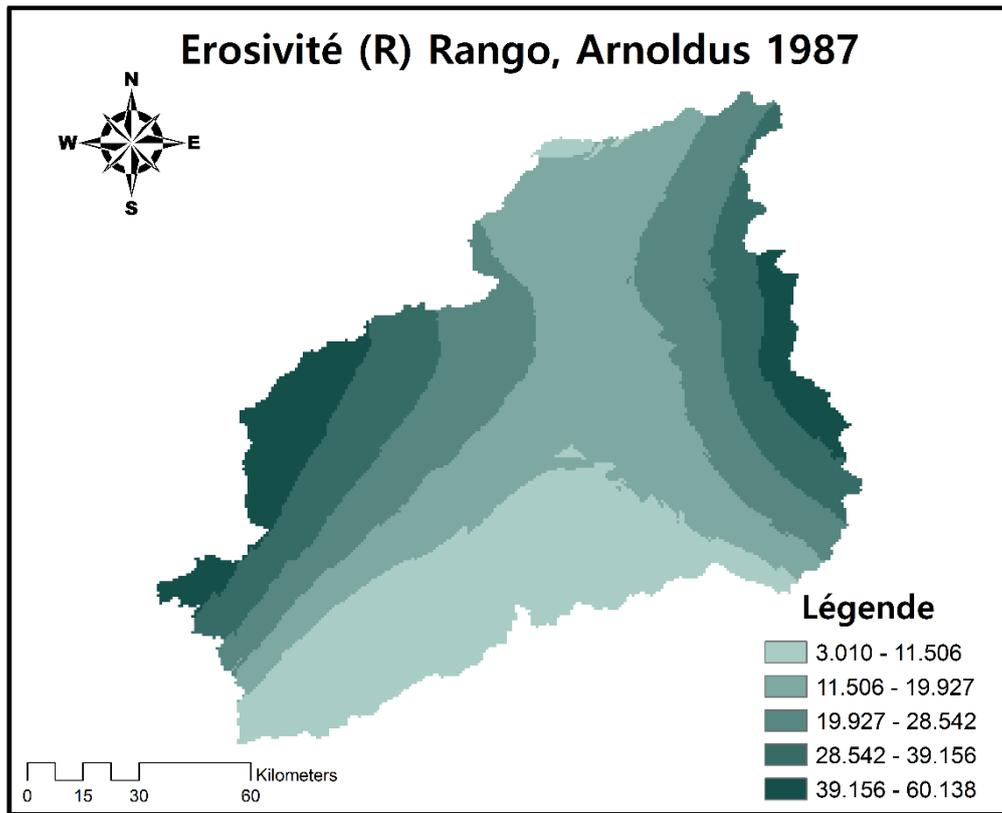


Figure 11 : ErosiviteRango-Arnoldus.

3.5 Conclusion

La comparaison entre les trois indices de l'érosivité des pluies, à savoir Arnoldus, Fournier modifié par Arnoldus et Rango-Arnoldus, a montré une tendance positive avec la quantité de pluie annuelle déversée sur le bassin versant de la Macta. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées au niveau des stations de Ain Fares, de Nesmouth, de Sid Ali Ben Youb et d'Ain Trid, avec des valeurs de pluies de l'ordre de 414 à 480mm, et des valeurs de MFI variant de 19.22 à 126.78. Néanmoins, nos résultats ont montré l'intérêt de la variabilité interannuelle et son influence sur l'érosivité pluviale, le même indice de l'érosivité peut avoir des valeurs différentes pour la même quantité pluviale annuelle, c'est la variabilité interannuelle des pluies qui est à l'origine d'un indice d'érosivité élevé.

Les zones à fortes érosivité pluviométrique au niveau du bassin versant peuvent faire l'objet d'un aménagement spécifique, l'étude suivante peut servir de support de stratégie pour les décisions d'ordre socio-environnementale, ainsi qu'elle peut servir de complément pour toute étude prenant en considération les différents facteurs de l'érosion hydrique.

Chapitre 4

Suivi de la variabilité et de l'érosivité des pluies

4.1 Introduction

Des relations significatives entre les précipitations annuelles et l'indice de Fournier modifié (MFI) ont été enregistrées par plusieurs auteurs (Renard et Freimund, 1994, Kiassari et al., 2012) et entre l'érosion des sols et les précipitations annuelles (García-Ruiz 2010, Nunes et al., 2010, Martínez-Casasnovas et al., 2016, Prats et al., 2013, Ziadat et Taimeh, 2013).

En effet, des coefficients de corrélation très significatifs ($r^2 = 0,83$ et $r^2 = 0,81$) entre MFI et le coefficient d'érosivité pluviométrique (r) de la méthode USLE ont été obtenus à partir de 164 stations aux États-Unis et en Afrique du Sud (Nunes et al. 2016).

L'indice de Fournier MFI modifié est considéré comme le produit des précipitations annuelles et de la concentration mensuelle des précipitations (Apaydin et al., 2006). Ainsi, l'érosivité obtenue par les MFI est plus intense si les valeurs de concentration sont élevées et si les précipitations annuelles sont élevées (De Luis et al., 2010).

Bertoni et Lombardi Neto (1990) ont estimé que la meilleure condition pour obtenir des résultats cohérents de l'érosivité par les précipitations est l'utilisation de séries de données de précipitations annuelles d'au moins 20 ans. C'est avec cet objectif que notre étude couvre une période de 42 ans de 1970 à 2011. L'Algérie a été victime d'une grave sécheresse avec une amplitude et une persistance du déficit pluviométrique à la fin des années 1970 (Bouderbala et al., 2019). La réduction des précipitations a dépassé 36% dans le pays, surtout dans son extrême Ouest (Meddi et al., 2009). Le phénomène d'érosion hydrique favorisant l'instabilité des sols a réduit la capacité de stockage des barrages tels que le barrage de Fergoug dans la région Ouest en aval de notre zone d'étude qui a connue une forte baisse de la capacité de stockage des barrages, actuellement complètement envasé (Bouderbala et al., 2019). Comprendre la variabilité des précipitations est essentiel pour évaluer les risques d'érosion, permettant une meilleure compréhension de la relation érosion-précipitation afin d'adopter des stratégies de gestion durable des terres pour minimiser les pertes de sol.

L'objectif de ce chapitre est l'étude de l'influence des paramètres pluviométriques sur l'érosivité des pluies dans le bassin versant de la Macta (figure 1) basée sur l'acquisition de séries de pluies provenant de différents sites couvrant le sol du bassin versant.

L'étude portera sur les relations entre certaines variables géographiques (telles que la latitude, la longitude et l'altitude), les variables climatiques (indices de précipitations) et l'érosivité. Une analyse statistique multifactorielle nous a permis d'évaluer les tendances significatives entre les différentes variables.

4.2 Matériels et méthodes

4.2.1 L'analyse des données

Les indices pluviométriques (I_p), l'indice de concentration des précipitations moyennes annuelles (PCI), l'indice Fournier modifié (MFI) et l'indice de dégradation des sols (E) ont été estimés pour chaque station pour la période (1970-2011).

4.2.1.1 Indice de précipitations (I_p)

Afin d'évaluer l'évolution des précipitations au fil des ans, la méthode de l'indice des précipitations a été appliquée. Cette méthode a l'avantage de mettre en évidence les périodes excédentaires et déficitaires. Ainsi, pour chacune des stations pluviométriques sélectionnées, un indice interannuel de pluie a été déterminé (Servat et al., 1998 dans Kouassi et al, 2008), selon l'équation suivante :

$$I_p = \frac{X_i - \bar{X}}{S} \quad \text{Equation 6}$$

Où :

X_i : Valeur annuelle des précipitations de l'année i ;

\bar{X} : Valeur moyenne interannuelle des précipitations sur la période étudiée ;

S : Valeur interannuelle de l'écart-type des précipitations sur la période étudiée.

4.2.1.2 Indice annuel de concentration moyenne des précipitations (PCI)

Oliver (1980) a proposé l'indice de concentration des précipitations PCI, qui traite l'uniformité des précipitations. Cet indice utilisé par plusieurs chercheurs dans différentes régions du monde (Apaydin et al., 2006; De Luís et al., 2010; Elagib, 2011) indique une distribution uniforme des précipitations si elle est inférieure à 10. Si elle est comprise entre 11 et 20 indique une précipitation saisonnière. Si PCI est supérieur à 20 cela implique une variabilité climatique mensuelle des précipitations. PCI fournit des informations sur la variabilité totale à long terme de la quantité des précipitations reçues (De Luis et al., 2009). Il est calculé par la formule suivante :

$$PCI_{\text{Annual}} = \frac{\sum_{i=1}^{12} P_i^2}{(\sum_{i=1}^{12} P_i)^2} \times 100 \quad \text{Equation 7}$$

Où :

P_i est la précipitation mensuelle du mois i .

4.2.1.3 Indice Fournier modifié (MFI)

L'indice de Fournier modifié par Arnoldus (1980) est considéré comme le produit total des précipitations annuelles (P_t) et de la concentration mensuelle des précipitations (PCI) (Apaydin et al., 2006).

$$MFI = P_t \times PCI \quad \text{Equation 8}$$

L'érosivité des précipitations basée sur cette relation est plus sévère si les valeurs de la concentration des précipitations sont élevées et si les valeurs des précipitations annuelles totales sont également élevées. Ainsi, la concentration des précipitations peut être considérée comme le facteur important affectant l'érosivité des précipitations (González, 1996 dans Nunes et al., 2016).

Les valeurs des MFI supérieures à 160 sont considérées comme très élevées. Ceux entre 120 et 160 sont hauts. Si MFI varie entre 90 et 120, elle est modérée, elle est considérée comme faible si elle se situe entre 60 et 90, et très faible si elle est inférieure à 60 (CEC, 1992).

4.2.1.4 Indice de dégradation spécifique (E)

Tessier (1974 in Nebie, 1996) propose l'indice de dégradation spécifique basé sur l'indice de Fournier, il permet d'évaluer la quantité de matériaux déchiquetés par l'effet de la pluie et d'apprécier l'agressivité des précipitations (Nebie, 1996).

Avec cet indice, il est possible d'obtenir la quantité en terre déchiquetée en tonnes par km^2 et par an en utilisant la formule suivante:

$$E = 27.12IF - 475.4 \text{ (T/km}^2\text{/an)} \quad \text{Equation 9}$$

Où :

IF est l'indice de Fournier ($IF = \frac{P_2}{P}$), P_2 est la pluie du mois le plus pluvieux en mm et P est la pluviométrie annuelle.

4.2.1.5 Analyse en composantes principales (ACP)

Une analyse statistique multifactorielle a été introduite afin d'estimer les interactions entre les différentes variables et les stations météorologiques.

L'analyse en composantes principales (ACP) permettra de regrouper selon des facteurs identiques les échantillons présentant les mêmes caractéristiques ou une évolution similaire. L'interprétation de l'ACP consiste à déterminer les interactions observées sur les différents facteurs et à évaluer l'effet de chaque variable.

L'ACP a été appliquée sur 42 stations (station météorologique) avec 07 variables (longitude, latitude, altitude, précipitations annuelles moyennes (1970-2011), PCI annuelle, Indice MFI, et la dégradation spécifique.

4.3 Résultats

4.3.1 Indice de pluviométrie (Ip)

La figure 12 montre l'évolution de l'indice moyen des précipitations au niveau du bassin versant de la Macta, nous enregistrons les périodes excédentaires entre 1971-1977 avec une évolution négative, et entre 2006 et 2011 avec une évolution positive. La période 1975-2006 est déficitaire, elle coïncide avec la période de sécheresse.

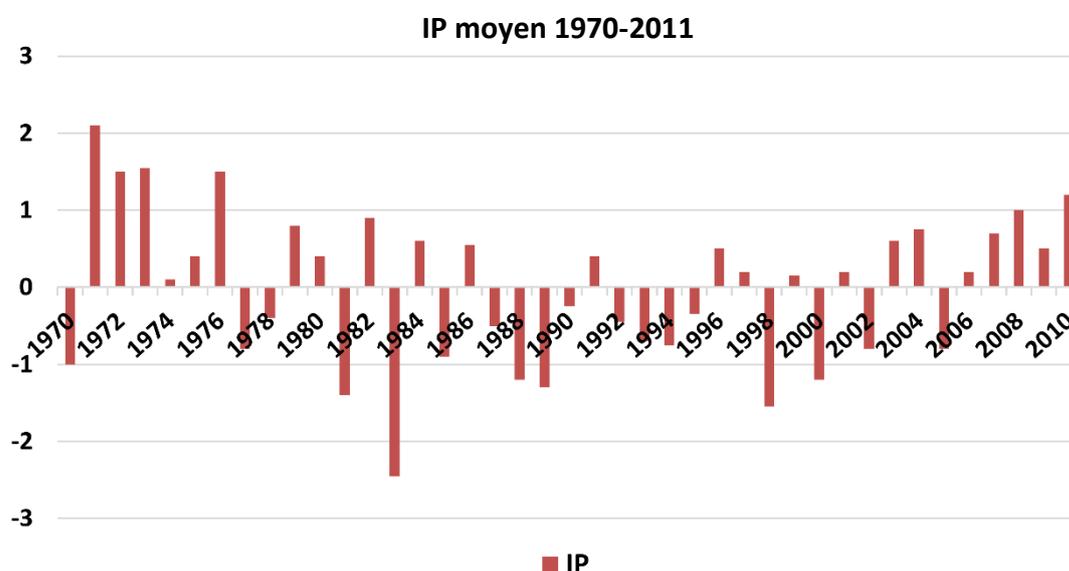


Figure 12 : Indice moyen des précipitations annuelles du bassin hydrographique de la Macta (1970-2011).

4.3.2 Indice annuel de concentration des précipitations moyennes (PCI)

La figure 13 montre la variabilité spatiale de PCI du bassin étudié, allant de 9,22 au Sud du bassin versant à 12,03 au Nord. Les valeurs PCI calculées pour notre zone d'étude sont donc comprises entre 10 et 15 pour 95% des stations présentes dans le bassin versant. Cela signifie des concentrations de précipitations modérées et une saisonnalité dans la répartition des précipitations selon la classification d'Oliver (1980).

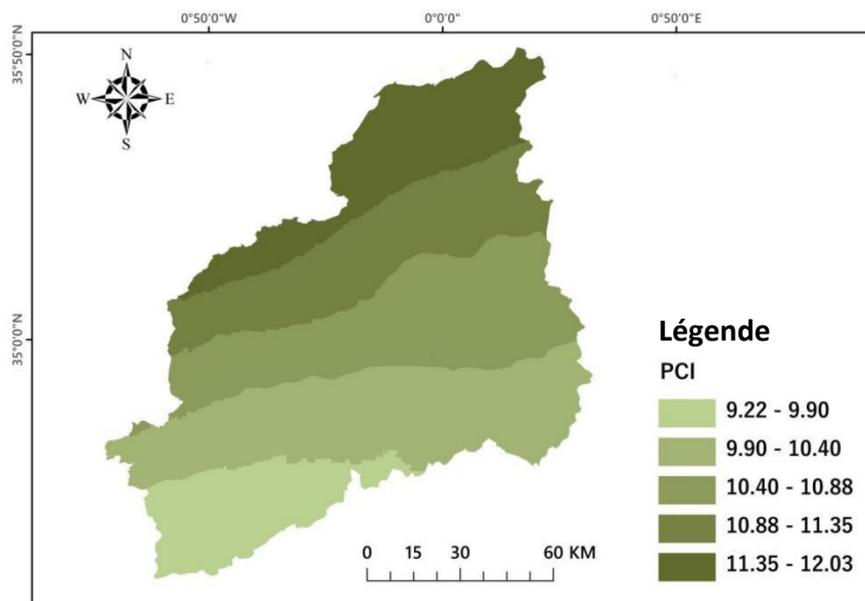


Figure 13 : PCI annuel du bassin versant de la Macta (1970-2011).

4.3.3 Indice Fournier Modifié (MFI)

La figure 14 montre l'évolution de l'indice annuel moyen des MIF des stations du bassin versant de la Macta, calculé sur la base des précipitations moyennes annuelles de la période étudiée pour chaque station.

Selon la sélection faite par la CEC (1992) rapporté par Nunes et al. (2016), qui classe les différentes valeurs de l'indice d'érosivité des précipitations de Fournier-Arnoldus, la zone étudiée est fortement caractérisée par un indice MFI compris entre 15.20 et 55.62mm pour toutes les stations météorologiques étudiées, reflétant un faible taux d'érosion par les précipitations.

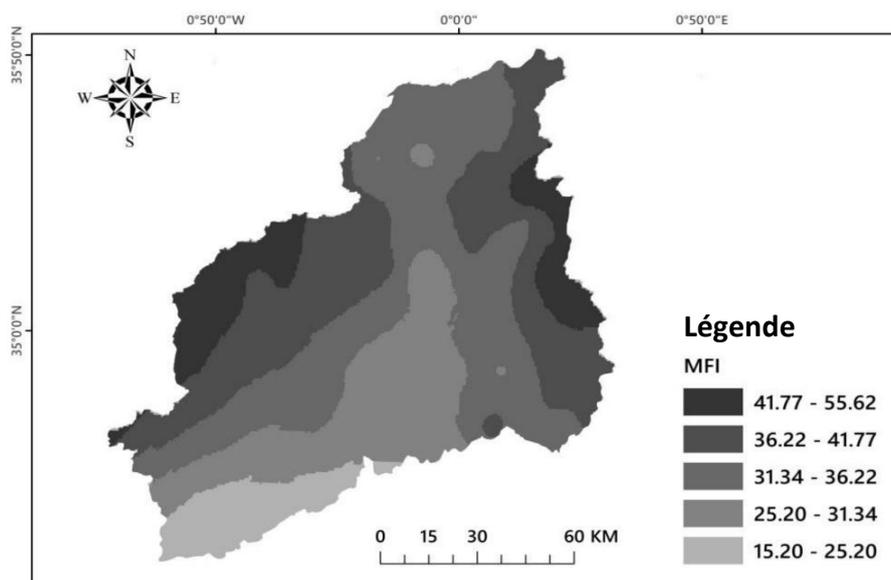


Figure 14 : Indices MFI du bassin hydrographique de la Macta (1970-2011).

4.3.4 Indice de la dégradation spécifique (E)

La figure 15 montre la dégradation spécifique moyenne dans le bassin versant de la Macta de 1970 à 2011. Nous notons que les valeurs de la dégradation spécifiques varient de 62,11 à 487,93 T/km²/an pour l'ensemble du bassin versant. Les valeurs élevées sont enregistrées au niveau des stations Ain Fares et Nesmoth pour une valeur maximale de 487,93 T/km²/an, et à la station Ain Trid. Les valeurs basses sont enregistrées au niveau des stations de Ras El Ma, de Daoud Youb, de SahouetOuizert et des trois rivières. Cela peut s'expliquer par les fortes pentes dans les zones orientales du bassin versant (Ain Fares et Nesmoth) par rapport aux faibles pentes au niveau des stations du Centre, de l'Ouest et du Sud du bassin versant.

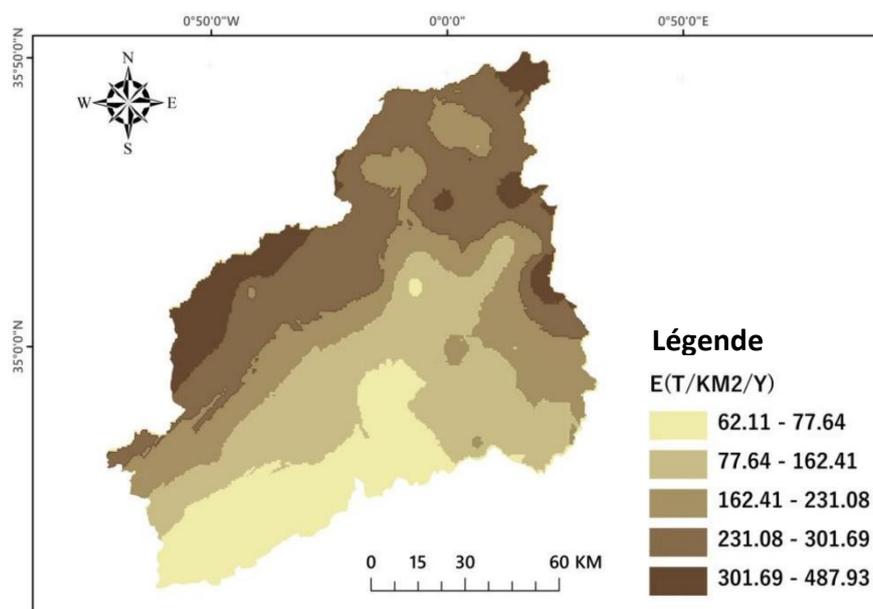


Figure 15 : La dégradation spécifique de la Macta (1970-2011).

4.3.5 Analyse en composantes principales (ACP)

4.3.5.1 Matrice de corrélation de Spearman

L'examen du tableau 8 sur la matrice de corrélation permet de distinguer les corrélations significatives entre les variables étudiées. La dégradation spécifique et les différents indices de l'érosivité sont positivement corrélés avec le PCI.

Tableau 8 : Matrice de corrélation de Spearman entre les variables environnementales

Variables	Longitude	Latitude	Altitude	Précipitations annuelles moyennes mm	PCI	MFI 1970-2011
Longitude	1					
Latitude	0,366	1				
Altitude	-0,107	-0,861	1			
Précipitations annuelles moyennes	0,113	-0,097	0,446	1		
PCI	0,126	0,881	-0,756	0,092	1	
MFI 1970-2011	0,101	0,296	0,047	0,886	0,516	1
La dégradation spécifique T/km ² /an	0,053	0,439	-0,156	0,707	0,662	0,938

4.3.5.2 Etude des valeurs propres

Les valeurs propres représentent la variance des variables sur l'axe correspondant, c'est-à-dire la part de la variation expliquée par chaque axe. Les trois premiers axes ont 96,98% de la variance totale, avec 53,44% pour le premier facteur, 30,80% pour le second et 12,73% pour le troisième.

Le tableau 9 montre les valeurs propres de chaque axe factoriel, la part des variances exprimées par chacun de ces axes et leur cumul.

Tableau 9 : Valeurs propres pour chaque axe

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
Valeurs propres	4,276	2,465	1,019	0,119	0,075	0,043	0,004
Variabilité (%)	53,446	30,808	12,733	1,488	0,939	0,539	0,046
Cumulatif	53,446	84,255	96,988	98,476	99,415	99,954	100,000

4.3.5.3 Coordonnées des variables

Le tableau 10 regroupe les différentes coordonnées des différentes variables sur les différents axes et leurs corrélations. Il permet d'attribuer à chaque axe factoriel les variables les plus représentatives. Le PCI, l'indice de Fournier et la dégradation spécifique sont clairement représentés sur l'axe factoriel F1. L'axe F2 représente l'altitude, la latitude et les précipitations mensuelles moyennes. La longitude est représentée par l'axe F3.

Tableau 10 : Coordonnées des variables

	F1	F2	F3	F4	F5	F6	F7
Longitude	0,196	-0,189	0,959	-0,070	0,004	-0,037	0,002
Latitude	0,654	-0,723	0,119	0,102	-0,007	0,158	-0,004
Altitude	-0,360	0,900	0,139	-0,055	0,166	0,099	-0,001
Précipitation annuelle moyenne mm	0,618	0,741	0,152	0,206	-0,039	-0,029	-0,032
PCI	0,812	-0,523	-0,140	0,022	0,206	-0,073	-0,009
MFI 1970-2011	0,902	0,418	0,010	0,092	0,002	-0,013	0,049
La dégradation spécifique T/km ² /an	0,955	0,221	-0,107	-0,157	-0,042	0,015	-0,008

4.3.5.4 Cercles de corrélation

L'analyse des cercles de corrélation permet d'identifier certaines relations entre les variables étudiées:

- Dans l'axe F1: on note un groupement de variables fortement liées comme le montrent les figures 16 et 28, PCI et l'indice de dégradation du sol, tous représentant des coefficients de corrélation positifs, cet axe factoriel peut être défini comme axe de la dégradation du sol;
- L'axe F2: l'altitude et la moyenne annuelle des précipitations expriment des coefficients de corrélation positifs inversement à la latitude; cet axe représente les précipitations en relation avec les variables géographiques comme le montre la figure 16;
- L'axe F3: permet de distinguer la variable de la longitude, il n'a aucune influence sur les paramètres de la dégradation de la terre comme le montre la figure 17.

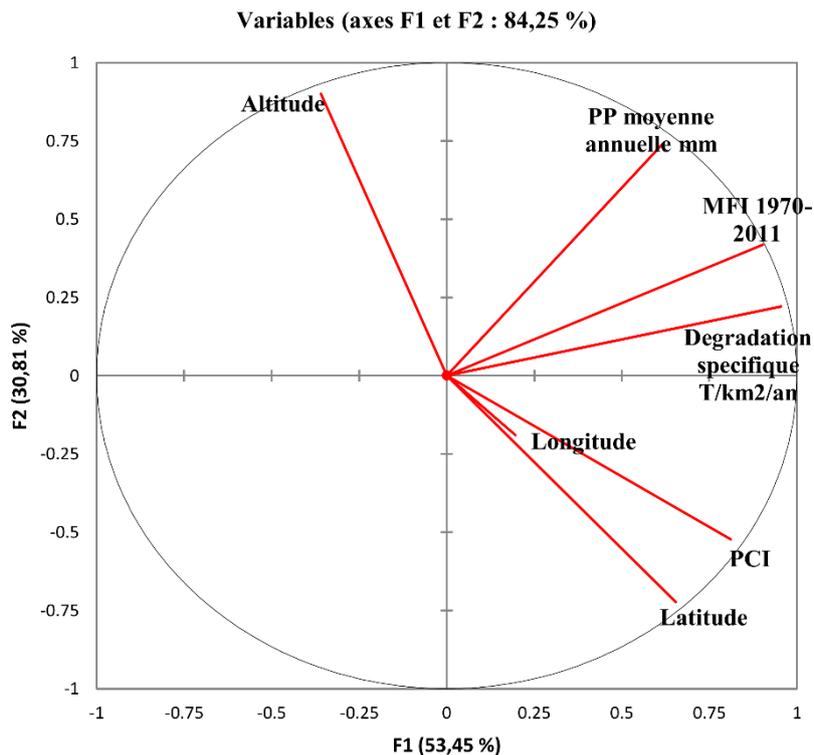


Figure 16 : Cercle de corrélation selon les plans F1 et F2.

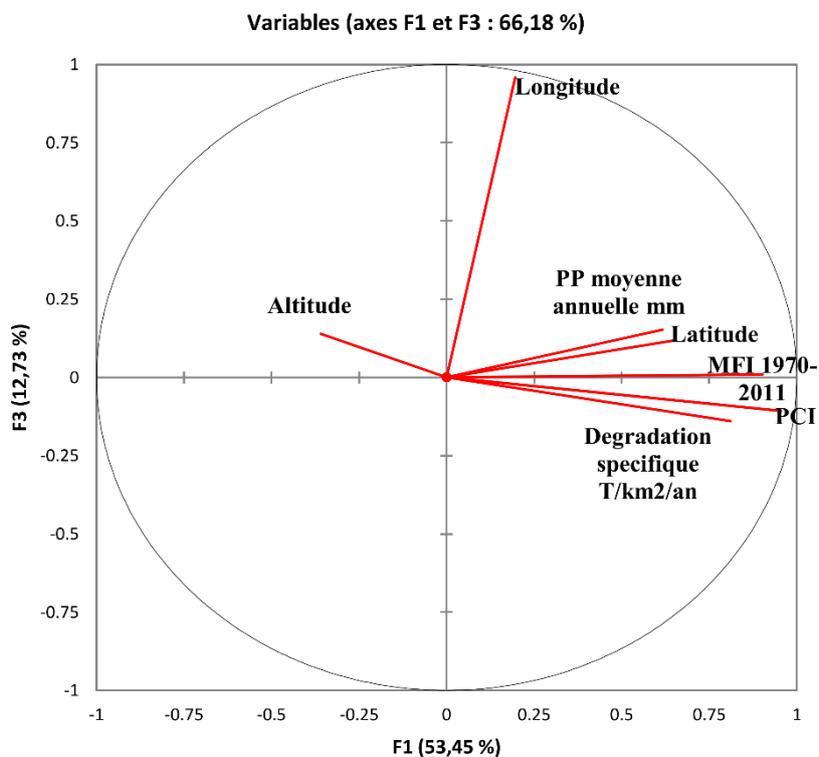


Figure 17 : Cercle de corrélation selon les plans F1 et F3.

4.4 Discussion et conclusion

Les précipitations annuelles dans le bassin versant de la Macta sont caractérisées par des irrégularités inter et intra-annuelles, comme nous l'avons démontré avec les indices PCI et Ip. L'analyse des précipitations révèle une tendance à la baisse des quantités de pluie pour la majorité des stations étudiées, ceci pour la période d'octobre à mai, tandis que la période de juin à septembre a connue une augmentation caractéristique dans les régions semi-arides. De tels changements peuvent avoir des conséquences néfastes, selon Nunes (2016), la diminution des précipitations entraînera des changements dans l'écosystème, le ruissellement, la recharge des eaux souterraines, l'approvisionnement en eau agricole, les calendriers culturels et la fragilité des sols. Cette baisse des précipitations est confirmée par plusieurs auteurs qui ont travaillé sur le bassin méditerranéen (De Luis et al., 2009, Gonzalez-Hidalgo et al., 2010, Paredes et al., 2006, Philandras et al., 2011).

Concernant l'indice de précipitation (PCI), les valeurs obtenues sur l'ensemble du bassin restent faibles (10 à 15), mais les stations de la partie Nord du bassin proches de la mer (Méditerranée) représentent des valeurs caractérisant une tendance aux précipitations irrégulières. Cette tendance est en accord avec les résultats de De Luis et al. (2010) dans le Sud de l'Espagne.

Plusieurs études ont montré l'importance des quantités et des intensités des précipitations dans l'accélération des phénomènes d'érosion et dans le contrôle des écoulements de sédiments. La région méditerranéenne peut recevoir des intensités de précipitations élevées entraînant des taux d'érosion significatifs (Ziadat et al., 2013, Cerdà, 1997, Cerdà et al., 2010). Cependant, la variabilité des précipitations n'est pas le seul facteur qui explique la dégradation des sols dans les régions semi-arides. En effet, cette étude n'a permis de caractériser que les principales manifestations de la variabilité des précipitations moyennes dans le bassin versant de la Macta en Algérie et de son influence sur l'érodabilité des sols.

Cette variabilité mensuelle varie entre 45mm (novembre) et 1mm (juillet), les moyennes annuelles sont de l'ordre de 329mm. Les pertes de sol varient de 62,11 à 487,93 T/km²/an, ce qui explique un taux d'envasement élevé pour les ouvrages hydrauliques comme le Barrage de Fergoug avec un taux d'envasement de 99%. Cependant, les valeurs de l'indice d'érosivité des précipitations de Fournier-Arnoldus sont faibles (15 à 60mm).

Nous avons également étudié huit variables pour l'analyse normalisée des composantes principales pour 42 stations (stations). Ces variables concernent les paramètres pluviométriques (précipitations annuelles moyennes, PCI), les paramètres géographiques (altitude, latitude et longitude) et les indices d'érosivité (MFI, dégradation spécifique). Néanmoins, les caractéristiques géographiques, l'altitude et la latitude sont les variables les plus importantes

régissant la répartition spatiale et la variation des précipitations annuelles et intra-annuelles, ce qui est en parfait accord avec la distribution des précipitations dans le bassin.

L'analyse en composantes principales a permis de mettre en évidence l'impact des indices de Fournier et de la concentration annuelle des précipitations sur la dégradation spécifique. Cela montre que les pertes de sol du bassin versant de la Macta sont fortement influencées par les précipitations moyennes annuelles.

Les résultats obtenus dans cette étude sont très intéressants et concluants, ils peuvent être très utiles pour une meilleure compréhension de la combinaison de paramètres influençant la dégradation des sols afin de mieux planifier les systèmes de protection des sols et des eaux de la région par les gestionnaires de terrain.

Chapitre 5

Estimation et suivi de la perte des sols par la méthode USLE

5.1 Introduction

Il a été démontré que le modèle USLE combiné au SIG et à la télédétection peut présenter une bonne prédiction des pertes de sol (Pradhan et al., 2012). Actuellement, l'utilisation de systèmes d'information géographique (SIG) associés aux technologies de télédétection fournit une bonne estimation de la couverture à petite échelle de l'érosion (Cox et Madramootoo 1998, Erdogan et al., 2007, Fernandez et al., 2003, Lewis et al. 2005).

Le modèle USLE est utilisé ici pour étudier le processus d'érosion hydrique dans le sous bassin versant Fergoug qui fait partie intégrante du bassin versant de Oued El Hammam situé dans l'Ouest algérien. C'est une région montagneuse soumise à de sévères périodes de sécheresse suivie de fortes pluies et qui présente naturellement une vulnérabilité majeure à l'érosion hydrique (Dabral et al 2008, Sharma 2010, Gliz et al., 2015). Les ensembles de données satellites Landsat 8 recueillis pendant les périodes sèches et humides ont été utilisés dans notre modélisation USLE. L'évolution des facteurs variables tels que les pratiques agricoles et la couverture végétale (Vrieling, 2006) pourrait également être évaluée afin d'identifier les zones où des politiques de protection pourraient être requises.

L'objectif de ce chapitre est l'évaluation du taux annuel d'érosion du sous bassin de Fergoug afin de construire une base de référence pour l'évaluation du taux d'érosion dans les bassins versants situés dans cette partie occidentale de l'Algérie. Les facteurs utilisés dans cette étude sont les variables classiques de l'équation USLE (érosivité de la pluviométrie mensuelle, érodibilité du sol, pente et couverture végétale).

L'ensemble de données d'imageries satellitaires utilisé dans cette étude a été collecté sur deux années différentes, 2000 et 2015. L'année 2000 est considérée comme une référence pour une année sèche avec une pluviométrie annuelle moyenne de 200 mm, tandis que la seconde est considérée comme une référence d'année humide avec un niveau de pluie de 500 mm. Deux mois ont été choisis pour ces deux années afin d'être représentatifs des niveaux de végétation élevés et bas.

5.2 Matériels et méthodes

5.2.1 Description du bassin versant de Fergoug

Il couvre une superficie de 170 km². La zone d'étude est soumise à un climat méditerranéen semi-aride, marqué par des contrastes saisonniers où la majeure partie de la pluie tombe pendant quelques jours pendant la saison des pluies (Bouchetata et al., 2006). Les précipitations annuelles moyennes sont d'environ 260mm, pour une saison des pluies annuelle typique qui

de plus de 8 mois, de septembre à avril (Gliz et al., 2015). Cette région peut également connaître de forts événements d'érosion hydrique. Les conséquences de ces phénomènes naturels sont préjudiciables : par exemple, l'envasement du barrage d'Oued Fergoug ou la perte de fertilité des terres arables. L'identification des zones affectées, la connaissance des conditions climatiques et des conditions hydriques font partie des étapes préliminaires avant d'envisager un plan de gestion anti-érosion approprié. Le processus érosif dans la zone étudiée résulte de la contribution couplée de ces différents facteurs (Bouchetata et al., 2006).

La situation géographique et l'utilisation des terres du sous bassin versant de Fergoug sont présentées par les figures 18 et 19.

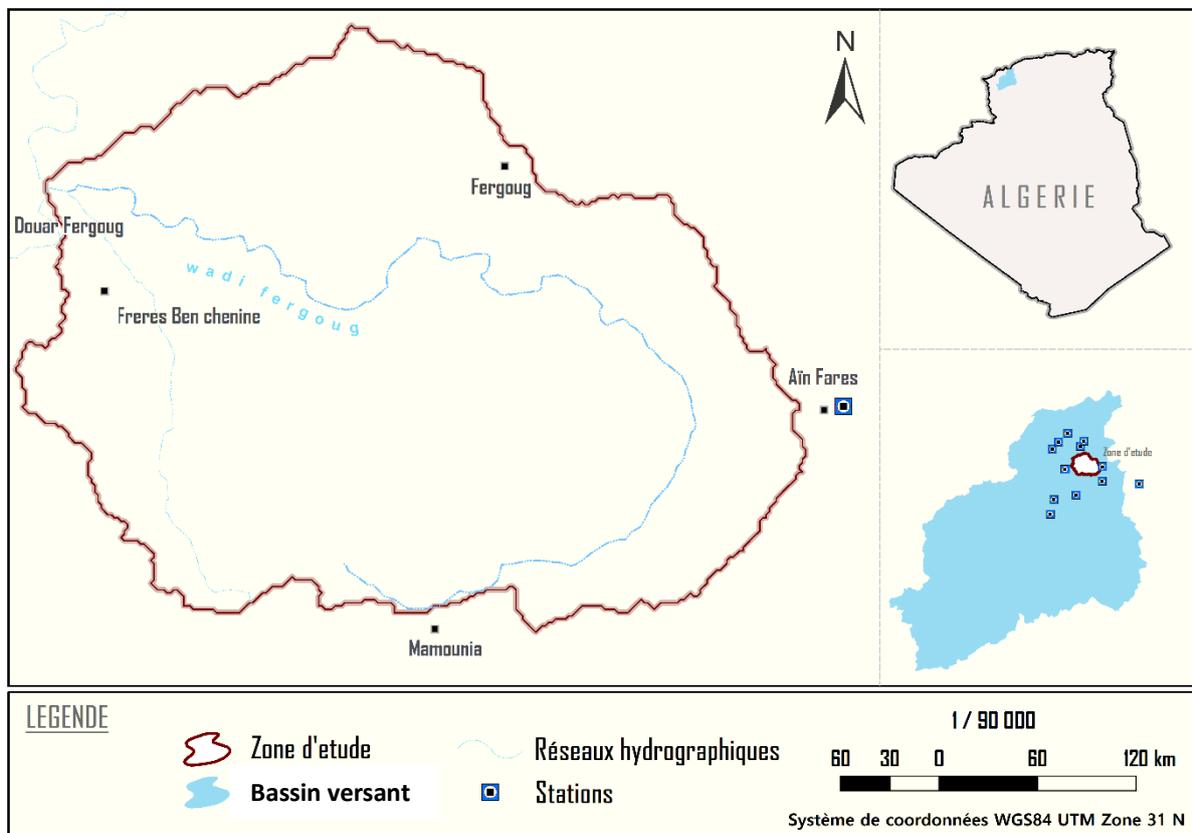


Figure 18 : Carte de localisation géographique du sous bassin versant de Fergoug.

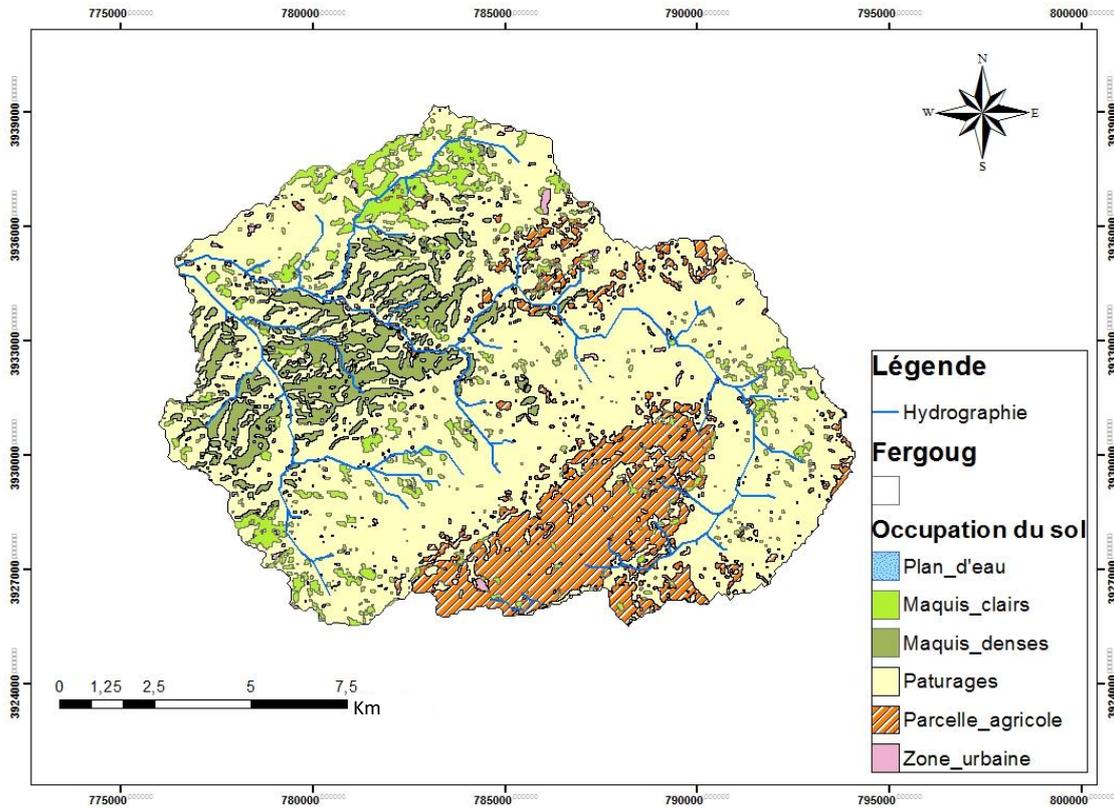


Figure 19 : Carte d'occupation des sols de la zone de sous Fergoug.

5.2.2 Méthode d'estimation des pertes de sol

Afin de mettre en place un suivi temporel de l'érosion à l'échelle du bassin versant, nous avons utilisé quatre images satellitaire Landsat, deux images prises en mai et novembre 2000, cette année est considérée comme une année sèche avec une pluviométrie de 200mm et deux images prises en mai et novembre 2015, qui est considérée comme une année pluvieuse avec 500mm de précipitations. Le choix des mois de mai et de novembre peut être justifié par le fait qu'ils se caractérisent par une végétation bien établie pour le premier et une végétation minimale pour le second.

Une fois les images sélectionnées, l'application de la méthode USLE nécessite cinq facteurs :

- L'érosivité des précipitations ;
- L'érodibilité des sols ;
- La longueur et le degré de la pente ;
- L'état de la couverture végétale ;
- La pratique de soutien anti-érosive.

Puisque ces facteurs varient spatiotemporellement, l'utilisation d'outils SIG est obligatoire pour fournir une analyse quantitative fine de chaque facteur par unité d'image (pixel). Par conséquent, l'érosion sera estimée sur chaque pixel de 30m × 30m à l'aide de l'équation :

$$A = R \times K \times LS \times C \times P \quad \text{Equation 10}$$

Où :

- A: Perte de sol moyenne spatiale pour la période d'érosivité R, habituellement pendant un an. Exprimé en t/ha/an ;
- R: facteur d'érosivité pluviométrique (MJ mm ha⁻¹ h⁻¹ an⁻¹) ;
- K: facteur d'érodibilité (t ha h ha⁻¹ MJ⁻¹ mm⁻¹) ;
- LS: facteur de pente, sans unité ;
- C: facteur de couverture végétale, sans unité ;
- Pr: facteur de pratiques anti-érosives, sans unité.

Ce processus analytique est détaillé dans cet organigramme (figure 20)

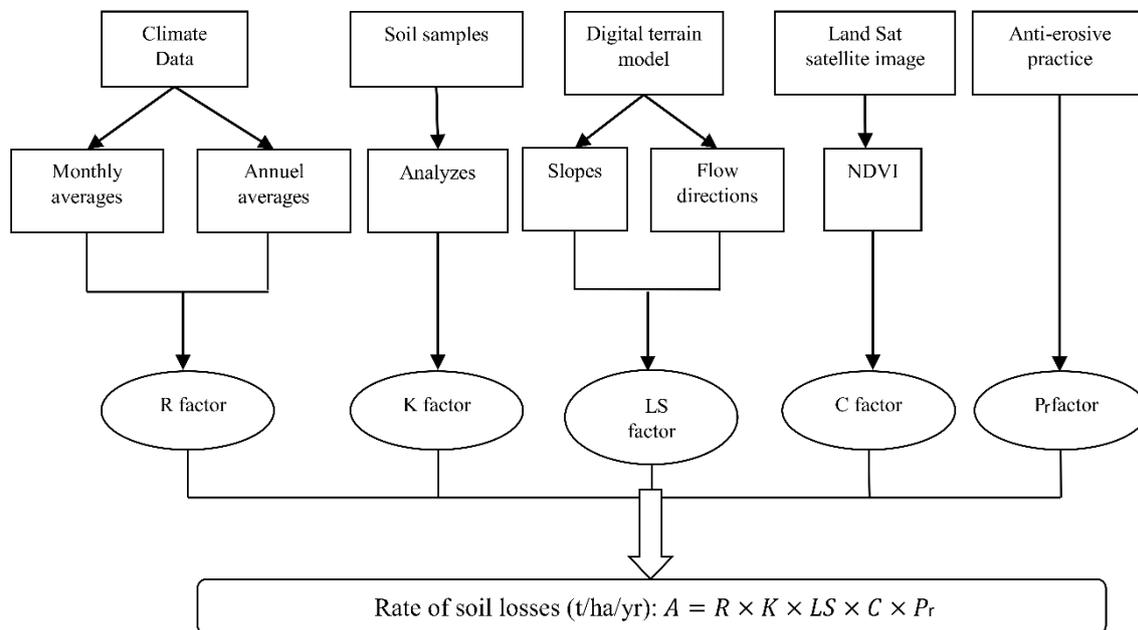


Figure 20 : Schéma du Modèle USLE utilisé dans cette étude.

5.2.3 Estimation des facteurs utilisés dans le modèle USLE

5.2.3.1 Facteur de l'érosivité « R »

L'érosivité de la pluie est définie comme sa capacité potentielle à provoquer l'érosion, elle est définie comme le produit (EI30) de l'énergie totale de pluie (E) et l'intensité maximale pendant 30 min (I30) (Wischmeier et Smith 1978). Cependant, l'absence de ce type de données dans plusieurs régions du monde, en particulier dans le sous bassin de Fergoug, a conduit plusieurs auteurs à reformuler ce facteur en utilisant d'autres méthodes impliquant des niveaux de précipitations mensuelles et annuelles (Renard et Freimund, 1994; dans Prasannakumar et al., 2012) :

$$R \text{ (Renard and Freimund)} = 0.6120 \times \text{MFI}^{1.56} \quad \text{Equation 11}$$

$$R \text{ (Arnoldus)} = \sum_1^{12} 1.75 \times 10^{(1.5 \log(\frac{P_i^2}{P}) - 0.08188)} \quad \text{Equation 12}$$

Où :

- MFI: Indice de Fournier modifié;
- P: précipitations annuelles;
- Pi: Précipitation mensuelle du mois i.

Douze stations pluviométriques ont été utilisées pour calculer ces deux facteurs d'érosivité pluviométrique à partir des données mensuelles sur une période de quarante et un ans (1970-2011) (Tableau 11). Pour chaque station, nous avons calculé les facteurs d'érosivité, et nous avons pris les moyennes avec de faibles coefficients de variation. Une interpolation de krigeage linéaire a été appliquée sur l'ensemble des données des stations pour spatialiser l'information sur l'érosivité des pluies du sous bassin hydrographique de Fergoug.

Le choix de la méthode d'interpolation dépend de l'indice d'ajustement du semi-variogramme qui explique la variation spatiale du facteur d'érosivité.

Le bassin versant a été divisé en une grille carrée d'environ 2000m sur 2000m. En août 2016, des échantillons de terre arable ont été collectés près du centre de chaque grille sur 46 points sélectionnés en s'inspirant des travaux de (Buttafuoco et al., 2012). La difficulté d'accès sur ce terrain montagneux a empêché la collecte d'un plus grand nombre d'échantillons. Chaque échantillon contenait environ 500 grammes de sol recueilli jusqu'à une profondeur maximale de 15 cm. Le pourcentage d'argile, de limon, et de sable fin ont été mesurés (Gee et Or, 2002),

ainsi que la matière organique du sol en utilisant la méthode de De Vos et al. (2007). Ces analyses ont été menées en septembre 2016.

Tableau 11 : Caractéristiques des stations pluviométriques du sous bassin de Fergoug

	Longitude	Latitude	Altitude	Av. Ann. Rain (mm)	MFI %	R Renard et Freimund, 1994	R Arnoldus, 1980 (Prasannakumar et al., 2012)	Moyenne R	CV
Cheurfas	-0.25	35.40	230	331.87	37.63	175.65	122.93	149.29	0.18
Tizi	0.08	35.32	453	363.53	39.92	192.55	123.00	157.77	0.22
Ain Fares	0.25	35.48	806	432.17	48.19	258.30	160.19	209.25	0.23
Mascara	0.15	35.39	607	346.76	38.00	178.36	125.12	151.74	0.18
Bouhanifia	-0.07	35.29	306	289.61	31.10	130.48	92.49	111.49	0.17
Hacine	0.00	35.46	145	328.52	37.25	172.90	126.95	149.92	0.15
Mohamadiah	0.10	35.59	50	318.83	37.02	171.18	119.82	145.50	0.18
Bou Henni	-0.09	35.57	26	256.70	29.21	118.31	88.74	103.53	0.14
Samouria	0.12	35.62	48	283.36	32.22	137.84	114.37	126.11	0.09
MoctaDouz	-0.05	35.61	18	288.22	33.46	146.24	104.70	125.47	0.17
Ferme B	0.01	35.66	20	307.77	34.13	150.83	132.86	141.84	0.06
Trois Riv	-0.09	35.21	315	227.99	25.92	98.18	74.00	86.09	0.14

5.2.3.2 Facteur de l'érodibilité « K »

L'érodibilité du sol (K) dépend de la matière organique, de la texture du sol, de la perméabilité et de la structure du profil. Elle va de 0,70 pour les sols les plus fragiles à 0,01 pour les sols les plus stables (El Garouani et al., 2008). Nous avons évalué K en utilisant la formule établie par Wischmeier et Smith (1978) et Renard et al. (1994, 1997b) :

$$100K = 10^{-4} \times 2.71 \times M^{1.14}(12 - a) + 4.2 (b - 2) + 3.23 (c - 3) \quad \text{Equation 13}$$

Où :

- K : facteur d'érodibilité du sol (t/ha/h/ha/MJ/mm) ;
- M:texture de la couche de sol sur les premiers 15cm de profondeur = $[(100 - A_c) \times (L + Armf)]$ avec, A_c est le % d'argile (<0.002 mm), L % de limon (0.002–0.05 mm) et $Armf$ % de sable fin (0.05–0.1 mm) ;
- a : le % de matière organique ;
- b : code de structure du sol ;

- c : code de perméabilité du sol (c = 1, très rapide; c = 2, modérée à rapide; c = 3, modérée ; c = 4, lente à modérée ; C = 5, lente ; C=6, très lente).

L'indice d'érodibilité K a été calculé pour chaque point de sol échantillonné, afin d'avoir une estimation de sa distribution spatiale. Une méthode de krigeage a également été utilisée ici et le modèle adopté est le sphérique, qui fournit la meilleure estimation de l'indice d'ajustement.

5.2.3.3 Facteur topographique « LS »

Plus la pente est longue, plus le ruissellement érodera le sol (Issa et al., 2016). Le phénomène d'érosion peut être déclenché par une simple chute de pluie, même en pente douce (2%) (Fournier 1967). Cependant, toutes les études subséquentes montrent qu'il existe une forte relation entre les caractéristiques de la pente et l'intensité du ruissellement, et donc sa capacité à détacher et à transporter les particules du sol (Issa et al., 2016).

Le modèle de terrain numérique à résolution de 28m a été utilisé pour évaluer les critères de pente, à savoir son degré d'inclinaison et sa longueur à l'aide d'un logiciel SIG. La méthode utilisée prend en compte les directions d'écoulement de l'eau et les classes de pentes, et elle est exprimée par la relation suivante (Mitasova et al., 2001) :

$$LS = \left[\frac{(\text{Flow.Acc} \times \text{Resolution})}{0.0896} \right]^{0.4} \times \left[\frac{(\sin(\text{slope}))}{0.0896} \right]^{1.4} \times 1,4 \quad \text{Equation 14}$$

5.2.3.4 Facteur de couverture végétale « C »

Le facteur de végétation représente l'effet de la perturbation du sol, de l'activité végétale, de la séquence des cultures et de la productivité du couvert végétal (Prasannakumar et al., 2012). Il est défini comme le rapport entre la perte de sol dans la culture et la perte correspondante de sols en jachère, il a une variabilité spatio-temporelle (Wischmeier et Smith 1978, Sharma et al., 2011).

Des images satellitaires Landsat8 à résolution de 30m ont été utilisées pour évaluer le facteur de végétation à partir des indices normalisés «NDVI» (NormalizedDifferenceVegetation Index). Ce dernier correspond à la vigueur végétative. Le rapport entre l'indice C et NDVI est donné par la formule suivante (Zhou et al., 2008, Van Der Knijff et al., 2000) :

$$C = \exp \left[-2 \frac{\text{NDVI}}{(1-\text{NDVI})} \right] \quad \text{Equation 15}$$

5.2.3.5 Facteur de pratiques anti-érosives « Pr »

Le facteur Pr décrit les actions environnementales pour conserver les ressources du sol et contribuer à la réduction de l'érosion hydrique. Il varie de 0 à 1, selon les pratiques adoptées. Cependant, dans notre site d'étude, les pratiques anti-érosives sont pratiquement absentes, réduisant ce facteur à la valeur unitaire.

5.2.3.6 Carte du risque d'érosion

La multiplication des cinq paramètres selon l'équation USLE sous SIG permet d'obtenir la carte des pertes de sol à l'échelle annuelle ainsi que le potentiel d'érosion en t/ha/an. Rappelons que ces cinq paramètres sont l'érosivité de la pluie (R) à partir des données pluviométriques mensuelles, l'érodibilité des sols (K) à partir des analyses granulométriques, le facteur topographique (LS), le facteur de couverture végétale (C) de quatre périodes différentes, le facteur de pratiques anti-érosives (Pr) considéré comme unitaire. Nous avons élaboré quatre cartes thématiques des pertes de sol sur les différentes périodes, et identifié les zones les plus sensibles à l'érosion.

5.3 Résultats et discussion « Cartographie des facteurs USLE »

5.3.1 Facteur de l'érosivité de la pluie « R »

La carte d'érosivité pluviométrique basée sur des données mensuelles sur une période de quarante et un ans (figure 21) montre un déclin horizontal clair d'Est en Ouest. Les valeurs de R varient de 146,73 à 212,32. Cette variation est principalement due à la variation d'altitude, qui se situe entre 900m dans la partie Orientale et 96m dans la partie Ouest.

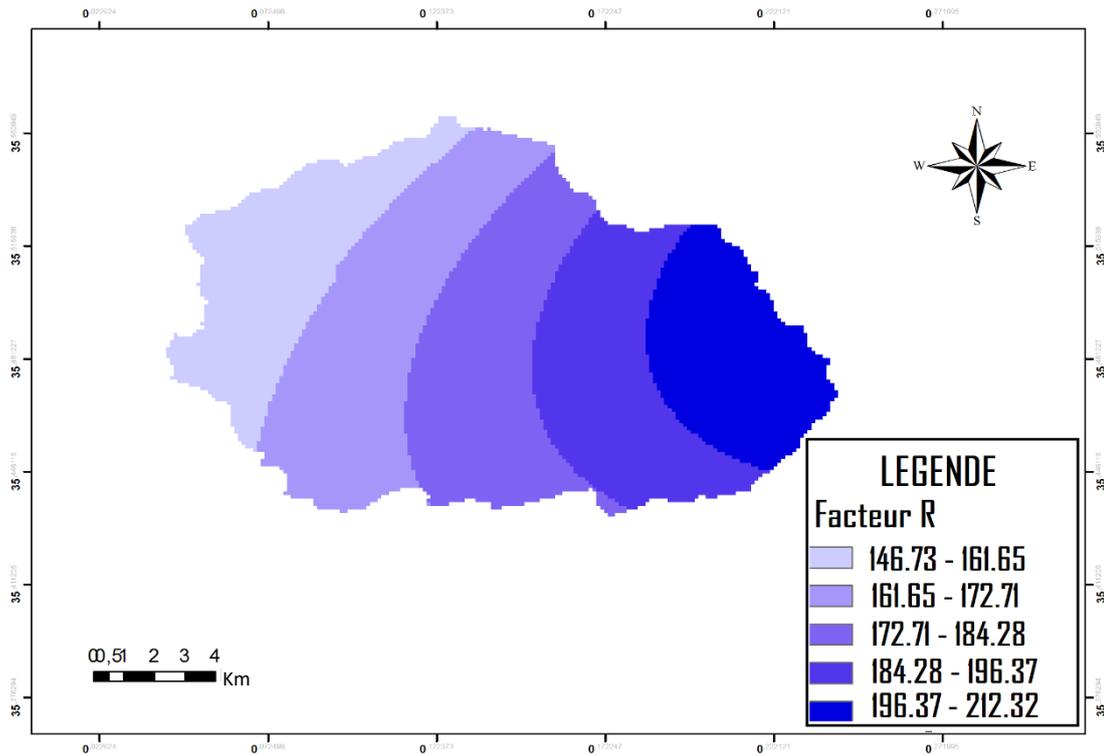


Figure 21 : Carte du facteur de l'érosivité des pluies « R ».

5.3.2 Facteur d'érodibilité du sol « K »

La distribution spatiale de l'érodibilité établie par une interpolation de krigeage montre les différentes classes du facteur K. Il varie de 0,08 à 0,38. Trois classes peuvent être établies.

La première classe à faible érosion de 0,08 à 0,21 pour environ 30% de la superficie totale du bassin, elle correspond à une lithologie du sol dominée par les marnes et les argiles torrentielles. La deuxième classe avec K entre 0,21 et 0,30 représente la majeure partie du bassin versant, environ 40% de la surface qui se caractérise par une lithologie intermédiaire entre les marnes sableuses, les grès jaunes du Miocène et les calcaires blancs. La troisième classe indique une forte érodibilité du sol avec des valeurs K entre 0,30 et 0,38 et représente une superficie d'environ 20% du bassin versant. Cette classe est représentative du grès jaune du Miocène (figure 22).

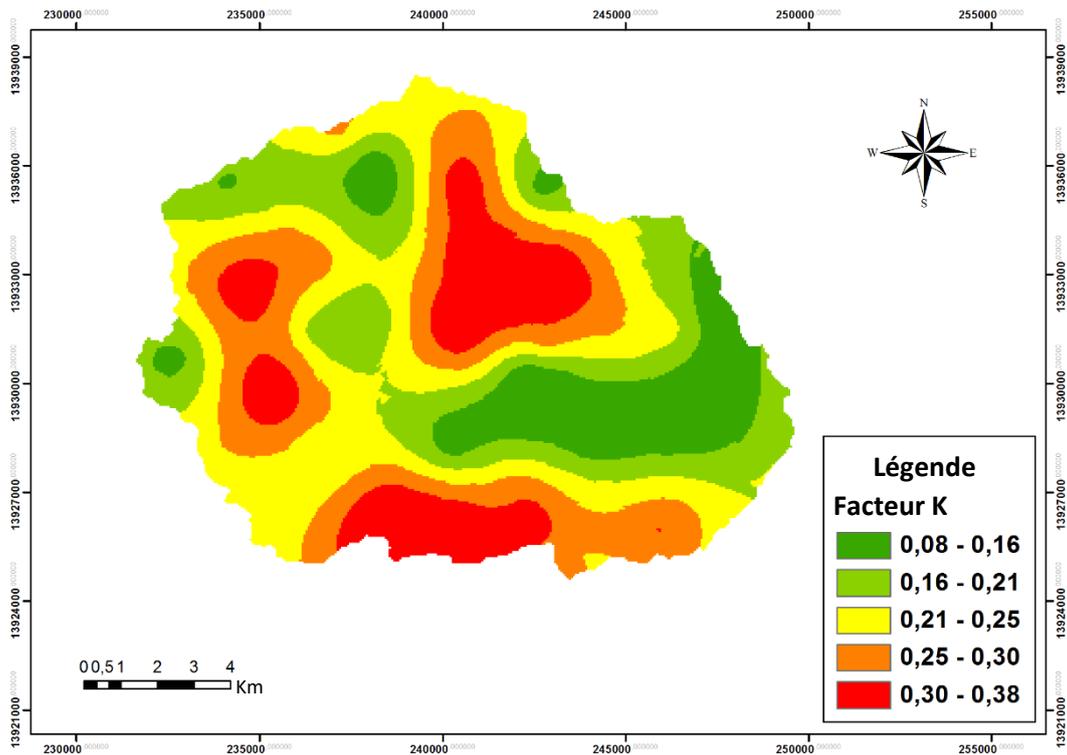


Figure 22 : Carte du facteur de l'érodibilité« K ».

5.3.3 Facteur de la pente « LS »

Le facteur topographique de la pente «LS» se situe entre la valeur 0,02 pour les plaines du Sud et la partie Nord-Ouest du bassin versant. Le centre du bassin versant se caractérise par une irrégularité des pentes reflétant le facteur topographique du bassin versant variant de 2,77 à 14,29 pour les sommets des crêtes et les ravins du bassin versant. La plus grande partie du bassin représente des reliefs relativement inclinés pour une surface couvrant presque tout le bassin (figure 23).

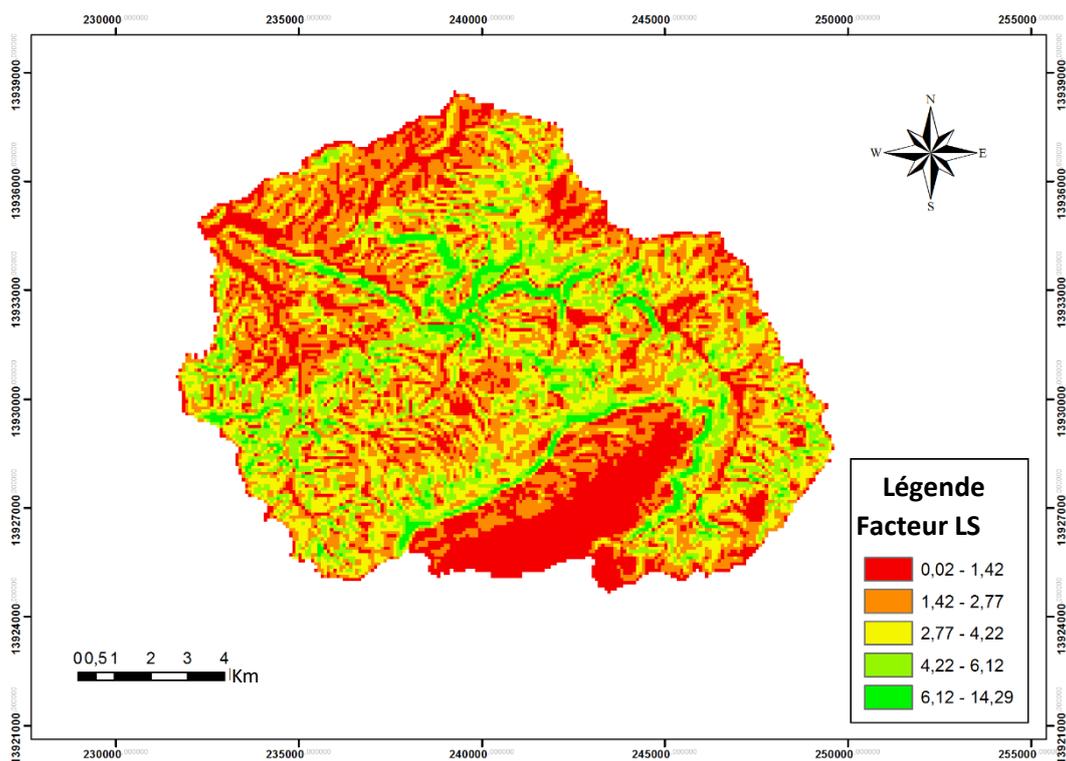


Figure 23 : Carte du facteur de la pente « LS ».

5.3.4 Facteur de la végétation « C »

Les cartes de la couverture végétale (figure 24) représentent différents clichés à quatre dates différentes, les mois de mai et novembre de l'année 2000 considérée comme étant sèche (figure 24a) et (figure 24b), et les mois de mai et novembre de l'année 2015 considérée comme étant humide (figure 24c) et (figure 24d).

On note un faible contraste de la végétation dans la partie Sud du bassin (plaine) de la carte de mai 2015. Ce contraste progresse légèrement au cours de la période de novembre au niveau de la plaine, alors qu'il se dégrade légèrement au centre du bassin versant. Cette variation de la couverture végétale peut s'expliquer par des pratiques culturales basées principalement sur les céréales qui nécessitent une grande surface plus ou moins plate. Les cartes du facteur C pour l'année 2000 montrent clairement la végétation basse due aux faibles précipitations (figure 24a) et (figure 24b).

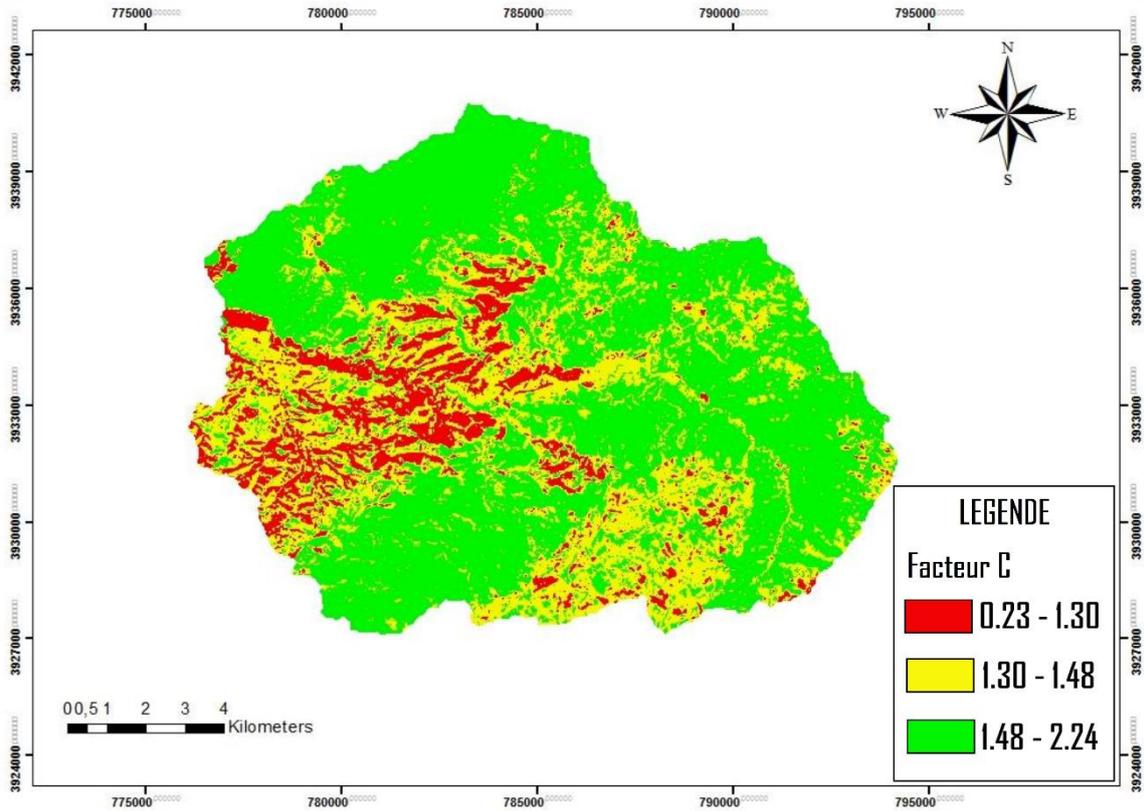


Figure 24a : Facteur de la couverture végétale du sous bassin de Fergoug (mai 2000).

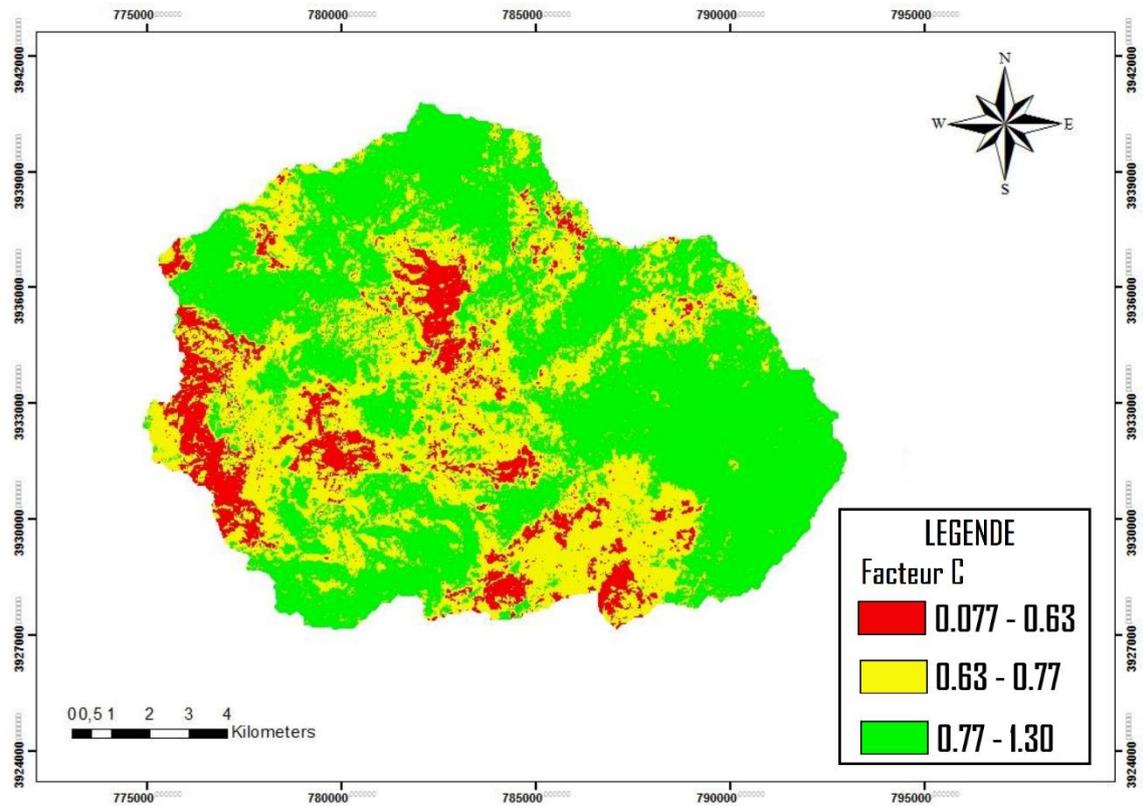


Figure 24b : Facteur de la couverture végétale du sous bassin de Fergoug (novembre 2000).

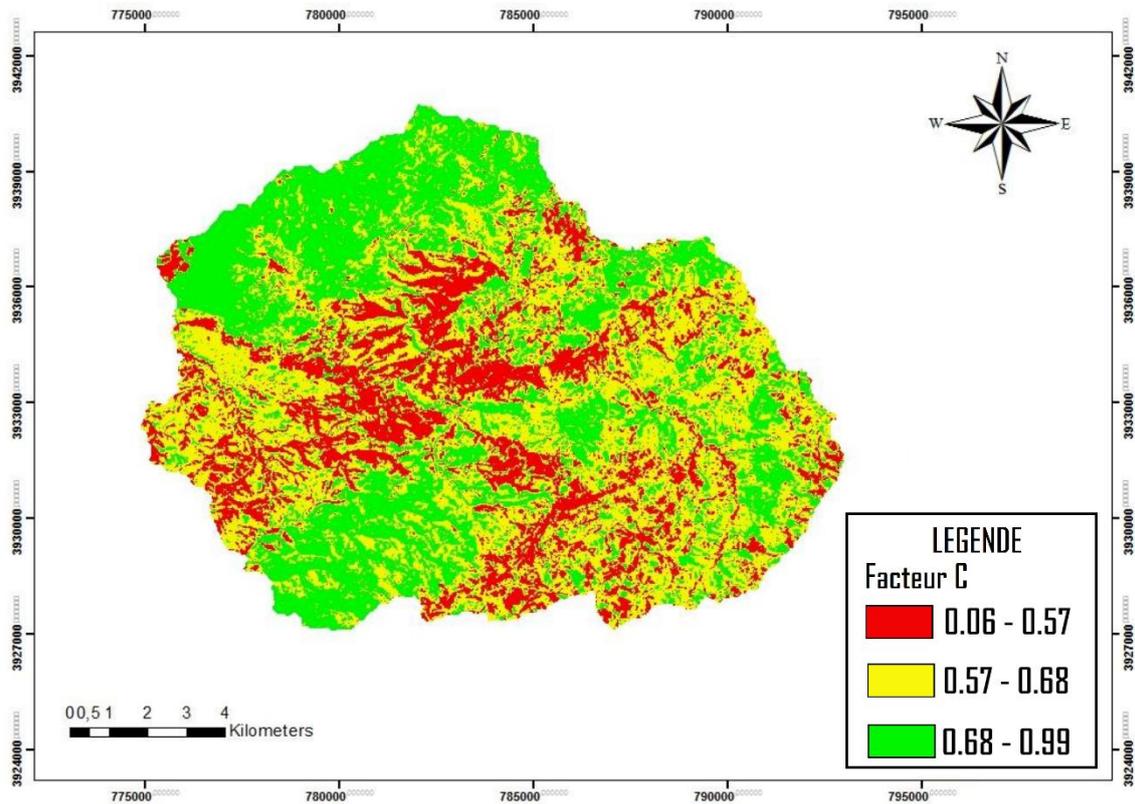


Figure 24c : Facteur de la couverture végétale du sous bassin de Fergoug (mai 2015).

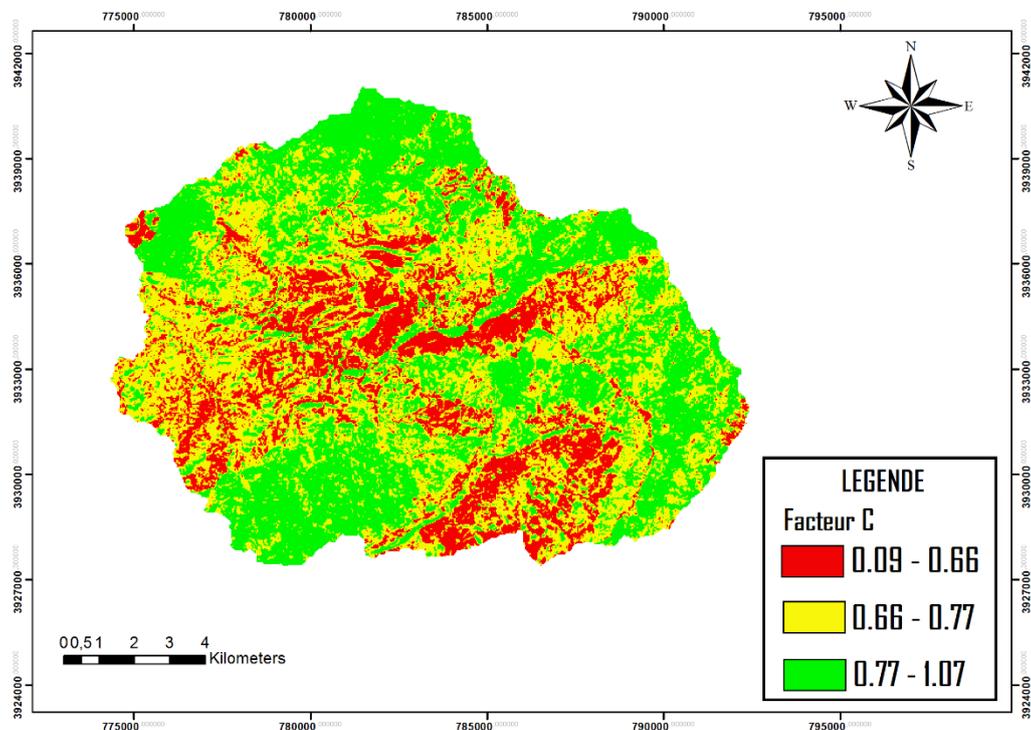


Figure 24d : Facteur de la couverture végétale du sous bassin de Fergoug (novembre 2015).

5.3.5 Cartes de pertes des sols

Les cartes de pertes des sols obtenues à partir de la superposition multiplicative des quatre couches matricielles GIS, représentant les différents facteurs de l'équation USLE ($A = R \times K \times LS \times C \times Pr$; avec $Pr = 1$), exprime les pertes des sols en T/ha/an (figure 25a), (figure 25b), (figure 25c) et (figure 25d).

Les quatre cartes illustrées par la figure 25 (a, b, c et d) représentent les pertes moyennes de sol dans le sous bassin versant de Fergoug en fonction des données fixes (R, K, LS et Pr) et des données variables (C). On note une légère variation intra-annuelle de l'année 2015 d'environ 8% mais une forte variation intra-annuelle de l'année 2000 de l'ordre de 93% (tableau 12), indiquant le niveau d'influence du facteur végétal sur l'érosion des sols.

Selon la classification de Wall et al. (2002), 80% du sous bassin versant représente une érosion de plus de 33T/ha/an, ce qui le place dans la catégorie de très forte érosion.

Selon les auteurs précédents (Issa et al., 2016), la couverture végétale et l'utilisation des terres jouent un rôle majeur dans le processus d'érosion. Nous avons constaté que les zones du Sud et du Nord-Ouest du sous bassin versant sont les zones les moins exposées au processus d'érosion, car un couvert végétal dense est présent. Les taux d'érosion les plus élevés se situent principalement dans les pâturages et les zones pastorales, confirmant le rôle clé de la couverture végétale dans le contrôle de l'érosion des sols.

Nous avons également comparé les cartes de pertes des sols à la carte du facteur de pente LS et nous avons noté que toutes les zones à fortes pertes de sols correspondent aux classes LS les plus élevées. Le travail de Hrabalíková et al. (2017) confirme la pertinence du facteur LS dans la méthode USLE, avec seulement une différence de 6% entre l'estimation avec l'ensemble de données satellitaires et l'estimation avec les mesures sur le terrain. Au niveau du sous bassin de Fergoug, le facteur de pente peut être considéré comme le facteur dominant de l'érosion, il influence fortement le taux d'érosion alors qu'une couverture végétale à faible densité est présente et contribue à augmenter le processus de ruissellement avec un transfert de sédiments en fonction de la lithologie du terrain.

L'analyse de la carte du facteur de pente par rapport aux cartes de perte de sol montre que la classe des pentes la plus basse (0,02 - 2,77) correspondant aux classes de perte des sols les plus faibles (0 à 206,12 T/ha/an). La classe moyenne de pentes (2,77 - 6,12) correspond aux classes

moyennes de pertes des sols (206,12 à 550,80 T/ha/an). La classe de pente la plus élevée (6,12 à 14,29) représente des catégories de pertes des sols allant jusqu'à 1188,92 T/ha/an.

L'impact du facteur topographique sur l'érosion apparaît clairement dans le sous bassin de Fergoug, ce qui est confirmé par les faibles taux d'érosion où les facteurs de pente sont faibles et coïncident avec les sols à faible couverture végétale. Selon Roose (1994), une augmentation de l'angle de pente de 0,25% entraînera une augmentation moyenne de la perte de sol d'environ 3,6 T/ha/an. Cette relation directe entre l'augmentation du facteur de pente et l'augmentation du taux d'érosion est clairement identifiée dans le sous bassin de Fergoug. Les autres facteurs de l'USLE peuvent être considérés comme des éléments d'amplification de l'érosion au second ordre.

Tableau 12 : Variation temporelle des pertes des sols dans le sous bassin versant de Fergoug

Année Hydrologique	période « C »	A (T/ha/an)
Humide	Mai 2015	0,35 – 566, 80
Humide	Novembre 2015	0,39 – 617,66
Sèche	Mai 2000	1,18 – 1188,92
Sèche	Novembre 2000	0,27 –615,10

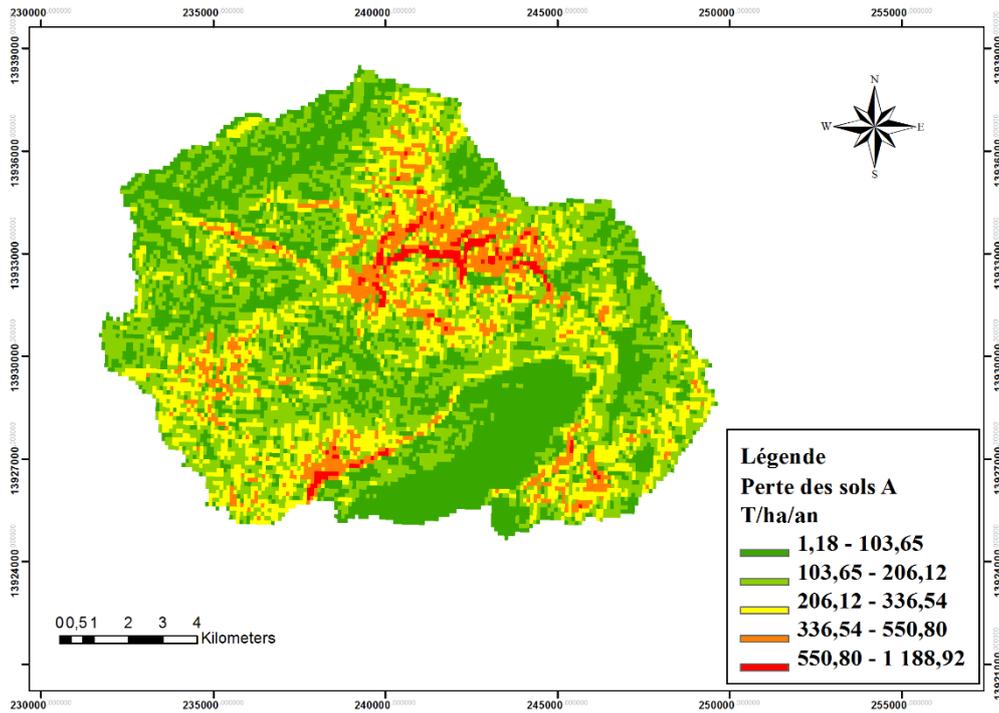


Figure 25a : Cartes des pertes des sols « A » du sous bassin de Fergoug (mai 2000).

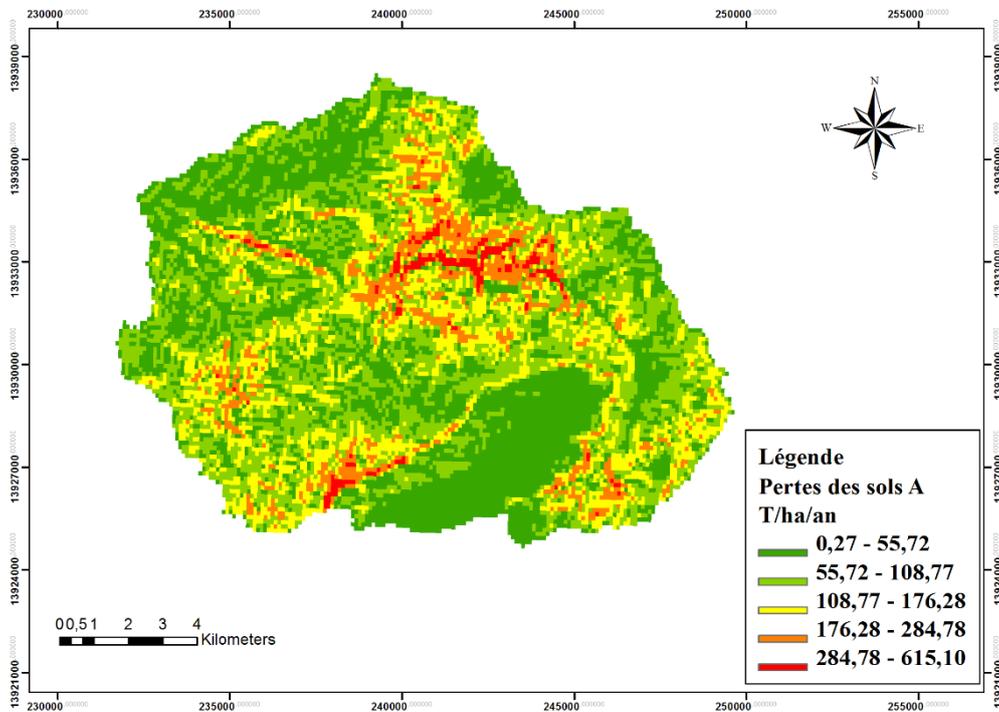


Figure 25b : Cartes des pertes des sols « A » du sous bassin de Fergoug (novembre 2000).

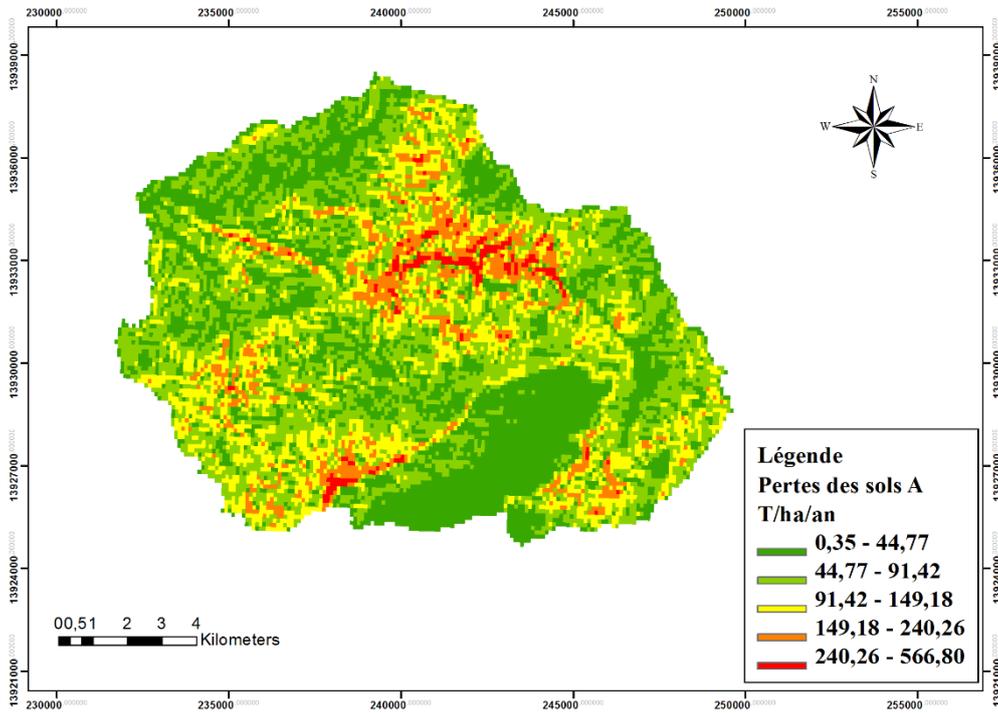


Figure 25c : Cartes des pertes des sols « A » du sous bassin de Fergoug (mai 2015).

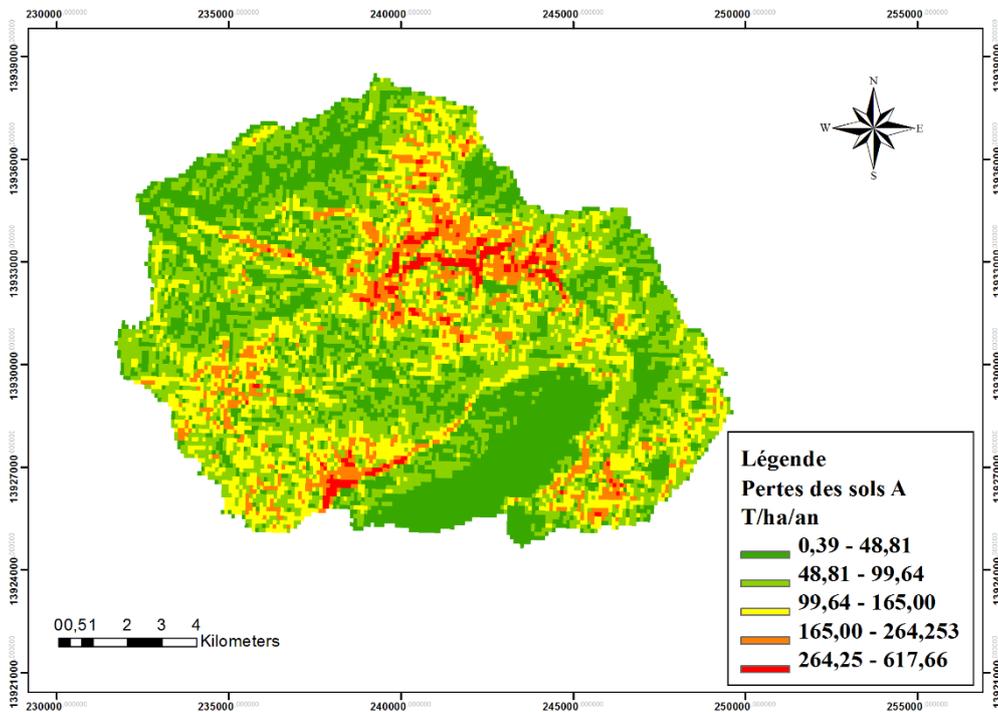


Figure 25d : Cartes des pertes des sols « A » du sous bassin de Fergoug (novembre 2015).

5.4 Conclusion

Les cartes potentielles des pertes des sols dans le sous bassin versant de Fergoug ont été identifiées à l'aide d'images satellite et d'outils SIG. Plusieurs paramètres décrivant le sous bassin obtenu à partir de cartes matricielles, à savoir la topographie, la couverture végétale et la lithologie, ont été utilisés pour mettre en place un modèle régional USLE.

Sur la base de ce modèle, il a été démontré que les pertes de sol dans la zone du sous bassin versant de Fergoug atteint 617,66 T/ha/an. Il a également été démontré que dans le cas d'une année sèche avec peu de couverture végétale, le facteur de perte de sol peut atteindre une valeur de 1188,92 T/ha/an. Ces pertes sont le résultat de plusieurs facteurs marqués par la lithologie érodable, la couverture végétale dégradée et les pentes relativement élevées. La comparaison entre deux périodes différentes, l'une considérée comme sèche avec une couverture végétale réduite, et l'autre considérée comme humide avec une couverture végétale moyenne, confirme l'effet de la dynamique de l'utilisation des terres et de la végétation sur l'érosion.

L'absence de données sur l'intensité des précipitations dans la zone d'étude nous a conduits à utiliser des formules qui dépendent des précipitations mensuelles pour obtenir l'estimation de l'érosivité moyenne des précipitations sur une période de quarante et un ans. Le facteur d'érosivité pluviométrique R est élevé dans la zone Est du bassin mais diminue progressivement vers la région Ouest.

L'application du modèle USLE a donné des résultats qui peuvent être d'une aide précieuse pour les décideurs en matière d'utilisation des terres, en ciblant les zones à risque et en atténuant les facteurs causaux de la dégradation des terres à l'échelle du bassin hydrographique.

Conclusion et perspectives

Le sol et l'eau sont des ressources qui évoluent parallèlement dans les systèmes naturels. Leur utilisation durable s'impose. L'érosion hydrique et la sédimentation sont des phénomènes naturels qui peuvent s'aggraver sous l'action combinée des conditions climatiques et anthropiques. Cette forme de pollution diffuse est souvent mesurée par les quantités de sédiments transportés à l'exutoire des bassins versants.

Les quantités de sédiments disponibles pour le transport dépendent de l'importance et de la fréquence des agents d'érosion, des types de sols, de la topographie et de l'occupation du territoire. L'évaluation de l'érosion hydrique et du transport des sédiments demande d'investir dans des études de simulation qui tiennent compte de la variation spatiale et temporelle de ces paramètres à l'échelle d'un bassin versant. Le recours aux modèles mathématiques et aux systèmes informatiques est nécessaire. L'utilisation conjointe des modèles hydrologiques spatialisés et des systèmes d'information géographique (SIG) rend alors possible l'analyse d'une grande quantité de données susceptibles de définir l'hydrosédimentologie d'un bassin versant.

Une approche géomatique de simulation a été développée afin d'évaluer, dans le temps et dans l'espace, l'impact du climat et de l'occupation des terres sur l'érosion hydrique et la quantité de sédiments transportés vers l'exutoire du sous bassin versant de Fergoug.

Pour ce faire, une étude sur l'érosivité des pluies par cartographie dans le bassin versant de la Macta a été faite, elle a permis de tester les différentes formules traitant le facteur de l'érosivité des pluies « R » sur la base des pluies mensuelles. Egalement, la Variabilité de la pluie et son érosivité au niveau du bassin versant de la Macta a fait l'objet de notre étude, ce qui a permis d'apprécier les différents indices « indice de précipitations (I_p), indice annuel de concentration moyenne des précipitations (PCI), indice de Fournier modifié (MFI), indice de dégradation spécifique (E) ».

La pluviométrie au sein du bassin versant varie de 203mm à 480mm, pour une majorité de la surface du bassin versant ne dépassant pas les 367.1mm. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées à l'Est et au Sud-Ouest du bassin versant. Deux gradients pluviométriques croissants, du Centre vers l'Est et du Centre vers le Sud-Ouest. La partie centrale constitue le point le plus bas à la fois et le plus éloigné de la mer méditerranéenne du bassin versant de la Macta (145m d'altitude).

Les classes des valeurs les plus élevées de l'érosivité selon MFI et Rango-Arnoldus varient de 73.38 et 39.15 à 101.69 à 60.13, elles sont enregistrées au niveau des deux zones Est et Sud-Ouest où les altitudes respectives sont de 806m et 930m, au Sud-Ouest les altitudes respectives sont 635m et 530m. La faiblesse de l'érosivité des pluies au niveau du bassin versant confirme

les causes de l'érosion liées à la texture lithologique, à l'occupation du sol et au facteur topographique.

Les précipitations annuelles dans le bassin versant de la Macta sont caractérisées par des irrégularités inter et intra-annuelles, comme nous l'avons démontré avec les indices PCI et Ip. L'analyse des précipitations révèle une baisse des quantités de pluie pour la majorité des stations étudiées, ceci pour la période d'octobre à mai, tandis que la période de juin à septembre a connue une augmentation. De tels changements peuvent avoir des conséquences néfastes sur l'écosystème, le ruissellement, la recharge des eaux souterraines, l'approvisionnement en eau agricole, les calendriers culturaux et la fragilité des sols.

Concernant l'indice de précipitation (PCI), les valeurs obtenues sur l'ensemble du bassin restent faibles (10 à 15), mais les stations de la partie Nord du bassin proches de la mer (Méditerranée) représentent des valeurs caractérisant des précipitations irrégulières, cette dernière n'est pas le seul facteur qui explique la dégradation des sols dans les régions semi-arides. Les pertes de sol au niveau du bassin de la Macta varient de 62,11 à 487,93 T/km²/an, ce qui explique un taux d'envasement élevé pour les ouvrages hydrauliques comme le Barrage de Fergoug avec un taux d'envasement de 99%. Cependant, les valeurs de l'indice d'érosivité des précipitations de Fournier-Arnoldus sont faibles (15 à 60mm).

Nous avons également étudié huit variables pour l'analyse normalisée des composantes principales pour 42 stations. Ces variables concernent les paramètres pluviométriques (précipitations annuelles moyennes, PCI), les paramètres géographiques (altitude, latitude et longitude) et les indices de l'érosion (MFI, dégradation spécifique). Néanmoins, les caractéristiques géographiques, l'altitude et la latitude sont les variables les plus importantes régissant la répartition spatiale et la variation des précipitations annuelles et intra-annuelles, ce qui est en parfait accord avec la distribution des précipitations dans le bassin.

L'analyse en composantes principales a permis de mettre en évidence l'impact des indices de Fournier et de la concentration annuelle des précipitations sur la dégradation spécifique. Cela montre que les pertes de sol du bassin versant de la Macta sont fortement influencées par les précipitations moyennes annuelles.

Les résultats obtenus dans cette étude sont très intéressants et concluants, ils peuvent être très utiles pour une meilleure compréhension de la combinaison de paramètres influençant la dégradation des sols afin de mieux planifier les systèmes de protection des sols et des eaux de la région par les gestionnaires de terrain.

En termes de perspectives, l'aménagement du bassin versant semble la solution la plus efficace qui permet de diminuer l'apport solide vers la retenue et par conséquent lui attribuer une durée de vie aussi longue que possible. La masse d'eau de ruissellement provient en majorité des terres nues à fortes pentes et des terres labourées et cultivées. La lithologie joue un rôle important également dans l'accentuation de l'érosion, de ce fait, une série de mesures preventives sont nécessaires pour réduire les taux d'érosion, les aménagements des bassins versants de plusieurs milliers d'hectares avec une seule méthode (la banquette et ses variantes), sans prendre en compte la couverture végétale et les techniques culturales, en s'appuyant que sur le seul facteur topographique à montré ses limites. Les structures de gestion des eaux de surface peuvent jouer un rôle utile, une fois qu'on a défini le système de production et les risques réels de ruissellement et d'érosion. Chaque versant exige une étude approfondie si on veut intervenir pour stabiliser durablement le paysage et valoriser le travail des hommes qui en vivent afin d'assurer une rentabilité aux actions entreprises par l'homme, nous devons les répartir comme suit :

- Amélioration de la capacité d'infiltration du sol par les techniques culturales appropriées ;
- Extension du couvert végétal rustique, pérenne et rentable pour les populations locales ;
- Stabilisation des fossés de drainage et fixation des berges avec des arbres bien adaptés et des structures qui ralentissent et absorbent une partie du ruissellement.

L'ensemble des aménagements doit répondre aux souhaits des populations locales, des chercheurs et de l'administration afin d'améliorer les revenus des paysans et de réduire le ruissellement et les transports solides pour protéger la fertilité des sols et retarder l'envasement des barrages.

Références bibliographiques

- Alberts E.E., Wendt R.C., Pierst R.F. 1983.** Physical and chemical properties of eroded soil aggregates. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 26 : 465–471.
- Apaydin H., Erpul G., Bayramin I., Gabriels D. 2006.** Evaluation of indices for characterizing the distribution and concentration of precipitation: A case for the region of South eastern Anatolia Project, Turkey. *Journal of Hydrology* 328 (3) : 726-732. DOI : 10.1016/j.jhydrol.2006.01.019.
- Apaydin H., Erpul G., Bayramin I., Gabriels D. 2006.** Evaluation of indices for characterizing the distribution and concentration of precipitation: A case for the region of Southeastern Anatolia Project, Turkey. *Journal of Hydrology*. 328, 726– 732. doi:10.1016/j.jhydrol.2006.01.019.
- Armstrong S.M., Stein O.R. 1996.** (Eroded aggregate size distributions from disturbed lands). *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 39 (1) : 137–143.
- Arnau-Rosalén E., Calvo-Cases A., Boix-Fayos C., Lavee H., Sarah P. 2008.** Analysis of soil surface component patterns affecting runoff generation. An example of methods applied to Mediterranean hillslopes in Alicante (Spain). *Geomorphology*, 101, 595–606.
- Arnoldus H.M. 1980.** An approximation of the rainfall factor in the Universal Soil Loss Equation. In *Assessments of Erosion*, de Boodts M, Gabriels D (eds). John Wiley and Sons Ltd, Chichester 127–132 p.
- Belnap J., Gillette D.A. 1998.** Vulnerability of desert biological crusts to wind erosion: the influences of crust development, soil texture, and disturbance. *Journal of Arid Environments* 39, p. 133-142.
- Bennett J.P. 1974.** Concepts of mathematical modelling of sediment yield. *Water Resources Research* 10, p. 485-492.
- Bertoni J., Lombardi Neto F. 1990.** *Conservação do solo*. 2.ed. São Paulo, Ícone (in portuguese).
- Beuselinck L., Govers G., Steegen A., Hairsine P. B., Poesen J. 1999b.** (Evaluation of the simple settling theory for predicting sediment deposition by overland flow). *Earth Surface Processes and Landforms*, 24 : 993–1007.
- Beuselinck L., Steegen A., Govers G., Nachtergaele J. Takken I. 2000.** (Characteristics of sediment deposits formed by intense rainfall events in small catchments in the Belgian Loam Belt). *Geomorphology*, 32 (1–2) : 69–82.
- Birot P. 1981.** *Les processus d'érosion à la surface des continents*. Paris, Masson, 605 p.

- Boiffin J. 1984.** La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies (Thèse de doctorat). Paris, Institut National Agronomique de Paris-Grignon, 320 p.
- Boiffin J. 1994.** Place des bassins versants expérimentaux dans les études sur l'érosion hydrique des sols in Houi D. and Verrel J.L. eds., Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales. Actes du Séminaire national Hydrosystèmes, Paris, p. 197-201.
- Boiffin J., Sebillotte M. 1976.** (Climat, stabilité structurale et battance. Essai d'analyse d'un comportement du sol au champ). Annales Agronomiques, 27 (3) : 295–325.
- Boiffin J. 1976.** (Histoire hydrique et stabilité structurale de la terre). Annales Agronomiques, 27 (4) : 447–463.
- Bouchetata A., Bouchetata T. 2006.** Propositions d'aménagement du sous-bassin-versant de l'oued Fergoug (Algérie) fragilisé par des épisodes de sécheresse et soumis à l'érosion hydrique. Science et changements planétaires/Sécheresse 17 (3) : 415-424
- Bouderbala D., Souidi Z., Kattar S., Lourenço L., Nunes A. 2019.** Rainfall variability and soil erosivity in semi-arid regions: case of the western algerian region. Revista Brasileira de Climatologia, 24
- Bracken L. J., Croke J. 2007.** The concept of hydrological connectivity and its contribution to understanding runoff-dominated geomorphic systems. Hydrological Process, 21, 1749-1763.
- Bryan R.B. 2000.** Soil erodability and processes of water erosion on hillslope. Geomorphology 32 (3-4), p. 385–415.
- Bryan R. B., Govers G. Poesen J. 1989.** (The concept of soil erodibility and some problems of assessment and application). Catena, 16 : 393–412.
- Buttafuoco G., Conforti M., Aucelli PPC., Robustelli G., Scarciglia F. 2012.** Assessing spatial uncertainty in mapping soil erodibility factor using geostatistical stochastic simulation. Environmental Earth Sciences 66 (4) : 1111–1125.
- Cantón Y., Solé-Benet A., de Vente J., Boix-Fayos C., Calvo-Cases A., Asensio C., Puigdefábregas J. 2011.** A review of runoff generation and soil erosion across scales in semiarid south-eastern Spain. Journal of Arid Environments, 1-8.
- Casenave A., Valentin C. 1989.** Les états de surfaces de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. Editions de l'ORSTOM Paris, Collection Didactiques. 229 pp.
- CEC (COMMISSION OF EUROPEAN COMMUNITIES). 1992.** Corine Soil erosion risk and important land resources in the southern regions of the European Community. Brussels,

Commission of the European Community EUR 13233 EN, Luxemburg, Office for official Publications of the European Community, 97 p.

Cerdà A., Hooke J., Romero-Diaz A., Montanarella L., Lavee H. 2010. Soil erosion on Mediterranean Type Ecosystems Land Degradation and Development. Land Degradation and Development 21 (2) : 71-74.

Cerdà A. 1997. Rainfall drop size distribution in the Western Mediterranean basin, Valencia, Spain. Catena 30 (2-3) : 169-182.

Cerdan O., Le Bissonnais Y., Govers G., Lecomte V., Oost K., Couturier A., King C., Dubreuil N. 2004. Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. Journal of Hydrology, 299, 4-14.

Chibane b., Bentchakal m., Medjerab a., Benfares b. 2015. Etude de la variabilité et de la structure de pluie annuelle dans une région semi-aride : cas du bassin versant de la Macta (nord-ouest algérien). Larhyss Journal. N° 23, p. 213-229.

Clair A. 1952. Etude hydrogéologique des monts de Saïda.

Commission des Communautés Européennes. 2002. (Vers une stratégie thématique pour la protection des sols). Rapport Technique COM (2002) 179, Direction Générale de l'Environnement. Disponible à <http://europa.eu.int/comm/environment/soil/#1>.

Corradini C., Morbidelli R. Melone F. 1998. On the interaction between infiltration and Hortonian runoff. Journal of Hydrology, 204 (1-4), 52–67.

Cox C, Madramootoo C. 1998. Application of geographic information systems in watershed management planning in St. Lucia. Computers and Electronics in Agriculture 20 (3) : 229-250.

Coyenel A. 2005. Erosion mécanique des sols et transferts géochimiques dans le bassin Adour-Garonne. These doctorat, univ. Bordeaux, p. 596.

Dabral PP., 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 (12) : 1783-1798.

De Jong S.M., Paracchini M.L., Bertolo F., Folving S., Megier J., De Roo A.P.J. 1999. Regional assessment of soil erosion using the distributed model SEMMED and remotely sensed data. Catena 37, p. 291-308.

De Luis M., González-Hidalgo J.C., Longares L.A., Štěpánek P. 2009. Seasonal precipitation trends in the Mediterranean Iberian Peninsula in second half of 20th century. International Journal of Climatology 29 (9) : 1312-1323.DOI: 10.1002/joc. 1778.

- De Luis M., González-Hidalgo J. C., Longares L. A. 2010.** Is rainfall erosivity increasing in the Mediterranean Iberian Peninsula. *Land Degradation and Development* 2 (2) : 139–144. DOI: 10.1002/ldr.918.
- De Vente J., Poesen J., 2005.** Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale. Scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews*, 71, 95–125.
- De Vos B., Lettens S., Muys B., Deckers JA. 2007.** Walkley–Black analysis of forestsoilorganiccarbon: recovery, limitations and uncertainty. *Soilless Use and Management* 23 (3) : 221–229.
- Dietrich W. E. 1982.** (Settling velocity of natural particles). *Water Resources Research*, 18 (6) : 1615–1626.
- Di-Giovanni C., Disnar J.R., Bakyono J.P., Kéravis D., Millet F., Olivier J.E. 2000.** Application de l'étude de la matière organique à l'analyse de l'érosion: exemple du bassin versant du Moulin, dans les terres noires des Alpes-de-Haute-Provence (France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Sciences de la Terre et des planètes* 331, p. 7-14.
- El Garouani A, Chen H, Lewis L, Tribak A, Abharour M. 2008.** Cartographie de l'utilisation du sol et de l'érosion nette à partir d'images satellitaires et du sigidrisi au nord-est du Maroc. *Téledétection* 8 (3) : 193-201.
- Elagib NA. 2011.** Changing rainfall, seasonality and erosivity in the hyperarid zone of Sudan. *Land degradation & development* 22 (6) : 505-512. DOI: 10.1002/ldr.1023.
- Elbouqdaoui, K., Ezzine, H., Badrahoui, M., Rouchdi, M., Zahraoui, M., Ozer A. 2005.** Approche méthodologique par télédétection et SIG de l'évaluation du risque potentiel d'érosion hydrique dans le bassin versant de l'Oued Srou (Moyen Atlas, Maroc). *Geo-Eco-Trop*, 29 : 25-36.
- EPIC, <http://www.brc.tamus.edu/epic>, visited on October 12nd, 2004.**
- Erdogan EH., Erpul G., Bayramin I. 2007.** Use of USLE/GIS methodology for predicting soil loss in a semiarid agricultural watershed. *Environmental monitoring and assessment* 131 (1) : 153-161. doi: 10.1007/s1066100694646.
- Esteves M., Lapetite J. M. 2003.** A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment: a case study in Niger. *Catena*, 50, 255-271.
- FAO. 1997.** Changements du climat et production agricole. Effets directs et indirects du changement des processus hydrologiques, pédologiques et physiologiques des végétaux. Chapitre 3. <http://www.fao.org/docrep/w5183f/w5183f05.htm> consulté le 15/03/2013.

- FAO. 2001.** UN Food and Agriculture Organization, <http://www.fao.org>, visited on December 4th.
- Faucette L.B., Risse L.M., Nearing M.A., Gaskin J.W., West L.T. 2004.** Runoff, erosion, and nutrient losses from compost and mulch mankets under simulated rainfall. *Journal of Soil and Water Conservation* 59(4), p. 154–160.
- Fernandez C., Wu J. Q., McCool D. K., Stöckle C. O. 2003.** Estimating water erosion and sediment yield with GIS, RUSLE, and SEDD. *Journal of Soil and Water Conservation* 58 (3) : 128-136.
- Flanagan D.C., Nearing M.A.1995.** USDA-Water Erosion Prediction Project: Technical documentation, NSERL Report No. 10, National Soil Erosion Research Laboratory, USA.
- Foster G. R., Young R. A. Neibling W. H. 1985.** (Sediment composition for nonpoint source pollution analyses). *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 28 (1) : 133–139, 146.
- Fournier F. 1967.** La recherche en érosion et conservation des sols dans le continent africain=Research on soil erosion and soil conservation in Africa. *Sols Africains=African Soils*, 12 (1).
- Fournier F. 1960.** Climat et érosion. Presse Universitaire de France, Paris, 201 p.
- Fournier F. 1969.** L'érosion hydrique et le climat. *Bulletin Technique d'Information. Meteorologie et Agriculture* no 237, p.111-115.
- Gabriels D., Moldenhauer W. C. 1978.** (Size distribution of eroded material from simulatedrainfall: Effect over a range of texture). *Soil Science Society of America Journal*, 42 : 954–958.
- García-Ruiz J. M. 2010.** The effects of land uses on soil erosion in Spain: a review. *Catena* 81 (1) : 1-11.
- Gee G. W., Or D. 2002.** 2.4 Particle-size analysis, *Methods of soil analysis*. 4 (598) : 255-293.
- GeoWEPP Software. 2004.** <http://www.geog.buffalo.edu/~rensch/geowepp>, visited on October 11th.
- Gimenez R., Govers G. 2002.** (Flow detachment by concentrated flow on smooth and irregular beds). *Soil Science Society of America Journal*, 66 : 1475–1483.
- Gliz M., Remini B., Anteur D., Makhlouf M. 2015.** Vulnerability of soils in the watershed of Wadi El Hammam to water erosion (Algeria). *Journal of Water and Land Development*. No. 24 p. 3–10.

- Gonzalez-Hidalgo J. C., Brunetti M., de Luis M. 2010.** Precipitation trends in Spanish hydrological divisions, 1946–2005. *Climate Research* 43 (3) : 215-228. DOI: 10.3354/cr00937
- Graff B. 2004.** Prédétermination des débits de crue des petits bassins versants torrentiels. Thèse de doctorat à l'Université Montpellier II, France. 376 p + annexes.
- Hairsine P., Rose C. 1992c.** Modelling water erosion due to overland flow using physical principles: 2. Rill flow. *Water resources Research* 28, p. 245-250.
- Hairsine P. B., Hook R. A. 1994.** (Relating soil erosion by water to the nature of the soil surface). Dans So, H. B., Smith, G. D., Raine, S. R., Schafer, B. M. & Loch, R. J., éditeurs, *Sealing, Crusting and Hardsetting Soils: Productivity and Conservation*, pages 77–91, University of Queensland, Brisbane, Australia. Second International Symposium on Sealing, Crusting and Hardsetting Soils: Productivity and Conservation, Australian Society of Soil Science Inc. and ISSCHS.
- Hairsine P. B., Rose C. W. 1992a.** (Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. I. Sheet flow). *Water Resources Research*, 28 (1) : 237–243.
- Hairsine P. B. Rose C. W. 1992b.** (Modeling water erosion due to overland flow using physical principles. II. Rill flow). *Water Resources Research*, 28 (1) : 245–250.
- Hairsine P. B. Rose C.W. 1991.** (Rainfall detachment and deposition: Sediment transport in the absence of flow-driven processes). *Soil Science Society of America Journal*, 55 : 320–324.
- Heddadj D. 1997.** La lutte contre l'érosion en Algérie. *Bulletin Réseau Erosion*. No. 18 p. 168–175.
- Horton R. E. 1935.** *Surface Runoff Phenomena. Part 1. Analysis of the Hydrograph*. Edward Bros : Ann Arbor, MI.
- Hooke R.L. 2000.** On the history of humans as geomorphic agents. *Geology* 28, p. 843-846.
- Hudson N.W. 1975.** The factor determining the extent of soil erosion in Gremland R. ed., *Soil conservation and management in the Humid Tropics*, John Wiley and Sons.
- Hudson N. 1981.** *Soil Conservation. Second Edition*. Cornell University Press, Ithaca, New York.
- Hupy J. 2004.** Influence of vegetation cover and crust type on wind-blown sediment in a semi-arid climate. *Journal of Arid Environments* 58, p. 167-179.
- Issa L. K., Lech-Hab K. B. H., Raissouni A., El Arrim A. 2016.** Cartographie Quantitative du Risque d'Erosion des Sols par Approche SIG/USLE au Niveau du Bassin Versant Kalaya (Maroc Nord Occidental) Quantitative Mapping of Soil Erosion Risk Using GIS/USLE

Approach at the Kalaya Watershed (North Western Morocco). *J Mater Environ Sci* 7 (8): 2778-2795.

James D.E., Hewitt M.J. 1992. To save a river: Building a resource decision support system for the Blackfoot River drainage, *GeoInfo Systems* 2 (10), p. 36-49.

Julien P.Y., Moglen E.M. 1990. Similarity and length scale spatially varied overland flow. *Water Resources Research*, 26 (8), 1819-1832.

Kherchouch A. 2006. Etude hydropluviométrique et analyse du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Hammam, PFE, C.U.Mascara.

Kiassari E. M., Nikkami D., Mahdian M. H., Pazira E. 2012. Investigating rainfall erosivity indices in arid and semiarid climates of Iran. *Turkish Journal of Agriculture and Forestry* 36 (3) : 365-378.DOI:10.3906/tar-1103-9.

Kinnell P.I.A. 2005. Raindrop-impact-induced erosion processes and prediction : a review. *Hydrological Processes* 19 (14), p. 2815–2844.

Kinnell P. I. A., Risse LM. 1998. USLE-M: Empirical modeling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. *Soil Science Society America Journal* 62, p. 1667-1672.

Kirkby M.J., Bracken L.J., Reaney S. J. 2002. The influence of landuse, soils and topography on the delivery of hillslope runoff to channels in SE Spain. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27 (13), 1459– 1473.

Kirkby M.J., Bracken L.J., Shannon J. 2005. The influence of rainfall distribution and morphological factors on runoff delivery from dryland catchments in SE Spain. *Catena*, 62, 136–156.

Kouassi A. M., Kouamé K. F., Goula B. T. A., Lasm T., Paturel J. E., Biémi J. 2008. Influence de la variabilité climatique et de la modification de l'occupation du sol sur la relation pluie-débit à partir d'une modélisation globale du bassin versant du N'zi (Bandama) en Côte d'Ivoire. *Rev Ivoir Sci Technol* 11 : 207-229.

Lal R. 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International* 29, p. 437-450.

Le Bissonnais Y. 1988. Analyse des mecanismes de degradation et de modelisation des particules de terre sous l'action des pluies. These Universite d'Orleans. 216 p.

Leguédois S. 2003. Mécanismes de l'érosion diffuse des sols. Modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés. *Sciences de la Terre*. Université d'Orléans, p. 179.

- Lewis L. A., Verstraeten G., Zhu H .2005.** RUSLE applied in a GIS framework: calculating the LS factor and deriving homogeneous patches for estimating soil loss. *International journal of geographical information science* 19 (7) : 809-829.
- Leys J.F., Eldridge D.J. 1998.** Influence of cryptogamic crust disturbance to wind erosion on sand and loam Rangeland soils. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, p. 963-974.
- Loch R.J., Silburn D.M. 1996.** Constraints to sustainability - soil erosion in Clarke L. and Wylie P.B. eds., *Sustainable Crop Production in the Sub-tropics: an Australian perspective*, QDPI.
- Maaliou A. 2010.** Contribution à l'étude de l'impact de l'érosivité des pluies sur le transport solide de quelques grands bassins versants. USTHB, Thèse de Magister. 75 p.
- Maamar-Kouadri K., Kouri L., Chebouti Y. 2016.** Using the Arnoldus Indice to map the risks of rainfall Erosivity in the Tell Oran (Algeria). *Geo-Eco-Trop.*, 2016, 40, 4 : 287-296.
- Marcey F., Berville D. 2003.** Synthèse bibliographique: bilan des connaissances sur l'érosion et les phénomènes de ruissellement, Sinfotech, 28 p.
- Martínez-Casasnovas J. A., Ramos M. C., Benites G. 2016.** Soil and Water Assessment Tool Soil Loss Simulation at the Sub-Basin Scale in the Alt Penedès–Anoia Vineyard Region (Ne Spain) in the 2000s. *Land Degradation & Development* 27(2): 160-170.DOI: 10.1002/ldr.2240.
- Masson J.M. 1980.** Mesure de l'agressivité des pluies en rapport avec l'érosion des sols. *La Météorologie* 20-21, p. 327-334.
- Mayor A. G., Bautista S., Bello J. 2011.** Scale-dependent variation in runoff and sediment yield in a semiarid Mediterranean catchment. *Journal of Hydrology*, 397, 128–135.
- Mazour M. 1992.** Les facteurs de risque de l'érosion en nappe dans le bassin versant d'Isser, Tlemcen, Algérie. *Bull. Réseau Erosion* (12) : 303-313.
- Meddi M., Talia A., Martin C. 2009.** Évolution récente des conditions climatiques et des écoulements sur le bassin versant de la Macta (Nord-Ouest de l'Algérie). *Physio-Géo. Géographie physique et environnement*, (3) : 61-84.
- Mermut A.R., Luk S.H., Römkens M.J.M., Poesen J.W.A. 1997.** Soil loss by splash and wash during rainfall from two loess soils. *Geoderma* 75, p. 203-214.
- Merritt W.S., Letcher R.A. Jakeman A.J. 2003.** A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling and Software* 18, p. 761-799.
- Meyer L. D., Harmon W. C., McDowell L. L. 1980.** (Sediment size eroded from crop row sideslopes). *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 23 (4) : 891–898.

- Mitasova H., Brown W. M., Hohmann M., Warren S. 2001.** Using soil erosion modeling for improved conservation planning: a GIS-based tutorial. <http://www4.ncsu.edu/~hmitaso/gmslab/reports/CerlErosionTutorial/denix/denixstart.html>
- Moore I.D., Foster G.R. 1990.** Hydraulics and overland flow. In: Anderson, M.G., Burt, T.P. Eds., Process Studies in Hillslope Hydrology. Wiley, Chichester, pp. 215–254.
- Mounirou L. A. 2012.** Etude du ruissellement et de l'érosion à différentes échelles spatiales sur le bassin versant de Tougou en zone sahélienne du Burkina Faso: quantification et transposition des données (Doctoral dissertation, Montpellier 2).
- Morehead M., Syvitski J., Hutton E., Peckham S. 2003.** Modelling the temporal variability in the flux of sediment from ungauged river basins. *Global and Planetary Change* 39, p. 95-110.
- Morsli B., Mazour M., Mededjel N., Hamoudi A., Roose E. 2004.** Influence de l'utilisation des terres sur le risque du ruissellement et d'érosion sur les versants semiarides du nord-ouest de l'Algérie. Note de recherche. Sécheresse. Vol. 15. No. 1 p. 96–104.
- Nebie O. 1996.** Dégradation du milieu et aménagement dans le plateau central, Burkina Faso. *Berichte des Sonderforschungsbereichs 268, Band 7, Frankfurt a. M.* p. 149-176.
- Nunes A. N., Coelho C. O. A., De Almeida A. C., Figueiredo A. 2010.** Soil erosion and hydrological response to land abandonment in a central inland area of Portugal. *Land Degradation & Development* 21 (3) : 260-273. DOI: 10.1002/ldr.973.
- Nunes A. N., Lourenço L., Vieira A., Bento-Gonçalves A. 2016.** Precipitation and erosivity in southern Portugal: seasonal variability and trends (1950–2008). *Land Degradation & Development* 27 (2) : 211-222. DOI: 10.1002/ldr.2265.
- Okalp K. 2005.** In partial fulfillment of the requirements for the degree of master of science in geodetic and geographic information technologies. Mémoire master, Middle East Technical University. P. 124.
- Oliver J. E. 1980.** Monthly precipitation distribution: a comparative index. *The Professional Geographer* 32 (3) : 300-309.
- Pardini G., Gispert M., Dunjo G. 2003.** Runoff erosion and nutrient depletion in five mediterranean soils of NE Spain under different land use. *Science of the Total Environment* 309 (1-3), p. 213–224.
- Paredes D., Trigo RM, Garcia-Herrera R, Trigo IF. 2006.** Understanding precipitation changes in Iberia in early spring: weather typing and storm-tracking approaches. *Journal of Hydrometeorology* 7 (1) : 101-113.

- Philandras C.M., Nastos P.T., Kapsomenakis J., Douvis K.C., Tselioudis G., Zerefos C.S. 2011.** Long term precipitation trends and variability within the Mediterranean region. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 11 (12) : 3235.
- Poesen J.W.A., De Luna E., Franca A., Nachtergaele J. and Govers G. 1999.** Concentrated flow erosion rates as affected by rock fragment cover and initial soil moisture content. *Catena* 36, p. 315-329.
- Poesen J.W.A., Torri D. and Bunte K. 1994.** Effects of rock fragments on soil erosion by water at different spatial scales: a review. *Catena* 23, p. 141-166.
- Porto P., Walling D.E., Ferro V. 2001.** Validating the use of caesium-137 measurements to estimate soil erosion rates in a small drainage basin in Calabria, Southern Italy. *Journal of Hydrology* 248, p. 93-108.
- Pradhan B., Chaudhari A., Adinarayana J., Buchroithner MF. 2012.** Soil erosion assessment and its correlation with landslide events using remote sensing data and GIS: a case study at Penang Island, Malaysia. *Environmental monitoring and assessment* 184 (2): 715-727, doi: 10.1007/s1066101119968.
- 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.
- Prats S. A., Malvar M. C., Vieira D. C. S., MacDonald L., Keizer J. J. 2013.** Effectiveness of hydromulching to reduce runoff and erosion in a recently burnt pine plantation in central Portugal. *Land degradation & development* 27 (5) : 1319-1333. DOI:10.1002/ldr.2236.
- Proffitt A. P. B., Rose C. W. Hairsine P. B. 1991.** (Rainfall detachment and deposition: Experiments with low slopes and significant water depths). *Soil Science Society of America Journal*, 55 : 325–332.
- Rango A., Arnoldus H.M.J. 1987.** Aménagement des bassins versants. In: *Cahiers techniques de la FAO* : 1-11.
- Remini B., Hallouche W. 2005.** Prévision de l'envasement dans les barrages du Maghreb. *Larhyss Journal*. No. 4 p. 69–80.
- Renard K.G., G.R. Foster., G.A.Weessies., D.K. McCool., D.C. Yoder. 1997.** Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation. U.S. Dep. Agric., Agric. Handb. N° 703.

- Renard K. G., Foster G. R., Laflen J. M., McCool D. K. 1994.** The revised universal soil loss equation. In: Lal R (ed) Soil erosion: research methods, soil and water conservation society, Florida, p. 105–124.
- Renard K. G., Foster G. R., Weesies G. A., McCool D. K., Yoder D. C. 1997b** Predicting soil erosion by water: A Guide to Conservation Planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Agriculture Handbook, No.703, US Department of Agriculture, Washington DC.
- 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.
- Ritchie J.C., Ritchie C.A. 2003.** Bibliography of publications of ¹³⁷Cesium studies related to erosion and sediment deposition. July 25, 2003, Maryland, USA, USDA-ARS, Hydrology and Remote Sensing Laboratory.
- Roose E. 1994.** Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). Bull Pédol FAO, 70.
- Roose E. 1973.** Dix-sept ans de mesures expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallithique sableux de Basse Côte d'Ivoire. ORSTOM, Abidjan, 12p. These Doc. Ing. Fac. Sci. Abidjan, no 20.
- Roose E. 1977.** Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest : 20 années de mesures sur de petites parcelles. ORSTOM Paris, Travaux et Doc. No78, 105 p.
- Roose E. 1980.** Dynamique actuelle de sols ferrallithiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale. Etude expérimentale des transferts hydrologiques et biologiques de matières naturelles ou cultivées. These Doct. es Sciences, Université d'Orléans, 587 p. in : Travaux et Documents de l'ORSTOM, Paris, no 130, 569p.
- Roose E., Smolikowski B. 1997.** Comparaison de trois techniques de mesure de l'infiltration sur fortes pentes : monocylindre et 2 simulateurs de pluies. Application à un versant de la vallée de Godim au Cap Vert. Réseau Erosion Bull. Montpellier : ORSTOM, 17 : 282-296.
- Rose C.W. 1993.** Erosion and sedimentation in Bonell M., Hufschmidt M.M. and Gladwell J.S. eds., Hydrology and water management in the Humid Tropics: hydrological research issues and strategies for water management, Cambridge University Press, p. 301-343.
- Schäfer J., Blanc G., Lapaquellerie Y., Maillet N., Maneux E., Etcheber H. 2002.** Ten-Year-Observation of the Gironde Tributary Fluvial System: Fluxes of Suspended Matter, Particulate Organic Carbon and Cadmium. Marine Chemistry 2002; 79 : 229-242.

- Sharma A. 2010.** Integrating terrain and vegetation indices for identifying potential soil erosion risk area. *Geo-Spatial Information Science* 13 (3) : 201-209.
- Sharma A., Tiwari K. N., Bhadoria P. B. S. 2011.** Effect of land use land cover change on soil erosion potential in an agricultural watershed. *Environmental Monitoring and Assessment* 173 (1-4): 789-801. doi: 10.1007/s1066101014236.
- Sivapalan M., Kalma J. D. 1995.** Scale problems in hydrology : Contributions of the Robertson workshop, in *Scale Issues in Hydrological Modeling*, edited by J. D. Kalma and M. Sivapalan, pp. 1 –8, John Wiley, Hoboken, N. J.
- Slattery M. C., Burt T. P. 1997.** (Particle size characteristics of suspended sediment in hillslope runoff and stream flow). *Earth Surface Processes and Landforms*, 22 : 705–719.
- Souidi Z., Hamimed A., Zaagane M., Donze F. 2017.** Cartographie des zones à risque d'érosion hydrique : Application au bassin versant d'oued Fergoug dans les monts des Béni-Chougranes en Algérie. *Sagren*. 01 (01) : 1-8.
- Stengel P., Gelin S. 1998.** Sol, interface fragile. Chap 9 l'érosion hydrique des sols cultivés en milieu tempéré. Institut National de la Recherche agronomique, ed. Quae, 222 p.
- Stott T.A. Grove J.R. 2001.** Short-term discharge and suspended sediment fluctuations in the proglacial Skeldal River, north-east Greenland. *Hydrological Processes* 15, p. 407-423.
- SWCS, Soil Water Conservation Society. 2005.** <http://www.swcs.org>, visited on June 23rd.
- Valentin C. 1981.** Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de region sub desertique Agadez. Rep. du Niger). *Dynamique de formation et consequences sur l'economie en eau*. These Paris, 213 p.
- Van de Giesen N.C., Stomph T.J., de Ridder N. 2005.** Surface runoff scale effects in West African watersheds : Modelling and management options. *Agriculture Water Management*, 72, 109–130, doi:10.1016/j.agwat.2004.09.007.
- Van de Giesen N.C., Stomph T.J., Ayaji A.E., Bagayoko F. 2011.** Scale effects in Hortonian surface runoff on agricultural slopes in West Africa : Field data and models. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 142, 1-2, 95-101.
- Van der Knijff JM., Jones R. J. A., Montanarella L. 2000.** Soil Erosion Risk Assessment in Europe. EUR 19044 EN, Office for Official Publications of the European Communities, Luxembourg, 34 p.
- Ventura S.J., Chrisman N.R., Connors K., Gurda R.F., Martin, R.W.1988.** A land information system for soil erosion control planning, *Journal of Soil and Water Conservation* 43 (3), p. 230-233.

- Vrieling A. 2006.** Satellite remote sensing for water erosion assessment: A review. *Catena* 65 (1) : 2-18.
- Wall G. J., Coote D. R., Pringle E. A., Shelton I. J. 2002.** Équation universelle révisée des pertes de sol pour application au Canada: Manuel pour l'évaluation des pertes de sol causées par l'érosion hydrique au Canada. Direction générale de la recherche, Agriculture et Agroalimentaire, Canada, N. AAC2244F, 117 p.
- Walling D.E. 1998.** Use of ¹³⁷Cs and other fallout radionuclides in soil erosion investigations: progress, problems and prospects. IAEA-TECDOC-1028, 39-62.
- Wijesekera N.T.S., Samarakoon, L. 2001.** Extraction of Parameters and Modelling Soil Erosion Using GIS in Grid Environment, Proceedings of the Asian Conference on Remote Sensing, Singapore, November.
- Wischmeier W.H., Smith D.D. 1978.** Prediction rainfall erosion losses, a guide to conservation planning Science.U.S.Dept. Agriculture.Agric. Handbook 537, 60 p.
- Wischmeier W.H., Smith D.D. 1965.** Prediction rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains: a guide for selection of practices for soil and water conservation. U.S. Dept Agriculture. Agric. Handbook 282.
- Yoder, R. E. 1936.** (A direct method of aggregate analysis of soils and a study of the physical nature of erosion losses). *Journal of American Society of Agronomy*, 28 (5) :337–351.
- Zhang L., O'Neill A., Lacy S. 1995.** Spatial analysis of soil erosion in catchments: a review of modelling approaches. International Congress on Modelling and simulation (MODSIM95). *Water Resources and Ecology* 3, p. 58-64.
- Zhou P., Luukkanen O., Tokola T., Nieminen J. 2008.** Effect of vegetation cover on soil erosion in a mountainous watershed. *Catena* 75 (3) : 319-325.
- Ziadat FM., Taimeh AY. 2013.** Effect of rainfall intensity, slope, land use and antecedent soil moisture on soil erosion in an arid environment. *Land Degradation & Development* 24 (6) : 582-590.DOI:10.1002/ldr.2239.

Annexes

Annexe 1 :

Tableau : paramètres/indices de pluie et érosion par station au niveau du bassin versant de la Macta

Station Name	Longitude	Latitude	P moy ann 1970- 2011	R Arnoldus 1980 (moyen)	indice fournier MFI (moyen)	R Rango (moyen)	PCI annuel
RAS EL MA	-0,809334000	34,494740000	203,08	39,78	19,22	3,34	9,47
SID ALI BEN YOUB	-0,734043000	34,978248000	361,00	115,59	67,04	29,36	10,45
EL HACAIBA	-0,755568000	34,702013000	312,98	86,54	48,37	16,64	10,03
SARNO Bge	-0,574060000	35,180350000	366,94	141,65	75,53	36,13	11,39
SIDI BEL ABBES	-0,658583000	35,191520000	336,80	119,80	62,43	25,94	11,18
HASSI DAHO	-0,538585000	35,091110000	335,91	116,04	61,33	25,15	11,04
MOSTEFA BEN BRAHIM	-0,356967000	35,192004000	334,39	123,06	62,60	26,06	11,37
AIN TRID	-0,675747000	35,285762000	414,21	182,96	99,49	58,36	11,78
CHEURFAS BGE	-0,251628000	35,404398000	325,40	117,07	59,12	23,60	11,34
MERINE	-0,451765000	34,781331000	329,06	91,95	53,22	19,65	9,98
DAOUD YOUB	-0,214122000	34,920480000	235,99	58,56	28,06	6,45	10,23
MEFTAH SIDI BOUBEKEUR	0,055986000	35,031000000	290,33	85,53	43,98	14,10	10,6
AIN EL HADJAR	0,149130000	34,757058000	351,39	109,54	62,96	26,33	10,36
HAMMAM RABI	0,186280000	34,931920000	277,74	76,18	39,38	11,63	10,37
OUED TARIA	0,091058000	35,115659000	287,61	82,47	42,59	13,34	10,46
AIN TIFRIT	0,401859000	34,917816000	367,23	113,07	67,86	29,99	10,22
TAMESNA	0,464584000	34,847322000	333,61	97,04	55,23	20,96	10,08
BENIANE	0,231450000	35,101077000	320,04	106,91	55,00	20,81	10,91
MAOUSSA	0,248202000	35,378314000	308,05	100,00	51,26	18,41	10,97
FROHA	0,130040000	35,303213000	293,39	95,30	46,91	15,77	11,07
MATEMORE	0,215025000	35,329824000	300,45	92,08	47,47	16,11	10,68
TIZI	0,076127000	35,320075000	351,62	122,59	66,82	29,19	10,98
SIDI KADA	0,344322000	35,330201000	369,33	123,93	71,21	32,61	10,6
AIN FARES	0,247782000	35,481576000	411,64	160,22	93,06	51,96	11,15
NESMOTH MF	0,381819000	35,251571000	480,00	205,74	126,78	88,98	11,18
GHRIS	0,166501000	35,246272000	306,84	92,76	48,64	16,80	10,49
MASCARA	0,146428000	35,392860000	345,89	119,53	64,59	27,52	10,96
SAHOUET OUIZERT	-0,079531000	35,207846000	256,12	70,30	34,04	9,03	10,54
BOU HANIFIA BGE	-0,069807000	35,291959000	281,29	84,38	41,83	12,92	10,74
SFISSEF	-0,226020000	35,231837000	338,38	120,48	62,78	26,20	11,14
HACINE	-0,004537000	35,459880000	324,12	115,89	58,66	23,27	11,34
MOHAMMADIA GRHA	0,104206000	35,590378000	316,74	118,29	57,37	22,39	11,61
TROIS RIVIERES	-0,085948000	35,218519000	233,79	63,30	28,81	6,76	10,7

OGGAZ	-0,255370000	35,564871000	264,17	89,88	39,97	11,94	11,63
BOU HENNI	-0,086492000	35,565329000	255,20	82,11	36,49	10,19	11,38
FORNAKA	-0,056751000	35,774381000	268,80	93,35	41,47	12,73	11,66
SAMOURIA	0,115319000	35,622188000	281,32	94,04	44,32	14,29	11,37
MOCTA DOUZ	-0,046623000	35,609550000	286,91	103,95	47,05	15,86	11,61
FERME BLANCHE (S.ABDELMOUMEN)	0,013060000	35,657361000	306,41	102,73	51,29	18,43	11,09
BLED TAOURIA	0,230748000	35,835681000	326,67	131,00	62,10	25,70	11,82
MARAIS DE SIRAT	0,176414000	35,750668000	293,41	109,73	50,27	17,80	11,86
FERME ASSORAIN	0,277981000	35,902936000	329,80	135,27	64,45	27,42	12,03

Annexe 2 : Photos de la région d'étude



Cliché Bouderbala D., août 2016. Piste empruntée à l'intérieur du sous bassin de Fergoug lors de l'échantillonnage des sols.



Cliché Bouderbala D., août 2016. Affaissement de terrain.



Cliché Bouderbala D., août 2016. Végétation éparses et formes de l'érosion.



Cliché Bouderbala D., août 2016. Végétation assez dense.

Annexe 3 : Article

Arabian Journal of Geosciences (2018) 11:744

<https://doi.org/10.1007/s12517-018-4092-3>

Mapping and monitoring soil erosion in a watershed in western Algeria

Djazia Bouderbala, Zahira Soudi, Frédéric Donze, Mohamed Chikhaoui & Laounia Nehal